

UNIVERSITE DE YAOUNDÉ I

FACULTÉ DES SCIENCES

CENTRE DE RECHERCHE ET DE
FORMATION DOCTORALE EN
SCIENCES, TECHNOLOGIES ET
GEOSCIENCES



UNIVERSITY OF YAOUNDÉ I

FACULTY OF SCIENCE

POSTGRADUATE SCHOOL FOR
SCIENCES, TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES

DÉPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES

UNITE DE RECHERCHE ET DE FORMATION DOCTORALE EN GEOSCIENCES ET
APPLICATIONS

DOCTORAL RESEARCH UNIT FOR GEOSCIENCES AND APPLICATIONS

LABORATOIRE DE GÉOSCIENCES DES FORMATIONS SUPERFICIELLES

LABORATORY OF GEOSCIENCES OF SUPERFICIAL FORMATIONS

**Etude de l'évolution tectono-stratigraphique de l'anté-Cénomanién du
sous-bassin de Kribi-Campo, à partir des données sismiques et de forages
: Implications sur la dynamique sédimentaire et la prospection pétrolière**

Thèse présentée en vue de l'obtention du diplôme de Doctorat/PhD en Sciences de la Terre

Option : Géologie des Formations Superficielles

Spécialité : Géophysique Appliquée

Par

MIENLAM ESSI Mike-Franck

Master ès Sciences

Matricule : 05S094

Sous la co-direction de :

MBIDA YEM

Chargé de Cours

(Université de Yaoundé I)

YENE ATANGANA Joseph Quentin

Maître de Conférences

(Université de Yaoundé I)



Année académique 2021-2022



UNITE DE RECHERCHE ET DE FORMATION DOCTORALE
« GEOSCIENCES ET APPLICATIONS »

30 JAN 2023

ATTESTATION DE CORRECTION DE THESE DE DOCTORAT/PhD

Option : Géosciences des Formations Superficielles

Spécialité : Géophysique Appliquée

Nom et Prénom du candidat : MIENLAM ESSI Mike-Franck

Matricule : 05S094

Titre de la Thèse : Etude de l'évolution tectono-stratigraphique de l'anté-Cénomanién du sous-bassin de Kribi-Campo, à partir des données sismiques et de forages : implications sur la dynamique sédimentaire et la prospection pétrolière.

Date de soutenance : vendredi, le 23 Décembre 2023.

Nous, membres du jury, après avoir lu le document qui nous a été présenté, attestons que le candidat a effectué toutes les corrections, conformément aux observations formulées lors de la soutenance.

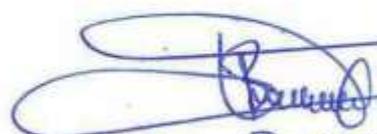
En foi de quoi, la présente **Attestation de correction** lui est délivrée, pour servir et valoir ce que de droit.

30 JAN 2023

Président du jury


Njigui Paul-Désiré
Professeur

Les Membres du Jury


A. BISSO

Prof. Sylvain Bamba
Maitre de Conférences

DEDICACE

Je dédie ce travail à :

Mes parents Mme **ESSI ETOUA** née **BOBIYATE ESSI** Irène et M. **ESSI ETOUA** Yasoua qui ont quitté respectivement ce monde en 2003 et 2005.

Ma sœur cadette **BOBIYATE ESSI Irène Victoire Tatiana**, qui a quitté ce monde en début d'année 2020.

REMERCIEMENTS

La présente thèse a été réalisée grâce aux efforts conjugués de plusieurs personnes à qui je me dois d'exprimer ma profonde gratitude.

Je tiens à témoigner toute ma reconnaissance à **l'Éternel, Dieu Tout-Puissant**, qui m'a toujours accordé son secours dans toutes les circonstances de ma vie et en particulier pendant la réalisation de ce travail.

Je remercie le Professeur **YENE ATANGANA** Joseph Quentin, Chef de l'équipe pédagogique de géophysique au Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I qui non seulement a accepté d'assurer l'encadrement de ce travail, mais m'a également pris pour un fils. Il m'a accordé sa confiance depuis mes travaux de Master et m'a appris les valeurs humaines, merci pour vos encouragements incessants.

Mes remerciements vont également à l'endroit du Docteur **MBIDA YEM**, Chargé de Cours au Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I, pour m'avoir encadré dans l'analyse des données de subsurface et mis à ma disposition et à titre gracieux les données de subsurface utilisées dans ce travail.

À la fin de cette thèse, j'ai une pensée pleine d'émotion pour le Professeur **ABOSSOLO ANGUE** Monique, Vice-Doyen chargé de la Recherche et de la Coopération, et Maître de Conférences au Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I, pour son soutien dès mon entrée en cycle d'initiation à la recherche.

Je témoigne ma vive gratitude au Chef de Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I, le Professeur **NDJIGUI** Paul-Désiré, qui a toujours été une source de motivation dans la finalisation de ce cycle de recherche. Il a cru en ma modeste personne, en dépit de ses multiples responsabilités.

Mes remerciements vont également à tout le personnel enseignant du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I, en particulier les Professeurs **ONANA** Vincent Laurent, **NGOS III** Simon, **BISSO** Dieudonné, **NGUEUTCHOUA** Gabriel, **EKOMANE** Emile, **TCHOUANKOUE** Jean-Pierre, et les Docteurs **ANABA** Achille, **NTSAMA ATANGANA** Jacqueline, pour m'avoir inculqué volontairement ou involontairement, un esprit de rigueur et de discipline scientifique.

Je tiens à remercier la Société Nationale des Hydrocarbures du Cameroun (**SNH**) par l'intermédiaire de mon second encadreur pour l'obtention des données de subsurface disponibles pour la réalisation de ce travail.

Je remercie également la société du Bureau de Recherches Géologiques et minières de France pour m'avoir accordé une licence académique du Logiciel **Geological Data Modeling (GDM)**, qui a été utilisé pour la modélisation géologique des données sismiques et de contrôle terrain.

J'exprime ma profonde reconnaissance à mon frère aîné le Docteur **ABATE ESSI** Jean Marcel, Chercheur à l'**IRGM** de Yaoundé, qui a également été disponible dans la réalisation de ce travail et particulièrement dans l'utilisation pratique du logiciel **Geological Data Modeling (GDM)** fourni par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM)-France.

J'exprime ma profonde reconnaissance aux experts en exploration pétrolière, avec qui j'ai eu des échanges très constructives, en l'occurrence les Professeurs **Bilal HAQ** de l'Université de Sorbonne (France), Christopher Jackson **AIDEN-LEE** de l'Université de Manchester (Angleterre), Franke **DIETER** du BGR (Allemagne), Igor **EFFIMOF** de Houston-Texas (Etats-Unis d'Amérique), Eun **YOUNG LEE** Enseignante au Département de Géologie de l'Université de Vienne (Autriche) et le Docteur Yuan **HUANG** de SINOPEC Petroleum Exploration and Production Research Institute Beijing (Chine). J'ai bénéficié de leurs expériences dans le domaine aussi bien sur le plan scientifique que professionnel.

Ma gratitude va aussi à l'endroit de mes camarades, les docteurs **MBANGA NYOBE** Jules ; **KOAH** Serge Parfait ; **ETOUNDI AKOA** Philémon Rémi ; **PEPOGO MANMVELE** Didier Augustin ; **NGO'O ZE** Arnaud, **NGAMY KANWA** Aurélie, **MFONKA** Zacharie, **MALLA** Henriette, **madame GWET née NGONO** Estelle Noé et **messieurs MEYOMESSE** Éric Samuel, **MADI BOUKAR**, **DOUM MOTANOC** Josty Christian, **AMOUGOU MENKPWA** Leonel.

Je remercie également vivement mes confrères géophysiciens, **MEDZA EKODO** Jean Marc, **KOUNGOU** Grégory, **TSIMI NTSENGUE** Calixte, **SECKE BECKONGA** Boris, **MENANGA** Renaud, **DEFFO** Ferdinand, **ONANA ENAMA** Léandre, **TONYE** Tedy Landry, **OGODIGA** Edwige, **MADJOU GANG BEUKAM** Ingrid, **LEKOMO MEMEKENG** Romel, **MADJO** Jeanne Vanelle, **MOULIOM MBOUOMBOUO** Arnold Steven.

Je n'oublie pas mes relations de la société savante *Society Exploration Geophysicists* (SEG) et mes amis de par le monde à l'instar de Sara **KELLAL**, Géophysicienne et représentante du SEG Women's of Algeria, Rahmandhika **TRI PUTRA** de l'Université d'Aberdeen (Écosse, Royaume-Uni), Dr Andrea **DI CAPUA** chercheur à CNR-IGAG (Lombardie, Italie) et **Dr** Yannick **SANTERRE** à Colwyn Bay (Pays de Galles, Royaume-Uni).

Je remercie ensuite la famille **ESSI ETOUA**, constituée de **MEMVOLA M'ESSI** Suzie Frantzine, **EDENGUELE ESSI** Emile Faustin, **ETOUA ESSI** Yannick Charles, **EDENGUELE ESSI** Emilienne Richelle, **ESSI AVOTO** Jeanne Fernande Lablonde, **ABOSSOLO ESSI** Moseley Chancel, **ESSI ESSI** Ricardo Faustino, **METOGO M'ESSI** Joseph Joël, **ESSI ESSI** Yasoua Ryan et **ETOUA ESSI** Yannick Schilo, pour vos multiples motivations, qui m'ont aidé à ne pas me lasser sur le plan académique, et à mieux cerner les dernières recommandations de papa, valables pour nous tous.

Je ne saurais oublier de dire merci à Maman **ASSE TSONDO** Virginie veuve **ABATE ESSI** Thomas pour m'avoir beaucoup encouragé en m'accueillant à son domicile lors de la finalisation de ces travaux.

Je remercie également mon oncle **M. EDJO'O MINKO** Désiré, cadre à la Caisse Nationale de Prévoyance sociale de Garoua, pour ses encouragements et son soutien indéfectible lors de la finalisation de ce travail.

Ma gratitude va également à l'endroit de mes frères **ESSI ESSI** Herman, **ABATESSI** Vanessa, **ABOSSOLO ABATE** Michel et **ABATE ESSI** Marie Thomas.

Nombreux sont ceux qui m'ont aidé d'une manière ou d'une autre, mais dont les noms ne sont pas mentionnés ici ; qu'ils veuillent bien recevoir mes sincères remerciements.

TABLE DES MATIÈRES

DEDICACE.....	i
REMERCIEMENTS.....	ii
TABLE DES MATIERES	v
LISTE DES ABREVIATIONS ET SIGLES.....	vii
LISTE DES TABLEAUX	ix
LISTE DES FIGURES.....	x
RÉSUMÉ.....	xiii
ABSTRACT	xiv
INTRODUCTION GENERALE	1
1. Contexte et problématique.....	2
2. Objectifs de l'étude.....	4
3. Approche méthodologique	4
4. Architecture de la Thèse	4
CHAPITRE I : CADRES GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE.....	6
I.1. Cadre géographique.....	7
I.1.1. Localisation	7
I.1.2. Hydrographie.....	7
I.1.3. Orographie et bathymétrie.....	10
I.2. Cadre géologique.....	10
I.2.1. Evolution géodynamique	12
◇ Segmentation.....	14
◇ Phases tectoniques	19
I.2.2. Cadre stratigraphique	22
I.2.3. Cadre paléogéographique et évolution eustatique.....	25
I.2.4. Historique de recherches	25
CHAPITRE II : MATERIEL, TRAITEMENT ET INTERPRETATION.....	34
II.1. Matériel.....	35
II.1.1. Données de forages	35
II.1.2. Données sismiques.....	36
II.2. Traitement des données sismiques.....	42
II.3. Méthodes d'analyse des différentes données.....	50
II.3.1. Données de Forages	50
II.3.2. Données sismiques.....	52
II.4. Logiciels utilisés	70

CHAPITRE III : ANALYSE ET INTERPRETATION	72
III.1 Analyse des puits	73
III.2. Sismique	78
III.2.1 Calage sismique-forage	78
III.2.2 Analyse des Profils NW-SE	78
III.2.3 Analyse des Profils NE-SW	86
III.3. Correspondances géologiques des limites et séquences	92
III.3.1 Nature stratigraphique des limites	95
III.3.2 Nature stratigraphique des séquences.....	98
III.4. Signification géologique des éléments structuraux	98
CHAPITRE IV : SYNTHESE ET DISCUSSION	103
IV.1. Synthèse des résultats	104
IV.1.1. Hypothèses sur la signification chronostratigraphique des surfaces et séquences identifiées	108
IV.1.2. Hypothèse sur la segmentation de la zone d'étude	109
IV.2. Discussion	116
IV.2.1 Distribution des dépôts anté-Cénomaniens	116
IV.2.2. Paléoenvironnements de l'anté-Céno-manien	118
IV.2.3. Cibles pétrolières associées	120
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES	127
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	130
ANNEXES	xv
PUBLICATION SCIENTIFIQUE	xxiv

LISTE DES ABREVIATIONS ET SIGLES

1D : une dimension

2D : deux dimensions

3D : trois dimensions

4D : quatre dimensions

AFR : Afrique

AMS : Amérique du Sud

BGR : Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (société géologique allemande)

BLCU: Base-Late Cretaceous Unconformity

CMP: Common Mid-Point

DKC : Douala/Kribi-Campo

DLS : Downlap Surface

DMO : Dip Moveout Correction

ECL : Exploitations consultants Limited.

ESE : Est-Sud-Est

Fig. : Figure

FS : Flooding Surface

GXT : Global exploration Technology.

KFZ : Kribi fracture zone.

LVC : Ligne Volcanique du Cameroun

Ma : million d'années

MAC : Marge Atlantique du Cameroun

MFS : Maximum Flooding Surface

NE : Nord-Est

NMO : Normal Moveout Correction

NW : Nord-Ouest

NW : Nord-Ouest

RMO : Ride Médio Océanique

SAL : Sergipe Alagoas

SB : Limite de Séquence

SBP : Surface de base de progradation

SE : Séquence

SE : Sud-Est

SEG : Society Exploration Geophysicists

SNH : Société Nationale des Hydrocarbures.

SPT : Simon Petroleum Technology.

SSA : Sud Sanaga

SW : Sud-Ouest

WNW : Ouest-Nord-Ouest

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1: Caractéristiques des puits.....	35
Tableau 2.2: Paramètres d'acquisition de la sismique Cameroon Span.....	38
Tableau 2.3: Caractéristiques des profils analysés.....	38
Tableau 2.4 : Signification géologique des paramètres des réflexions sismiques	58
Tableau 2.5: Cycles eustatiques et ordre de séquences de dépôts.	64
Tableau 3.1: Identification des prospects sur chaque puits.....	76
Tableau 3.2: Présentation des principaux faciès sismiques identifiés dans cette étude.....	93
Tableau 3.3: Nature géologique des surfaces identifiées sur les profils analysés.	95
Tableau 4.1: Indices d'hydrocarbures recensés sur les puits analysés.....	123
Tableau 4.2: Inversions de polarité identifiées dans cette étude.....	124

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : A- Localisation du Cameroun en Afrique B- Segmentation de la Marge Atlantique du Cameroun (MAC) C- Localisation de la zone d'étude.....	8
Figure 1.2 : Hydrographie générale du bassin versant du Nyong et des fleuves côtiers Sud	9
Figure 1.3A. Orographie et bathymétrie de la zone d'étude.	10
Figure 1.3B. Profil bathymétrique de la section AB dans la zone de Kribi	11
Figure 1.3C. Profil bathymétrique de la section A'B' dans la zone de Campo.	11
Figure 1.4. Présentation d'une marge issue d'un rifting actif. A-Points chauds de Sainte Hélène (1) et Tristan Dan Cunha (2) au niveau de la marge sud-ouest africaine B- Rifting thermotectonique de la Plaque équatoriale africaine et la plaque sud-Américaine	13
Figure 1.5 : Concept de bassin de type rift . Le trait interrompu représente la Ride médio-océanique (RMO).	15
Figure 1.6 : Modèle de bassin de type « pull apart ».	16
Figure 1.7 : Schéma évolutif de la marge ouest africaine, indiquant un modèle bassin de transfert de failles. Les traits noirs correspondent à des failles.	16
Figure 1.8 : Carte géologique de la marge de Kribi-Campo indiquant la distribution des dépôts sédimentaires anté-Cénomaniens.	18
Figure 1.9 : Charte Litho-chronostratigraphique du bassin de Douala/Kribi-Campo montrant les formations et phases tectoniques.	20
Figure 1.10 : Courbe eustatique globale du Jurassique Supérieur à l'Albien terminal.....	27
Figure 1.11 : Coupe géologique E-W du domaine sud atlantique camerounais avec des prospects identifiés dans l'intervalle anté-Cénomaniens.	32
Figure 2.1 : Localisation des lignes sismiques Cameroon Span et forages pétroliers	37
Figure 2.2 : Principe de l'acquisition sismique marine.....	40
Figure 2.3 : Présentation d'un signal sismique.	43
Figure 2.4 : Observation des anomalies dues aux différences d'heures causées par l'altitude ou les intempéries qui ont persisté pendant toute la durée de l'enregistrement.	46

Figure 2.5 : Application de la correction statique qui aboutira à l'élimination des anomalies	46
Figure 2.6 : (a) Une collection de traces traitées avec un CMP commun.	47
Figure 2.7 : Schéma du principe de l'application de la correction DMO.	48
Figure 2.8 : (A) Pile non migrée CMP montrant les reflets d'un dôme de sel dans le golfe du Mexique. (B) Pile après traitement DMO.	49
Figure 2.9 : Observation du processus graduel de migration du flanc d'un dôme de sel.	50
Figure 2.10 : Nomenclature des terminaisons des réflecteurs sismiques	54
Figure 2.11 : Configurations des réflexions internes.	57
Figure 2.12 : Configurations externes des réflexions.....	59
Figure. 2.13 : Modèle de remplissage sédimentaire de marge siliciclastique.	62
Figure. 2.14 : Théorie d'un Bright spot (Sheriff et Geldar, 1995; Brown, 2010).....	66
Figure. 2.15 : Théorie d'un Dim spot (Sheriff et Geldar, 1995; Brown, 2010).....	66
Figure. 2.16 : Illustrations des Bright spot et Dim spot (Brown, 2010)	68
Figure. 2.17 : Illustration d'un Flat spot (Brown,2010).....	62
Figure 3.1 : Section de puits.....	74
Figure 3.2 : Distribution à partir des puits, de la profondeur de la surface du toit de l'Albien (limite sommitale de l'anté-Cénomanién) dans le domaine offshore de la zone d'étude.	75
Figure 3.3: Distribution spatiale des prospectes identifiés à partir de l'ensemble des puits disponibles dans le domaine du plateau continental de Kribi-Campo.....	77
Figure 3.4 : Calage de la portion Est de la ligne sismique CS6600 avec le forage F15 pour marquer la surface du toit de l'Albien.	79
Figure 3.5 : Réflecteurs sismiques (H) identifiés au-delà de 1000 m de bathymétrie sur le profil CS6600 à partir des types de terminaisons (onlap, toplap, troncature, downlap).	80
Figure 3.6 : Réflecteurs sismiques (H) identifiés au-delà de 400 m de bathymétrie sur la ligne sismique CS6700 à partir des types de terminaisons (onlap, toplap, troncature, downlap).1 : portion NW ; 2 : portion SE.	81
Figure 3.7 : Limites (H ₁ , H ₂ , H ₃ et H ₄) et séquences sismiques (SE ₁ , SE ₂ et SE ₃) rencontrées sur le profil CS6600 . (a) Section brute ; (b) Section interprétée. Les flèches bleues traduisent des soulèvements.....	83

Figure 3.8: Limites (H ₁ , H ₂ , H ₃ et H ₄) et séquences sismiques (SE ₁ , SE ₂ et SE ₃) identifiées sur le profil CS6700 . (a) Section brute ; (b) Section interprétée. t	85
Figure 3.9 : Réflecteurs sismiques (H) au-delà de 1000 m de bathymétrie, identifiés sur la ligne sismique CS8500 à partir des types de terminaisons (onlap, troncature, downlap).....	87
Figure 3.10 : Réflecteurs sismiques (H) identifiés sur la ligne sismique CS8600 à partir des types de terminaisons (onlap, toplap).....	88
Figure 3.11: Limites (H ₁ , H ₂ , H ₃ et H ₄) et séquences sismiques (SE ₁ , SE ₂ et SE ₃) rencontrées sur le profil CS8600 . (a) Section brute ; (b) Section interprétée. La flèche bleue désigne un soulèvement.....	90
Figure 3.12: Limites (H ₁ , H ₂ , H ₃ et H ₄) et séquences sismiques (SE ₂ et SE ₃) rencontrées sur le profil CS8500 . (a) Section brute ; (b) Section interprétée. La Flèche bleue désigne un soulèvement.....	91
Figure 3.13 : Natures stratigraphiques des limites et séquences sismiques identifiées dans l'intervalle anté-Cénomaniensur le profil CS6600	96
Figure 3.14 : Natures stratigraphiques des limites et séquences sismiques identifiées dans l'intervalle anté-Cénomaniensur le profil CS6700	97
Figure 3.15 : Natures stratigraphiques des limites et séquences sismiques identifiées dans l'intervalle anté-Cénomaniensur le profil CS8600	99
Figure 3.16 : Natures stratigraphiques des limites et séquences sismiques identifiées dans l'intervalle anté-Cénomaniensur le profil CS8500	100
Figure 4.1: Distribution spatiale des principales surfaces qui subdivisent le recouvrement étudié dans la zone offshore de Londji-Campo.	106
Figure 4.2: Distribution spatiale du toit du sel (surface violette) à partir de la sismique et puits dans l'anté-Cénomaniens.	107
Figure 4.3: Signification chronostratigraphique des limites et systèmes de dépôts rencontrés au-delà de 1200 m de bathymétrie sur le profil CS6600	110
Figure 4.4 : Signification chronostratigraphique des limites et systèmes de dépôts rencontrés au-delà de 400 m de bathymétrie sur le profil CS6700	111
Figure 4.5 : Signification chronostratigraphique limites et systèmes de dépôts rencontrés au-delà de 1200 m de bathymétrie sur le profil CS8600	112
Figure 4.6 : Signification chronostratigraphique des limites et systèmes de dépôts rencontrés au-delà de 1200 m de bathymétrie sur le profil CS8600	113

Figure 4.7 : Distribution spatiale des systèmes de dépôts dans le domaine marin du sous-bassin de Kribi-Campo.	115
Figure 4.8 : Modèle conceptuel de segmentation de la zone d'étude obtenue à partir de la sismique, présentant les horsts et grabens identifiés.	117
Figure 4.9 : Distribution des indices de pétrole et gaz dans le domaine offshore de la zone d'étude.	121
Figure 4.10 : Localisation des probables prospects de l'anté-Cénomanién dans le secteur non foré	122

RÉSUMÉ

Le sous-bassin de Kribi-Campo est situé dans le domaine Sud de la Marge Atlantique du Cameroun. Dans le but d'améliorer l'état des connaissances sur l'évolution tectono-sédimentaire de l'intervalle anté-Cénomaniens de ce domaine, 04 lignes sismiques de type migrée profondeur associées à **15** forages ont été réinterprétés sur une superficie de plus de 6600 km² en domaine offshore. Les résultats obtenus par l'analyse des forages montrent que la sédimentation anté-Cénomaniens est scellée au toit par la discordance régionale du Toit de l'Albien, reconnue sur l'ensemble des puits. Ce recouvrement est représenté par des dépôts Apto-Albiens, constitués principalement de grès, d'argilites sombres et d'évaporites. L'analyse et l'interprétation des lignes sismiques ont permis de ressortir de la profondeur vers la surface, trois séquences (**SE1**, **SE2** et **SE3**). L'architecture stratigraphique est constituée respectivement par une séquence de remplissage pré/syn-rift datée Jurassique Supérieur à Barrémien (**SE1**), une séquence de transgression Aptien (**SE2**) et enfin une séquence de haut niveau eustatique Aptien Moyen à Albien (**SE3**). L'évolution des différentes séquences montrent dans l'ensemble un caractère progradant/aggradant à la base, rétrogradant et un caractère aggradant/progradant au sommet. Cette succession stratigraphique montre que l'intervalle étudié n'est pas essentiellement continental, suggérant l'occurrence et un haut niveau de la mer pendant cette période. La modélisation 3D de ces éléments, révèle que ces dépôts ont une grande extension du domaine marin vers le domaine continental. La mise en corrélation de tous ces résultats suggère que l'anté-Cénomaniens correspond à un cycle stratigraphique de 2nd ordre. Sur le plan tectonique, cette sédimentation est recoupée par des failles NE-SW, NW-SE et N-S, toutes associées aux horsts de Yassoukou à l'Ouest et de Kribi-campo à l'Est, avec les grabens du Nyong et Londji-Campo.

Cette étude apporte des données nouvelles sur la paléogéographie de l'anté-Cénomaniens, et permet non seulement de confirmer des niveaux potentiellement réservoirs ou roches-mères de type lacustre dans cet intervalle, mais également des roches-mères marines. L'analyse de leur distribution spatio-temporelle est un outil important pour la réorientation des prospectifs d'exploration du sous-bassin étudié, notamment dans la cartographie de ces derniers.

Mots clés : Puits pétroliers ; Sismique Cameroon Span ; Dynamique sédimentaire ; Paléoenvironnements ; Anté-Cénomaniens ; Kribi-Campo.

ABSTRACT

The Kribi-Campo sub-basin is located in the Southern domain of the Cameroon Atlantic Margin. In order to improve the state of knowledge on the tectonic-sedimentary evolution of the pre-Cenomanian interval of this domain, 04 depth-migrated seismic lines associated with 15 boreholes were reinterpreted over an area of more than 6600 km² in the offshore domain. The results obtained from the borehole analysis show that the pre-Cenomanian sedimentation is sealed at the top by the regional unconformity of the Top Albian, which is recognized in all the wells. This sedimentary cover is represented by Apto-Albian deposits, which mainly consist of sandstone, dark shales and evaporite. The analysis and interpretation of the seismic lines have made it possible to identify three sequences (SE1, SE2 and SE3) from depth to surface. The stratigraphic architecture is constituted respectively by a pre/syn-rift filling sequence dated Late Jurassic to Barremian (SE1), an Aptian transgression sequence (SE2) and finally a Middle Aptian to Albian high eustatic level sequence (SE3). The evolution of the different sequences shows overall a prograding/aggrading character at the base, retrograding, and an aggrading/prograding character at the top. This stratigraphic succession shows that the studied interval is not essentially continental, suggesting the occurrence of high sea level during this period. The 3D modeling of these features reveals that these deposits have a wide extension from the marine to the continental domain. The correlation of all these results suggests that the Early Cenomanian corresponds to a 2nd order stratigraphic cycle. Based on the structural context, this sedimentation is cut by NE-SW, NW-SE and N-S faults, all associated with the Yassoukou High in the west and the Kribi-Campo High in the east, with the Nyong and Londji-Campo grabens.

This study provides new data on the palaeogeography of the pre-Cenomanian, and not only confirms potential reservoir levels or lacustrine-type source rocks in this interval, but also marine source rocks. The analysis of their spatio-temporal distribution is an important tool for the reorientation of exploration prospects in the studied sub-basin, especially in their mapping.

Keywords: Borehole; Cameroon Span Seismic; Sedimentary Dynamics; Paleoenvironments; Pre-Cenomanian; Kribi-Campo.

INTRODUCTION GENERALE

1. Contexte et problématique

L'intérêt de plus en plus prononcé de l'offshore profond par les compagnies pétrolières et les communautés scientifiques, a entraîné une intensification de la prospection des hydrocarbures dans les zones suivantes : le Golfe du Mexique, l'Atlantique Nord-Est, la marge brésilienne et le Golfe de Guinée. S'agissant de ce dernier domaine, il s'est tenu du 25 au 26 octobre 1999 à Londres, une conférence intitulée « **Oil and Gas Developments in West Africa** » avec pour principale résolution la densification des recherches dans plusieurs bassins sous-explorés de la marge Sud-ouest africaine, afin de mieux cartographier la répartition géographique des prospects. Ainsi, certains travaux, portant sur la distribution des réserves pétrolières dans les bassins des marges de l'Atlantique Sud et Equatoriale (Coward et al., 1999 ; Beglinger et al., 2012 ; Brownfield & Charpentier, 2006 ; Brownfield, 2016), montrent que les bassins homologues de Sergipe-Alagoas (NE du Brésil) et de Douala/Kribi-Campo (SW du Cameroun) se situent dans une zone productrice, caractérisée par la présence des roches mères pré et post salifères.

Dans le bassin de Douala/Kribi-Campo (DKC), certaines études (Batupe et al., 1995 ; Brownfield et Charpentier, 2006; Loule et al., 2018), montrent que ce domaine semble être sous-exploré avec des découvertes relativement modestes en comparaison avec celui du Rio Del Rey (RDR), situé au NW de la Marge Atlantique du Cameroun (MAC). Ainsi, ces auteurs suggèrent une réorientation des concepts d'exploration dans le domaine sud Atlantique camerounais. Ce bassin d'une superficie d'environ 19000 km², est séparé du bassin du RDR par la Ligne Volcanique du Cameroun (LVC), et se subdivise en deux sous-bassins : le sous-bassin de Douala au Nord et celui de Kribi-Campo au sud.

Le sous-bassin de Kribi-Campo qui constitue le site d'étude, a fait l'objet de plusieurs travaux sur la sédimentologie, la stratigraphie, la géochimie et la géophysique tant à l'affleurement qu'en subsurface (Pauken, 1992 ; Nguene et al., 1992 ; Ntamak-Nida et al., 2010 ; Mbida, 2012 ; Iboum Kissaaka et al., 2016). Toutes ces études ont largement contribué à la connaissance de l'histoire de ce sous-bassin, depuis sa genèse jusqu'à l'Actuel. Toutefois, la revue de tous ces travaux montre qu'il existe toujours des controverses sur les caractéristiques tectono-stratigraphiques de la sédimentation ante-Cénomanienne et la paléogéographie associée.

Des travaux récents menés au niveau du sous-bassin de Kribi-Campo montrent que ce domaine est caractérisé par une couverture sédimentaire épaisse de 8km en offshore (Mbida,

2012) et d'âge Jurassique terminal à Actuel (CGG Robertson, 2015). Cette sédimentation est subdivisée, de la surface vers la profondeur, en neuf formations. Il s'agit du Wouri et Matanda (**Pliocène à Actuel**), Kribi (**Miocène moyen**), Souellaba (**Oligocène à Miocène moyen**), N'kapa (**Danien supérieur à Lutétien**), Logbaba (**Campanien moyen à Maastrichtien**), Logbadjeck (**Turonien à Campanien inférieur**), Mundeck Supérieur (**Albien à Cénomaniens**) et Mundeck Inférieur (**Berriasien ? à Aptien moyen**). Ces deux dernières formations ont globalement été déposées pendant la période ante-Cénomaniens, limitée à son toit par la discontinuité finie Albienne. C'est cette surface qui marque la limite entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur. La revue de la littérature montre qu'il existe toujours des zones d'ombres sur la dynamique sédimentaire associée aux dépôts anté-Cénomaniens. Pour certains auteurs (Fairhead, 1986 ; Wornardt et al., 1999 ; Aloisi et al., 1995 ; Benkhélil et al., 2002 ; Ntamak-Nida et al., 2010), cette sédimentation est essentiellement continentale (syn-rift). La phase post-rift débute pendant l'intervalle Albien terminal-Cénomaniens et se poursuit jusqu'à l'Actuel. Pour d'autres (Pauken, 1992 ; Coward et al., 1999 ; Ostanciaux, 2012 ; Robertson, 2015), cette période stratigraphique est marquée par la présence des dépôts continentaux et marins. La phase syn-rift (**Néocomien à Aptien**), caractérisée par des sédiments continentaux et la phase post-rift qui débute à l'Aptien par des incursions marines et atteint un haut niveau eustatique à l'Aptien moyen.

S'agissant des évaporites, la revue de la littérature laisse apparaître des controverses quant à leur présence ou non dans le domaine étudié et lorsqu'elles existent, à la période géologique de dépôt.

Les études d'Aloisi et al. (1995) puis de Benkhélil et al. (2002), laissent entrevoir l'absence de sel dans ce domaine de l'Atlantique. Ces auteurs s'appuient sur les travaux de Pautot et al. (1973) qui montrent que l'extension des dépôts salifères ne dépasse pas la latitude 1°N. En plus, dans le bassin de Douala/Kribi-Campo les sondages de l'exploration pétrolière ne montrent pas la présence de sel aptien syn-rift. Ainsi, selon ces auteurs, l'origine des plis observés est liée au rejeu en décrochement des failles de transfert, et non à la présence d'une tectonique salifère sous-jacente. Toutes ces observations ont été prises en compte dans des travaux récents (Torskvik et al., 2009 ; Moulin et al., 2010 ; Ye et al., 2017), qui en schématisant les bordures des marges ouest africaines et nord-est du Brésil, montrent que le sel n'atteint pas la zone étudiée.

D'autres travaux par contre, mettent en évidence des dépôts salifères dans le bassin de Douala/Kribi-Campo, mais d'âge différent. Sel Aptien pour les premiers (Nguene et al., 1992 ;

SPT, 1995 ; ECL, 2001 ; SNH, 2019 ; Loule et al., 2018) et anté-Aptien pour d'autres (Davison, 2007 ; Mbida, 2012).

2. Objectifs de l'étude

Ce travail a pour principal objectif d'effectuer une caractérisation tectono-stratigraphique détaillée des dépôts anté-Cénomaniens du sous-bassin de Kribi-Campo

Pour y parvenir, ce travail de thèse se propose pour objectifs spécifiques :

- l'identification et la signification stratigraphique des discontinuités anté-Cénomaniennes ;
- la reconstitution de l'architecture stratigraphique et structurale ;
- l'analyse des interactions entre tectonique et sédimentation ;
- l'identification des éléments visibles du système pétrolier.

3. Approche méthodologique

Pour atteindre les objectifs susmentionnés, les travaux suivants seront menés :

- l'analyse des données de puits, afin de ressortir la distribution litho-chronostratigraphique des dépôts anté-Cénomaniens dans la zone d'étude ;
- l'analyse suivie de l'interprétation des données sismiques ;
- une étude comparative des résultats obtenus avec ceux des travaux antérieurs.

4. Architecture du manuscrit

Outre l'introduction générale, la conclusion générale et les perspectives envisagées, le manuscrit est divisé en quatre chapitres.

Le **chapitre 1** porte sur le cadre géographique et le contexte géologique de la zone d'étude.

Le **chapitre 2** concerne les données et méthodes d'analyse utilisées dans ce travail. Cette section présente également les principales étapes du traitement des données sismiques.

Le **chapitre 3** présente l'analyse suivie de l'interprétation des données de subsurface (puits et sismique) dans le domaine offshore.

Le **chapitre 4** sert de synthèse de l'ensemble des résultats obtenus, puis de discussion sur **i)** la distribution spatiale des dépôts identifiés, **ii)** les paléoenvironnements de l'anté-Cénomanién, et **iii)** des éléments de système pétrolier visibles.

CHAPITRE I :

CADRES GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

Cette partie présente le cadre géographique et le contexte géologique du sous-bassin de Kribi-Campo et s'achève par la revue des travaux géophysiques antérieurs sur l'anté-Cénomanién.

I. Cadre Géographique

I.1 Localisation

Sur le plan administratif, le sous-bassin de Kribi-Campo se situe dans la région du Sud-Cameroun, département de l'Océan et regroupe les localités bordières allant de Kribi à Campo.

La zone d'étude est située en bordure du Golfe de Guinée entre les coordonnées 2°18' - 3°20' de latitude Nord et 9°04' - 10°04' de longitude Est. Ce segment de la Marge Atlantique du Cameroun couvre une superficie d'environ 6195 km² dont 45 km² en onshore. Sur le continent, il est limité au Nord par l'embouchure du fleuve Nyong et au Sud par celui du fleuve Ntem (Mbesse, 2014). Dans sa partie offshore, qui s'étend sur 25 km de large environ, il est limité au Nord par le horst sous-marin de Yassoukou (SPT, 1995), à l'Est par le socle précambrien dont la bordure orientale montre deux directions N-S et NW-SE, au Sud par le Horst de Campo et à l'Ouest par les bassins équato-guinéens (Fig. 1.1).

I.2. Hydrographie

La zone d'étude se situe dans le bassin versant du Nyong et des fleuves côtiers sud Camerounais (Fig. 1.2). Elle est alimentée par cinq fleuves : le Nyong, la Lokoundjé, la Kienké, la Lobé et le Ntem. D'une longueur d'environ 690 km, le Nyong prend sa source dans la région d'Abong-Mbang. Il est formé d'un domaine amont aux pentes faibles et d'une zone aval aux pentes fortes marquées par des chutes et des rapides (MINEE, 2009). Son débit moyen est de 446 m³/s avec un régime équatorial.

La Lokoundjé quant à elle prend sa source des contreforts ouest du plateau Centre-Sud, et se jette à l'embouchure du Nyong dans l'Océan Atlantique. Ce fleuve également est constitué de deux branches principales : la Lokoundjé proprement dite et l'Akié venant du Sud-Est (MINEE, 2009). De longueur 216 km, ce fleuve a un débit de 42 m³/s.

La Kienké et la Lobé se jettent dans l'Océan Atlantique au niveau de Kribi. Leurs débits moyens annuels sont respectivement de 49,2 et 102 m³/s (MINEE, 2009).

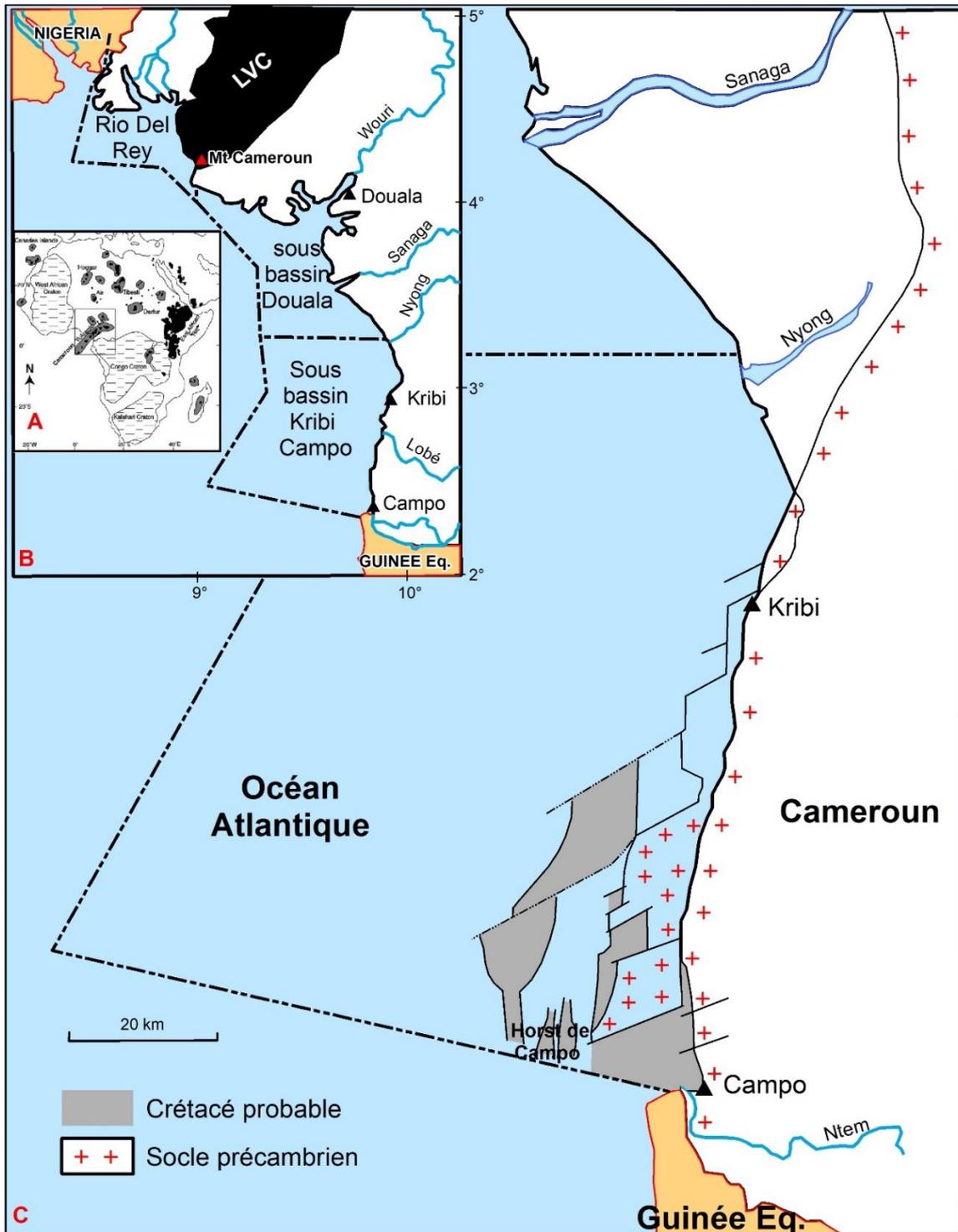


Figure 1.1 : A- Localisation du Cameroun en Afrique B- Segmentation de la Marge Atlantique du Cameroun (MAC) C-Localisation de la zone d'étude (modifié de Ntamak-Nida et al., 2010 ; Marcel et al., 2018).

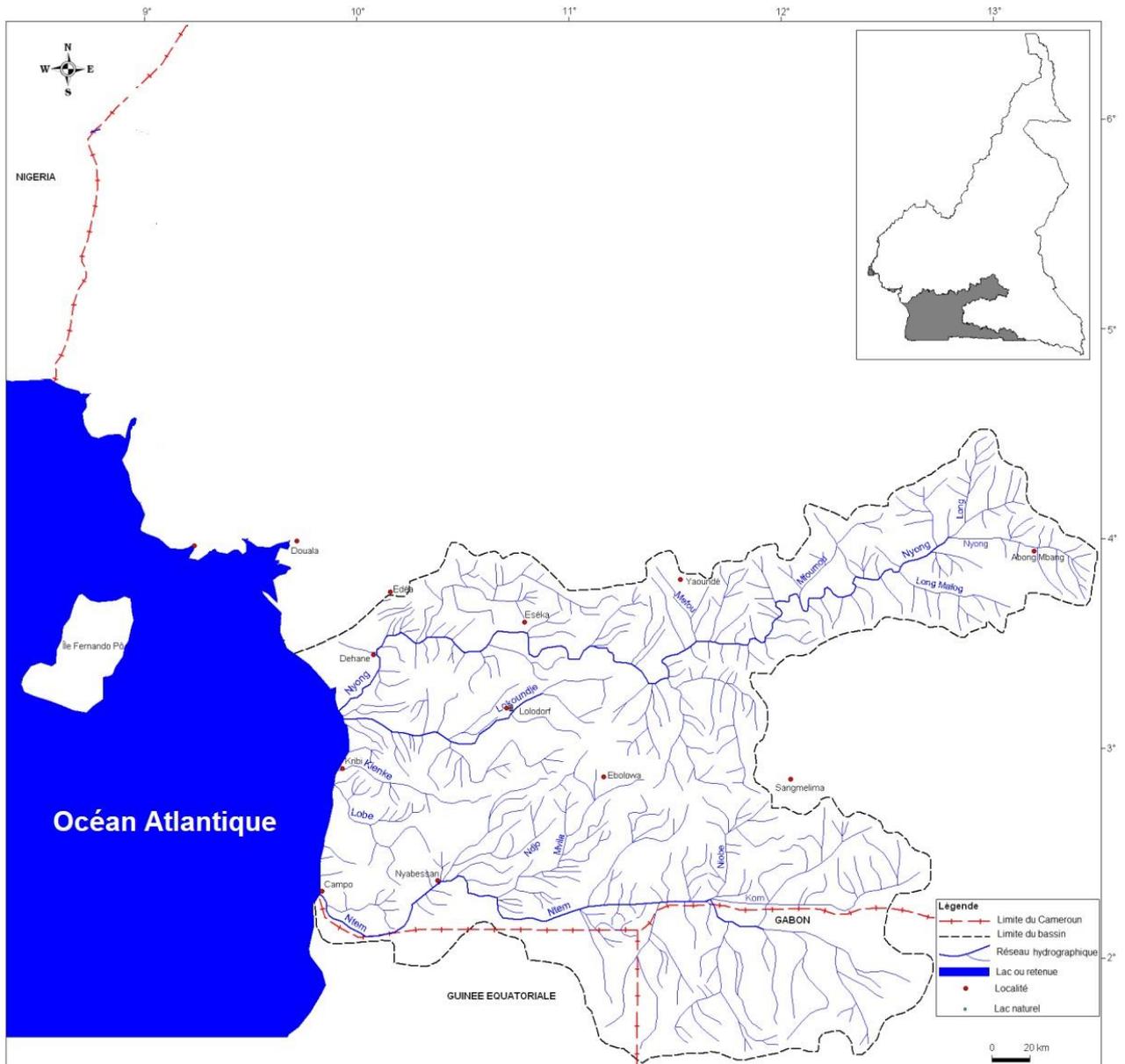


Figure 1.2 : Hydrographie générale du bassin versant du Nyong et des fleuves côtiers Sud (Olivry, 1986 in MINEE, 2009).

Le Ntem prend sa source au Gabon et traverse le Cameroun et la Guinée Equatoriale. La branche majeure du Ntem a une longueur de 460 km et son débit moyen annuel est de 276 m³/s.

De la localité de Ngoazik à celle de Nyabessan, le Ntem reçoit en rive sud la Kié et le Rio Gouro, et en rive nord la Mboro, la Mvila et la Biwoume avant d’être entrecoupé par les chutes de Memve’ele. Après ce bief, il se divise en deux bras : le Ntem et le Bongola qui isolent l’île de Dipikar (40 km de longueur et 16 km de largeur) et se rejoignent dans l’estuaire Rio Campo, 8 km avant de se jeter dans l’Océan Atlantique (MINEE, 2009).

I.3. Orographie et bathymétrie

L’observation de la variation de l’altimétrie dans le domaine onshore et de la profondeur des fonds marins en offshore, montre que la zone à investiguer se situe entre 100 m d’altitude et 2000 m de bathymétrie, définissant de l’Est vers l’Ouest, trois grands domaines (**Fig. 1.3A**).

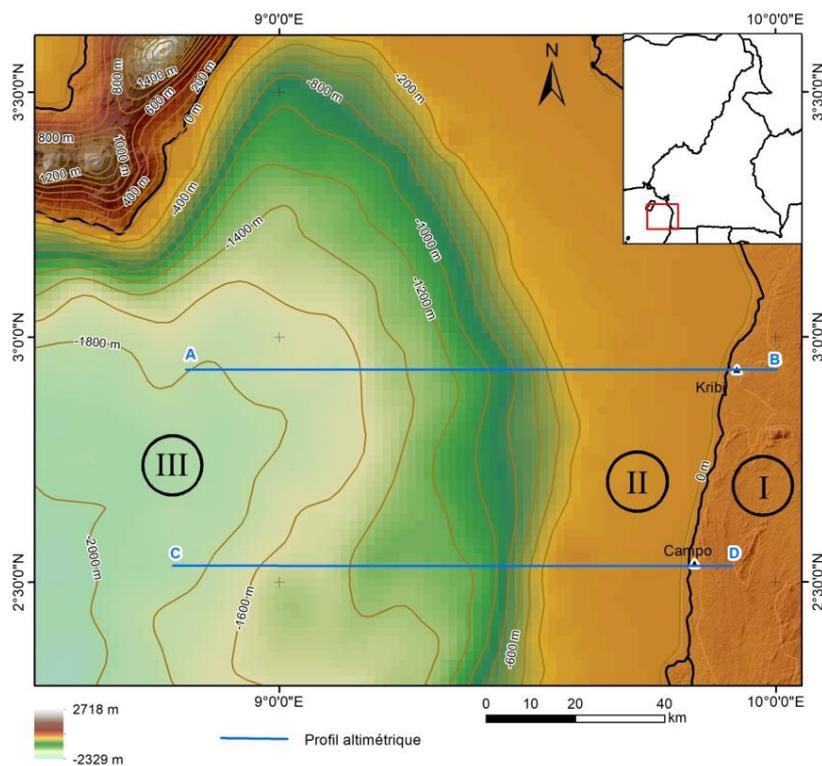


Figure 1.3A. Orographie et bathymétrie de la zone d’étude. (I) correspond aux terres intérieures, dont les altitudes associées vont de plus de 100 m (continent) à 0 m au niveau de la ligne côtière. (II) indique le plateau continental, qui va du littoral (0 m) jusqu’à 200m de profondeur (milieu proximal). (III) correspond au talus, situé entre -200 m à -2000 m de bathymétrie, traduisant une forte dépression (golfe) continue vers l’Ouest.

L'observation des profils bathymétriques réalisés respectivement à Kribi (**Fig. 1.3B**) et Campo (**Fig. 1.3C**), montre que le socle s'enfonce au fur et à mesure que l'on va de la côte vers le domaine de talus. Ceci témoigne effectivement la présence d'un golfe dans le domaine offshore de la zone d'étude.

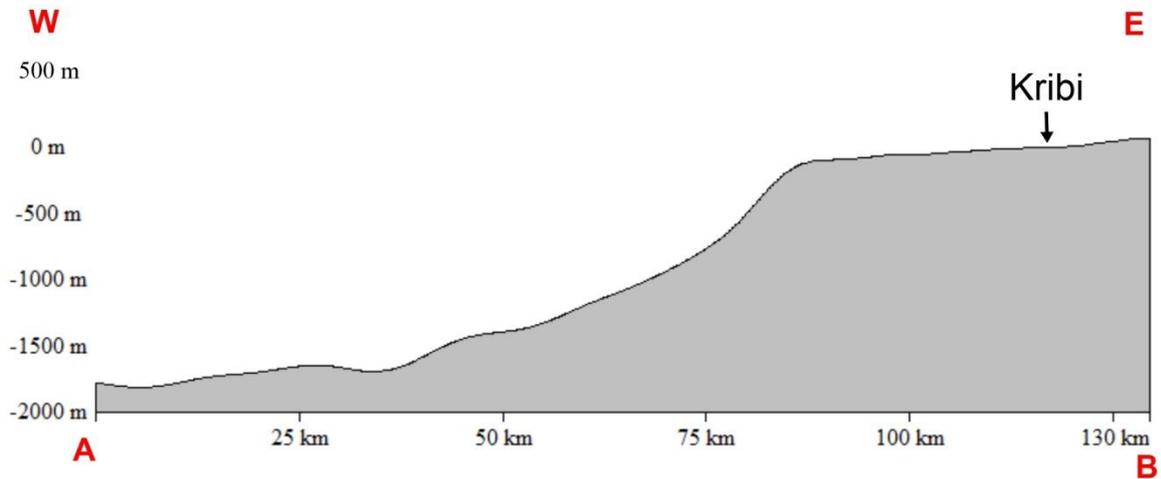


Figure 1.3B. Profil bathymétrique de la section AB dans la zone de Kribi.

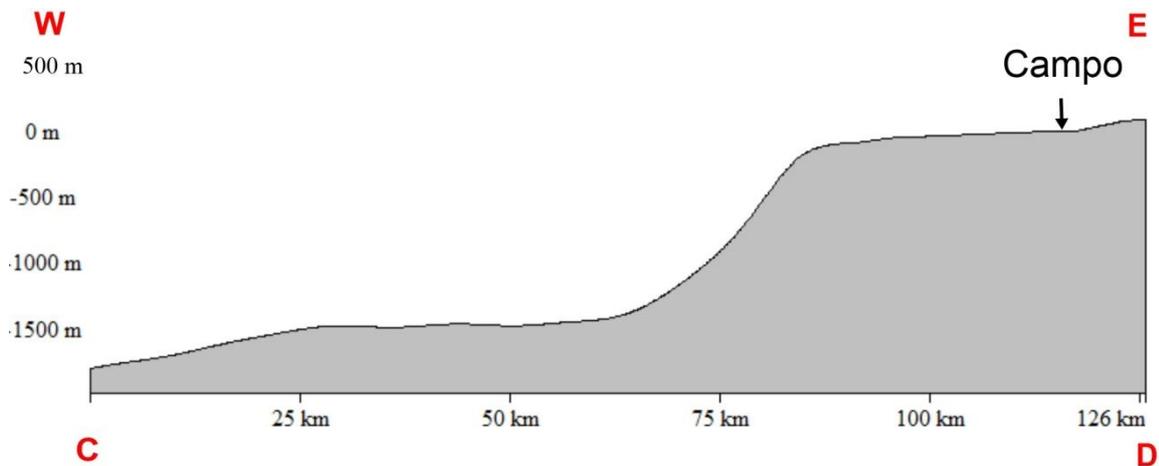


Figure 1.3C. Profil bathymétrique de la section A'B' dans la zone de Campo.

II. Cadre géologique

Situé dans le segment central de l'Atlantique Sud, le sous-bassin de Kribi-Campo, représente le segment SE du bassin Sud Atlantique Camerounais (Douala/Kribi-Campo), homologue SW africain du bassin Sergipe-Alagoas (marge NE brésilienne). Ainsi selon certaines études (Coward et al., 1999 et Mbida, 2012), il existe une étroite relation entre leurs évolutions géodynamique et stratigraphique. Cette partie ne présente que le sous-bassin étudié.

II.1. Evolution géodynamique

Les concepts de la dynamique de mise en place du domaine d'étude ont évolué au cours des temps.

D'après les auteurs qui développent ce modèle (Njike Ngaha, 1984 ; O'Connor and Duncan, 1990 ; Wilson and Guiraud, 1992 ; Janssen et al., 1995 ; Coward et al., 1999), le domaine Sud Atlantique Camerounais est un bassin résultant d'un rifting thermotectonique. En effet, leurs études montrent que la séparation des blocs Amérique Sud (AMS) et Afrique équatoriale (AFR) a été précédée par la fragilisation du segment étudié de la MAC, initiée par l'action du point chaud de l'île de St Hélène (**Fig. 1.4**). Les travaux de Janssen et al. (1995) montrent plus précisément que le panache mantellique, située sous la plaque équatoriale et actif du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur, a fragilisé la zone de rifting entre la MAC et le domaine NE du Brésil. Toutefois, ce modèle présente quelques limites.

Selon Sahabi et al. (2004), en observant les bordures des continents africain et sud-américain, on note plus de marques de mouvements verticaux que de marques de mouvements horizontaux. En plus, d'après les résultats de McKenzie (1978), le gradient géothermique dans les zones de point chaud, est très élevé et uniformément réparti. Pourtant la synthèse des températures enregistrées à partir des forages pétroliers exécutés (Exxon Mobil, 1982), montrent que ce paramètre n'est pas uniformément réparti.

Toutes ces observations suggérant un modèle d'ouverture de la zone d'étude différent de celui d'un rifting actif, a abouti à la considération d'un autre modèle basé sur un jeu de systèmes de failles.

Selon ce modèle, le bassin sud atlantique camerounais correspond à une marge associée aux mouvements de décrochements des cratons ouest et centre africains (Reyre, 1984 ; SPT, 1995, Mbida, 2012 et Brownfield, 2016).

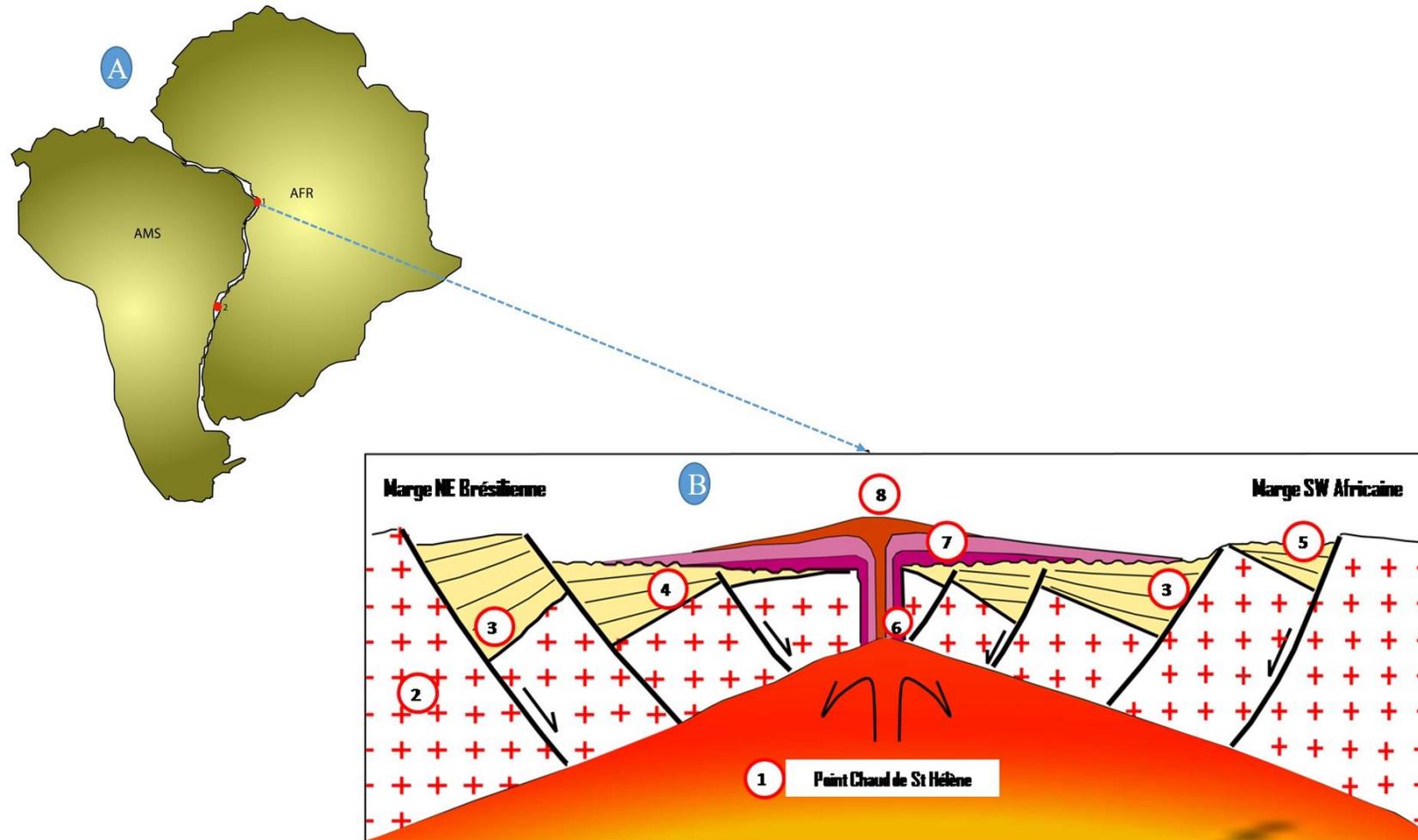


Figure 1.4 : Présentation d'une marge issue d'un rifting actif. A- Points chauds de Sainte Hélène (1) et Tristan Dan Cunha (2) au niveau de la marge sud-ouest africaine (Janssen et al., 1995 modifiée). B- Rifting thermotectonique de la Plaque équatoriale africaine et la plaque sud-Américaine (Cramez, 1990) : 1-Point chaud de St Hélène ; 2-croûte continentale ; 3-Sables ; 4- Argiles ; 5- Discordance de rupture ; 6- Dykes des basaltes subaériens ; 7- Anomalies magnétiques masquées ; 8- Centre expansion subaérienne.

Les blocs AMS et AFR seraient situés de part et d'autre d'une frontière des failles transformantes jouant en décrochement, avec une extension oblique. Ainsi, il indique un bassin sur système de failles.

A l'échelle régionale, les travaux de Mascle (1976) furent les premiers à montrer que l'ouverture de l'Atlantique équatoriale, dans laquelle se situe le bassin de Kribi-Campo, a été contrôlée par les failles transformantes de la Romanche et de Saint Paul.

Au niveau de la MAC, Reyre (1984) fut le premier à mettre en évidence un réseau de failles décrochantes de socle terre-mer, observé au niveau de la bordure et à l'intérieur du bassin, de même qu'au contact de la Ligne Volcanique du Cameroun (LVC). Cet auteur précise que le bassin atlantique du Cameroun se situe sur une zone de coulissement, le long d'une série de décrochements. Aussi, le volcanisme observé est une conséquence et non le moteur de la genèse du bassin. Ainsi selon lui, il s'agit d'un magmatisme de coulissement et non d'un volcanisme tholéitique de tension-extension préluant souvent une rupture continentale qui caractérise la dorsale médio-océanique développée par McKenzie (1978). De même certains travaux précédemment présentés (Pauken, 1992 ; Aloisi et al., 1995 ; ECL, 2001 ; Benkhélil et al., 2002 ; Ntamak-Nida et al., 2010 ; Mvondo Owono, 2010 et Mbida, 2012), confortent cette hypothèse, car ils montrent que la segmentation de la MAC est associée aux systèmes de failles de rift de direction N-S et de transfert, orientées NE-SW.

Les études de Mbida (2012) particulièrement, par analogie avec les travaux de Reyre (1984), montre que les mouvements de cisaillement senestre qui semblent à l'origine de la structuration de la MAC, s'intègrent bien dans le cadre d'une vaste zone de décrochement des plaques AMS et AFR.

En plus dans ce concept, la littérature présente trois variantes. La première suggère un bassin de type rift (Fig. 1.5). La seconde indique une genèse de la zone d'étude par le développement des bassins par relais des failles (pull-apart) (Reyre, 1984 ; SPT, 1995, Mbida, 2012 ; Nemcôk et al., 2016) (Fig. 1.6), tandis que la troisième évoque un bassin de zone de transfert de failles (Brownfield & Charpentier, 2006 ; Brownfield, 2016) (Fig. 1.7).

◇ **Segmentation**

La structuration de la marge de Campo-Kribi est présentée à partir de la revue de certains travaux antérieurs dans les paragraphes ci-dessous.

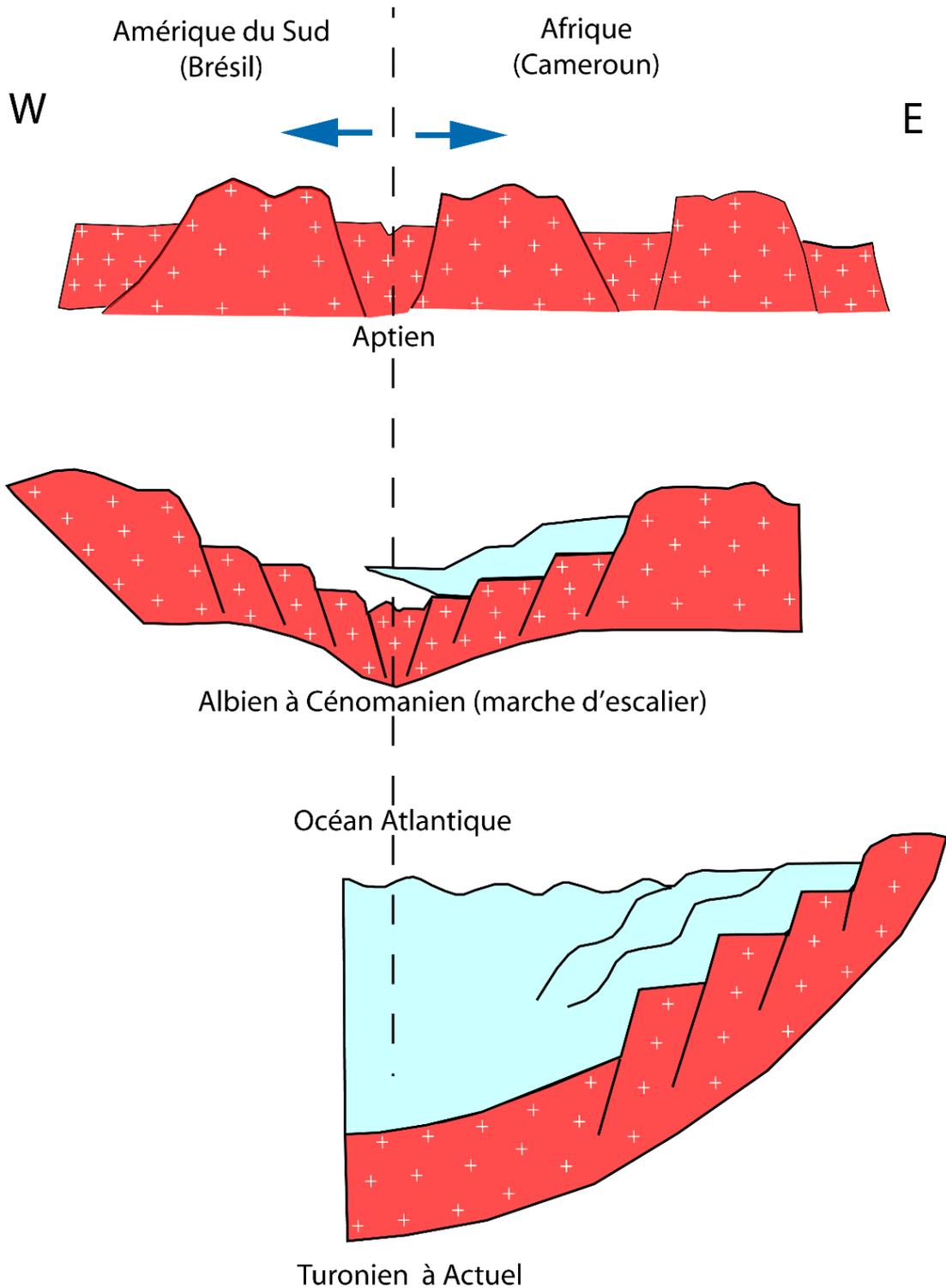


Figure 1.5 : Concept de bassin type rift (Njike Ngaha, 1984). Le trait interrompu représente la Ride médio-océanique (RMO). La zone bleue représente les dépôts crétacés à actuels reposant sur le socle précambrien.

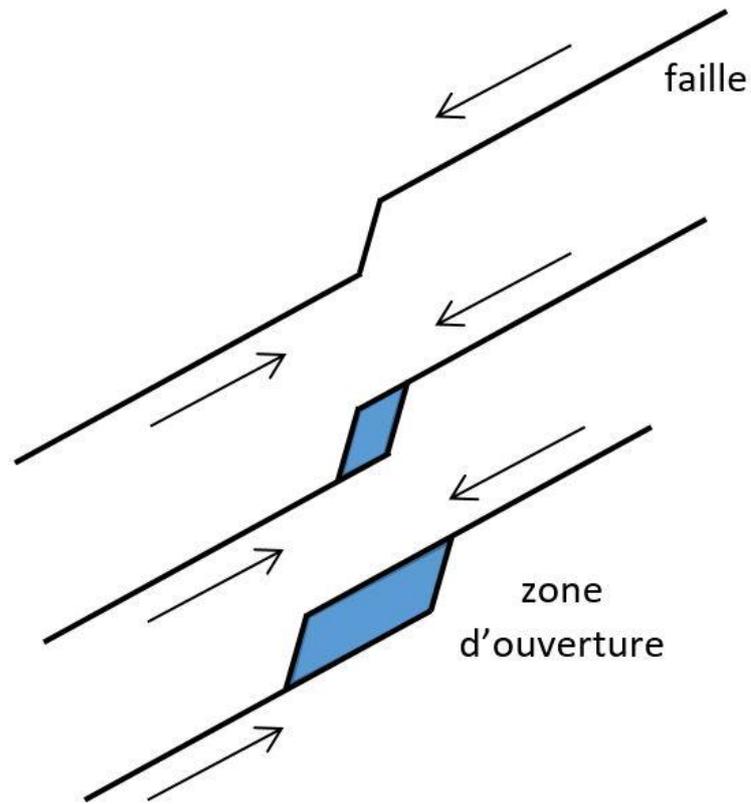


Figure 1.6 : Modèle de bassin de type « pull apart » (Mbida, 2012 ; Nemcôk et al., 2016).

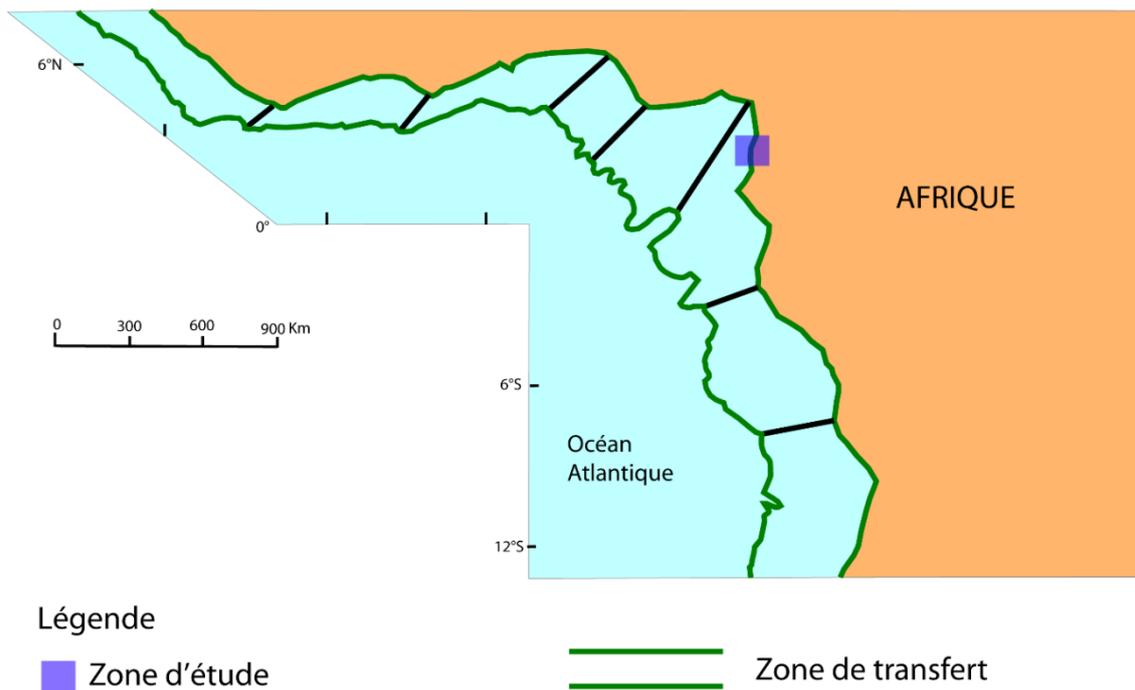


Figure 1.7 : Schéma évolutif de la marge ouest africaine (Brownfield & Charpentier, 2006 ; Brownfield, 2016), indiquant un modèle bassin de transfert de failles. Les traits noirs correspondent à des failles.

Selon **Reyre (1966)**, la flexure continentale observée au niveau du bassin atlantique du Cameroun serait liée soit à l'effet de l'érosion régressive du niveau de base, soit à une tectonique de socle associée à des failles normales longitudinales orientées vers l'océan.

Njike Ngaha (1984) montre que le bassin sud Atlantique Camerounais présente une structure en marche d'escalier. Cette dernière serait vraisemblablement due au mécanisme d'ouverture de ce segment de l'Atlantique, caractérisé par le prolongement probable des failles transformantes trans-atlantiques d'une part et des failles normales parallèles à la côte d'autre part. Il différencie ainsi deux secteurs à savoir :

- la zone nord-Sanaga, caractérisée par un coulissage dextre de direction **NE-SW (N40E à N60E)**, que délimitent des failles conjuguées **NE-SW** et **NW-SE** ;
- la zone sud-Sanaga, caractérisée par une distension **WNW-ESE (N105E)**, que marque la présence des failles normales **N00E à N15E** à regard tourné vers l'Ouest ;

SPT (1995) en présentant la segmentation du domaine d'étude, montre respectivement du Nord vers le Sud, le horst sous-marin de Yassoukou, le Graben du Nyong dans la partie centrale, et le horst de Kribi-Campo.

Aloïsi et al. (1995), montrent que la marge continentale sud camerounaise est segmentée par deux systèmes de failles. Le premier est constitué de failles de rift de direction N-S, parallèles à la bordure de la marge et associées à des structures en horsts et grabens (**Fig. 1.7**). Le second quant à lui désigne des failles post-rift de direction **N60E** qui recoupent les précédentes.

ECL (2001) également révèlent qu'une série de failles de rift de direction nord-sud sépare la formation du Mundeck Inférieur (Berriasien-Aptien) du socle, le long du rivage.

Ntamak-Nida et al. (2003) montrent l'existence dans la partie offshore de la zone d'étude, des linéaments de direction majeure **NE-SW** qui affectent des sédiments post-rifts et des plis liés aux structures profondes pré ou syn-rifts.

Helm (2009) en étudiant le domaine atlantique camerounais propose la zonation structurale suivante :

- un domaine extensif en haut de pente (d'environ 150 km) subdivisé en deux sous-domaines. Une partie amont caractérisée par des failles listriques très faiblement espacées (de l'ordre du kilomètre) qui entraînent une forte rotation des blocs basculés et la formation de grabens.

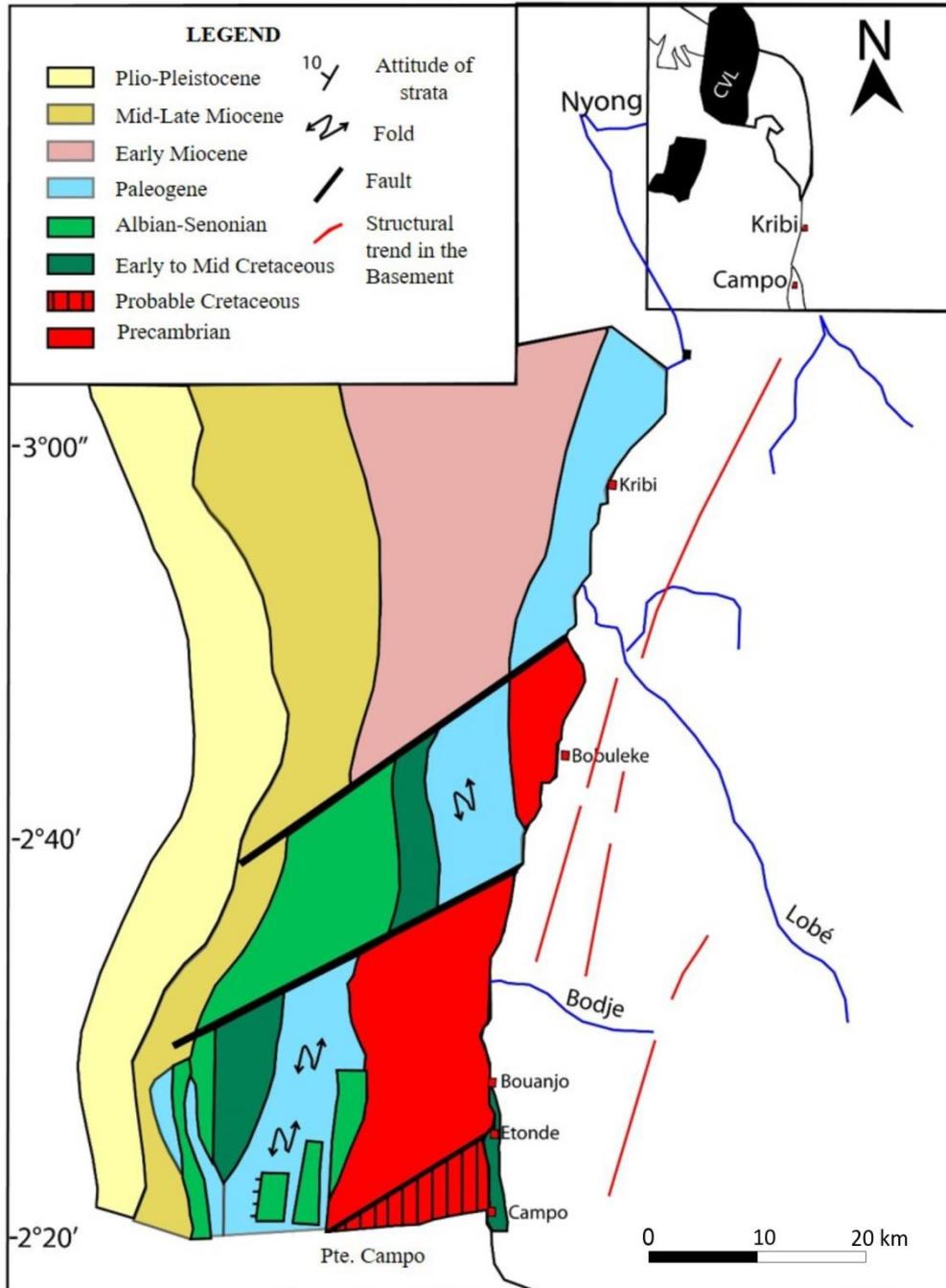


Figure 1.8 : Carte géologique de la marge de Kribi-Campo indiquant la distribution des dépôts sédimentaires anté-Cénomaniens (inspirée d'Aloïsi et al., 1995 ; Benkhélil et al., 2002 ; Ntamak-Nida et al., 2010).

- une partie aval caractérisée par des failles de croissance qui déconnectent totalement des blocs de taille variant entre 5 et 40 km, séparés par des dépôts-centres plus récents. Ici également s'observe une déformation gravitaire due à la présence des évaporites déposées régionalement à l'Aptien et qui servent de niveau de décollement visqueux sur lequel s'étale la pile sédimentaire sus-jacente sous l'effet de son propre poids ;
- un domaine compressif synchrone de bas de pente (d'environ 100 km) caractérisé par des plis, des chevauchements et des diapirs compressifs.

Mvondo Owono (2010), par analogie avec les travaux suscités, présente le domaine offshore du sous-bassin de Kribi-Campo comme une zone océanique de fracture majeure suivant une direction sensiblement NE-SW connue sous le nom de *Kribi Fracture Zone* (KFZ). Cet auteur ressort deux familles de failles qui segmentent le sous-bassin : (1) N (40-60) E qui suivent la direction de la marge transformante et (2) N (00-20) E, subparallèles à la ligne de rivage.

◇ Phases tectoniques

Le sous-bassin de Kribi-Campo est constitué d'une couverture sédimentaire d'âge Jurassique supérieur à Actuel, discordante sur un socle précambrien (**Fig. 1.8**).

D'après quelques travaux antérieurs (Njike Ngaha, 1984 ; Nguene et al., 1992 ; SPT, 1995, Ntamak-Nida et al., 2010 ; Brownfield, 2016), l'histoire de ce remplissage sédimentaire de la marge sud Atlantique Camerounaise peut se résumer en quatre phases (**Fig. 1.8**) : Pré-rift, Syn-rift, Sag (rift-drift) et Post-rift.

De la profondeur vers la surface se distinguent :

- **la phase pré-rift** (Protérozoïque supérieur à Jurassique supérieur) : elle est marquée par la mise en place d'un grand bassin connu sous le nom de dépression afro-brésilienne suite au développement d'affaissements régionaux (SPT, 1995). La méga-séquence pré-rift, provenant essentiellement d'une érosion intense du continent, est constituée de dépôts continentaux (alluviaux, fluviaux et lacustres). Dans la marge sud-ouest africaine, cette dernière n'a été préservée que localement (par exemple à l'intérieur du sous-bassin du Gabon sur 600 m et dans la partie Est du bassin du Congo sur 1000 m) (Bownfield et Charpentier, 2006 ; Bownfield, 2016). Ces dépôts n'ont pas encore été reconnus à l'affleurement dans la zone d'étude.

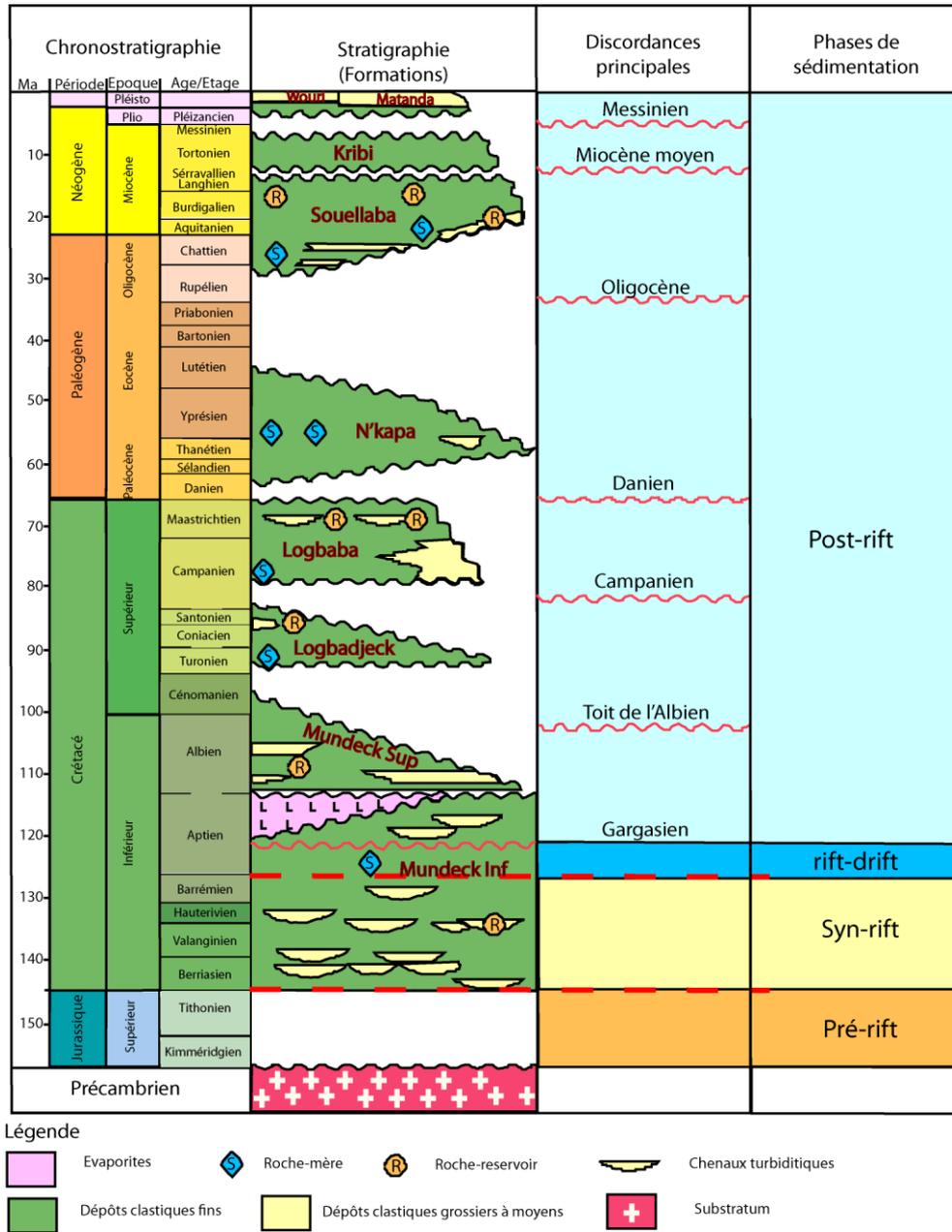


Figure 1.9 : Charte Litho-chronostratigraphique du bassin de Douala/Kribi-Campo montrant les formations et phases tectoniques (CGG Robertson, 2015, modifié).

Toutefois, Delteil (1975) montre que lors de la formation des bassins des côtes occidentales d'Afrique, d'Angola et du Cameroun, la première tectonique (fossé d'effondrement), serait accompagnée par des dépôts de piedmont, torrentiels et fluviaux, puis fins (lacustres et palustres) d'âge Jurassique à Aptien, du Sud vers le Nord. Cette observation est confirmée par certaines études réalisées dans la partie offshore (Phillips, 1990, Pauken, 1992 ; Mbida, 2012, Brownfield, 2016 ; Mienlam Essi, 2016).

- **la phase syn-rift** (Berriasien–Aptien inférieur).

Regnault (1986) pense que l'histoire du bassin sud atlantique durant cette période est marquée par la séparation de l'Afrique et de l'Amérique du Sud, engendrant l'ouverture de l'Atlantique Sud. Elle est marquée par plusieurs phases de subsidence aboutissant au développement de bassins allongés et faillés (SPT, 1995). Elle est principalement caractérisée par une tectonique distensive qui montre une structure dominée par un découpage subméri dien en horsts et grabens, auquel se superposent des accidents N60E préfigurant les failles transformantes atlantiques (Aloïsi et al., 1995). Ce modèle de fracturation, qui est contrôlé par des failles listriques et les *roll over* associés (Lawrence et al., 2002), semble être hérité des structures du socle précambrien. Cette phase est représentée par la Formation du Mundeck Inférieur (Nguene et al., 1992), qui repose en discordance sur le socle précambrien.

- **La phase transitionnelle rift-drift** (Aptien inférieur à moyen) est marquée par le dépôt de sel et de la mise en place d'une série de failles qui ont segmenté la structure du rift (Benkhélil et al., 2002). C'est au cours de cette période que se met en place des évaporites le long de la marge sud-ouest africaine en général et du sous-bassin de Kribi-Campo en particulier. Cette sédimentation salifère a été atteinte et est traversée par le forage pétrolier Kribi Marine-1, où elle fait plus de 2 km d'épaisseur (Exxon Mobil, 1982). Par ailleurs, certains travaux montrent que cette unité se serait surtout développée vers le large (Nguene et al., 1992 ; Pauken, 1992 ; Meyers et al., 1996 ; Lawrence et al., 2002 ; Mbida, 2012, Loule et al., 2018).

- **La phase post-rift** (Aptien moyen à Actuel) est caractérisée par des structures liées à l'instabilité gravitationnelle de la marge due à la présence de sel avec une inversion des structures en *roll-over*. Cette période est marquée par trois stades de dérive. La phase drift I (Albien-Coniacien), caractérisée par le soulèvement de la marge induisant une rotation des blocs basculés et la discordance angulaire sénonienne. La phase drift II (Santonien-Eocène) marquée par l'inversion des structures en *roll over* et le plissement de la plateforme.

La phase drift III (Eocène-Pléistocène) liée aux derniers glissements gravitaires causés par le soulèvement tertiaire.

I.2.2. Cadre stratigraphique

La revue bibliographique permet d'identifier de la profondeur vers la surface, neuf formations sédimentaires dans le sous-bassin de Kribi-Campo : Mundeck Inférieur, Mundeck Supérieur, Logbadjeck, Logbaba, N'kapa, Souellaba, Kribi, Matanda et Wouri.

◇ le Socle précambrien

Il appartient à la bordure septentrionale du Craton du Congo (Maurizot et al., 1986). Dans la partie offshore, certains travaux (Mbida, 2012, Iboum Kissaaka, 2012 & 2016 ; Mienlam Essi, 2016 ; Loule et al., 2018), montrent que le socle s'enfoncé progressivement en bordure du bassin et atteint la profondeur de plus de 4 km dans les zones profondes.

◇ La Formation de Mundeck Inférieur

C'est la formation la plus ancienne, existante dans le domaine sud atlantique camerounais (Nguene et al., 1992). Datée Berriasien à Aptien (ECL, 2001), elle repose en discordance sur le socle précambrien. En onshore, sa composition lithologique montre des grès, des sables grossiers souvent conglomératiques, des marnes riches en matière organique, de minces lits de calcaire et d'argiles schisteuses gris-foncé (SPT, 1995 ; Batupe, 1996 ; Abolo, 1996 ; ECL, 2001, 2002 & 2003 ; Ntamak-Nida et al., 2010 ; Iboum Kissaaka et al., 2012, Brownfield, 2016). Sa partie basale est constituée de dépôts fluviaux et alluviaux, caractérisant un environnement continental, tandis que sa partie sommitale montre des sédiments marins (argilite, argile litée organique et de passées carbonatées.) caractéristiques de la séquence de transition d'âge Aptien supérieur-Albien inférieur. La formation du Mundeck Inférieur est séparée de l'unité supérieure par la discordance du début de la dérivation (« **Break-up Unconformity** »).

En mer, les données de forages montrent dans cet intervalle une lithologie principalement constituée de grès, d'argilites, silts et d'évaporites (Exxon Mobil, 1982 ; Pauken, 1992 ; SPT, 1995 ; Mbida, 2012, Loule et al., 2018). Les travaux de SPT (1995), plus précisément, montrent que cette formation (datée Barrémien dans le puits Nyong Marine-1) est pénétrée par un certain nombre de puits adjacents à la marge Est du sous-bassin de Kribi-Campo, y compris le horst. Selon cet auteur, le Mundeck Inférieur est définitivement absent au NE de la zone d'étude, où les sédiments marins du Mundeck Supérieur chevauchent le socle. Dans les parties centrale et extracôtière du bassin, elle n'a pas été pénétrée, mais devrait être

présente en profondeur. Les sections forées les plus épaisses de cette formation se trouvent dans le domaine profond, où plus de 3300 m ont été pénétrées (par exemple le puits CD-1). S'agissant des environnements de dépôts, ce même auteur montre également que dans le puits la présence respective des fossiles *Classopollis spp* et des *dinocystes* marins au Nord du secteur d'étude, suggère que cette formation s'est mise en place dans un environnement semi-aride à aride suivi d'une possible incursion marine.

◇ La Formation de Mundeck Supérieur

Cette formation a été tout d'abord présentée par Belmonte (1966) qui montre qu'elle est représentée par des formations gréseuses et argileuses bariolées transgressives sur le socle à caractère nettement continental. Ces faciès s'épaississent vers l'Ouest pour atteindre plus de 600 m au minimum dans le bassin. Par la suite les travaux de Batupe (1996), montrent que cette formation est datée de l'Albien terminal et caractérisée par un environnement de dépôt marin. Il s'agit d'une épaisse couche composée de grès, d'argilites, d'argiles litées organiques et des passées carbonatées. La formation du Mundeck Supérieur est rencontrée dans l'ensemble des puits forés en mer (Exxon Mobil, 1982) et présente en profondeur sur une grande partie de la zone la plus centrale du bassin. Elle est également observée dans une grande partie des affleurements à terre (Ntamak-Nida et al., 2010) dans la zone d'étude. Des sections analysées de cette unité dans la partie du sous-bassin de Douala (puits N'koudou-3 ; Robertson, 1992) montrent également des microfossiles marins. Bien que la partie supérieure de l'unité soit généralement absente en raison d'une érosion ultérieure, il y a souvent un motif global ascendant grossier. La partie basale de la formation comprenant des mudstones et des grès intercalés devient plus abondante, plus épaisse et légèrement plus propre dans le trou de forage. En général, les sables sont fins et micacés et représentent soit des turbidites distales, soit des sables remaniés par l'action des vagues.

◇ La Formation de Logbadjeck

Elle repose sur celle précédente, conséquence de la régression turonienne et des phénomènes d'érosion du socle et des grès de base. Elle est composée de microconglomérats, de sables, de grès moyens à grossiers, de rares intercalations de calcaires fossilifères et d'argiles sableuses, de grès et sables à intercalations marno-calcaires (SNH, 2005). Elle est érodée en partie à l'Est à cause de la flexuration turonienne. Les travaux de Njike Ngaha (2005) montrent que cette formation est d'âge Cénomanién, tandis que les études de SPT (1995) et SNH (2005)

attribue cette dernière à la période Campanienne. La sédimentation est de type fluvio-deltaïque, principalement à la base.

◇ **La Formation de Logbaba**

La Formation de Logbaba est une épaisse couche sédimentaire, dominée par des argilites et dont le sommet est caractérisé par la discordance du Crétacé supérieur (SNH, 2005). Les sédiments rencontrés sont marins, déposés en eaux profondes avec enfouissement rapide, particularité du développement des bassins ouest-africains où des argilites d'eau profonde se sont déposées. Cette formation est constituée de grès, de sables et d'argilites fossilifères (Regnault, 1986). Elle est datée Campanien-Maastrichtien (ECL, 2001 ; SNH, 2005).

◇ **La Formation de N'kapa**

La Formation de N'kapa (**Paléocène-Eocène inférieur**) contient principalement des argiles gréseuses, calcaires et occasionnellement de niveaux calcaires. Elle repose en discordance sur la formation Logbaba d'âge Crétacé supérieur, et se subdivise en deux parties : N'kapa Inférieur et N'kapa Supérieur, du fait de la remontée eustatique oscillante, mais continue lors de la période biostatique sur un socle quasi pénéplané (Regnault, 1986).

- Le N'kapa Inférieur (Paléocène) est constitué d'argiles et de marnes contenant des intercalations de lentilles de sables, témoins d'apports turbiditiques. L'environnement de dépôt est marin néritique à bathyal.
- Le N'kapa Supérieur, d'âge Eocène inférieur est essentiellement argileux. On y trouve également les marnes en intercalations avec les dépôts argileux. La présence de foraminifères calcaires dont la croissance indique un milieu néritique peu profond. Cependant, spores et algues d'eau marine indiquent un environnement de dépôts fluviatiles.

◇ **La Formation de Souellaba**

La Formation de Souellaba (**Oligocène-Miocène**) est constituée d'argiles, de grès et rarement de calcaires. Elle est principalement argileuse avec des intercalations de sables, de grès, de calcaires fossilifères, de sables argileux avec de fines intercalations calcaires ainsi que de sable et de grès alternant avec des argiles plastiques. La sédimentation très rapide dans certaines zones a commencé dans les profondeurs néritiques. L'évidence palynologique illustre clairement l'existence d'une végétation tropicale dense (forêt et marécage) sur le continent pendant la période de dépôt de la formation Souellaba (Robertson, 1992).

◇ **La Formation de Kribi**

La Formation de Kribi (**Miocène supérieur**) est une épaisse unité d'argile gréseuse. Elle n'est pas régionale et correspond au membre supérieur du Souellaba se prolongeant dans le Miocène supérieur (jusqu'à 1750 m d'épaisseur).

Reposant en « Onlap » sur la discordance de la base du Miocène, cette formation est principalement composée d'argiles, de silts, de grès et accessoirement de calcaire coquillier mis en place dans un environnement de dépôts marins à côtiers.

◇ **La Formation de Matanda**

La Formation de Matanda (Pliocène supérieur-Pléistocène) est progradante : c'est une séquence à dominance sableuse et a passées argileuses et schistes argileux. Cette formation repose en discordance sur les formations Eocène et Paléocène. Elle est caractérisée par des dépôts à dominance de faciès deltaïques, des séquences progradantes grâce à la montée du niveau marin. Il s'agit des roches argileuses pour la plupart, à intercalations grésos-sableuses à la base, des sables grossiers et des graviers vers le sommet.

La sédimentation passe d'un caractère argileux très significatif au Burdigalien (Miocène inférieur), à détritique grossier vers la fin du Miocène. Les dépôts ont principalement pris place dans les limites profondes néritiques à peu profondes, probablement en montant vers la marge océanique. Les faunes de foraminifères de cette formation passent d'un niveau de vie peu profond près de la côte, à profond vers le centre de la baie de Matanda et de la pointe de Souellaba (Regnault, 1986).

◇ **La formation du Wouri : Pliocène-Pléistocène.**

Cette formation est caractérisée par une sédimentation estuarienne de l'embouchure du Wouri et de la Dibamba. Elle est formée de graviers et de sables grossiers à matrice argileuse. La formation du Wouri épaisse d'environ 300m, repose en discordance sur toutes les séries antérieures.

I.2.3. Cadre paléogéographique et évolution eustatique

L'évolution paléogéographique de la période ante-Cénomanienne dans la marge ouest africaine en général et dans le bassin sud atlantique camerounais en particulier, commence avec un régime climatique aride de l'anté-Crétacé au Berriasien (SPT, 1995). Durant cette période, la subsidence liée à l'extension, conduit à l'accumulation de sédiments clastiques fluvio-lacustres, correspondant au dépôt de la Formation du Mundeck Inférieur (Ntamak-Nida et al.,

2010). Cet événement tectonique a été à l'origine d'une incursion marine, dont l'âge de mise en place reste discutable selon plusieurs auteurs. Certains travaux (Fairhead, 1986 ; Wornardt et al., 1999 ; Benkhélil et al., 2002 ; Ntamak-Nida et al., 2010 ; Haq, 2014 ; Iboum Kissaaka et al., 2016) montrent que la période d'incursion marine débute durant l'Albien Terminal-Cénomaniens Inférieur avec un pic élevé au Turonien. La période anté-Cénomaniens est globalement transgressive, aussi bien dans la MAC qu'à l'échelle globale. Par contre les travaux de Nürnberg et Muller (1991), Nguene et al. (1992), Wilson et Guiraud (1992), Pauken (1992), Coward et al. (1999), Pletsch et al. (2001), Ostanciaux (2012), CGG Robertson (2015), révèlent que l'incursion marine s'est déroulée pendant le Barrémien Supérieur-Aptien inférieur. La mer atteint son niveau le plus élevé à l'Aptien moyen-Albien, qui marque le début de l'océanisation. En plus, les travaux de Pauken (1992) et SPT (1995) confirment la présence des sédiments marins (dyncocystes marins) avec dépôt des évaporites à cette période.

À l'Albien terminal, une importante chute du niveau marin est observée (SPT, 1995 ; Ostanciaux, 2012). Cet événement est lié à un soulèvement de la marge qui affecte le domaine étudié. Le résultat de cette régression induit la mise en place d'une surface régionale appelée « discordance du Toit de l'Albien » ou encore en termes anglo-saxons le « Top Albian Unconformity » ou « Base-Late Cretaceous Unconformity (BLCU) ».

À l'échelle globale, les courbes eustatiques de Haq (2014, 2017) présentent les principales périodes de transgression et de régression durant la période Jurassique-Crétacé inférieur illustrées sur la figure 1.10. Les périodes transgressives sont datées : Tithonien, Valanginien, Barrémien et Aptien inférieur à moyen. Tandis que les périodes régressives sont d'âges Oxfordien, le Kimméridgien et Berriasien.

I.2.4. Historique de recherches

L'anté-Cénomaniens a fait l'objet de plusieurs travaux de recherches réalisés à la fois sous l'impulsion pétrolière et académique. Cette partie présentera sommairement les principales études disponibles, effectuées depuis les années 90 en relation avec la thématique développée dans le présent travail.

Les travaux de Belmonte (1966) à l'affleurement, montrent que le dépôt d'alternances de milieux deltaïques et marins peu profonds a commencé au cours de l'Aptien supérieur dans la région de Campo jusqu'au Cénomaniens ou au Turonien à certains des hauts structuraux du bassin de Douala/Kribi-Campo.

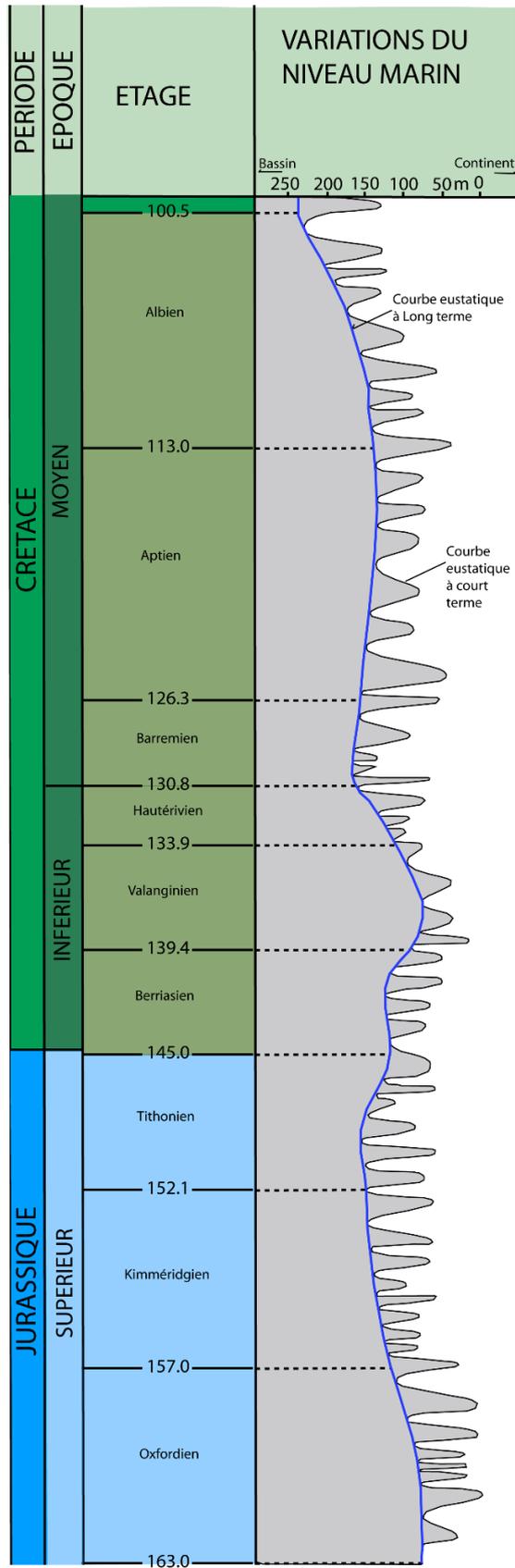


Figure 1.10 : Courbe eustatique globale du Jurassique Supérieur à l’Albien terminal (Haq, 2014 ; 2017).

Phillips (1990), à partir de l'analyse de la sismique migrée temps d'un secteur du bassin atlantique du Cameroun, montre que les remplissages sédimentaires varient en âge du Jurassique Supérieur à l'Actuel.

La stratigraphie proposée montre quatre cycles de sédimentation. Une sédimentation syn-rift (finie Jurassique à Néocomien) ; une sédimentation abyssale (Aptien-Cénomanién), une sédimentation bathyale (Cénomanién - Eocène) et une sédimentation sublittorale (Oligocène - Actuel). Dans le domaine marin profond, cet auteur montre qu'il pourrait exister au-delà de 4km de profondeur, une couverture sédimentaire de nature et épaisseur inconnues, à cause de la faible profondeur des forages pétroliers.

Pauken (1992), à partir des données gravimétriques et sismiques-temps au niveau du domaine offshore de Kribi-Grand Batanga, met en évidence une discordance du toit de l'Albien qui sépare le Crétacé inférieur du Crétacé supérieur. Les argilites rencontrées dans cette zone constituent des roches-couverture. Les grès du Crétacé inférieur constituent les réservoirs de pétrole et de gaz, sous la discordance du toit de l'Albien, à des profondeurs comprises entre 1163 et 1553 m.

SPT (1995), a effectué une synthèse des propriétés des formations des Mundecks Inférieur et Supérieur. Le Mundeck Supérieur constitue un réservoir dans les zones les plus profondes du bassin. Cette formation est constituée de sables de qualité médiocre en raison de leur nature fine et micacée. Le Mundeck Inférieur est constitué d'un réservoir de bonne qualité en raison des sables plus grossiers et plus propres, néanmoins la perméabilité diminue généralement sous les contacts huile-eau ou gaz-eau. Ceci est dû à une plus grande cimentation diagénétique dans la tranche d'eau, la mise en place d'hydrocarbures limitant la détérioration diagénétique du réservoir. La formation du Mundeck Inférieur est généralement scellée par des mudstones du Crétacé supérieur ou du Tertiaire qui reposent sur la discordance du Toit de l'Albien. Dans certains cas, la présence de la formation boueuse Mundeck Supérieur crée une couverture supplémentaire.

Meyers et al. (1996) pensent que la croûte océanique a commencé à se former dans l'Aptien supérieur au large du Cameroun jusqu'au Gabon. Ainsi, la première incursion marine semble avoir eu lieu au cours de l'Aptien supérieur-Albien inférieur dans le sous-bassin de Kribi-Campo.

Benkhélil et al. (2002), en analysant une sismique haute résolution dans les dépôts quaternaires, montre que l'évolution géodynamique des bassins côtiers du Cameroun est liée à

l'ouverture de l'Atlantique Sud pendant l'Albien. Trois épisodes tectono-sédimentaires se distinguent : une phase de rifting, suivie d'une phase de drift au Crétacé inférieur et un court épisode compressif au cours du Crétacé supérieur-Tertiaire.

Bray et al. (2003), montrent que l'essentiel des indices d'hydrocarbures dans la partie offshore du sous-bassin de Kribi-Campo, est concentré dans la zone de Londji-Kribi avec plus de 10 puits positifs sur les 21 recensés.

Backshall et al. (2006) à travers la coupe géologique du bassin de Douala/Kribi-Campo met en exergue sous la discordance du toit de l'Albien, des roches-mères de « shales lacustres » datées Berriasien-Aptien inférieur, des réservoirs Apto-albiens et des prospects de gaz (Fig.1.11).

Brownfield et Charpentier (2006), en étudiant les systèmes pétroliers de la marge sud-ouest africaine, montrent qu'il existe dans le sous-bassin de Kribi-Campo, des roches-mères lacustres syn-rift (**Néocomien-Aptien**) constituées des argilites riches en matières organiques et des marnes. Aussi, les roches-mères marines (**Albien supérieur**) sont observées et constituées de marnes marines, déposées au début du post-rift dans le bassin salifère. Les roches réservoirs rencontrées sont des grès des éventails sous-marins et de delta. La plupart des pièges observés dans l'anté-Cénomaniens, sont structuraux et formés par les structures de rift.

Ntamak-Nida et al. (2008) ont effectué une étude de la Formation du Mundeck Inférieur (Barrémien–Aptien) sur un transect de 5 km de long entre l'estuaire du Ntem au sud jusqu'à Nanga Bodoua vers le nord, complétée par des observations le long de la côte près des localités d'Etonde Yassa et de Bouandjo. Ces auteurs mettent en évidence quatre assemblages de faciès reconnus au sein des affleurements. Il s'agit des conglomérats, des grès, des limons consolidés et de schistes sombres. Selon ces auteurs, cette succession montre que la nature des relations existante entre les assemblages de faciès ci-dessus soutient l'interprétation de la Formation de Mundeck Inférieur comme un système de cône alluvial/lacustre avec une possible invasion marine. Aussi, les faciès de « schistes sombres » riches en matières organiques observés sur les affleurements sont minces et immatures. Ces derniers pourraient présenter un bon potentiel de roche-mère dans la zone extracôtière, car ils s'épaississent vers l'offshore profond, faisant de cette partie de la marge sud du Cameroun un intérêt particulier pour l'exploration pétrolière.

Tadjou et al. (2008), à partir de l'analyse des cartes gravimétriques dans la zone d'étude, révèlent l'existence dans le socle du sous-bassin de Kribi-Campo, des anomalies d'orientation NNE-SSW qui sont le résultat d'un événement tectonique majeur (cisaillement et extension).

À partir de l'analyse structurale ces auteurs ont montré que la profondeur du toit du socle au nord du bassin est d'environ 2,5 km l'épaisseur avec une sédimentation épaisse de 800 m. Le sous-bassin de Kribi-Campo est situé à l'extrémité d'une bande d'anomalies négatives d'orientation NE-SW dont la nature des structures sources reste encore à déterminer.

Ntamak-Nida et al. (2010), effectuent une étude sédimentologique détaillée de la Formation de Mundeck inférieur (Crétacé inférieur), réalisée sur les affleurements du sous-bassin de Kribi-Campo, afin de caractériser les milieux de dépôt, l'évolution verticale et le contexte tectonique des séries du Crétacé inférieur. L'analyse des faciès permet d'identifier quatre associations de faciès. Il s'agit des **conglomérats**, **des grès**, **grès/argilites** et **argilites**. Ils sont associés à des environnements de cône alluvial, lacustre et de cône deltaïque. Tous les affleurements étudiés sont datés Aptien supérieur à Albiens. Aussi ces auteurs suggèrent une possible première transgression marine durant la période Aptien supérieur-Albien inférieur. De plus, ces travaux montrent que même si aucune succession saline n'a été décrite dans les affleurements, elle a été documentée dans le sous-sol offshore. Le manque de données de forage sous le sel dans les zones offshore du sous-bassin de Kribi-Campo rend l'interprétation spéculative. Selon ces derniers, vers l'est et vers le nord, les séries salines sont soit très minces soit absentes. Dans ce dernier cas, cela pourrait être dû soit à un changement de faciès latéral, au passage du sel dans les clastiques, soit à l'érosion en réponse au développement d'une discordance majeure entre les Formations de Mundeck Inférieur et Mundeck Supérieur. Une autre possibilité est que le sel agisse comme un horizon de détachement privilégié pour la faille transformante NE-SW.

Beglinger et al. (2012) en étudiant la relation entre le développement des systèmes pétroliers et l'évolution des bassins de la marge ouest africaine, confortent les observations de Brownfield et Charpentier (2006) au niveau du sous-bassin de Kribi-Campo, et montrent en plus l'existence des couvertures d'argiles et de sel.

Mbida (2012), à partir de l'analyse des données sismiques Cameroon Span et de puits profonds, montre que le domaine offshore du sous-bassin de Kribi-Campo résulte d'une tectonique en décrochement du socle archéen du Ntem. Cet auteur met en évidence trois systèmes de failles délimitant la marge atlantique du Cameroun : **N-S**, **NE-SW** et **NNW-SSE**. Ces différentes failles sont associées à des entités de socle (grabens et horsts), qui segmentent le bassin. Les premiers dépôts dans le sous-bassin de Kribi-Campo sont d'âge Jurassique supérieur et le sel observé dans ce segment est anté-Aptien (Valanginien-Hauterivien).

Mienlam Essi (2016), à partir de la réinterprétation de la sismique Cameroon Span, montre que les premiers dépôts du domaine offshore profond du sous-bassin de Kribi-Campo

ont un âge anté-Crétacé moyen et sont recoupés côté Est (horst de Kribi) par des failles antithétiques inverses et côté Ouest (horst sous-marin profond de Yassoukou) par des failles normales synthétiques. Le décollement principal a une direction de **N150E** et sert de plan de coulissement des blocs.

Iboum Kissaaka et al. (2016), à partir de l'analyse des données sismiques et de diagraphies, montrent que dans la partie sud de l'offshore du sous-bassin de Kribi-Campo, la surface du toit de l'Albien qui marque la séparation entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur, indique le début de la phase post-rift, avec une ouverture océanique au Crétacé supérieur (Cénomano-Turonien).

Lawrence et al. (2016), en utilisant les données gravimétriques et sismiques dans le domaine offshore de la marge sud-ouest africaine, montrent que la couverture sédimentaire repose sur la croûte océanique et est affectée par une activité volcanique importante. Ce dernier phénomène est lié à l'activité de la Ligne Volcanique du Cameroun. Le domaine offshore de la marge sud-ouest africaine, est constitué des accumulations d'hydrocarbures, qui sont majoritairement contrôlés par des pièges structuraux. Bien que la présence de roches ignées intrusives soit un risque évident dans ce contexte, l'activité volcanique et intrusive est localisée et qu'une partie importante de la section sédimentaire est susceptible d'être exemptée de leurs effets néfastes sur la qualité du réservoir.

Loule et al. (2018), à partir de la réévaluation du potentiel pétrolier du bassin de Douala/Kribi-Campo, montrent que les évaporites rencontrées à l'Aptien supérieur sous formes de bandes ou de dômes, constituent des pièges pour les grès réservoirs de l'Albien, du Crétacé supérieur ainsi que du Paléocène.

Nguimbous-Kouoh et al. (2018), en effectuant une étude de synthèse stratigraphique, définissent les systèmes pétroliers de la période ante-Cénomaniennne en montrant l'existence des roches-mères lacustres à la base et marines au sommet avec un potentiel important en hydrocarbures. Les réservoirs identifiés correspondent à des sables dont la qualité est meilleure à la base (**Mundeck Inférieur**) par rapport au sommet (**Mundeck Supérieur**).

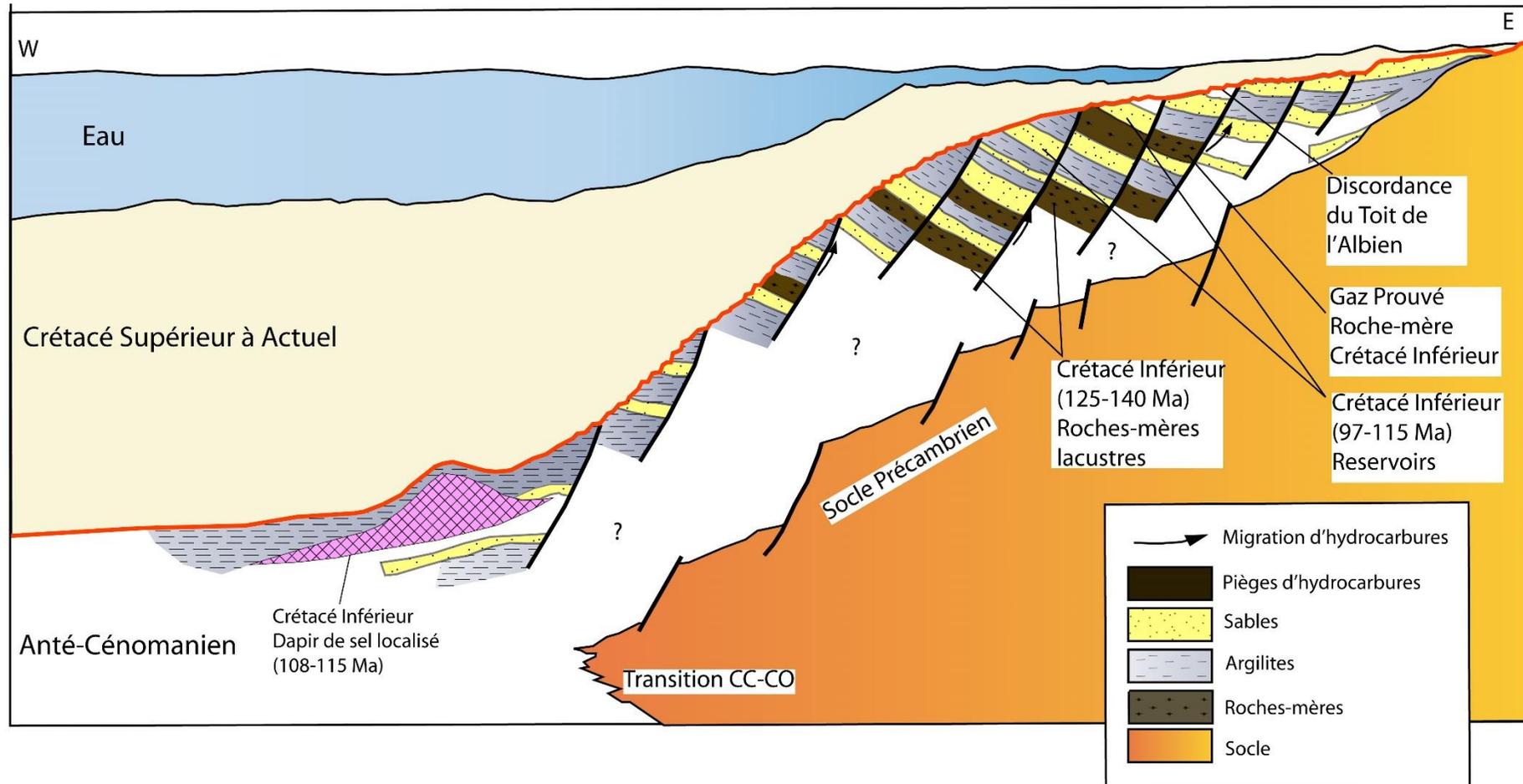


Figure 1.11 : Coupe géologique E-W du domaine sud atlantique camerounais avec des prospects identifiés dans l'intervalle anté-Cénomanién (Backshall et al., 2006).

Les principales couvertures sont des argiles. Les pièges identifiés sont principalement structuraux dû à la déformation Santonienne.

En conclusion, ce chapitre montre que la zone d'étude se situe administrativement dans la région du sud Cameroun entre les localités bordières de Kribi et Campo-ville. La sédimentation s'est mise en place suivant quatre phases tectoniques : *pré-rift*, *syn-rift*, *sag* et *post-rift*. Ce recouvrement est constitué de neuf (09) formations que sont de la profondeur vers la surface, le **Mundeck Inférieur**, le **Mundeck Supérieur**, **Logbadjeck**, **Logbaba**, **N'kapa**, **Souellaba**, **Kribi**, **Matanda** et **Wouri**. Ce travail repose sur l'examen des deux premières formations, car elles font partie de l'intervalle stratigraphique étudié. L'historique des recherches sur l'anté-Cénomaniens du sous-bassin de Kribi-campo, depuis sa découverte jusqu'à l'heure actuelle, montre que cet intervalle stratigraphique a fait l'objet de nombreuses études. Toutefois, la dynamique et la nature des environnements de dépôts ne sont pas clairement définies dans cet intervalle stratigraphique. Le chapitre suivant présente les données et les méthodes d'analyse dans le but d'atteindre les objectifs visés.

CHAPITRE II :

MATÉRIEL, TRAITEMENT ET INTERPRÉTATION

Ce chapitre présente les données disponibles et l'ensemble des méthodes d'analyse utilisées dans le cadre de ce travail. Il s'agit des données de subsurface réalisées en offshore (sismique 2D et forages) et des affleurements dans le domaine onshore de la zone d'étude. Elles seront présentées successivement suivies des différentes méthodes d'analyse dans les paragraphes suivants.

II.1. Matériel

II.1.1. Données de forages

◇ Acquisition

Les données de forages utilisées dans le cadre de ce travail proviennent de la base des données de la SNH. Elles ont été collectées à partir de plusieurs campagnes réalisées entre les années 1969 et 1982 par les compagnies pétrolières, **MOBIL**, **TEPCAM (TOTAL)** et **KELLT (Tab. 2.1)**. Au total, 15 puits ont été pris en compte dans ce travail et vont du plateau continental de Kribi/Grand Batanga à l'offshore profond de Campo (**Fig. 2.1**).

◇ Caractéristiques

Les profondeurs des puits variant entre 1 et 4 km en-dessous du lit de la mer et les intervalles stratigraphiques traversés vont du Barrémien à l'Actuel. Ces données ont été choisies à cause de l'observation du toit de l'intervalle stratigraphique étudié (Toit de l'Albien), ainsi que la litho-chronostratigraphie des unités du Crétacé inférieur traversées. Ces puits couvrent une superficie totale de 6600 km² sur la marge étudiée. Les caractéristiques de chaque forage sont présentées dans le tableau **2.1**.

Tableau 2.1: Caractéristiques des puits.

Puits	Opérateur	Profondeur totale (m)	Année	Intervalles stratigraphiques traversées
F ₁	MOBIL	2464	1981	Aptien à Pleistocene
F ₂	MOBIL	2018	1981	Albien Terminal à Pleistocene
F ₃	MOBIL	2479	1979	Aptien à Pleistocene
F ₄	MOBIL	3126	1981	Albien supérieur à Post-Miocène
F ₅	MOBIL	3475	1980	Aptien à Pléistocène

F₆	MOBIL	4215	1969	Aptien à Actuel
F₇	TEPCAM	3294	1981	Albien à Actuel
F₈	MOBIL	2316	1981	Albien à Actuel
F₉	MOBIL	1922	1982	Albien à Tertiaire supérieur
F₁₀	TOTAL	1420	1980	Albien à Actuel
F₁₁	KELLT	1383	1996	Albien à Actuel
F₁₂	MOBIL	1479	1982	Albien à Actuel
F₁₃	MOBIL	1373	1980	Albien-Miocène supérieur
F₁₄	MOBIL	3301	1981	Aptien à Pléistocène
F₁₅	MOBIL	1750	1982	Aptien à Pléistocène

II.1.2. Données sismiques

La sismique 2D utilisée dans le cadre de cette étude provient de la sismique marine Cameroon Span réalisée pendant le projet **Africa Span** en 2005 (Mbida, 2012), au niveau de la marge de Kribi-Campo. Elle a été initiée dans le but de réexaminer le cadre tectonique et sédimentaire de l'atlantique sud et équatoriale.

Au total, quatre (04) lignes sismiques ont été prises en compte pour ce travail (**Fig. 2.1**) Elles ont été acquises par plusieurs missions, avec des paramètres d'acquisition identiques, présentés dans le tableau **2.2**. Ces lignes circonscrivent une superficie de 1200 Km².

◇ Caractéristiques

Les données sismiques Cameroon Span sont de type migré profondeur. Elles ont été traitées dans les laboratoires d'**ION GX Technology** aux Etats-Unis en utilisant les logiciels de traitement **Géovecteur 8.1** et le code de migration **Rai-Born** (Thierry et al., 1999). Les données obtenues sont de bonne qualité car elles sont caractérisées par une bonne résolution avec des évènements géologiques réels. La pénétration est importante et supérieure à 4 km de profondeur. Les réflexions sismiques ont une polarité américaine, caractérisée par une amplitude positive (noire) et une négative (rouge). Les profils sismiques ont été choisis dans le but d'imager les évènements géologiques dans les directions NE-SW et NW-SE de la zone d'étude.

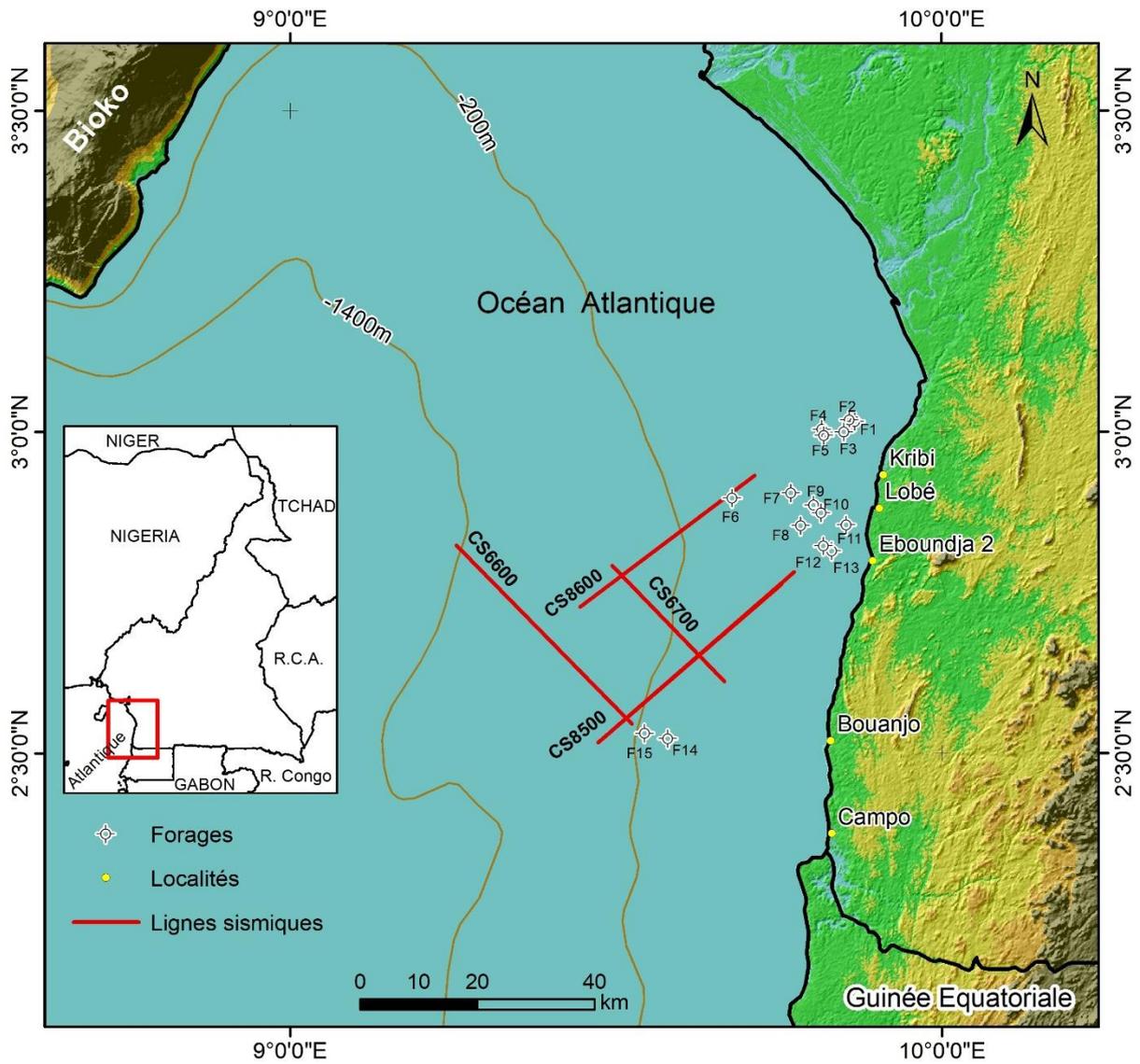


Figure 2.1 : Localisation des lignes sismiques Cameroon Span et forages pétroliers (D'après Fusion Oil & Gas, 2003 ; Bray et al., 2003).

Les principaux paramètres de chaque ligne sismique étudiée sont présentés dans le tableau 2.3.

Tableau 2.2: Paramètres d’acquisition de la sismique Cameroon Span (Mbida, 2012)

Paramètres	Valeurs
Types de sismiques	2D
Longueur de la flûte	10175 m
Volume du canon à air	7524 in 3
Longueur d’enregistrement	18 s
Pas d’échantillonnage	2 ms
Taux de couverture du sol	102
Nombre de trace totale	408
Inter trace	25
Intervalle de tir	50
Profondeur d’immersion de la flûte	9.5 m
Profondeur d’immersion du canon à	8.5 m
Long déport	10315 m
Cours déport	140 m

Tableau 2.3: Caractéristiques des profils analysés.

Profil sismique	Direction	Intervalle		
		bathymétrique (m)	Longueur (km)	Profondeur (km)
CS6600	NW-SE	200-1400	43	19,6
CS6700	NW-SE	60-700	30	7
CS8500	NE-SW	45-750	45	7
CS8600	NE-SW	65-900	38	9,6

Les étapes de traitement des données disponibles pour cette étude seront présentées dans les paragraphes suivants, après avoir montré les principes d’acquisition de la sismique marine.

◇ Principe d'acquisition

La sismique réflexion tient compte principalement du champ d'onde réfléchi, c'est-à-dire le train d'ondes directement renvoyé en surface dès que l'onde émise traverse une discontinuité séparant deux milieux (couches, formations géologiques) de propriétés physiques différentes.

En prospection sismique marine, les capteurs utilisés pour l'enregistrement des données sont des hydrophones. Ils permettent de mesurer les variations de pressions hydrostatiques, qu'ils transforment en tensions électriques. Les sources utilisées sont le plus souvent artificielles (canon à air).

La configuration du dispositif Source-Récepteur est fondamentale, car elle permet de définir le type de données que l'on veut acquérir. En fonction des objectifs géologiques visés, ce dispositif peut être 1D, 2D, 3D ou 4D (**Fig. 2.2**).

Cependant, chaque échelle de dimension implique une augmentation substantielle du coût d'acquisition, du traitement et de l'interprétation des données. Un paramètre important de ce dispositif est le type de déport (distance source-récepteur). Plus il est faible, plus les informations enregistrées par les récepteurs permettront d'analyser finement les variations d'impédance acoustique du milieu prospecté. Un autre paramètre important est la longueur de la flûte.

La technique couramment utilisée pour accroître la résolution de la surface explorée, est de disposer d'un nombre important de capteurs sur une flûte (sismique multitrace), et d'effectuer des tirs faiblement espacés : c'est l'acquisition en couverture multiple. En pratique, les récepteurs sont groupés par section, chaque section étant constituée d'une combinaison de capteurs élémentaires (traces) interconnectés électriquement et disposés de façon à produire un filtrage des données.

La sismique réflexion est une technique de mesure géophysique utilisée par excellence dans l'exploration pétrolière due à la qualité de ses résultats. Basée sur les principes de l'élasticité des roches et de la propagation des ondes, elle permet d'imager le sous-sol en mettant en exergue les structures géologiques. Trois éléments principaux sont mis en jeu :

- une source (canon à air, canon à eau, canon à manche...), qui libère l'énergie acoustique qui va se propager dans le milieu ;
- un réflecteur ou des réflecteurs (**Re, Fig. 2.2**) sur lesquels le train d'ondes émis par la source est réfléchi ;

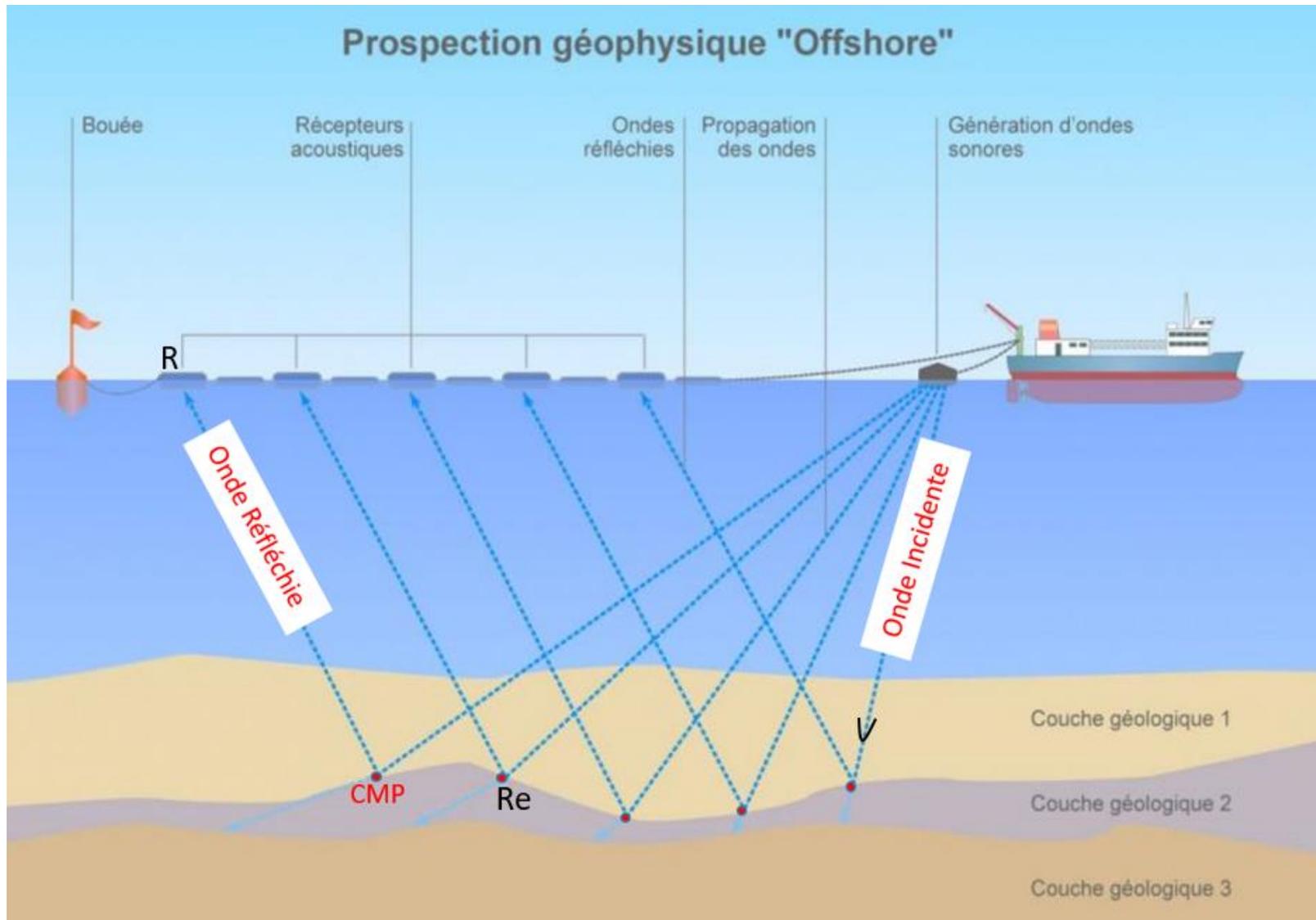


Figure 2.2 : Principe de l'acquisition sismique marine. **CMP:** Common Mid-Point (Desler, 1992).

- un récepteur ou des récepteurs (**R**, **Fig. 2.2**) où sont enregistrées les variations d'amplitude et de phase des ondes sismiques produites par les hétérogénéités du sous-sol. Dans le domaine marin ce sont des hydrophones.

La suite de cette partie présente le principe et le procédé de mise en œuvre, ensuite fait un bref aperçu sur la notion de trace sismique et le traitement des données aboutissant à l'obtention d'une section sismique.

◇ **La trace sismique**

La trace sismique est une réponse du champ d'onde sismique aux contrastes d'impédance acoustique à travers les interfaces des couches géologiques lors du déplacement de l'énergie d'une source à travers le sous-sol vers des récepteurs. Elle a pour objectif l'identification des contrastes de vitesse et de densité des différentes couches du sous-sol. A partir de la trace sismique, il est possible d'obtenir la trace complexe à condition qu'elle soit déphasée en 90 degrés. La fonction complexe obtenue est composée deux parties, l'une réelle et l'autre imaginaire, a révolutionné l'imagerie sismique dans la prospection pétrolière avec des outils tels que les attributs sismiques qui permettent d'analyser les réservoirs à hydrocarbures. Le regroupement en deux dimensions des traces sismiques complexes constituent une section sismique.

L'impédance acoustique (**Z**) d'un milieu est le produit de sa densité (**d**) (ou masse avec la vitesse de propagation de l'onde considérée (**V**)). La relation est la suivante :

$$\mathbf{Z} = \mathbf{d} \cdot \mathbf{V}$$

Chaque terrain possède une impédance acoustique propre. Ainsi, la limite entre deux formations géologiques de nature différente établit une discontinuité physique où les ondes élastiques subissent essentiellement des réflexions et des réfractions. Etant donné que la vitesse (pour une onde P) peut s'exprimer en fonction des constantes de Lamé, sachant que l'on a :

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{d}}$$

L'impédance acoustique s'écrit $\mathbf{Z} = \mathbf{d} \cdot \mathbf{V} = \sqrt{\mathbf{d}(\lambda + 2\mu)}$ (avec λ et μ : constantes de Lamé, V_p : Vitesse de l'onde P et d : densité).

Tout matériau dans lequel se propage une onde sismique possède une impédance acoustique. C'est l'équivalent d'une résistance en électricité.

II.2. Traitement des données sismiques

Le traitement sismique tente d'améliorer le rapport signal sur bruit de la section sismique et de supprimer les artefacts du signal qui ont été enregistrés lors de l'acquisition des données. Seules les ondes primaires sont considérées comme des bons signaux tandis que dans les ondes multiples apparaissent des bruits qu'il faut traiter. Le résultat final est une image en temps ou en profondeur du sous-sol, composée de traces de sismique réflexion. C'est elle qui fait l'objet de l'interprétation sismique afin d'identifier et d'analyser les structures géologiques. Ainsi, le traitement se regroupe en trois principales phases que sont, l'avant migration, la migration et l'après migration. Les éléments développés par la suite constituent ces différentes étapes à savoir : *le contrôle qualité, le démultiplexage, la récupération des gains, la déconvolution, la correction statique, filtre de vitesse apparente (f-k), l'analyse de vitesses, la correction dynamique, la sommation et la migration.*

II.2.1. Contrôle-qualité

Cette étape repose sur les spécifications de contrôle qualité sur chaque aspect du système d'acquisition, ainsi que des données brutes obtenues. Ainsi, il consiste à signaler des traces ou des morceaux de traces à ignorer pour une raison ou une autre. En plus, l'association par identifiant unique de chaque trace enregistrée avec les emplacements des prises et des récepteurs, est effectuée.

II.2.2. Démultiplexage

C'est une opération qui consiste à obtenir la valeur de chaque trace en fonction du temps à partir d'une bande numérique qui contient les valeurs de toutes les traces du dispositif pour leurs temps successifs. En fait, toutes les traces d'un dispositif sont enregistrées au cours d'un pas d'échantillonnage. La tension électrique issue de chaque trace sera successivement quantifiée dans un convertisseur pendant une période. Les valeurs de toutes les traces seront automatiquement enregistrées dans une bande numérique.

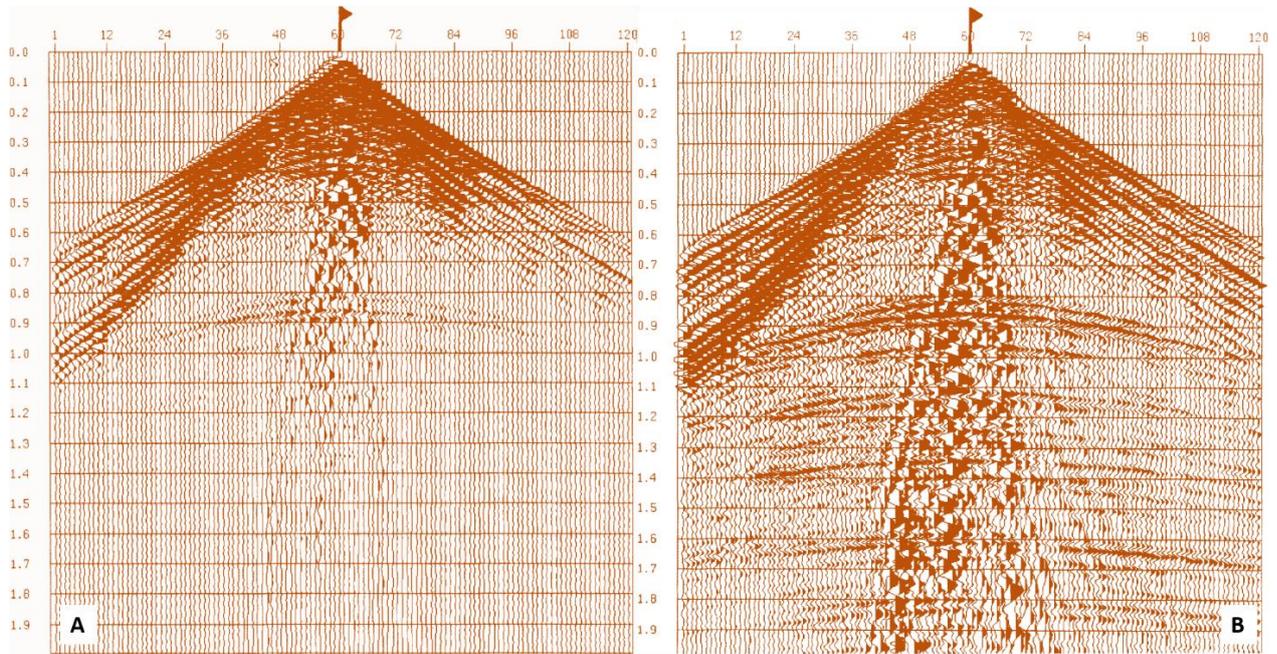


Figure 2.3 : Présentation d'un signal sismique. **A.** Enregistrement brut. La prise de vue est à la station 60. Il y avait 120 géophones disposés dans cet alignement « divisé ». Le temps d'écoute était de 2s. **B.** L'enregistrement de tir après l'application d'un algorithme de récupération de gain (Duncan, 1992 ; Yilmaz, 2001).

II.2.3. Récupération des gains

Cette correction est rendue nécessaire à cause de la perte d'amplitude d'un signal. Elle implique la multiplication du signal par un nombre qui augmente avec le temps. Le multiplicateur de variante temporelle exacte peut être basé soit sur le concept théorique d'étalement sphérique (lié au carré de la distance parcourue), soit sur des mesures de décroissance d'amplitude avec le temps effectué sur les données elles-mêmes, ou peut être entièrement arbitraire. Un exemple de l'effet de la récupération de gain est donné à la **figure 2.3.**

II.2.4. Déconvolution

Les signaux enregistrés sont sous la forme de la convolution du signal source avec la réponse impulsionnelle de la structure géologique. Pour déterminer cette réponse impulsionnelle qui représente les couches, la déconvolution est importante. En fait, c'est un processus mathématique ayant pour but de transformer le signal en une donnée plus simple. Son principe consiste à identifier le signal source et la réponse impulsionnelle des couches géologiques. Comme le signal source n'est pas connu, on procède à la modélisation de ce signal pour déconvoluer toutes les réflexions. Cette modélisation peut se faire soit par une entrée multi-

impulsionnelle ou par l'utilisation des modèles inverses. Ceci permet de distinguer toutes les couches du sous-sol.

II.2.5. Correction statique

La correction statique est le décalage temporel qu'il faut appliquer à une trace de sismique terrestre pour compenser l'effet de la couche altérée. Elle est constante tout au long de la trace considérée et c'est pourquoi on l'appelle statique. Le principe des corrections statiques consiste à ramener les temps de parcours en considérant que la source et géophones sont sur un plan de référence horizontal ou incliné, un peu en-dessous de la zone altérée (**Figs. 2.4 et 2.5**). La vitesse et l'épaisseur de la zone altérée, la vitesse du terrain non altérée et la profondeur du plan de référence et l'altitude des sources et des récepteurs sont des paramètres importants dans les corrections statiques. On la calcule à partir des mesures de terrain en étudiant les anomalies de l'hyperbole ($T^2 - T_0^2 = \frac{x^2}{v^2}$), dues aux variations d'épaisseur de la première couche altérée. La correction statique totale à appliquer à une trace est la somme d'une correction statique de point d'émission et d'une correction statique de point de réception.

II.2.6. Filtre de vitesse apparente (f-k)

Les signaux acoustiques qui ne sont pas des réflexions des couches souterraines apparaissent dans les enregistrements de prise de vue, sous forme de lignes droites plutôt que de courbes hyperboliques. Ces événements ont une « vitesse apparente » constante lorsqu'ils se déplacent le long du câble d'un récepteur. Cette organisation simple permet de les isoler du signal de réflexion et d'être retirés de l'enregistrement. Une façon courante de le faire est d'utiliser le filtre f-k. Une sélection judicieuse de la plage des vitesses apparentes à supprimer peut éliminer le bruit linéaire. Un filtre trop large peut supprimer trop d'informations de la section et causer de sérieux problèmes d'interprétation.

II.2.7. Corrections dynamiques

- **La Correction de mouvement normal (NMO)** : la réflexion d'un horizon donné n'arrive pas en même temps à différents récepteurs le long du câble ou de la propagation sismique. Cependant, si la vitesse à laquelle l'onde se déplace est connue, la différence de temps d'arrivée (déplacement) à chaque station peut être prédite. Inversement, connaissant la différence de temps d'arrivée, la vitesse parcourue par le son peut être déterminée sous certaines hypothèses du modèle. Habituellement, la vitesse de propagation des ondes en fonction du temps est déterminée à quelques endroits au cours de l'investigation. Ce modèle

peut ensuite être utilisé pour calculer le déplacement en fonction du temps partout dans la zone prospectée. Le déplacement extrait de chaque enregistrement sismique de telle sorte que les réflexions d'un horizon donné apparaissent plates. Cela facilite l'identification des réflecteurs et leur empilement.

L'équation de la Normal Move Out (NMO) à la formulation générale :

$$\Delta t_{\text{NMO}} = 2(t(z, \frac{x}{2}) - t(z, 0)) \quad (32)$$

Où $t(z, x)$ est la durée du trajet de la surface à un point d'abscisse x situé à la profondeur z . La **figure 2.6** illustre le processus de correction du mouvement normal (NMO). Les temps sont alors ceux que l'on aurait observés avec un capteur de déport nul, confondu avec la source.

- **La Correction d'inclinaison (DMO)** permet de préserver des pendages après la correction NMO. Elles sont réalisées lorsque le réflecteur a un pendage appréciable, alors le mouvement réel sera légèrement différent. La correction DMO consiste à replacer l'événement à la position déport nul (zéro-offset) (**Fig. 2.7**).

Comme les corrections statiques sont essentiellement appliquées aux anomalies de temps de parcours aux points de source et de réception, il est important d'évoquer des corrections statiques résiduelles. Ces dernières prennent en compte les anomalies de temps de parcours causées par la propagation dans le milieu hétérogène et permettent d'améliorer la continuité des réflexions (**Fig. 2.7**).

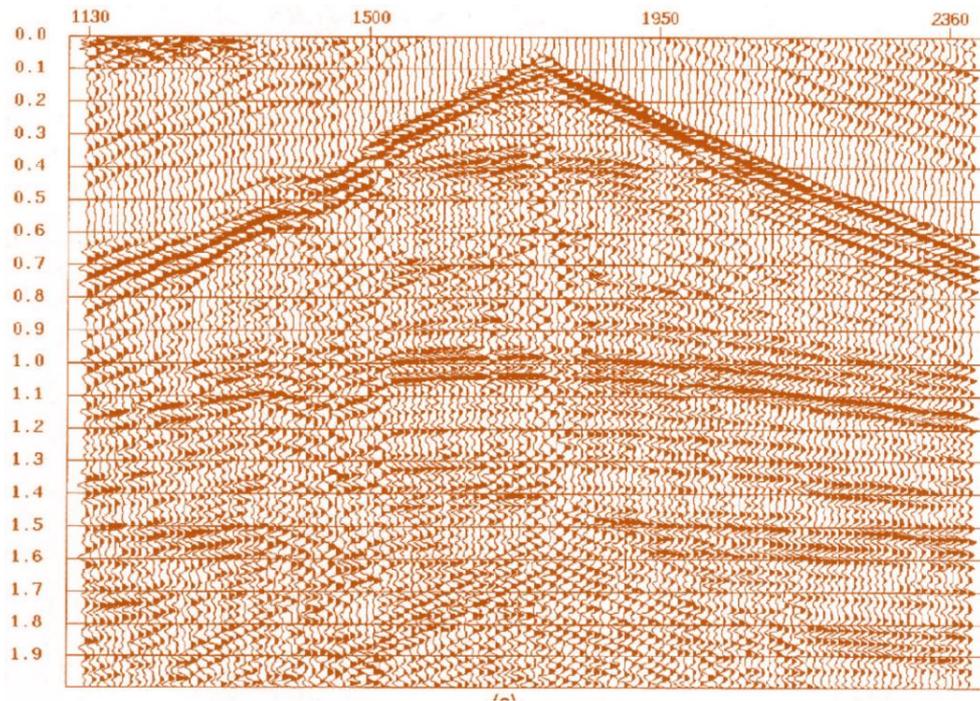


Figure 2.4 : Observation des anomalies dues aux différences d’heures causées par l’altitude ou les intempéries qui ont persisté pendant toute la durée de l’enregistrement. Exemple d’anomalie au niveau de la station 1500 (Duncan, 1992 ; Yilmaz, 2001).

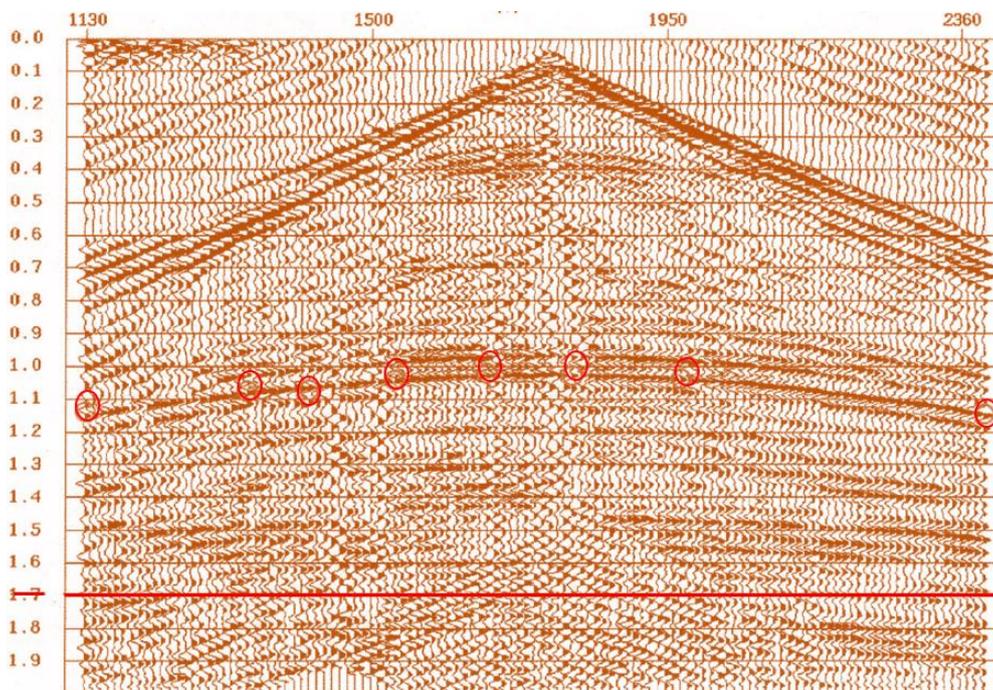


Figure 2.5 : Application de la correction statique qui aboutira à l’élimination des anomalies (Duncan, 1992 ; Yilmaz, 2001).

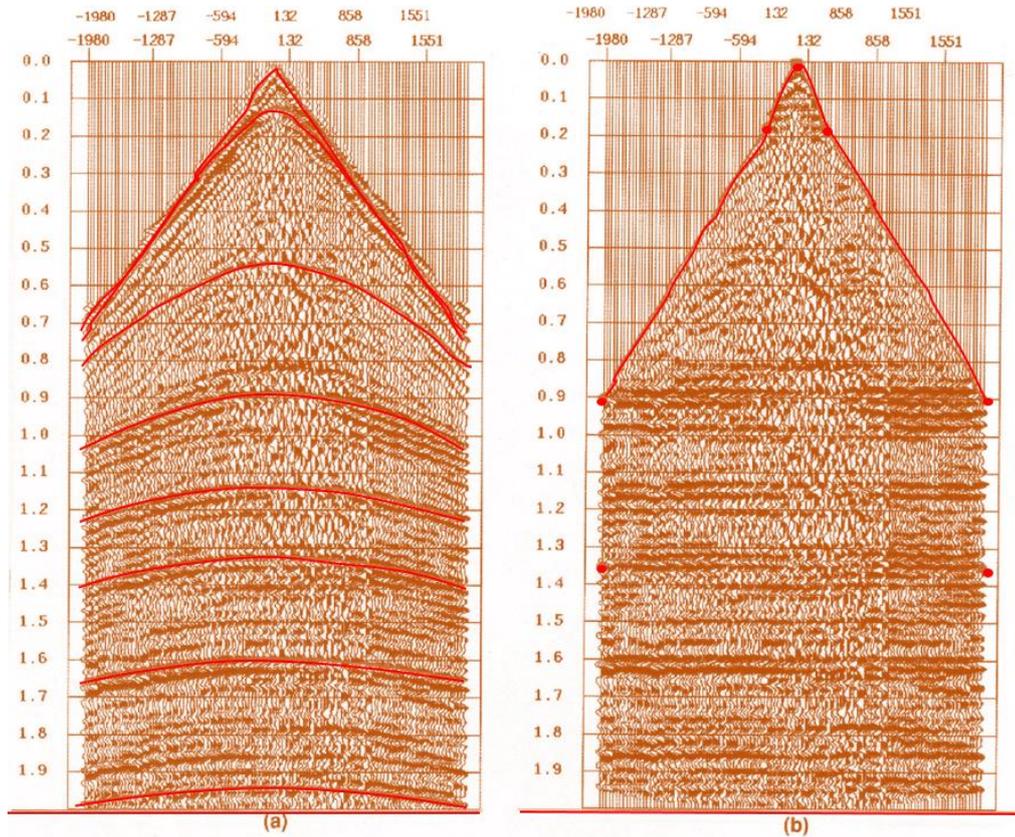


Figure 2.6 : Application de la correction du mouvement normal (NMO). (a) Une collection de traces traitées avec un CMP commun. Le décalage entre le tir et le récepteur est nul au centre de la donnée et augmente jusqu'à environ 2000 m de profondeur à chaque extrémité. La courbure liée au décalage des réflexions est due au déplacement du mouvement normal. (b) La correction de mouvement normal (NMO) a été appliquée et les horizons sont devenus horizontaux. L'assemblage est maintenant prêt à être additionné ou empilé pour produire une trace (Duncan, 1992 ; Yilmaz, 2001).

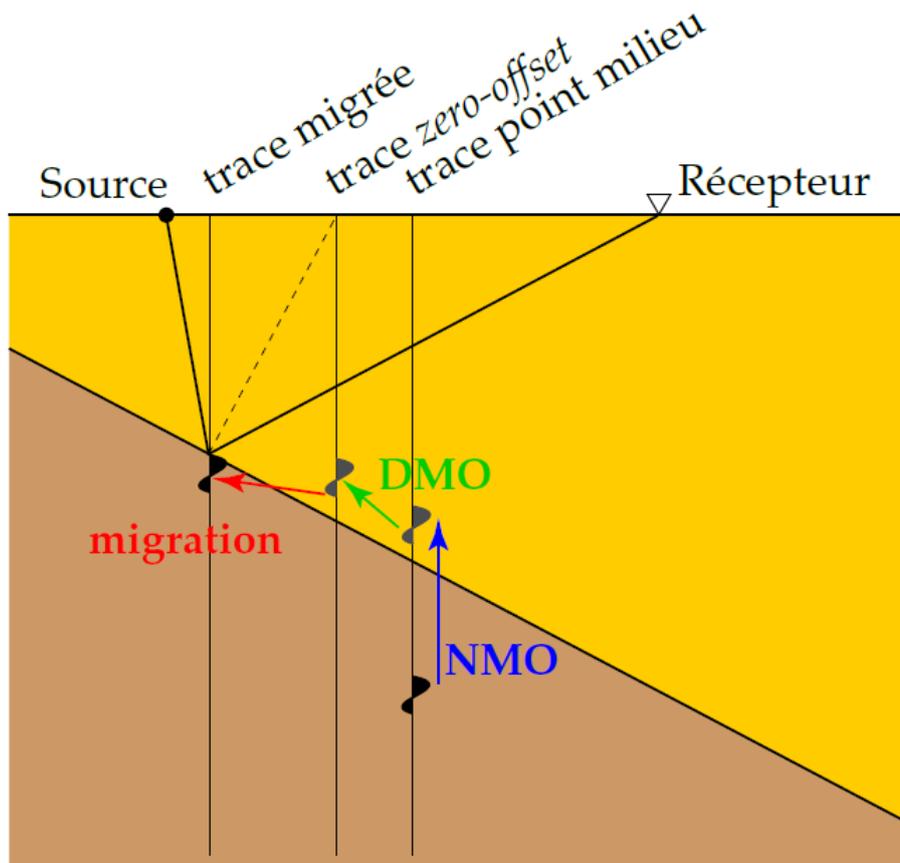


Figure 2.7 : Schéma du principe de l'application de la correction DMO (Verney, 2010).

▪ **Analyse de vitesses**

L'analyse de vitesses consiste à effectuer une sommation sur quelques points milieux communs, avec une série discrète de vitesses constantes et à rechercher la cohérence maximale en interprétant l'énergie de la sommation (Yilmaz, 2001). Ainsi, le principe de l'analyse de vitesses est d'estimer la vitesse de propagation des ondes dans le sous-sol en s'appuyant sur les enregistrements sismiques. Pour ce faire, l'analyse de vitesses en sismique réflexion est liée à deux critères essentiels :

- choix des vitesses de correction dynamique des sections ;
- passage des coupes temps aux coupes profondeurs.

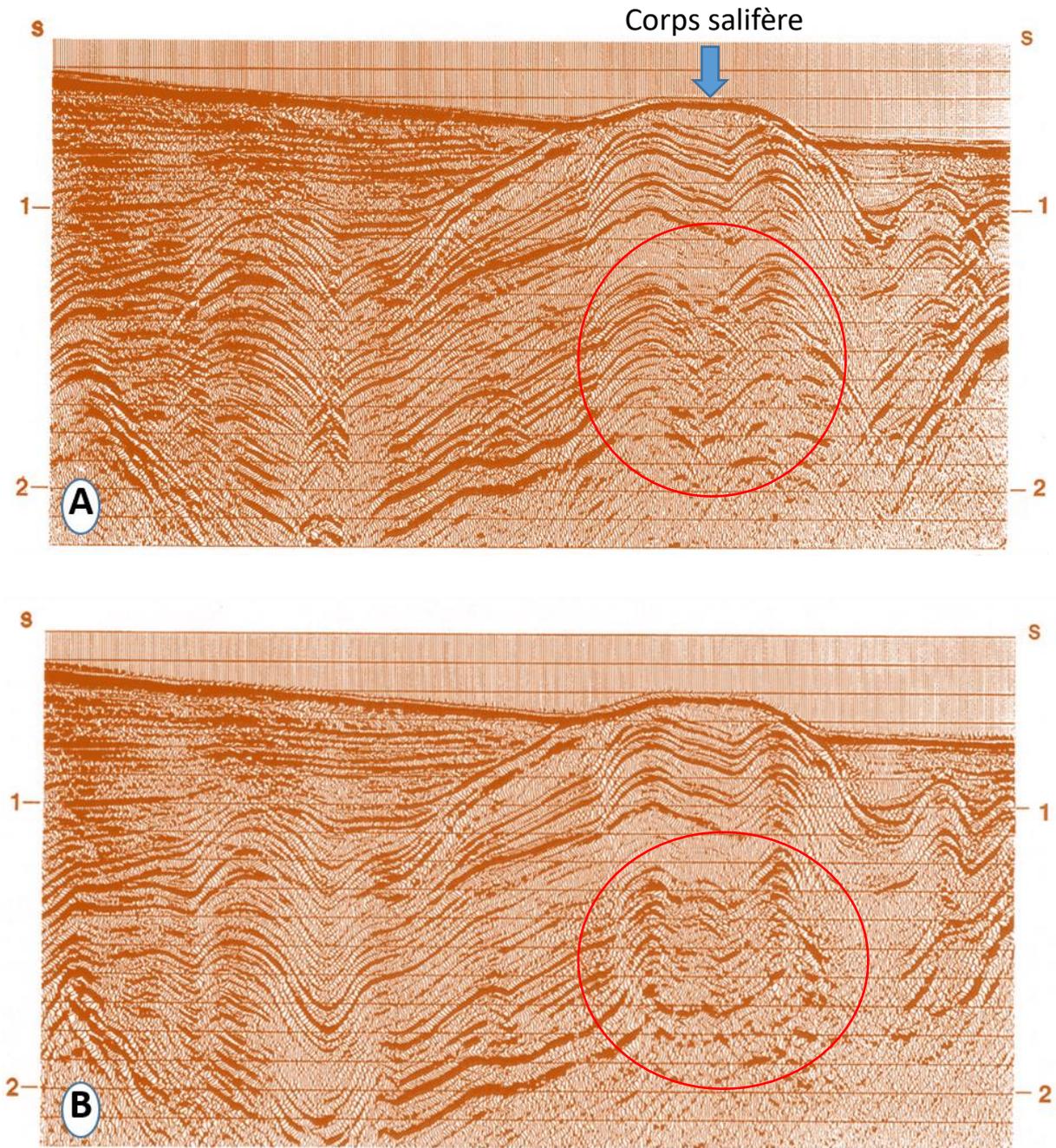


Figure 2.8 : Application de la migration après sommation. (A) Pile non migrée CMP montrant les reflets d'un dôme de sel dans le golfe du Mexique. (B) Pile après traitement DMO (Duncan, 1992). Le terme S indique les stations. Sur (A) les réflecteurs ne sont pas très visibles au contact du corps salifère, ils sont très entrecroisés et ne permettent pas de mieux suivre leurs configurations. Par contre, sur (B) le traitement DMO appliqué a permis d'affiner leurs différentes configurations permettant de mieux individualiser leurs courbures au contact de ce corps.

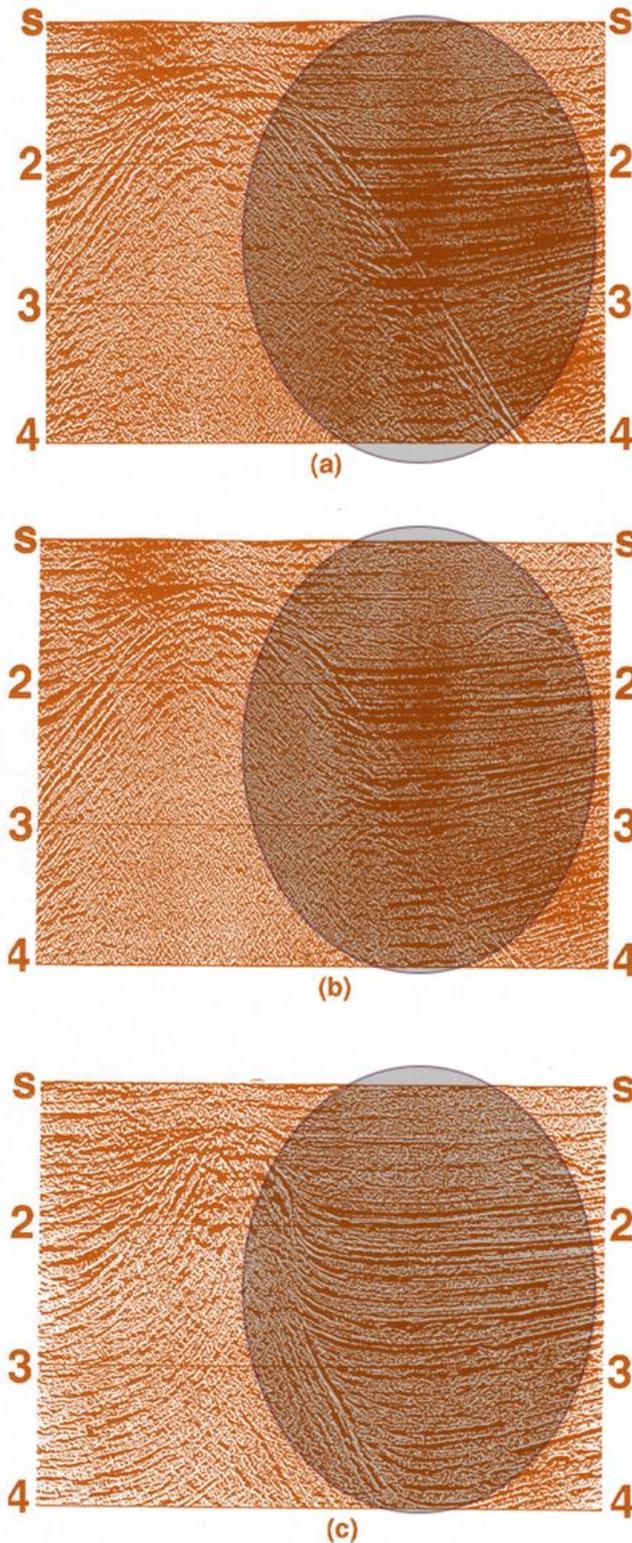


Figure 2.9 : Observation du processus graduel de migration du flanc d'un dôme de sel. (a) Pile brute. (b) donnée après traitement DMO. (c) donnée migrée montre que le flanc abrupt du dôme de sel est associé à plusieurs réflecteurs. « S » désigne les stations (Duncan, 1992).

Il est aussi utile de préciser que l'hétérogénéité du sous-sol et la méconnaissance des trajets sismiques rendent complexe cette analyse (Verney, 2010).

II.2.8. Sommatation

Encore appelée couverture multiple, la sommatation est une technique où l'on additionne après les corrections dynamiques appropriées, des traces obtenues lors des différents tirs et telles que, pour chacune d'entre elles, le point de tir et le groupe de capteurs soient symétriques par rapport à un même point dit point milieu. L'objectif poursuivi est l'obtention de groupes des traces à point de réflexion commune, de façon à favoriser les signaux réfléchis que les corrections dynamiques rendent synchrones. Une sommatation des traces à point en question, après application des corrections dynamiques, produit une trace somme que l'on affecte au point milieu commun. Les signaux réfléchis sont alors plus visibles, car cette trace somme contient beaucoup moins de bruit que la trace d'origine (Verney, 2010).

II.2.9. Migration

La migration est une étape clé de la chaîne de traitement des données de sismique réflexion. Elle replace les réflecteurs à leurs positions vraies et focalise les hyperboles de diffraction. C'est une conversion temps-profondeur de l'échelle verticale pour passer d'une image initiale mesurée par les différents capteurs sismiques au cours du temps à une vraie image du sous-sol. Ce processus permet de corriger certaines figures qui ne représenteraient pas la réalité sur la section sommée (**Fig. 2.10**). Elle peut également servir de base à la caractérisation litho-sismique du réservoir.

En effet, lorsqu'elle est faite avant sommatation, en profondeur et en amplitude préservée, elle permet d'obtenir les réflectivités du sous-sol en fonction de l'angle d'incidence de l'onde sismique.

Après cette étape, l'image obtenue du sous-sol présente plus d'éléments qui facilitent une interprétation structurale et stratigraphique des couches géologiques.

II.3. Méthodes d'interprétation des différentes données

II.3.1. Données de Forages

◇ Analyse litho-chronostratigraphique

Cette étape a été réalisée selon ces cinq phases principales : (1) collecte et digitalisation des informations litho-chronostratigraphiques de l'anté-Cénomaniennes issues de chaque puits, (2) identification des « formations Top » sur chaque puits, (3) description de la lithologie ou des lithofaciès, (4) corrélation des intervalles litho-chronostratigraphiques entre puits, et (5)

construction d'une section reliant tous les forages pétroliers disponibles. Grâce à cette dernière, il sera plus aisé d'observer les principales limites et dépôts rencontrés dans l'intervalle stratigraphique étudié.

◇ **Analyse des prospects**

Cette partie repose sur l'examen des niveaux potentiellement réservoirs et les intervalles de roches-mères, identifiés sur l'ensemble des puits disponibles pour ce travail. Les informations recensées permettent de ressortir en 2D, la distribution spatiale des prospects et indices d'hydrocarbures dans le domaine offshore de la zone d'étude.

II.3.2. Données sismiques

L'analyse et l'interprétation des données sismiques se fait en trois étapes que sont le calage sismique-puits, l'étude structurale et l'analyse stratigraphique.

◇ **Calage sismique-forages**

Cette étape est primordiale avant d'effectuer l'analyse proprement dite des données sismiques. En effet, sachant que ce travail concerne essentiellement la période ante-Cénomaniennne, il sera question de pouvoir marquer la limite sommitale de cet intervalle stratigraphique qui est reconnue sur le plan régional par la surface du Toit de l'Albien, marquant la séparation entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur. Ainsi, le calage sismique-forages consistera précisément à identifier cette surface, reconnue dans les puits, sur les lignes sismiques et de définir les faciès lithologiques identifiés par reconnaissance directe.

◇ **Sismostratigraphie**

Selon [Mitchum et al. \(1977\)](#), la sismostratigraphie est une discipline de synthèse, qui à partir de l'analyse des données sismiques, fournit les informations sur la sédimentation. Elle sert à déterminer d'une part la géométrie des formations sédimentaires et à définir les faciès et les séquences sismiques d'autre part ; ce qui permet de déduire les informations sur la nature des dépôts et les mécanismes de leur mise en place ([Bellec, 2003](#)).

L'interprétation stratigraphique des profils sismiques repose sur la reconnaissance des limites des séquences et sur l'appréciation des réflexions. Celle-ci se fait à plusieurs échelles : à l'échelle des réflexions (paramètres internes des réflexions), à l'échelle du profil sismique où les faciès sismiques sont définis (configuration interne et externe des réflexions). Ces caractéristiques permettent de visualiser au cours du temps l'architecture des corps

sédimentaires et de quantifier les principaux paramètres qui contrôlent le remplissage des bassins sédimentaires à savoir : la tectonique, le flux sédimentaire et l'eustatisme.

○ **Définition des limites des séquences**

Une séquence sismique est une succession relativement conforme de réflexions sur une section sismique, limitée à la base et au sommet par des surfaces de discontinuité ou de conformité corrélatrice (Mitchum et al, 1977).

La définition des limites de séquences s'effectue à partir du type de contact (à la base et/ou au toit) des surfaces de discontinuité. Aux limites d'une surface de discontinuité sismique, ces terminaisons peuvent être de différentes natures et sont classées en concordance ou en discordance. Les contacts de bases de séquence peuvent être des **onlaps** (biseaux d'aggradation), des **downlaps** (biseaux de progradation), ou des surfaces conformes (**Fig. 2.11**).

● **L'Onlap ou biseau d'aggradation** : est une terminaison de strates horizontales qui biseautent sur une surface inclinée. Les « onlaps côtiers » qui caractérisent une avancée des dépôts vers la côte dans le cas d'une transgression marine et les « onlaps marins », traduisant par contre un phénomène de remplissage dans les zones de dépôts-centres ou d'érosion lorsque cette terminaison est observée dans le domaine marin profond et en direction du bassin.

● **La Downlap ou biseau de progradation** : est une terminaison de strates plus inclinée sur une surface de base moins inclinée. Elle correspond à un accroissement latéral des dépôts dans le sens de la pente (vers le large). Généralement, un Downlap est associé à une période de stabilité d'un milieu marin avec les biseaux de progradation ;

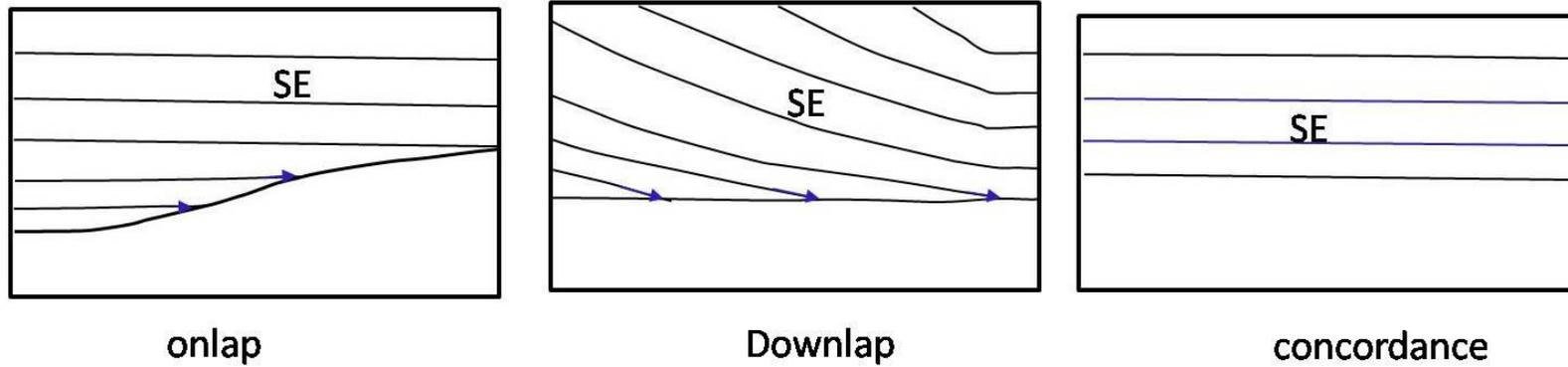
● **La concordance** de base de séquence est quant à elle une terminaison parallèle qui souligne la limite entre les strates et la limite inférieure. Les limites de toit correspondent soit à des biseaux sommitaux, soit à des troncatures érosionnelles ou enfin à des surfaces conformes (**Fig. 2.11**).

● **Le Toplap ou biseau sommital** : c'est une terminaison de strates inclinées dont le sommet se termine en biseau sur la limite supérieure. La présence de toplap côtier indique les périodes de stabilité relative du niveau de la mer. Par contre, des toplaps en milieu marin témoignent d'une exondation (érosion) ;

● **La Troncature d'érosion** : c'est une surface très irrégulière résultant de l'ablation par érosion d'une partie plus ou moins importante des dépôts sommitaux ;

● **La Concordance** : c'est une terminaison qui souligne un parallélisme entre la limite de toit et les strates sous-jacentes ;

Contacts de base des séquences sismiques



Contacts de toit des séquences sismiques

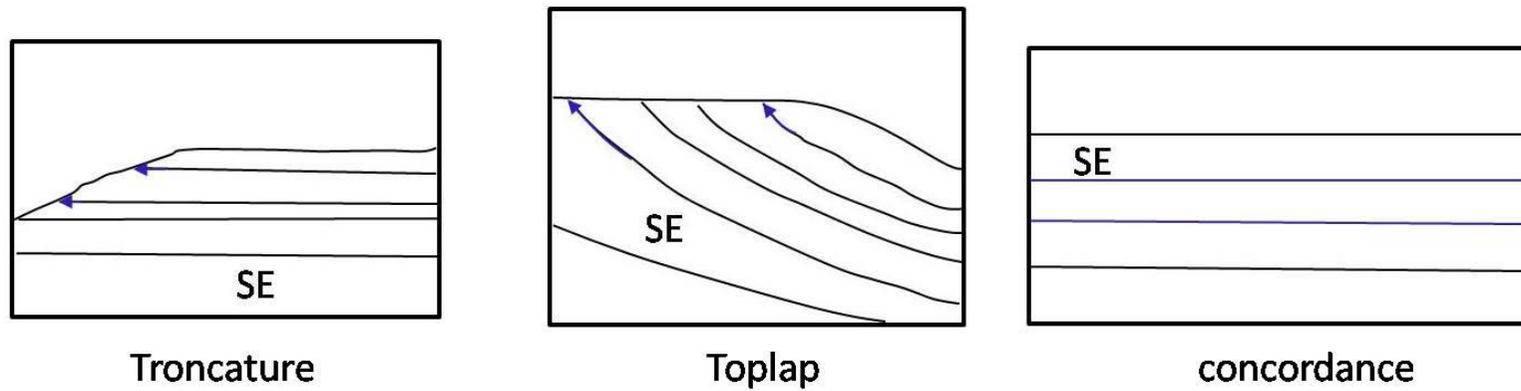


Figure 2.10 : Nomenclature des terminaisons des réflecteurs sismiques (Mitchum et al., 1977). SE : Séquence sismique

La mise en évidence des limites permet de définir les séquences sismiques et de connaître leurs formes externes.

Afin de connaître la nature des séquences mises en évidence, l'étude des unités les constituant est judicieuse : c'est l'analyse des faciès sismiques. Cette étape permet de déterminer les environnements de dépôt et le cadre géologique (Mitchum et al., 1977).

○ **Analyse des faciès sismiques**

Cette étape consiste à décrire et à donner la nature des unités des séquences, en termes de faciès de dépôts et de configuration interne (**Fig. 2.12**). Elle se fera à deux échelles :

- A l'échelle de la réflexion, ce sont les variations des paramètres internes qui seront analysées tout au long des sections sismiques. Ils correspondent à des caractéristiques géophysiques qui dépendent de la nature des sédiments traversés.

Ces caractéristiques sont la continuité, l'amplitude et la fréquence.

● **La continuité** des réflexions, associée à celle des strates. Elle définit la continuité des lits et des processus de dépôts, car ces derniers sont liés à un niveau d'énergie. Il s'agit de distinguer les réflexions continues de celles discontinues.

● **L'amplitude** (forte à faible), est directement liée au contraste d'impédance acoustique. Sa variation le long des sections correspond à un changement de la lithologie. Une variation brusque de ce paramètre, traduit une variation rapide de la nature des formations, se produisant dans des environnements à niveau d'énergie élevé. Par ailleurs, la stabilité de ce paramètre sur des grandes distances traduit une grande continuité lithologique (Bellec, 2003). La variation de ce paramètre traduit aussi des changements latéraux des faciès, ainsi que des occurrences d'hydrocarbures (Mitchum et al., 1977). Selon les travaux de Vail et al. (1977) en milieu siliciclastique, les réflecteurs de forte amplitude traduisent des dépôts continentaux, tandis que ceux de faible amplitude, des dépôts marins ;

● **La fréquence** se traduit par l'espacement des réflecteurs. Plus cet espacement est petit, plus la fréquence est bonne (réflecteurs resserrés). Elle dépend de la nature des sédiments traversés.

- A l'échelle du profil, c'est l'analyse des variations de la configuration des unités sismiques qui est prise en compte. Ces unités sont constituées des réflexions ayant des caractéristiques identiques.

- **La configuration parallèle à subparallèle** se traduit par un parallélisme plus ou moins marqué entre les réflexions. Elle correspond à un taux de sédimentation uniforme souvent lié à une subsidence régulière de la surface de dépôt.

- **La configuration divergente** quant à elle, montre une orientation pluridirectionnelle des réflexions.

Elle traduit une sédimentation différentielle et montre un épaissement des séries sur un substratum incliné. Elle peut résulter d'une variation du taux de sédimentation le long du profil, soit du phénomène de subsidence.

- **La configuration progradante** montre des réflexions inclinées qui se terminent en downlap à la base. Elle caractérise une sédimentation qui se développe plus latéralement que verticalement. En fonction de l'énergie du milieu de dépôt, deux principaux types sont observés.

- **Sigmoïde**, avec des réflexions en concordance au sommet et en downlap à la base. Il caractérise un faible apport sédimentaire dans un milieu de dépôt à faible énergie, ou une élévation plus rapide du niveau de la mer préservant ainsi le dépôt des unités supérieures ;

- **Oblique**, montrant des réflexions qui se terminent en toplap au sommet, et en downlap à la base. Il traduit un apport important de sédiments dans un milieu d'énergie assez élevé. Ce qui explique que les unités supérieures soient souvent érodées au fur et à mesure qu'elles se déposent. Le niveau de la mer doit baisser lentement ou être stable ;

- **Tangentielle**, qui est une combinaison des deux précédentes.

- **La configuration en creux et en bosses** (hummocky), montrant des réflexions discontinues, subparallèles, n'ayant pas de limites marquées et formant un aspect en creux et bosses. Elle résulte de strates formant de petits lobes de progradation, en position du front de delta.

- **La configuration chaotique**, se distingue par des réflexions discontinues et discordantes, suggérant un arrangement désordonné. Ceci montre un dépôt des sédiments dans un milieu d'énergie variable (glissements, remplissage de chenaux) ou des strates initialement continues qui ont été déformées (Mitchum et al., 1977).

- **Les zones sourdes** enfin, sont définies par une absence de réflexions. Elles peuvent résulter d'une certaine homogénéité des dépôts, ou au contraire, d'unités géologiques très déformées (Bellec, 2003).

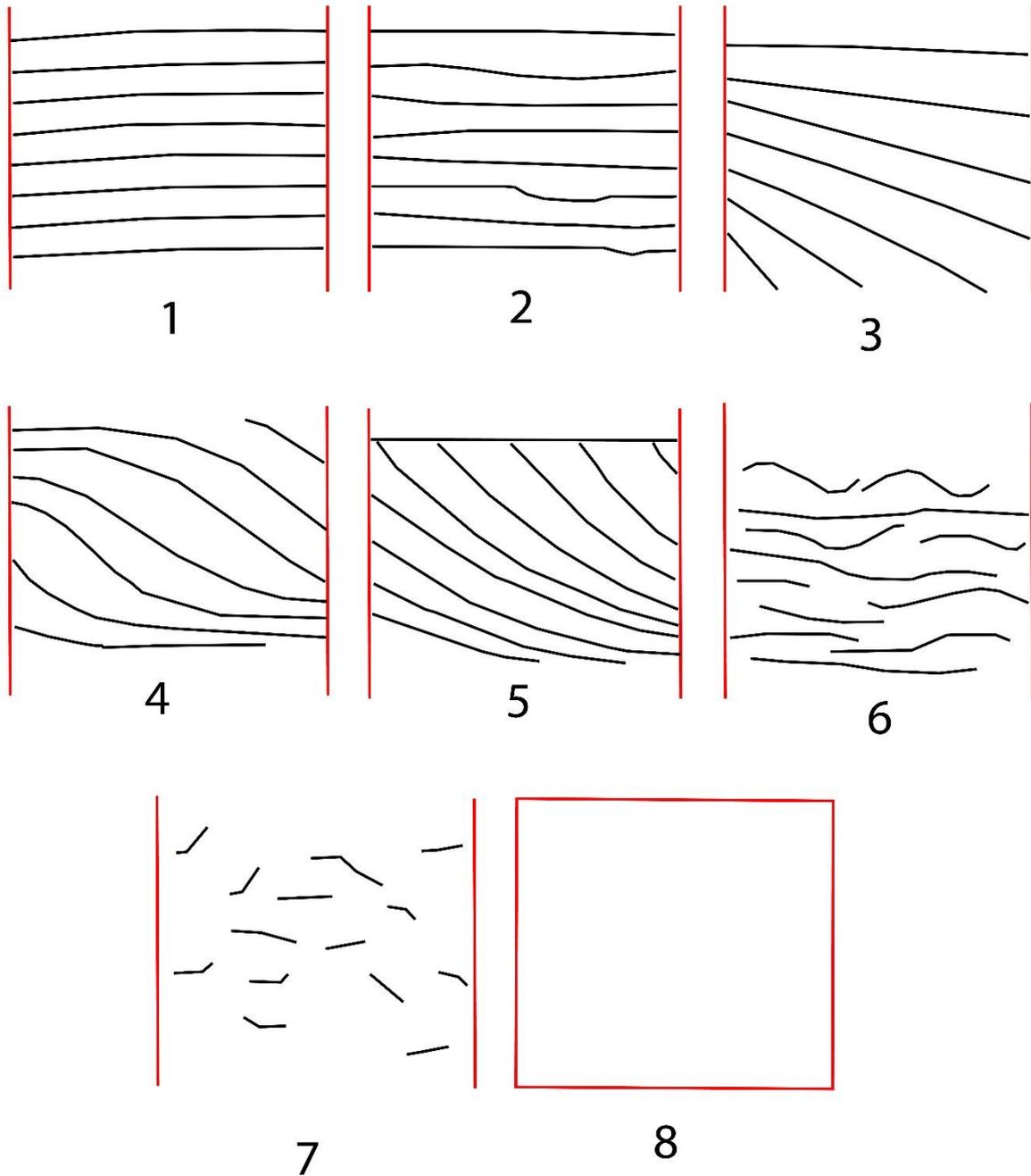


Figure 2.12 : Configurations des réflexions internes. 1 : parallèle, 2 : subparallèle, 3 : oblique, 4 : sigmoïde, 5 : tangentielle, 6 : en creux et en bosses, 7 : chaotique, 8 : zone sourde (inspirée de Mitchum et al., 1977 ; Glørstad-Clark et al., 2010 ; Xu et Haq, 2022).

Les surfaces et unités identifiées fournissent des informations sur les variations du niveau marin. Ce paramètre tout comme la tectonique, influence la répartition des dépôts dans le bassin. La signification géologique des paramètres des réflexions sismiques est récapitulée dans le tableau 2.4.

Tableau 2.4 : Signification géologique des paramètres des réflexions sismiques (D’après Sangree et Widmier, 1977).

PARAMETRES SISMIQUES	SIGNIFICATION GEOLOGIQUE
Continuité (forte, moyenne, faible)	Continuité du litage, Processus de dépôt
Amplitude (forte à faible)	Contraste de vitesse, densité, espacement des lits, Présence de fluides
Fréquence (haute à basse)	Epaisseur des lits, Présence de fluides
Configuration des réflexions	Type de litage, Processus de dépôt, Paléogéographie et érosion, Contact des fluides

• **Configurations externes des réflexions**

Une fois les limites des unités sismiques et leur structure interne définies, on prend en compte la morphologie externe de ces unités. Elle permet de déterminer les processus sédimentaires, les environnements de dépôt et la lithologie associée à ces faciès sismiques (Mitchum et al., 1977). On distingue ainsi (Fig. 2.13) :

□ **Les formes en feuillets drapant :** ce sont des dépôts de faible énergie, généralement en eau profonde (bassin), de type sédiments hémipélagiques.

□ **Les lentilles :** correspondent à des dépôts de pente.

□ **Les monticules :** sont des constructions organiques ou des coulées volcaniques et des amas clastiques tels que les turbidites, les lobes deltaïques des « offshore bars », des marnes glissées, ou des contourites. Ce sont souvent des dépôts de niveau d’énergie relativement élevé.

□ **Les formes dépressionnaires** sont des remplissages de dépressions (éventail).

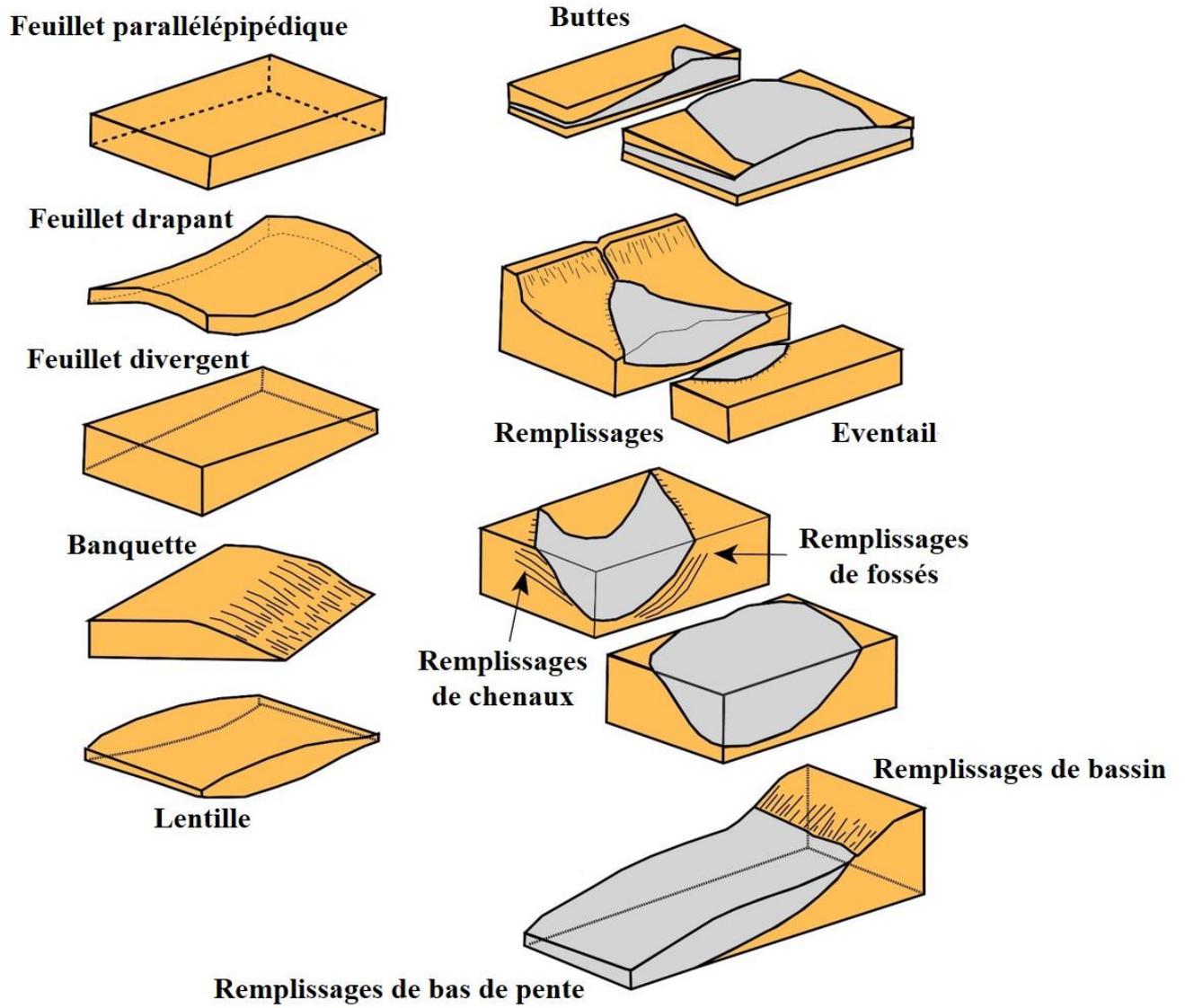


Figure 2.13 : Configurations externes des réflexions (Mitchum et al., 1977).

◇ **Sismostructurale**

Le pointé des réflecteurs sismiques permet également de fournir des informations sur la tectonique, aussi bien de socle que de couverture. La mise en évidence d'une tectonique de socle passe par une étude de la fracturation des réflecteurs et par la recherche des structures tectoniques associées (Maychou_Safae, 2009).

La détection d'un accident sur une section sismique correspond à une rupture de la continuité d'un réflecteur sismique donné ou d'une série de réflecteurs. C'est cette étape qui permet de mettre en évidence les failles sur l'ensemble des sections.

La fracturation de subsurface gère et organise l'architecture de la couverture sédimentaire en structure tectonique de horsts, grabens, plis, d'où découlent les types de bassins sédimentaires. Ces structures sont visibles sur les sections sismiques.

* **Les grabens** : structures d'effondrement kilométrique et déca-kilométrique, limitées par deux failles normales à rejet égal ou inégal (demi-graben). Ils sont souvent associés aux couloirs de failles profondes. Ce sont des structures d'extension ;

* **Les horsts** correspondent à des soulèvements de la couverture sédimentaire limités par deux failles normales d'étendue kilométrique et déca-kilométrique associées souvent à des structures en grabens. Ce sont également des structures en extension.

* **Les plis et chevauchements** : ce sont des structures souples qui apparaissent dans la couverture sédimentaire. Elles définissent des structures inverses et sont caractéristiques des régimes compressifs.

La tectonique de couverture quant à elle se caractérise par l'halocinèse et/ou l'argilocinèse, responsables des glissements de la couverture sédimentaire selon les travaux de Mitchum et al. (1977) et Mbida (2012).

En somme, l'analyse de la sismique Cameroon Span qui est de type migrée profondeur, permettra de mieux observer les objectifs profonds, compte tenu de sa profondeur de pénétration importante.

◇ **Relation sédimentation-Variations du niveau marin**

La Sismostratigraphie, qui est réalisée dans un cadre chronostratigraphique global, considère des paquets de réflecteurs (cycles stratigraphiques), génétiquement associées et limités par des surfaces d'érosion (discordances), induites par des variations relatives du niveau de la mer (cycles eustatiques) ou par leurs conformités corrélatives (dans les parties profondes

du bassin). L'intégration des variations du niveau marin aux données sismiques, conduit à la stratigraphie séquentielle, car les systèmes de dépôts sont associés aux cycles eustatiques (élévation et baisse relative du niveau marin (Vail et al., 1977). Cette étape permettra de donner la nature stratigraphique des limites de séquences et systèmes de dépôts.

Ainsi s'agissant des limites de séquences, se distinguent :

- ❖ *la surface de transgression marine ou transgressive surface (TS)* : Elle correspond au passage d'une phase progradante bas niveau, à l'amorce d'une transgression. Les terminaisons sismiques qui caractérisent cette surface stratigraphique sont des Toplap à la base de la TS et des Onlap à son toit ;
- ❖ *la surface d'inondation maximale ou maximum flooding surface (MFS)* : Encore appelée surface de base de progradation (SBP), elle sépare les sédiments du bloc transgressif de ceux du bloc régressif. Elle permet de mieux prévoir la localisation des roches mères marines potentielles en recherche pétrolière. Elle caractérise le niveau maximal de l'eau dans le bassin. C'est un marqueur à partir duquel s'initie une progradation. Elle s'identifie à partir de deux types de terminaisons : des Downlap ou biseaux de progradation sur sa limite supérieure, et des concordances sur sa limite inférieure.
- ❖ *la surface de non-conformité ou sequence boundary (SB)* : Induite par des baisses très considérables ou significatives du niveau marin, elle marque la fin et le début d'un cycle stratigraphique et sépare également le cortège de bas niveau marin du cortège transgressif. C'est également au niveau de ces surfaces que sont localisées les potentielles roches réservoirs, car elles ont tendance à disparaître contre les discordances.

Ces différentes surfaces identifiées mettent en évidence trois cortèges de dépôts que sont de la base vers le sommet (Vail, 1987 ; Posamentier et al., 1988 ; Van Wagoner et al., 1988) : les cortèges de bas niveau, transgressif et de haut niveau marin (**Fig. 2.14**).

Les cortèges sont reconnus et définis par la nature de leurs limites et par leur géométrie interne. Selon Vail (1987) les cortèges définis dans l'ordre de dépôt pour former une séquence idéale sont :

- **Cortège sédimentaire de bas niveau marin** (*lowstand system tract*) appartenant à la séquence de type 1. Il est limité à sa base par une SB et à son toit par une TS. Il est associé à une chute relative du niveau de la mer et à la lente montée subséquente.

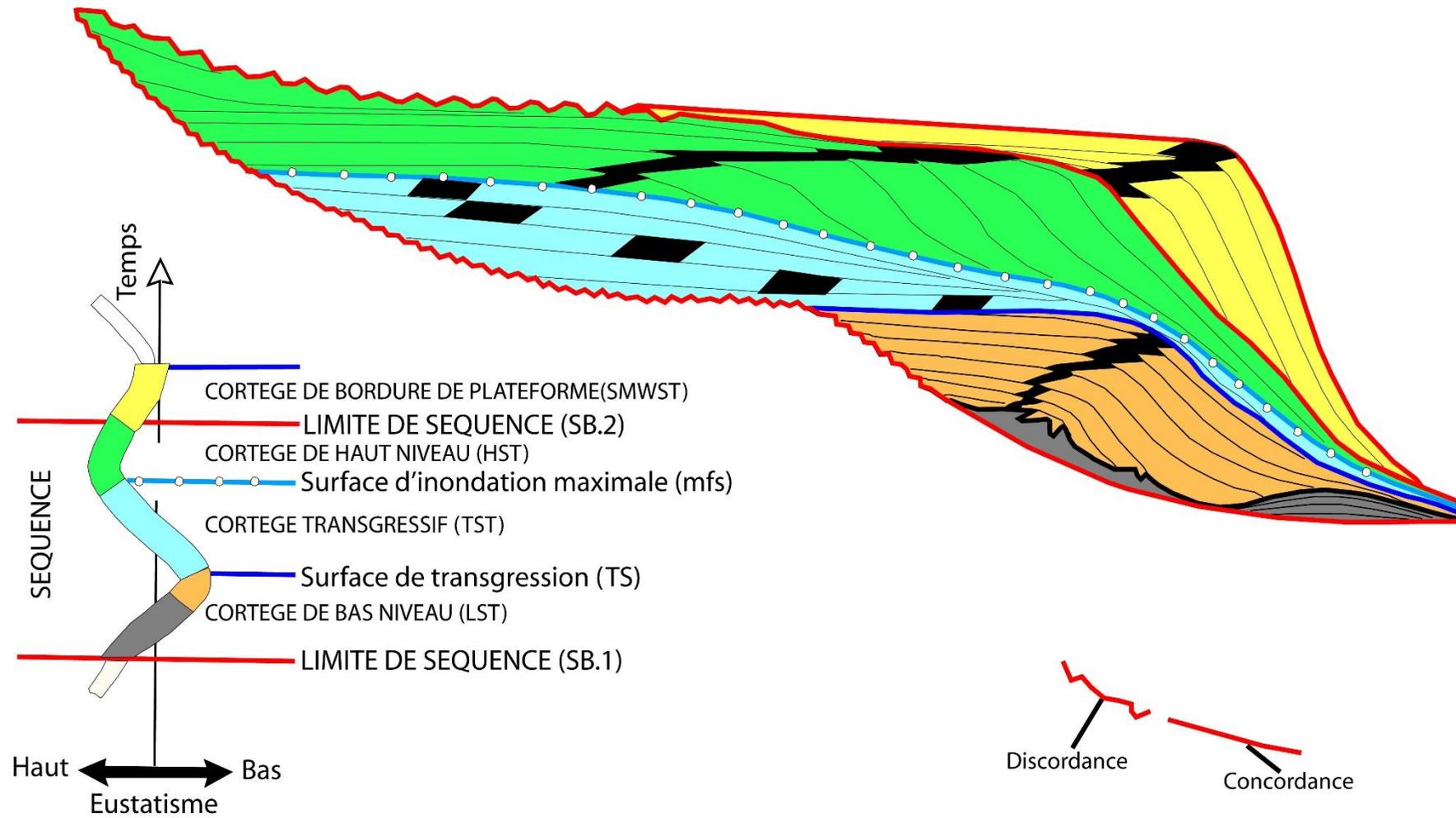


Figure. 2.14 : Modèle de remplissage sédimentaire de marge siliciclastique (Vail et al., 1987).

Il comprend de la rupture de pente jusqu'au bassin (**Fig. 2.14**) :

- **Le cône sous-marin**, déposé lors d'une chute rapide du niveau marin en bas de pente ou dans le bassin. Ce dépôt est associé à une érosion forte des canyons et à l'incision des vallées fluviales sur la plate-forme ;
 - **Le prisme de bas niveau**, déposé sur le talus jusqu'au rebord de la plate-forme quand le niveau relatif de la mer a atteint son plus bas niveau et commence à remonter lentement. A ce moment-là, les incisions fluviales cessent d'être actives et les vallées se remplissent. Les sédiments se déposent essentiellement dans les vallées incisées et sur la pente continentale. Le sommet du prisme de bas niveau, qui coïncide avec le sommet du cortège de bas niveau marin, est la surface transgressive. Les prismes de bordure de plate-forme se déposent pendant une chute modérée du niveau marin lors de la mise en place de la séquence de type 2. Cette séquence est définie à la base par une limite érosive et au toit par une surface conforme, tandis que celle de type 1 est définie entre deux surfaces érosives. Les prismes de bordure de plate-forme sont caractérisés par des séries sédimentaires faiblement progradantes à la base, à aggradantes vers le sommet, et qui montrent des « onlap » en direction de la côte et des « downlap » vers le bassin.
- **Cortège sédimentaire transgressif** (*transgressive system tract*), identique dans les séquences de types 1 et 2, est compris entre la surface transgressive (TS) et la surface d'inondation maximale (MFS) sur laquelle se déposent les unités de haut niveau marin. Il est constitué à la base par le remplissage de vallées incisées, si elles existent puis par des séries sédimentaires rétrogradantes. Ces séries se déposent lors d'une élévation rapide du niveau marin. Elles montrent des « onlap » en direction de la côte et des « downlap » en direction du bassin.
 - **Cortège sédimentaire de haut niveau marin** (*highstand system tract*), présent dans les deux types de séquences, correspond à la partie supérieure des séquences et se situe sur l'ensemble de la plate-forme. Il se dépose durant la dernière partie de la remontée eustatique, le stationnement marin qui suit et le début de la chute eustatique. Les séries sédimentaires sont plus ou moins aggradantes à la base (sigmoïde) et deviennent ensuite progradantes (plus ou moins obliques) lorsqu'il

ne se crée plus d'espace disponible. Ce cortège est compris entre la surface d'inondation maximale et une limite de type 1 ou 2.

Les fluctuations du niveau marin sont visibles notamment au niveau des surfaces de discontinuités et peuvent servir à déterminer l'âge des différents cortèges sédimentaires lorsqu'aucun forage n'existe pas dans la zone investiguée. Elles peuvent être considérées selon 5 échelles de temps en « ordre de cyclicité » (**Tab. 2.5**).

○ **Ordres de séquences**

La nomenclature des séquences de dépôts est définie à partir des cycles stratigraphiques induits par des cycles eustatiques. Quatre principaux cycles stratigraphiques s'observent avec des dénominations variant selon les auteurs. Quatre principaux cycles stratigraphiques s'observent avec des dénominations variant selon les auteurs. D'après Mitchum et al. (1977) et Vail et al. (1991), en fonction des ordres respectifs des cycles eustatiques (1^{er}, 2^e, 3^e, 4^e ordre), dont la période va de plus de 50 Ma à 0,5 Ma, se distinguent des :

- Cycle d'empiètement continental associé à la rupture des supercontinents ;
- Sous-cycle d'empiètement continental, associé au taux de subsidence tectonique, variant avec la vitesse d'expansion océanique et dont les différents paquets sédimentaires (unité de dépôt) sont connus sous la dénomination de sous-phase ;
- Cycles-séquences qui sont associés à la glacio-eustasie, composés de cortège sédimentaire ; et
- Paracycles-séquences qui sont également liés à la glacio-eustasie et dont les blocs sédimentaires correspondent à des paraséquences.

Tableau 2.5: Cycles eustatiques et ordre de séquences de dépôts (Vail et al., 1991).

Durée des cycles du niveau marin	Séquences de dépôts	Cycles eustatiques
> 50 Ma	1 ^{er} ordre	Mégacycles
3 à 50 Ma	2 ^{ème} ordre	Supercycles
0,3 à 3 Ma	3 ^{ème} ordre	Cycles

0,08 < 0,3 Ma	4 ^{ème} et 5 ^{ème} ordres	Paracycles
---------------	---	------------

Les cycles stratigraphiques observés sur les sections sismiques dépendent du type de sismique d'acquisition. Ainsi sur des profils sismiques de grande pénétration, ce sont les mégacycles (cycles de 1^{er} ordre) et les supercycles (cycles de 2nd ordre) qui sont visibles.

▪ **Séquences de premier ordre**

Dans cet ordre, la séquence de dépôt est appelée cycle d'empiètement continental. D'une durée supérieure à 50 Ma (Duval et al., 1993), les cycles d'empiètement continental sont causés par des cycles eustatiques de 1^{er} ordre. Ils se développent entre la rupture d'un supercontinent et la formation d'un autre. Une séquence de 1^{er} ordre est caractérisée par une succession d'« Onlap » côtiers contre les cratons, et montre deux phases : une transgressive et une régressive formant ainsi un cycle de transgression/régression de 1^{er} ordre, dans lequel la limite entre les deux phases correspond à une surface de base de progradation (ou surface d'inondation maximale) (Fig. 2.14).

La phase transgressive a une géométrie globalement rétrogradante tandis que la phase régressive se caractérise par une géométrie progradante. Une surface de base de progradation principale sépare ces deux phases sédimentaires.

▪ **Séquences de deuxième ordre**

De durée comprise entre 3 à 50 Ma, elles correspondent à des sous-cycles d'empiètement continental, induits par des cycles eustatiques de 2^e ordre. Ces derniers sont liés à la combinaison des phénomènes tectoniques et eustatiques globaux. Il s'agit respectivement de la subsidence régionale, la déformation intraplaque, l'expansion océanique, le changement de taux de subsidence tectonique et bien d'autres. Pour Duval et al. (1993), une séquence de 2^{ème} ordre correspond à une sous-phase d'un cycle de 1^{er} ordre. Elles sont caractérisées par des discordances induites par des déplacements majeurs des « onlap » côtiers vers le bassin.

Les séquences de 2^{ème} ordre sont constitués d'une géométrie à la fois rétrogradante et progradante, car un sous cycle d'empiètement continental est également constitué de deux parties séparées par une surface de base de progradation, mettant ainsi en évidence les cycles de transgression/régression de 2^{ème} ordre. Dans un sous-cycle d'empiètement limité par deux discordances (surface d'érosion), on peut reconnaître plusieurs cycle-séquences limités par des chutes relatives du niveau marin.

◇ Signatures d'indicateurs d'hydrocarbures

Une inversion de polarité est une anomalie d'attribut sismique d'amplitude locale qui peut indiquer la présence d'hydrocarbures (Sheriff et Geldar, 1995 ; Brown, 2010). Elle résulte principalement du changement de polarité de la réponse sismique lorsqu'un schiste (avec une impédance acoustique plus faible) recouvre une zone saturée en saumure (avec une impédance acoustique élevée), qui est envahie par un sable pétrolier/gazier (avec la plus faible impédance acoustique des trois). Le contraste d'impédance acoustique passe alors d'une augmentation à une diminution, ce qui entraîne une inversion de la polarité de la réponse sismique - selon la convention normale adoptée par le SEG. Ainsi, un **bright spot** est une anomalie d'attribut sismique locale de grande amplitude qui peut indiquer la présence d'hydrocarbures et est donc connu comme un indicateur direct d'hydrocarbures. Il est utilisé par les géophysiciens dans l'exploration des hydrocarbures. Il résulte principalement de l'augmentation du contraste d'impédance acoustique lorsqu'un hydrocarbure (dont l'impédance acoustique est plus faible) remplace la zone saturée en saumure (dont l'impédance acoustique est plus élevée) qui sous-tend un schiste (dont l'impédance acoustique est encore plus élevée), ce qui augmente le coefficient de réflexion.

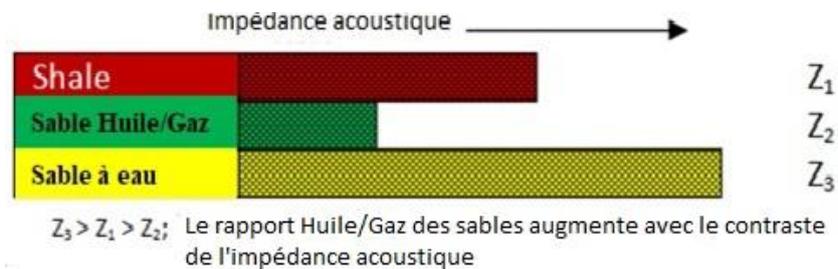


Figure 2.15: Théorie d'un Bright spot (Sheriff et Geldar, 1995; Brown, 2010)

Un **Dim spot** est une anomalie locale de faible amplitude des attributs sismiques qui peut indiquer la présence d'hydrocarbures. Elle résulte principalement de la diminution du contraste d'impédance acoustique lorsqu'un hydrocarbure (à faible impédance acoustique) remplace la zone saturée en saumure (à forte impédance acoustique) qui sous-tend un schiste (à faible impédance acoustique), diminuant ainsi le coefficient de réflexion.

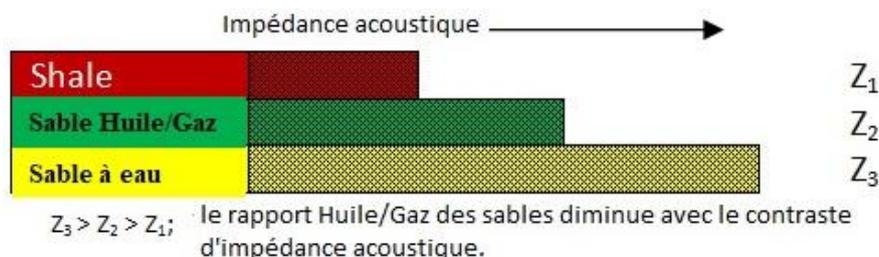


Figure 2.16: Théorie d'un Dim spot (Sheriff et Geldar, 1995; Brown, 2010).

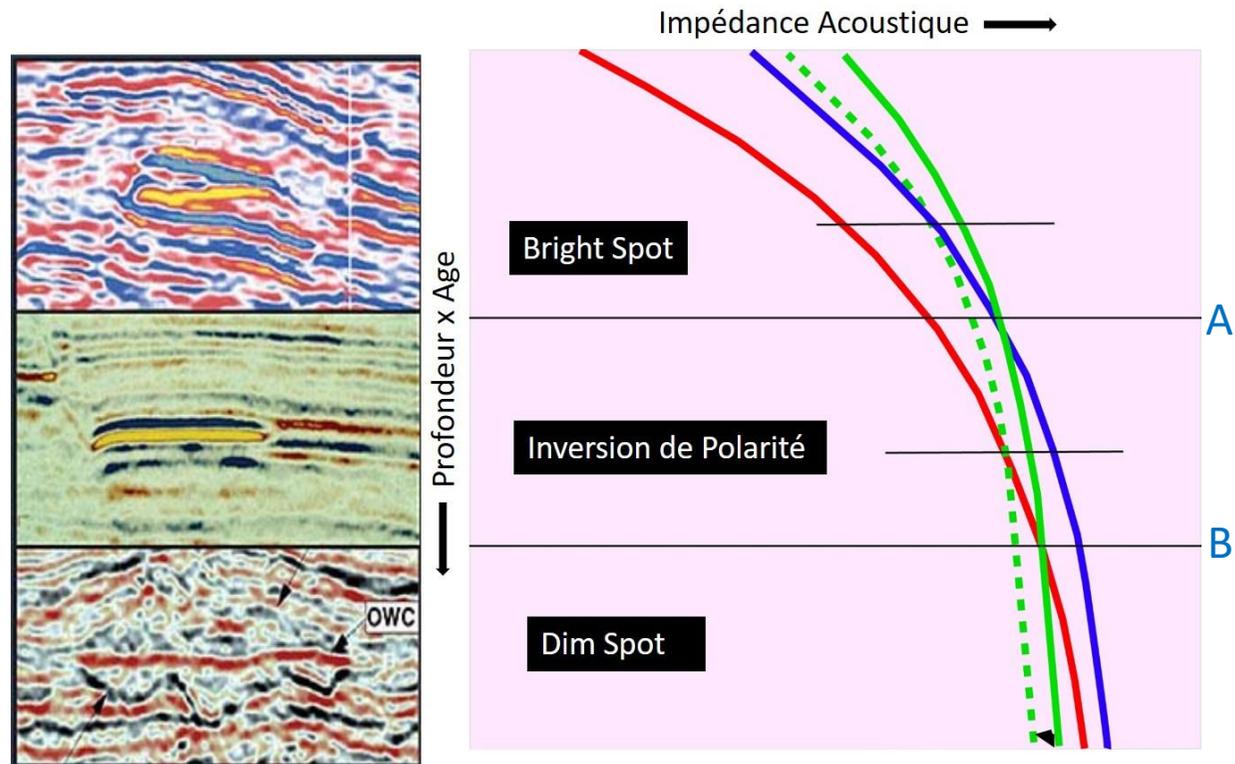


Figure 2.17 : Illustrations sur section sismique des Bright spot et Dim spot (Brown, 2010). (Gauche) Exemples de réflectivité sismique pour chacun des trois régimes d'impédance sable/schiste. (À droite) Courbes généralisées montrant comment les impédances acoustiques des sables gazeux, des sables aqueux et des schistes augmentent avec la profondeur. Le Bright Spot se produit au-dessus de la profondeur A, où il y a un grand contraste entre les impédances des schistes et des sables gazeux, mais une différence modeste entre les impédances des schistes et des sables aqueux. L'inversion de polarité se produit entre les profondeurs A et B, où l'impédance eau-sable est supérieure à l'impédance du schiste mais où l'impédance gaz-sable est inférieure à l'impédance du schiste. Le Dim Spot se produit en dessous de la profondeur B, où les trois courbes d'impédance convergent et où il n'y a que de faibles contrastes d'impédance entre le schiste et tout autre type de sable, rempli de gaz.

Pour qu'un **Dim Spot** se produise, le schiste doit avoir une impédance acoustique inférieure à celle du sable aquatique et du sable pétrolier/gazier, ce qui est la situation inverse requise pour qu'un Bright spot se produise.

Cela est possible car le compactage entraîne une augmentation des impédances acoustiques des sables et des schistes avec l'âge et la profondeur, mais cela ne se produit pas de manière uniforme.

Les schistes plus jeunes ont une impédance acoustique plus élevée que les sables plus jeunes, mais ce phénomène s'inverse en profondeur, les schistes plus anciens ayant une impédance acoustique plus faible que les sables plus anciens. De la même manière que pour les points lumineux, tous les points sombres ne sont pas causés par la présence d'hydrocarbures et ne doivent donc pas être traités comme des preuves concluantes d'accumulation d'hydrocarbures.

De la même manière que pour les points lumineux, tous les points sombres ne sont pas causés par la présence d'hydrocarbures et ne doivent donc pas être traités comme des preuves concluantes d'accumulation d'hydrocarbures.

Un **Flat Spot** est une anomalie d'attribut sismique qui apparaît comme un réflecteur horizontal coupant la stratigraphie présente ailleurs sur l'image sismique. Son apparition peut indiquer la présence d'hydrocarbures. Elle peut résulter de l'augmentation de l'impédance acoustique lorsqu'une roche poreuse remplie de gaz (avec une impédance acoustique plus faible) recouvre une roche poreuse remplie de liquide (avec une impédance acoustique plus élevée). Il peut être visible sur une image sismique parce qu'il est plat et qu'il contraste avec les réflexions plongeantes environnantes

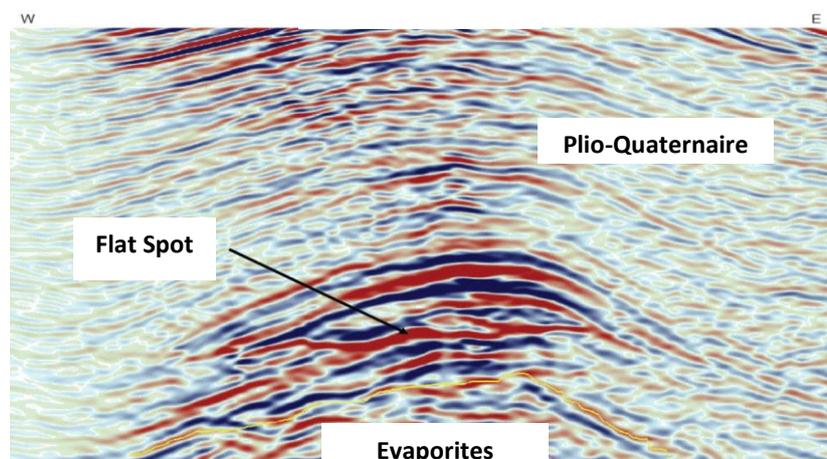


Figure 2.18: Illustration d'un Flat spot (Brown, 2010).

II.4. Logiciels utilisés

Pour appliquer la méthodologie élaborée ci-dessus, des logiciels spécialisés ont été employés.

◇ Adobe Illustrator CS

Le logiciel Adobe Illustrator est une marque déposée d'Adobe Systems Incorporated aux Etats-Unis et/ou dans d'autres pays (www.adobe.com/products/illustrator.html).

La première version fut développée pour la plateforme Macintosh d'Apple en 1987. Au fil des années, des versions améliorées sont proposées et aujourd'hui la version CC 2020 est la plus actualisée. C'est un logiciel de création graphique vectorielle. Il fait partie de la gamme Adobe et peut être utilisé indépendamment ou en complément de Photoshop. Il offre des outils de dessin vectoriel puissants. Les images vectorielles sont constituées de courbes générées par des formules mathématiques. L'un des outils principaux d'Illustrator étant « la plume » qui permet de tracer des courbes à l'aspect parfait grâce au placement des points d'ancrage et de tangentes qui vont en modifier la courbure. Dans le cadre de ce travail, ce logiciel est utilisé pour le pointé manuel des réflecteurs et réflexions sismiques sur les sections disponibles, ainsi que pour la mise en forme de la section de forages.

◇ Golden Surfer

Le logiciel Golden Software Surfer est l'un des logiciels de la compagnie Golden Software LLC (<http://www.goldensoftware.com>), située à Golden, Colorado, Etats-Unis. Cette compagnie a été fondée par Patrick Madison et Dan Smith en 1983. Entre 1985 et 1986, Golden Software a mis au point la première version du logiciel Surfer. Des années plus tard, des versions améliorées sont proposées et à cette date, Surfer 18 est le produit le plus actualisé. Surfer est un logiciel d'interpolation de surfaces à partir de données ponctuelles. En plus des opérations statistiques, Surfer permet la représentation bidimensionnelle et tridimensionnelle des objets.

◇ Geological Data Modeling (GDM)

Le logiciel de modélisation des données géologiques (GDM Suite) est développé par le BRGM (Bureau des Recherches Géologiques et Minières-France). L'extension Multilayer de la suite GDM ([version 7.2](#)) est utilisée pour construire les modèles géologiques 3D illustrés dans ce travail à partir des données de forages et de sismique.

La première étape de ce programme est de définir la pile stratigraphique des différentes lithologies présentes dans le jeu de données, de même que les éléments structuraux observés. Ensuite, les données sont codées selon le cadre fourni par cette couverture sédimentaire. Enfin, les interfaces des formations sont interpolées et combinées entre elles. L'interpolation consiste à construire un maillage régulier aux nœuds duquel sont estimées les variables d'intérêt (sommet de la formation, épaisseur de la formation), à partir des données disponibles

En conclusion, ce chapitre a présenté les données et méthodes d'études qui seront utilisées tout au long de ce travail. Dans le but d'améliorer l'état des connaissances sur l'architecture et les environnements des dépôts de l'anté-Cénomaniens, l'analyse des données de subsurface et d'affleurements, s'avèrent judicieuse. Les chapitres suivants présenteront respectivement l'ensemble des résultats obtenus dans le domaine offshore de la marge de Kribi-Campo, et des observations sur affleurements dans le domaine onshore.

CHAPITRE III :

**ANALYSE ET
INTERPRETATION**

Dans ce chapitre, il est question de présenter l'ensemble des résultats et interprétations issues des analyses de puits, des données sismiques et d'étude des affleurements.

3.1 Analyse des puits

◇ Litho-chronostratigraphie

La collecte et la digitalisation des informations litho-chronostratigraphiques issues de chaque forage disponible (**Annexes 1 à 15**), ont permis de ressortir les informations sur la litho-chronostratigraphie. Ainsi, l'observation de ces dernières, montre que sur l'ensemble des logs litho-chronostratigraphiques obtenus, la période anté-Cénomaniennne est représentée par le Crétacé moyen, dont la partie sommitale s'illustre par la discordance du toit de l'Albien. L'analyse des « formations tops » sur tous les forages, permet de mettre en évidence de la profondeur vers la surface, deux limites (**Fig. 3.1**) que sont :

- **la limite Aptien-Albien (TAP)**, qui n'est pas aisément visible sur tous les puits disponibles mais bien observée sur **F₅** et **F₆**, respectivement à des profondeurs de 2885 m et 2785 m (**Fig. 3.1**). Son extension latérale est faiblement représentée due à un manque d'informations sur sa profondeur précise sur de nombreux puits. Toutefois, l'observation des dépôts Apto-Albiens indiquent la traversée de cette surface par les forages concernés. Cette observation montre que cette limite est érodée dans la zone d'étude.

- **la surface du toit de l'Albien (TAL)**, qui délimite les intervalles Crétacé moyen et Crétacé supérieur. Comparée à la précédente, cette surface marquant le toit de l'intervalle stratigraphique de l'anté-Cénomaniennne a une grande extension (NE-SW) allant de l'offshore de Kribi (NE) au domaine profond de Campo (SW). Elle s'observe sur tous les puits disponibles du domaine offshore de la zone d'étude et indique une discordance, basée sur les observations des rapports de forages (**Fig. 3.1**). Cette observation montre à l'échelle de la zone d'étude que cette surface a une extension régionale en comparaison de la précédente (**Fig. 3.2**)

Ces différentes limites permettent d'individualiser trois (03) types de dépôts que sont de la profondeur vers la surface : les sédiments Aptiens, Albiens et Crétacé supérieur à Actuel. Sachant que ce travail est focalisé sur l'intervalle anté-Cénomaniennne, les sédiments de l'intervalle Crétacé supérieur à Actuel ne sont pas pris en compte.

L'observation générale du Crétacé moyen montre que cet intervalle est principalement constitué des bancs de grès plus épais que les bancs d'argiles (**Fig. 3.1**).

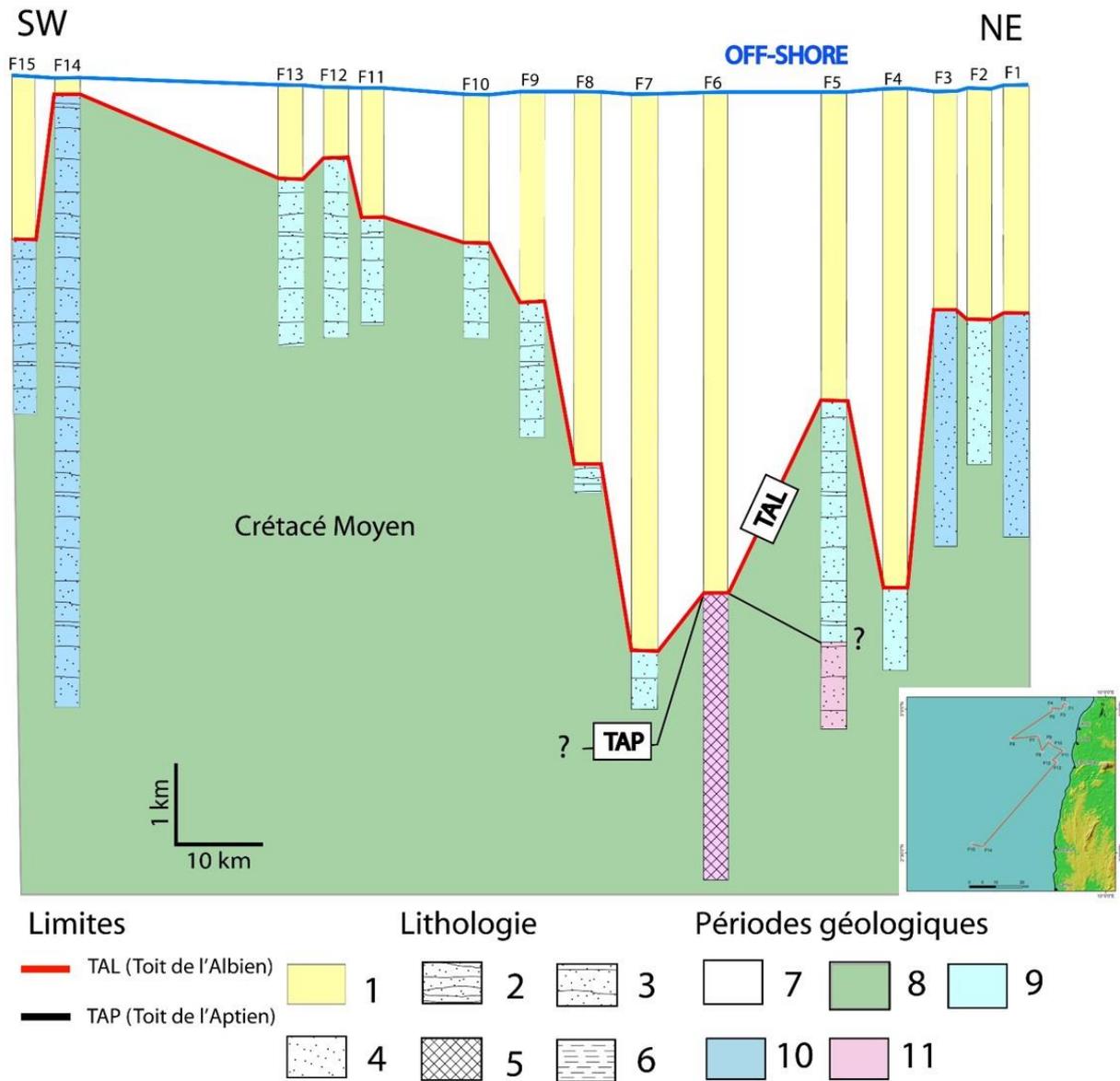


Figure 3.1 : Section de puits. 1 : intervalle non étudié, 2 : argiles intercalées de grès, 3 : grès intercalés d’argiles, 4 : grès, 5 : Sel (anhydrite), 6 : argilites, 7 : Crétacé supérieur à Récent, 8 : Crétacé moyen, 9 : Albien, 10 : Aptien-Albien, 11 : Aptien.

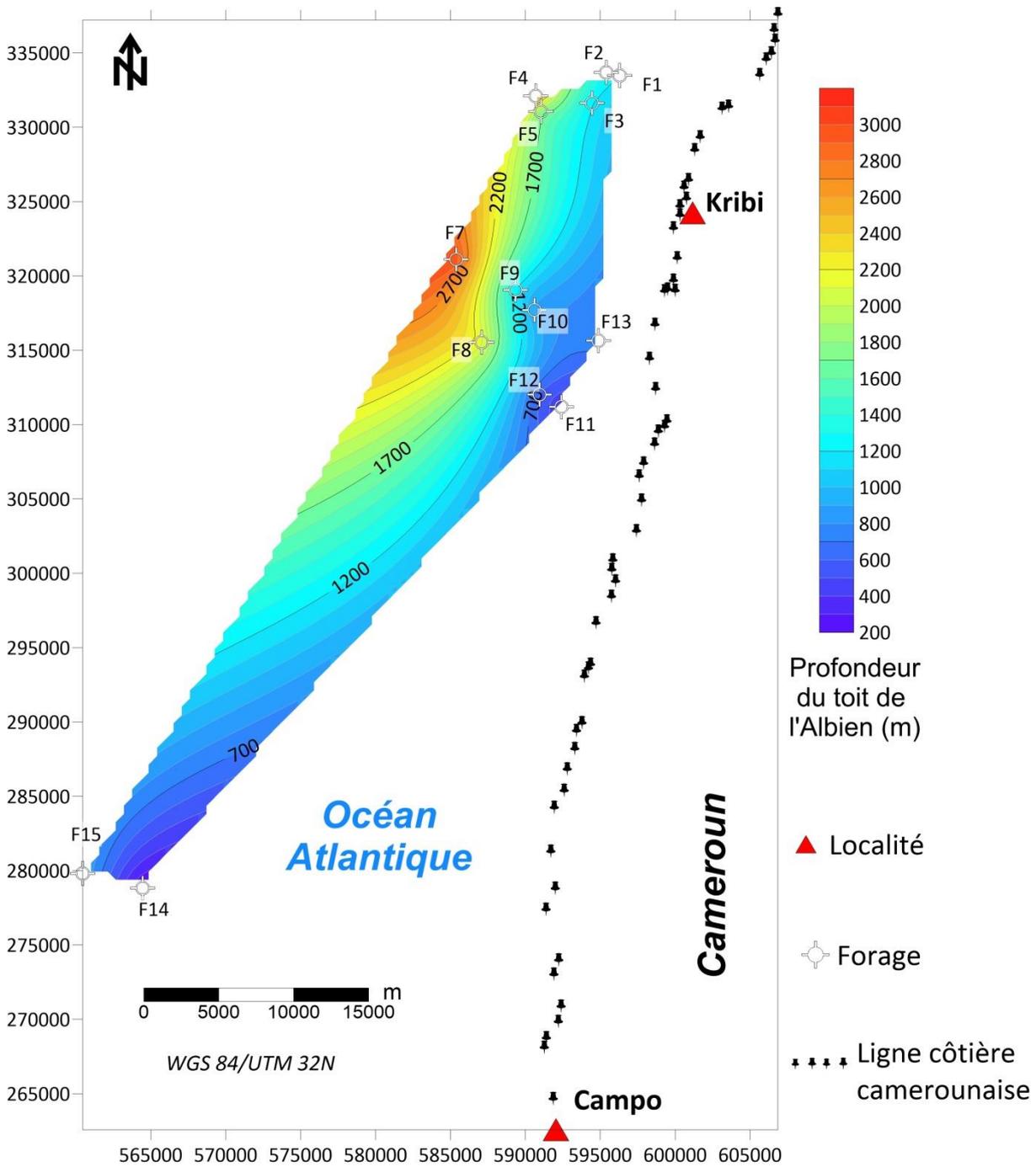


Figure 3.2 : Distribution à partir des puits, de la profondeur de la surface du toit de l’Albien (limite sommitale de l’anté-Cénomanien) dans le domaine offshore de la zone d’étude.

La description lithologique des unités de l’Aptien et l’Albien montre que les dépôts aptiens, d’épaisseur supérieure à 1 km environ, sont constitués de grès, d’argiles, de limons consolidés et d’intrusions de sel. Les sédiments albiens, identifiés presque dans tous les puits, présentent une puissance moyenne d’environ 794 m. Elle est principalement constituée de grès, argiles riches en matière organique et limons consolidés. La corrélation des intervalles litho-chronostratigraphiques entre les quinze (15) puits a permis d’établir une section de direction globale **NE-SW**, entièrement située dans le plateau continental du sous-bassin de Kribi-Campo. Cette coupe illustre la distribution des dépôts traversés par forages. Ainsi, elle permet d’identifier les limites Aptien-Albien et du toit de l’Albien, de même que les informations lithologiques des dépôts anté-Cénomaniens étudié (**Fig. 3.1**). L’observation de cette coupe montre que du **NE** vers le **SW**, la zone d’étude est structurée en horsts et grabens.

◇ **Prospects identifiés**

L’analyse des forages a également permis de recenser les niveaux réservoirs et de roches-mères anté-Cénomaniennes qui ont été identifiées dans les puits. Sur la base des rapports de forages des différentes compagnies (**Fusion Oil & Gas, 2003**), les niveaux réservoirs et de roches mères ont été identifiés sur chaque puits. Ainsi, les différentes observations ont été consignées dans le tableau 3.1.

Tableau 3.1: Identification des prospects sur chaque puits.

Puits	Réservoirs		Roches-mères	
	Aptien	Albien	Aptien	Albien
F ₁	*	●	*	*
F ₂	*	●	*	*
F ₃	*	●	*	*
F ₄	*	●	*	*
F ₅	*	●	●	●
F ₆	*	*	*	*
F ₇	*	●	*	*
F ₈	*	●	*	*
F ₉	*	●	*	*
F ₁₀	*	●	*	*
F ₁₁	*	●	*	*
F ₁₂	*	●	*	*
F ₁₃	*	●	*	●
F ₁₄	●	●	*	*
F ₁₅	●	●	●	●
(●) Présent			(*) Absent	

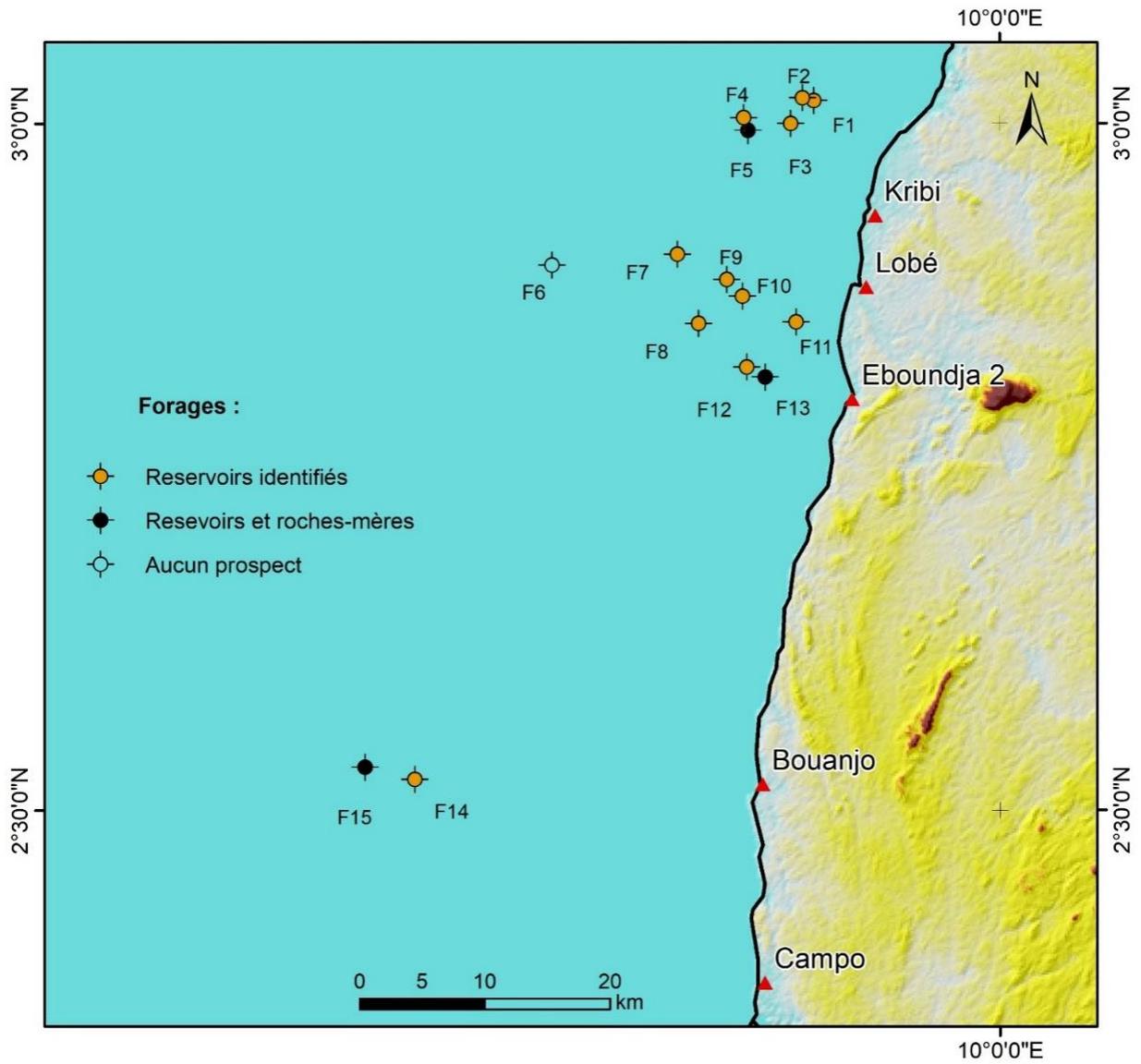


Figure 3.3 : Distribution spatiale des prospects identifiés à partir de l'ensemble des puits disponibles dans le domaine du plateau continental de Kribi-Campo (inspirée de Fusion Oil & Gas, 2003).

L'anté-Cénomanién est majoritairement constitué des zones réservoirs dues, à l'occurrence des bancs épais de grès. Sur les 15 forages analysés, 13 (**F1**, **F2**, **F3**, **F4**, **F5**, **F7**, **F8**, **F9**, **F10**, **F11**, **F12**, **F13** et **F15**) indiquent la présence de niveaux réservoirs. Pourtant les roches-mères ont été observées uniquement dans trois puits (**F5**, **F13** et **F15**). Ainsi, les évidences d'existence de ces prospects (zones potentiellement à Hydrocarbures) sont présentées dans le domaine offshore de la zone d'étude (**Fig. 3.3**).

3.2. Sismique

En vue d'effectuer une analyse détaillée, les lignes sismiques ont été analysées séparément en fonction de leurs orientations.

3.2.1 Calage sismique-forage

Le calage de la ligne sismique **CS6600** avec le forage **F15**, a permis de marquer sur les sections sismiques la discordance du toit de l'Albien visible sur le puits (**Fig. 3.4**). Ce puits a été choisi parce qu'il permet de mieux situer le toit de l'Albien, limite sommitale de l'intervalle anté-Cénomanién. A partir du forage **F15**, la surface cible est observée à 1200 m de profondeur dans la portion Est de la section. La discordance du Miocène moyen est également reconnue à 400 m de profondeur. Cette surface subdivise deux sections que sont de la profondeur vers la surface, le Cénozoïque inférieur à moyen et le Cénozoïque moyen à l'Actuel. En dessous, la discordance du toit de l'Albien s'observe. Dans cette étude, le caractère sismique de la discordance du toit de l'Albien, montrant des « troncatures d'érosion » à la base et des terminaisons en « Onlap » au toit, a été utilisé pour identifier l'intervalle stratigraphique d'intérêt permettant de définir l'anté-Cénomanién.

3.2.2 Analyse des Profils NW-SE

◇ Attributs sismiques

L'étude de l'aspect des dispositions des réflecteurs sismiques effectuée sur les sections disponibles, permet d'identifier plusieurs horizons (**Fig. 3.5 et 3.6**). Ainsi, de la profondeur vers la surface, quatre horizons sismiques (**H1**, **H2**, **H3** et **H4**), ont été mis en évidence.

Le premier horizon (**H1**), situé à 9 km de profondeur, a été identifié par des terminaisons en « Onlap » qui sont associées à son toit dans la zone de dépôts-centres (**Fig. 3.7**). Cette surface présente une amplitude moyenne à forte et marque une limite entre des réflecteurs disposés de manière désordonnée et ceux ayant une forme particulière (**Fig. 3.7**). Sa forme montre latéralement de l'Ouest vers l'Est, quatre signatures.

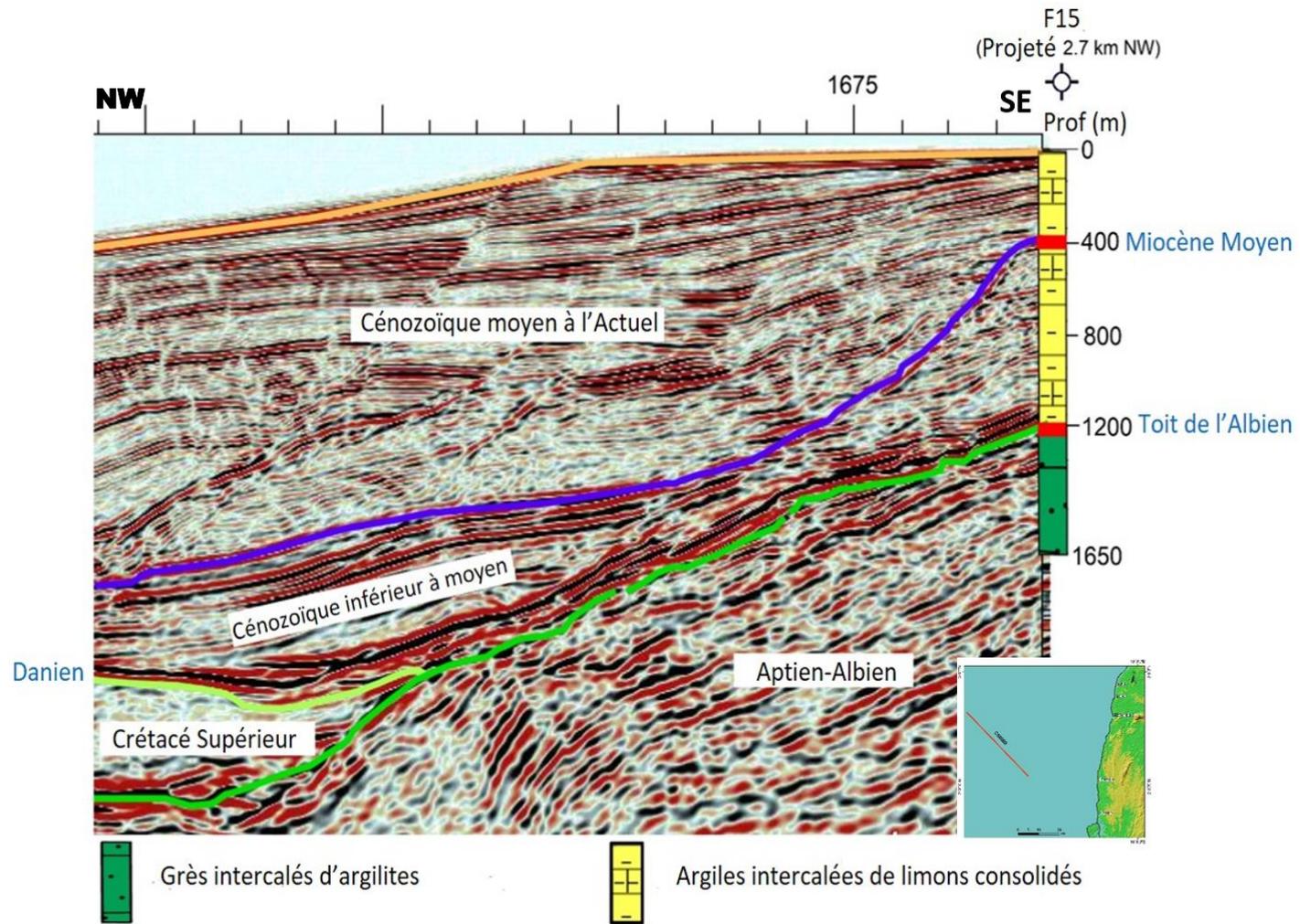


Figure 3.4 : Calage de la portion Est de la ligne sismique **CS6600** avec le forage **F15** pour marquer la surface du toit de l'Albien. Les surfaces du Miocène moyen et du Danien ont également été identifiées. Le forage **F15** montre des argiles intercalées de limons consolidés durant le Cénozoïque inférieur à l'Actuel et des grès Apto-Albiens intercalés d'argilites sombres à noires entre 1200 et 1650 m de profondeur.

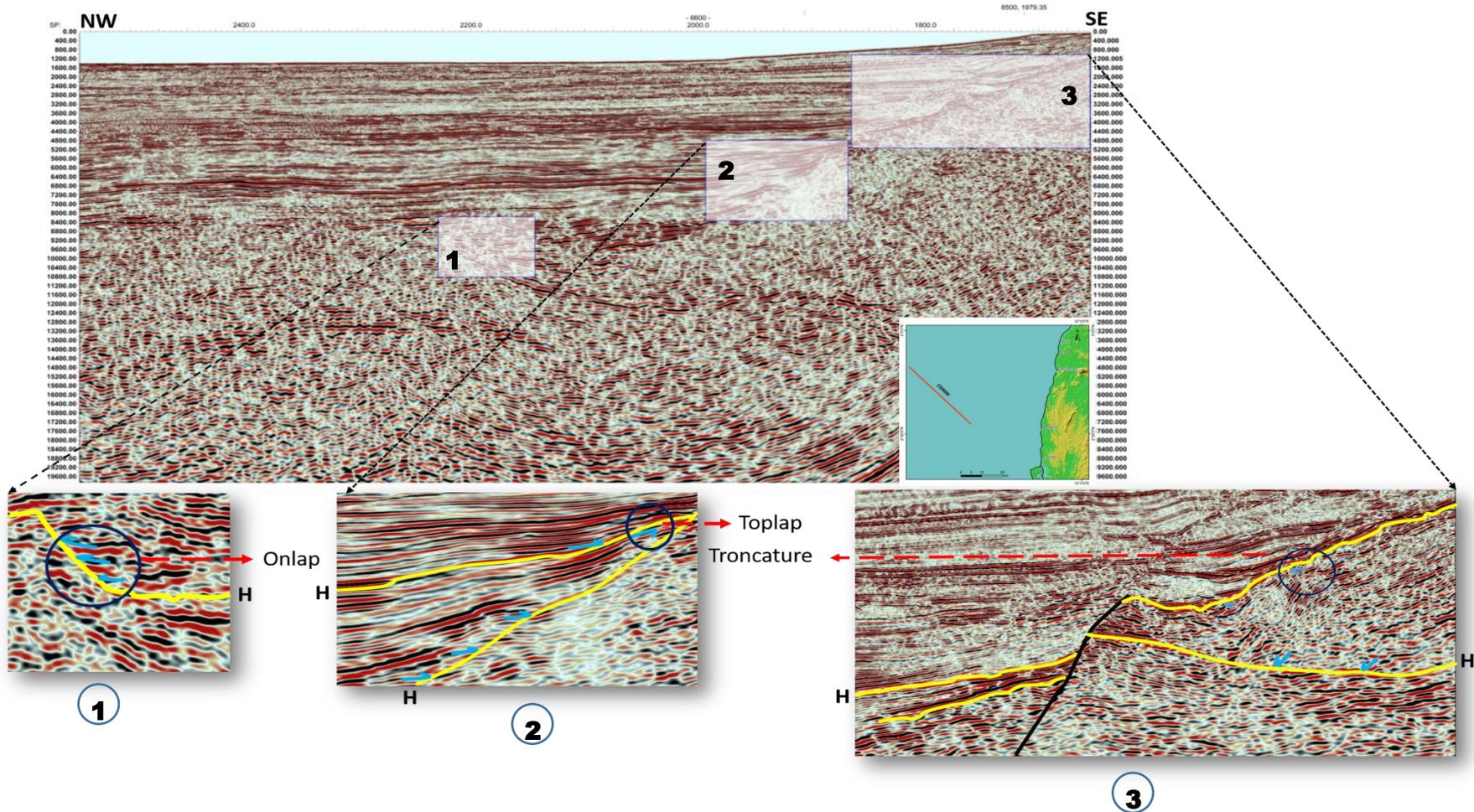


Figure 3.5 : Réflecteurs sismiques (H) identifiés au-delà de 1000 m de bathymétrie sur le profil CS6600 à partir des types de terminaisons (onlap, toplap, troncature, downlap). 1 : portion NW ; 2 : portion médiane ; 3 : portion SE.

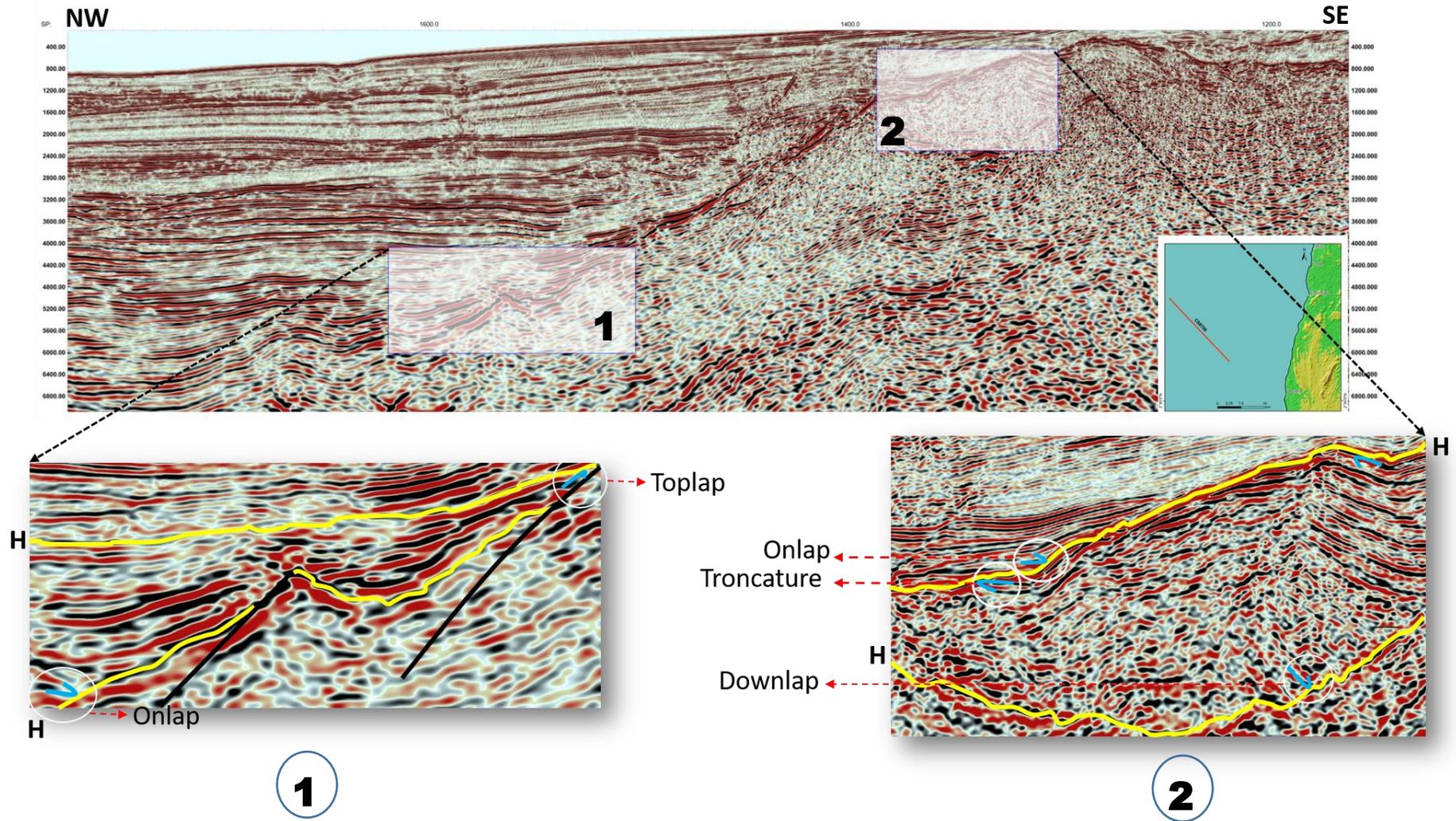


Figure 3.6 : Réflecteurs sismiques (H) identifiés au-delà de 400 m de bathymétrie sur la ligne sismique CS6700 à partir des types de terminaisons (onlap, toplap, troncature, downlap). 1 : portion NW ; 2 : portion SE.

Un palier au-dessus de la structure Ouest, une rampe descendante à proximité de cette précédente structure, un second palier dans la zone de dépôts-centres et une rampe ascendante (côté de la structure Est).

Située à 7 km de profondeur dans le domaine marin profond au Sud et à 4.8 km au Nord, le deuxième horizon (**H₂**) est défini par des « Onlap » au toit et des « Toplap » à la base. (**Fig. 3.8**). Il présente une forte amplitude et montre deux types de signature. Un palier vers l'Ouest et une rampe ascendante vers l'Est. Cette surface est mise en évidence par des « Toplap » marins au contact de la structure Ouest (**Fig. 3.7**) et des « Onlap » côtiers au toit à proximité de la structure Est (**Fig. 3.7**).

Le troisième horizon (**H₃**) est défini par des terminaisons en « Downlap » au toit et en concordance à la base (**Figs. 3.7 et 3.8**). Il présente une bonne continuité et se retrouve au-dessus de la structure Est. Sur la section **CS6600**, il va de 3.6 km au-dessus du soulèvement Est pour atteindre 6 km de profondeur dans le large. Sa forme montre trois types de signature. Une rampe descendante sur la structure Est, une rampe ascendante à proximité du talus et un palier dans le domaine marin profond (**Figs. 3.7 et 3.8**) ; Sur la ligne sismique **CS6700**, il va de 1.2 km à l'Est pour atteindre 4 km dans le domaine marin profond (**Fig. 3.8**). Elle présente dans ce dernier secteur deux types de signatures (un palier et une rampe ascendante) et sur la structure Est, une alternance de rampes descendantes et ascendantes (**Figs. 3.7 et 3.8**).

Le quatrième horizon (**H₄**) a été identifié au-dessus du soulèvement Est par des terminaisons en « troncatures » à la base et des « Onlap » au toit (**Figs. 3.7 et 3.8**). Il présente également une bonne continuité. Sur la section **CS6600**, il va de 1.2 km sur le soulèvement Est pour atteindre 4.8 km de profondeur dans l'offshore profond. De l'Est vers l'Ouest, sa forme montre trois types de signature. Une rampe descendante, un palier et une rampe ascendante à proximité du talus (**Figs. 3.7 et 3.8**) ; Sur la ligne sismique **CS6700**, il est de 400 m à l'Est pour atteindre 3.2 km dans le domaine marin profond. Ici également il montre un palier et une rampe ascendante à l'Est avec une alternance de rampes ascendantes et descendantes côté Ouest (**Figs. 3.7 et 3.8**)

L'analyse sismique des lignes **CS6600** et **CS6700** permet de ressortir dans l'intervalle stratigraphique étudié, trois séquences sismiques (**SE1**, **SE2** et **SE3**), décrites de la profondeur vers la surface (**Figs. 3.7 et 3.8**).

◇ **Séquences sismiques**

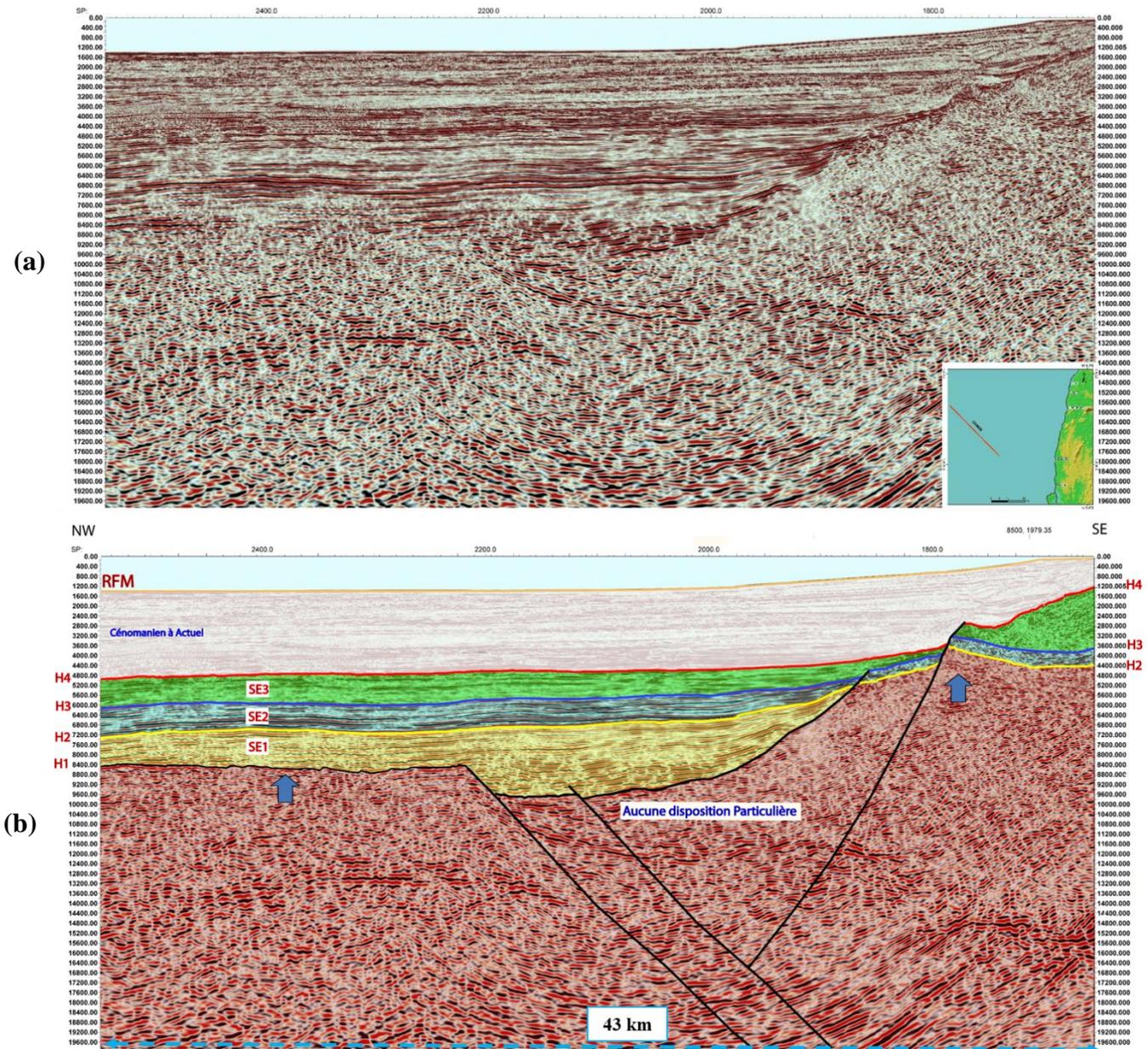


Figure 3.7 : Limites (H₁, H₂, H₃ et H₄) et séquences sismiques (SE₁, SE₂ et SE₃) rencontrées sur le profil CS6600. (a) Section brute ; (b) Section interprétée. Les flèches bleues traduisent des soulèvements.

Séquence sismique SE1

Cette séquence est limitée à la base et au toit par les horizons respectifs **H₁** et **H₂**. SE1 est observé dans la zone de dépôts-centres et montre un caractère progradant/aggradant associé à des réflexions discontinues qui se terminent en biseau, au contact de la structure côté Est (**Fig. 3.8**). Cette séquence montre une épaisseur variable de l'Est (800 m) vers l'Ouest (1600 m), atteignant plus de 1 km dans la zone de dépôts-centres (**Fig. 3.7**). La configuration interne montre des réflexions parallèles à subparallèles caractérisées par une forte amplitude (**Figs. 3.7 et 3.8**). La fréquence est faible à modérée.

Séquence sismique SE2

Ce paquet reposant au-dessus de la séquence précédente, est limité à la base par la surface **H₂** et au toit par la limite **H₃**. Cette séquence est observée dans le domaine marin profond et au-dessus du soulèvement Est sur chaque portion des lignes analysées (**Figs. 3.7 et 3.8**). Tout comme la séquence SE1, SE2 montre une variation d'épaisseur de l'Est (800 m) vers l'Ouest (1200 m). Elle montre un caractère rétrogradant dans le domaine marin profond à aggradant au-dessus du soulèvement Est. Cette séquence présente des réflexions parallèles, caractérisées par une variation d'amplitude et de continuité de faible à forte avec une fréquence élevée (**Fig. 3.7**). Sur la ligne CS6700, s'observe une variation latérale de faciès d'Est vers l'Ouest (**Fig. 3.8**). Cette séquence montre une portion localisée des réflexions chaotiques et déstructurées au-dessus de la structure Est, caractérisées par des faibles amplitudes et représentées dans cette étude par une couche de couleur violette (**Fig. 3.8**).

Séquence sismique SE3

Cette séquence est limitée à la base par **H₃** et au sommet par **H₄**. **SE3** montre des réflexions stratifiées avec une variation d'amplitude, continuité et fréquence (**Figs. 3.7 et 3.8**). Sur le soulèvement Est, **SE3** est représenté par un modèle aggradant/progradant avec une configuration oblique et localement affectée par des failles (**Figs. 3.7 et 3.8**). Son épaisseur varie de l'Ouest (1200 m) vers l'Est (620 m).

◇ Déformation

Le pointé des réflecteurs sismiques sur ces deux lignes met en évidence des éléments structuraux, influençant la répartition des dépôts définis. Il s'agit principalement des failles de vergence variée, associées à des soulèvements et glissements de dépôts.

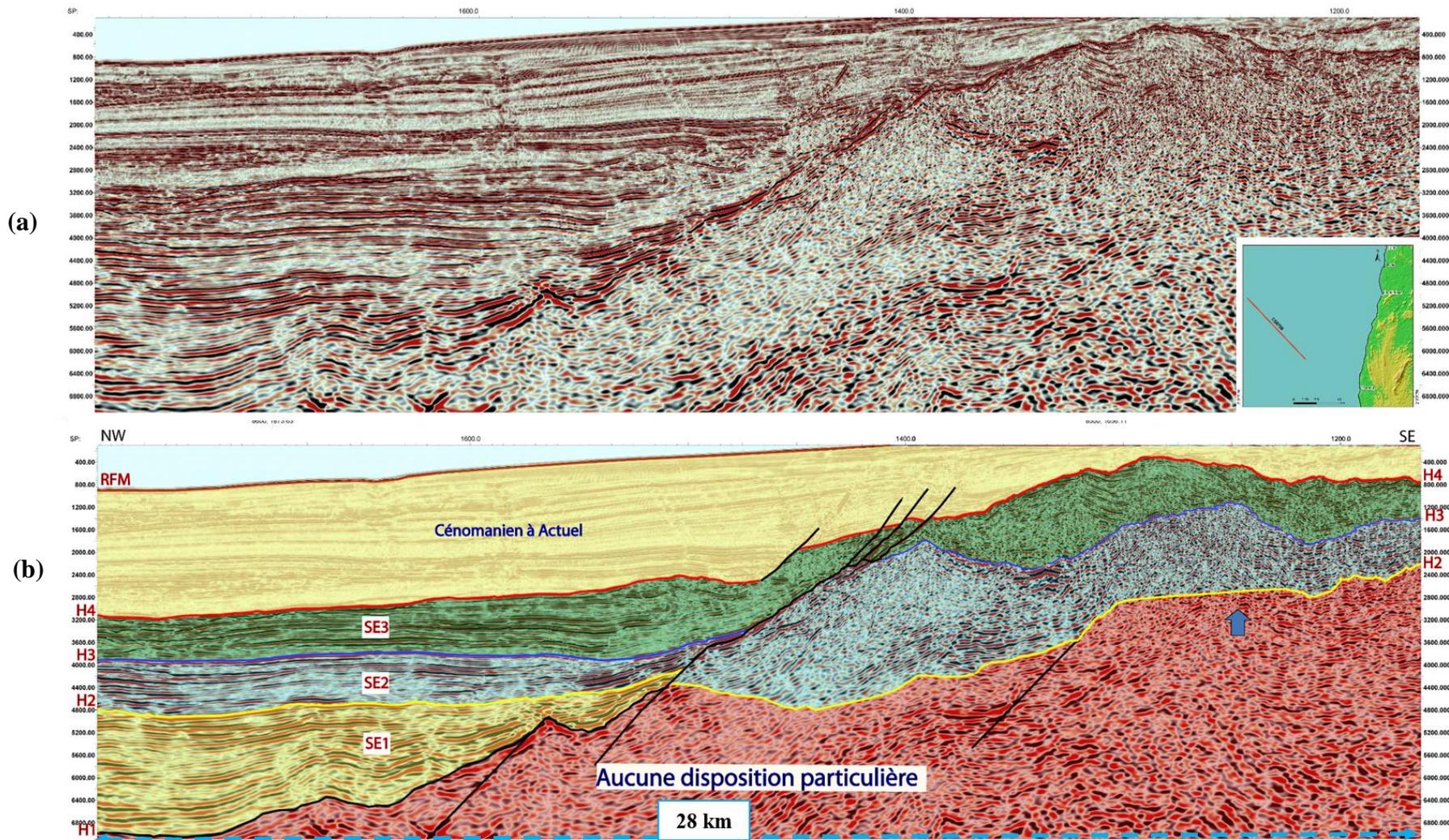


Figure 3.8 : Limites (H₁, H₂, H₃ et H₄) et séquences sismiques (SE₁, SE₂ et SE₃) identifiées sur le profil CS6700. (a) Section brute ; (b) Section interprétée. La flèche bleue désigne un soulèvement.

Sur la section **CS6600 (Fig. 3.7)**, des réseaux de failles de vergence opposée se distinguent. A la base du profil, s'observe de failles de vergence NW-SE. Sur ce dernier, repose le réseau de direction NE-SW, qui affecte majoritairement la sédimentation dans le secteur Est. L'observation de la disposition latérale de l'horizon sismique (**H₁**) de l'Ouest vers l'Est, montre que les failles mises en évidence sont associées respectivement à un premier soulèvement, un affaissement au centre de la section et un second soulèvement plus important. Aussi, l'architecture des séquences **SE₂** et **SE₃**, au-dessus de ce dernier soulèvement Est, traduit un glissement de ces dépôts à ce niveau.

Sur le profil **CS6700 (Fig. 3.8)**, l'analyse structurale permet d'identifier le réseau de failles de direction NE-SW. Au centre de la section, s'identifie une faille qui se ramifie en affectant la séquence **SE₃**. Aussi, l'observation de la disposition latérale des horizons sismiques **H₁** et **H₂** de l'Ouest vers l'Est, permet de définir une zone affaissée et une autre soulevée. Elle se situe au contact d'une remontée de socle importante dans le secteur Est de la section.

3.2.3 Analyse des Profils NE-SW

◇ Attributs sismiques

L'analyse de des terminaisons des réflecteurs sismiques permet également de mettre en évidence des horizons (**Fig. 3.9** et **3.10**). Au total quatre horizons ont été définis de la profondeur vers la surface (**H₁**, **H₂**, **H₃** et **H₄**). Les horizons identifiés ont les mêmes caractéristiques que ceux des sections **NW-SE**.

Le premier horizon (**H₁**), situé à 7.4 km de profondeur, a été identifié par des terminaisons en « Onlap » au toit (**Fig. 3.11**). Sur la section **CS8600** cette surface n'est que visible dans la zone de dépôts-centres. Elle présente une forte amplitude marque une limite entre des réflecteurs disposés de manière désordonné et ceux ayant une forme particulière (**Fig. 3.12**). Sa forme montre latéralement de l'Ouest vers l'Est, une alternance de rampes descendantes et ascendantes (**Fig. 3.12**). Sur le profil **CS8500**, cette surface n'est pas visible car totalement recouverte par l'horizon suivant (**H₂**).

Le deuxième horizon (**H₂**) est situé de l'Ouest vers l'Est entre 7.2 et 5.6 km sur le profil **CS8600** et entre 3.6 et 4 km sur la section **CS8500**. Il est défini par des « Onlap » au toit et des « toplap » à la base. (**Figs. 3.11** et **3.12**) Sa forme montre également de l'Ouest vers l'Est une succession de rampes. (**Figs. 3.11** et **3.12**).

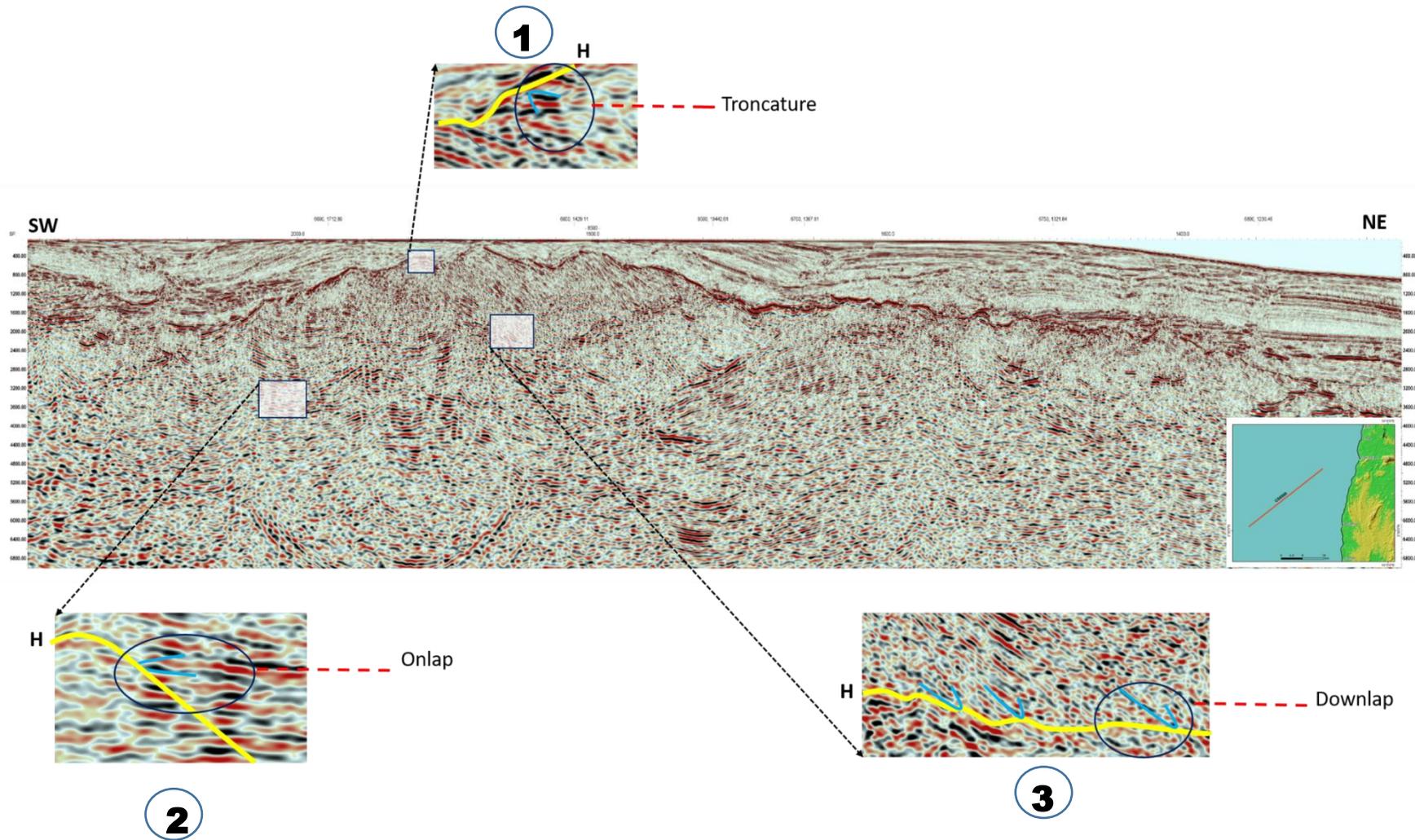


Figure 3.9 : Réflecteurs sismiques (H) au-delà de 1000 m de bathymétrie, identifiés sur la ligne sismique CS8500 à partir des types de terminaisons (onlap, troncature, downlap). 1, 2 et 3 : portions SW.

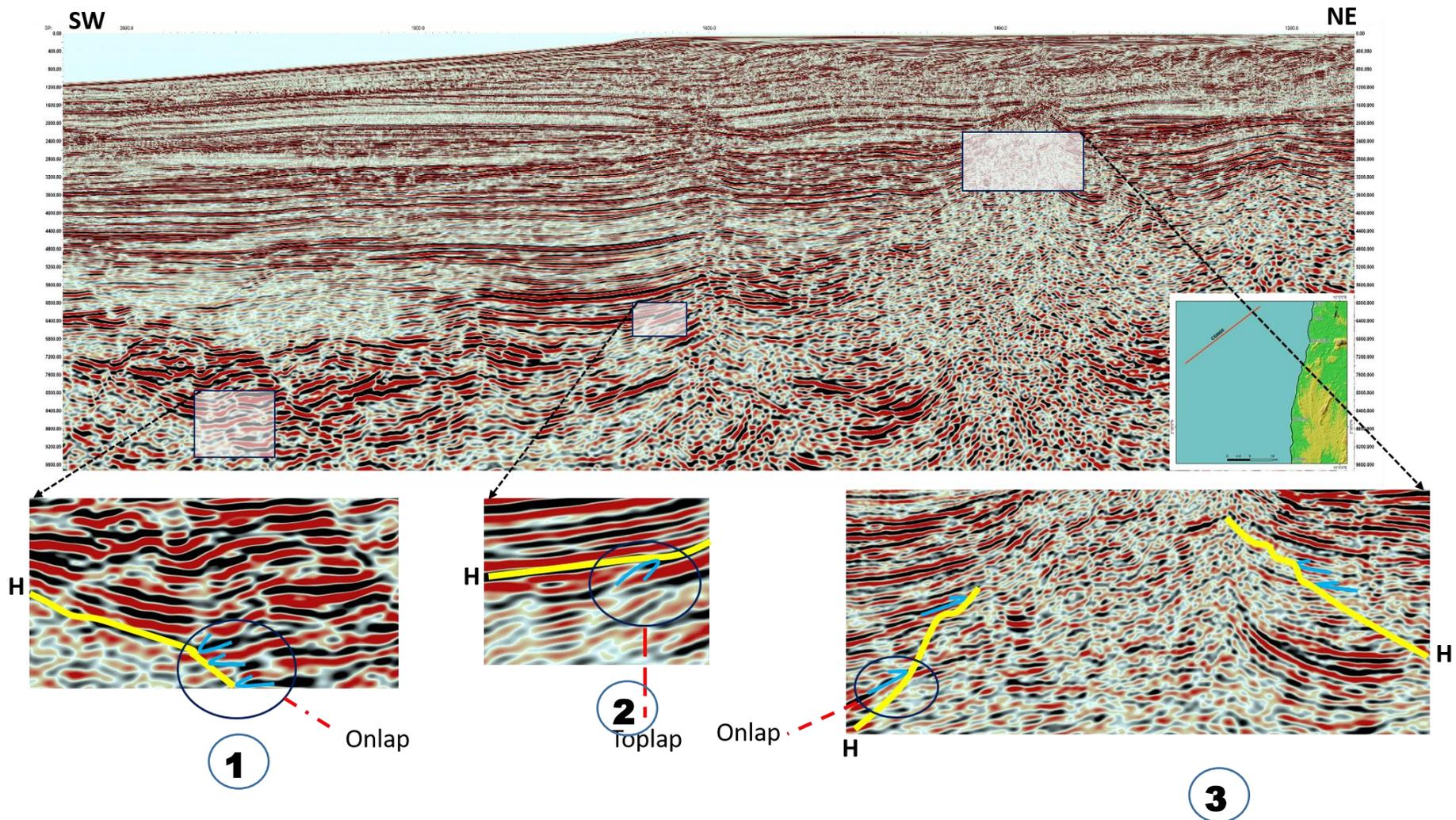


Figure 3.10 : Réflecteurs sismiques (H) identifiés sur la ligne sismique CS8600 à partir des types de terminaisons (onlap, toplap). 1 : portion SW ; 2 : portion médiane ; 3 : portion NE.

Le troisième horizon (**H₃**) a été défini par des terminaisons en « downlap » au toit et en concordance à la base (**Figs. 3.11 et 3.12**). Il est situé de l'Ouest vers l'Est entre 4.8 et 3.2 km sur le profil **CS8600** et entre 2.2 et 1.8 km sur la section **CS8500**. Sa forme montre également de l'Ouest vers l'Est une succession de rampes (**Figs. 3.11 et 3.12**).

Le quatrième horizon (**H₄**) a été identifié au-dessus de la structure Est par des terminaisons en « troncatures » et des « Onlap » au toit (**Figs. 3.11 et 3.12**). Il présente également une bonne continuité. Il est situé de l'Ouest vers l'Est entre 4 et 2.4 km sur le profil **CS8600** et entre 2.2 et 2.7 km sur la section **CS8500**. Sa forme montre également de l'Ouest vers l'Est une succession de rampes (**Figs. 3.11 et 3.12**) et de palier (**Fig. 3.12**).

Ces différentes surfaces mettent également en évidence trois séquences sismiques (**SE₁**, **SE₂** et **SE₃**).

◇ **Séquences sismiques**

● **Séquence sismique SE₁**

Elle présente une épaisseur variable de l'Est vers l'Ouest, atteignant 1.4 km dans la zone de dépôts-centres (**Fig. 3.11**). La configuration interne est constituée des réflexions parallèles à subparallèles caractérisées par une forte amplitude (**Figs. 3.11 et 3.12**). La fréquence est faible à modérée.

● **Séquence sismique SE₂**

Cette séquence est observée dans le domaine marin profond et au-dessus du soulèvement Est sur chaque portion des lignes analysées (**Figs. 3.11 et 3.12**). Tout comme la séquence **SE₁**, **SE₂** montre une variation d'épaisseur de l'Est vers l'Ouest avec une valeur moyenne de 2.4 km. Elle montre un caractère rétrogradant dans le domaine marin profond à aggradant au-dessus du soulèvement Est. Cette séquence présente des réflexions parallèles, caractérisées par une variation d'amplitude et de continuité de faible à forte avec une fréquence élevée (**Figs. 3.11 et 3.12**). Sur les lignes NE-SW, s'observe une variation latérale de faciès d'Est vers l'Ouest (**Figs. 3.11 et 3.12**). Cette séquence présente également des réflexions chaotiques et déstructurées au-dessus de la structure Est (**Figs. 3.11 et 3.12**).

● **Séquence sismique SE₃**

SE₃ montre des réflexions stratifiées avec une variation d'amplitude, continuité et fréquence (**Figs. 3.11 et 3.12**).

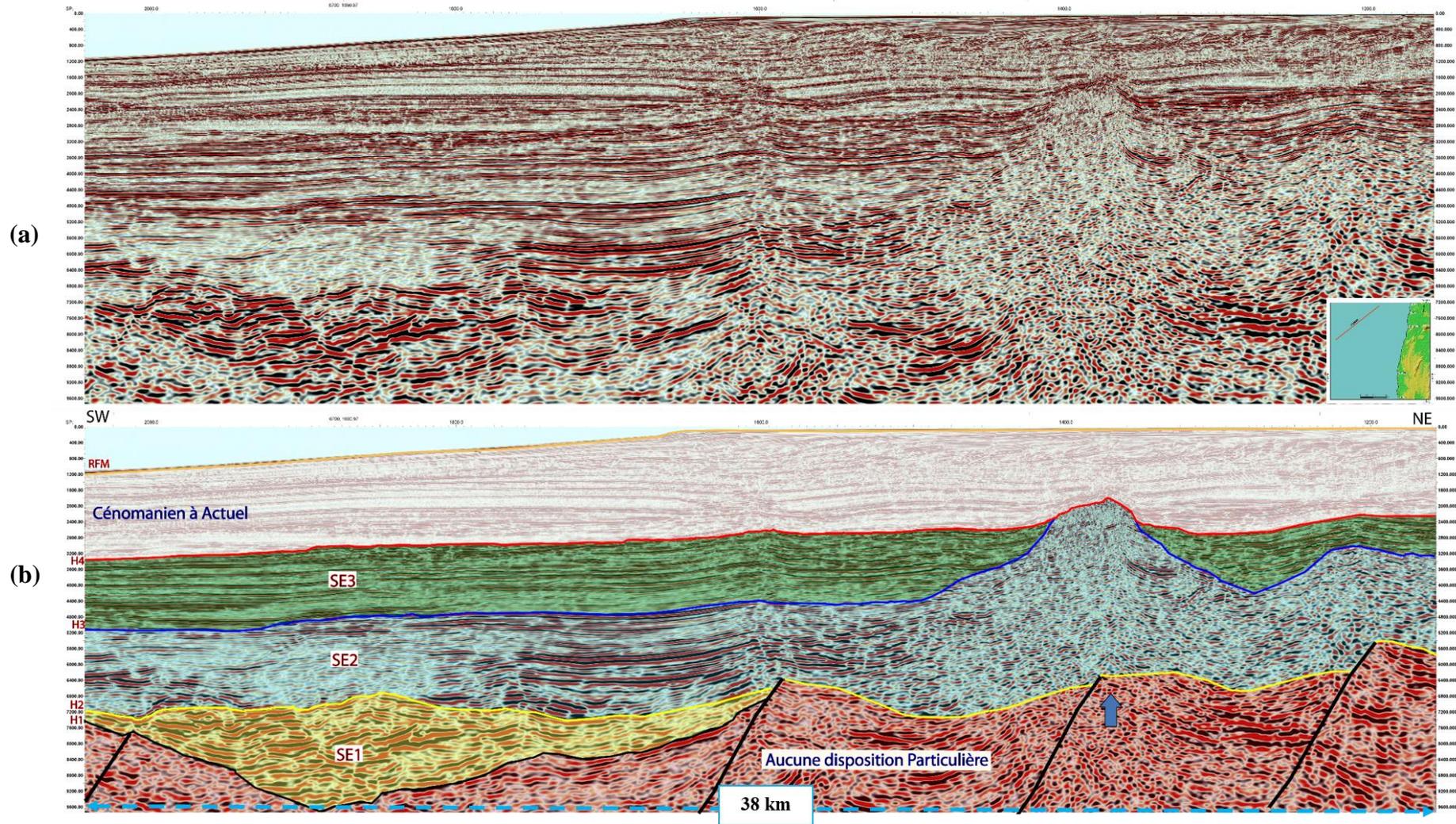


Figure 3.11: Limites (H₁, H₂, H₃ et H₄) et séquences sismiques (SE₁, SE₂ et SE₃) rencontrées sur le profil CS8600. (a) Section brute ; (b) Section interprétée. La flèche bleue désigne un soulèvement.

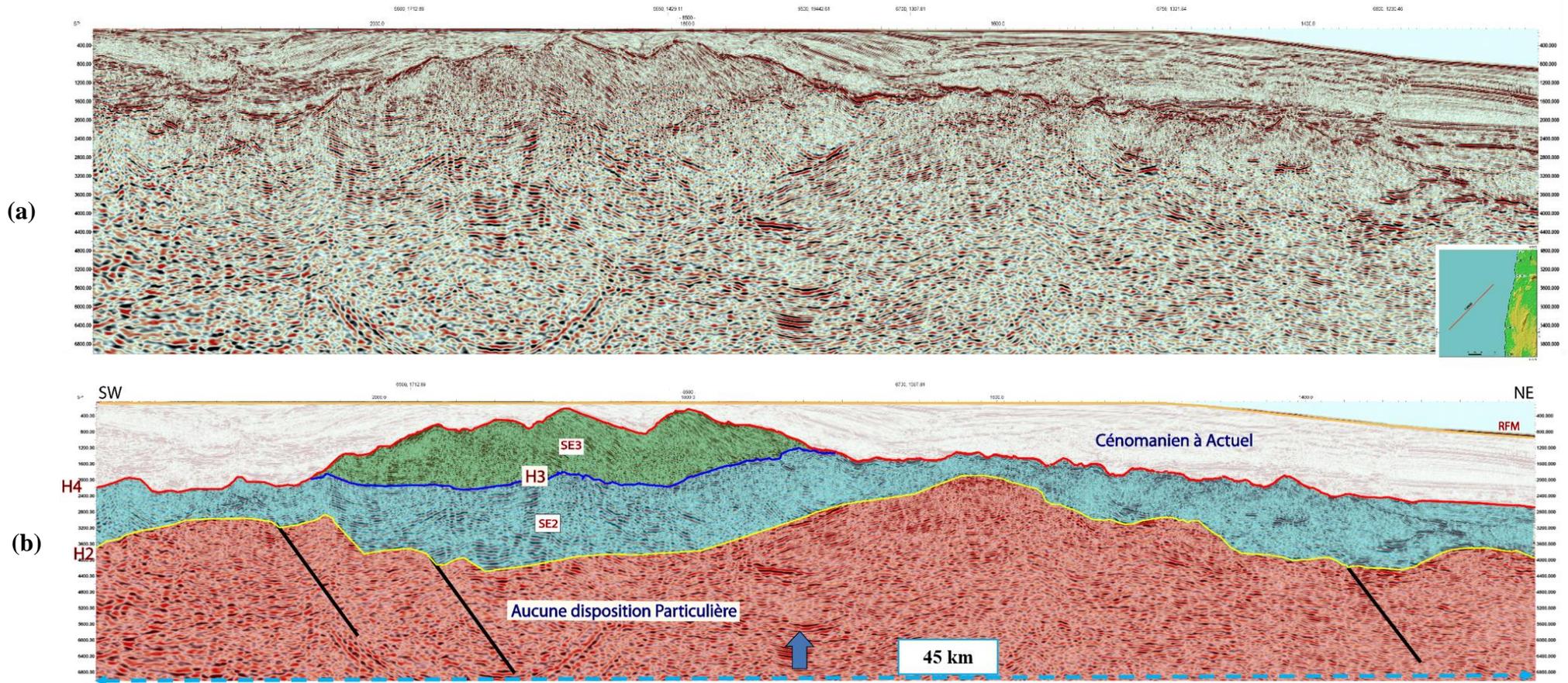


Figure 3.12 : Limites (H₁, H₂, H₃ et H₄) et séquences sismiques (SE₂ et SE₃) rencontrées sur le profil CS8500. (a) Section brute ; (b) Section interprétée. La flèche bleue désigne un soulèvement.

Tout comme les observations effectuées sur les lignes sismiques NW-SE, Cette séquence est également observée dans le domaine marin profond et au-dessus du soulèvement Est sur chaque profil (**Figs. 3.11** et **3.12**).

Elle montre une variation d'épaisseur de l'Est (2700 m) vers l'Ouest (2200 m). De caractère rétrogradant dans le domaine marin profond à aggradant au-dessus du soulèvement Est, elle présente des réflexions parallèles, caractérisées par une variation d'amplitude et de continuité de faible à forte avec une fréquence élevée (**Figs. 3.11** et **3.12**).

Sur les lignes **CS8600** et **CS8500**, s'observe une variation latérale de faciès d'Est vers l'Ouest. De configuration oblique, elle est localement affectée par des failles (**Figs. 3.11** et **3.12**). Sur la section CS8600, cette séquence est déformée par une structure ascendante qui la recoupe en deux parties. Sur CS8500, elle est contenue dans un corps en forme d'éventail au-dessus de la structure Est (**Figs. 3.11** et **3.12**).

L'ensemble des faciès sismiques identifiés associés à leurs significations paléo-environnementales ont été récapitulés dans le tableau **3.2**.

◇ Déformation

L'analyse structurale des lignes NE-SW, met également en évidence comme sur les profils NW-SE, des failles associées à des soulèvements et glissements de dépôts.

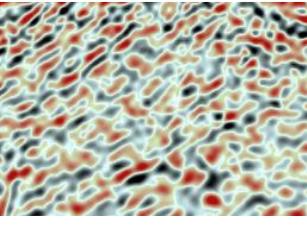
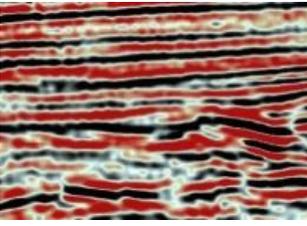
Sur la section **CS8600** (**Fig. 3.11**), le réseau de failles **NW-SE** s'observe à la base de toute la section. L'observation de la disposition latérale des horizons sismiques H_1 et H_2 , de l'Ouest vers l'Est, montre respectivement une zone affaissée à la base du profil et un domaine soulevé plus à l'Est. De plus, ici également le glissement de la séquence SE_3 s'observe par son contact de base avec SE_2 .

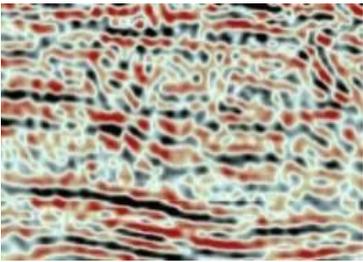
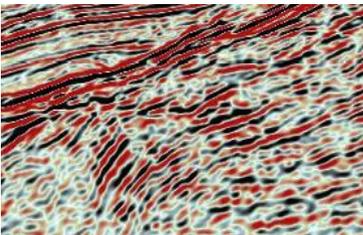
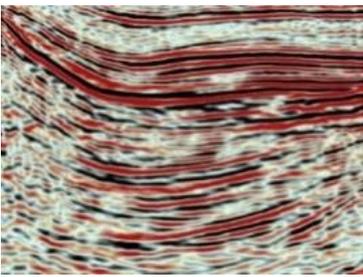
Sur le profil **CS8500** (**Fig. 3.12**), s'identifie un réseau de failles NW-SE. Aussi, l'observation de la disposition latérale des horizons sismiques H_1 et H_2 de l'Ouest vers l'Est, définit une alternance de zones affaissées reposant sur un soulèvement.

3.4. Correspondances stratigraphiques des limites et séquences

Cette partie a été réalisée à partir de l'interprétation sismique couplée aux travaux antérieurs, car le recouvrement sédimentaire étudié n'a pas été totalement traversé par des forages. Les correspondances géologiques des limites et séquences sismiques mises en exergue, ont été rendus possible par le biais des travaux de Mitchum et al. (1977), Vail (1987), Duval et al. (1993).

Tableau 3.2: Présentation des principaux faciès sismiques identifiés dans cette étude.

Faciès sismiques	Description	Illustration	Localisation	Signification paléo-environnementale
Faciès chaotique	Réflecteurs très discontinus et d'amplitudes moyennes à fréquence variable.		Séquence SE2 sur les lignes sismiques CS6700, CS8500 et CS8600	Ces faciès correspondent aux dômes de sel dans les zones où les réflexions internes sont ondulées.
Faciès transparent	Il présente des réflecteurs de faibles amplitudes, très discontinus à fréquence régulière.		Séquences SE2 et SE3 sur les lignes sismiques CS6600 et CS8500 .	Sédiments homogènes et très fins, apportés en période de haut niveau marin. Ils pourraient correspondre à des argiles. Ils sont donc caractéristiques des environnements marin ou intermédiaire.
Faciès parallèle subhorizontal	Réflecteurs de forte amplitude, bonne continuité latérale et grande fréquence.		Séquences SE1 et SE3 sur toutes les lignes sismiques analysées.	Ce faciès devrait correspondre à un milieu sédimentaire d'énergie modérée. En termes de lithologie, ils traduisent des sédiments grossiers ou gorgés de fluides.

<p>Faciès Lités avec des niveaux transparents</p>	<p>Faciès à réflexions très discontinus, d'amplitude variable et à fréquence régulière.</p>		<p>Séquence SE3 sur toutes les lignes sismiques analysées.</p>	<p>Les faciès lités peuvent être mis en rapport avec des apports sédimentaires relativement fins et homogènes, plus particulièrement en haut niveau marin et au début de la chute du niveau marin.</p>
<p>Faciès parallèle oblique</p>	<p>De moyenne à faible amplitude et de fréquence moyenne, les réflecteurs de ce faciès possèdent une assez bonne continuité latérale et un pendage faible.</p>		<p>Séquence SE3 sur la ligne sismique CS6600.</p>	<p>Ce faciès indique des dépôts de régression, constitués d'un mélange de sédiments grossiers et fins.</p>
<p>Faciès drapant</p>	<p>Réflexions de grande fréquence, plus ou moins continus et d'amplitude forte à moyenne se développant proche des diapirs.</p>		<p>Séquence SE3 sur les lignes sismiques CS6700 et CS8600.</p>	<p>Les réflexions correspondent à un faciès de remplissage des chenaux ou canyons avec une disposition divergente. Par ailleurs, ils sont observés au contact des dômes » dans ce travail.</p>

3.4.1 Nature stratigraphique des limites

A partir du type de contact des réflecteurs et des travaux de ces précédents auteurs, les natures géologiques des limites identifiées ont été déterminées (**Figs. 3.13, 3.14, 3.15 et 3.16**).

Les significations géologiques des limites identifiées sur les sections ont été consignées dans le tableau-ci-dessous.

Tableau 3.3: Nature géologique des surfaces identifiées sur les profils analysés.

Horizons (H)	Terminaisons sismiques associées	Signification géologique	Sigles anglo- saxons
H₄	Onlap au toit et troncatures érosionnelles à la base	Limite de Séquence (Sequence Boundary en anglais)	SB₂
H₃	Concordance dans le bassin et downlap au toit, sur le plateau continental	Surface de haut niveau eustatique	DLS
H₂	Onlap côtiers au toit Toplap marins et côtiers à la base	Surface de ravinement (ou transgressive d'érosion marine)	FS
H₁	Onlap au-dessus	Limite de Séquence (Sequence Boundary en anglais)	SB₁

La première limite (**H₁**), qui montre des « Onlap » marins au toit, traduit une surface d'érosion.

La seconde limite (**H₂**), défini par des « Onlap » côtiers au toit et des « Toplap » côtiers à la base à proximité du horst de Kribi, correspond à une surface transgressive. Elle est encore appelée surface de ravinement (**Walker, 1984**), car sa mise en place implique une érosion marine. Cette limite se met en place pendant la hausse du niveau marin.

La troisième limite (**H₃**), est définie par des terminaisons en « Downlap » au toit sur le soulèvement Est. Elle est concordante dans le domaine marin profond et se met en place pendant le haut niveau marin. Sa terminologie varie selon les auteurs

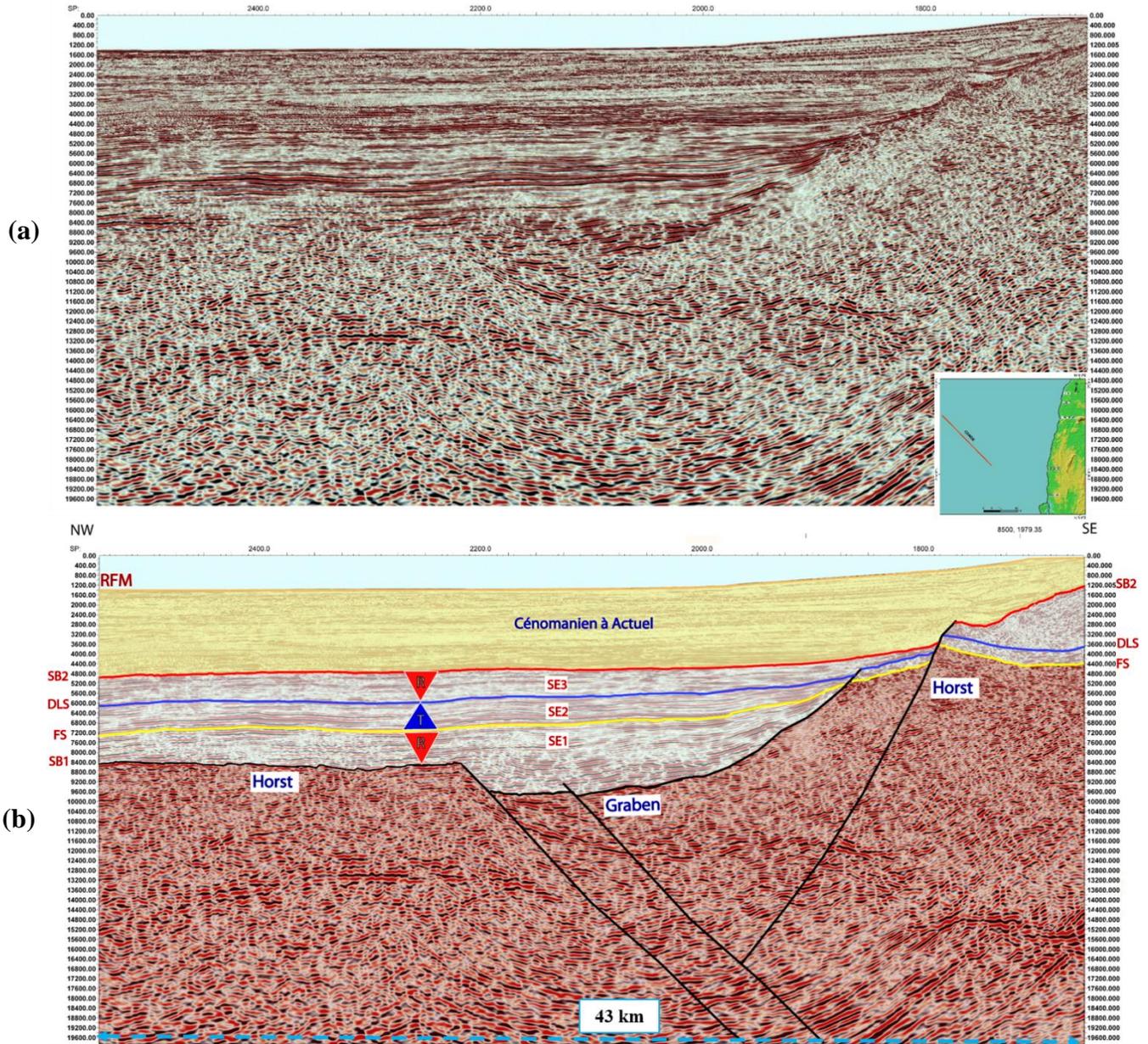


Figure 3.13. Natures stratigraphiques des limites et séquences sismiques identifiées dans l'intervalle anté-Cénomanien sur le profil CS6600. **R** : Régression, **T** : Transgression. (a) Section brute. (b) Section interprétée.

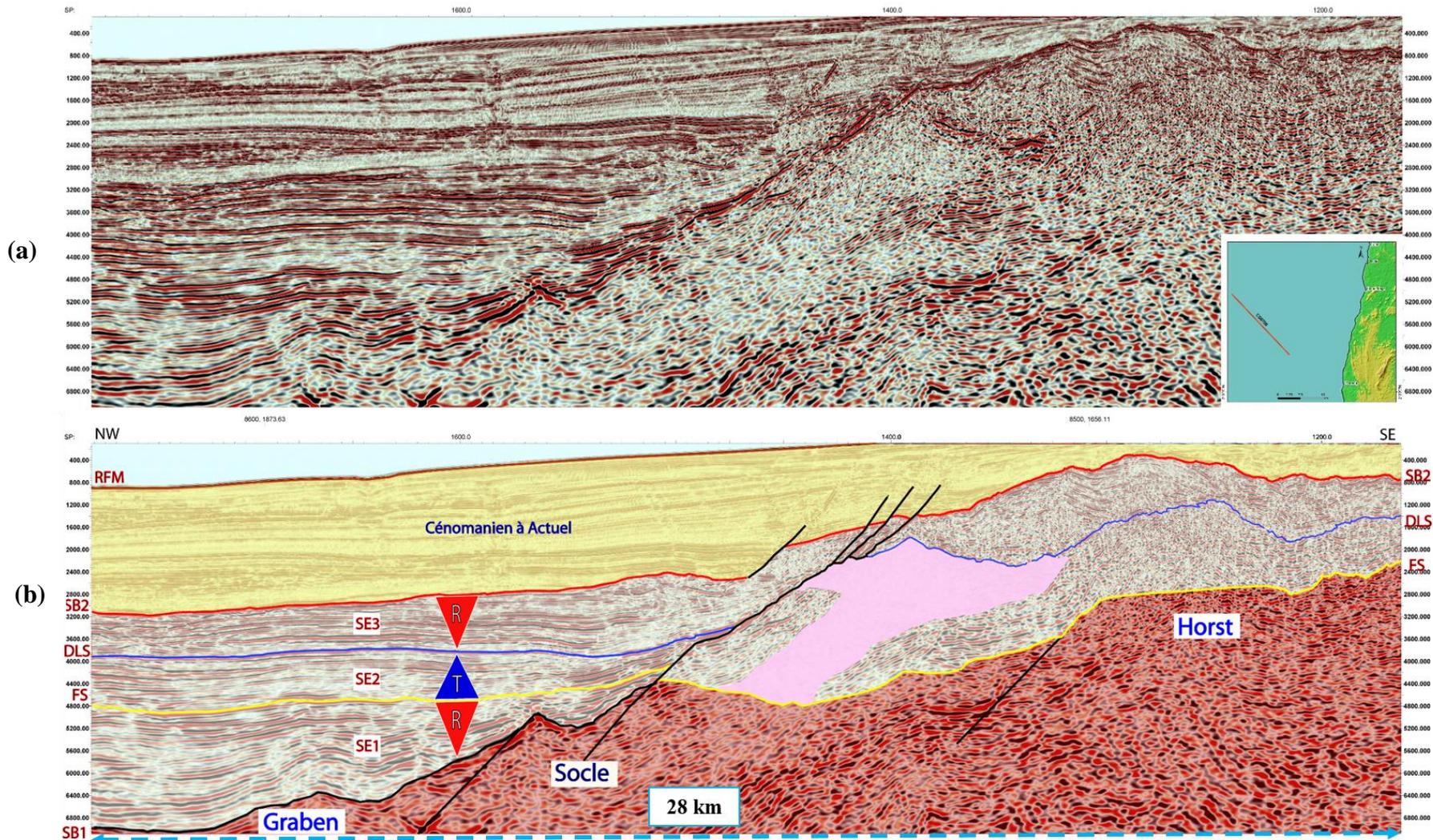


Figure 3.14. Natures stratigraphiques des limites et séquences sismiques identifiées sur le profil CS6700. **R** : Régression **T** : Transgression. La couche en rose représente les dépôts salifères. (a) Section brute. (b) Section interprétée.

Au sens de Mitchum et al. (1977), Vail (1987), elle indique une surface d'inondation maximale alors que pour Duval et al. (1993), elle traduit une surface de base de progradation.

La quatrième limite (**H4**) est associée à des terminaisons en « Onlap » au toit et des troncutures à la base sur le horst de Kribi. Elle se met en place pendant une régression de la mer. Au sens de Duval et al. (1993), elle traduit également une surface d'érosion.

3.4.2 Nature stratigraphique des séquences

Le couplage des correspondances géologiques des faciès sismiques et des natures des limites identifiées, permet de préciser celles des séquences sismiques définies.

La première séquence sismique (**SE₁**), reposant en discordance sur le niveau d'arrangement désordonné et constituée d'un faciès lité discontinu de forte amplitude pourrait être lié à des dépôts de haute énergie. Elle traduit une sous-phase régressive d'un cycle de sédimentation au sens de Duval et al. (1993) pendant le stade de sous-cycle d'empiètement continental.

La deuxième séquence sismique (**SE₂**) est limitée à sa base par une surface transgressive (**H₂**) et au toit par une surface de base de progradation (**H₃**). Elle est litée parallèle d'amplitude et de continuité variable. Au sens de Vail (1987), elle correspond à des dépôts de faible énergie avec un taux de sédimentation uniforme. Ce faciès traduit des dépôts marins, mis en place lorsque le niveau marin augmente. Elle présente également un faciès transparent sur l'ensemble des sections. Ces niveaux chaotiques ou transparents avec la présence des réflexions ondulées lorsqu'elles sont visibles, traduisent la présence d'évaporites (Mitchum et al., 1977).

La troisième séquence (**SE₃**) est limitée à sa base par une surface de base de progradation (**H₃**) et au toit par une surface de non-conformité (**H₄**). L'aspect de la configuration des réflexions internes montre que cette séquence est constituée des dépôts de hautes et faibles énergies. Selon Vail et al. (1977), cette portion correspond à un mélange de dépôts continentaux et marins.

3.5. Signification géologique des éléments structuraux

L'identification des éléments structuraux et glissements de dépôts identifiés suite à l'analyse structurale des lignes sismiques, indiquent une déformation de la sédimentation.

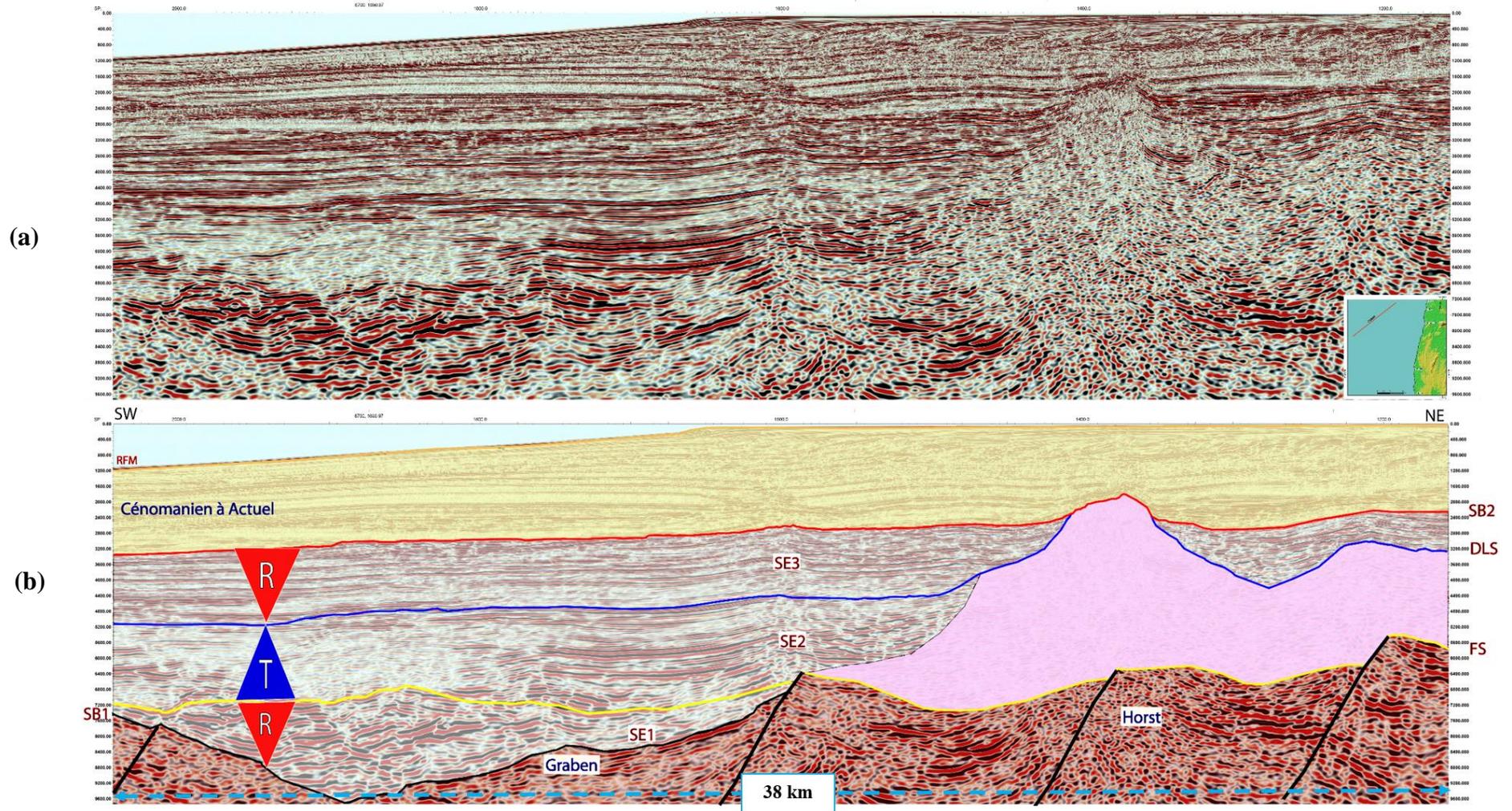


Figure 3.15 : Natures stratigraphiques des limites et séquences sismiques identifiées dans l'intervalle anté-Cénomanien sur le profil CS8600. **R** : Régression, **T** : Transgression. La couche en rose représente les dépôts salifères. (a) Section brute. (b) Section interprétée.

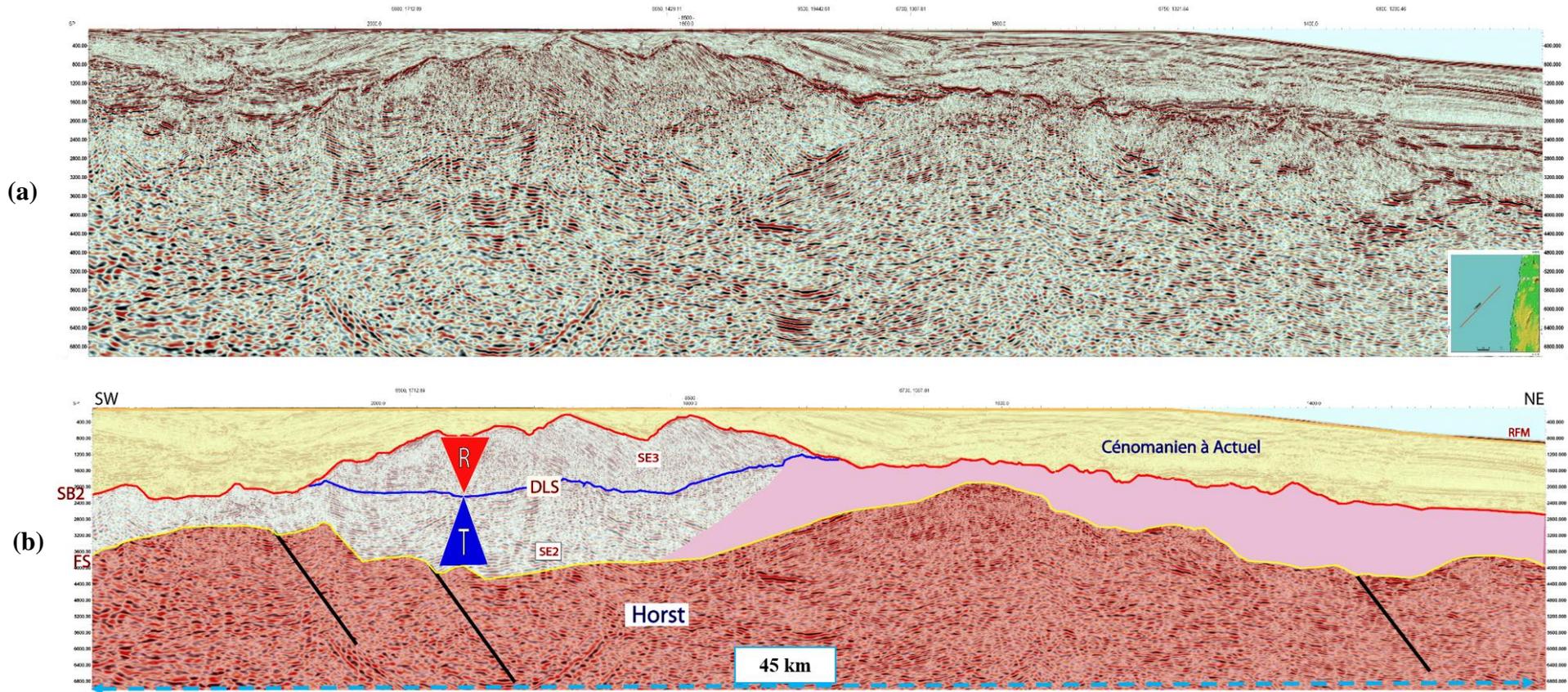


Figure 3.16 : Natures stratigraphiques des limites et séquences sismiques dans l'intervalle anté-Cénomanien sur le profil CS8500. **R** : Régression, **T** : Transgression. La couche en rose représente les dépôts salifères. (a) Section brute. (b) Section interprétée.

Cette déformation est marquée à la fois par une tectonique de socle et une tectonique de couverture.

Sur la section **CS6600 (Fig. 3.13)**, la tectonique de socle est marquée par des soulèvements et affaissement, indiquant des structures tectoniques. Les soulèvements correspondent à des horsts sous-marins profonds. Celui du côté Ouest est associé aux failles de vergence NW-SE, tandis que le horst du côté Est, aux failles NE-SW. La zone d'affaissement est matérialisée par la rencontre de ces deux réseaux de failles, individualisant un graben d'orientation N-S, au centre.

Sur le profil **CS6700 (Fig. 3.14)**, les éléments identifiés montrent que cette section se trouve entre le graben et le horst côté Est, observés sur la section **CS6600**. La faille ramifiée qui déforme intensément la séquence SE₃, correspond à une faille en « terminaison en queue de cheval » déjà présentée dans les travaux de [Basile \(1990\)](#). Aussi, sur cette section, les séquences plissées témoignent de l'existence des structures inverses. En plus, les glissements observés sur cette section, indiquent la présence de couches-savon (argiles, sel), responsables d'une tectonique de couverture. La tectonique salifère plus particulièrement est mise en évidence par le dôme de sel, visible dans la séquence SE₂.

Sur la section **CS8600 (Fig. 3.15)**, la tectonique de socle est marquée par le réseau de failles NE-SW, associé au graben dans le secteur Ouest et un horst côté Est.

L'observation du plan de positionnement de cette section avec la ligne sismique **CS6700**, montre que ces deux profils se croisent au niveau du graben identifié. Cette observation indique que la ligne **CS8600** est située dans le même domaine que la ligne précédente. Ici également, les séquences identifiées sont plissées.

La tectonique de couverture s'observe également sur cette ligne par la présence de dômes et bande de sel, localisés sur le horst Est.

Sur le profil **CS8500 (Fig. 3.16)**, la tectonique de socle est caractérisée par des failles de direction NW-SE, associés à des dépressions, toutes situées sur le horst côté Est. Tout comme les profils **CS6700** et **CS8600**, le plissement des séquences s'observent. La tectonique de couverture est marquée par la présence d'une épaisse bande de sel, située sur ledit horst et concentrée dans la portion Est de la section.

En définitive, l'analyse des données de subsurface (sismique et puits) ont permis d'avoir des résultats sur l'architecture des dépôts de l'anté-Cénomaniens. La sédimentation anté-Cénomaniens est majoritairement constituée de dépôts siliciclastiques, affectée d'un réseau de failles observé en mer. La partie suivante sert de mise en corrélation de toutes ces observations et de comparaison de ces dernières avec les travaux déjà présentés par d'autres auteurs.

CHAPITRE IV :

SYNTHESE ET DISCUSSION

Cette partie présente tout d'abord la synthèse des résultats obtenus, ensuite donne des hypothèses sur la chronologie relative des limites, systèmes de dépôts et structures tectoniques de l'anté-Cénomaniens. Enfin elle sert également de discussion des résultats obtenus par comparaison avec les travaux antérieurs.

IV.1. Synthèse des résultats

Cette section présente les principaux résultats obtenus de l'analyse des données, aussi bien sur les plans stratigraphique et structural.

L'analyse litho-chronostratigraphique des forages situés dans le domaine de plateau continental de **Londji-Campo**, montre que ces derniers ont uniquement traversé le Crétacé moyen (Aptien-Albien). Aussi, cet intervalle est principalement constitué de grès, argilites sombres, argiles, limons consolidés et évaporites. Ces dépôts sont limités au toit par la discordance régionale du Toit de l'Albien, reconnue sur la quasi-totalité des puits analysés.

L'étude des données sismiques 2D a permis de suivre la continuité des dépôts identifiés au niveau des forages, dans les zones plus profondes du sous-bassin de Kribi-Campo. Ainsi, l'analyse des attributs sismiques a conduit à la différenciation du recouvrement sédimentaire et du socle. Le critère de différenciation s'observe à partir de la réponse sismique de chaque ensemble. La sédimentation se distingue par une disposition particulière des réflecteurs et des terminaisons associées lorsqu'elles existent, tandis que le socle présente des variations brusques d'amplitude et un arrangement désordonné des réflecteurs, ne traduisant pas de forme particulière. Il est affecté par une tectonique de socle caractérisée par des failles de vergences NW-SE et NE-SW.

Le remplissage sédimentaire mis en évidence s'étend de l'offshore profond de Campo jusqu'au domaine de plateau continental de Kribi/Batanga. Il a une épaisseur supérieure à 5 km dans la zone de dépôts-centres (Grabens) dont la vergence est N-S. L'analyse sismostratigraphique permet de subdiviser le remplissage étudié en quatre surfaces sur l'ensemble des sections (**H₁**, **H₂**, **H₃**, et **H₄**). Leurs correspondances géologiques ont été rendus possibles par le biais de la corrélation des résultats obtenus avec les travaux fondamentaux (Mitchum et al., 1977 ; Vail, 1987 ; Vail et al., 1991) et récents (Bellec, 2003 ; Glørstad-Clark et al., 2010, Mbida et al., 2017 ; Lenhart et al., 2019) de la stratigraphie sismique.

Ainsi de la profondeur vers la surface, H₁ correspond à la première limite de séquence de type 1 (SB₁), H₂ indique une surface de transgression (FS), H₃ traduit la surface de base de progradation (DLS) et H₄, la seconde limite de séquence de type 1 (SB₂). De plus, par le biais

des observations sismique et forages, il est judicieux de préciser que la première limite (SB₁) correspond au toit du socle et la seconde (SB₂), au « toit de l'Albien ».

L'observation de la distribution de ces différentes surfaces montrent que le recouvrement anté-Cénomaniens a une extension continue du domaine marin profond jusqu'au plateau continental de la marge de Campo-Kribi. Les modélisations spatiales de ces différentes surfaces sont présentées dans la Figure. 4.1.

Ces différentes limites permettent d'individualiser trois séquences sismiques (SE₁, SE₂ et SE₃).

La première séquence (SE₁) repose en discordance sur le toit du socle (SB₁) et est limitée au-dessus par la surface d'inondation (FS). Elle désigne le premier terme de la sédimentation et s'observe uniquement dans la zone de dépôts-centres et au-dessus du horst sous-marin ouest. Cette séquence à caractère globalement progradant/aggradant se met en place pendant une période de bas niveau et, est constituée de dépôts grossiers à fins. Son épaisseur augmente vers le sud.

La deuxième séquence sismique (SE₂) est située entre la surface transgressive (FS) et la surface de base de progradation (DLS). Elle est observée sur tous les profils analysés et c'est la première séquence qui passe au-dessus du soulèvement Est. L'analyse de ses réflexions internes montre qu'elle se compose des dépôts de faible énergie avec un taux de sédimentation uniforme. Les niveaux chaotiques associés aux réflexions ondulées lorsqu'elles sont visibles, indiquent la présence d'évaporites d'après les travaux de Mitchum et al. (1977). Cette unité salifère est localisée sur le plateau continental de Kribi-Bouanjo et se présente en dôme (Fig. 4.2) et en bande. Cette séquence à caractère globalement rétrogradant se met en place pendant une période de transgression marine (Vail, 1987). Elle est affectée par des failles de vergence NE-SW. Son épaisseur augmente vers le nord. Elle est affectée par une

La troisième séquence (SE₃) est limitée à la base par la surface de haut niveau eustatique (DLS) et au toit par la discordance du toit de l'Albien (SB₂). Le calage sismique-forage et l'analyse acoustique montrent dans cette portion, une alternance de dépôts grossiers et fins. Cette observation indique tout simplement l'occurrence des sédiments continentaux et marins. Cette séquence à caractère aggradant/progradant, s'est mise en place pendant une chute relative du niveau marin. Elle est également déformée par des failles de direction NE-SW et des glissements gravitaires dues à la présence des argiles et sel à la base.

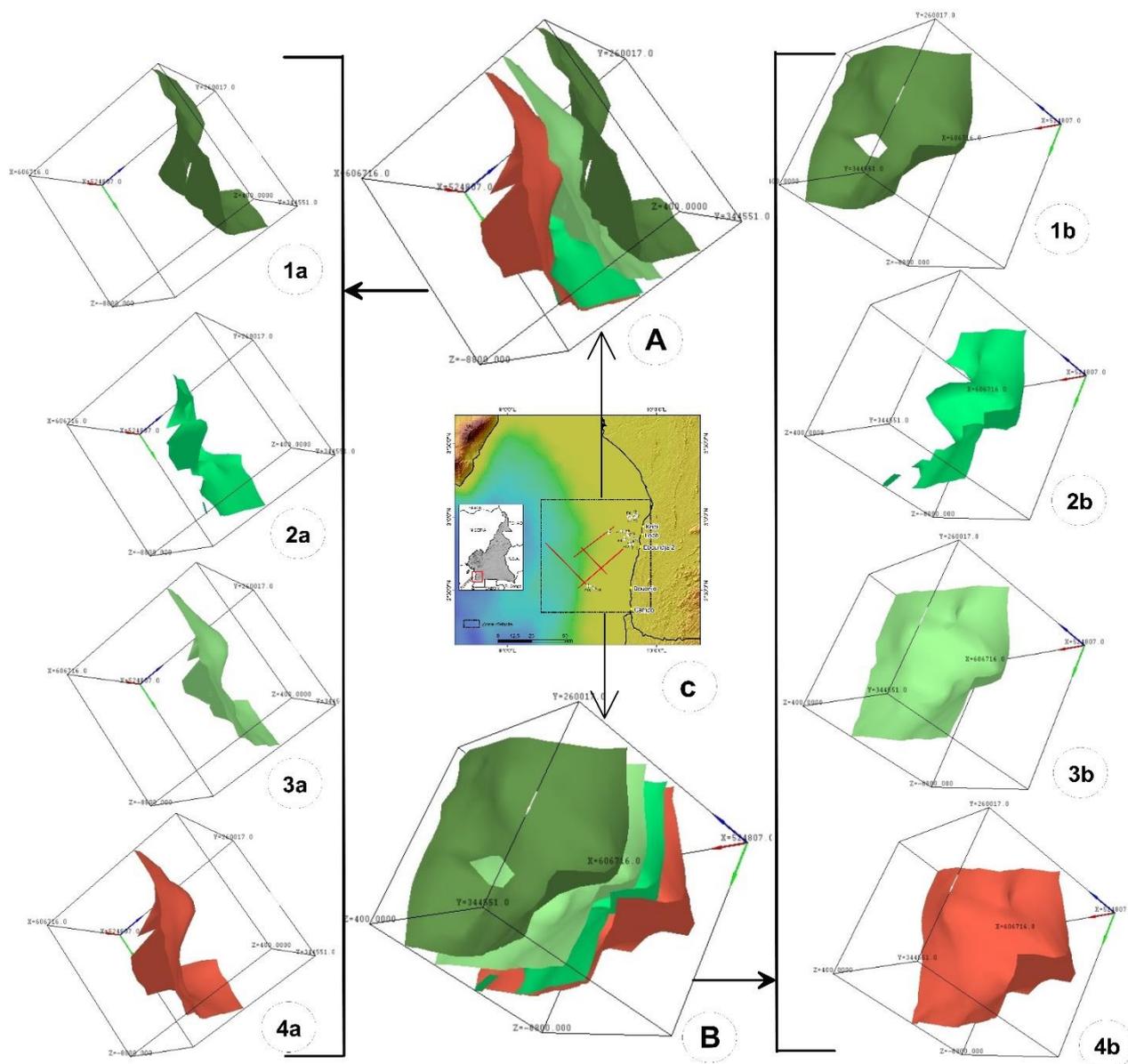


Figure 4.1: Distribution spatiale des principales surfaces qui subdivisent le recouvrement étudié dans la zone offshore de Londji-Campo. **A. Vue Ouest.** 1a : SB₂, 2a : DLS 3a : FS, 4a : SB₁. **B. Vue de dessus.** 1b : SB₂, 2b : DLS, 3b : FS, 4b : SB₁. **C.** Carte de maillage des données utilisées, précisant les localités bordières.

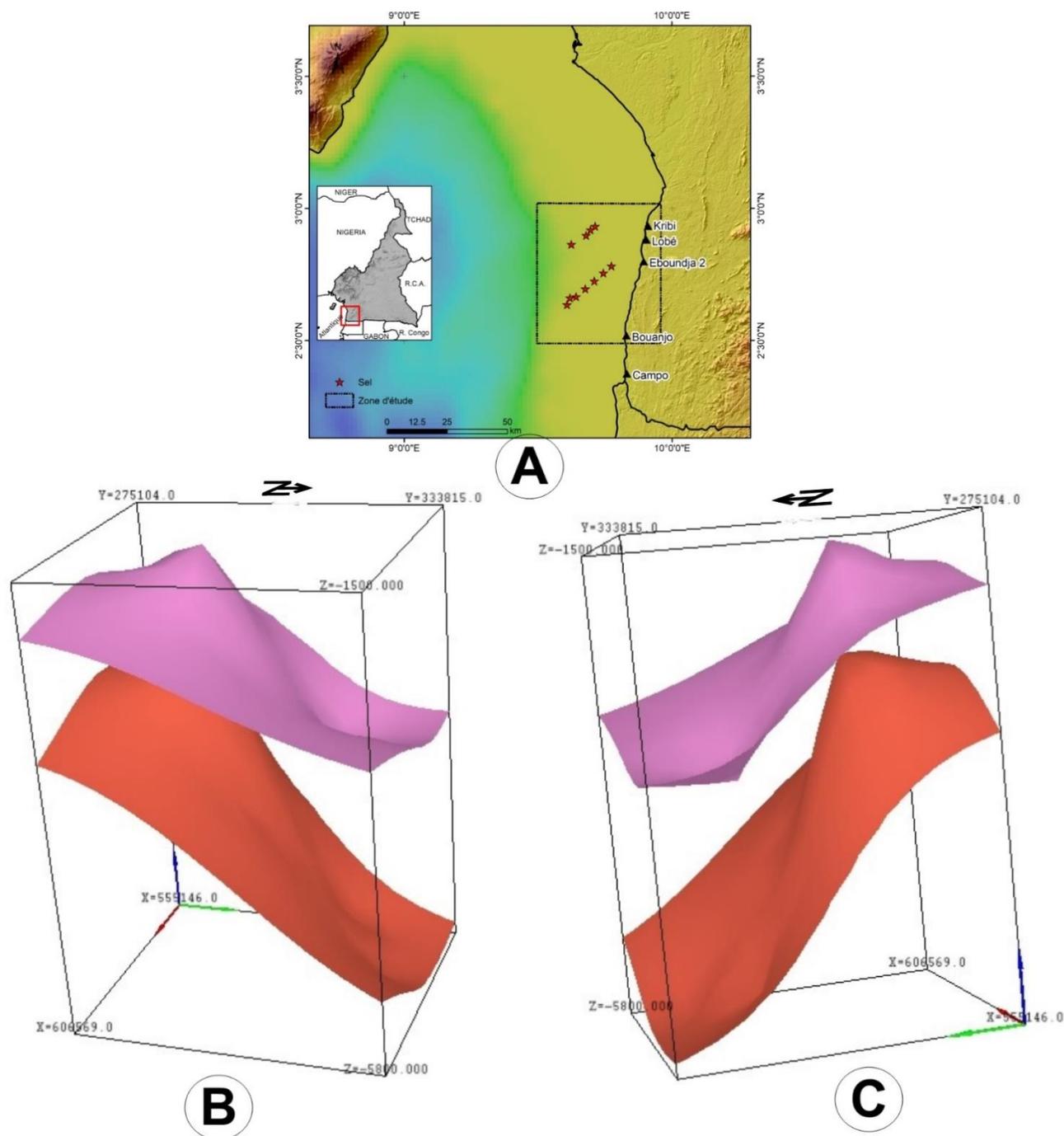


Figure 4.2: Distribution spatiale du toit du sel (surface violette) à partir de la sismique et puits dans l'anté-Cénomanien. La surface à la base (rouge) correspond au toit du socle. A : carte de maillage des points où le sel est identifié à partir des lignes sismiques et forages (étoiles rouges). B. Vue Est du dôme de sel. C. Vue Ouest du dôme de sel.

L'ensemble des séquences identifiées (**SE1**, **SE2** et **SE3**) montrent un plissement mais à amplitude variée. Ceci indique un mouvement de compression du sous-bassin de Kribi-Campo.

L'alternance des structures d'extension (horsts et grabens) et des structures de compression (plis), traduit une inversion de la tectonique initiale dans le domaine étudié.

L'analyse structurale réalisée sur l'ensemble des lignes montre que les grabens N-S représentés par la zone de dépôts-centres, correspondent aux fossés primitifs dans la zone d'étude.

La présence des failles normales synthétiques et antithétiques inverses dans le même sous-bassin, indique une modification des contextes et contraintes géodynamiques : c'est une inversion de la tectonique. Ce phénomène pourrait résulter d'une rotation du bloc africain par rapport au bloc sud-américain (Mbida, 2012).

Le soulèvement Est correspondant au horst de Kribi, résulte d'une réactivation de la tectonique. Sur la ligne sismique **CS6700** (Fig. 3.20), la faille ramifiée qui s'observe, selon les travaux de Basile (1990) résulte d'une réactivation des failles profondes. Ce phénomène va engendrer une progradation des blocs vers le bassin. Ceci sera responsable des rampes de socle, observées du côté ouest (horst sous-marin profond de Yassoukou). Cette compression va également entraîner le raccourcissement de la couverture sédimentaire. Ce phénomène va être responsable de la mise en place des structures de couverture observées sur les profils étudiés. Outre l'aspect structural et le caractère acoustique, la déformation de couverture dans le cadre de ce travail, est liée à la tectonique salifère. L'observation de cette structure bien visible sur le plateau continental, indique que la mise en place des dépôts salifères est liée au soulèvement de la marge de Campo-Kribi. (SPT, 1995)

Les analyses des observations de terrain montrent également sur le plan lithologique la présence des grès conglomératiques à fins, des argiles et marnes. En plus, sur les affleurements étudiés, les fractures d'orientation **NE-SW**, **ENE-WSW**, **ESE-WNW** et **N-S** ont été répertoriés. Les dépôts mis en évidence sont globalement inclinés vers le **SW**. Toutes ces orientations concordant globalement avec celles identifiées sur les données sismiques.

IV.1.1. Hypothèses sur la signification chronostratigraphique des surfaces et séquences identifiées

Basée sur la revue de l'évolution géologique de la zone d'étude ainsi que des observations des travaux de la marge ouest Africaine, les surfaces et séquences identifiées ont été placées dans un cadre chronostratigraphique approprié. Ainsi, la déduction de la nature de

ces dernières, est présentée ci-dessous (Figs. 4.3, 4.4, 4.5 et 4.6). S'agissant des surfaces identifiées, elles correspondent respectivement de la profondeur vers la surface à :

- **H₁** au toit du socle précambrien ;
- **H₂** à la surface d'incursion marine Aptien Inférieur ;
- **H₃** à la surface de base de progradation datée Aptien Moyen ;
- **H₄** à la discordance du toit de l'Albien.

Les trois séquences identifiées correspondent respectivement aux phases : (1) pré/Syn-rift, le (2) rift-drift et (3) post-rift.

La séquence **SE1** qui repose en discordance sur le socle précambrien, renferme des dépôts continentaux liés à une régression forcée, probablement due à la création d'espace d'accommodation lors de l'extension crustale (Mbida, 2012). Ainsi, ce paquet correspond à un mélange constitué de dépôts Jurassique Supérieur à la base, surmontés des sédiments syn-rifts Néocomien-Barrémien (CGG Robertson, 2015). D'après la terminologie de Duval et al. (1993), ces dépôts constituent une sous-phase régressive d'un sous-cycle d'empiètement continental.

La seconde séquence **SE2**, limitée à la base par la surface transgressive Aptien inférieur et au toit par la surface de haut niveau eustatique Aptien moyen, correspond à la phase d'incursion et de hausse du niveau marin. Elle montre une dominance de dépôts marins. En plus, durant cette période, les évaporites observées sont datées de l'Aptien par corrélation avec les travaux réalisés à l'échelle du sous-bassin de Kribi-Campo (Nguene et al., 1992 ; Pauken, 1992) dans la marge sud-ouest africaine (Fusion Oil & Gas, 2003 ; Lawrence et al., 2002 & 2016)

La troisième séquence **SE3**, qui est scellée au toit par la discordance du toit de l'Albien, montre un caractère aggradant/progradant, caractérisé par la présence des grès et argilites sombres dans cet intervalle. Ceci suggère un mélange de dépôts continentaux et marins. Cette portion représente le début du post rift daté Aptien moyen à Albien terminal. Sa configuration externe traduit un éventail constitué de dépôts continentaux et marins (Mbida et al., 2017).

Le croisement spatial des lignes sismiques, permet d'apprécier en 3D la distribution des dépôts constituant l'anté-Cénomaniens (Fig. 4.7).

IV.1.2. Hypothèse sur la segmentation de la zone d'étude

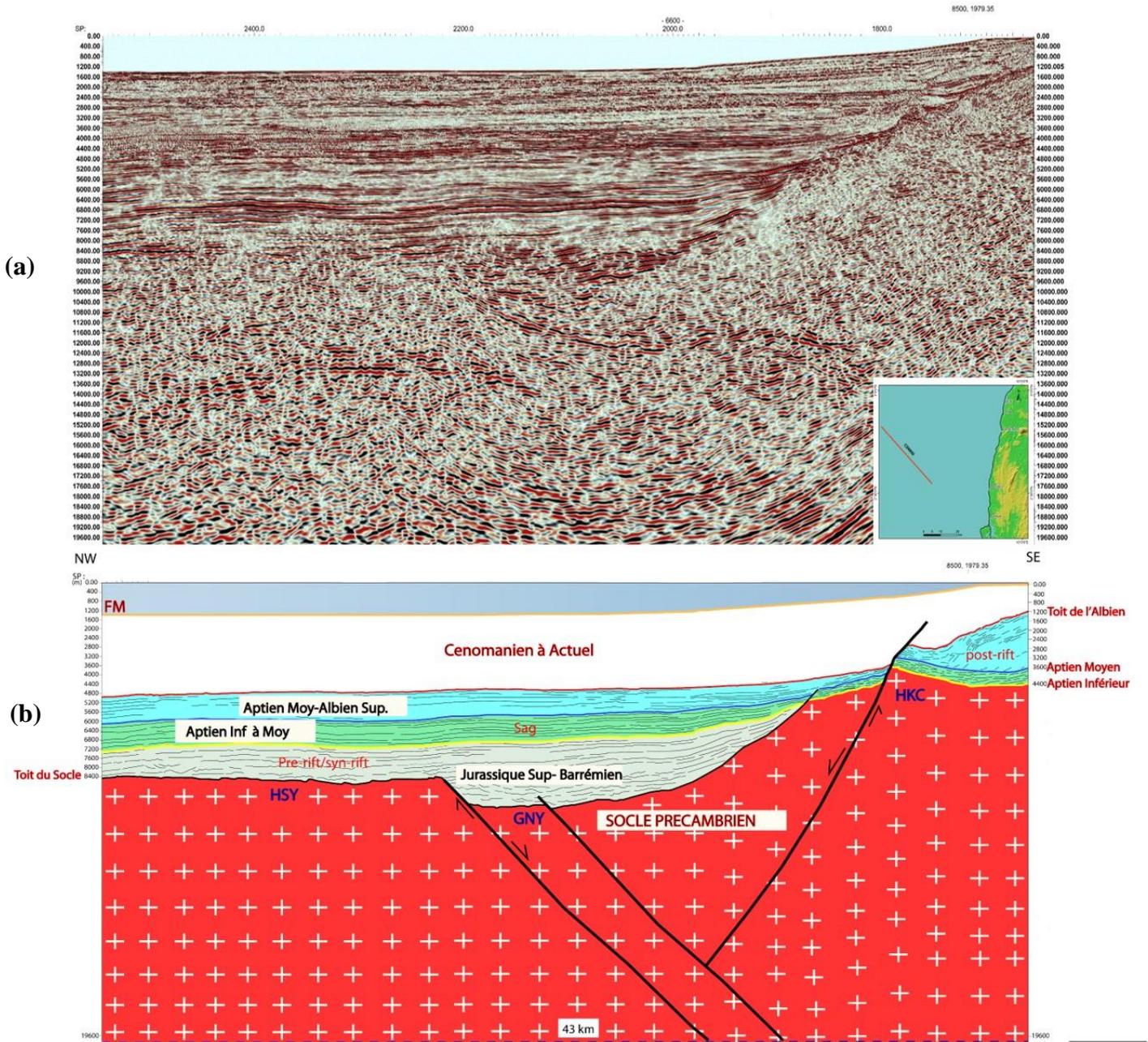


Figure 4.3 : Signification chronostratigraphique des limites et systèmes de dépôts rencontrés au-delà de 1200 m de bathymétrie sur le profil CS6600. **HSMY** : Horst sous-marin de Yassoukou, **GNY** : Graben du Nyong, **HKC** : Horst de Kribi-Campo. (a) Section brute. (b) Section interprétée.

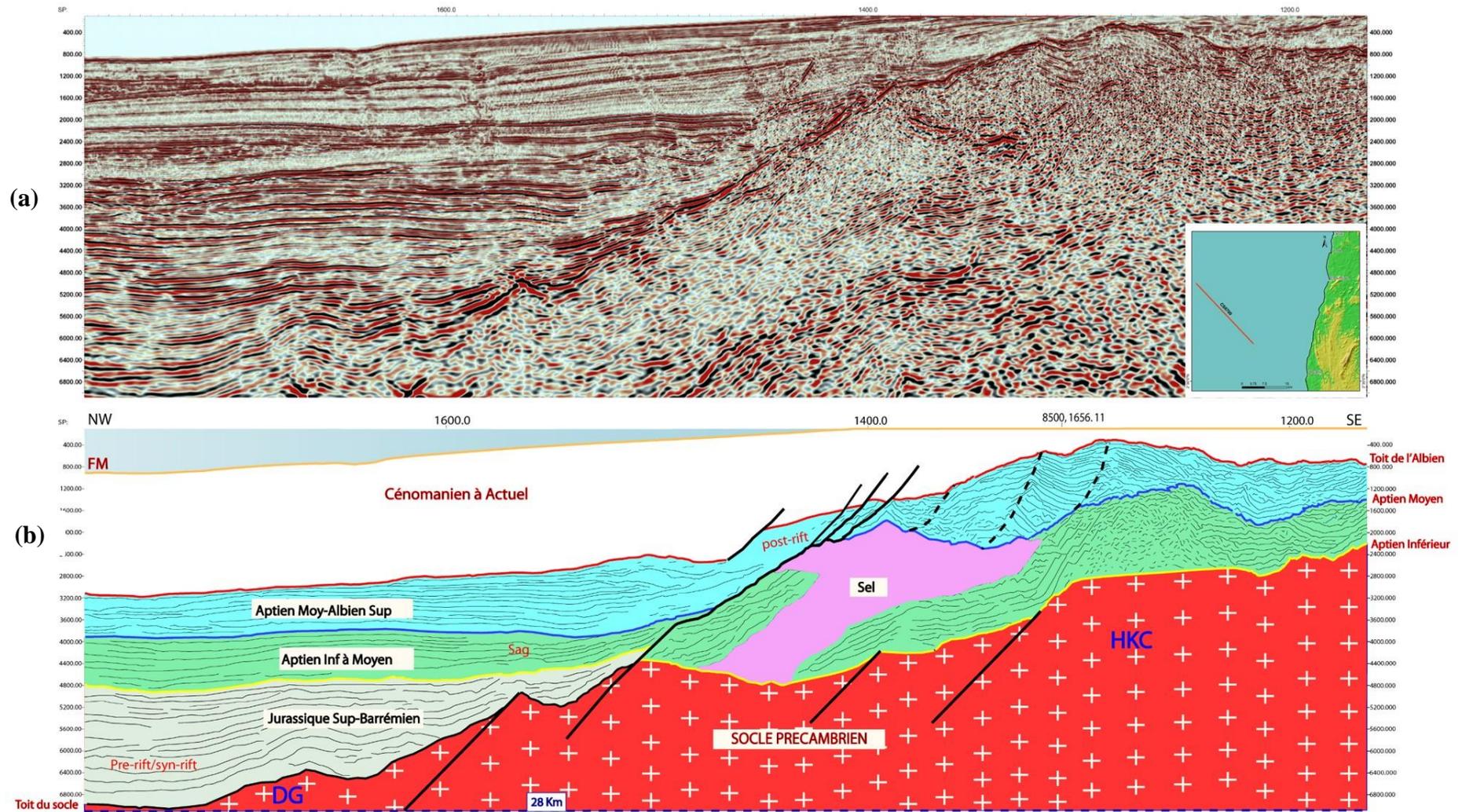


Figure 4.4 : Signification chronostratigraphique des limites et systèmes de dépôts rencontrés au-delà de 400 m de bathymétrie sur le profil CS6700. **DG :** demi-Graben du Nyong, **HKC :** Horst de Kribi-Campo. (a) Section brute. (b) Section interprétée.

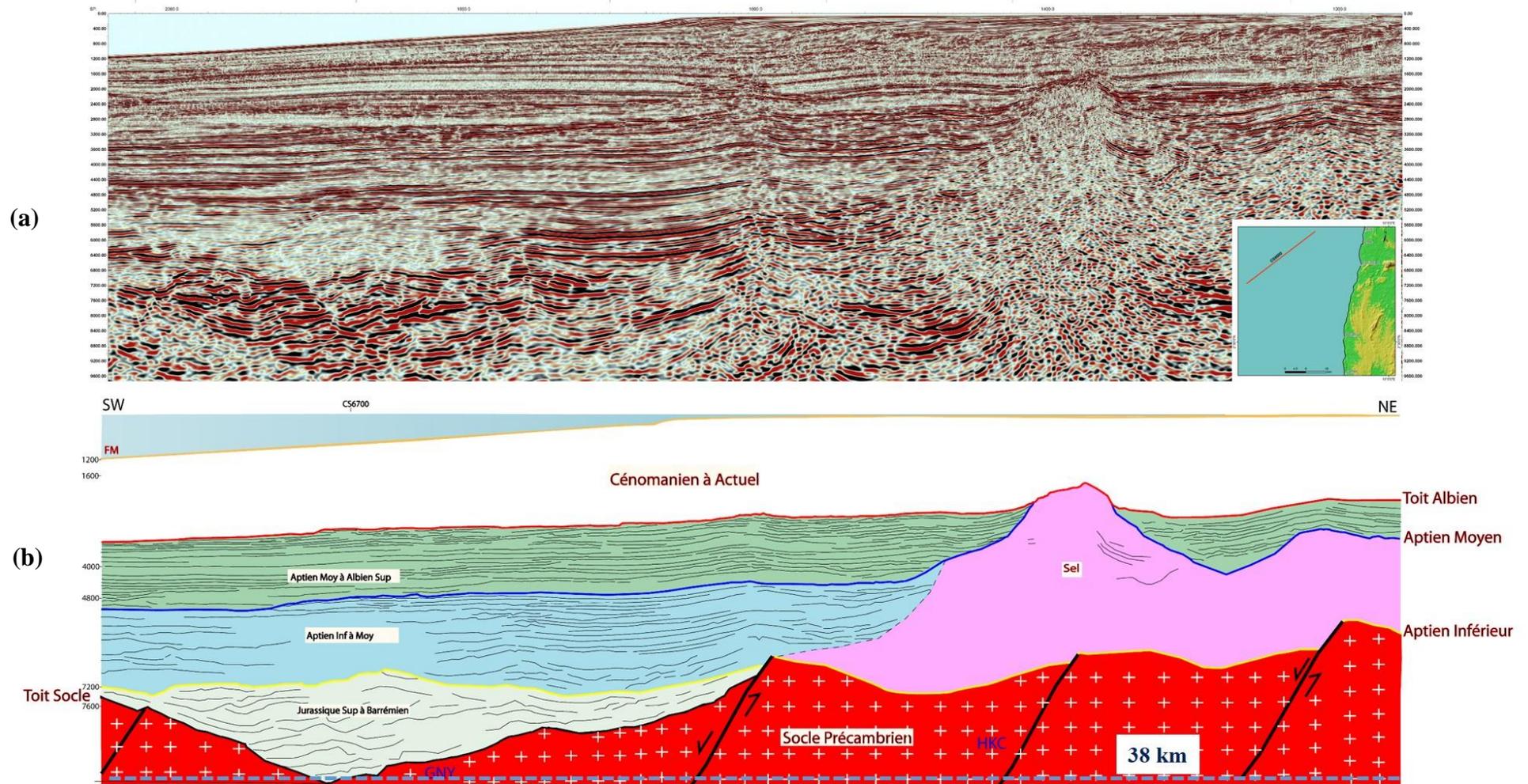


Figure 4.5 : Signification chronostratigraphique limites et systèmes de dépôts rencontrés au-delà de 1200 m de bathymétrie sur le profil CS8600. **GNY :** Graben du Nyong, **HKC :** Horst de Kribi-Campo. (a) Section brute. (b) Section interprétée.

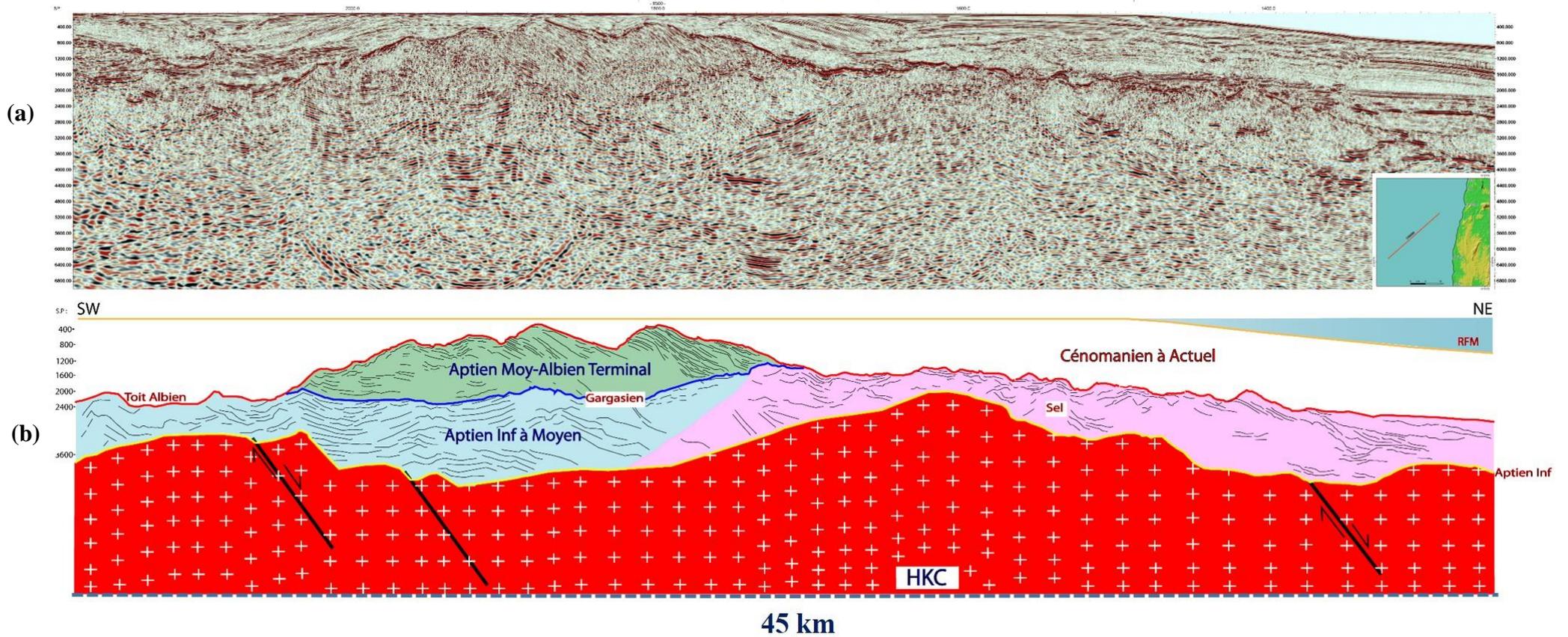


Figure 4.6 : Signification chronostratigraphique des limites et systèmes de dépôts rencontrés au-delà de 1200 m de bathymétrie sur le profil CS8600. **HKC :** Horst de Kribi-Campo. (a) Section brute. (b) Section interprétée.

Sur le plan structural, cette sédimentation est affectée par une tectonique de socle, caractérisée par des structures d'extension (horsts et grabens) et inverses (rampes de socle). Ces éléments sont associés à des failles de jeu opposé (normales et inverses). De l'Ouest vers l'Est, les soulèvements sous-marins observés indiquent des structures tectoniques. Ces dernières correspondent respectivement au horst sous-marin profond de Yassoukou, au graben du Nyong (centre) et au horst de Kribi. Le horst de Kribi tend à montrer des failles à vergence opposée. Le graben du Nyong visible sur les sections NE-SW et NW-SE, indiquent que cette structure a une direction **N-S** à **NNE-SSW**. Toutes ces structures sont associées à des failles de vergences, **NW-SE**, **NE-SW** et **N-S**. Aussi, cette sédimentation est également affectée par une tectonique souple. Cet évènement est caractérisé par des couches plissées, visibles au contact du soulèvement Ouest (Horst de Yassoukou) et également au-dessus du horst de Kribi sur l'ensemble des lignes analysées. Le passage d'une tectonique extensive à une tectonique compressive, traduit une inversion des contraintes géodynamiques durant l'évolution du sous-bassin étudié. D'après les travaux de Mbida (2012), cette inversion serait probablement due à la rotation des blocs.

Enfin, la tectonique de couverture se traduit par l'halocinèse et les glissements des dépôts. La tectonique salifère est mise en évidence par des dômes et bandes de sel, visibles sur les lignes sismiques **CS6700**, **CS8600** et **CS8500**. Ce sont ces dépôts évaporitiques qui sont responsables des glissements de la couverture sédimentaire. C'est la raison pour laquelle elle est définie comme une couche-savon dans les travaux de [Beglinger et al. \(2012\)](#) et [Mbida \(2012\)](#). Ces évaporites se sont mises en place par dolomitisation des premiers dépôts, suite à un conditionnement après l'incursion marine. Cet évènement a été favorisé par le soulèvement de la marge qui a été initiée à l'Aptien inférieur à partir des études présentées par [Genik \(1993\)](#).

La mise en corrélation des observations tectono-sédimentaires, montre que le recouvrement anté-Cénomaniens, biseaute en général sur le horst de Kribi (Côté Est), mais passe néanmoins au-dessus du horst sous-marin profond de Yassoukou (côté ouest). Cette hypothèse laisse croire que les sédiments les plus anciens du domaine d'étude se trouvent dans le domaine marin profond, plus précisément dans le graben du Nyong. La disposition de cette couverture sédimentaire par rapport au horst de Kribi-Campo, montre que ce dernier est antérieur au recouvrement. Toutefois, la déformation observée au-dessus de ladite structure est due à un soulèvement du socle. Le raccourcissement de la sédimentation étudiée s'accroît du domaine marin profond vers la côte.

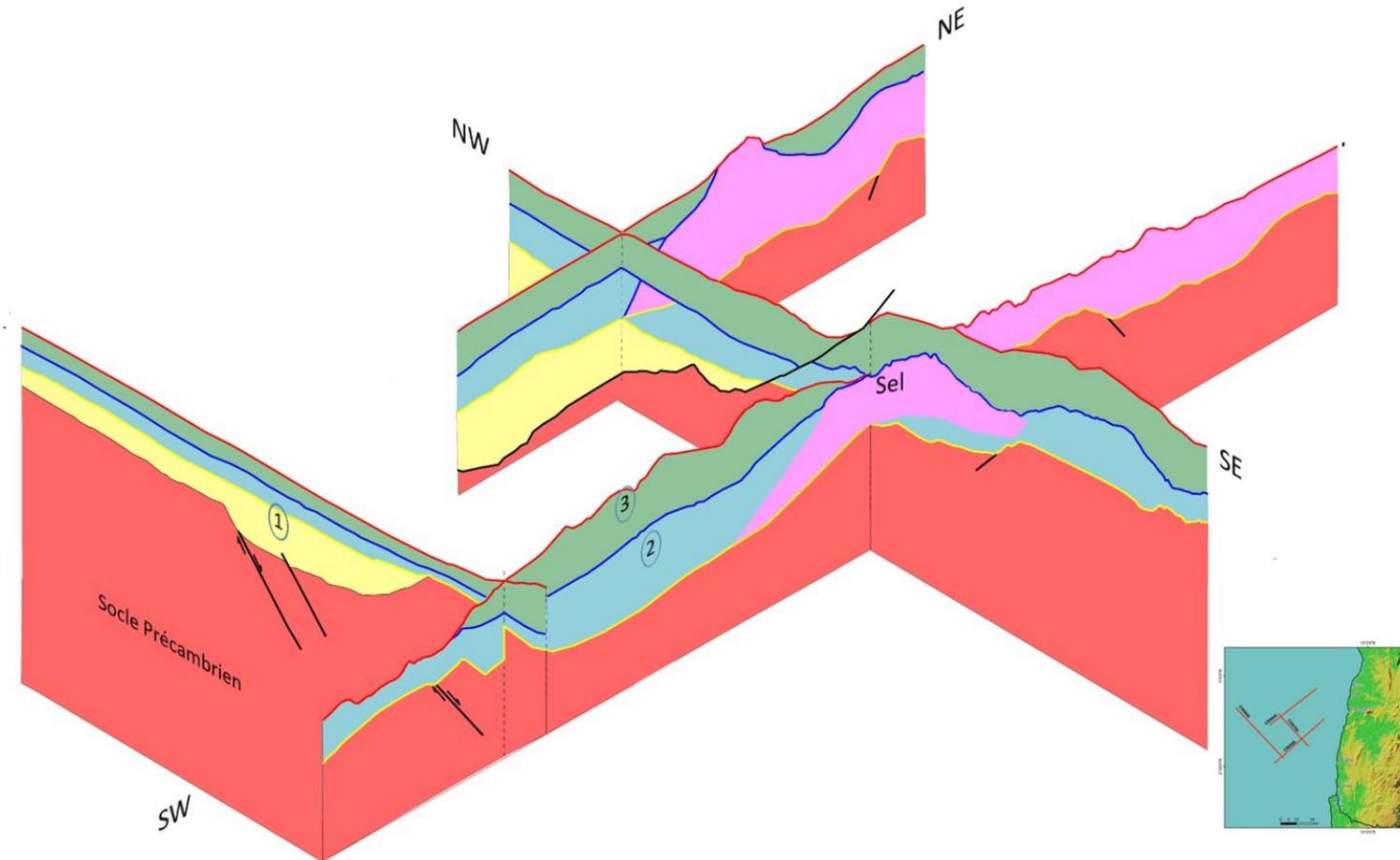


Figure 4.7 : Distribution spatiale des systèmes de dépôts dans le domaine marin du sous-bassin de Kribi-Campo. La surface en rouge désigne le toit de l'Albien ; le bleu indique la surface de base de progradation Gargasienne (Aptien moyen) ; le jaune, la surface transgressive Aptien inférieur et le noir, le toit du socle précambrien. **1** : Jurassique Supérieur à Barrémien, **2** : Aptien inférieur à Moyen, **3** : Aptien moyen à Albien Supérieur.

Ce phénomène de raccourcissement s'observe par un plissement important de la couverture sédimentaire. Le phénomène compressif observé est postérieur à la sédimentation étudiée. Cette forte amplitude à proximité de la côte de Kribi, traduit la continuité de cette compression dans le bassin. La mise en corrélation des observations effectuées permet de ressortir le modèle de segmentation de la marge de Campo-Kribi (**Fig. 4.8**).

4.2. Discussion

4.2.1 Distribution des dépôts anté-Cénomaniens

La revue des travaux antérieurs au niveau du domaine offshore du sous-bassin de Kribi-Campo, montre selon certains auteurs que les dépôts anté-Cénomaniens ne sont pas largement repartis dans ledit domaine. Ainsi, les études d'Aloïsi et al. (1995) et de Benkhélil et al. (2002) indiquent que ces dépôts apparaissent localisés dans les zones de Campo où cette sédimentation affleure. Toutefois dans le cadre des présents travaux, l'analyse d'une sismique migrée profondeur, calée avec des forages, montre que ces sédiments sont étendus dans le domaine d'étude. Cette observation s'explique par l'extension régionale de la discordance du toit de l'Albien, limite de toit de l'intervalle étudié. Hypothèse confortée par Les travaux de Ntamak-Nida et al. (2010) qui montrent que la zone de socle identifiée par ces précédents auteurs est surmontée par des formations Crétacées, précisément Aptien-Albien, allant de la zone de Kribi à Campo.

Aussi, la composition de ce recouvrement sédimentaire laisse apparaître l'existence d'une unité salifère sur le plateau continental du sous-bassin de Kribi-Campo, contrairement aux travaux de ces précédents auteurs qui indiquent leur absence.

Aussi, les résultats obtenus dans cette étude par rapport à l'existence et/ou à la distribution des évaporites, sont contraires à certains travaux (Aloïsi et al., 1995 ; Benkhélil et al., 2002 ; Torskvik et al., 2009, Moulin et al., 2010 ; Pletsch et al., 2011) qui montrent que l'extension des dépôts salifères ne dépasse pas la latitude 1°N. Les études d'Aloïsi et al. (1995) puis de Benkhélil et al. (2002), indique que l'origine des plis observés dans le domaine du sous-bassin de Kribi-Campo est liée au jeu en décrochement des failles de transfert, et non à la présence d'une tectonique salifère sous-jacente.

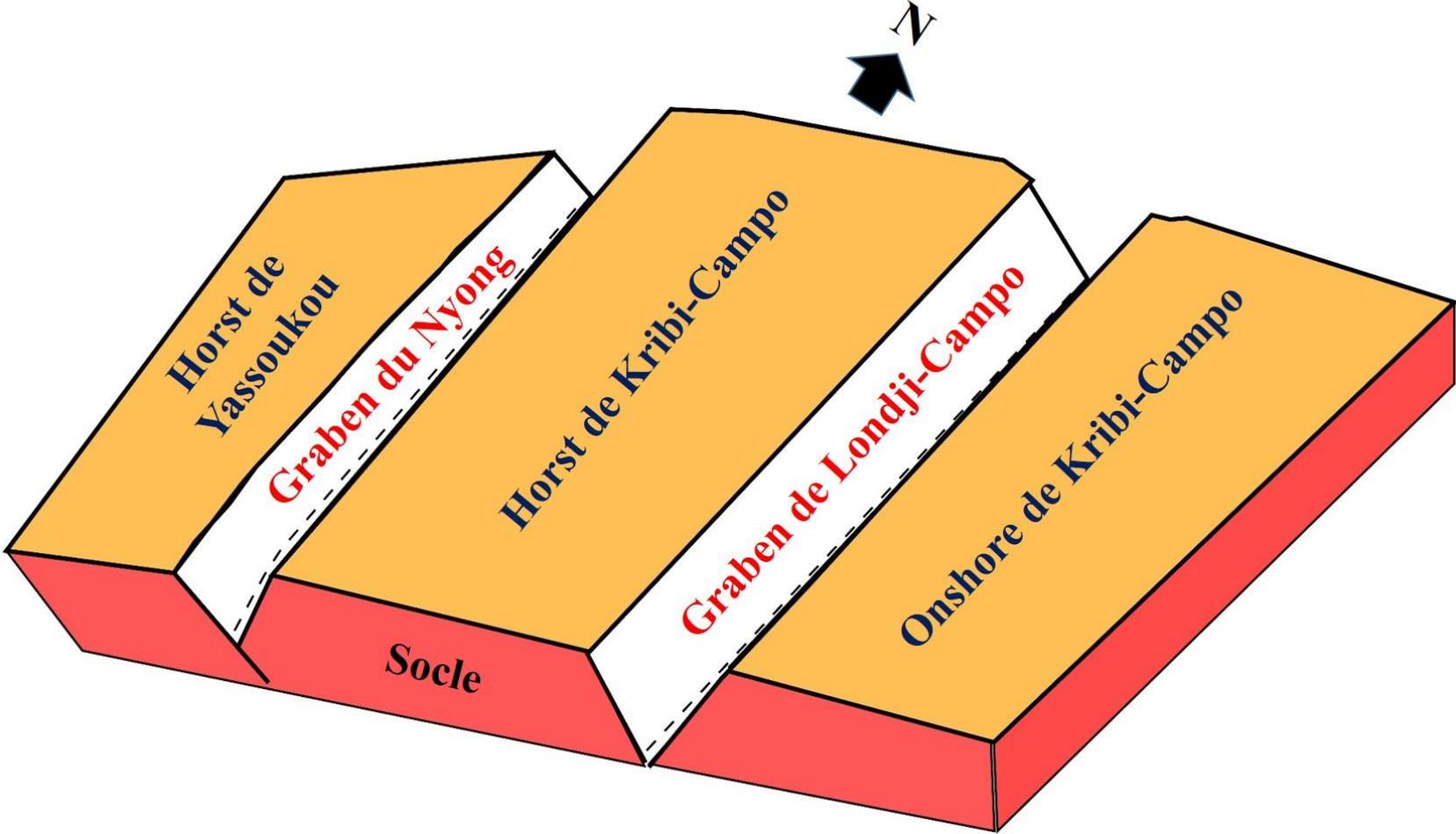


Figure 4.8 : Modèle conceptuel de segmentation de la zone d'étude obtenue à partir de la sismique, présentant les horsts et grabens identifiés.

De plus en schématisant les contours des marges AMS et AFR, d'autres auteurs (Torskvik et al., 2009, Moulin et al., 2010 ; Pletsch et al., 2011) mettent en relief la distribution du sel en montrant que cette unité n'arrive pas au niveau du Cameroun.

D'autres études par contre (Davison, 2007 ; Mbida, 2012 et Loule et al., 2018) sont en accord avec les résultats obtenus dans ce travail. La mise en place des évaporites s'est effectuée durant la période rift-drift. D'après la chronologie relative proposée, en couplant les résultats de Vail et al. (1977) et Haq et al. (1986), l'unité salifère identifiée est un résultat de la dolomitisation des dépôts Pré/Syn-rifts et confirme que le sel est mis en place avant la rupture finale AMS-AFR (« *pré-break-up Unconformity* »).

4.2.2. Paléoenvironnements de l'anté-Cénomanién

Les travaux antérieurs au niveau de la zone d'étude, montrent des divergences sur les paléoenvironnements de l'intervalle stratigraphique étudié.

L'anté-Cénomanién est limité au toit par la discordance du toit de l'Albien qui marque une limite entre le Crétacé moyen et le Crétacé Inférieur. Dans ce travail, le calage sismique – forages montre dans le domaine proximal que cette surface scelle des dépôts Apto-Albiens constitués des sédiments continentaux et marins. Cette observation indique que l'incursion marine s'est effectuée avant le Crétacé Supérieur dans la zone d'étude (Ostanciaux, 2012 ; CGG Robertson, 2015). En effet, comme mentionné dans les paragraphes précédents, ce travail montre que l'anté-Cénomanién n'est pas essentiellement continental mais également constitué d'une phase marine importante enregistrée durant la période Aptien moyen-Albien terminal. Ces observations s'accordent avec des travaux réalisés dans le domaine étudié.

En effet, Pauken (1992) a démontré que le rifting a débuté dans le sous-bassin de Kribi-Campo au Jurassique et s'est achevé lors de l'incursion marine à l'Aptien. Aussi, Meyers et al. (1996) ont suggéré que la séparation finale entre les cratons Ouest Africains et Brésiliens s'est produite durant l'Albien et la croûte océanique existait déjà à l'Aptien au niveau de la marge sud Atlantique Camerounaise. D'après Brownfield et Charpentier (2006), les plus anciens sédiments marins dans la zone d'étude sont datés Aptien moyen. De plus, quelques auteurs (Iboum Kissaaka et al., 2016 ; Ngo Elogan Ntem et al., 2018) suggèrent que la période Aptien-Albien terminal correspond à la transgression de la marge, indiquant que la surface du toit de l'Albien pourrait correspondre à un haut niveau eustatique au sud du sous-bassin de Kribi-Campo et une surface d'érosion dans la partie Nord.

À l'Albien terminal, le niveau marin a chuté dû au soulèvement de la marge entraînant une régression forcée. Ceci est à l'origine de la mise en place de la discordance du toit de l'Albien. Cette hypothèse est en accord avec les travaux d'Ostanciaux (2012) et de CGG Robertson (2015) qui présentent cette surface comme une limite de transition entre un haut niveau marin Albien et une période de bas niveau Crétacé Supérieur.

Ces observations ne s'accordent pas les résultats de certains travaux (Fairhead, 1986 ; Wornardt et al., 1999 ; Benkhélil et al., 2002 ; Ntamak-Nida et al., 2010 ; Haq, 2014 ; Iboum Kissaaka et al., 2016) qui montrent que la mer atteint le haut niveau eustatique au Crétacé Supérieur (**Cénomano-Turonien**). Selon ces auteurs, la période Albien-Cénomanién est transgressive. Aussi, par corrélation avec les observations de certains travaux dans la marge sud-ouest africaine, la séparation effective des blocs AMS et AFR, a été effective au **Turonien**. En effet, on enregistre le stade continental Jurassique Supérieur à Aptien moyen, ensuite le stade mer étroite pendant l'Aptien moyen à Albien et enfin le stade océan au Cénomano-Turonien. Cette hypothèse laisse suggérer que la discordance du toit de l'Albien, limite entre le Crétacé Inférieur et le Crétacé Supérieur est une surface transgressive contrairement aux conclusions des précédents travaux.

Les travaux de Ntamak-Nida et al. (2008, 2010) réalisés sur les affleurements des localités bordières de Kribi-Campo, présentent des faciès conglomératiques, gréseux et surtout la présence des argilites riches en matière organique, tout en indiquant que ces derniers se sont mis en place dans un milieu continental et de delta. Elle définit un cycle rétrogradation/progradation limité à l'échelle du continent d'où son hypothèse de milieu lacustre. Toutefois dans ce travail, les observations obtenues montrent une période de haut niveau marin qui est constituée de dépôts continentaux et marins (SE3). Elle est constituée à sa base par un caractère aggradant/progradant. La rétrogradation est passée durant la phase transgressive. Ainsi, le faciès d'argilites riches en matière organique identifiée par les travaux de Ntamak-Nida et al. (2010), est un élément indicateur d'une invasion marine et serait rattachée à la période Aptienne. La corrélation de ces observations avec les résultats de cette étude, montre que les affleurements observés dans la localité de Kribi-Campo, sont majoritairement constitués des dépôts des séquences SE2 et SE3, observés dans le domaine offshore profond. Tous ces éléments visibles en affleurements sont issus de stades rift-drift et post rift.

4.2.3. Cibles pétrolières associées

Les observations effectuées dans le cadre de ce travail montrent de bons prospects dans la zone d'étude. L'analyse des données de puits met en évidence l'existence de réservoirs et roches-mères, dans le domaine offshore Kribi/Batanga (**Fig. 4.9**).

Les résultats de ce travail montrent que dans la zone non traversée par les forages, l'analyse sismique signale l'existence de manière continue de prospects dans les trois phases de sédimentation mises en évidence. Ainsi, durant les phases de pré-rift/syn rift (**1**) se mettent en place des réservoirs et roches mères lacustres. Au cours de la phase transitionnelle (**2**), se déposent des roches mères marines dans l'ensemble de la zone d'étude. Enfin, la phase post-rift (**3**) qui est constituée d'un mélange de roches réservoirs et roches mères marines, due à la régression forcée observée par le soulèvement de la marge. Leurs distributions latérales de même que leurs profondeurs d'observation sont mentionnées sur la **figure 4.10**. Ainsi, les prospects de bas niveau (**A**) s'observent entre 2200 et 7400 m de profondeur. Les roches mères marines (**B**) entre 1400 et 6200 m et les prospects de haut niveau marin (**C**) entre 400 et 4800 m de profondeur.

La distribution de ces prospects montre que le domaine offshore du sous-bassin de Kribi-Campo est majoritairement constitué de roches réservoirs, due à la présence de bancs de grès Apto-Albiens plus important que les bancs d'argiles.

Cette observation est en accord avec les travaux précédemment réalisés (Pauken, 1992 ; Coward et al., 1999 ; ECL, 2001 ; Iboum Kissaaka et al., 2016) dans le sous-bassin de Kribi-Campo. Ces auteurs montrent la présence des grès réservoirs Albiens. Pauken (1992) plus précisément a mis en évidence dans le domaine de Kribi/Batanga des prospects de gaz et Iboum Kissaaka et al. (2016) ont présenté dans l'intervalle étudié, des potentiels niveaux réservoirs.

S'agissant de la présence de roches-mères dans l'anté-Cénomaniens, la plupart des études antérieures montrent l'existence de celles de type lacustre, contenues dans les sédiments de remplissage (Mbida, 2012). Toutefois, ce travail montre que la chute du niveau marin dans le bassin profond pourrait également entraîner le développement de potentielles roches-mères de type marin. Cette observation s'accorde avec la production actuelle au niveau de la zone offshore de Kribi-Campo.

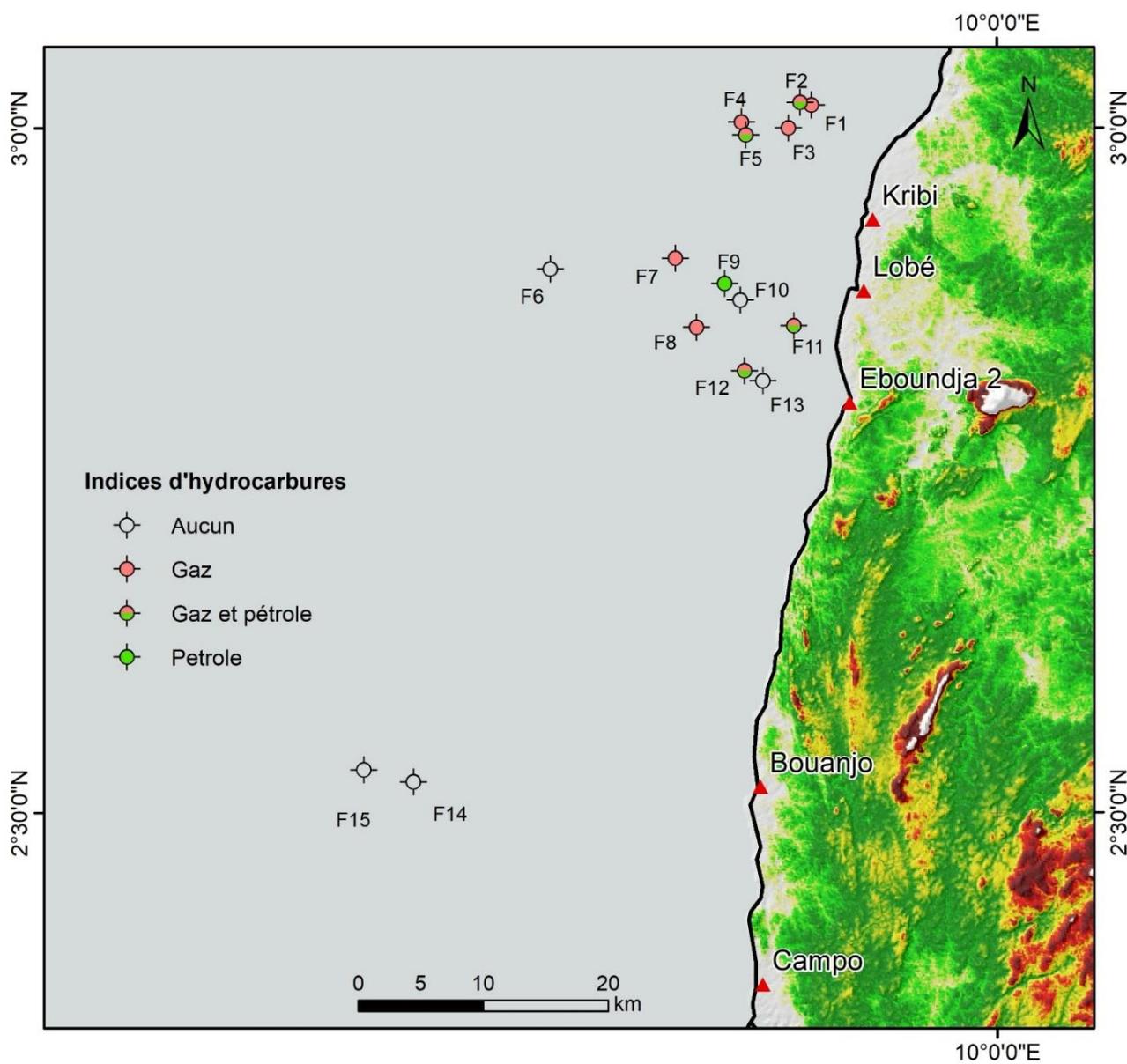


Figure 4.9 : Distribution des indices de pétrole et gaz dans le domaine offshore de la zone d'étude (Fusion Oil & Gas, 2003).

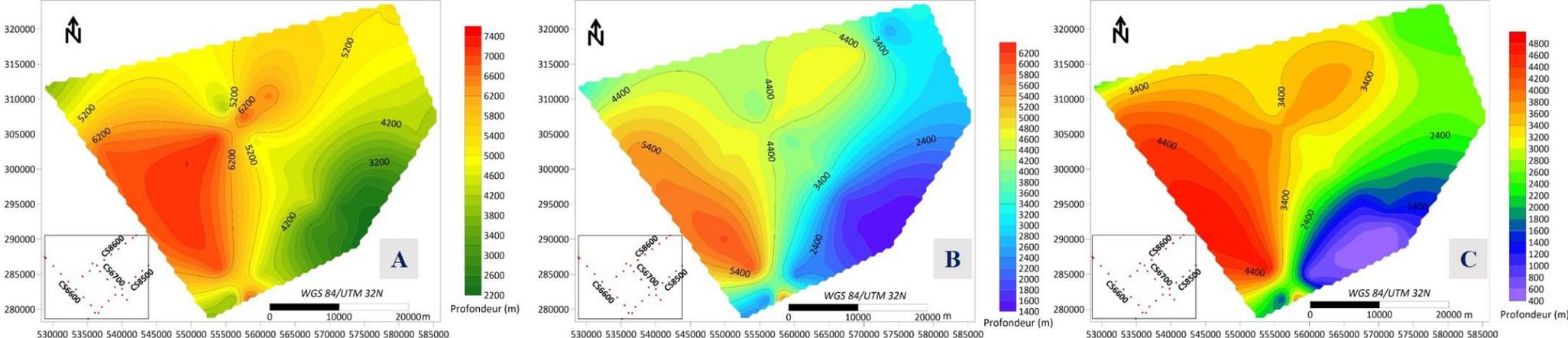


Figure 4.10 : Localisation des probables prospects de l’anté-Cénomanién dans le secteur non foré. A- Roches réservoirs et roches mères lacustres (Jurassique Supérieur-Barrémien) ; B- Roches mères marines (Aptien inférieur à moyen) ; C- Roches mères marines et roches réservoirs. (Aptien moyen à Albien supérieur).

En effet, la recherche des niveaux réservoirs turbiditiques dans les zones profondes de la marge est due au fait que ces derniers ont subi des glissements pour se retrouver dans ces zones. Ainsi, ces réservoirs reposent sur des couches-savon (argiles, sel), dont l'analyse des propriétés fournirait des indications sur les systèmes pétroliers du Crétacé inférieur (roches-mères, pièges).

Par ailleurs, les résultats des synthèses des travaux antérieurs (Bray et al., 2003 ; Brownfield et Charpentier, 2006 ; Brownfield, 2016 ; Nguimbous-Kouoh et al., 2018, SNH, 2019) révèlent en plus des roches-mères lacustres, celles de type marin, reconnues régionalement durant la période Aptien-Albien, dans le bassin sud Atlantique Camerounais.

L'analyse des puits disponibles a permis de recenser les zones d'identification du pétrole et gaz (**Tab. 4.1**). Il en ressort que la zone offshore de Londji-Campo présente des indices d'hydrocarbures. En effet, on observe au niveau du plateau continental, une dominance des prospects de gaz par rapport au pétrole. Les indices de gaz ont été recensés sur 10 des 15 puits analysés et le pétrole, uniquement sur 5. Ces différents indices ont été représentés en 2D dans le domaine de Londji-Campo (**Fig. 4.9**), afin d'apprécier leur distribution. L'observation de cette carte montre que l'essentiel de la production est concentré un peu plus au nord de Kribi jusqu'à Eboundja 2.

Tableau 4.1: Indices d'hydrocarbures recensés sur les puits analysés (Fusion Oil & Gas, 2003).

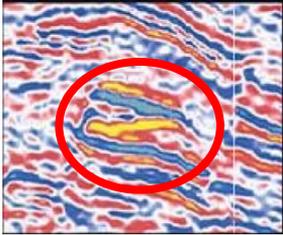
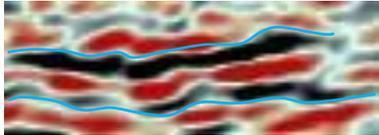
Puits	Indices d'hydrocarbures	
	Pétrole	Gaz
F ₁	*	●
F ₂	●	●
F ₃	*	●
F ₄	*	●
F ₅	●	●
F ₆	*	*

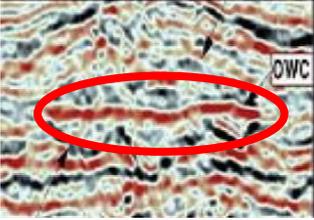
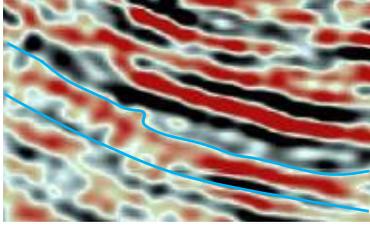
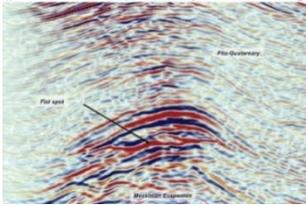
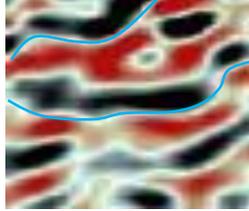
F7	*	●
F8	*	●
F9	●	●
F10	*	*
F11	●	●
F12	●	●
F13	*	*
F14	*	*
F15	*	*
(●) Présent		(*) Absent

Dans le secteur investigué par les données sismiques, les inversions de polarité qui sont des indications de présence d'Hydrocarbures, ont été identifiées.

Suite à l'analyse des lignes sismiques, les indicateurs d'hydrocarbures ("**Bright Spot**", "**Dim Spot**" et "**Flat Spot**") ont été trouvés et consignés dans le tableau 4.2 (ci-dessous). Ces observations sont en accord avec les travaux de Mbida (2012).

Tableau 4.2: Inversions de polarité identifiées dans cette étude.

Inversion de polarité	Localisation	Illustration (Sheriff et Geldar, 1995; Brown, 2010)	Illustration (Dans cette étude)
Bright spot	À l'intérieur de la séquence SE1 sur la ligne sismique CS6600		

<p>Dim spot</p>	<p>À l'intérieur de la séquence SE2 sur la ligne sismique CS8600</p>		
<p>Flat spot</p>	<p>À l'intérieur de la séquence SE3 sur la ligne sismique CS6600</p>		

Cette observation montre que cette zone n'est pas vierge telle que l'indique l'analyse des forages, mais ils se sont retrouvés dans des zones plus profondes. Ceci a probablement été dû aux glissements de la couverture sédimentaire causés par la surrection globale de la marge, l'existence des couches-savon (argile, sel).

En définitive, la mise en corrélation des résultats obtenus suite à l'analyse des données de subsurface et d'affleurements, montre que la période ante-Cénomaniennne est caractérisée par une alternance de dépôts continentaux et marins. Observation pertinente dans la restauration des paléoenvironnements de l'intervalle stratigraphique étudié. Ces derniers sont affectés par une déformation de socle (structures de horst et grabens) et une déformation de couverture, marquée par l'halocinèse et l'argilocenèse. Ces structures sont associées à des failles principales de vergences N-S, NW-SE et NE-SW. Sur le plan de la prospection pétrolière, ce travail contribue à reconsidérer la distribution des réservoirs et roches-mères dans la zone d'étude, élément important dans la réorientation des concepts d'exploration.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Par le biais d'une sismique de grande pénétration, le but de ce travail était d'analyser le domaine marin profond, afin de caractériser la sédimentation ante-Cénomaniennne et de réexaminer les paléoenvironnements de cette dernière.

Pour atteindre cet objectif, il a été judicieux à partir des données sismiques et de forages, de ressortir la composition de cet intervalle stratigraphique et de mettre en évidence les interactions entre tectonique et sédimentation.

Les résultats obtenus montrent que ce recouvrement sédimentaire est constitué de trois systèmes de dépôts, allant du Jurassique supérieur à l'Albien terminal. Les dépôts Pré-rifts et Syn-rifts sont datés Jurassique Supérieur à Barrémien. Les sédiments d'âge Aptien inférieur à moyen, indiquent la phase rift-drift. Les dépôts post-rifts sont datés Aptien moyen à Albien terminal. En effet, l'Anté-Cénomaniennne est constitué des sédiments continentaux et marins. Cette observation indique que l'incursion marine s'est produite dans la zone d'étude avant la période Albien-Cénomaniennne. Ceci indique que l'anté-Cénomaniennne n'est pas essentiellement continental ; Il est également constitué d'une phase marine qui débute à l'Aptien Inférieur, atteint un pic élevé durant l'Aptien moyen-Albien terminal et chute lors de la mise en place de la discordance du toit de l'Albien.

La couverture sédimentaire étudiée est déformée par une tectonique de socle et une tectonique de couverture. La tectonique de socle est caractérisée par une succession de horsts et grabens, associée à des failles distensives et des failles à relais compressif. L'analyse de la fracturation permet de déterminer toutes ces différentes failles. L'observation du raccourcissement de la couverture sédimentaire, traduit le passage d'une tectonique extensive à une tectonique compressive. Ceci montre une inversion de la tectonique dans ce bassin. Ce phénomène serait la conséquence d'une rotation des blocs, due au changement du vecteur déplacement du bloc africain, déjà présentée par Mbida (2012).

La tectonique de couverture se traduit par l'halocinèse et les glissements des dépôts. La tectonique salifère est mise en évidence par des dômes ou bandes de sel, visibles majoritairement sur le plateau continental. Contrairement à l'observation de certaines études signalant son absence dans le sous-bassin.

La relation entre les structures identifiées et la couverture sismique mise en évidence, montre que les sédiments anciens se trouveraient au cœur du bassin et non à proximité de la

côte. Donc un rajeunissement de la sédimentation est noté allant du centre du bassin vers le continent.

Sur le plan de la prospection pétrolière, ce travail a permis de confirmer l'existence de potentiels réservoirs dans la période ante-Cénomaniennne. Par ailleurs, contrairement à de nombreuses études qui qualifient cette période d'essentiellement réservoir, ce travail montre qu'il existe également de roches-mères marines dans l'intervalle stratigraphique étudié.

Ainsi, dans le but d'améliorer les différents résultats obtenus dans le présent travail, il est important pour des travaux futurs d'effectuer des campagnes de terrain sur des sites où des dépôts crétacés inférieurs ont préalablement été mis en évidence. Il s'agira d'effectuer au niveau des affleurements, des prélèvements des formations argileuses observées en-dessous de la surface durcie, dans le but d'effectuer en laboratoire une datation absolue au carbone 14 pour avoir plus d'indications sur la période géologique de dépôt. Par la suite, il sera nécessaire d'effectuer des essais pétrophysiques sur les échantillons prélevés, afin de connaître leurs propriétés. Enfin, dans l'optique de suivre la migration des dépôts caractérisés en offshore dans les terres intérieures, une modélisation 3D détaillée de la grille Cameroon Span et des autres types de données sismiques existant en onshore est envisageable. Cette étape permettra de mieux apprécier les interactions entre les structures tectoniques et les dépôts dans tout le bassin de Douala/Kribi-Campo et de voir avec plus de détail, l'extension du bassin salifère mis en évidence. Ce paramètre est important, car les dépôts salifères constituent de bons pièges stratigraphiques et sont également associés à des pièges structuraux.

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

-
- Abolo, G.M. (1996).** Evaluation du potentiel en hydrocarbures dans les séries Crétacées de la région de Kribi-Campo. Rapport interne SNH.
- Aloïsi, J.C, Benkhélil J, Giresse P, Ngueutchoua G. (1995).** Etude sismique haute résolution du précontinent sud-camerounais : analyses faciologique et structurale. Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris T.321,145-152.
- Backshall, L., Jamieson, G., Kilenyi, T., Staughton, D., Donoghue, R., Naylor, R., Walker, C., Batipa, B.D., Tamfu, S. (2006).** Marine seismics in Cameroon. Seismics Oilfield review 1, 26-34
- Basile (1990).** Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : exemple de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana.Thèse. Doc. 3^ecycle. Université de Bordeaux I. 234 p.
- Batupe, M., Tamfu, S., Seme Abomo, R., Folo, M. (1995).** Evolution and Hydrocarbon Prospectivity of the Douala Basin, Cameroon AAPG search and discovery article #90956.
- Batupe, M. (1996).** Les aspects de l'évolution stratigraphique du bassin de Douala, Cameroun. Abstract in Géologie Africaine. Edition Elf- Aquitaine.
- Beglinger, S.E., Doust, H., Cloetingh, S. (2012).** Relating petroleum system and play development to basin evolution: West African South Atlantic basins. Marine and Petroleum Geology 30, 1-25.
- Bellec, V. (2003).** Evolution morphostructurale et morphosédimentaire de la plate-forme aquitaine depuis le néogène. Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux I. 290 p.
- Belmonte, Y.C. (1966).** Stratigraphie du bassin sédimentaire du Cameroun. Proceedings of 2nd West African Micropaleontology Colloquium, Ibadan, Nigeria. 65-77.
- Benkhélil, J., Giresse, P., Poumot, C., Ngueutchoua, G. (2002).** Lithostratigraphic, geophysical and morpho-tectonic studies of the south Cameroon shelf. Marine and petroleum geology 19, 499-517. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(02\)00002-8](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(02)00002-8)
- Bray, R., Lawrence, S., Angoua Biouele, S.E. (2003).** New Perspectives–New Plays in the Douala Basin of Cameroon, Republic of Cameroon, 30p.
-

-
- Brown, A.R. (2010).** Dim Spots in Seismic Images as Hydrocarbon Indicators, AAPG Article#40514. <http://www.searchanddiscovery.com/documents/2010/40514brown/>
- Brownfield, M.E., Charpentier, R. (2006).** Geology and Total petroleum systems of the West-central Coastal Province (7203), West Africa, United States Geological Survey Bulletin 2207-B (2006), 52p.
- Brownfield, M.E. (2016).** Assessment of Undiscovered Oil and Gas Resources of the West-Central Coastal Province, West Africa, United States Geological Survey Bulletin Digital Data Series 69–GG, 3 (2016), 12p.
- Coward, M.P., Purdy, E.G., Ries, A.C., Smith, D.G. (1999).** The Distribution of petroleum reserves in basins of the South Atlantic margins. In: CAMERON, N.R., Bate, R.H. & Clure, V. S (eds). The oil and Gas Habitats of the South Atlantic. Geological Society, London, Special Publications 153, 101-131.
- Cramez, C. 1990.** Glossaire de stratigraphie séquentielle. Paris : Ed. Technip 1, 435- 453.
- Davison, I. (2007).** Geology and tectonics of the South Atlantic Brazilian salt basin. Geological Society, London Special publications 272, 345-359.
- Delteil, J.R. (1975).** Structure and sedimentation of the continent margin of the Gulf of Benin. ELF – R.E. D.E.P. –D. EXPLOR. –Dt. G.C. 1035 n°5 –1219. 5 p.
- Desler, J.F. (1992).** Marine Seismic Data Acquisition: Part 7. Geophysical Methods. Landmark graphics corporation, Houston, Texas, USA. American Association Petroleum Geologists A095, 361-363.
- Duncan, P.M. (1992).** Basic Seismic Processing: Part 7. Geophysical Methods. Landmark graphics corporation, Houston, Texas, USA. American Association Petroleum Geologists A095, 364-371.
- Duval, B., Cramez, C. and Vail. P. (1993).** Major marine source rocks and stratigraphic cycles. In: Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publications 60, 1-30.
- ECL/Exploration Consultants Limited. (2001).** An integrated study of structural development, source rock maturity and hydrocarbon generation in the Douala/Kribi-Campo Basin, Republic of Cameroon, unpublished report. 30p
-

-
- Exxon Mobil (1982).** Well Campo R-1. Report n° AM028. SNH Cameroun.
- Fairhead, J.D. (1986).** Geophysical controls on sedimentation within the African Rift Systems. *In*: L.E. Frostick, R.W. Renaut, I. Reid and J. J. Tiercelin (Editors), Sedimentation in the African Rifts. Geological Society Special Publications 25, 19-27.
- Fusion oil & Gas NL (2003).** Wells summary sheets of Douala-Kribi-Campo Basin. SNH report. 39p.
- Genik, G.J. (1993).** Petroleum Geology of Cretaceous-Tertiary Rift Basins in Niger, Chad and Central African Republic. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 77, 1405-1434.
- Glørstad-Clark, E., Faleide, J.I., Lundschie, B.A, Nystuen J.P. (2010).** Triassic seismic sequence stratigraphy and paleogeography of the western Barents Sea area. Marine and Petroleum Geology 27, 1448-1475 <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.02.008>
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P. R. (1986).** Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235, 1156-1167.
- Haq, B.U. (2014).** Cretaceous Eustasy revisited. Global and Planetary Change 113, 44-58.
- Haq, B.U. (2017).** Jurassic Sea-Level Variations: A Reappraisal. Geological Society of America 28, 1-15. <https://doi.org/10.1130/GSATG359A.1>
- Helm., C. (2009).** Quantification des flux sédimentaires anciens à l'échelle d'un continent : le cas de l'Afrique au Méso-cénozoïque. Mém. Thèse. Université de Rennes 1, 299 p.
- Iboum Kissaaka, J.B., Ntamak-Nida, M.J., Mvondo Owono, F., Fowe Kuetche, P.G., Djomeni Nitcheu, A.L., Abolo, M.G. (2016).** Postrift depositional evolution and sequence stratigraphy from offshore subsurface data of the Kribi-Campo sub basin (Cameroon, West African margin). Society of Exploration Geophysicists and American Association of Petroleum Geologists 4, T79-101. <https://doi.org/10.1190/INT-2015-0073.1>.
- Janssen, M. E., Stephenson, R. A., & Cloetingh, S. (1995).** Temporal and spatial correlations between changes in plate motions and the evolutions of rifted basins in Africa. Geological Society of America Bulletin 107, 1317-1332.
- Lawrence, S.R., Beach, A., Jackson, O., Jackson, A. (2016).** Deformation of oceanic crust in the eastern Gulf of Guinea: role in the evolution of the Cameroon Volcanic Line
-

- and influence on the petroleum endowment of the Douala-Rio Muni Basin. From Sabato Ceraldi, T., Hodgkinson, R. A. & Backe, G. (eds) Petroleum Geoscience of the West Africa Margin. Geological Society, London, Special Publications **438** (1), 7-26. <https://doi.org/10.1144/SP438.7>.
- Lawrence, S.R., Munday, S. and Bray, R. (2002).** Regional geology and geophysics of the eastern Gulf of Guinea (Niger Delta to Rio Muni). The leading Edge 21, 1112-1117.
- Lenhart, A., Jackson, C.A.L., Bell, R.E., Duffy, O.B., Gawthorpe, R.L., Fossen, H. (2019).** Structural architecture and composition of crystalline basement offshore west Norway. The Geological Society of America/Lithosphere. 1-21. <https://doi.org/10.1130/L668.1>
- Loule, J.P., Jifon, F., Angoua-Biouele, S.E., Nguema, P., Spofforth, D., Carruthers, D., Watkins, C., Johnston, J. (2018).** An opportunity to re-evaluate the petroleum potential of the Douala/Kribi-Campo Basin, Cameroon. Special topic: petroleum geology. First break 36, 61-70.
- Marcel, J., Abate Essi, J.M., Meli'I, J., L., Njandjock Nouck, P., Mahamat, A., Manguelle-Dicoum, E.(2018b).** Geodynamic insights of the Cameroon Volcanic Line (Western Africa) from isostatic gravity anomalies. Journal of Geodynamics 121, 36-48. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.07.002>
- Masclé, J. (1976).** Le golfe de Guinée (Atlantique Sud) : un exemple d'évolution de marge atlantique en cisaillement. Mém. Société Géologique de France 128, 55-104.
- Maurizot, P., Abessolo, A., Feyhese, A., Johan, J.L. and Leconte, P. (1986).** Etude et prospection minière du Sud-ouest Cameroun synthèse des travaux de 1978 à 1985. Rapport B.R.G.M. 85, CRM. 066, 274p.
- Maychou_Safae. (2009).** Etude morphostructurale et cartographie SIG du Rharb septentrional et du pré-riif (Maroc). Analyse sismotectonique et modélisation de la déformation de la région de Moulay Bouseltham. Université de bordeaux 1. 178p.
- Mbesse, C.O. (2014).** La limite Paleocène-Eocène dans le bassin de Douala Biostratigraphie et essai de reconstitution des paléoenvironnements. Mém. Thèse. Université de Yaoundé 1, Cameroun, 221p

-
- Mbida Yem. (2012).** Caractérisation par imagerie géophysique de la couverture sédimentaire des bassins offshore profonds du nord de la Cyrénaïque et de Douala/Kribi-campo : éléments de Géologie pétrolière. Mém. Thèse. Université de Yaoundé 1, Cameroun, 143p
- Mbida Yem, Yene Atangana, J.Q., Nguema, P., Ribodetti, A. (2017).** The Kribi-Batanga Jurassic-Cretaceous Fan Delta System. European Association of Geoscientists & Engineers Source: Conference Proceedings, 79th EAGE Conference and Exhibition. 2017, 1-5. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201700929>.
- Mckenzie. (1978).** Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planetary Science Letters 40, 25-32. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90071-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90071-7)
- Meyers, J.B., Rosendhal, B.R., Groschel-Becker, H., Austin, J.J.A, Rona, P.A. (1996).** Deep penetrating MCS imaging of the rift-to-drift transition, offshore Douala and North Gabon Basins, West Africa. Marine and Petroleum Geology 13, 791-835. [https://doi:10.1016/0264-8172\(96\)00030-X](https://doi:10.1016/0264-8172(96)00030-X).
- Mienlam Essi., M-F. (2016).** Analyse sismostratigraphique de l'anté-Crétaïque moyen du sous-bassin de Kribi-campo (sud-Cameroun) : segment offshore Kribi-Grand Batanga/Campo. Mém. Master. Université de Yaoundé 1, 56p
- Mienlam Essi, M-F., Yene Atangana, J.Q., Abate Essi, J.M., Mbida Yem., Angoua Biouele, S.E., Nguema, P., Tsimi Ntsengue, C. (2021).** Stratigraphical nature of the Top Albian surface, from seismic and wells data analyses, in the south Sanaga area (Cameroon Atlantic margin): Palaeogeographical significance and petroleum implications. Marine and Petroleum Geology 129, 1-22. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105073>.
- MINEE/Ministère de l'Énergie et de l'Eau (2009).** Plan d'Action National de Gestion Intégrée des Ressources en Eau (PANGIRE). Etat des lieux du secteur eau et environnement. 213p.
- Mitchum R.M., Vail, P.R., Sangree, J.B. (1977).** Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences C.E. Payton Ed., Seismic Stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration, American Association Petroleum Geologists 26, 117-133.
-

-
- Moulin, M., Aslanian, D., Unternehr, P. (2010).** A new starting point for the south Atlantic and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth Science Reviews* 98, 1-37.
- Mvondo Owono, F. (2010).** Surrection cénozoïque l'Ouest de l'Afrique à partir de deux exemples : le plateau sud-namibien et la marge nord camerounaise. Mém.Thèse de Doctorat, Université de Rennes, 324 p.
- Nemcôk, M., Ryba, S.R., Sinha, S.T., Hermeston, S.A., Ledvenyiova, L. (2016).** Transform margins: development, controls and petroleum systems – an introduction. Geological Society, London, Special Publications **431**, 1-38. <http://doi.org/10.1144/SP431.15>.
- Ngo Elogan Ntem, J., Ntamak-Nida, M.J., Bisso, D., Mvondo Owono, F., Ngos III, S., Bilong, P., Njandjock Nouck, P. (2018).** Depocenters Repartition and Sequence Stratigraphy of the Northern Part of the Kribi-Campo Sub-Basin (Cameroon). *European Journal of Scientific Research* 149, 258-278.
- Nguene, F.R., Tamfu, S.F., Loule, J.P., Ngassa, C. (1992).** Paleoenvironments of the Douala and Kribi/Campo sub basins, in Cameroon, West Africa. In : Curnelle, R. (Ed.), *Géologie Africaine. 1er Colloque de Stratigraphie et de Paléogéographie des Bassins Sédimentaires Ouest-Africains. 2ème Colloque Africain de Micropaléontologie*, 6–8 Mai 1991, Libreville, Gabon. *Bulletin du Centres de Recherche. Exploration–Production, Elf Aquitaine* 13, 129–139.
- Nguimbous-Kouoh, J.J., Tchutchoua, J., Ngos III, S., Ndougsa Mbarga, T., Manguelle-Dicoum, E. (2018).** Hydrocarbon Potential of Two Coastal Basins (Cameroon). *International Journal of Geosciences* 9, 131-147.
- Njike Ngaha, P.R. (1984).** Contribution à l'étude géologique, stratigraphique et structurale de la bordure du bassin atlantique du Cameroun. Thèse. Doc. 3^e cycle. Univ de Yaoundé, 131 p.
- Njike Ngaha, P.R. (2005).** Palynostratigraphie et reconstitution des paléoenvironnements du Crétacé de l'Est du bassin sédimentaire de Douala (Cameroun). Thèse doctorat d'Etat. Université de Yaoundé 1, 259p.
- Ntamak-Nida, M.J., Ketchemen Tandia, B., Ewane, R.V., Lissock, J.P. (2003).** Etude sédimentologique des sédiments remaniés des localités de Sikoum et Loungahé :
-

-
- Sud-Est du Bassin de Douala, Cameroun. Ed. Rock View Ltd, Abuja Geocongress, 103-108.
- Ntamak-Nida, M.J., Baudin, F., Schnyder, J., Makong, J.-C., Komguem, P.B., Abolo, G.M. (2008).** Depositional environments and characterization of the organic matter of the Lower Mundeck Formation (Barremian? –Aptian) of the Kribi-Campo sub-basin (South Cameroon): implications for petroleum exploration. *Journal of African Earth Sciences* 51, 207–219.
- Ntamak-Nida, M.J., Bourquin, S., Makong, J.C., Baudin, F., Mpesse, J.E., Itjokonguem, C., Schnyder, J., Komguem, P.B., Abolo, G.M. (2010).** Sedimentology and sequence stratigraphy from outcrops of the Kribi-Campo sub-basin: Lower Mundeck Formation (Lower Cretaceous, southern Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 58, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2010.01.004>.
- Nürnberg, D., Müller, R.D. (1991).** The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present. *Tectonophysics* 191, 27-53. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90231-G](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90231-G)
- O'Connor, J.M. and Duncan, R.A. (1990).** Evolution of the Walvis Ridge–Rio Grande rise hot spot system: Implications for African and South American plate motions over plumes. *Journal of Geophysical Research* 95, 17465-17502. <https://doi.org/10.1029/90JB00782>.
- Ostanciaux, E. (2012).** Niveau marin et déformation de la Terre : Echelles spatio-temporelles. Mém.Thèse, Université de Rennes, 210p.
- Pauken, R. (1992).** Sanaga Sud Field, offshore Cameroon, West Africa, in Halbouty, M., ed., Giant Oil and Gas Field of the Decade 1978-1988, *American Association Petroleum Geologists* 54, 217-230.
- Pautot, G., Renard, V., Daniel, J., Dupont, J. (1973).** Morphology, limits, origin and age of salt layer along south Atlantic African margin. *American Association Petroleum Geologists Bulletin* 9, 1658-1671.
- Phillips Inc., 1990.** Geologic development and hydrocarbon potential of the Douala Basin, Cameroon. Text and Figures. Rapport interne. 34p.
-

-
- Pletsch, T., Erbacher, J., Holbourn, A.E.L., Kuhnt, W., Moullade, M., Oboh-Ikuenobede., Söding, E., Wagner, T. (2001).** Cretaceous separation of Africa and South America: West African margin (ODP Leg 159). *Journal of South American Earth Sciences* 14, 147-174. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00020-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00020-7)
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R. (1988).** Eustatic controls on classic deposition. I. Conceptual framework. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C.G.St.G., Posamentier, H. W., Ross, C. A., Van Wagoner, J. C. (eds.), *Sea Level Changes-An Integrated Approach*, SEPM Special Publication 42, 110-124.
- Regnault, J.M. (1986).** Synthèse géologique du Cameroun. Publications Direction des Mines et Géologie, Cameroun, 119p.
- Reyre, D. (1966).** Bassins sédimentaires du littoral africain – Histoire du bassin de Douala. Symposium : Littoral atlantique (New Delhi, 1964). Association des services géologiques africains, IUGS, 143 – 161.
- Reyre, D. (1984).** Remarques sur l’origine et l’évolution des bassins sédimentaires africains de la côte atlantique. *Bulletin Société Géologique de France*, XXXVI,1041-1058. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXVI.6.1041>.
- Robertson, C.G.G. (2015).** Petroleum Geological Evaluation: Niger Delta to the Congo Fan. Robertson Multiclient. Report No. AM086.
- Robertson, S. (1992).** The biostratigraphy and palaeoenvironment of seven wells from the Douala Basin, Cameroon. Recherche Exploration/Production Elf-Aquitaine.
- Sahabi, M., Aslanian, D., Olivet, J. L. (2004).** Un nouveau point de départ pour l’histoire de l’Atlantique central. *Compte Rendus Géosciences* 336(12), 1041-1052.
- Sangree, J. B., and J. M. Widmier. (1977).** Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 9: Seismic interpretation of clastic depositional facies: American Association Petroleum Geologists Bulletin 26, 165–185.
- Sheriff, R.E., Geldart, L. P. (1995).** *Exploration Seismology* (2nd ed.). Cambridge University Press. 415p.
- SNH/Société Nationale des Hydrocarbures. (2005).** Hydrocarbon Exploration Opportunities, Cameroon, Yaoundé, 8p.
- SNH/Société Nationale des Hydrocarbures. (2019).** Cameroon exploration opportunities, Cameroon, Yaoundé, 24p.
-

-
- SPT/Simon Petroleum and Technology. (1995).** Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of Douala Basin, Cameroon. Unpublished non-exclusive report.30p
- Tadjou, J.M., Manguelle-Dicoum, E., Nguiya, S. and Kamguia, J. (2008).** Caractéristiques des anomalies gravimétriques du sous-bassin sédimentaire de Kribi-Campo (Sud-Cameroun). *Africa Geoscience Review* 1-2, 39-50.
- Thierry, P., Operto, S. and Lambaré, G. (1999).** Fast 2-D ray+ Born migration/inversion in complex media. *Geophysics* 64 (1), 162-181.
- Torsvik, T.H., Rouse, S., Labails, C., Smethurst, M.A. (2009).** A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. *Geophysical Journal International* 177M, 1315-1333.
- Vail P. R., Mitchum, R.M., Thompson S. (1977).** Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: relative changes of sea level from coastal Onlap. *American Association Petroleum Geologists* 26, 63–81.
- Vail, P.R. (1987).** Seismic stratigraphy interpretation procedure. *In: Bally, A.W. (Ed.), Atlas of Seismic Stratigraphy.* American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology 27, 1-10.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., Perez-Cruz, C. (1991).** The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. *In: Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A., Eds., Cycles and events in stratigraphy,* Springer-Verlag, Berlin, 617-659.
- Van wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., (1988).** An overview of sequence stratigraphy and key definitions. *In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H. W., Ross, C. A., Van Wagoner, J. C. (Eds.), Sea Level Changes – An intergrated Approach,* SEPM Special Publication 42, 39-45.
- Verney, P. (2010).** Interprétation géologique de données sismiques par une méthode supervisée basée sur la vision cognitive. Mém.Thèse, Ecole Nationale Supérieure Maritime. Paris, 190p
- Walker, R.G. (ed). (1984).** Facies models, 2nd edition, Geological Association of Canada, Geoscience. Reprint series 1, 317p.
-

- Wilson, M., Guiraud, R. (1992).** Magmatism and Rifting in Western and Central Africa, from Late Jurassic to recent times: *Tectonophysics* 213, 203-225.
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90259-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90259-9)
- Womardt, W.W.Jr., Jory, P., Batupe, M. (1999).** Seismic Sequence Stratigraphic analysis of The Douala Basin, Cameroon. *Offshore Technology Conference*.10884.
- Xu, Guoqiang., Bilal, U Haq. (2022).** Seismic Facies: Past, Present and future. *Earth-Science Reviews* 224, 1-35. <https://doi.org/10.1016/earscirev.2021.103876>.
- Ye, J., Chardon, D., Rouby D., Guillocheau, F., Dall 'Asta, M., Ferry, J-N., Broucke, O. (2017).** Paleogeographic and structural evolution of northwestern Africa and its Atlantic margins since the early Mesozoic. *Geosphere* 13 (4): 1254–1284.
<https://doi.org/10.1130/GES01426.S2.1>
- Yilmaz, O. (2001).** Seismic Data Analysis. Processing, inversion and interpretation of Seismic Data. *Investigations in Geophysics. Society of Exploration Geophysicists*. 75p.

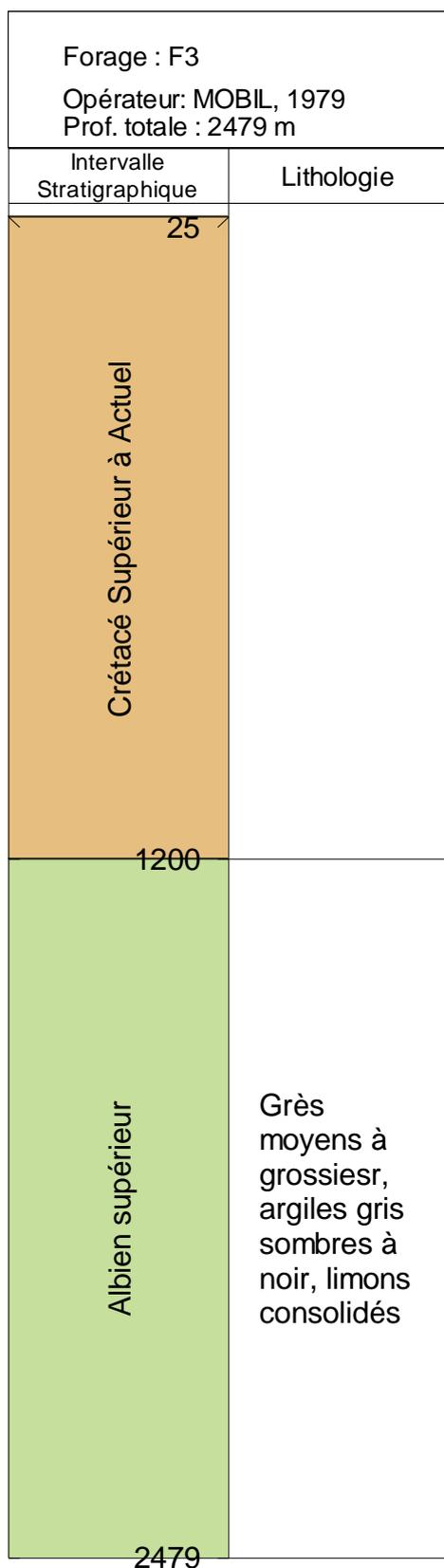
ANNEXES

Forage : F1 Opérateur: MOBIL, 1981 Prof. totale : 2464 m	
Intervalle Stratigraphique	Lithologie
40	
Crétacé Supérieur à Actuel	
1250	
Albien-Aptien	Grès moyens à grossiers, argiles gris sombres à noir, limons consolidés
2464	

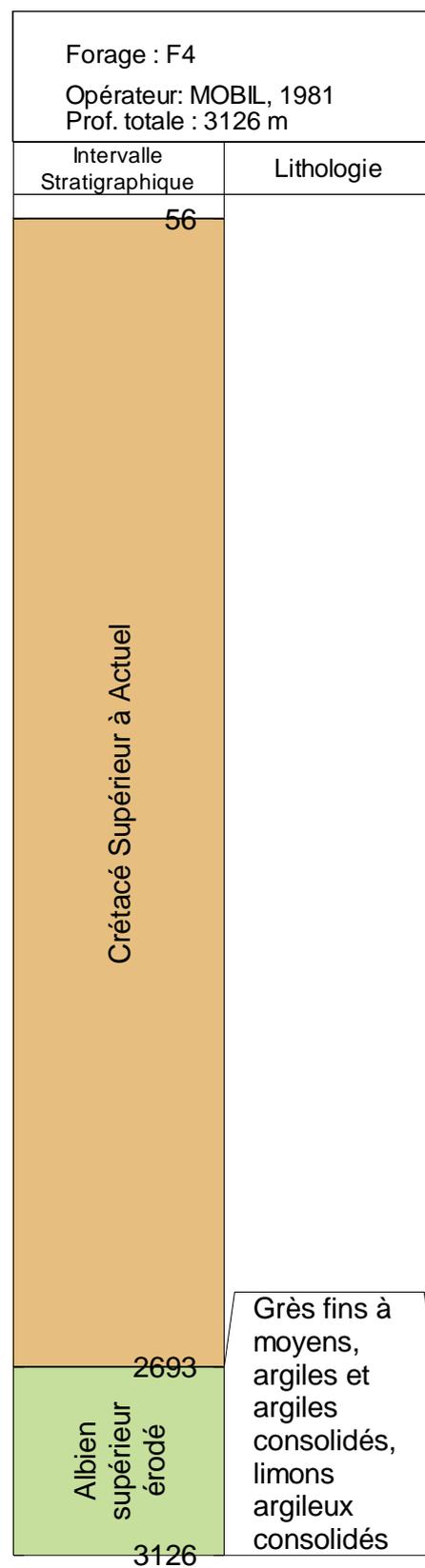
Annexe 1. Puits digitalisé F1.

Forage : F2 Opérateur: MOBIL, 1981 Prof. totale : 2018 m	
Intervalle Stratigraphique	Lithologie
40	
Crétacé Supérieur à Actuel	
1244	
Albien supérieur	Grès moyens à grossiers, argiles gris sombres à noir, limons consolidés
2018	

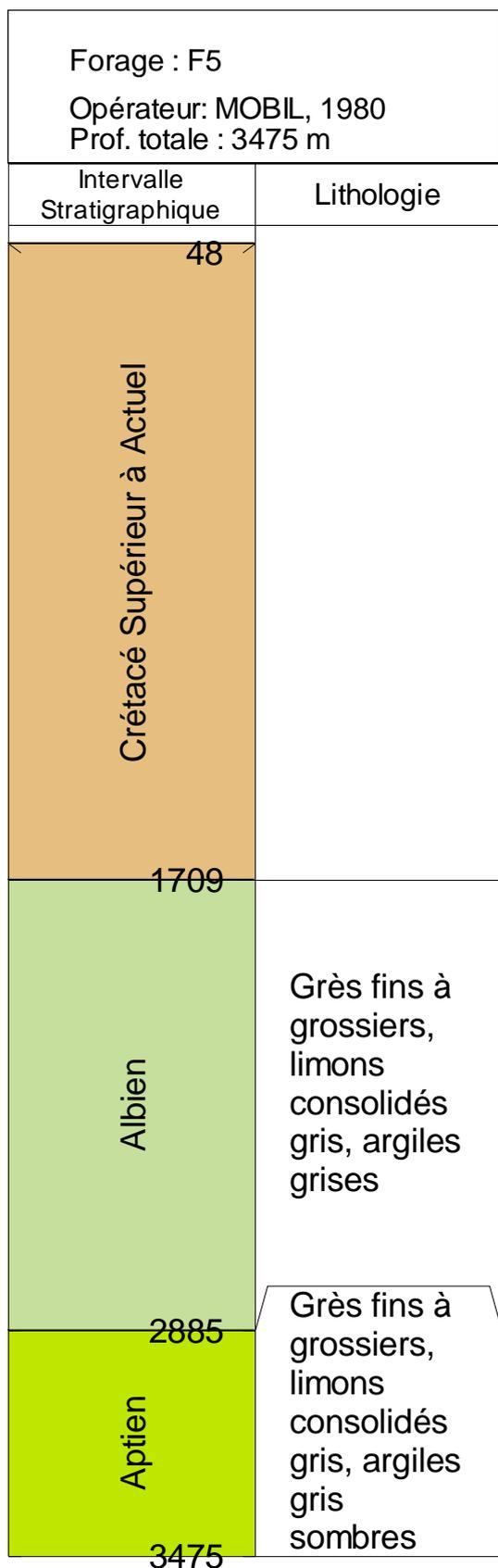
Annexe 2. Puits digitalisé F2.



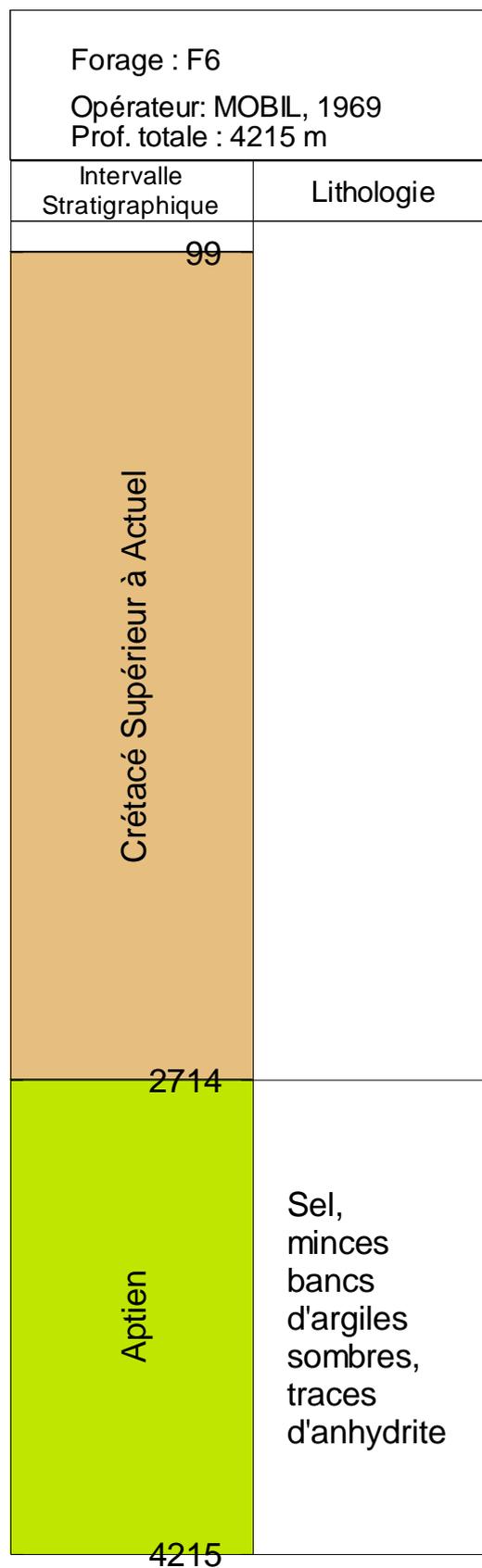
Annexe 3. Puits digitalisé F3.



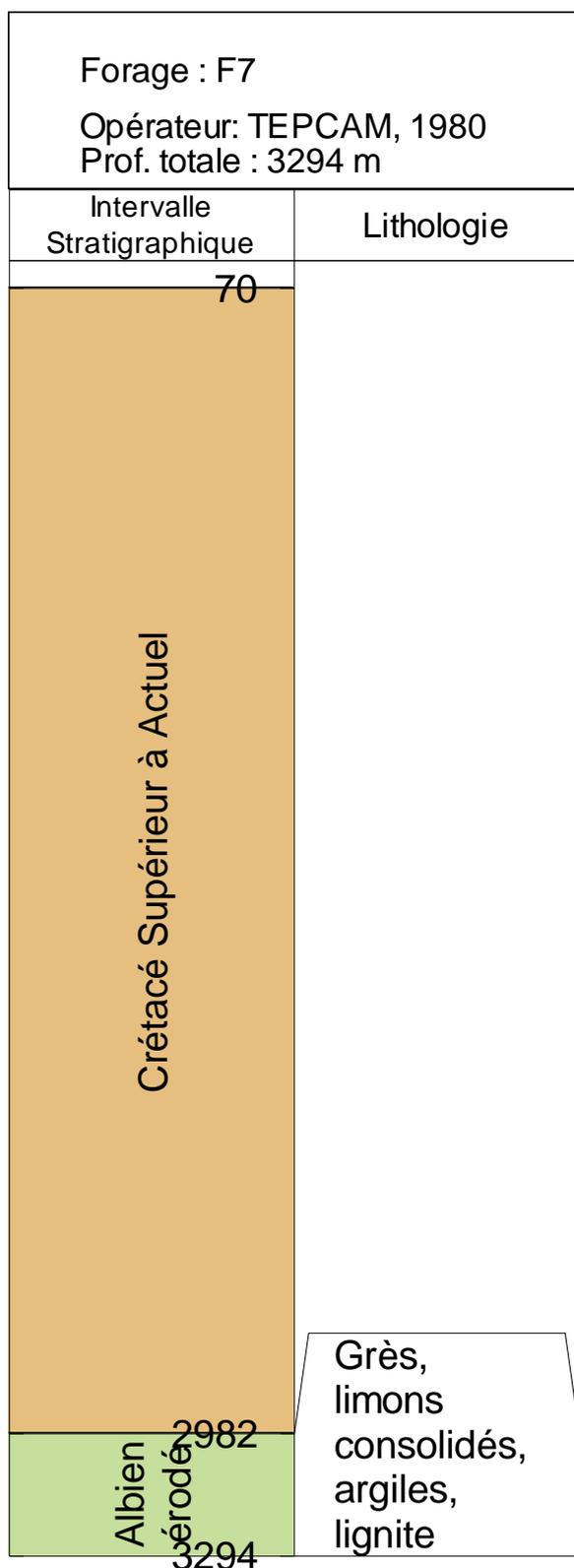
Annexe 4. Puits digitalisé F4.



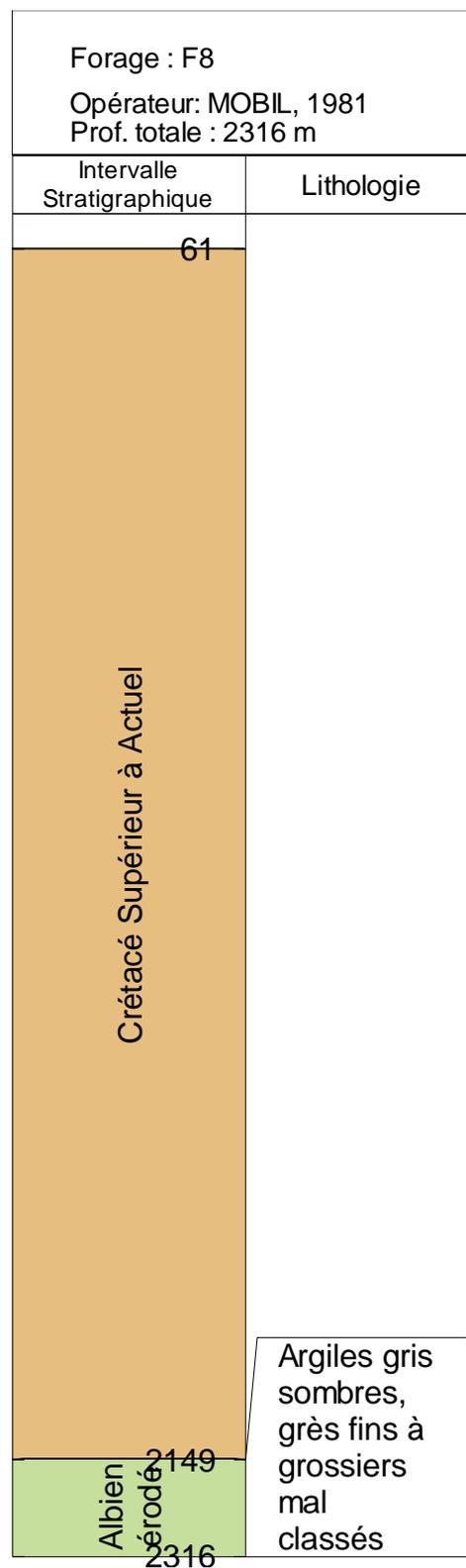
Annexe 5. Puits digitalisé F5.



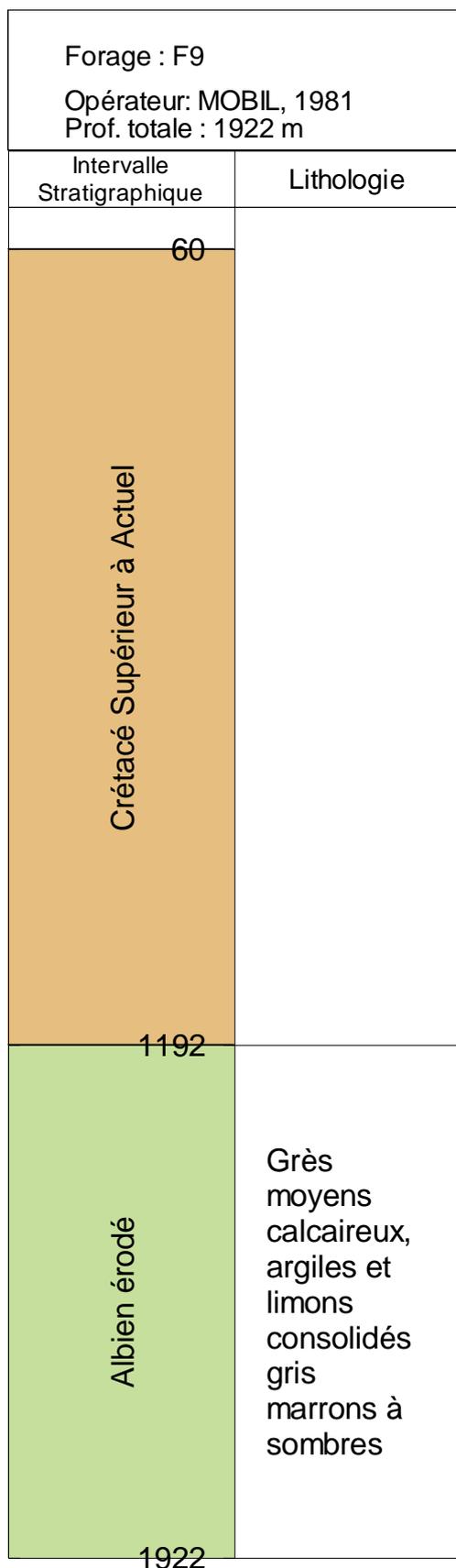
Annexe 6. Puits digitalisé F6.



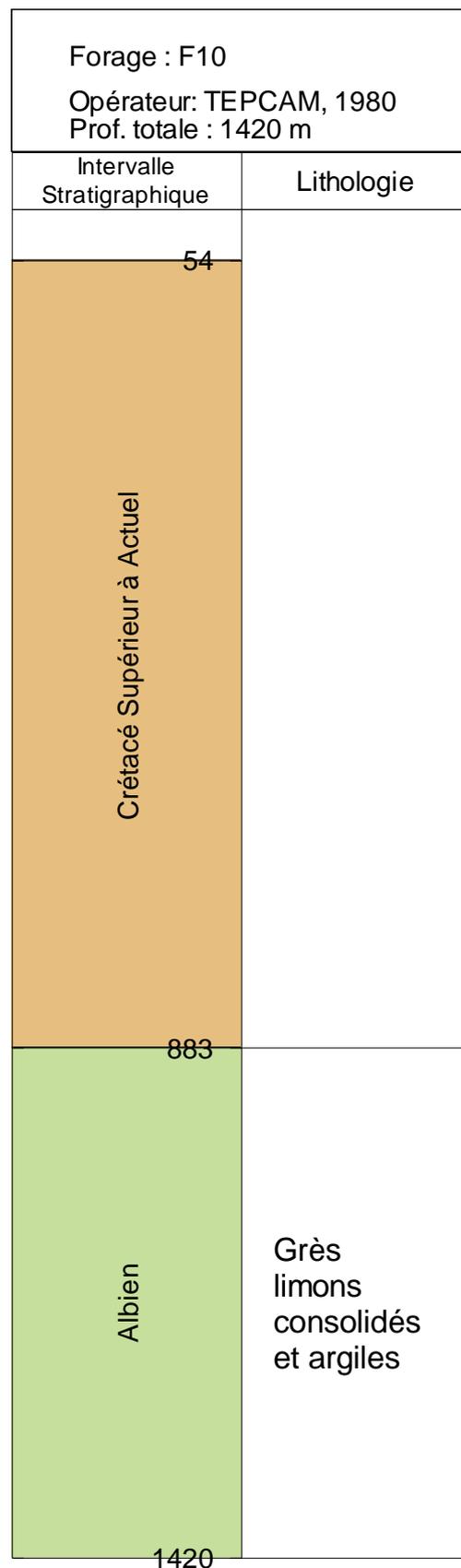
Annexe 7. Puits digitalisé F7.



Annexe 8. Puits digitalisé F8.



Annexe 9. Puits digitalisé F9.



Annexe 10. Puits digitalisé F10.

Forage : F11 Opérateur: KELLT, 1996 Prof. totale : 1383 m	
Intervalle Stratigraphique	Lithologie
49	
Crétacé Supérieur à Actuel	
430	
Albien érodé	Grès conglomératiques, argiles limoneuses gris sombres, limons consolidés
1383	

Annexe 11. Puits digitalisé F11.

Forage : F12 Opérateur: MOBIL, 1982 Prof. totale : 1479 m	
Intervalle Stratigraphique	Lithologie
55	
Crétacé Supérieur à Actuel	
574	
Albien érodé	Grès fins à grossiers, argiles limoneuses, glauconite et lignite
1479	

Annexe 12. Puits digitalisé F12.

Forage : F13	
Opérateur: MOBIL, 1980 Prof. totale : 1373 m	
Intervalle Stratigraphique	Lithologie
38	
Crétacé Supérieur à Actuel	
766	
Albien érodé	Grès conglomératiques, argiles limoneuses gris-sombres, limons consolidés
1373	

Annexe 13. Puits digitalisé F13.

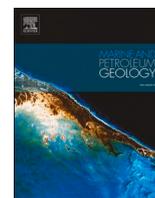
Forage : F14	
Opérateur: MOBIL, 1981 Prof. totale : 3301 m	
Intervalle Stratigraphique	Lithologie
98	
CSA	
183	
Albien érodé	
620	
Grès fins à grossiers, argiles gris sombres à noirs et limons consolidés	
3301	

Annexe 14 : Puits digitalisé F14.
CSA : Crétacé Supérieur à Actuel

Forage : F15 Opérateur: MOBIL, 1982 Prof. totale : 1750 m	
Intervalle Stratigraphique	Lithologie
114 Crétacé Supérieur à Actuel	
903 Aptien-Albien érodés	Grès fins à très grossiers, argiles gris sombres à noirs, limon consolidés gris
1750	

Annexe 15. Puits digitalisé F15.

PUBLICATION SCIENTIFIQUE



Research paper

Stratigraphical nature of the Top Albian surface, from seismic and wells data analyses, in the south Sanaga area (Cameroon Atlantic margin): Palaeogeographical significance and petroleum implications

Mike-Franck Mienlam Essi^{a,*}, Joseph Quentin Yene Atangana^a, Jean Marcel Abate Essi^b, Mbida Yem^a, Serge Edouard Angoua Biouele^c, Ponce Nguema^c, Calixte Tsimi Ntsengue^a

^a University of Yaoundé I, Faculty of Science, Department of Earth Sciences, PO. Box: 812, Yaoundé, Cameroon

^b Institute for Geological and Mining Research, Ore Processing Laboratory, PO. Box: 4110, Nlongkak, Yaoundé, Cameroon

^c National Hydrocarbon Corporation of Cameroon (NHC), PO. Box: 955, Yaoundé, Cameroon



ARTICLE INFO

Keywords:

Wells-Cameroon Span seismic lines-top Albian surface-unconformity- correlative conformity-margin uplift-south Sanaga area

ABSTRACT

The study area is located at the southern part of the Cameroon Atlantic Margin (CAM) in the Gulf of Guinea. This work analyses 20 wells and 02 Cameroon Span seismic lines to re-examine the stratigraphical nature of the Top Albian surface of the CAM for a better understanding of the basin evolution. The results obtained by wells analysis show that, from the Douala sub-basin (Dehane) onshore to the Kribi-Campo continental slope, the Top Albian surface has an erosive shape. The seismic analysis reveals that this surface has two characters: erosive from the continental shelf to continental slope and concordant in the deep basin. This observation indicates that the Top Albian surface corresponds to an unconformity (u/c) on shallow waters with its correlative conformity (cc) in deep basin. The erosive form was amplified by erosion caused by the margin uplift. The combination of seismic and wells data reveals that in shallow waters, the Top Albian u/c erodes Aptian-Albian deposits. These sediments mainly consist of sandstones, shales and evaporitic unit. The occurrence of dark shales before late Albian epoch, suggests that the Douala/Kribi-Campo (DKC) Basin was already transgressed by marine sediments at this time. Hence, the Top Albian surface resulted probably from a relative sea-level fall, mainly caused by the tectonic uplift. The 3D modeling carried out provides a better resolution of its distribution in the study area. This surface boundary has regional extension on the DKC Basin. Furthermore, the Top Albian surface seals both good sandstones reservoir rocks and dark shales source-rocks in the studied basin.

1. Introduction

Located in the Gulf of Guinea, the study area belongs to the Cameroon Atlantic Margin (CAM) and stretches for about 402 km (Sayer et al., 1992), from Nigeria to the border with Equatorial Guinea. This domain is divided by the Cameroon Volcanic Line (CVL) into two components (Fig. 1). The northwest component corresponds to the Rio Del Rey Basin while the southeast part is represented by the Douala/Kribi-Campo (DKC) Basin. Moreover, the DKC Basin is subdivided into Douala and Kribi-Campo sub-basins. The DKC Basin has been investigated by several works including both industry (Phillips, 1990; Pauken, 1992; Nguene et al., 1992; ECL, 2001; Bray et al., 2003; Loule et al., 2018) and academia (Njike Ngaha, 1984; Ngueutchoua, 1996; Helm, 2009; Mbida, 2012; Mbesse, 2014). DKC Basin is

characterized by a sedimentary cover exceeding 8 km in deep offshore (Mbida, 2012), dated late Jurassic to Recent (Loule et al., 2018). This sedimentation is subdivided, from the top basement to the seabed, into six main unconformities, namely Top Albian, Campanian, Danian, Oligocene, Middle Miocene and Messinian.

The local cretaceous eustatic curve of the CAM proposed by Iboum Kissaka et al. (2016) and even the Global cretaceous Eustatic curve of Haq (2014), show that the Middle Cretaceous (Barremian to Late Albian) is globally considered as a transgressive period with a highstand sea-level reached at Late Cretaceous (Cenomanian-Turonian). On the other hand, some studies realized in the study area and also in the Southwest African margin (CGG Robertson, 2015) reveal a highstand sea-level during Aptian-Albian period, suggesting that the Albian-Cenomanian boundary (Top Albian surface) is regressive.

* Corresponding author.

E-mail address: Essifranck@yahoo.fr (M.-F. Mienlam Essi).

<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105073>

Received 12 August 2020; Received in revised form 2 February 2021; Accepted 6 April 2021

Available online 15 April 2021

0264-8172/© 2021 Elsevier Ltd. All rights reserved.

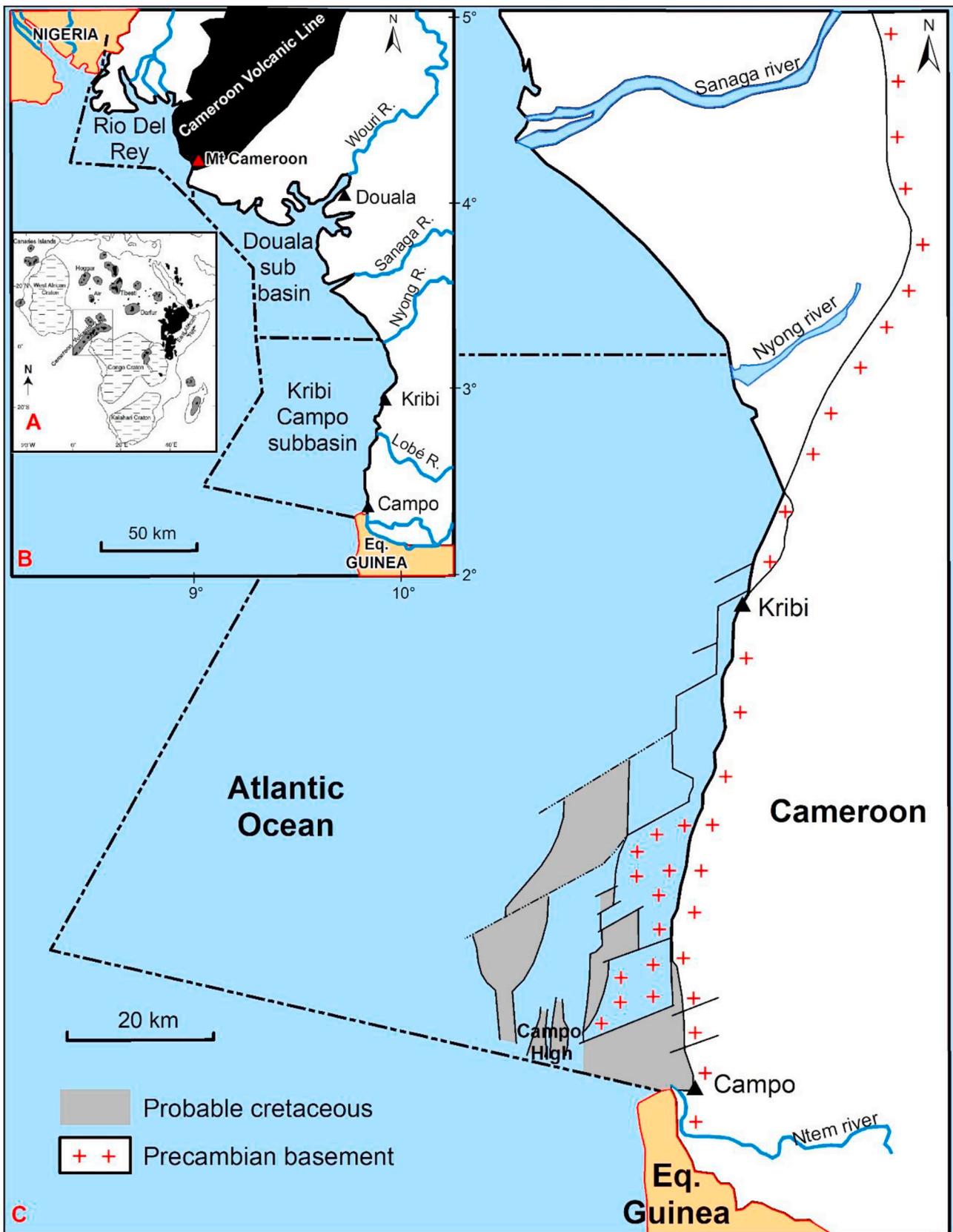


Fig. 1. A- Location of the Cameroon Volcanic Line in Africa B- Segmentation of Cameroon Atlantic Margin (CAM) C-Location of the study area (modified from Ntamak-Nida et al., 2010; Marcel et al., 2018).

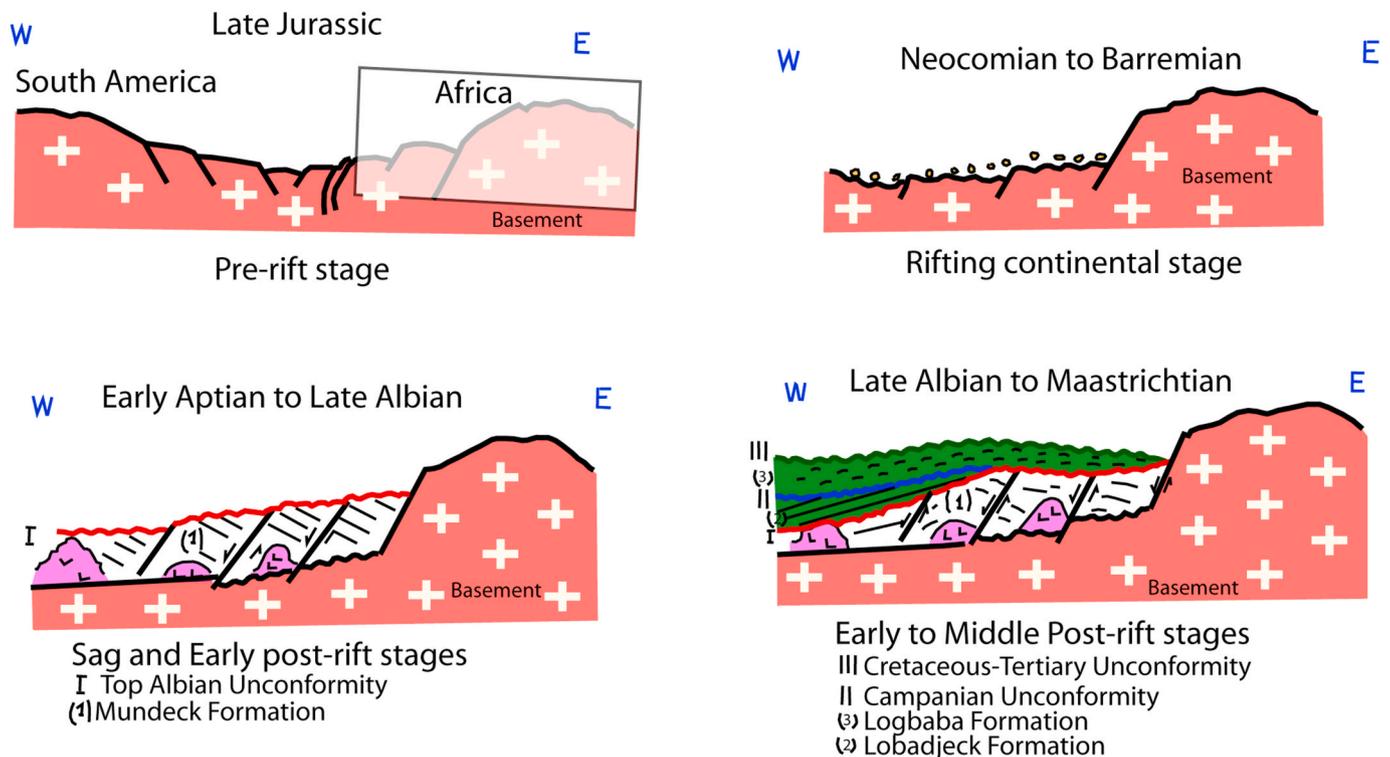


Fig. 2. Jurassic and Cretaceous tectonostratigraphic evolutions of the DKC Basin (modified from Abolo, 1996). Roman numerals represent unconformities and Arabic numerals are geological formations. Pre-Cenozoic unconformities are emphasized (I: Top Albian, II: Campanian and III: Cretaceous-Tertiary).

Therefore, the study of the nature of this surface is an interesting element in the characterization on the Cretaceous palaeogeography of the Southwest African margin in general and the CAM in particular.

The nature and origin of the Top Albian surface of the CAM remains controversial. The first group of authors (Fairhead, 1986; Wornardt et al., 1999; Benkhélil et al., 2002) suggests that it is an unconformity resulted from a margin uplift, which overlies syn-rift continental deposits, from the Early to middle Cretaceous and marine sediments from the Late Cretaceous. For the second group (Pauken, 1992; Coward et al., 1999), this unconformity was always present, but induced by a sea-level drop in late Albian times, as revealed by the fauna present in the Late Aptian sediments that recorded the first marine incursion on the margin. This suggests that seafloor spreading was already effective at that time or older age. The last group of authors (Iboum Kissaaka et al., 2016; Ngo Ntem et al., 2018), indicate that this surface constitutes an unconformity in the northern part of the Kribi-Campo sub basin, meanwhile in the southern part, it could be a maximum flooding surface. However, despite all these observations, the Top Albian surface has been recognized both in northern and southern parts of the margin (Pauken, 1992; Mbida, 2012; Iboum Kissaaka et al., 2016; Ngo Ntem et al., 2018), indicating its wide extension.

In Norway, Glørstad-Clark et al. (2010) used seismic and wells data to study the Triassic seismic sequence stratigraphy and paleogeography of the western Barents Sea area. In Cameroon, Iboum Kissaaka et al. (2016) also used this technique to study the post-rift depositional evolution and sequence stratigraphy from offshore of the Kribi-Campo

sub-basin. Loule et al. (2018) combined seismic and wells data to improve the characterization of the sedimentary cover during the re-evaluation of the oil potential of the DKC Basin.

This paper aims to (i) define the stratigraphical nature of the Top Albian surface of the CAM, (ii) understand the geological phenomenon responsible for its genesis and (iii) bring out its palaeogeographical and petroleum significances, using 2D seismic and wells data. This work will contribute to the knowledge of the Cretaceous Eustasy of the Southwest African margin in general and the CAM in particular.

2. Geological setting

The study area is located in the DKC Basin, precisely in a domain called south Sanaga area. Onshore, it is limited to north and the south by the Sanaga and Ntem Rivers (Fig. 1), respectively (Mbesse, 2014). The offshore zone is bounded to the south by the Campo High, next to the Rio Muni Basin (Equatorial Guinea). Its eastern and western borders correspond to the Precambrian basement and the Atlantic Ocean, respectively (Ntamak-Nida et al., 2010). Van Schmus et al. (2008) proposed that its geological evolution is related to the separation of the Congo craton (Central Africa) and Sao Francisco craton (NE Brazil) during the early to middle Cretaceous. The geodynamic evolution of this domain (Fig. 2) reveals four main stages (CGG Robertson, 2015): pre-rift, syn-rift, sag and post-rift stages. (1) The pre-rift stage (Late Jurassic) consists of Precambrian arkosic sandstones and conglomerates (Nguene et al., 1992; Wilson and Guiraud, 1992). Brownfield (2016) show that this

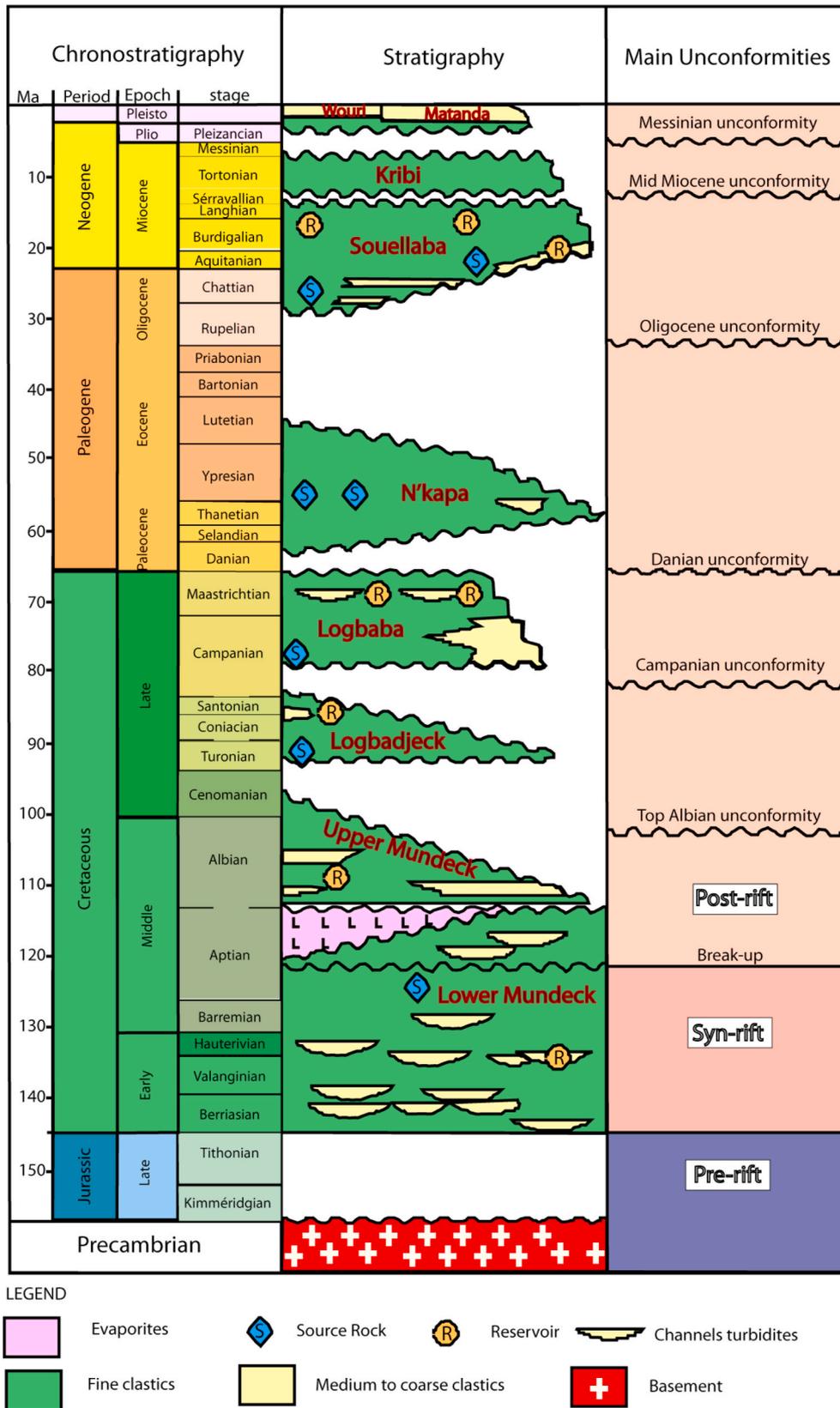


Fig. 3. Lithostratigraphic chart of the DKC Basin (modified from CGG Robertson 2015).

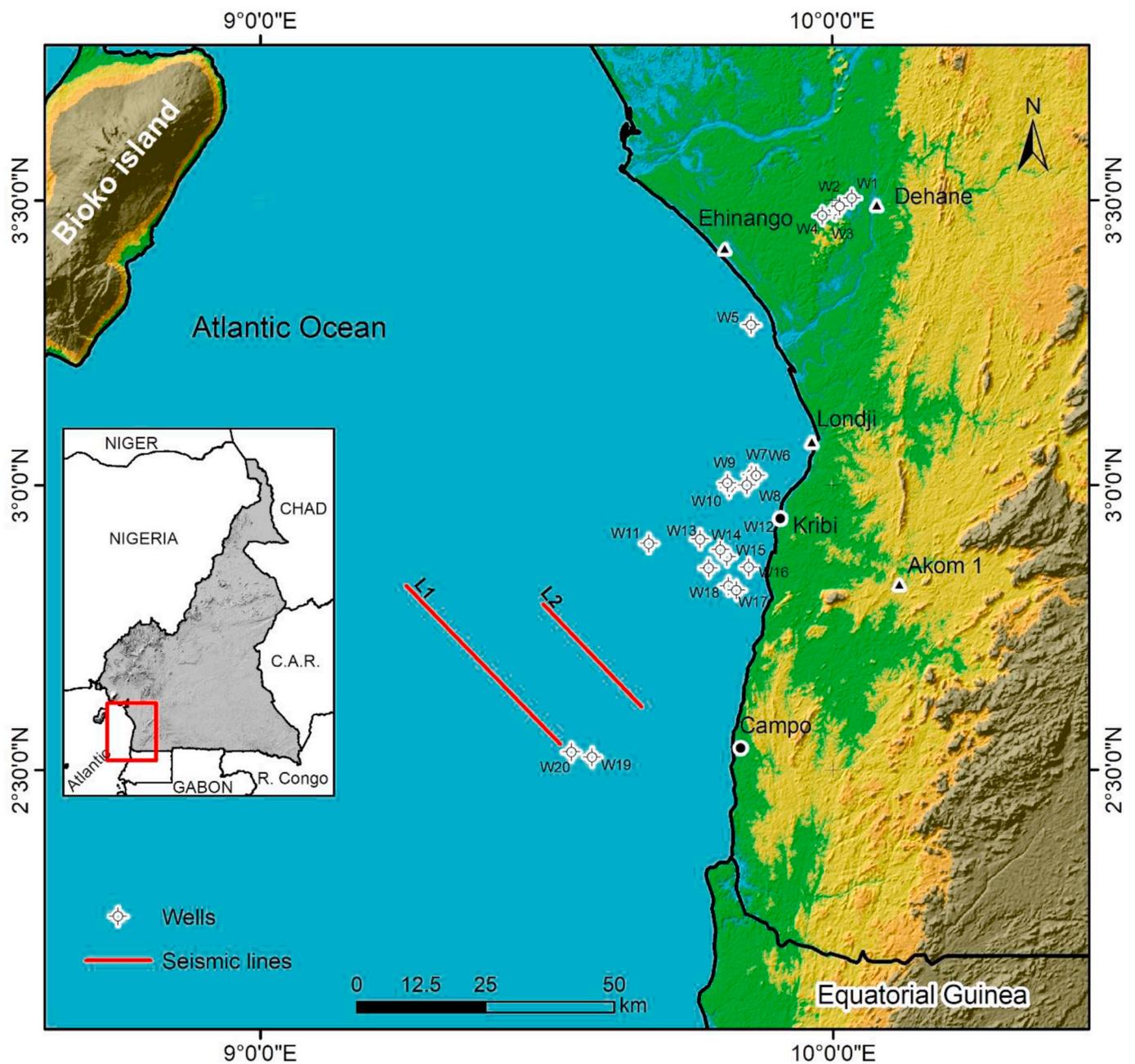


Fig. 4. Distribution of wells and seismic lines in the study area, C.A.R.: Central African Republic.

Table 1
Cameroon Span seismic acquisition Parameters.

Characteristics	Value
Seismic type	2D
streamer length	10,175 m
Source volume	7524 in ³
Record length	18 s
Sample rate	2 ms
Fold	102
Number of channels	408
Group interval	25
Shooting interval	50
streamer depth	9.5 m
Gun depth	8.5 m
Far offset	10,315 m
Near offset	140 m

Table 2
Parameters of seismic lines.

Seismic line (L)	Position on the margin	Direction	Total Length (km)	Total Depth (km)
L ₁	Deep basin	NW-SE	43	19.6
L ₂	continental-shelf to deep basin	NW-SE	28	6.8

Table 3
Parameters of Wells data.

Well (W)	Position on the margin	Type	Total Depth (m)	Stratigraphic interval
W1	onshore	Well log	1274	Albian to Campanian
W2	onshore	Well log	1193	Albian to Campanian
W3	onshore	Well log	1982	Albian to Campanian
W4	onshore	Well log	1414	Albian to Maastrichtian
W5	continental-shelf	Well log	3640	Albian to early Miocene
W6	continental-shelf	Well log	2464	Aptian to Pleistocene
W7	continental-shelf	Well log	2018	Late Albian to Pleistocene
W8	continental-shelf	Well log	2479	Aptian to Pleistocene
W9	continental-shelf	Well log	3126	Late Albian to Post Miocene
W10	continental-shelf	Well log	3475	Albian to Pleistocene
W11	continental-shelf	Well log	4215	Aptian to Recent
W12	continental-shelf	Well log	3294	Albian to Recent
W13	continental-shelf	Well log	2316	Albian to Recent
W14	continental-shelf	Well log	1922	Albian to Late Cenozoic
W15	continental-shelf	Well log	1420	Albian to Recent
W16	continental-shelf	Well log	1373	Albian to Late Miocene
W17	continental-shelf	Well log	1383	Albian to Recent
W18	continental-shelf	Well log	1478	Albian to Recent
W19	continental-shelf	Well log	3301	Aptian to Pleistocene
W20	continental-shelf	Well log	1750	Aptian to Pleistocene

Table 4

Main stratigraphical intervals identified on each well from Dehane onshore to Campo shallow marine; Ap: Aptian; Al: Albian; Ce: Cenomanian; Tu: Turonian; Co: Coniacian; Ca: Campanian; Sa: Santonian; Ma: Maastrichtian.

Well (W)	CRETACEOUS STAGES ENCOUNTERED							
	AP	AL	CE	TU	CO	SA	CA	MA
W1	✱	●	●	✱	●	●	●	✱
W2	✱	●	✱	✱	●	●	●	●
W3	✱	●	✱	✱	●	●	●	✱
W4	✱	●	✱	✱	●	●	●	✱
W5	✱	●	●	●	●	✱	●	●
W6	●	●	✱	✱	✱	✱	✱	●
W7	✱	●	✱	✱	✱	✱	✱	●
W8	●	●	✱	✱	✱	✱	✱	●
W9	✱	●	✱	✱	●	✱	●	●
W10	●	●	✱	✱	●	✱	●	●
W11	●	✱	✱	✱	●	✱	✱	●
W12	✱	●	✱	✱	●	✱	●	●
W13	✱	●	✱	✱	●	✱	●	●
W14	✱	●	✱	✱	✱	✱	✱	●
W15	✱	●	✱	✱	✱	✱	✱	●
W16	✱	●	✱	✱	✱	✱	✱	✱
W17	✱	●	✱	✱	✱	✱	✱	✱
W18	✱	●	✱	✱	✱	✱	✱	✱
W19	●	●	✱	✱	✱	✱	✱	✱
W20	●	●	✱	✱	✱	✱	✱	✱

(✱) absent.

(●) Present.

section occurs in the deeper offshore parts of the DKC Basin. On the onshore part, there is no evidence of pre-Cretaceous sediments either in wells or at outcrops. (2) The syn-rift stage (Berriasian to Barremian) consists of continental conglomerates, sandstones with lacustrine shales, limestones, and marlstones. They are unconformably overlying Precambrian basement. (3) The sag (rift–drift transition) phase, dated early to middle Aptian, represents the onset of seafloor spreading (Coward et al., 1999; Brownfield, 2016). During this stage, the deposition of evaporite units occurred (Fig. 2). These deposits were reached in Kribi-Campo offshore sub-basin throughout the Kribi Marine-1 (Nguene et al., 1992; Pauken, 1992; Lawrence et al., 2002; Meyers et al., 1996). Moreover, other salt units have been recognized on the continental-shelf in the study area using seismic data (Mbida, 2012; Loule et al., 2018). (4) The post-rift stage (middle Aptian to Recent) was marked by the opening of the Atlantic and the development of structures linked to the gravity sliding (Mvondo, 2010) due to gravitational instability of the margin, uplift, salt movement, and the regional tectonic episode (Lawrence et al., 2002; Turner et al., 2003; Ntamak-Nida et al., 2010).

The stratigraphic evolution involves from bottom upwards, nine formations (Fig. 3). They are Lower Mundeck (Berriasian to middle Aptian). Upper Mundeck (Albian to Cenomanian), Logbadjeck (Turonian to early Campanian), Logbaba (middle Campanian to Maastrichtian), N'kapa (late Danian to Lutetian), Souellaba (Oligocene to middle Miocene), Kribi (middle Miocene), the Wouri and Matanda (Pliocene to Recent). All these formations were deposited in specific environments on the DKC Basin. Thus, this work will put a special emphasis on the paleogeography during the Cretaceous period.

The palaeogeographic evolution of the Early Cretaceous period starts with arid climatic regime from the Berriasian (SPT, 1995). Subsidence, related to syn-extension, conducted to the accumulation of fluvial and lacustrine clastic sediments, corresponding to the deposition of the Lower Mundeck Formation (Ntamak-Nida et al., 2010). This tectonic event was a precursor to seafloor spreading during the Aptian (Nurnberg and Muller, 1991; Pauken, 1992; Wilson and Guiraud, 1992; Coward et al., 1999; Pletsch et al., 2001). Likewise, this sea level continued to increase until the late Albian, marking the onset of oceanic spreading. The final breach of this domain occurred at this time (104 Ma, Heine

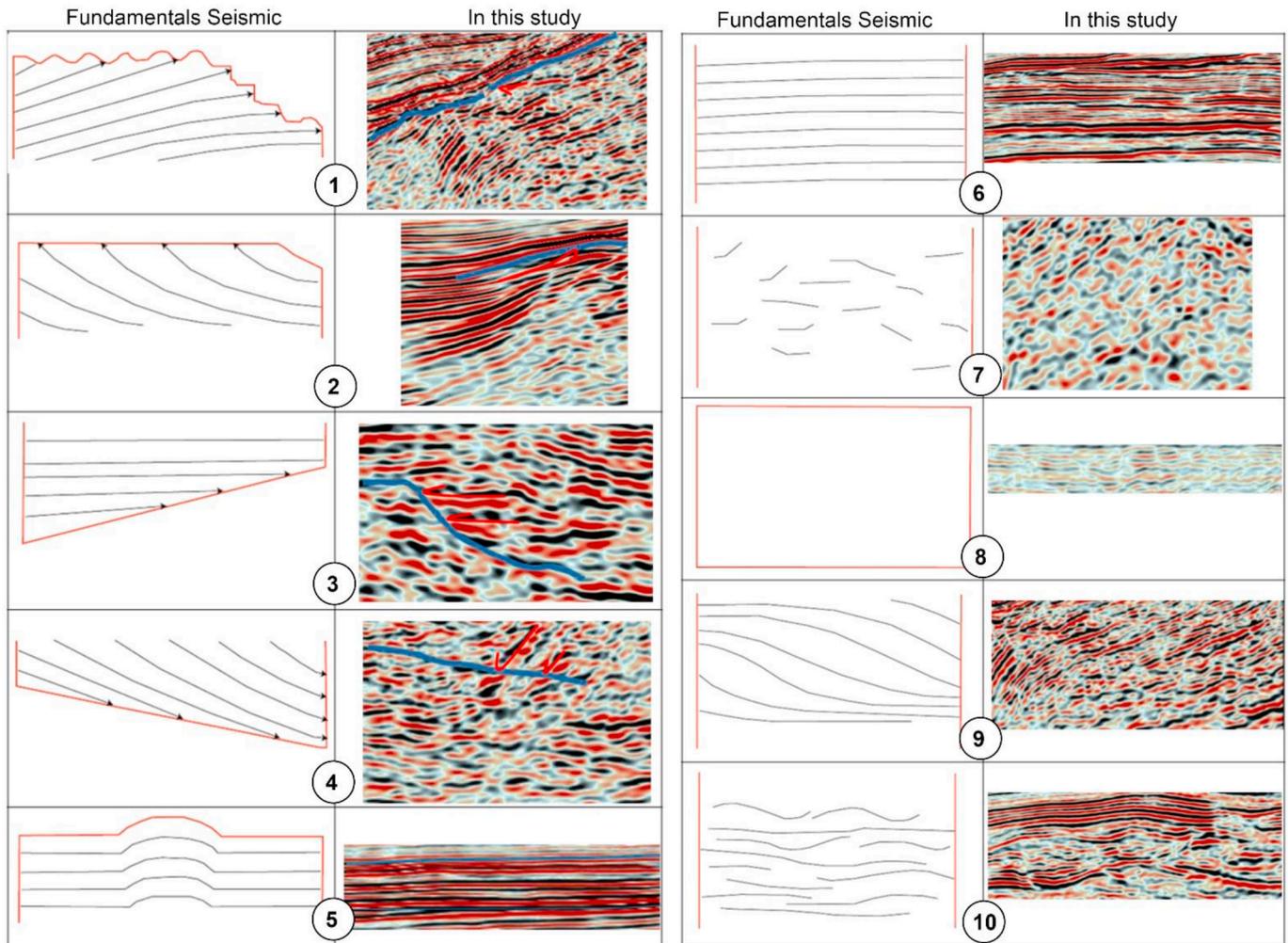


Fig. 5. Seismic boundaries and Internal reflections patterns. Seismic boundaries are 1: erosional truncations, 2: toplap, 3: concordant, 4: onlaps, 5: downlap, 6: concordant. Internal reflections patterns are 6: parallel, 7: chaotic, 8: Reflection free, 9: sigmoidal, 10: Hummocky (modified from Mitchum et al., 1977; Glørstad-Clark et al., 2010).

et al., 2013). The present work will demonstrate that a relative sea level fall combined with tectonic uplift, caused the development of a major diachronous unconformity, recognized along the Gulf of Guinea and called “*Top Albian unconformity*”. Moreover, SPT (1995) has shown that at the end of the Middle Cretaceous, the DKC Basin and even most Equatorial Africa were dominated by marine sedimentation. During the late Cretaceous, uplift and erosion continued in the DKC Basin and removed pre-Campanian sediments. Furthermore, a progressive westward progradation of the shelf occurred and caused a relative sea level fall during the late Maastrichtian (Nguene et al., 1992). Evidence is shown by the development at this time of a Cretaceous-Tertiary boundary (Danian u/c) (Fig. 2), known on outcrops (Mbesse, 2014) and even in offshore domain (Mvondo, 2010).

3. Data and methodology

3.1. Data

Data analyzed in this study include seismic lines and wells data (Fig. 4). They were provided by the National Hydrocarbon Corporation (NHC) of Cameroon. Two 2D offshore seismic lines of approximately 602 km² total areal, that cover the shelf and deepwater portions of the Kribi-Campo area, have been used. They were recorded in 2005 by ION Global Exploration Technology during the Cameroon Span campaign. The acquisition parameters of the seismic data are presented in Table 1. Raw data were first processed using Geovector 8.1 and Rai-Born migration code softwares. The migration steps are as follows: (1) collecting mirror points; (2) deconvolution, (3) return of gains, (4) velocity analysis and (5) summation of multiple coverage traces. This processing went up to depth-migration. They are high quality data characterized by

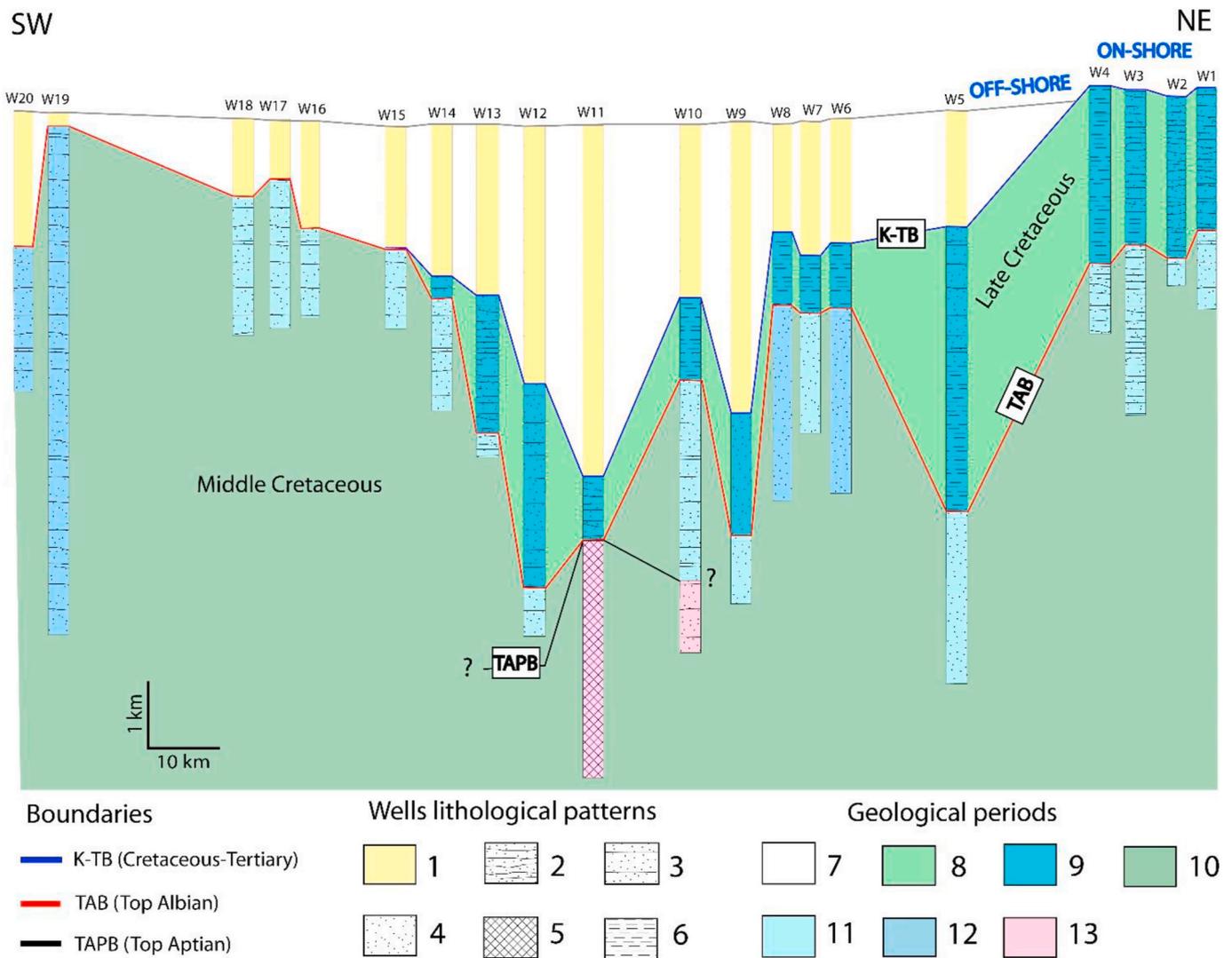


Fig. 6. Wells section. 1: unstudied interval, 2: shales interbedded with sandstones, 3: sandstones interbedded with shales, 4: sandstones, 5: salt unit with anhydrite, 6: Shales, 7: Paleocene to Recent, 8: Late Cretaceous, 9: Maastrichtian-Cenomanian, 10: Middle Cretaceous, 11: Albian, 12: Aptian-Albian, 13: Aptian.

deep penetration down to 10 km. The results are sufficient for a detailed stratigraphical interpretation of the seismic profiles. The seismic reflections have an American polarity characterized by a positive amplitude normally displayed in black and a negative amplitude displayed in red. The main parameters of each line have been presented in Table 2.

The twenty wells used in this paper are well logs, collected from several drilling campaigns carried out between 1961 and 2000, by ELF-SEREPKA, MOBIL, TOTAL, KELT, PHILIPS and NHC companies (Fig. 4). They spread from Douala sub-basin onshore to Kribi-Campo deep offshore. The wells reach depths from 1 to 4 km deep below seabed and their stratigraphic interval ranges from Aptian to Recent. They have been chosen for the reliability of their data, including lithostratigraphy and chronostratigraphy. They cover a total areal of 6600 km² on the margin. The characteristics of each well are presented in Table 3.

3.2. Methodology

3.2.1. Wells data analysis

This stage was performed according to these four main steps: (1) gathering of middle and late Cretaceous lithostratigraphic data issued from each well, (2) identification of top formations in different wells, (3) correlation of lithostratigraphic intervals between wells tops, and (4) construction of lithostratigraphic wells section. Through this wells section, it is possible to identify main boundaries which subdivided the sedimentation, including the Top Albian surface. A 3D model of this surface was constructed over the DKC area, using Geological Data Modeling (GDM Suite) software, developed by the BRGM (Bureau des Recherches Géologiques et Minières-France). The Multilayer extension from GDM suite (version 7.2) is used to build the 3D geological models illustrated in this work based on Well log data. The first step of this program is to define the stratigraphic pile of different

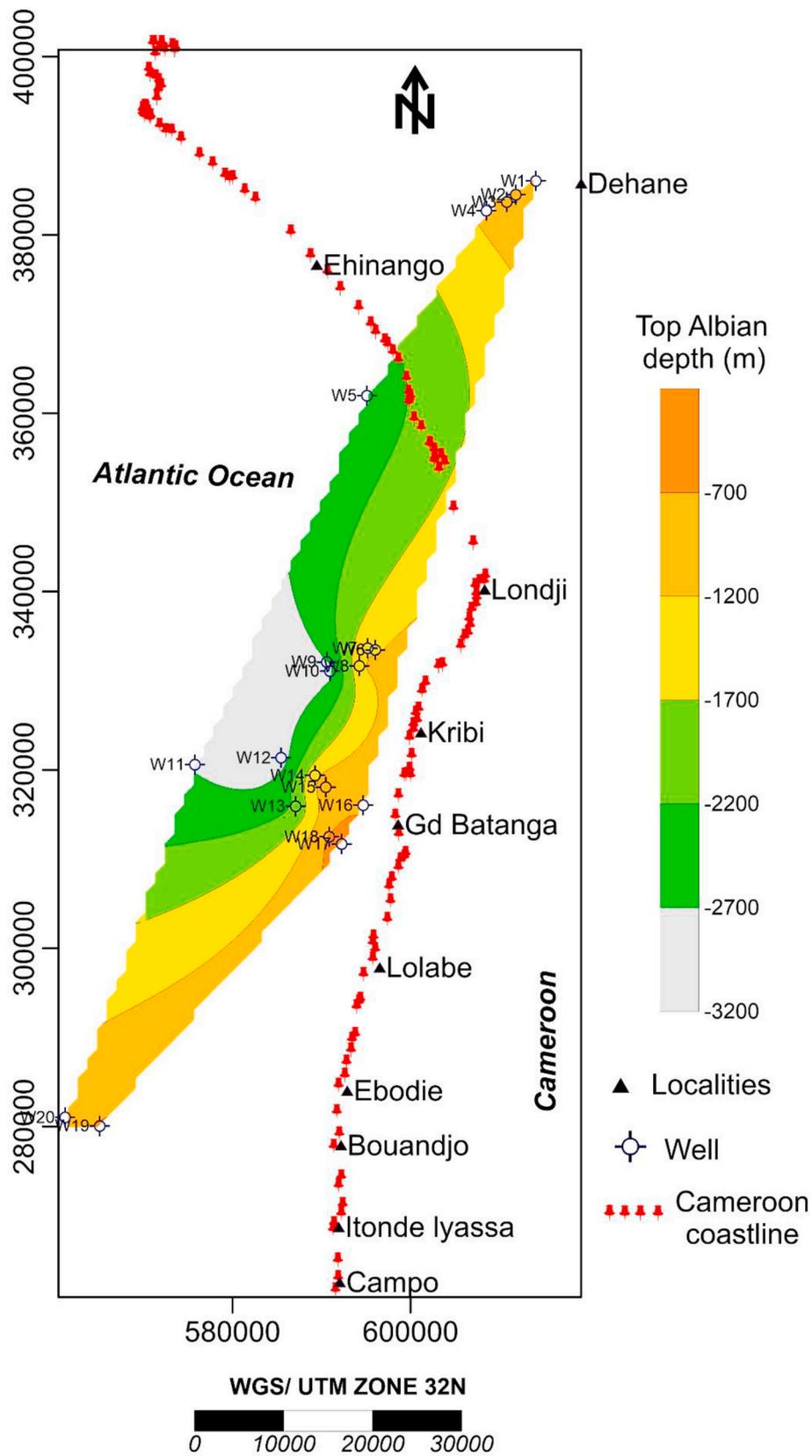


Fig. 7. Spatial distribution of the Top Albian in the study area from wells data analysis.

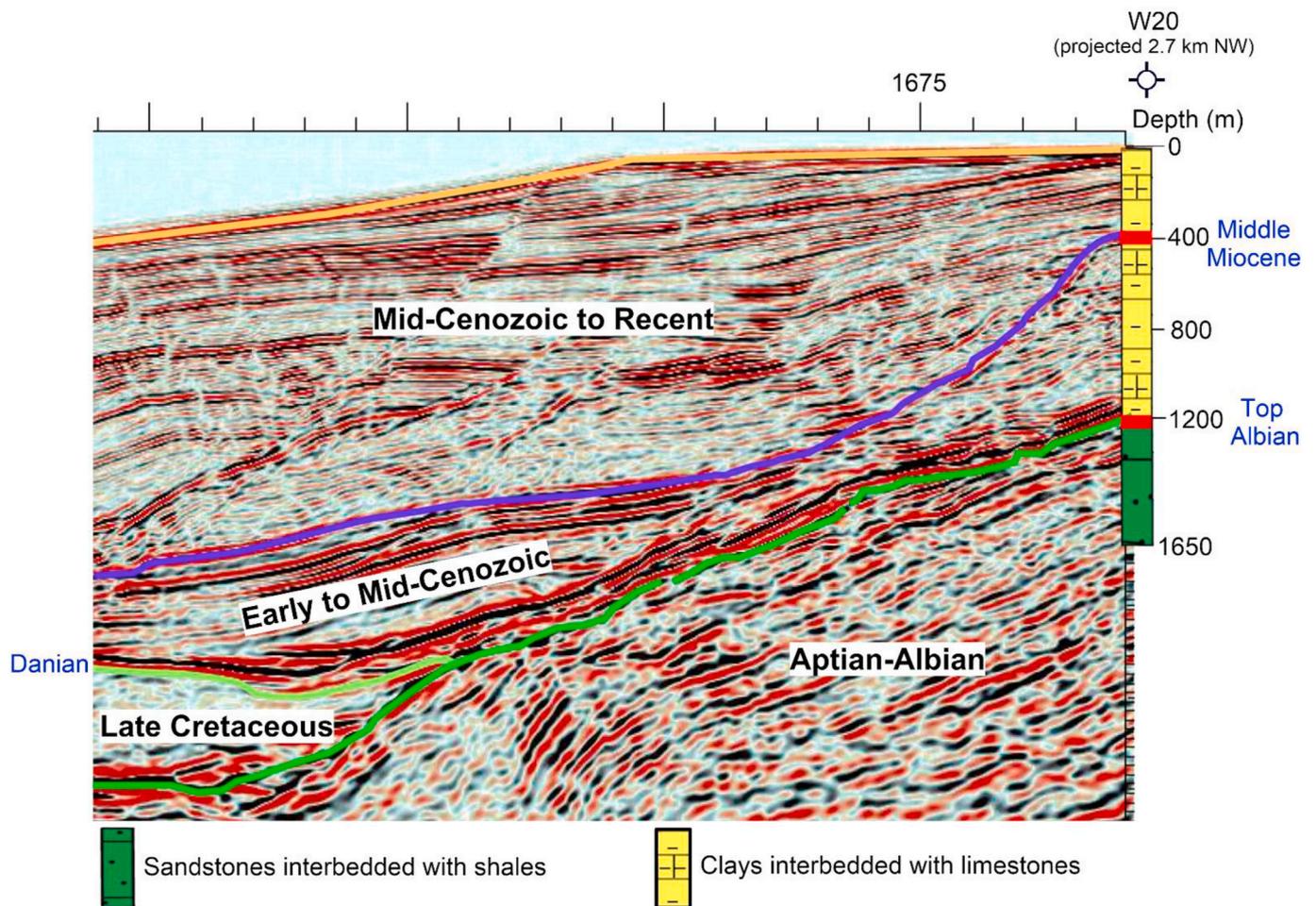


Fig. 8. Seismic Line L₁-well W₂₀ calibration to mark the Top Albian surface. The Middle Miocene surface and Danian surfaces are also identified. The well W₂₀ shows clays interbedded with limestones from Early Cenozoic to Recent and Aptian-Albian Sandstones interbedded with shales observed between 1200 and 1650 m.

lithologies present in the dataset. After, data are coded according to the framework provided by this sedimentary cover. Finally, interfaces of formations are interpolated and combined each other. The interpolation consists of constructing a regular grid at the nodes of which are estimated the variables of interest (formation top, formation thickness), from the data available.

3.2.2. Offshore seismic data analysis

To optimize the results obtained from the wells correlation, 2D seismic data was interpreted using the terminologies of standard seismic stratigraphy techniques (Mitchum and Vail, 1977; Mitchum et al., 1977a, 1977b; Vail et al., 1987; Duval et al., 1993) and the observations of recent studies (Glørstad-Clark et al., 2010; Catuneanu et al., 2011; Lenhart et al., 2019). The methodology can be summarized as follows: (1) well-to-seismic calibration, (2) Identification and description of seismic sequences (including sequence boundaries and main seismic facies) and (3) correlation of seismic analysis results with the geological context of the study area based on previous studies.

- (1) The well-to-seismic calibration consisted to mark mainly the Top Albian surface identified from wells on the seismic data. Also, this step permits to define the seismic portion not taken in account in this study (Cenozoic to Recent). Therefore, the seismic characters from stratigraphical surfaces, enable to identify and characterize the sedimentary pile present in areas not reached by wells.
- (2) This step was carried out based on the identification and description of seismic sequences within the studied interval. The delineation of sequences boundaries has been realized through the identification of reflection terminations. Basically, there are five main types of reflection terminations to delineate the base and the top of seismic sequences namely onlap, downlap, toplap, erosional truncation and concordant (Fig. 5). After that, based on internal parameters of reflections (amplitude, continuity, frequency) and external characteristics (configuration), the information on seismic facies has been defined. Seismic reflection patterns may be parallel, subparallel, divergent, prograding (sigmoid, oblique), chaotic, and reflection free/transparent (Fig. 5).

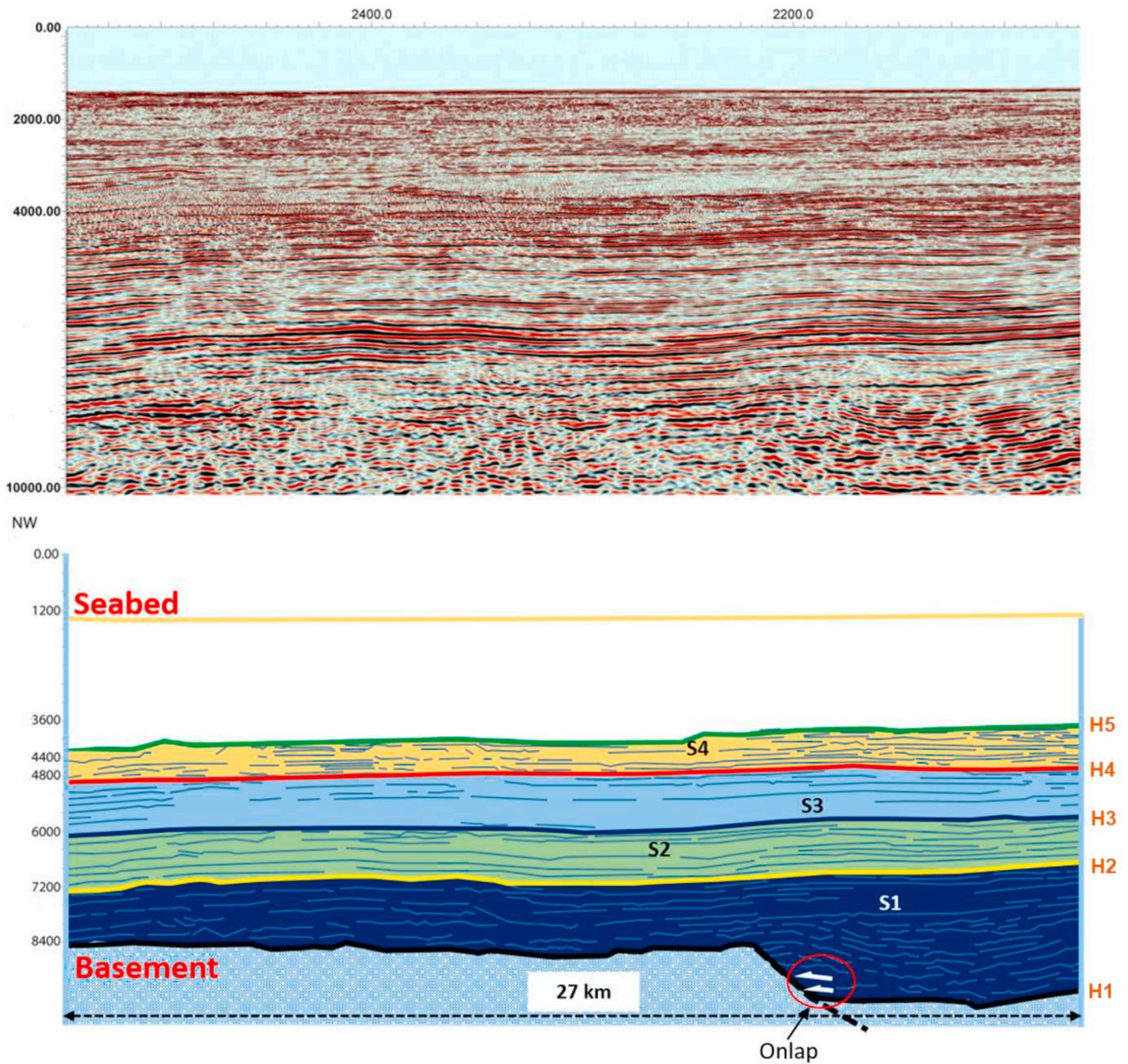


Fig. 9. Seismic Horizons (H) and sequences (S) encountered in deep offshore in the southern part of the study area. This section represents the Southeast side of the seismic line L₁. The white portion below seabed is not concerned by this work. Horizons are noted from H₁ to H₅. “Onlap”, “toplap”, “downlap”, “erosional truncations” terminations are marked by arrows. KCH: Kribi-Campo High.

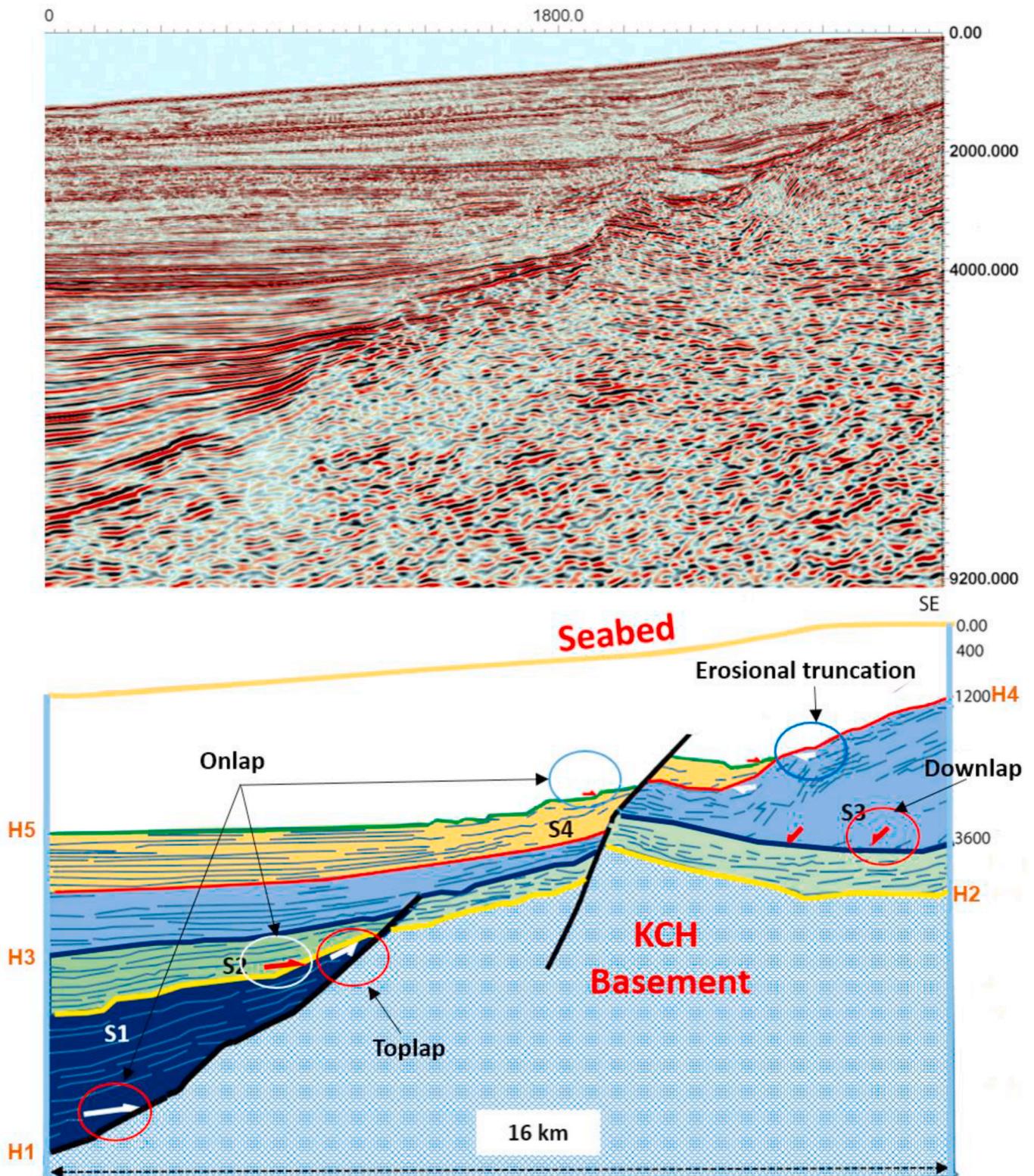


Fig. 10. Seismic Horizons (H) and sequences (S) encountered in the Northwest side of the seismic line L₁. “Onlap” terminations (arrows) are visible in the depo-center zone.

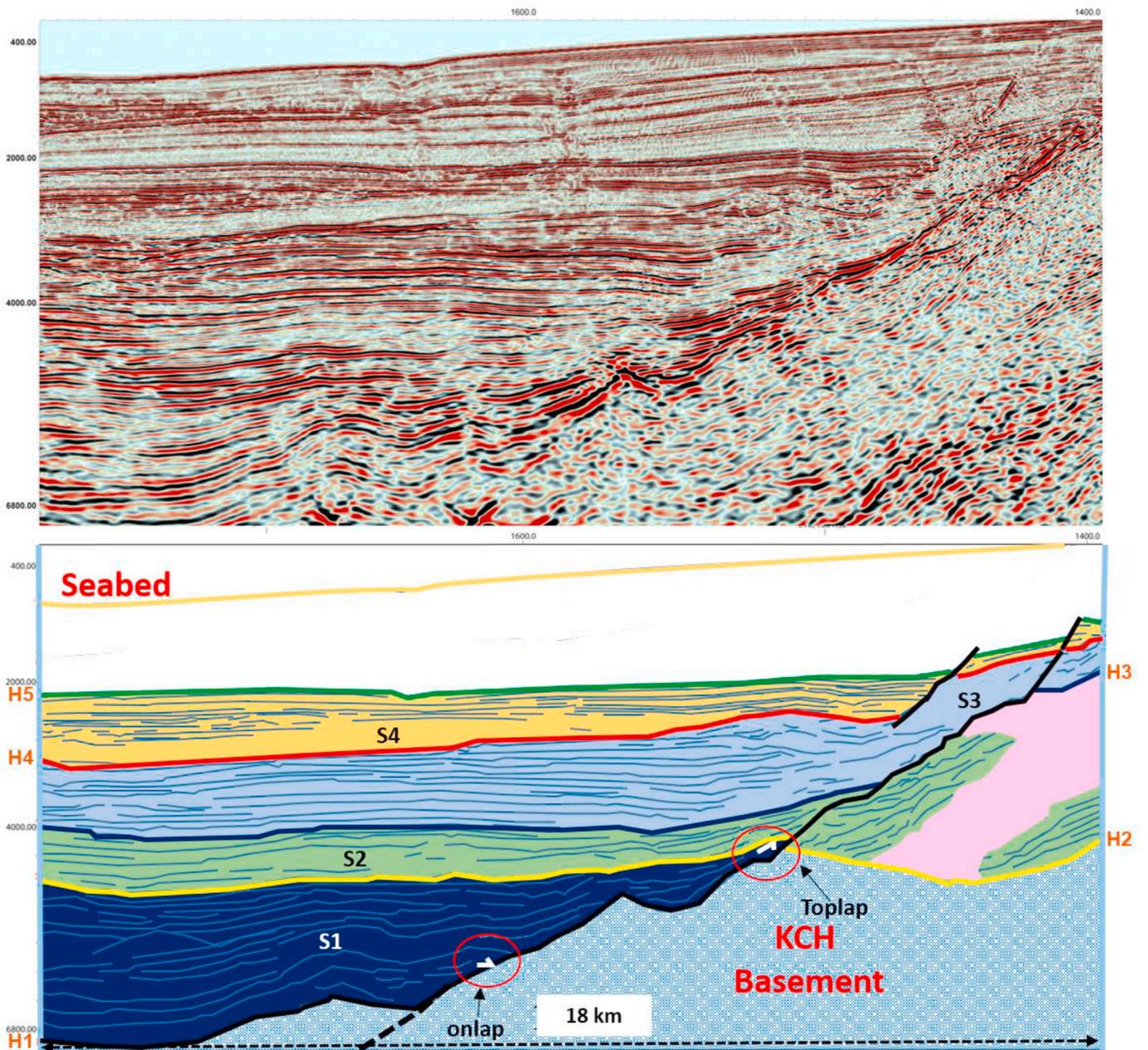


Fig. 11. Seismic horizons (H) and sequences (S) encountered in deep offshore in the southern part of the study area. This section represents the NW side of the seismic line L₂. “Onlap”, and “toplap” terminations (arrows) are visible in deep basin. Evaporitic facies is illustrated in pink layer. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

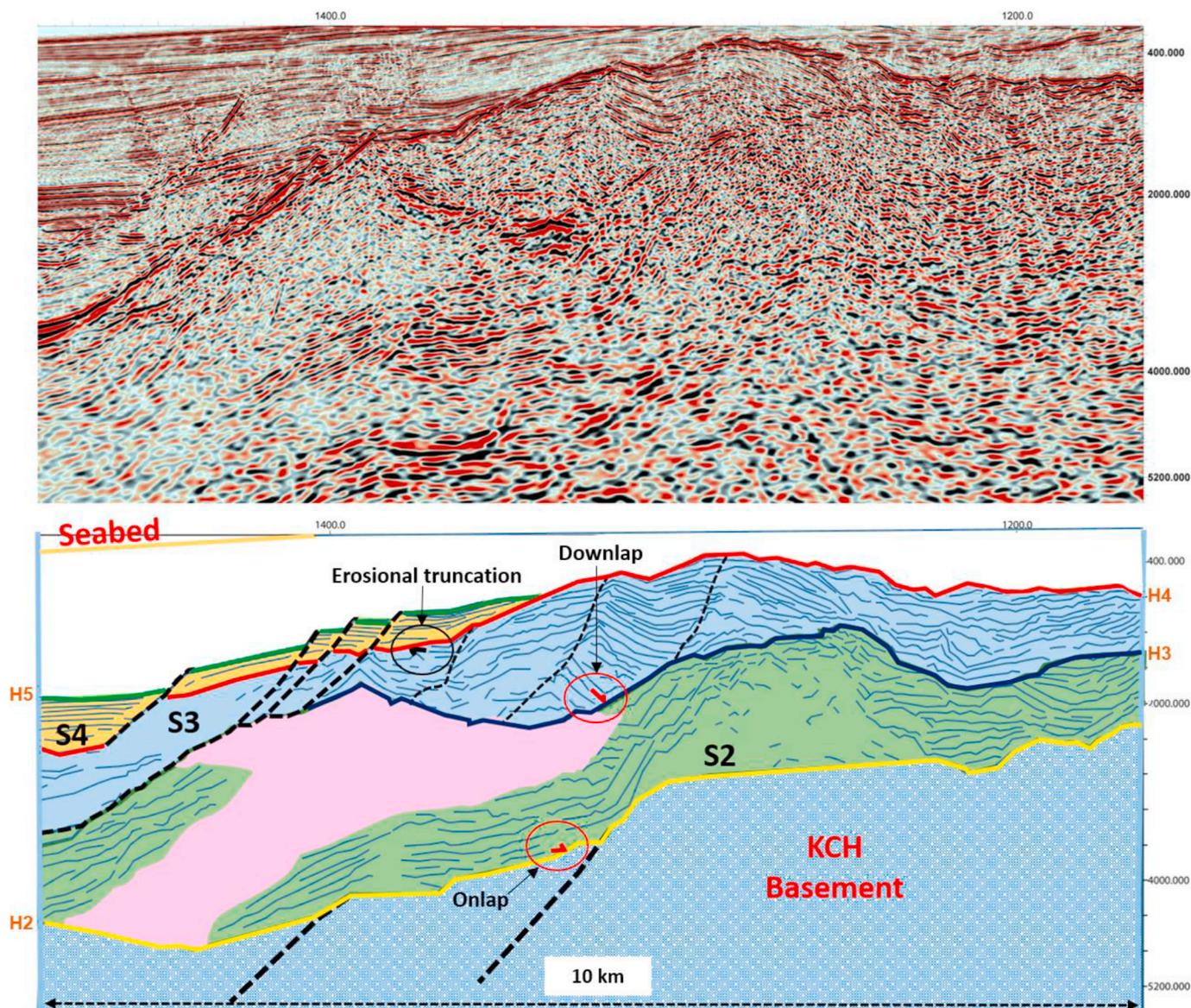


Fig. 12. Seismic Horizons (H) and sequences (S) observed on the seismic line L_2 in the NE side. “Onlap”, “downlap” and “erosional truncations” terminations (arrows) are visible in the sequences S_1 , S_2 and S_3 . Evaporitic facies is illustrated in pink layer. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

(3) The seismic to study area context correlation, mainly to highlight the chronostratigraphic significances of horizons and sequences existing within the Pre-Cenozoic period, and deduce the main sedimentation phases (Pre-rift, syn-rift, sag, and post-rift).

4. Results

4.1. Wells data

The analysis of chronostratigraphic data issued from wells reveals that the Cretaceous period is present in both onshore and offshore parts.

This geological period is represented by the Late and the Middle Cretaceous on the wells (Table 4). No well reaches the Early Cretaceous.

A general cross section of all the 20 wells is presented (Fig. 6). It trends NE-SW and goes from Dehane onshore to the Campo continental shelf edge. This section illustrates the distribution of the strata present in the subsurface of DKC Basin. Three boundaries are highlighted on Fig. 6. They are respectively from bottom to top:

- “Top Aptian” noted TAPB, which delineates Aptian-Albian sediments, is only clearly defined in two wells (W_{10} and W_{11}). Its lateral extension is weakly represented;

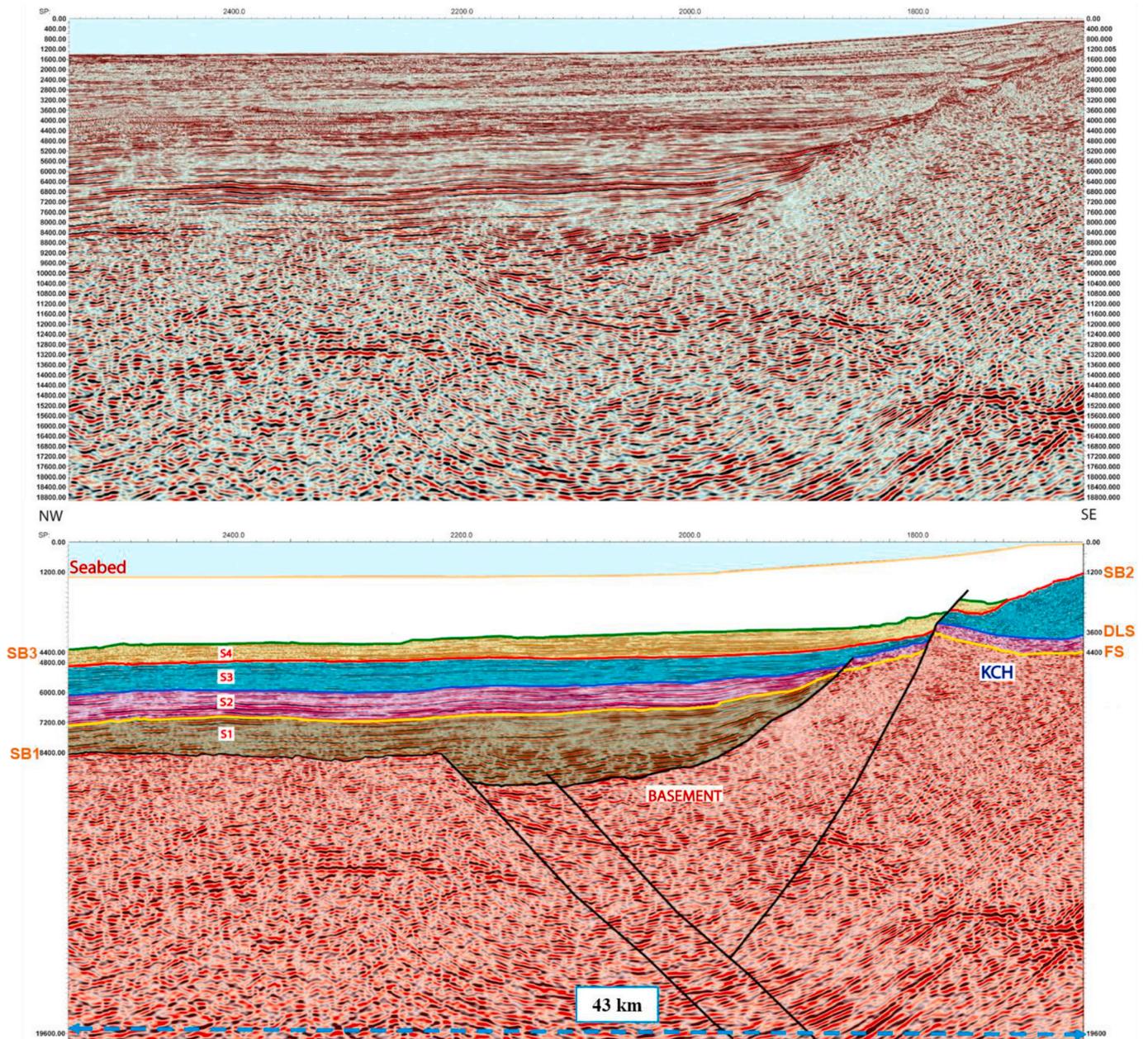


Fig. 13. Horizons (H) and seismic sequences (S) observed on the seismic line L_1 , located in deep basin of the study area. KCH: Kribi-Campo High.

- **“Top Albian”** labelled ‘TAB’, which delimitates middle and late Cretaceous deposits. The Middle Cretaceous mainly consists of sandstones banks thicker than clay banks, while the Late Cretaceous shows the contrary. The Top Albian surface extends from onshore to the deepwater of the study area and indicates an unconformity based on the observations of drilling reports.
- **“Cretaceous-Tertiary”** noted ‘K-TB’, which overlies Maastrichtian deposits which are mostly eroded at the top. This surface is also an unconformity and it is not observed beyond the well W_{16} .

The Middle Cretaceous period is represented by Albian and Aptian times. Albian is more representative and observed from Douala sub-basin onshore to the Campo continental-shelf, while the Aptian is only observed in the Kribi-Campo area (Table 4). The lithologies of Aptian-Albian times mainly consist of sandstones, shales and evaporitic units (Fig. 6). The occurrence of dark shales within this period, indicates marine deposits (Arthur and Sageman, 1994). This observation suggests that the Top Albian u/c observed could follow a sea level rise perhaps related to subsidence caused by margin uplift or to seafloor spreading. The 2D spatial distribution of this surface, issued by wells analysis, in the

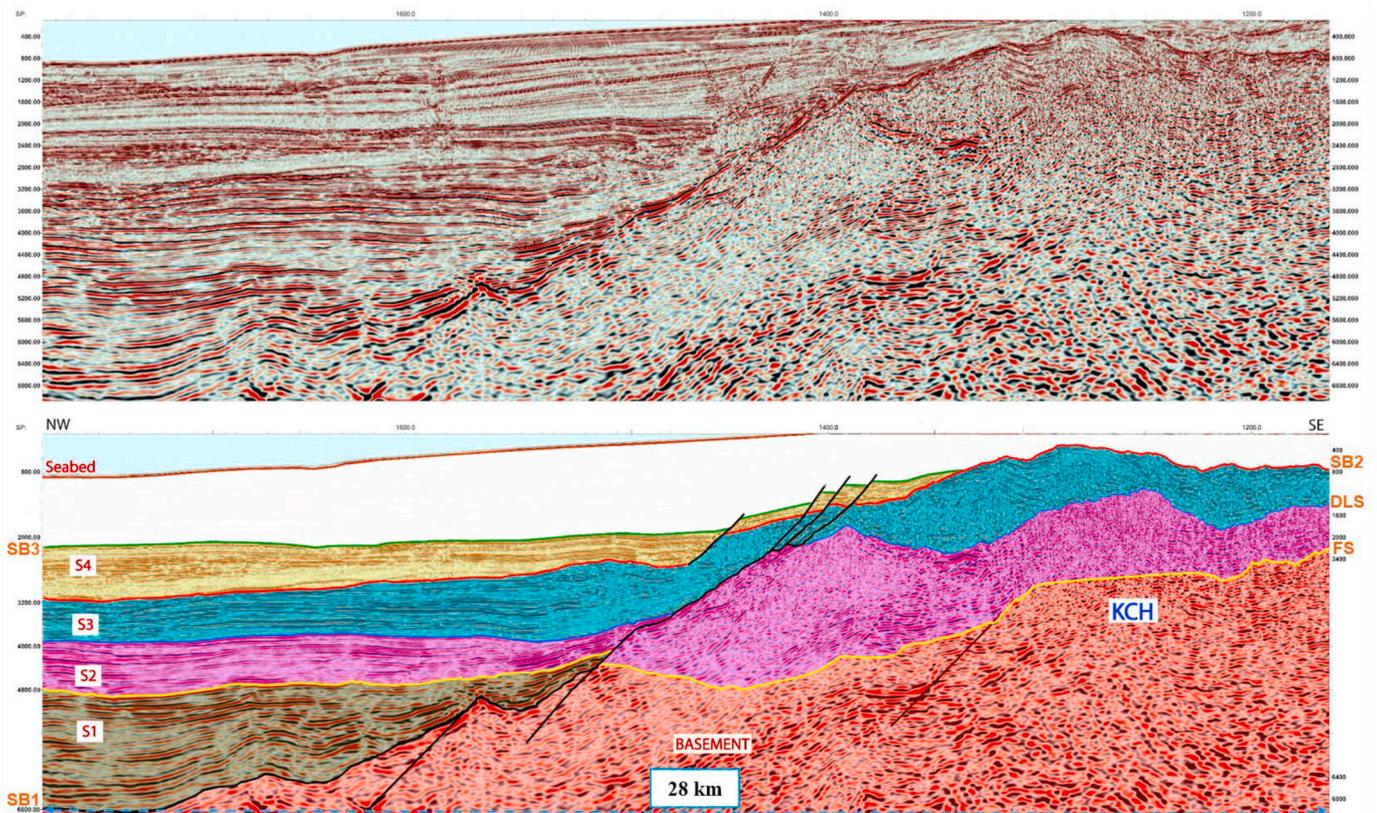


Fig. 14. Seismic Horizons (H) and seismic sequences (S) observed on the seismic line L_2 , located between continental-shelf to deep basin in the study area.

study area is shown on Fig. 7.

The Late Cretaceous period is represented by Maastrichtian, Campanian, Santonian, Coniacian, Turonian and Cenomanian. Maastrichtian is more representative than others, followed by Campanian. Santonian is chiefly observed in the onshore wells (W_1 to W_4 , see Table 4). Coniacian appears onshore and extends out over the continental shelf. Turonian and Cenomanian periods are restricted onshore and shallow marine. The lithologies of the Late Cretaceous mainly consist of shales, siltstones and minor sandstones. Even in this interval, the dark shales sediments are present, and the sandstones observed at the Late Maastrichtian refers to a relative regression at the end of this last period. The evidence is shown by the Cretaceous-Tertiary boundary (K-TB) which erodes locally Maastrichtian deposits (Fig. 6). The Late Cretaceous is not observed in Campo offshore wells (W_{16} to W_{20} , see Table 4). Cenomanian-Turonian deposits precisely are not encountered in wells close to the Kribi-Campo area (W_7 to W_{20} , see Table 4).

4.2. Seismic data

4.2.1. Well-to-seismic calibration

The calibration of the seismic line L_1 with the well W_{20} permitted to mark on seismic sections the Top Albian u/c visible on the well (Fig. 8). From the well log W_{20} data, the target surface is observed at 1200 m deep in the eastside portion of the seismic line L_1 . The Middle Miocene u/c is also recognized at 400 m deep. This surface subdivides two sections namely the Mid-Cenozoic to Recent at the top and the Early to Mid-Cenozoic at the base. Below, the identified Top Albian u/c enables to define the interval for analysis and drop the unstudied portion (Cenozoic

to Recent). Furthermore, Danian u/c issued from previous studies (Mvondo, 2010; Mbida, 2012) is highlighted through the seismic attributes of this surface. In this study, the seismic characters of the Top Albian u/c which displays “erosional truncations” at the base and “onlap” terminations at the top, toward the east (Fig. 10) have been used to identify the stratigraphical interval of interest. This permits to define the Late Jurassic-Albian section.

4.2.2. Seismic sequences

The seismic analysis of studied lines (L_1 and L_2), enables to highlight in the interval of interest, five seismic horizons (H_1 , H_2 , H_3 , H_4 and H_5), which delineate four seismic sequences (S_1 , S_2 , S_3 , and S_4). Those sequences will be described from the bottom toward the seabed.

4.2.2.1. Seismic sequence S_1 . This sequence is bounded at the base by H_1 and at the top by H_2 boundaries, respectively. The first seismic horizon (H_1), marked by onlaps on its top, defines a boundary between chaotic reflections arranged in a disordered manner and those having a particular character (Figs. 9 and 10). The second boundary (H_2) is defined by toplaps and onlaps terminations of the underlying reflections (Fig. 9). S_1 shows a prograded-aggraded fill pattern and it is observed within the depocenter area with discontinuous reflections that pinch out against Kribi-Campo High (KCH) (Figs. 13 and 14). S_1 displays variable thickness from west (1600 m) to east (800 m), documenting the depocenter zone in the east reaching a thickness of more than 1 km (Fig. 13). The internal configuration consists of parallel to subparallel reflections, characterized by high amplitude (Figs. 13 and 14). The reflection frequency varies from low to moderate.

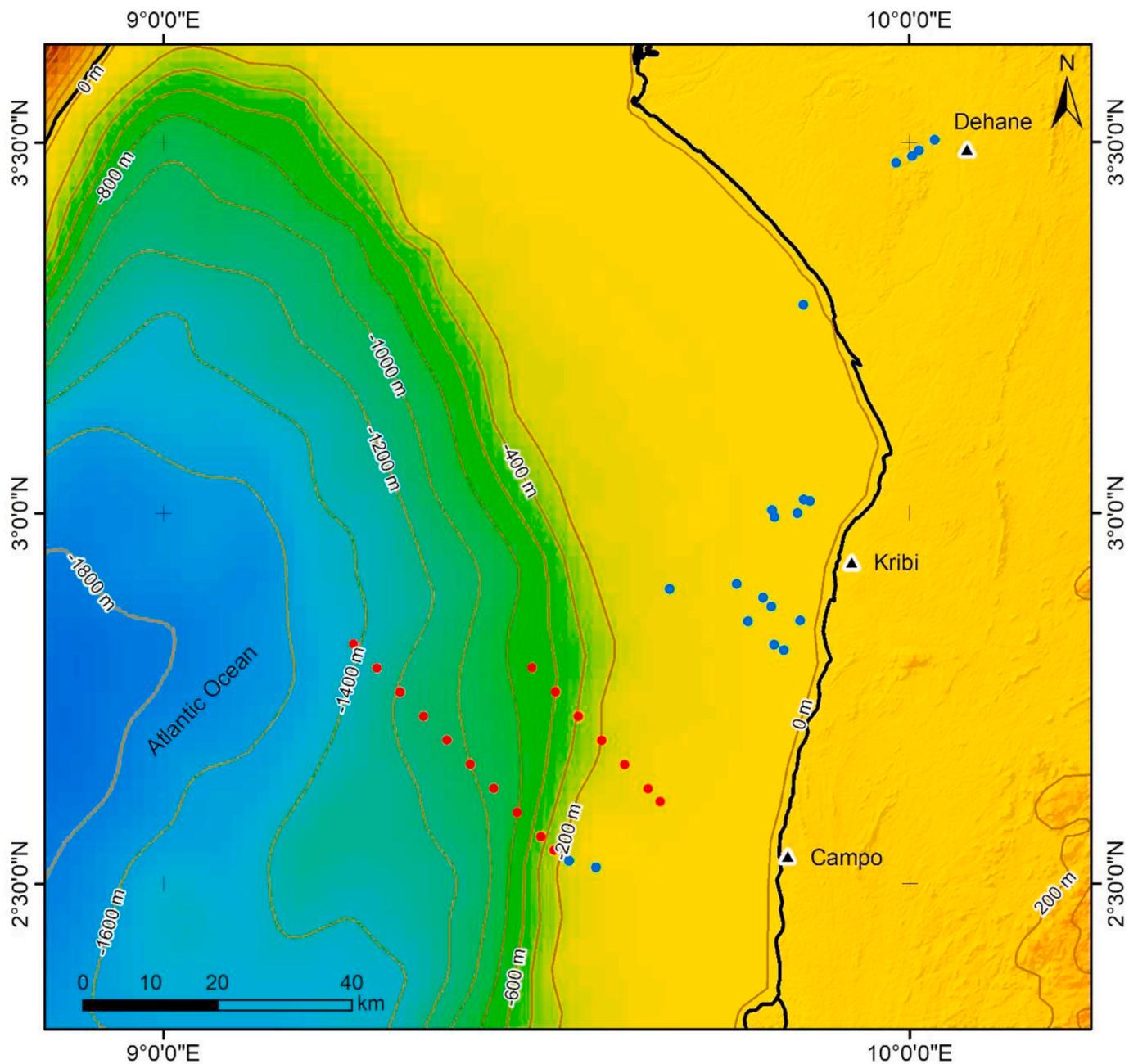


Fig. 15. Mesh of the seismic lines (red dots) associated with wells data (blue dots) used for the 3D modeling of the Top Albian surface depth in the study area. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

4.2.2.2. *Seismic sequence S2*. This package, overlying the previous sequence, is bounded at the base by surface H_2 and at the top by surface H_3 . The sequence boundary H_3 is defined by concordant/downlaps terminations (Figs. 9 and 12). S3 is observed in deep marine and onto the KCH in eastside portion of each line analyzed (Fig. 13). Like S1, S2 displays variable thickness from west (1200 m) to east (800 m). This sequence features retrograded fill pattern with parallel and stratified reflections, characterized by amplitude and continuity varying from low

to high with high frequency (Fig. 9). Toward the north on the seismic line 4, a lateral facies variation is observed from west to east (Fig. 14). This sequence shows a localized portion of chaotic and unstructured reflections on the KCH, characterized by low amplitude and represented in this study by a pink layer (Figs. 11 and 12).

4.2.2.3. *Seismic sequence S3*. This sequence is bounded at the base by H_3 and at the top by H_4 boundaries. The boundary H_4 caps S3 with

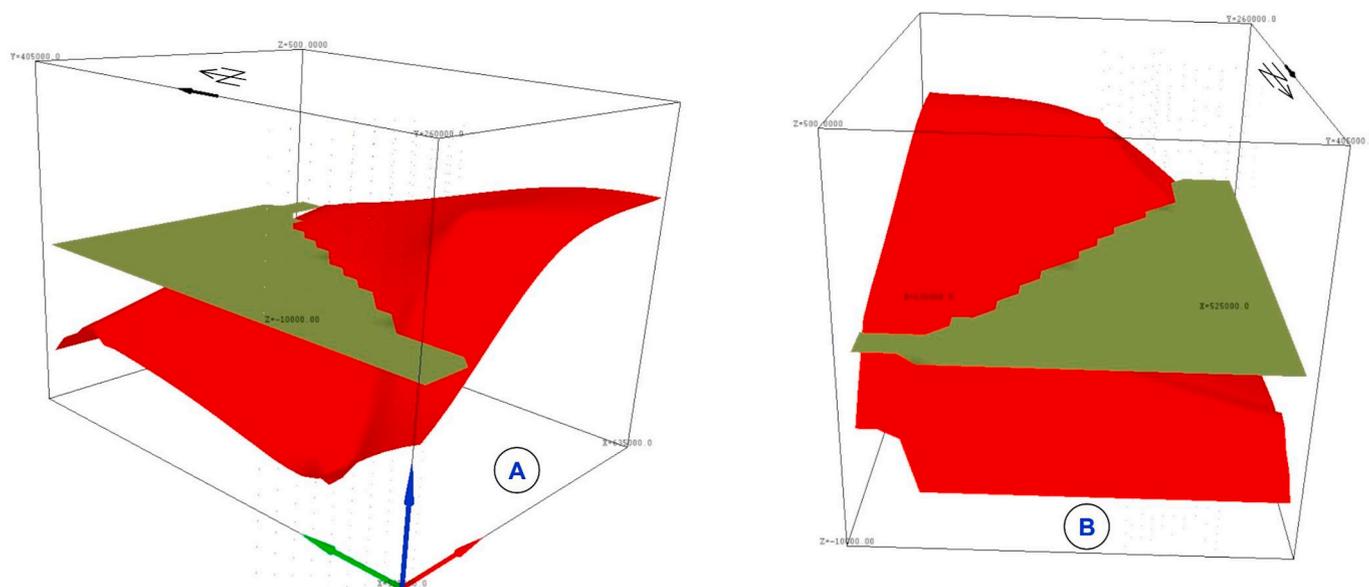


Fig. 16. Spatial distribution of the Top Albian surface issued from seismic lines L₁ and L₂. The red layer indicates the top basement while the greenish layer shows the target surface. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

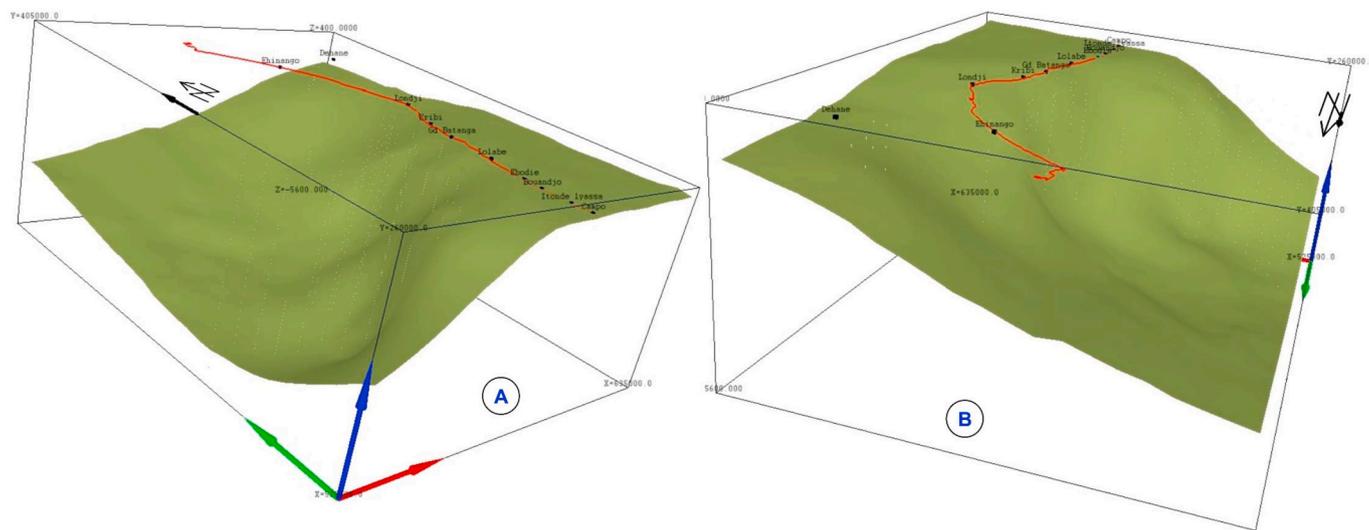


Fig. 17. Spatial distribution of the Top Albian surface in south Sanaga area, using both seismic and wells data. A) NW-SE view; B) E-W view.

erosional truncation above the KCH in the east and concordant terminations in deep marine domain, respectively (Figs. 9 and 12). S3 shows stratified reflections with variable amplitude, continuity and frequency (Fig. 14). S3 on the KCH structure is represented by aggrading-prograding patterns with oblique configuration and locally affected by faults (Fig. 9). The thickness of S3 varies from west (1200 m) to east (620 m).

4.2.2.4. Seismic sequence S₄. This sedimentary package is located between surface H₄ and surface H₅. This last horizon is defined by “onlap” terminations onto it, but pinches out by “onlap” contact on the boundary H4 near the coast (Fig. 14). This sequence features also aggrading-prograding stratified reflections characterized by high-amplitude and continuous reflection with high frequency (Fig. 10). S4 like the other sequences, displays variable thickness from west (960 m) to east (200 m).

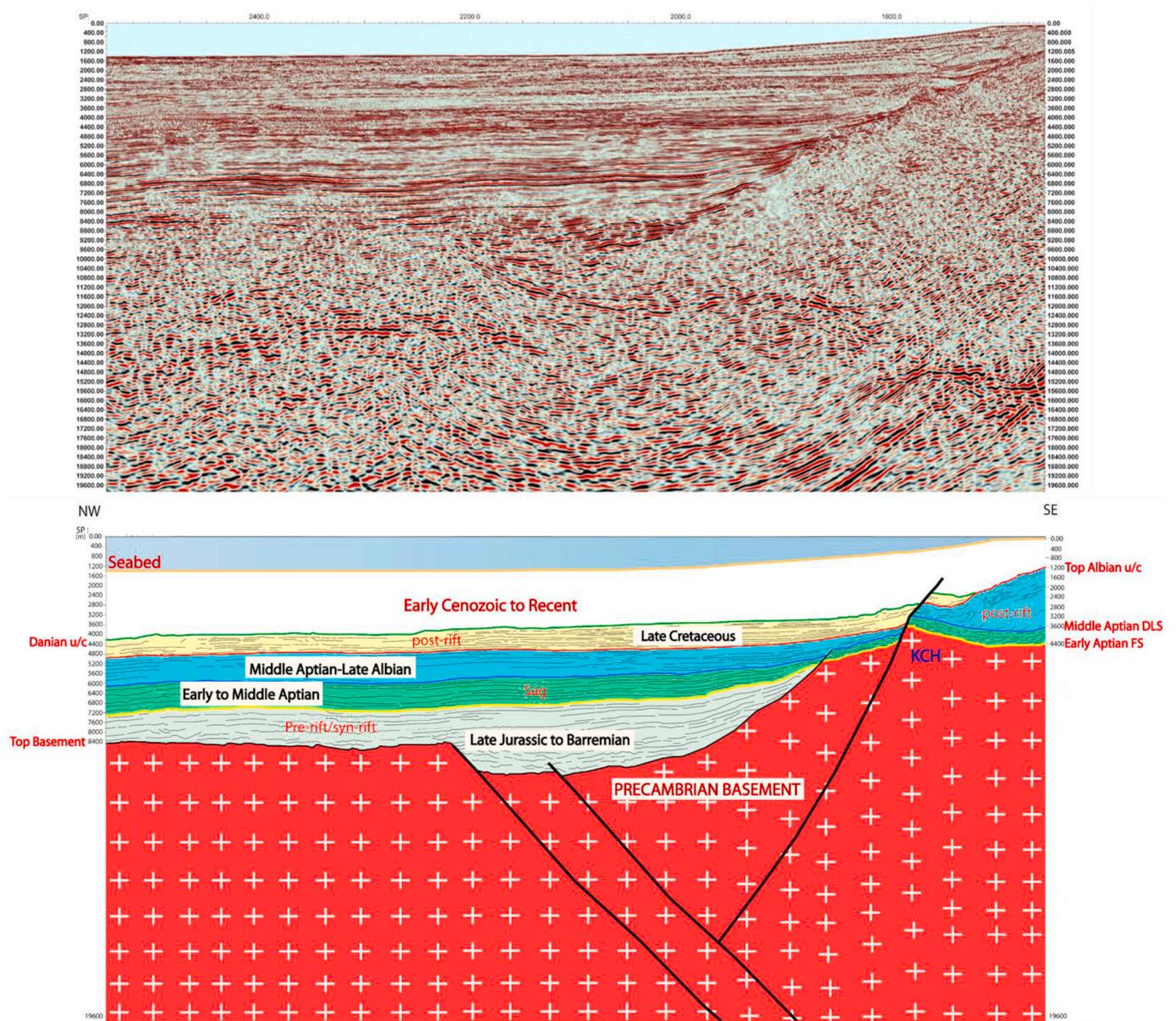


Fig. 18. 2D geological section of the seismic line L₁, including chronostratigraphic correspondences of discontinuities and sequences identified. U/c: unconformity; DLS: Downlap Surface; FS: Flooding Surface.

4.3. 3D modeling of the Top Albian surface

In order to establish the spatial distribution of the Top Albian surface depth beyond the continental shelf in the study area using seismic data, a 3D model of this target surface has been realized, using its acoustic characters and regularly sampled every 5 km on the line (Fig. 15). It shows that this surface is observed even in deep basin and pinches out onto the basement corresponding to the KCH at eastside (Fig. 16). Besides, a 3D model that combines the results of seismic and wells data for the Top Albian u/c is presented in Fig. 17. It illustrates the character of this surface from Dehane onshore to Campo deep marine. It is therefore possible to have a better view of the Top Albian distribution in the study area. This describes the regional extension of the Albian deposits in the Cameroon South Atlantic Basin. This spatial distribution also shows that

the Albian is well developed over the entire basin. Also, this surface could be affected at its top by incised valleys, submarine channels and submarine fan lobes, on proximal part of the basin observed on Fig. 17.

5. Discussion

5.1. Chronostratigraphic significances of seismic horizons and sequences

The stratigraphic nature of the seismic horizons identified above have been highlighted according to fundamentals and recent works on the seismic stratigraphy (Mitchum and Vail, 1977; Vail et al., 1987; Lenhart et al., 2019). Then, due to the seismic character, the first seismic horizon (H₁), corresponds to an unconformity. The second boundary (H₂) indicates a flooding surface (Mitchum et al., 1977; Duval et al.,

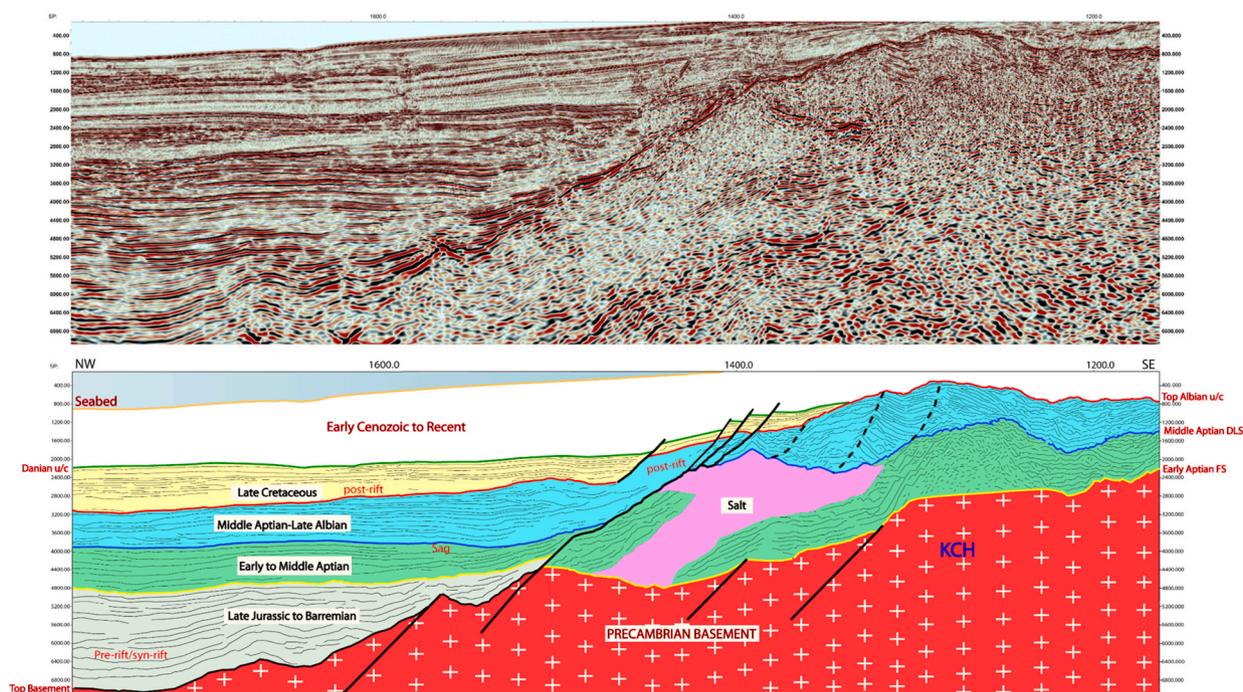


Fig. 19. 2D geological section of the seismic line L₂, including chronostratigraphic significances of horizons and sequences identified.

1993), while H₃, defined by concordant/downlaps terminations (Figs. 9 and 12), corresponds to a Downlap Surface. Boundary H₄ which shows erosive character in the east and displays concordant in the west, indicates that this surface corresponds to an unconformity (u/c) (Mitchum and Vail, 1977; Catuneanu et al., 2011). Based on its seismic character, H₅ corresponds also to an unconformity in the margin (Fig. 12).

Based on the geological evolution of this study area, the four sequences identified which constituted the Pre-Cenozoic sedimentation is subdivided into three main packages namely, (1) pre/syn-rift (2) sag and (3) post-rift. The seismic lines analyzed reveal that S₁ which unconformably overlies the Top Precambrian basement (H₁) and shows globally a prograded-aggraded fill pattern, could contain terrestrial deposits related to forced regression, probably due to the accommodation space created by crustal extension (Mbida, 2012). Therefore, S₁ corresponds to a package which consists of probable late Jurassic pre-rift deposits underlying Neocomian-Barremian syn-rift sediments (CGG Robertson, 2015) (Fig. 18). The second sequence (S₂), bounded at the base by a flooding surface (H₂) dated early Aptian and to the top by a Downlap surface (H₃) of middle Aptian age (Loule et al., 2018), corresponds to the onset of break-up. The retrograded fill pattern observed suggest that this package could contain marine deposits related to a transgressive phase, probably caused by the subsidence event on the margin. This package indicates a sag phase on the margin and contents evaporite units (Fig. 19). The third sequence (S₃) is sealed by the Top Albian u/c (H₄) observed by well-to-seismic calibration and previously identified by some previous works in the DKC Basin (Pauken, 1992; Mbida, 2012; Iboum Kissaaka et al., 2016; Ngo Ntem et al., 2018). The aggraded-prograded fill pattern characterized by the presence of sandstones and dark shales in this interval, suggests a mixture of terrestrial and marine sediments. This portion represents the onset of post-rift phase dated middle Aptian to late Albian (Figs. 18 and 19). The fourth sequence (S₄) based on the observations of the reflections characters and the works of Wornardt et al. (1999) in the study area, indicates also the post-rift phase which consists of late Cretaceous deposits (Figs. 18 and

19). According to Vail et al. (1987), this sequence should contain also aggraded-prograded fill pattern due to forced regression. These deposits are sealed by the Danian u/c (Cretaceous-Tertiary unconformity) (H₅), also identified on well logs.

5.2. Stratigraphical nature and palaeogeographical significance of the Top Albian surface

The Top Albian surface which marks a boundary between the Middle and the Late Cretaceous on the CAM, shows two characters. Erosive form in shallow waters domain and concordant in deep marine.

In proximal part, the well-to-seismic tie reveals on Fig. 8 that the Top Albian u/c covers the Aptian-Albian deposits mainly consist of continental (sandstones) interbedded with marine sediments (shales). This observation indicates that marine incursion occurred before late Cretaceous on the DKC Basin.

Pauken (1992) demonstrates that the continental rifting begun in the DKC Basin in the Late Jurassic and lasted until the onset of marine incursion in Aptian times. Also, Meyers et al. (1996) suggested that the final separation between West African and Brazilian cratons occurred during the Albian and oceanic crust in Cameroon has been put in place during Aptian stage. According to Brownfield and Charpentier (2006), the oldest post-rift rocks in the DKC Basin are dated middle Aptian. Likewise, some authors (Iboum Kissaaka et al., 2016; Ngo Ntem et al., 2018) suggested that Aptian to late Albian period corresponds to the flooding of the margin and the Top Albian surface precisely could be interpreted as a Downlap surface in the southern part of the study area and an erosional unconformity in the northern part.

At the Late Albian, a sea-level drop occurred due to the continental shelf uplift and caused the formation of the Top Albian unconformity. The evidence is shown by the oblique progradation of underlying Aptian-Albian deposits towards the deep basin, beneath this surface (Figs. 18 and 19).

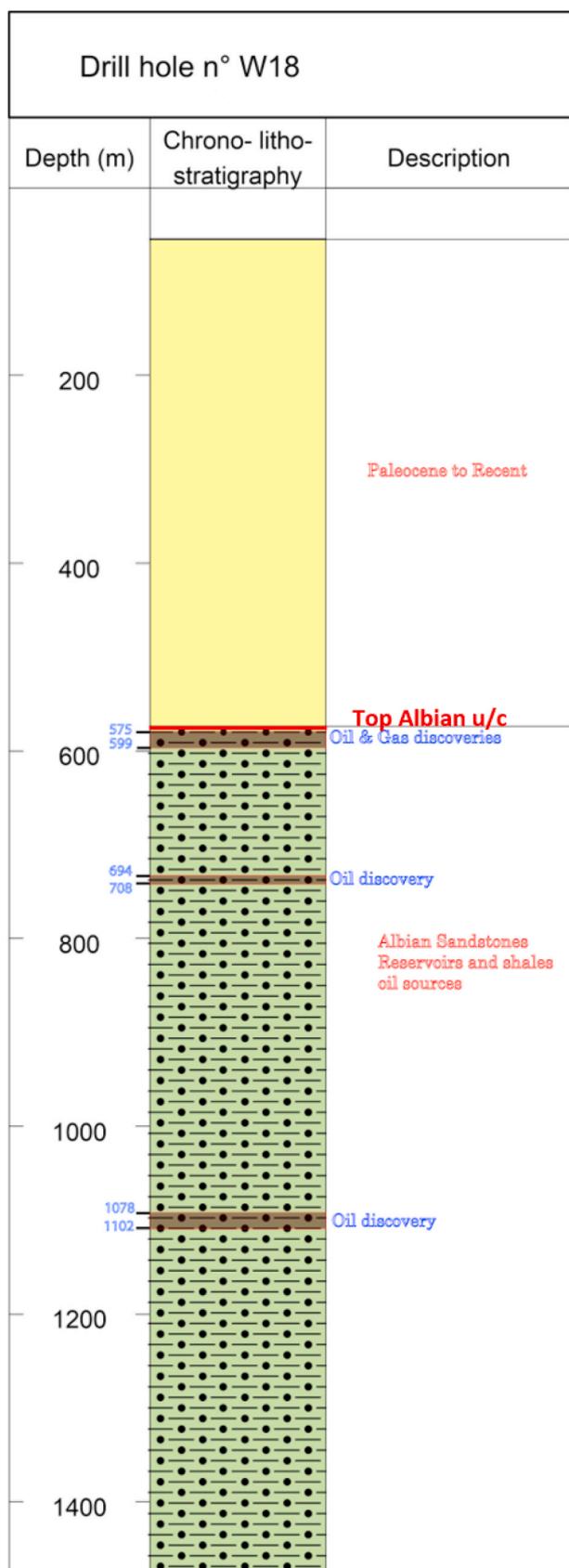


Fig. 20. Presentation of Albian sandstones reservoirs and shales oil prone sources identified in well W₁₈ in the study area.

5.3. Petroleum implications of the Top Albian surface

The South Sanaga area has been the subject of many oil and gas researches. For this study, the erosive and concordant shapes brought out a significant implication for hydrocarbon exploration. The well W₁₈ shows that the erosive event of the Top Albian surface in the offshore Kribi-Batanga area seals good Albian sandstones reservoirs (Fig. 20). In shallow waters, some previous studies in the south Sanaga area show that this target surface covers sandstones reservoirs, as (Pauken, 1992; Coward et al., 1999; ECL, 2001; Iboum Kissaaka et al., 2016). Precisely the studies of Pauken (1992) in the Kribi-Batanga domain in the southern part of the study area have permitted to delineate gas prospects in Aptian-Albian sandstones reservoirs and Iboum Kissaaka et al. (2016) in this interval of interest, presents different types of seismic facies interpreted potentiality as having reservoirs. Furthermore, the subsequent flood back following the relative sea level fall in deep basin could result in the development of potential marine source-rocks according to Huc (2004). Previous works (Bray et al., 2003; Brownfield and Charpentier, 2006; Brownfield, 2016; Nguimbous-Kouoh et al., 2018; SNH, 2019) present a summary of reservoirs and source rocks established for the DKC Basin. They revealed that marine source rocks intervals have been recognized regionally within Aptian to late Albian interval. Precisely for this study, the evidence is always presented by the well W₁₈ which shows oil discoveries identified in Albian interval depths, at 575–599 m, 694–708 m and 1078–1102 m respectively (Fig. 20).

6. Conclusion

Cameroon Span Seismic and wells data analyses in this study have been used to determine that the Top Albian surface corresponds to an unconformity (u/c) with its correlative conformity (cc) in deep basin. The presence of terrestrial and marine sediments within the Aptian-Albian stage in the shallow waters, implies a marine incursion before the Late Albian epoch. This suggests that the Top Albian u/c resulted from a sea-level drop, related to margin uplift. This implies that the Albian-Cenomanian boundary is regressive in the Southwest African margin in general and the CAM in particular. The erosive character is related to this tectonic event. The unconformity cuts into a sandy shelf, potentially transporting coarse clastics into the deep water. The potential targets as do erosional remnants in the proximal part, are the results of incised valleys, submarine channels and submarine fan lobes. The lowstand is then flooded back with potential for condensed sequences sitting on the unconformity or its correlative equivalent in the deep water, potentially offering source rock development.

Authors contribution

Mike-Franck Mienlam Essi: Analyses of wells and seismic sequences; formal 3D modeling; Writing of original draft. Joseph Quentin Yene Atangana: Conceptualization; Reviewing; Supervision. Jean Marcel Abate Essi: Conceptualization; Methodology of 3D Modeling; Reviewing. Yem Mbida: Conceptualization; Data resources; Methodology of seismic sequence analysis. Ponce Nguema: Data resources; Reviewing of seismic sequence analysis. Edouard Serge Biouele Angoua: Data Resources; Reviewing. Calixte Tsimi Tsengue: editing.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

Authors are thankful to the National Hydrocarbon Corporation of Cameroon (NHC) for providing data, as well as Bureau de Recherches

Géologiques et Minières (BRGM) France and PanAfGeo program for GDM Suite Software used in this paper. We are also grateful to **Professor Christopher Aiden-Lee Jackson** from Imperial college of London, **Professor Franke Dieter** from the BGR in Germany, **Professor Igor EFFIMOF** of Houston-Texas in United States of America and **Doctor Yuan Huang** from SINOPEC Petroleum Exploration and Production Research Institute in Beijing-China, for their strong and constructive remarks and reviewers who accept to revise this paper. This work is dedicated to **Irène Victoire Tatiana Bobiyate Essi** who left this world early this year.

References

- Abolo, G.M., 1996. Evaluation du potentiel en hydrocarbures dans les séries Crétacées de la région de Kribi-Campo. Rapport interne SNH 1, 1–10.
- Arthur, M.A., Sageman, B.B., 1994. Marine black shales : depositional mechanisms and environments of Ancient deposits. *Annu. Rev. Earth Planet Sci.* 22, 499–551.
- Benkhéil, J., Gresse, P., Poumot, C., Nguetchoua, G., 2002. Lithostratigraphic, geophysical and morpho-tectonic studies of the south Cameroon shelf. *Mar. Petrol. Geol.* 19, 499–517. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(02\)00002-8](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(02)00002-8).
- Bray, R., Lawrence, S., Angoua Biouele, S.E., 2003. New Perspectives—New Plays in the Douala Basin of Cameroon. Republic of Cameroon, p. 30p.
- Brownfield, M.E., 2016. Assessment of Undiscovered Oil and Gas Resources of the West-Central Coastal Province, West Africa. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, p. 41p.
- Brownfield, M.E., Charpentier, R., 2006. Geology and Total Petroleum Systems of the West-central Coastal Province (7203), 2207-B. Geological Survey Bulletin, West Africa, U.S., p. 52.
- Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G. St C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., Tucker, M.E., 2011. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature, 44/3, pp. 173–245. <https://doi.org/10.1127/0078-0421/2011/0011>.
- Coward, M.P., Purdy, E.G., Ries, A.C., Smith, D.G., 1999. The Distribution of petroleum reserves in basins of the South Atlantic margins. In: CAMERON, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (Eds.), *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*, vol. 153. Geological Society, London, Special Publications, pp. 101–131.
- Duval, B., Cramez, C., Vail, P., 1993. Major marine source rocks and stratigraphic cycles. In: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, vol. 60. SEPM Special Publication n°, pp. 1–30p.
- ECL/Exploration Consultants Limited, 2001. An Integrated Study of Structural Development, Source Rock Maturity and Hydrocarbon Generation in the Douala/Kribi-Campo Basin, vol. 1. Republic of Cameroon unpublished report.
- Fairhead, J.D., 1986. Geophysical controls on sedimentation within the African rift systems. In: Frostick, L.E., Renaud, R.W., Reid, I., Tiercelin, J.J. (Eds.), *Sedimentation in the African Rifts*, vol. 25. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, pp. 19–27.
- Glørstad-Clark, E., Faleide, J.I., Lundschiën, B.A., Nystuen, J.P., 2010. Triassic seismic sequence stratigraphy and paleogeography of the western Barents Sea area. *Mar. Petrol. Geol.* 28p <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.02.008>.
- Haq, B.U., 2014. Cretaceous Eustasy revisited. *Global Planet. Change* 113, 44–58.
- Heine, C., Zoethout, J., Müller, R.D., 2013. Kinematics of the south Atlantic rift. *Solid Earth* 4, 215–253. <https://doi.org/10.5194/se-4-215-2013>.
- Helm, C., 2009. Quantification des flux sédimentaires anciens à l'échelle d'un continent : le cas de l'Afrique au Méso-cénozoïque, vol. 1. Thesis. Univ. Rennes, p. 299.
- Huc, A.Y., 2004. Petroleum in the South Atlantic. *Oil Gas Sci. Technol.* 59, 243–253.
- Iboun Kissaaka, J.B., Ntamak-Nida, M.J., Mvondo, F., Fowe Kuetche, P.G., Djomeni Nitcheu, A.L., Abolo, M.G., 2016. Postrift Depositional Evolution and Sequence Stratigraphy from Offshore Subsurface Data of the Kribi-Campo Sub Basin (Cameroon, West African Margin). Society of Exploration Geophysicists and American Association of Petroleum Geologists, pp. 79–101. <https://doi.org/10.1190/INT-2015-0073.1>.
- Lawrence, S.R., Munday, S., Bray, R., 2002. Regional geology and geophysics of eastern Gulf of Guinea (Niger Delta to Rio Muni). *Lead. Edge* 21, 1112–1117. <https://doi.org/10.1190/1.1523752>.
- Lenhart, A., Jackson, C.A.L., Bell, R.E., Duffy, O.B., Gawthorpe, R.L., Fossen, H., 2019. Structural Architecture and Composition of Crystalline Basement Offshore West Norway, vol. 22p. The Geological Society of America/Lithosphere/. <https://doi.org/10.1130/L668.1>.
- Loule, J.P., Jifon, F., Angoua-Biouele, S.E., Nguema, P., Spofforth, D., Carruthers, D., Watkins, C., Johnston, J., 2018. An opportunity to re-evaluate the petroleum potential of the Douala/Kribi-Campo Basin. Cameroon. Special topic: *Petrol. Geol. First break* 36, 61–70.
- Marcel, J., Abate Essi, J.M., Meli'I, J.L., Njandjock Nouck, P., Mahamat, A., Manguelle-Dicoum, E., 2018. Geodynamic insights of the Cameroon volcanic line (western Africa) from isostatic gravity anomalies. *J. Geodyn.* 121, 36–48. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.07.002>.
- Mbesse, C.O., 2014. PhD Thesis. La limite paleocene-Eocene dans le bassin de Douala Biostratigraphie et essai de reconstitution des paleoenvironnements, vol. 1. University of Yaounde, Cameroon, p. 221p.
- Mbida, Yem, 2012. Caractérisation par imagerie géophysique de la couverture sédimentaire des bassins offshore profonds du nord de la cyrénaïque et de Douala/Kribi-campo : éléments de Géologie pétrolière. The. Univ. Yaoundé I, p. 143p.
- Meyers, J.B., Rosendhal, B.R., Groschel-Becker, H., Austin, J.J.A., Rona, P.A., 1996. Deep penetrating MCS imaging of the rift-to-drift transition, offshore Douala and north Gabon basins, West Africa. *Mar. Petrol. Geol.* 13, pp791–835. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(96\)00030-X](https://doi.org/10.1016/0264-8172(96)00030-X).
- Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sangree, J.B., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences C. In: Payton, E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, vol. 26. AAPG, Mem, pp. 117–133.
- Mvondo, O.F., 2010. Surrection cénozoïque l'Ouest de l'Afrique à partir de deux exemples : le plateau sud-nambien et la marge nord camerounaise. Thèse de Doctorat, Université de Rennes, p. 324.
- Ngo Ntem, E.J., Ntamak-Nida, M.J., Bisso, D., Mvondo Owono, F., Ngos III, S., Bilong, P., Njandjock Nouck, P., 2018. Depocenters repartition and sequence stratigraphy of the northern part of the kribi-campo sub-basin (Cameroon). *Eur. J. Sci. Res.* 149, 258–278.
- Nguene, F.R., Tamfu, S.F., Loule, J.P., Ngassa, C., 1992. Paleoenvironments of the Douala and kribi/campo sub basins, in Cameroon, west Africa. In: Curnelle, R. (Ed.), *Géologie Africaine. 1er Colloque de Stratigraphie et de Paléogéographie des Bassins Sédimentaires Ouest-Africains. 2ème Colloque Africain de Micropaléontologie*, 6–8 Mai 1991, Libreville, Gabon. Bulletin du Centres de Recherche, vol. 13. Exploration-Production, Elf Aquitaine, pp. 129–139.
- Nguetchoua, R., 1996. Etude des faciès et environnements sédimentaires du Quaternaire supérieur du plateau continental camerounais. Thèse doctrinal science, University of Perpignan, p. 288p.
- Nguimbou-Kouoh, J.J., Tchutchoua, J., Ngos III, S., Ndounga Mbarga, T., Manguelle-Dicoum, E., 2018. Hydrocarbon potential of two coastal basins (Cameroon). *Int. J. Geosci.* 17p.
- Njike Ngaha, P.R., 1984. Contribution à l'étude géologique, stratigraphique et structurale de la bordure du bassin atlantique du Cameroun. Th. Doc. 3^e cycle. Univ de Yaoundé, p. 131.
- Ntamak-Nida, M.J., Bourquin, S., Makong, J.C., Baudin, F., Mpesse, J.E., Itjokonguem, C., Schnyder, J., Komguem, P.B., Abolo, G.M., 2010. Sedimentology and sequence stratigraphy from outcrops of the kribi-campo sub-basin: lower Mundeck Formation (lower cretaceous, southern Cameroon). *J. Afr. Earth Sci.* 18p <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2010.01.004>.
- Nürnberg, D., Müller, R.D., 1991. The tectonic evolution of the south Atlantic from late jurassic to present. *Tectonophysics* 191, 27–53. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90231-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90231-6).
- Pauken, R., 1992. Sanaga sud field, offshore Cameroon, west Africa. In: Halbouty, M. (Ed.), *Giant Oil and Gas Field of the Decade 1978-1988*, vol. 54. AAPG Memoir, pp. 217–230.
- Phillips, Inc, 1990. Geologic Development and Hydrocarbon Potential of the Douala Basin. Text and Figures, Cameroon, p. 34pp.
- Pletsch, T., Erbacher, J., Holbourn, A.E.L., Kuhn, W., Moullé, M., Oboh-Ikuenobede, Söding, E., Wagner, T., 2001. Cretaceous separation of Africa and south America: west African margin (ODP leg 159). *J. S. Am. Earth Sci.* 14, 147–174. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)0020-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)0020-7).
- Robertson, C.G.G., 2015. Petroleum Geological Evaluation: Niger Delta to the Congo Fan. CGG Robertson Multiclient. Report No. AM086.
- Sayer, J.A., Harcourt, C.S., Collins, N.M., 1992. The Conservation Atlas of Tropical Forest -Africa. Macmillan Publishing Ltd., London.
- SNH/Société Nationale des Hydrocarbures, 2019. Cameroon Exploration Opportunities. Cameroon, Yaoundé, p. 24pp.
- SPT/Simon Petroleum and Technology, 1995. Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of Douala Basin, Cameroon (Unpubl. Non-exclusive report).
- Turner, P.J., Rosendhal, B.R., Wilson, P.J., 2003. Structure and evolution of an obliquely sheared continental margin: rio-muni, West Africa. *Tectonophysics* 374, 41–55.
- Vail, P.R., 1987. Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: Bally, A.W. (Ed.), *Atlas of Seismic Stratigraphy*, vol. 27. American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, pp. 1–10.
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Da Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J., Guimães, I. P., 2008. Proterozoic links between the borboroma province, NE Brazil, and the central African fold belt. *Geol. Soc. Lond.* 294, 69–99. <https://doi.org/10.1144/SP294.5>.
- Wilson, M., Guiraud, R., 1992. Magmatism and rifting in western and central Africa, from late jurassic to recent times. *Tectonophysics* 213, 203–225. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90259-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90259-9).
- Womardt Jr., W.W., Jory, P., Batupe, M., 1999. Seismic Sequence Stratigraphic Analysis of the Douala Basin, Cameroon. Offshore Technology Conference, Houston, Texas, 1999.