T.V.LE

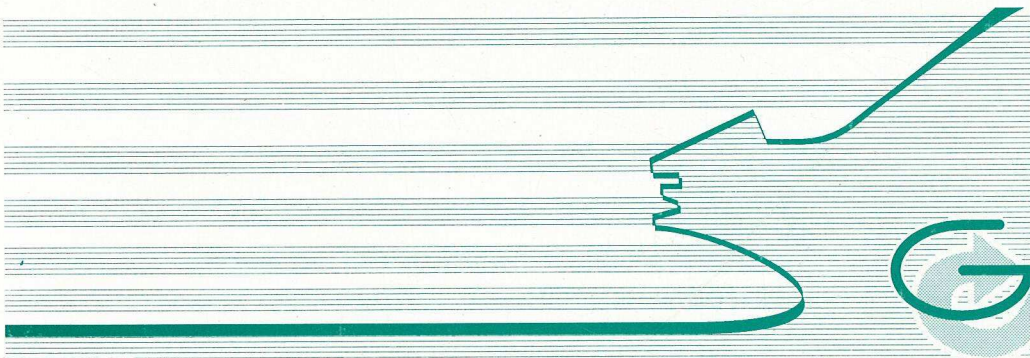
ISSN 1240-1498
ISBN 2-905532-87-4

Stratigraphie sismique et modélisation stratigraphique :

APPLICATION À L'ÉVOLUTION TECTONIQUE OLIGO-MIOCÈNE DU BASSIN DU FLEUVE ROUGE (VIETNAM)

MEMOIRES

1999



Géosciences Rennes

n° 88

INSTITUT FRANÇAIS DU PÉTROLE

MEMOIRE DE GEOSCIENCES - RENNES

N° 88

T.V. LE

Stratigraphie sismique et modélisation stratigraphique : application à l'évolution tectonique oligo-miocène du Bassin du Fleuve Rouge (Vietnam)

Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes
soutenue le 6 Juillet 1998

Géosciences - Rennes
UPR-CNRS 4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
35042 - Rennes Cédex
(France)

1999

ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-87-4

1998

GEOSCIENCES-RENNES
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F - 35042 - RENNES Cédex (France)

T.V. LE

Stratigraphie sismique et modélisation stratigraphique : application à l'évolution tectonique oligo-miocène du Bassin du Fleuve Rouge (Vietnam).

Mémoires de Géosciences Rennes, n° 88, 229 p.

REMERCIEMENTS

Au moment d'achever ce mémoire, je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à tous ce qui m'ont aidé, d'une façon ou d'une autre, durant mes quatre années d'étude en France.

Mes premières reconnaissances vont à Monsieur Rémi ESCHARD, Chef de projet à IFP, qui est le premier à m'avoir accueilli dans son laboratoire pour le stage de DEA, puis a été le promoteur de cette thèse. Je n'oublie pas non plus Monsieur Bernard BIJU-DUVAL, ancien Directeur d'étude du centre d'exploration de l'ENSPM, qui avec R. ESCHARD m'a aidé à surmonter les différents problèmes administratifs au début de mon séjour en France, sinon ma thèse n'aurait pu continuer jusqu'à ce jour.

Mes profonds remerciements vont également à Monsieur François GUILLOCHEAU, Professeur à l'Université de Rennes 1, qui a bien voulu diriger mes travaux en qualité de Directeur de Thèse et Monsieur Thierry NALPAS, co-encadrant, qui a suivi de très très près mes travaux.

Mes sincères remerciements vont aussi à Monsieur Jean LETOUZEY de l'IFP qui est aussi co-encadrant de cette thèse et qui m'a apporté un soutien toujours précieux.

Je tiens à remercier Messieurs Pascal ALLEMAND, Professeur à l'ENS Lyon, et François MÉTIVIER, de l'Université Paris VII, d'avoir d'accepté d'être rapporteurs de ce travail. J'espère que cette petite thèse ne les a pas déçus ni fait gaspiller leur précieux temps.

Je tiens à remercier également Messieurs Jean Pierre BRUN et Jean VAN DEN DRIESSCHE, Professeurs à l'Université de Rennes 1, d'avoir bien voulu se prononcer sur mon travail, en participant au jury de ma thèse.

Je remercie Monsieur Jean Claude LECOMTE pour son aide précieuse à utiliser la station CHARISMA et à débloquer les 'pannes' qui, malheureusement, ne sont pas très rares. Je remercie Messieurs Jean Luc FAURE, Jean Michel GAULIER qui m'ont beaucoup aidé à réaliser les calculs sur SUBTEC et pour leurs discussions sur les résultats des calculs. Je remercie aussi Monsieur Didier GRANJEON pour son assistance lors de l'utilisation de DIONISOS et les discussions sur les résultats de modélisation stratigraphique.

J'exprime aussi mes remerciements à toute l'équipe de sédimentologie de l'IFP : Christian RAVENNE, Guy DESAUBLIAUX, Brigitte DOLIGEZ, Olivier LERAT... ainsi que les secrétaires, les thésards, les stagiaires qui m'ont accueilli au sein de leur laboratoire pendant presque quatre ans et m'ont apporté leur soutien à tout moment nécessaire.

Je tiens enfin à remercier Messieurs Philippe ROGIER, Claude GADELLE, de la Division des affaires étrangères de l'IFP, pour leur soutien administratif ; Monsieur Michel KLEIN, Madame France Marie MARIANE, de TOTAL Paris ainsi que LASMO, REPSOL, PETROVIETNAM, PVSC qui m'ont aidé à recueillir les données nécessaires pour la réalisation de cette thèse ; Le Ministère des Affaires Étrangères du Gouvernement Français qui a financé mon étude en France durant ces quatre années.

RÉSUMÉ

La zone d'étude se situe sur la bordure N-E du Bassin du Fleuve Rouge. Ce bassin se forme pendant l'Éocène-Oligocène et le Miocène inférieur en contexte transtensif sénestre, suite au déplacement sénestre sur le système de failles du Fleuve Rouge. Le bassin est ensuite inversé durant le Miocène supérieur en régime de transpression, suite au changement des contraintes sur le système de failles du Fleuve Rouge. Ces changements de cinématique sur le système des failles du Fleuve Rouge sont induits par la collision Inde-Asie.

Les données sismiques ont été utilisées afin d'individualiser des séquences sismiques (limitées par des onlap, toplap, downlap et formant des clinoformes) corrélables à l'échelle de l'ensemble du bassin. Les faciès sismiques sont calés sur les données de trois puits de forage. Ces séquences permettent de définir trois grands cycles rétrogradant, aggradant et progradant qui correspondent respectivement à l'extension dans le bassin, à la fin de l'extension et à l'inversion du bassin.

Une modélisation numérique stratigraphique déterministe fondée sur des lois de transport de type diffusif a ensuite été réalisée avec le logiciel DIONISOS (IFP) à partir des données sismiques interprétées en terme de stratigraphie séquentielle. Dans le cas du Bassin du Fleuve Rouge, la modélisation stratigraphique se base sur une simulation simplifiée du processus de dépôt. Les données d'entrée du modèle sont la subsidence, l'eustatisme (sous forme d'épaisseurs décompactées et de paléobathymétrie calculées par SUBTEC), les apports sédimentaires et les coefficients de diffusion pour les grands types d'environnement de dépôt. La modélisation stratigraphique en trois dimensions permet d'ajuster les flux de sédiment afin de retrouver la géométrie des corps sédimentaires.

Cette double approche apporte une nouvelle méthode d'investigation de la dynamique du remplissage des bassins sédimentaires en relation avec la tectonique. De plus, elle permet de quantifier la variation spatiale et temporelle des apports sédimentaires et de connaître l'importance de ces flux dans l'architecture des dépôts.

Mots clés : stratigraphie sismique, modélisation stratigraphique, Bassin du Fleuve Rouge, faille du Fleuve Rouge, tectonique, sédimentation, flux de sédiment, Cénozoïque.

ABSTRACT

The study area is localised on the north-east margin of the Red River Basin (Tonkin Gulf, Vietnam). This basin is formed during Eocene-Oligocene and early Miocene in a tectonic transtensive regime, due to left lateral strike-slip motion on the Red River Fault system. Then the basin is inverted during the last Miocene in transpressive regime. This change of the cinematic on the Red River Fault system is due to the collision of the India bloc with the Eurasia plate since 60 years ago.

Seismic data is used to determine the seismic sequences, limited by onlap, toplap and downlap surfaces correlated in the whole basin. The seismic facies are correlated with the borehole data of the 3 wells in the study area. The analysis of the seismic sequences allows to define three major cycles of trangression, aggradation and progradation corresponding to the three periods of extension, end of extension and inversion of the basin.

A deterministic modelling based on diffusion transport law was then performed by DIONISOS software at the Institut Français du Pétrole using seismic data interpreted in term of sequence stratigraphic. In this case study, stratigraphic basin modelling was based on simplified simulation of the depositional processes. The input data are subsidence, eustatism (decompacted thickness of sediment and paleobathymetry issued from SUBTEC), sediment supply and diffusion coefficient for the main environments of deposition. The 3D stratigraphic modelling allows to adjust the sediment supply to reconstruct the geometries of the sedimentary units in the Red River Basin.

The combination of seismic stratigraphiy and stratigraphic modelling is a new challenging approach to study the dynamics of the basin fill process in relation with tectonics. It also allows to quantify variation in space and time of the sediment supply and shows the effect of the sediment supply variation on the architecture of depositional sequences.

TÓM TẮT LUẬN ÁN

Một thử nghiệm mô hình hóa địa tầng dựa trên cơ sở luật vận chuyển phân tán được thực hiện bởi chương trình DIONISOS (Viện dầu khí Pháp). Thử nghiệm mô hình hóa này sử dụng kết quả phân tích địa chấn địa tầng thu được trong khu vực bể trầm tích Sông Hồng.

Khu vực nghiên cứu nằm ở rìa phía Bắc bể trầm tích Sông Hồng (trong Vịnh Bắc Bộ). Bể trầm tích này được hình thành ở giai đoạn Eoxen-Oligoxen và Mioxen dưới trong quá trình kiến tạo trượt bằng trái căng dãn của hệ thống đứt gãy Sông Hồng. Trong giai đoạn tiếp theo phần phía Bắc bể trầm tích bị dảo ngược bởi quá trình kiến tạo nén ép. Sự thay đổi trạng thái động học dọc theo hệ thống đứt gãy Sông Hồng là do quá trình va chạm giữa tiểu lục đỉa Ấn Độ và mảng Âu-Á vào khoảng 60 triệu năm trước đây.

Tài liệu địa chấn dược sử dụng để liên kết địa tầng, phân tích tướng địa chấn và nhịp trầm tích. Kết quả phân tích địa chấn được liên kết và kiểm chứng với tài liệu của ba giếng khoan trong vùng. Điền này cho phép xác định được ba chu kì lớn : biển lui, biển dừng và biển tiến tương ứng với ba quá trình dãn nở, sụt lún, quá trình chuyển tiếp và quá trình đảo ngược cấu trúc trong bể trầm tích Sông Hồng.

Mô hình hóa địa tầng được thử nghiệm ở bể trầm tích Sông Hồng dựa trên cơ sở mô phỏng chu trình tích tụ trầm tích đã được đơn giản hóa. Các dữ kiện đầu vào của mô hình gồm có : sự sụt lún kiến tạo, mực nước biển tuyệt đối, nguồn trầm tích và hệ số vận chuyển tương ứng với một số môi trường trầm tích chủ yếu. Sự mô hình hóa địa tầng trong không gian ba chiều này cho phép điều chỉnh lưu lượng nguồn trầm tích để thu dược một mô hình cấu trúc các thể trầm tích trong quá trình hình thành và phát triển của bể trầm tích Sông Hồng.

Sự kết hợp giữa phân tích tài liệu địa chấn và mô hình hóa địa tầng này mở ra một phương pháp mới để nghiên cứu quá trình động học lấp đầy trầm tích trong các bồn trũng dưới tác động của quá trình kiến tạo địa tầng. Phương pháp này còn cho phép tính định lượng sự thay đổi trong không gian và thời gian lưu lượng nguồn trầm tích và biết được ảnh hưởng của sự thay đổi này đến cấu trúc các thể trầm tích.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GÉNÉRALE 6

1. But de recherche
2. Base de données
3. Méthodologie

Chapitre 1 : TECTONIQUE ET SÉDIMENTATION DANS UNE ZONE EN DÉCROCHEMENT 10

I.1. PRINCIPE DE L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE 10

I.1.1. Facteurs contrôlant l'enregistrement sédimentaire 10

I.1.1.1. Eustatisme

I.1.1.2. Tectonique au sens large : enregistrement de la déformation du substratum d'un bassin sédimentaire

I.1.1.3. Apports et production sédimentaires

I.1.2. Notion d'accommodation 14

I.1.3. Enregistrement stratigraphique d'une variation du niveau relatif de la mer 16

I.1.3.1. Cycle de variation

I.1.3.2. Expression d'une variation du niveau relatif de la mer

I.1.4. Séquence de dépôt sédimentaire 16

I.1.4.1. Architecture d'une séquence de dépôt

I.1.4.2. Ordre de séquence de dépôt

I.2. DE LA STRATIGRAPHIE SISMIQUE À LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE 19

I.2.1. Stratigraphie séquentielle 19

I.2.2. Stratigraphie sismique 20

I.2.3. Transition entre la méthode de stratigraphie sismique et celle de stratigraphie séquentielle 21

I.3. SÉDIMENTATION DANS UNE ZONE EN DÉCROCHEMENT 23

I.3.1. Système de failles de décrochement 23

I.3.1.1. Système simple de failles de décrochement

I.3.1.2. Modification d'un système simple de failles de décrochement

I.1.3.3. Effets de mouvement de décrochement

I.1.3.4. Structures associées à un système de failles de décrochement

I.1.3.5. Sédimentation dans le bassin associé à un système de failles de décrochement

I.1.3.6. Principales phases de formation et d'évolution d'un bassin dans une zone en décrochement

I.4. CONCLUSION 30

Chapitre 2 : ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE DU DELTA DU FLEUVE ROUGE 31

II.1. INTRODUCTION 31

II.2. ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE DU DELTA DU FLEUVE ROUGE 32

II.2.1. Contexte général 32

II.2.2. Bassin du Fleuve Rouge dans le contexte tectonique Mésozoïque de l'Asie 36

II.2.2.1. Tectonique Pré-Mésozoique de la région

II.2.2.2. Paléocène à Éocène (60-30 Ma) : phase de rifting

II.2.2.3. Oligocène supérieur au Miocène moyen (30-15 Ma) : phase de 'post-rift'

II.2.2.4. Miocène moyen au Pliocène (15.5-5.5 Ma) : inversion tectonique

II.2.2.5. Pliocène à présent (5.5-0 Ma) : flexure

II.3. MÉTHODOLOGUE D'INTERPRÉTATION EN TERME DE STRATIGRAPHIE SISMIQUE 45

II.3.1. Découpage en unités sismiques 45

II.3.2. Analyse des faciès sismiques 47

II.3.3. Calage au puits et datation des limites des unités sismiques 49

II.4. INTERPRÉTATION DES DONNÉES DE DIAGRAPHIE : CALIBRATION LITHOLOGIQUE ET FACIOLOGIQUE DE LA SISMIQUE 49

II.5. INTERPRÉTATION DES DONNÉES SISMIQUES 52

II.5.1. Découpage en unités sismiques du Bassin du Fleuve Rouge 52

II.5.1.1 Proposition de datation et de calage

II.5.1.2. Unités sismiques dans le Bassin du Fleuve Rouge

II.5.2. Principaux groupes de faciès sismiques dans le Bassin du Fleuve Rouge 55

II.5.3. Interprétation en terme d'environnement de dépôt et estimation de la paléobathymétrie 55

II.5.4. Unités sismiques oligo-miocènes du Bassin du Fleuve Rouge 58

II.5.4.1. Unité sismique S0-S1 (36-30 Ma)

II.5.4.2. Unité sismique S1-S2 (30-25,5 Ma)

II.5.4.3. Unité sismique S2-S3 (25,5-22 Ma)

II.5.4.4. Unité sismique S3-S4 (22-16,5 Ma)

II.5.4.5. Unité sismique S4-S5 (16,5-15,5 Ma)

II.5.4.6. Unité sismique S5-S6 (15,5-13,8 Ma)

II.5.4.7. Unité sismique S6-S7 (13,8-10,5 Ma)

II.5.4.8. Unité sismique S7-S8 (10,5-6,3 Ma)
II.5.4.9. Unité sismique S8-S9 (6,3-5,5 Ma)
II.5.5. Discussion et Conclusion 96
II.5.5.1. Limite du modèle géologique et incertitudes de l'interprétation
II.5.5.2. Morphologie et évolution du bassin
II.5.5.3. Modèle synthétique des séquences de dépôt
II.5.5.4. Implication sur les simulations

Chapitre 3 : CALCUL 3D DE L'ACCOMMODATION ET ANALYSE DE SUBSIDENCE 104

III.1. PRINCIPE DE CALCUL DE DÉCOMPACTION DES COUCHES DE DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES 104
III.1.1. Relation Porosité-Profondeur 104
III.1.2. Calcul de décompaction 107
III.1.3. Calcul de la subsidence tectonique 108
III.2. PRÉPARATION DES DONNÉES POUR LE CALCUL DANS SUBTEC 110
III.2.1. Cartes de profondeur (isobathes) 110
III.2.2. Faciès lithologiques et courbes de porosité-profondeur 111
III.2.3. Paléobathymétrie 113
III.2.4. Correction de l'eustatisme 114
III.2.5. Problème de calcul des érosions 114
III.2.5.1. Érosion à 15,5 Ma
III.2.5.2. Érosion à 5,5 Ma.
III.3. RÉSULTATS DE CALCUL ET ANALYSE DE LA SUBSIDENCE 116
III.3.1. Résultats de calcul 116
III.3.2. Analyse de subsidence 118
III.3.2.1. Période S0-S1 (36-30 Ma)
III.3.2.2. Période S1-S4 (30-16,5 Ma)
III.3.2.3. Période S4-S7 (16,5-10,5 Ma)
III.3.2.4. Période S7-S9 (10,5-5,5 Ma)
III.3.2.5. Période S9-Présent (5,5-0 Ma)
III.4. DISCUSSION ET CONCLUSION 131
III.4.1. Discussion 131
III.4.1.1. Critique des résultats obtenus
III.4.1.2. Décrochement et différents régimes tectoniques
III.4.2. Conclusion 133

Chapitre 4 : MODÉLISATION STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DU FLEUVE ROUGE 135
IV.1. MÉTHODOLOGIE 135
IV.1.1. Objectif de la modélisation stratigraphique 135
IV.1.2. Méthodologie de la modélisation stratigraphique 136
IV.1.2.1. Principe de la modélisation stratigraphique
IV.1.2.2. Principe de diffusion multilithologique
IV.1.2.3. Paramètres du modèle
IV.2. DONNÉES D'ENTRÉE DANS DIONISOS DANS LE CAS DU BASSIN DU FLEUVE ROUGE 137
IV.2.1. Accommodation 138
IV.2.1.1. Adaptation de cartes d'accommodation
IV.2.1.2. Rotation et construction du maillage
IV.2.1.3. Extrapolation et mise en format de DIONISOS
IV.2.2. Estimation des apports sédimentaires 140
IV.2.3. Estimation des coefficients de transport 141
IV.2.4. Effet de compaction 142
IV.2.5. Inversion des contraintes 142
IV.2.5.1. Contraintes par les données sismiques
IV.2.5.2. Contraintes par les données des puits
IV.2.5.3. Contraintes par les données de faciès et paléobathymétrie
IV.3. MODÈLE DU BASSIN DU FLEUVE ROUGE SIMULÉ PAR DIONISOS 144
IV.3.1. Géométrie générale des séquences 144
IV.3.1.1. Morphologie générale du modèle diffusif du Bassin du Fleuve Rouge
IV.3.1.2. Grande tendance des cycles de progradation-rétrogradation
IV.3.2. Localisation des zones sableuses 151
IV.3.3. Localisation des sources et quantification des flux sédimentaires 153
IV.3.3.1. Localisation des sources
IV.3.3.2. Quantification des apports sédimentaires
IV.3.4. Conclusion 155

Chapitre 5 : APPORTS DE LA MODÉLISATION AU MODÈLE GÉOLOGIQUE 156
V.1. PARAMÈTRES DE L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE DANS UNE ZONE EN DÉCROCHEMENT 156
V.1.1. Séquence de dépôt sous l'influence de la tectonique décrochante 156
V.1.1.1. Période de 'post-rift'

V.1.1.2. Période d'inversion
V.1.2. Séquence de dépôt en relation avec le flux sédimentaire 168
V.1.2.1. Période de 'post-rift'
V.1.2.2. Période d'inversion
V.1.3. Flux de sédiment en rapport avec des activités tectoniques 168
V.1.4. Changement de la sablosité 171
V.2. PROBLÈME DE DATATION 172
V.3. ÉVOLUTION DU FLUX DE SÉDIMENTS À L'ÉCHELLE RÉGIONALE 172
V.4. APPORT DU MODÈLE DIFFUSIF À L'AMÉLIORATION DU MODÈLE GÉOLOGIQUE 176
V.4.1. Estimation de la paléobathymétrie 176
V.4.2. Revue de l'interprétation des données sismiques 176
V.5. LIMITE DU MODÈLE 178
V.6. CONCLUSION 180

CONCLUSION GÉNÉRALE 181
1. Recherche méthodologique
2. Recherche fondamentale
3. Suggestion
4. Objectif dans le futur

LISTE DES FIGURES 186
BIBLIOGRAPHIE 194
ANNEXE 180

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1. BUT DE RECHERCHE

Les progrès récents dans la recherche fondamentale et appliquée dans le domaine de modélisation de bassin ont amélioré la connaissance des différents concepts de processus sédimentaire et de la distribution de différents faciès lithologiques dans un basin sédimentaire ou au niveau d'un réservoir pétrolier. Cependant, la formation d'un bassin et son évolution impliquent plusieurs facteurs géologiques qu'une simple méthode de simulation ne peut permettre d'étudier d'une façon efficace. Donc, le but de ce projet d'étude est de mettre au point une nouvelle méthodologie d'étude de bassin comprenant la quantification de la subsidence et les simulations stratigraphiques en étudiant la relation entre la tectonique et la sédimentation dans un bassin formé et ayant évolué sous l'influence de la tectonique décrochante.

Outre l'intérêt apporté par cette nouvelle approche méthodologique appliquée pour la première fois à une telle étude du bassin, on espère connaître les autres facteurs qui contrôlent l'évolution du Bassin du Fleuve Rouge tels que le contexte tectonique, la distribution des différentes sources des sédiments ainsi que la distribution des faciès lithologiques dans ce bassin pour mieux diriger l'exploration dans le futur. Cette étude permet aussi de mieux comprendre l'architecture faciologique des séquences dans la zone en décrochement, c'est-à-dire l'influence de la tectonique et des apports sédimentaires sur la structure des séquences de dépôt dans une zone à tectonique complexe comme le Bassin du Fleuve Rouge.

Pour atteindre ces buts, les différentes questions suivantes seront traitées dans cette étude:

1. Quel est le rôle que jouent les structures tectoniques sur la géométrie des séquences ?

2. Commemt déterminer la distribution de lithofaciès dans le Bassin du Fleuve Rouge ?

3. Où se localisent les sources locales des sédiments qui interfèrent avec la progradation principale du delta ?

4. Comment relier l'histoire du flux du Fleuve Rouge avec la tectonique locale et régionale ?

2. BASE DE DONNÉES

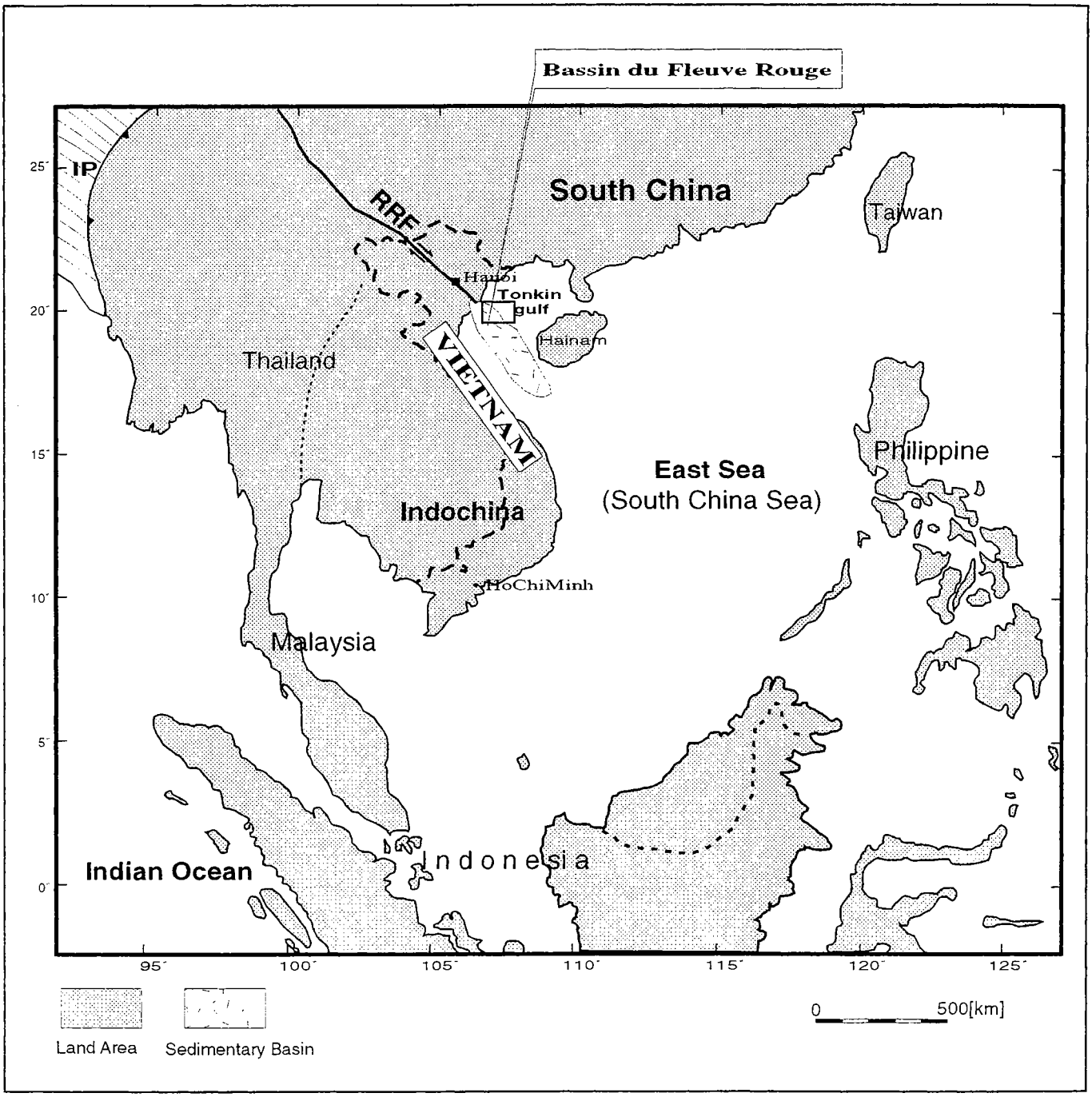


Fig.1 : Localisation du Bassin du Fleuve Rouge et la zone d'étude.

Le projet porte sur l'étude du bassin du Fleuve ROUGE qui s'étend du delta de Tonkin au large du golfe de Tonkin (fig.1). Ce bassin est limité par deux systèmes de failles du Fleuve Rouge à l'Est et de failles N°1 à l'Ouest. C'est une zone où se concentrent tous les éléments intéressants pour l'étude des relations entre la sédimentation et la tectonique comme un taux de sédimentation

très fort, une tectonique décrochante active ainsi qu'une subsidence continue, mais variable au cours du temps, durant l'évolution du bassin.

Les données utilisées pour cette étude regroupent:

- 3000 km de profils sismiques 2D détaillés.
- 3000 km de profils sismiques 2D régionaux
- Données de diagraphie de 3 puits de forage.

Toutes ces données sont fournies par PETROVIETNAM et TOTAL CFP.

3. MÉTHODOLOGIE

Les trois principaux facteurs qui contrôlent l'enregistrement sédimentaire sont l'eustatisme, la tectonique au sens large et le flux sédimentaire. La somme de l'eustatisme et la tectonique aboutit à la création d'un espace disponible pour l'accumulation des sédiments que l'on appelle par le terme "**accommodation**". D'autre part, l'accommodation est définie comme la somme de l'épaisseur des sédiments (décompactés) et la bathymétrie. Donc, pour étudier l'histoire de la sédimentation d'un bassin, on doit connaître cet espace d'accommodation à chaque étape de l'évolution du bassin et le flux des sédiments qui l'alimentent. Cette nouvelle méthodologie se base sur le principe très simple, c'est la quantification des trois facteurs mentionnés ci-dessus : la subsidence tectonique, l'eustatisme et le flux sédimentaire qui contrôlent l'évolution des dépôts sédimentaires dans le Bassin du Fleuve Rouge.

Le flux sédimentaire sera quantifié pendant la simulation stratigraphique par DIONISOS. Quant à l'influence de la subsidence et de l'eustatisme, elle sera estimée par la détermination de la création de l'espace d'accommodation au cours du temps. Cet espace d'accommodation est calculé à partir des estimations des épaisseurs des sédiments (décompactées) et de celle des paléobathymétries pour chaque séquence de dépôt. Autrement dit, on est amené à mesurer l'épaisseur des sédiments, la bathymétrie et à déterminer la lithologie de ces sédiments. Sur une base de données sismiques 2D, tous ces travaux consistent à faire un découpage, à hiérarchiser les séquences de dépôts et à les interpréter en faciès sédimentaire. Une fois que les séquences sont identifiées, les éléments nécessaires comme l'épaisseur, la bathymétrie et la lithologie des sédiments sont déterminés, et on procède à la décompaction des séries sédimentaires pour retrouver l'épaisseur initiale des sédiments avant la compaction. Ceci est réalisé en 3D par le programme SUBTEC développé à l'IFP.

L'étape suivante consiste à réaliser la modélisation stratigraphique avec le programme DIONISOS. Elle a pour but d'élaborer un modèle stratigraphique du bassin en évolution au cours

du temps, de localiser et quantifier les différentes sources de sédiments et de prédire la répartition des différents faciès sédimentaires dans le bassin.

Cette nouvelle méthode combine donc à la fois l'interprétation des données de subsuface, le calcul 3D de l'accommodation et des simulations stratigraphiques d'un bassin sédimentaire.

Chapitre 1
TECTONIQUE ET SÉDIMENTATION DANS UNE ZONE EN DÉCROCHEMENT

I.1. PRINCIPE DE L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE

I.1.1. Facteurs contrôlant l'enregistrement sédimentaire

La géométrie et la nature des dépôts de sédiment accumulés dans un bassin sédimentaire sont contrôlées par l'ensemble des facteurs autocycliques et allocycliques (Sloss, 1962, Einsele et al, 1991) :

- les facteurs autocycliques, liés au système sédimentaire, sont contrôlés par l'hydrodynamique du système tels que les phénomènes des vagues, courant sous marin ou tempête, mais également l'avulsion des chenaux ou la migration latérale des méandres.

- les facteurs allocycliques, indépendants du système sédimentaire, sont l'eustatisme, la tectonique et le flux sédimentaire (fig.I.1).

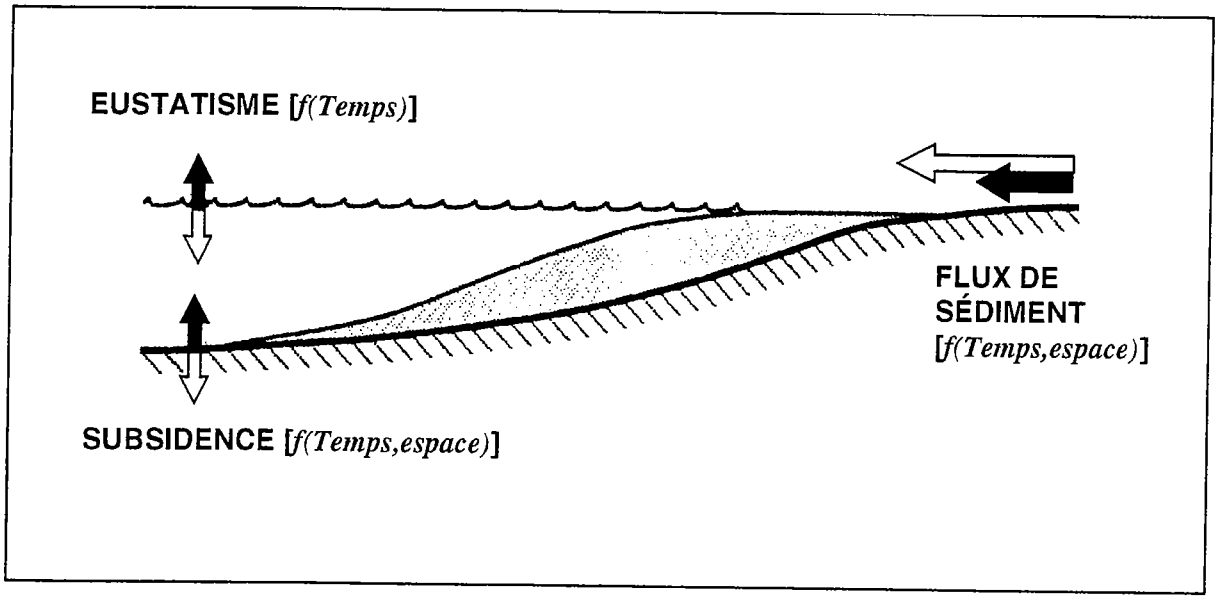


Fig.I.1 : Principaux facteurs contrôlant la nature et la géométrie de l'enregistrement sédimentaire.

I.1.1.1. Eustatisme

La succession de transgression et de régression à toute échelle découle de la variation du niveau de la mer, c'est-à-dire l'interface eau-air. Ce niveau peut être quantifié de trois manières différentes (fig.I.2) :

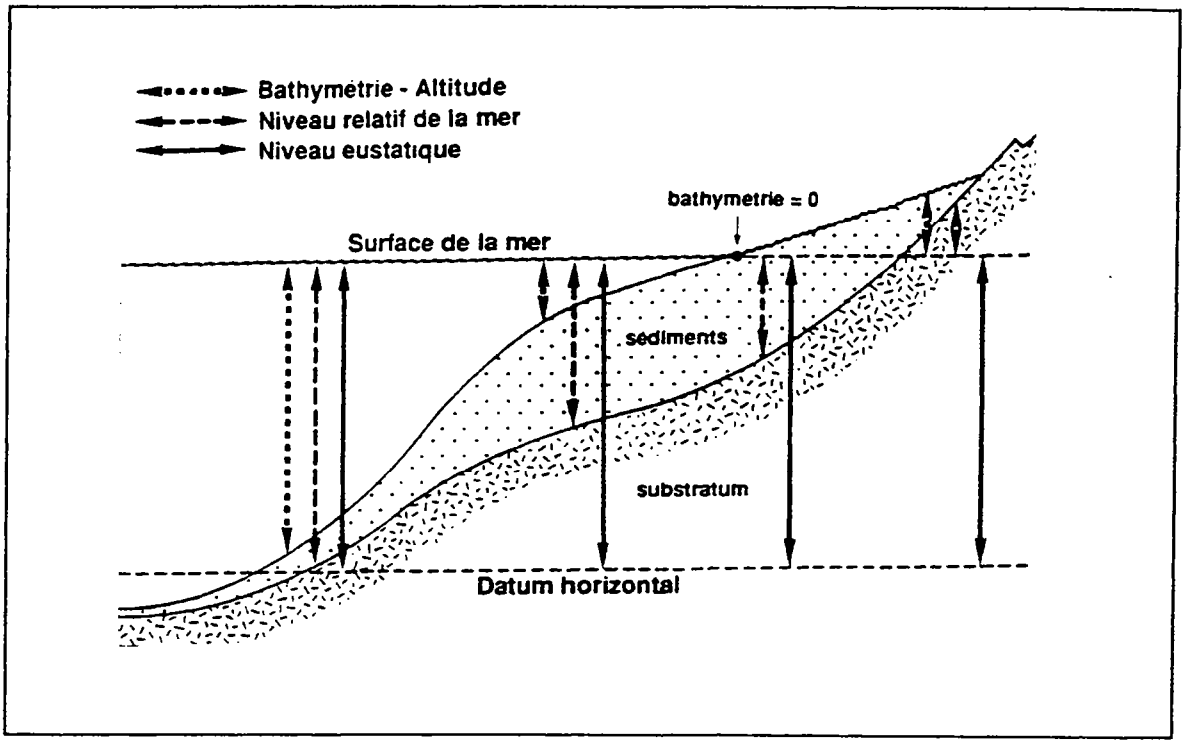


Fig.I.2 : Trois manières de quantifier le niveau de la mer : le niveau eustatique, le niveau relatif et la bathymétrie (D'après F. Lafont, 1994).

- **le niveau absolu de la mer** ou niveau eustatique est défini par rapport à un référentiel fixe indépendant des mouvements tectoniques, par exemple le centre de la Terre. Les variations du niveau absolu sont appelées variations eustatiques.

- **le niveau relatif de la mer** est défini par rapport à un référentiel fixe du substratum du bassin. Le référentiel le plus évident est la surface du substratum du bassin. De ce fait, le niveau relatif est influencé par les mouvements tectoniques du substratum.

- **la profondeur d'eau ou bathymétrie** est définie comme la hauteur entre l'interface air-eau et l'interface eau-sédiment, soit la tranche d'eau. La variation de la bathymétrie dépend beaucoup du flux de sédiment.

La variation eustatique ou la variation absolue de la mer est un facteur fonction du temps et contrôle principalement l'extension latérale du bassin. On distingue deux grands types de variations eustatiques : la variation du volume d'eau de l'océan mondial et la variation du volume total des bassins océaniques.

- Les variations glacio-eustatiques correspondent aux cycles de formation et de fonte des calottes glaciaires continentales. Elles sont liées à la variation du climat à la surface du globe terrestre. Les mécanismes glacio-eustatiques engendrent des vitesses de variation très rapides, pouvant aller jusqu'à 1 cm par an, avec des amplitudes pouvant dépasser 100 m (Donovan & Jones, 1979). Ces amplitudes ne peuvent être atteintes que pendant les périodes particulières dites 'âges glaciaires', mais ces périodes sont rares à l'échelle du temps géologique.

Les cycles glacio-eustatiques les mieux connus sont ceux contrôlés par la variation des paramètres orbitaux de la Terre comme l'excentricité, l'obliquité et la précession de l'axe de la Terre. Ce sont des cycles de haute fréquence, généralement connus sous terme de cycles de Milankovitch (Milankovitch, 1920). L'existence de cycles à plus long terme reste douteuse. Selon Vail et al, 1992, les séquences de dépôts de troisième ordre (durée de 0,5 à 3 Ma) pourraient être d'origine glacio-eustatiques. Le problème réside encore dans l'amplitude de ces variations dont certaines sont supposées atteindre 50 m au cours du Mésozoïque. Selon Rowley & Markwick, 1992, de telles amplitudes impliqueraient l'existence d'une calotte glaciaire de dimensions comparables à celles de l'actuelle calotte antarctique. Ce qui est irréaliste.

- Les variations tectono-eustatiques sont liées principalement aux périodes de formation et de fragmentation de super-continents. Ce sont les phénomènes de tectonique de plaque et qui contrôlent le volume et la géométrie des océans. La durée des cycles de variations tectono-eustatiques est de plusieurs dizaines à centaines de millions d'années (cycles de premier ordre) avec une amplitude maximale de variation de 300 m. Lorsque les continents sont regroupés en une seule masse, le volume des bassins océaniques est maximal, ce qui entraîne une baisse du niveau eustatique. Lorsque la masse continentale est fragmentée, une plus grande partie du domaine marin est constituée par des domaines peu profonds (marges continentales, rifts, bassins intra-cratoniques) au détriment des bassins océaniques profonde subductée. Il y a donc diminution du volume des océans et montée du niveau eustatique (Hallam, 1984, Vail et al, 1991).

I.1.1.2. Tectonique au sens large : enregistrement de la déformation du substratum d'un bassin sédimentaire

La subsidence totale d'un bassin représente les mouvements verticaux de son substratum au cours du temps. Cette subsidence regroupe la subsidence tectonique, la subsidence thermique, la déformation due à la charge sédimentaire ou subsidence gravitaire (Perrodon, 1983). On distingue trois grands types de mouvements verticaux du substratum, d'amplitude, d'extension et de durée différente :

- Les déformations à grande longueur d'onde, d'échelle supérieure au millier de km, sont liées aux mouvements géodynamiques aux limites des plaques (phénomènes de convergence, de divergence ou de décrochement). La durée de fonctionnement de ces phénomènes dépasse la dizaine voir la centaine de millions d'années et l'amplitude est de quelques centaines de mètres.

- Les déformations à moyenne longueur d'onde, d'échelle de la centaine à quelques centaines de km, sont liées aux déformations intraplaques. On distingue les déformations issues de variations du régime de contraintes dans le plan vertical et dans le plan horizontal.

Les mouvements verticaux induits par la cinématique des plaques résultent du fait de l'isostasie et de la subsidence thermique. L'isostasie intervient essentiellement dans les bassins en compression avec la flexuration par effet de charge (Quinlan & Beaumont, 1984, Angevine et al, 1990), tandis que la subsidence thermique contrôle principalement l'évolution des profils de subsidence en contexte distensif entre le stade rift et le stade marge passive (Angevine et al, 1990).

Les variations horizontales du régime de contraintes au sein d'une plaque lithosphérique ont été soulignées par Cloething et al, 1985, 1986, 1988. Ils ont montré que des réorientations et des changements d'intensité d'environ quelques kilobars dans les champs de contraintes horizontales, contrôlés par les conditions aux limites des plaques, peuvent modifier la topographie des plaques lithosphériques en générant des zones de subsidence compensées par des zones voisines en surrection. Ces déformations sont de natures différentes selon les lieux en domaine extensif, compressif ou décrochant.

- Les déformations à courte longueur d'onde, d'échelle de la dizaine à la centaine de km, induites par les structures telles que les plis ou les failles. Les effets de leurs mouvements sur les variations du niveau relatif de la mer ont donc une très faible extension latérale. L'amplitude de ces mouvements peut être très importante (hectométrique) pour des durées de temps faible (centaine voir dizaine de milliers d'années).

I.1.1.3. Apports et production sédimentaires

Le flux de sédiments silico-détritiques arrivant dans un bassin dépend directement du bilan érosion-sédimentation établi le long du profil de dépôt du bassin en question.

Le bilan érosif est fonction du contexte tectonique et du climat contemporain aux dépôts. Le contexte tectonique contrôle la topographie de la région, l'érosion étant d'autant plus intense que les reliefs sont importants et les pentes sont fortes. Le climat contrôle de deux façons l'érosion continentale : d'une part de fortes chaleur et pluviosité favorisent l'altération des substratums ; d'autre part, le climat, à l'échelle du globe, contrôlé par les paramètres orbitaux de la Terre, joue également sur le niveau des océans. Or, l'incision et l'érosion fluviatiles sont d'autant plus efficaces que le niveau de la mer est bas vis à vis du cour des rivières. Le volume de sédiment préservé dans un bassin dépend aussi du bilan érosion-sédimentation au sein même du milieu. En effet, les sédiments marins peuvent être érodés et resédimentés dans un autre endroit. On peut citer les dépôts de turbidites dans les eaux profondes qui sont en fait des sédiments érodés en bordure de pente, transportés par des courants de turbidité sur la pente et redéposés dans un autre endroit plus profond en bas de la pente.

L'autre source de sédiment est la production carbonatée au sein même du bassin. Ces sédiments carbonatés à leur tour peuvent être érodés, remaniés et redéposés dans un autre endroit du bassin. Il s'agit des sédiments bioclastiques. La production carbonatée, en liaison avec les organismes vivants, est sensible aux facteurs d'environnement contrôlés par des paramètres tels que la nature du substratum, la température, la profondeur d'eau, la circulation des courants sous marins, et la limite inférieure de la zone photique pour les facteurs allocycliques ; la turbidité, la salinité, l'agitation du milieu pour les facteurs autocycliques. On peut citer encore la nature des organismes, les lois biologiques régissant les écosystèmes qui peuvent influencer la structure des sédiments carbonatés.

I.1.2. Notion d'accommodation

La sédimentation et la préservation des sédiments par la suite dépendent de l'espace disponible à l'accumulation de sédiments dans un bassin au cours du temps. Jervey (1988), a défini cet espace sous le terme d'*accommodation* qui est créé par la subsidence tectonique et l'eustatisme (fig.I.3), en absence de sédimentation. Ces deux facteurs définissent les mouvements relatifs du substratum et l'interface air-eau. Les variations de l'accommodation enregistrent donc les variations du niveau relatif de la mer. La subsidence tectonique et l'eustatisme peuvent avoir des actions conjuguées ou opposées (Posamentier et al, 1988). La capacité de préservation d'une série sédimentaire sur une période donnée dépend donc de la vitesse de variation de cet espace d'accommodation. Mais l'épaisseur de dépôt sédimentaire

réellement préservée dépend également du taux des apports des sédiments détritiques arrivant dans le bassin et du taux de production des carbonates sur place.

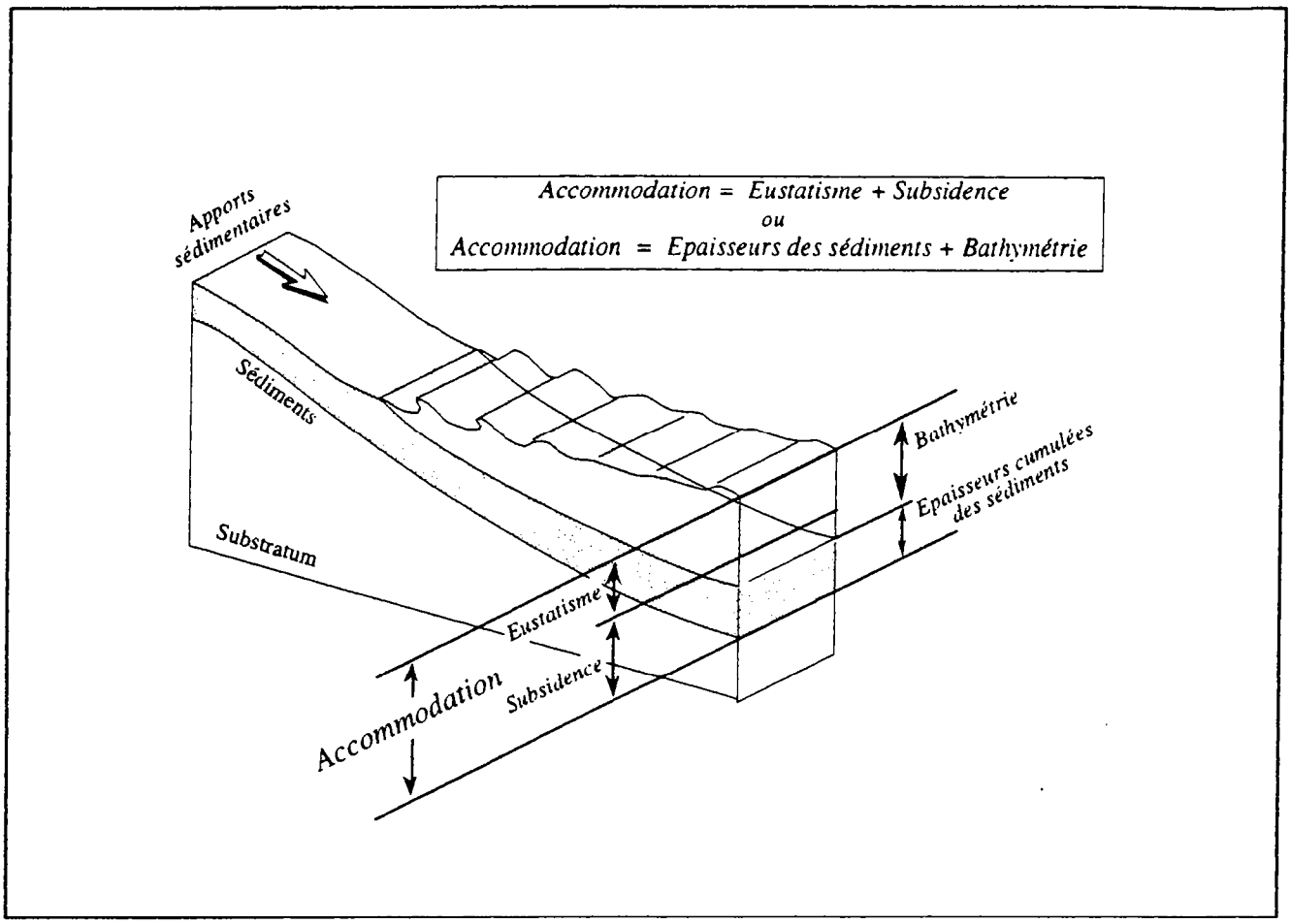


Fig.I.3 : Double définition de l'accommodation (D'après Granjeon, 1997).

Une augmentation de l'espace d'accommodation, plus rapide que le taux des apports sédimentaire, permet d'enregistrer une phase de rétrogradation alors qu'une diminution de l'espace d'accommodation ou une baisse de vitesse de création de l'espace d'accommodation devenant inférieure au taux des apports sédimentaires traduit une progradation. Une accommodation positive enregistre la sédimentation alors que l'accommodation négative traduit l'érosion. Une accommodation nulle enregistre le 'by-pass' ou la transition d'érosion-sédimentation.

En 1997, Granjeon et al a introduit une nouvelle notion de l'accommodation qui est définie comme la somme de l'épaisseur cumulée des sédiments au moment de dépôt (c'est-à-dire non compactés) et de la bathymétrie (fig.I.3). Cette nouvelle notion permet d'estimer l'espace d'accommodation dans un point du bassin si on possède des mesures des épaisseurs de sédiment à un moment donné et de la paléobathymétrie.

I.1.3. Enregistrement stratigraphique d'une variation du niveau relatif de la mer

I.1.3.1. Cycle de variation

L'enregistrement stratigraphique d'un cycle de variation du niveau relatif de la mer par les dépôts de sédiments (tout ou partiel) est désigné par le terme de séquence sédimentaire quelle que soit la durée et l'amplitude de la variation du niveau relatif considéré. Un cycle de variation est compris en principe entre deux points de chute et de remontée maximale du niveau relatif de la mer (fig.I.4). D'un point de vue stratigraphique, si les apports sédimentaires sont supposés constants, la séquence sédimentaire correspond à un cycle de progradation- rétrogradation.

I.1.3.2. Expression d'une variation du niveau relatif de la mer

Les maxima et minima de bathymétrie ne correspondent pas toujours aux extrémas des variations du niveau relatif de la mer. Si le taux des apports de sédiments détritiques ou de la production des carbonates sur place est supérieur à la vitesse de l'augmentation du niveau relatif, il y a diminution de la bathymétrie, et donc progradation de la ligne de rivage vers la mer et vice-versa, si le taux des apports des sédiments ou de la production des carbonates est inférieur à la vitesse de chute du niveau relatif, il y a augmentation de la bathymétrie, et donc rétrogradation de la ligne de rivage vers la terre (fig.I.5).

I.1.4. Séquence de dépôt sédimentaire

I.1.4.1. Architecture d'une séquence de dépôt

Une séquence de dépôt est définie comme l'enregistrement sédimentaire d'un cycle de variation complet du niveau relatif de la mer entre deux points de chute et de remontée maximale du niveau relatif de la mer. La séquence de dépôt est divisée en cortèges de dépôt (system tracts) (Vail et al, 1977). Ces cortèges de dépôt correspondent à l'enregistrement sédimentaire de différentes phases de variation du niveau relatif de la mer (fig.I.4). Les dépôts mis en place durant la chute et le bas niveau relatif constituent le cortège de bas niveau (lowstand system tract). Les dépôts mis en place en phase de remontée du niveau relatif constituent le cortège transgressif (transgressive system tract). Enfin les dépôts de la fin de remontée du niveau relatif correspondent au cortège de haut niveau relatif (highstand system tract). Les cortèges de dépôt sont séparés par des surfaces spécifiques : la surface de discontinuité correspondant au point d'inflexion de chute du niveau relatif de la mer, la surface

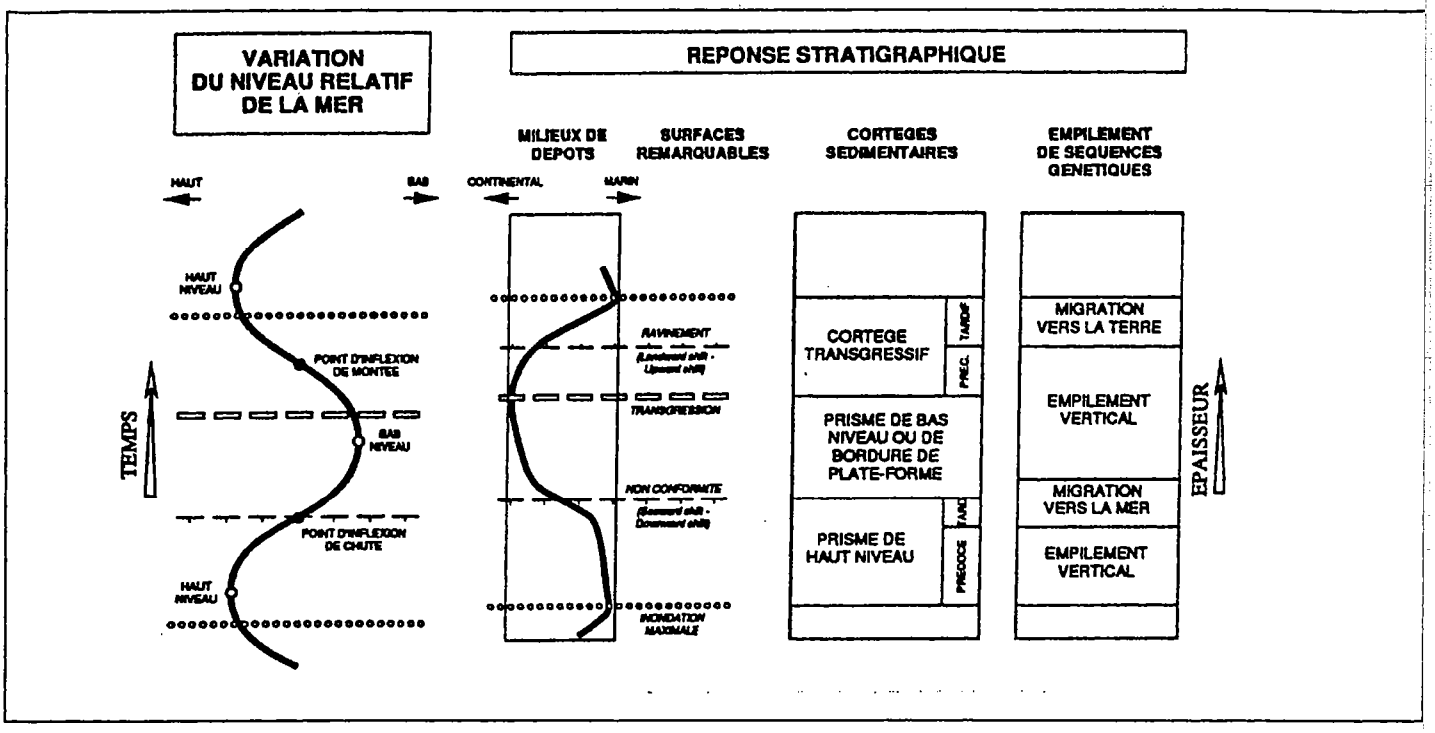


Fig.I.4 : Réponse stratigraphique d'un cycle périodique du niveau relatif de la mer. Les surfaces remarquables délimitent les cortèges de dépôt (Posamentier et al, 1988) (D'après Homewood et al, 1992, modifié par Dromart, 1994).

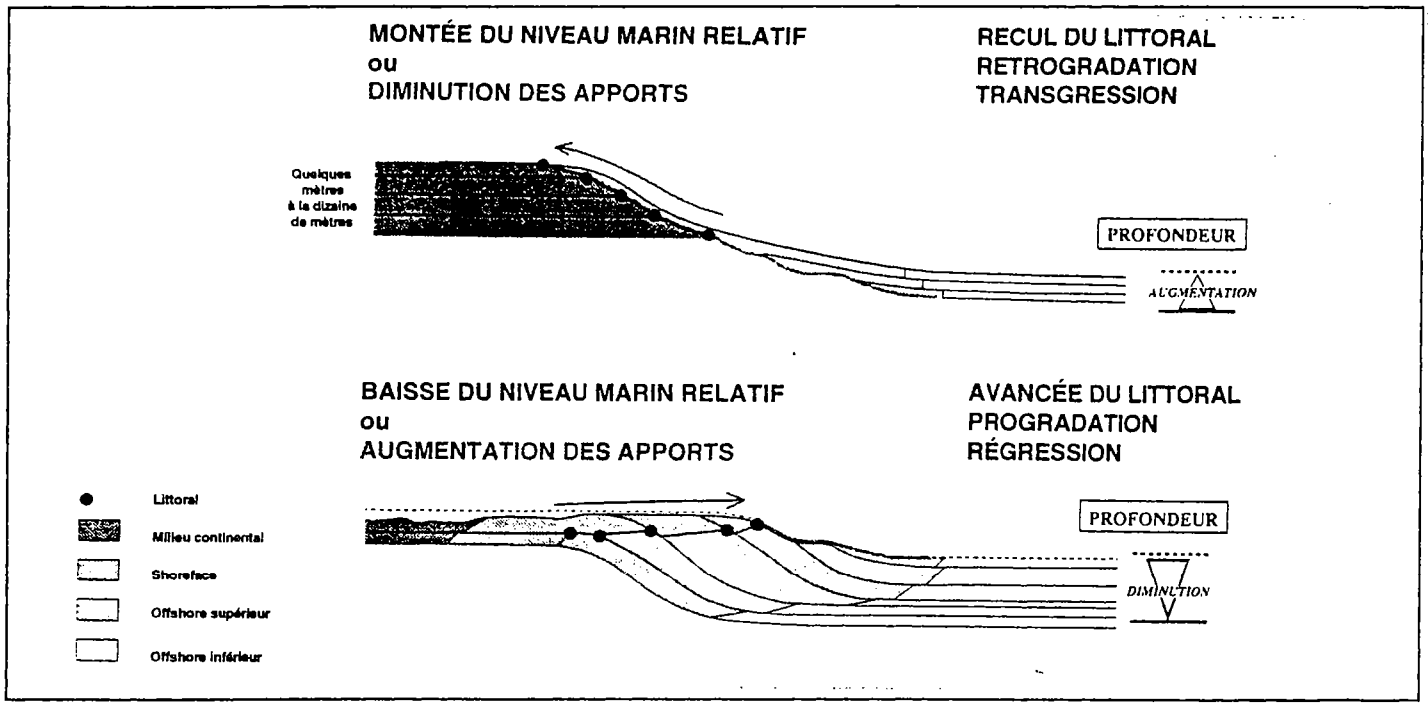


Fig.I.5 : Expression stratigraphique d'une phase transgressive (rétrogradation) ou régressive (progradation) due soit aux variations du niveau relatif de la mer, soit au changement du taux des apports terrigènes (D'après F. Guillocheau et al, 1991).

de transgression marquée au point d'inversion de tendance entre progradation et rétrogradation et la surface d'inondation maximale au point d'inversion entre rétrogradation et progradation (fig.I.4). L'architecture d'une séquence de dépôt est représentée sur la fig.I.6 (Vail et al, 1987).

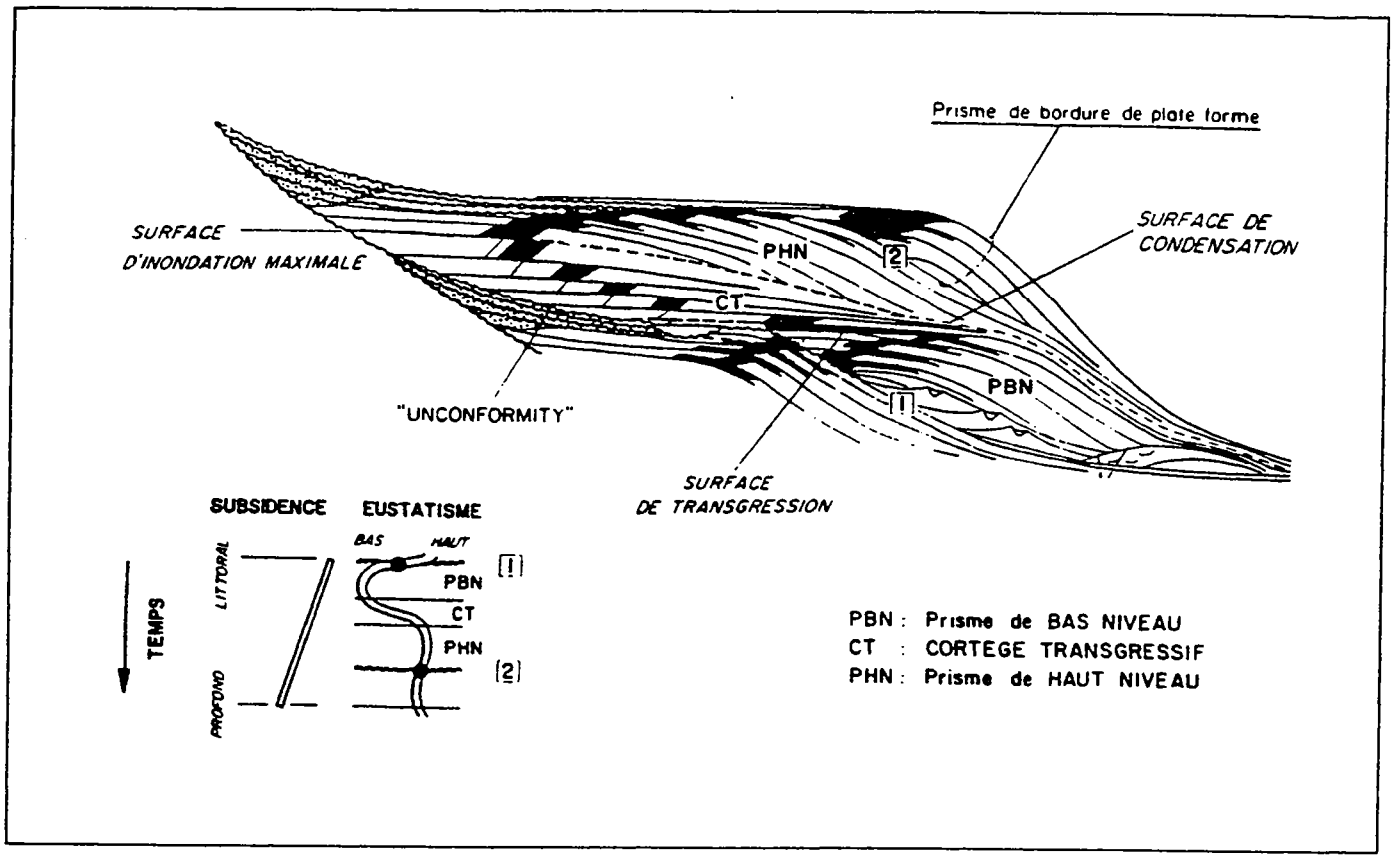


Fig.I.6 ; Architecture d'une séquence de dépôt, avec les différents cortèges de dépôt et les surfaces remarquables (D'après Haq et al, 1988).

I.1.4.2. Ordre de séquence de dépôt

La tectonique et l'eustatisme présentent chacun plusieurs ordres de variations d'amplitude et de durées variable. Du fait que la variation du niveau relatif de la mer résulte de la combinaison de ces deux paramètres (fig.I.7), il existe plusieurs ordres de séquences de dépôt. Vail et al, 1991, ont défini six ordres de séquences de dépôt suivants :

- 1er ordre : durée supérieure à 50 Ma
- 2^{e} ordre : durée de 3 à 50 Ma
- 3^{e} ordre : durée de 0,5 à 3 Ma
- 4^{e} ordre : durée de 0,08 à 0,5 Ma
- 5^{e} ordre : durée de 0,03 à 0,08 Ma
- 6^{e} ordre : durée de 0,01 à 0,03 Ma

Les séquences de dépôt décrites dans le modèle de Vail et al (1977, 1987), correspondent en général au troisième ordre.

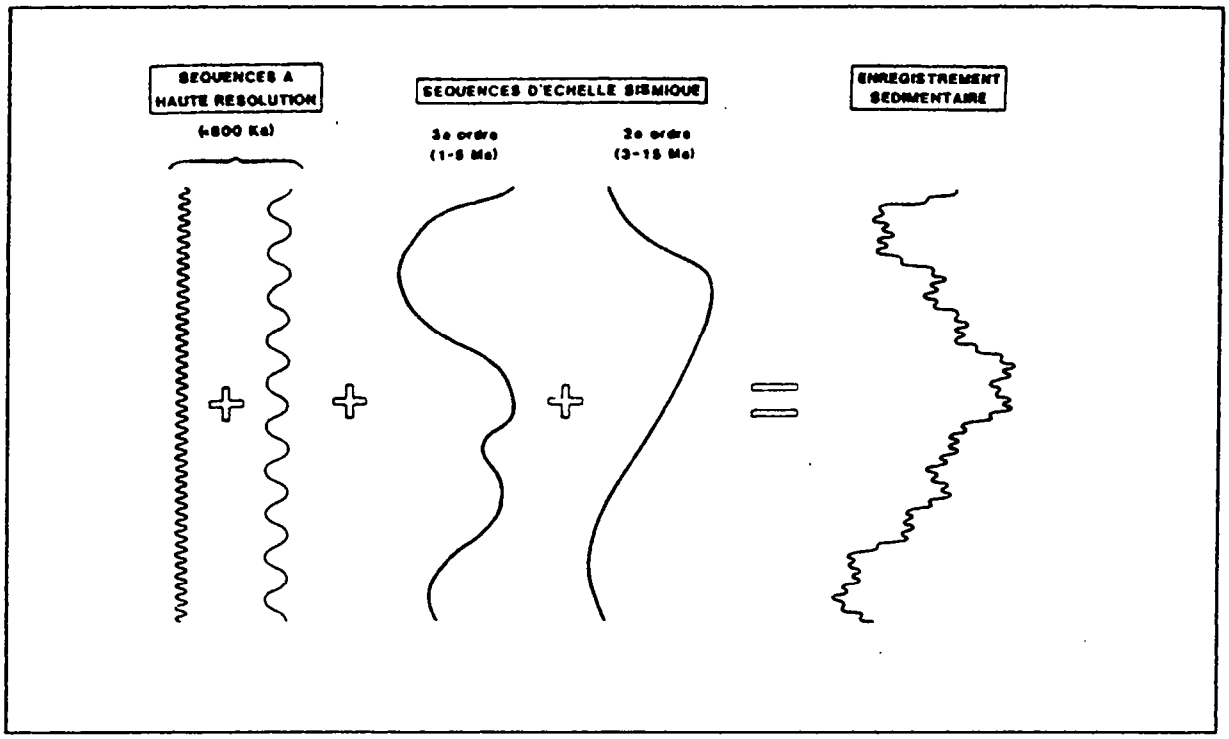


Fig.I.7 : Addition de plusieurs ordres de variation du niveau relatif de la mer. Les cycles à haute fréquence sont périodiques et présumés glacio-eustatiques, les cycles apériodiques de 3'ordre peuvent être tectono-eustatiques ou purement tectoniques, les grands cycles apériodiques sont d'origine tectonique. (D'après Vail et al, 1991, modifié par Guillocheau, 1991).

I.2. DE LA STRATIGRAPHIE SISMIQUE À LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

I.2.1. Stratigraphie séquentielle

La stratigraphie séquentielle est fondée sur une notion fondamentale : les variations du niveau relatif de la mer. Chaque séquence se développe durant un cycle de variation de ce niveau relatif. Ainsi la méthode d'analyse en stratigraphie séquentielle est basée sur la reconnaissance de l'évolution des systèmes sédimentaires en relation avec la variation du niveau relatif de la mer. Elle permet d'établir un modèle d'organisation des séries sédimentaires, construit à partir de l'étude des faciès génétiquement liés, limités par des surfaces ayant une signification chronostratigraphique. L'organisation des dépôts observés est attribuée à l'enregistrement sédimentaire des variations du niveau relatif de la mer. Ces variations sont contrôlées par la

variation du niveau eustatique, par le mouvement tectonique et par les apports de sédiment. Cependant le rôle relatif de chacun de ces paramètres est différent selon les modèles proposés par les différents auteurs. Dans leur modèle, Vail et al, 1991, donne plus d'importance à la variation eustatique par rapport aux autres facteurs (tectonique et apports de sédiments). Mais ce modèle a connu des critiques concernant la construction de la charte de variation eustatique, la sous-estimation du rôle de la tectonique ainsi que la généralisation à l'échelle mondiale de ce modèle (Miall, 1981, 1991, 1992). Il existe d'autres modèles de Cross (1988), de Galloway (1989). Les différences se situent aux trois niveaux suivants :

- Les limites de séquences de dépôt ou de séquences génétiques pour Galloway et Cross (1988) sont placées au niveau de la surface d'inondation maximale, alors que Vail et al (1987) les placent au niveau du maximum de vitesse de chute du niveau relatif de la mer, soit au niveau du déplacement maximal des faciès vers le bassin.
- Le type de faciès et de géométries caractérisant les cortèges de dépôt.
- Le contrôle des variations du niveau relatif de la mer : principalement eustatique selon Vail et al, tandis que Galloway et Cross insistent sur l'influence de la tectonique et du taux des apports sédimentaires.

I.2.2. Stratigraphie sismique

La stratigraphie sismique est la méthode de base de l'interprétation des données sismiques. Elle consiste à définir les séquences sismiques et les unités de faciès qui les composent. La description, la cartographie de ces unités de faciès permettent leur interprétation en terme d'environnement de dépôt et de processus sédimentaires. L'interprétation sédimentologique des faciès sismiques se fait en se basant sur la corrélation avec les données de puits de forage. Il est possible aussi de faire une interprétation en terme de stratigraphie séquentielle.

Dans les zones où l'on ne dispose pas de données de puits, l'interprétation sera basée sur l'observation des contrastes de lithologie et de stratification par l'intermédiaire de contrastes de faciès sismiques, et sur l'observation des géométries qui peuvent être liées à un certain environnement de dépôt. L'étude du déplacement des environnements de dépôt et l'observation de migration des systèmes sédimentaires permettent de se replacer dans le contexte géodynamique et de proposer une interprétation stratigraphique hypothétique.

Le principe de base de la stratigraphie sismique est développé par plusieurs chercheurs : Bally, 1988, Berg et Woolverton, 1985, Cramez et Vail, 1988, Brown et Fisher, 1979, Ramsayer, 1979.

I.2.3. Transition entre la méthode de stratigraphie sismique et celle de stratigraphie séquentielle

En stratigraphie sismique, un ensemble de réflecteurs en *downlap* représente un corps sédimentaire progradant et un ensemble de réflecteurs en *onlap* est l'image d'un corps rétrogradant sauf dans le cas de remplissage de dépressions (fig.I.8). Les prismes de progradation peuvent être limités au toit par des surfaces de *toplap* ou par des troncatures d'érosion.

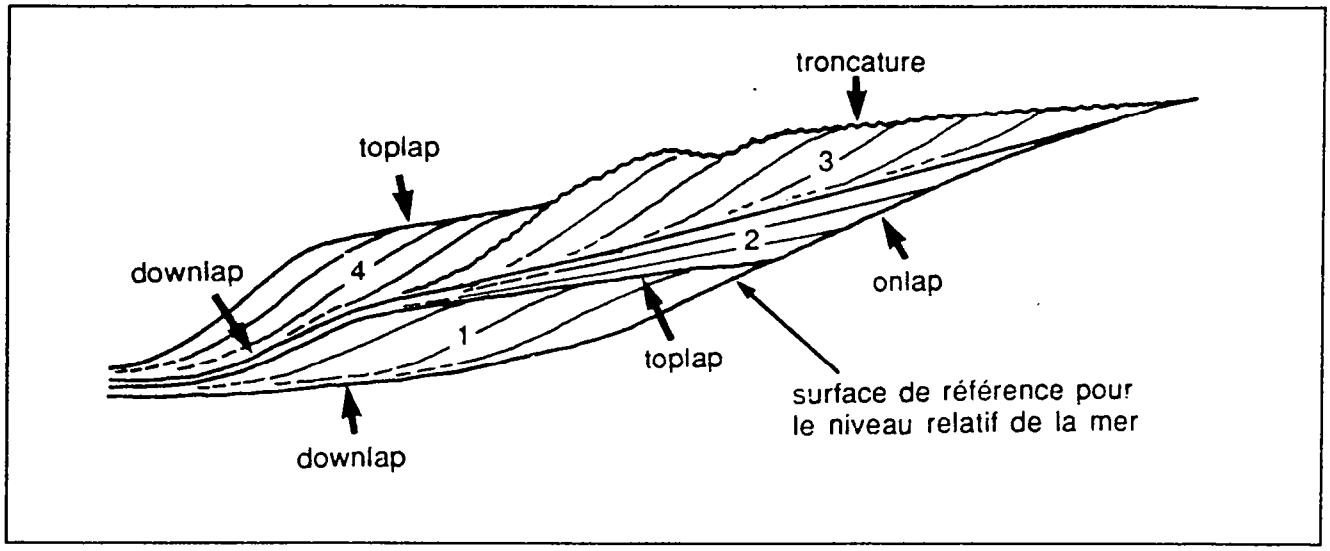


Fig.I.8 : Reconnaissance des surfaces physiques qui, en stratigraphie sismique, délimitent les ensembles sédimentaires. (D'après Lafont-Pétassou, 1993).

On peut définir quatre unités sismiques dont trois sont progradantes (1,3 et 4) et une est rétrogradante (2). Le principe de superposition donne l'ordre chronologique du dépôt de ces ensembles sédimentaires. On peut ainsi définir quatre phases dans la sédimentation :

- 1 : progradation
- 2 : rétrogradation
- 3 : progradation
- 4 : progradation et érosion de 3

Les surfaces de *toplap* sont, dans une certaine mesure, représentatives du niveau relatif de la mer. Ainsi l'évolution de la sédimentation sur notre schéma peut être interprétée en terme de variation du niveau relatif de la mer, par rapport à un niveau de référence qui est la base de la série décrite (fig.I.9). On a ainsi défini un cycle de variation du niveau relatif de la mer. Cette démarche a été employée par les chercheurs d'EXXON à la fin des années 1970 pour établir le modèle de la stratigraphie séquentielle. Ils ont montré, à partir des données sismiques, que les

géométries des systèmes sédimentaires sont contrôlées par les variations du niveau relatif de la mer.

Cette approche d'interprétation, issue de la stratigraphie sismique, s'applique ensuite à différents types d'études sédimentologiques telles que l'étude de terrain ou l'étude de carottes. Et à partir de cela se développe la stratigraphie séquentielle haute résolution.

On a vu comment à partir des donnés sismiques une approche d'interprétation en terme de stratigraphie séquentielle est possible si on dispose des données de puits nécessaires. À son tour, le modèle de stratigraphie séquentielle permet de mieux comprendre le contexte géodynamique, la distribution de lithofaciès dans les différents milieux de dépôt et la variation du niveau relatif de la mer. Il permet de proposer une interprétation ou une extrapolation sédimentologique des données sismiques dans la zone d'absence des données de puits. C'est souvent le cas dans l'exploration pétrolière.

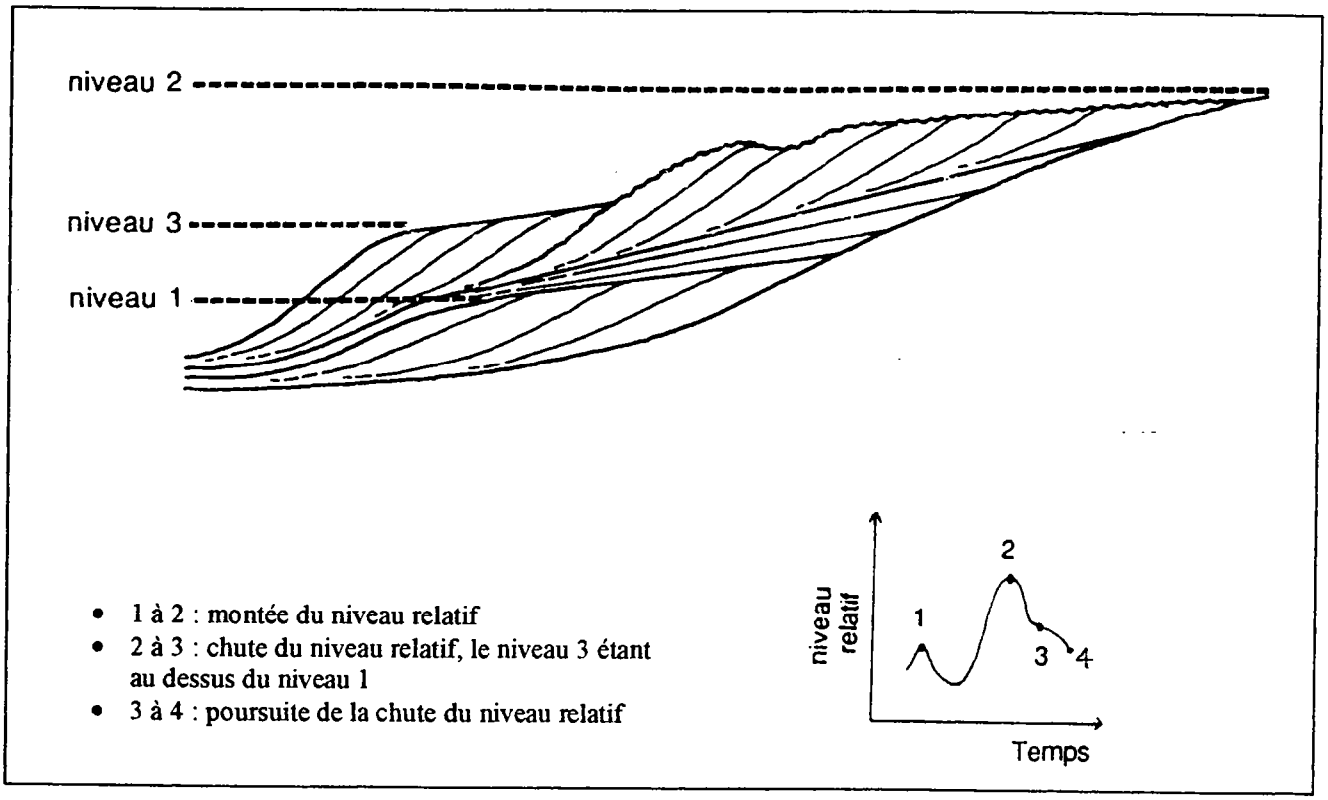


Fig.I.9 : Variation du niveau relatif de la mer interprétée selon le modèle ci-dessus. (D'après Lafont-Pétassou, 1993).

Malgré les différences et les controverses existant encore entre les différents modèles, la stratigraphie séquentielle reste un outil de base pour l'étude des séries sédimentaires, surtout dans le cadre de l'interprétation des données de subsurface (sismique et de forage) pour les raisons suivantes :

• La stratigraphie séquentielle apporte un schéma global d'organisation des dépôts, ce qui favorise l'interprétation. Elle constitue de ce fait, un modèle prédictif de l'environnement de dépôt et du type de dépôts.

• L'interprétation des données replacées dans le cadre des variations du niveau relatif de la mer permet d'aboutir à une approche de la dynamique sédimentaire du bassin. Ceci est important notamment pour la corrélation entre les différentes parties du bassin où il n'y a pas de données de puits.

• Lier l'évolution spatio-temporelle des environnements de dépôt aux variations du niveau relatif de la mer. Ceci amène à distinguer les origines de ces variations, qu'elles soient dues aux phénomènes locaux, régionaux ou globaux, en fonction de l'extension spatiale des séquences dans le bassin. En effet, une variation locale du niveau relatif de la mer ne s'observe que dans une petite partie du bassin alors qu'une variation globale ou même régionale s'observe à l'échelle du bassin.

I.3. SÉDIMENTATION DANS UNE ZONE EN DÉCROCHEMENT

I.3.1. Système de failles de décrochement

Le dérochement sont des failles dont le mouvement moyen est horizontal et parallèle au plan de faille. Les grands systèmes de failles de décrochement sont connus comme les limites de déplacement entre les plaques lithosphériques. Ce sont des systèmes de failles fondamentaux (Sitter, 1964). Ces failles transformantes (Wilson. 1965) se terminent dans une zone d'expansion de crête océanique ou bien dans une zone de subduction (fig.I.10).

La collision entre les blocs continentaux génère aussi les systèmes complexes de failles de décrochement (McKenzie, 1972, Molnar & Tapponnier, 1975). La forme de ces failles dépend en général de la forme des limites des blocs (Molnar & Tapponnier, 1975). Ces types de failles peuvent prendre naissance au moment de la collision des continents, mais ils peuvent être aussi des limites pré-existantes qui sont réactivées en faille de décrochement dues à la collision. Plusieurs failles de ce type existent dans le monde dont un exemple est le système de failles du Fleuve Rouge qui résulte de la collision entre le bloc Indien et la plaque Eurasienne (Tapponnier et al, 1986).

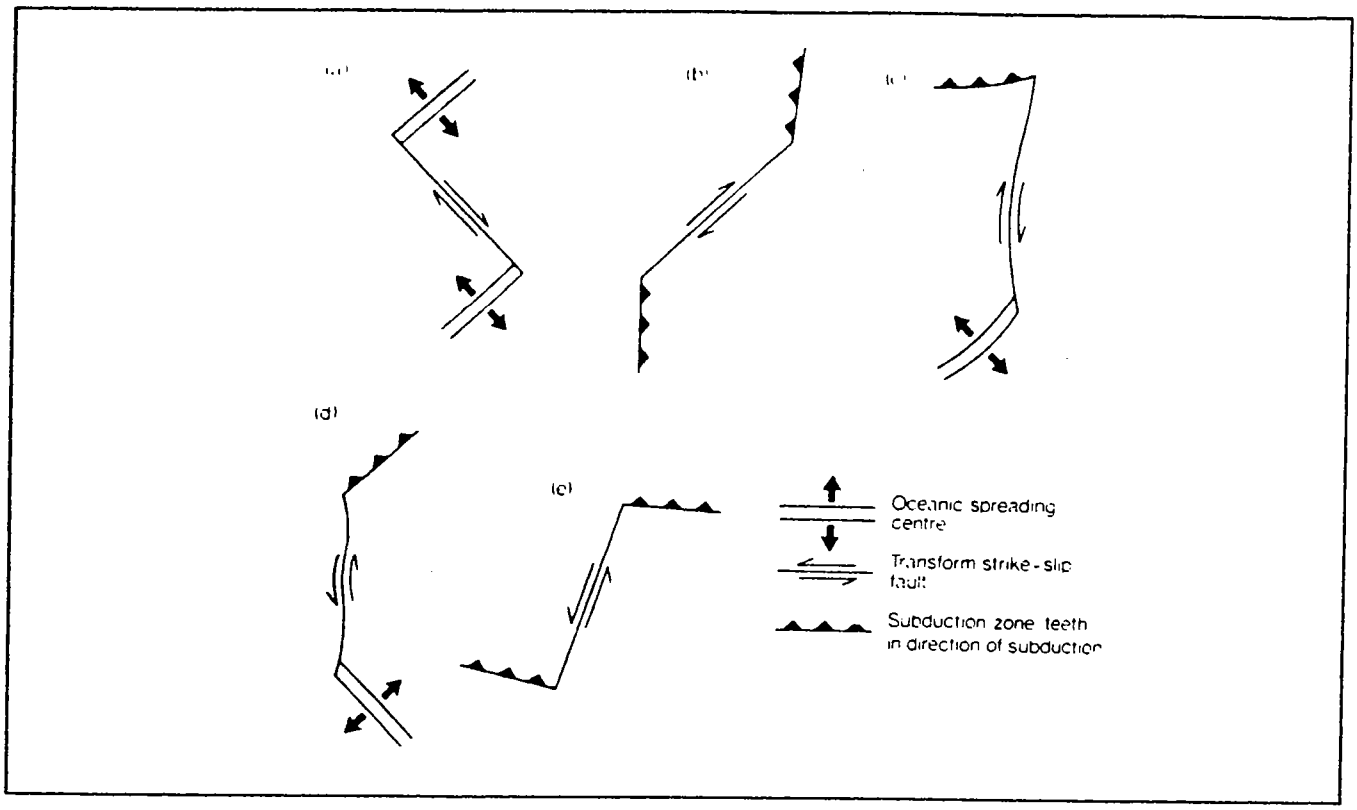


Fig.I.10 : Les failles transformantes se terminent dans une zone d'expansion océanique ou de subduction : (a) faille de San Andreas, (b) faille d'Alpine en Nouvelle Zélande, (c) Faille de Chugach-Farweather dans l'île de Queen Charlotte, (d) Faille de Mer Morte, (e) Faille de Kirthar-Sulaiman. (D'après H. G. H. Reading, 1980).

I.3.1.1. Système simple de failles de décrochement

Le long des grandes failles de décrochement, il peut se former des petites zones en compression alternées avec des zones en extension. Cette configuration est due à la courbure le long des décrochements, au réseau anastomosé des failles situées entre deux failles de décrochement, ou encore au système de failles *en échelon* (fig.I.11).

La fig.I.11 montre les différentes configurations des failles de décrochement et les structures associées (Crowell, 1974a et b, Freund et al, 1970) :

- La courbure des décrochements donne naissance à des zones divergentes et convergentes (fig.I.11a). La divergence se trouve dans la zone en extension où il y a l'effondrement et l'accumulation de dépôt, la convergence dans la zone de compression où il y a soulèvement et érosion.

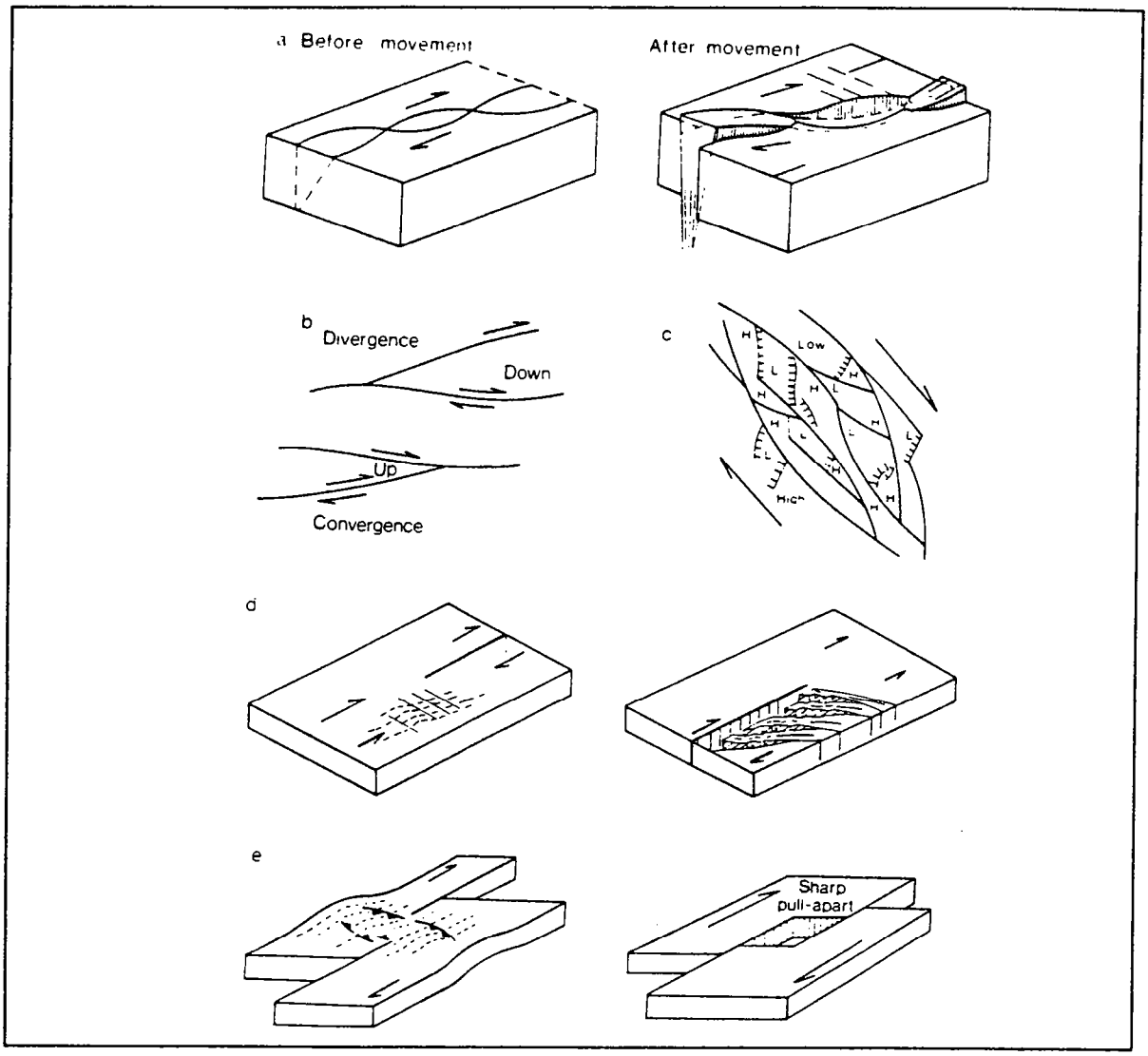


Fig.I.11 : Différentes formes de failles de décrochement et les structures associées formées dans les zones de subsidence en extension ou dans les zones soulevées par la compression. (D'après Kingma, 1958b, Quennel, 1958, Crowell, 1974b).

• Les décrochements, qui se divisent et se rejoignent, forment un système anastomosé (fig.I.11b et c). À l'endroit où les failles convergent, le bloc est compressé et soulevé. Quand les failles divergent, il y a extension et subsidence.

• L'arrêt d'une faille peut être entraîné par le mouvement d'une autre faille en décrochement adjacente. À l'extrémité de cette faille peuvent se former des zones en extension ou en compression (fig.I.11d). Quand deux décrochements sont séparés par une faille transverse, ils peuvent donner naissance à un bassin de type 'pull-apart' (fig.I.11e).

I.3.1.2. Modification d'un système simple de failles de décrochement

Le mouvement entre les blocs n'est pas toujours simplement horizontal. Il peut être oblique et le mouvement de décrochement est divergent ou convergent (Wilcox, Harding & Seele, 1973). Harland (1971) a introduit le terme *transtension* qui combine à la fois le mouvement de décrochement et l'extension et le terme *transpression* combinant le mouvement de décrochement et la compression. Le régime de transtension est marqué par les failles normales obliques, la subsidence et la formation du bassin. Le régime de transpression est caractérisé par les décrochevauchements, les failles inverses, les plis et le soulèvement. Un régime peut changer en un autre au cours du temps comme l'illustre l'exemple du système de failles du Fleuve Rouge (Rangin et al, 1994).

I.1.3.3. Effets de mouvement de décrochement

Bien que le déplacement principal le long des décrochements soit horizontal, le déplacement vertical entre les blocs produit les principaux effets sur la sédimentation. Pourtant les effets produits par le régime de transtension ne sont pas les mêmes que ceux du régime de transpression. La transpression conduit au plissement, au soulèvement et à l'érosion. La transtension conduit à l'effondrement, la formation des bassins et la sédimentation.

I.1.3.4. Structures associées à un système de failles de décrochement

Le modèle expérimental (Wilcox et al, 1973) montre les traits caractéristiques comme les plis d'entraînement, les failles secondaires le long d'un système de décrochement (fig.I.12). Les failles *en échelon* forment un angle aigu avec les décrochements. Si le régime de transpression est prédominante, ces failles tournent et deviennent presque parallèles aux décrochements (Harland, 1971). De ce fait, les plis ou les failles *en échelon* sont les indications importantes pour reconnaître un système de failles de décrochement.

Sur les cartes, un décrochement produit une bande déformée longue et étroite à l'intérieur de la quelle des plis ou des failles *en échelon* se développent (fig.I.13).

Sur les coupes, les structures en fleurs sont les failles divergentes vers le haut, associées au régime de transpression. Dans ce cas les failles sont décrochevauchantes (fig.I.14). En régime de transtension, les structures sont en forme de fleurs négatives dont les failles sont normales et divergentes vers le haut (Harding & Lowell, 1979).

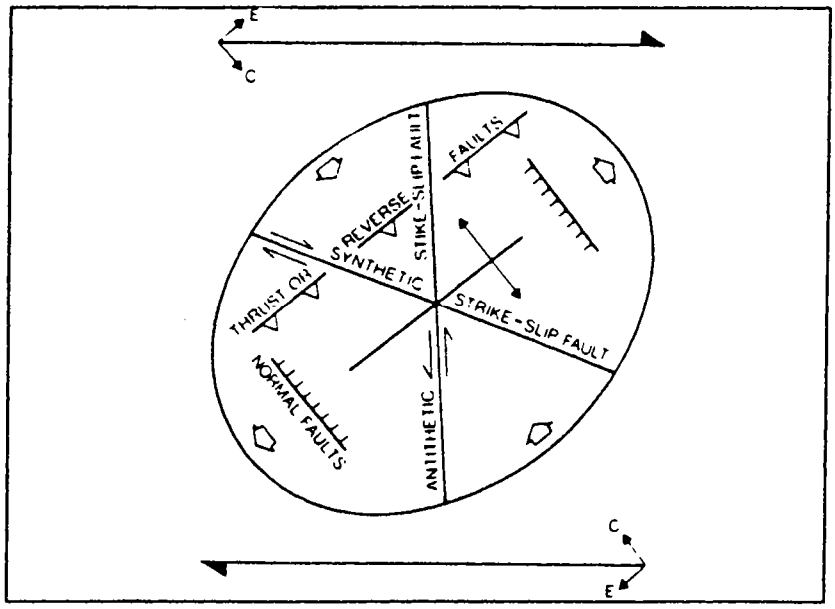


Fig.I.12 : Structures associées à un système simple de décrochement dextre (D'après Harding, 1974).

I.1.3.5. Sédimentation dans le bassin associé à un système de failles de décrochement

Les bassins sédimentaires formés dans les zones en décrochement, allongés parallèlement aux failles de décrochement, sont étroits et très profonds (Clayton, 1966, Crowell, 1974a). La coupe transversale d'un tel bassin est souvent asymétrique du fait que le déplacement vertical sur les deux côtés n'est pas le même. L'exemple du Bassin du Ridge (Ridge Basin) montre une bordure limitée par une faille normale abrupte. L'autre bordure est limitée par la combinaison de surface de discontinuité, de failles normales et de failles inverses. Le dépôtcentre se déplace dans le sens opposé au mouvement de décrochement comme le montre la coupe NW-SE, et des paléocourants (fig.I.15) (Ballance, 1980, Bluc, 1980).

I.1.3.6. Principales phases de formation et d'évolution d'un bassin dans une zone en décrochement

Un cycle de formation et d'évolution d'un bassin dans une zone en décrochement comprend en général trois phases (Michell & Reading, 1978) :

- *Phase de transtension* : c'est la période de formation du bassin. Le régime de transtension conduit à l'effondrement et à la subsidence. Si le bassin est formé dans la zone de croûte continentale et que l'extension n'est pas trop grande, il y a éboulement aux limites des failles de bordure du bassin et dépôts de cônes alluviaux (conglomérats). Vers le milieu du bassin sont déposés des sédiments lacustres plus fins. Si l'extension continue,

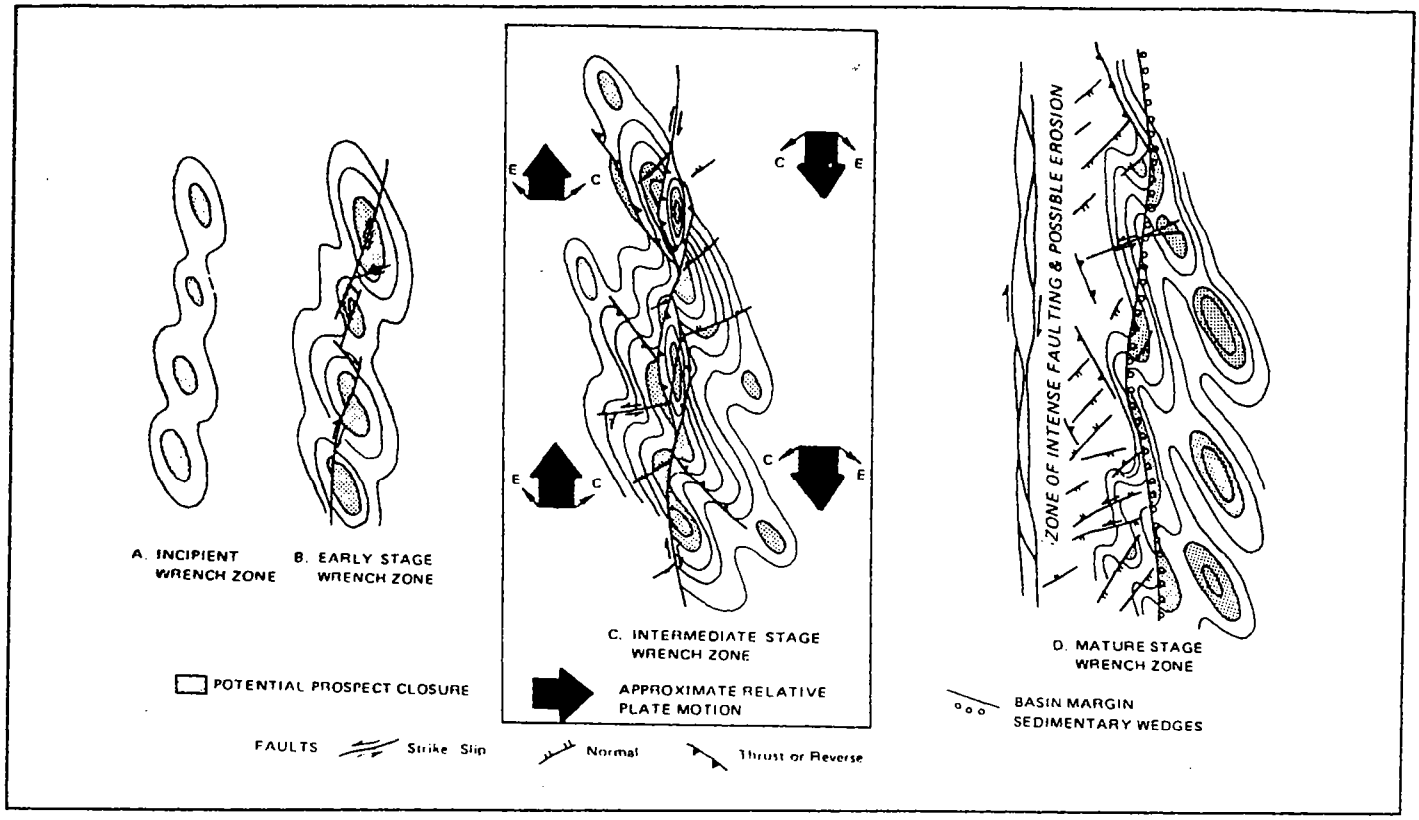


Fig.I.13 : Zone des failles en décrochement avec les plis et les failles associés : exemple du modèle du bassin de Californie (D'après Harding & Lowell, 1979).

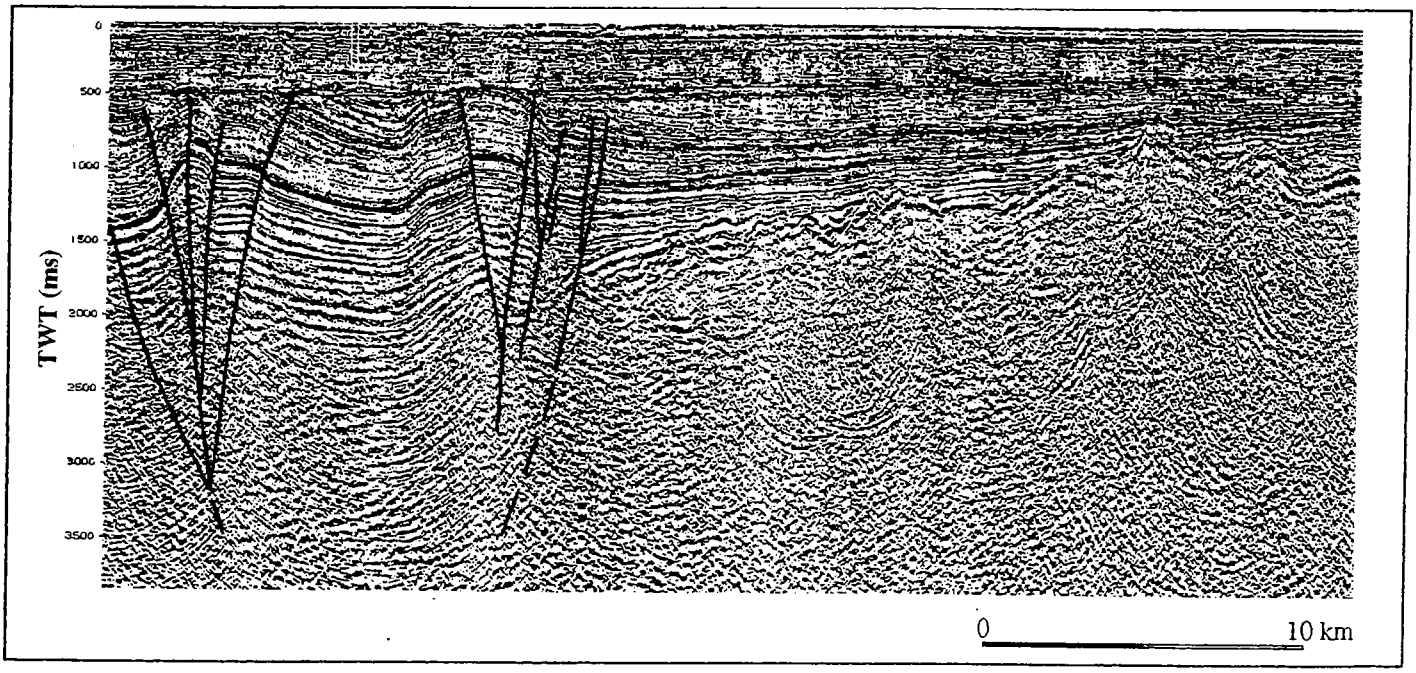


Fig.I.14 : Structures en fleurs associées au régime de transpression du système de failles de décrochement : exemple du Bassin du Fleuve Rouge (Vietnam).

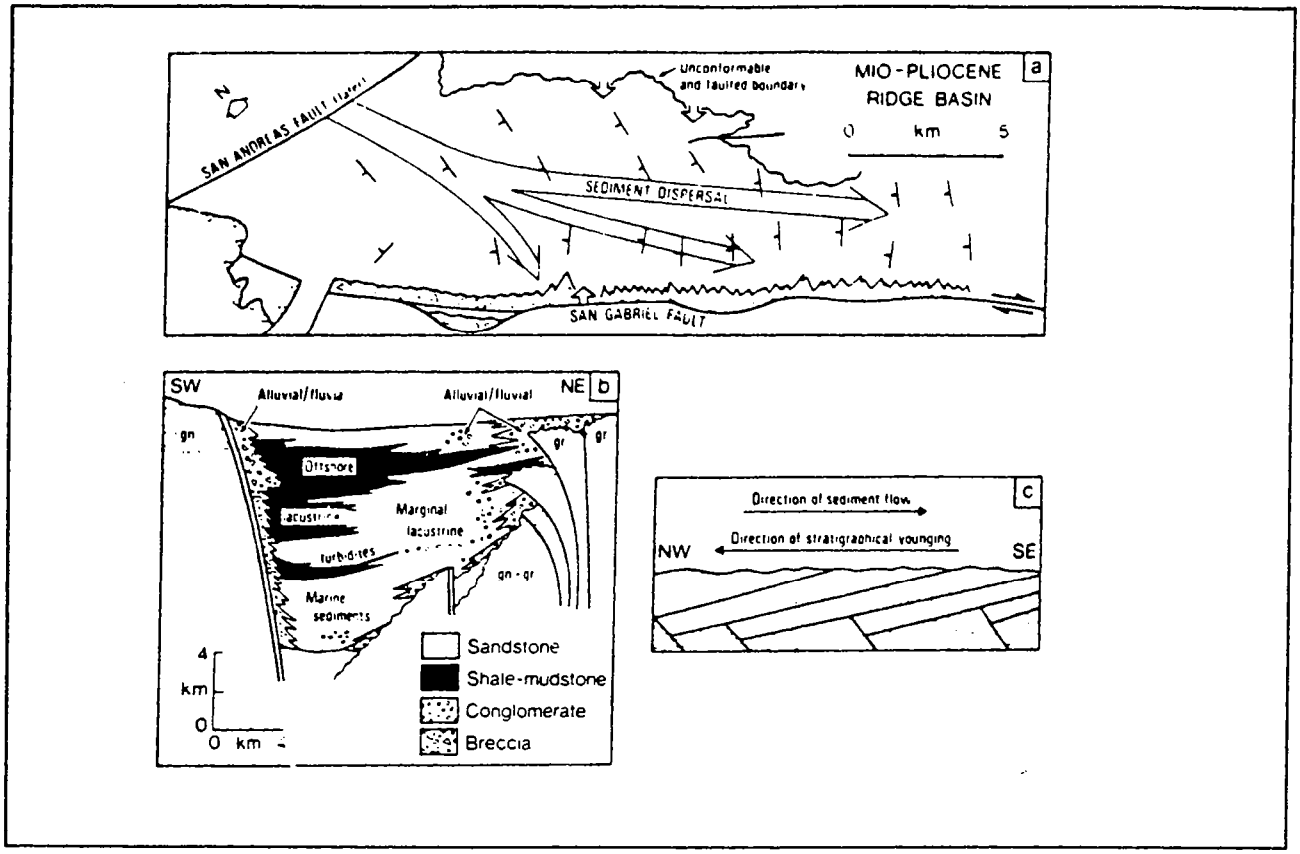


Fig.I.15 : Structure et dépôt sédimentaire dans le Bassin du Ridge, Californie. (D'après Crowell, 1975).

l'amincissement de la croûte continentale peut conduire à une activité magmatique et à la formation de roches ignées. Si l'extension continue encore, la mer peut envahir le bassin et conduire à la formation des dépôts marins. L'extension peut aussi se produire dans le milieu marin et permettre la formation de croûte océanique.

- *Phase de remplissage du bassin* : Cette phase se superpose à la phase d'extension. Les conglomérats et les brèches peuvent continuer à se déposer aux limites des failles et les cônes alluviaux se former plus loin. Si le bassin continue à subsider plus profondément, les sédiments sont transportés et déposés au centre du bassin. Quand l'extension s'arrête, le remplissage du bassin continue encore et les dépôts peuvent déborder les limites initiales des bordures du bassin.

- *Phase de transpression* : Cette phase de transpression peut être contemporaine de la phase de remplissage du bassin. Au début, le remplissage du bassin continue encore, mais de plus en plus, la transpression conduit au soulèvement et le bassin peut être soulevé aventuellement au-dessus du niveau de la mer. Le milieu du dépôt passe progressivement de marin à fluviatile ou lacustre. Si la compression augmente, des plis se forment et on peut

même observer l'inversion de structures. La partie émergée du bassin est soumise à l'érosion et les sédiments érodés sont transportés et déposés sur la bordure des structures inversées.

Les trois phases ci-dessus décrivent l'évolution d'un bassin formé dans une zone en décrochement avec au début un régime en transtension et à la fin un régime en transpression. Le Bassin du Fleuve Rouge est un exemple de ce cycle d'évolution. Il est formé durant la phase de décrochement sénestre le long du système de failles du Fleuve Rouge et pendant la période de rifting de la mer de l'Est (mer de Chine du Sud) (Rangin et al, 1995). Son remplissage est assuré pendant toute la phase de transtension par les apports du Fleuve Rouge. Le bassin est ensuite inversé pendant la phase de transpression. La partie Nord du bassin est soulevée et fortement érodée.

I.4. CONCLUSION

La formation et l'évolution d'un bassin sédimentaire sont contrôlées par trois facteurs principaux qui sont la subsidence tectonique au sens large, l'eustatisme et les apports sédimentaires. L'influence d'un facteur est aussi important que l'autre. Mais dans un contexte concret, l'influence d'un facteur peut être majeur par rapport à l'autre. Dans le cas du Bassin du Fleuve Rouge, on verra que la tectonique et les apports sédimentaires joueront un rôle majeur durant sa formation et son évolution au cours du temps.

Chapitre 2
ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE DU DELTA DU FLEUVE ROUGE

II.1. INTRODUCTION

Le Bassin du Fleuve Rouge s'étend du delta du Fleuve Rouge, au Nord du Vietnam, au large du golfe du TONKIN (fig.II.1). Depuis une dizaine d'années, le Bassin du Fleuve Rouge est un lieu d'exploration d'hydrocarbures. Différentes compagnies pétrolières (TOTAL CFP, IDEMITSU, OMV, ANZOIL ...) ont conduit des activités d'exploration dans cette région. Toutes les études se sont concentrées sur la recherche de pièges structuraux à hydrocarbures. Les données disponibles dans la région comprennent environ 3000 km de sismique 2D de maillage de 2 à 4 km couvrant une superficie de 10000 km^2 et les données de trois puits de forage. Ce chapitre présente l'interprétation des données faite sur la base d'une analyse par la stratigraphie sismique, c'est-à-dire découpage en séquences de dépôts, analyse des faciès sismiques interprétés en terme de faciès lithologiques, et d'environnent de dépôt afin d'estimer la paléobathymétrie.

L'interprétation des données sismiques se fait sur la station de travail CHARISMA. L'espacement entre les lignes de 2x4 km et la qualité exceptionnelle des données permettent une étude raisonnable de la stratigraphie sismique de la région.

L'interprétation des données de puits en terme de lithofaciès se fait par le logiciel XTRACE développé à IFP. On ne peut utiliser seulement que les données de deux puits 103TG-1X et 103TH-1X. Les données du puits 107PA-1X ne sont pas utilisées car elles sont incomplètes. Les quatre logs utilisés sont le SONIC, NPHI, Densité et Gamma ray. Pourtant ces données sont aussi incomplètes tout le long du puit. Le manque de données biostratigraphiques et de carottes posent de grands problèmes pour la corrélation et la datation.

II.2. ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE DU DELTA DU FLEUVE ROUGE

II.2.1. Contexte général

Le Bassin du Fleuve Rouge s'est formé durant le Paléogène et le Néogène et est rempli de sédiments d'une épaisseur allant jusqu'à 12 km. Il a la forme d'une ellipse orientée suivant la direction NW-SE et s'étend entre le delta du Fleuve Rouge et le Sud de l'île de Hainam sur une longueur de 600 km environ. Il est situé dans une région tectonique complexe, à l'intersection de plusieurs blocs de croûte continentale (fig.II.1). C'est un bassin 'pull-apart' avec un jeu décrochant important. Une discordance majeure sépare les sédiments tertiaires des dépôts plus anciens composés des roches métamorphiques, ignées et de roches sédimentaires du Mésozoïque (Crétacé , Jurassique).

Les principales phases d'évolution tectonique du bassin ont eu lieu entre 36 et 15 Ma. Elles sont la conséquence des mouvements latéraux sénestres le long du système de failles du Fleuve Rouge (Sharer et al, 1990 ; Tapponnier et al, 1990 ; Leloup et al, 1993, 1995). Une transtension récurrente le long du système de failles du Fleuve Rouge suivie d'une période de transpression au Nord a eu lieu entre 23 à 5 Ma. Le bassin est alors inversé avec un paroxysme entre 11 à 5.5 Ma et l'inversion est plus accentuée dans la partie Nord du bassin (Rangin, 1995).

Le Bassin du Fleuve Rouge est limité au Nord-Est par le système de failles de SONG LO (fig.II.2). Ce système de failles se prolonge vers le Sud dans le golfe du TONKIN et est lié au système de failles N°1 (selon la nomenclature Chinoise). Ces deux systèmes réunis forment la limite Nord-Est du bassin. Le système de failles de SONG CHAY descend vers le Sud et forme la limite Sud-ouest du bassin.

Ces deux systèmes convergent vers le Nord-Ouest à l'amont du delta du Fleuve Rouge et sont appelés la zone de failles du Fleuve Rouge ("Red River Fault Zone" RRFZ , figs.II.1 et II.2).

Une coupe transversale du bassin montre que (fig.II.4):

- La morphologie primaire du bassin est un demi-graben asymétrique. Les failles qui délimitent des grabens ont un rejet apparent normal ou normal-oblique sur les sections sismiques. Un système de demi-grabens remplis des dépôts oligocènes se trouve à l'Est de la faille de SONGLO.

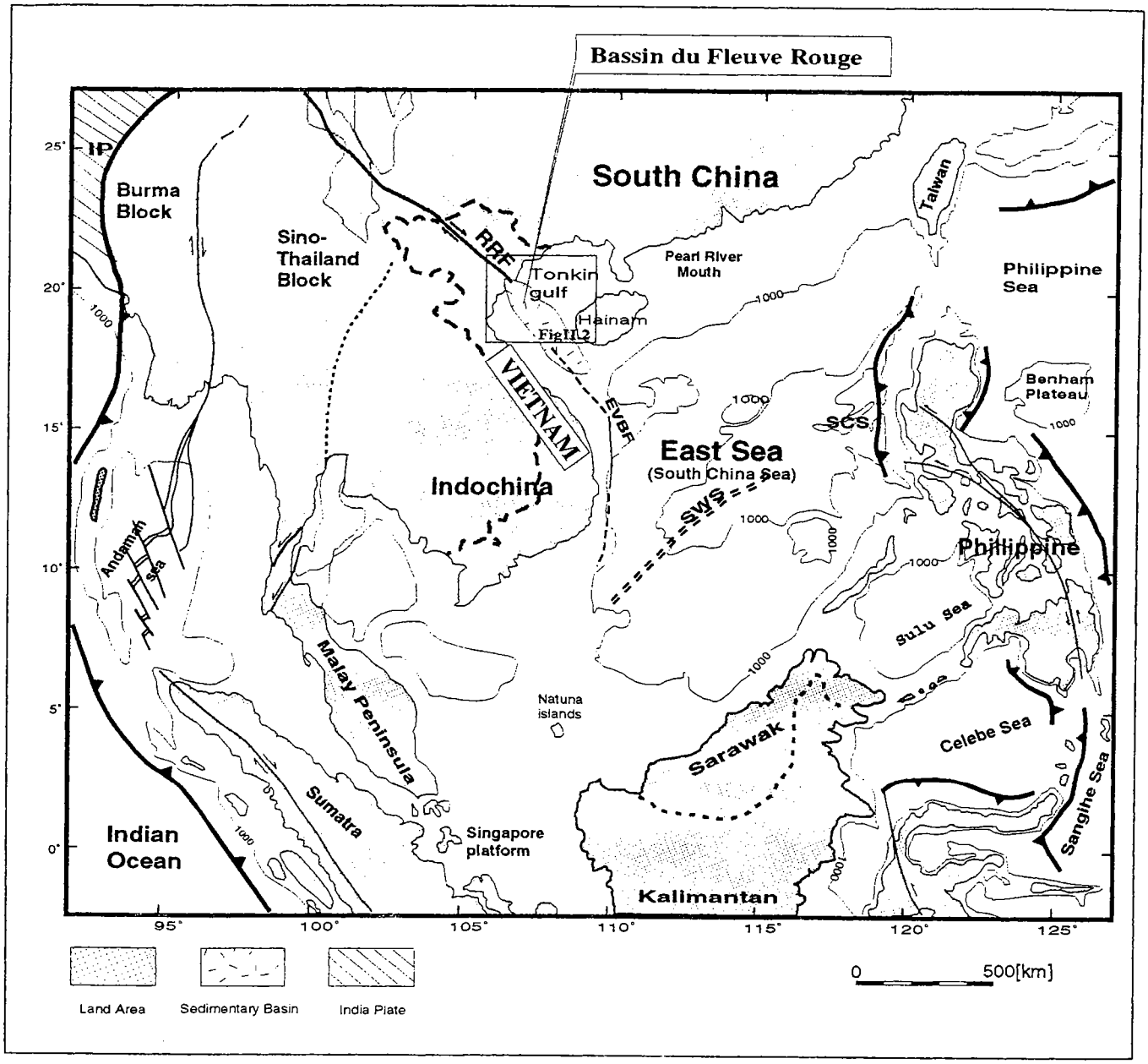
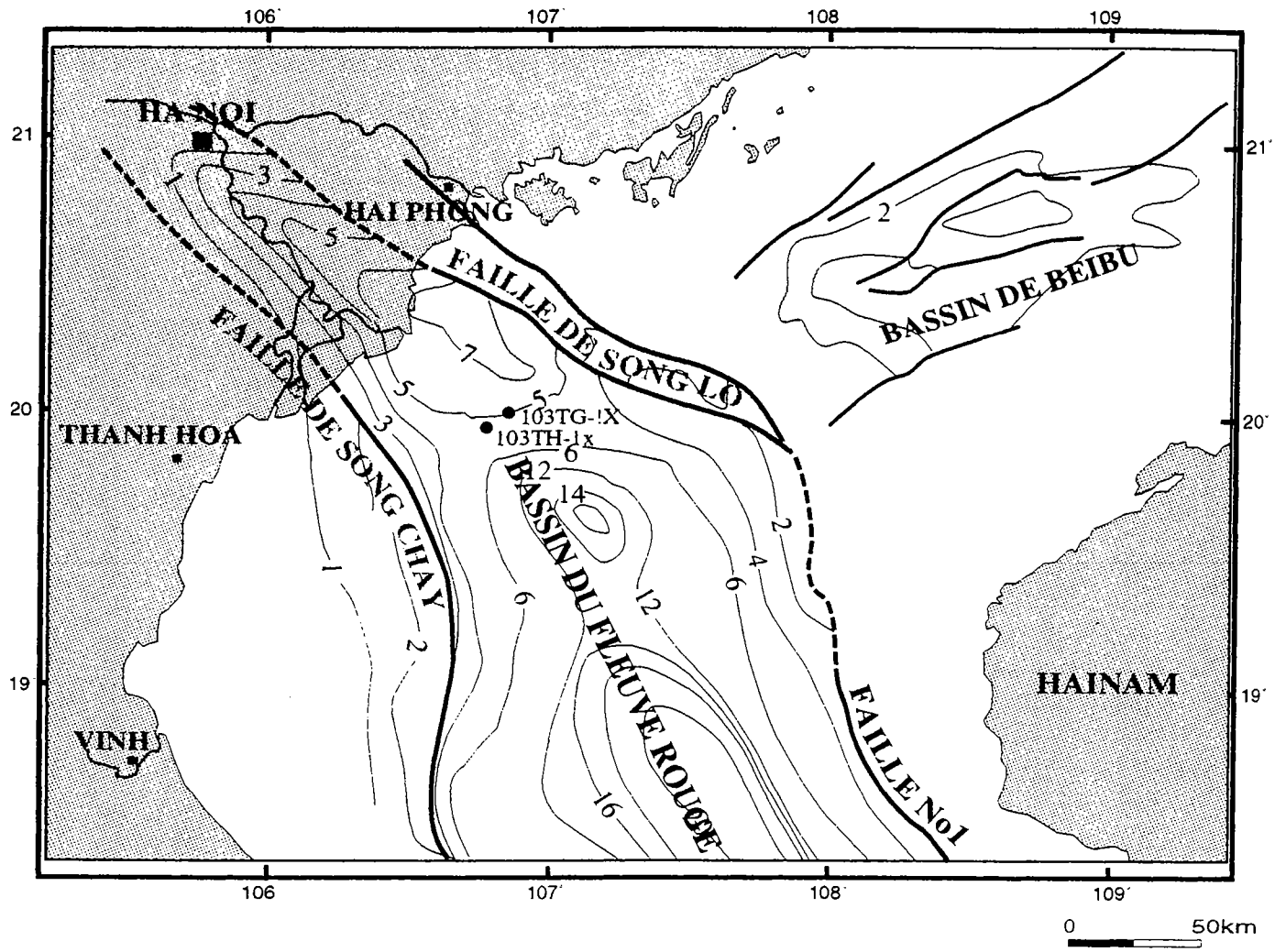
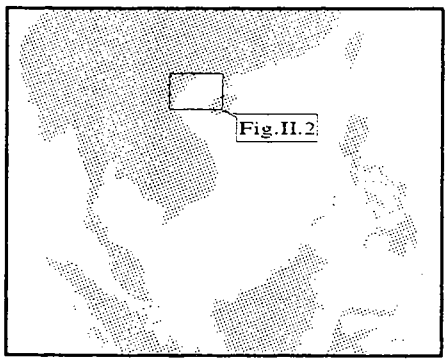


Fig.II.1: Carte tectonique de l'Asie du Sud-Est avec localisation du Bassin du Fleuve Rouge. (D'après T.-Y. Lee, L.A. Lawver, 1994. Modifiée en 1998).

SCS : Subbassin central de la mer de Chine du Sud ; EVBF : Limite Est de la faille du Vietnam ; IP : Plaque Indienne ; RRF : Faille du Fleuve Rouge ; SWS : Sub-bassin Sud-ouest de la mer de Chine du Sud.

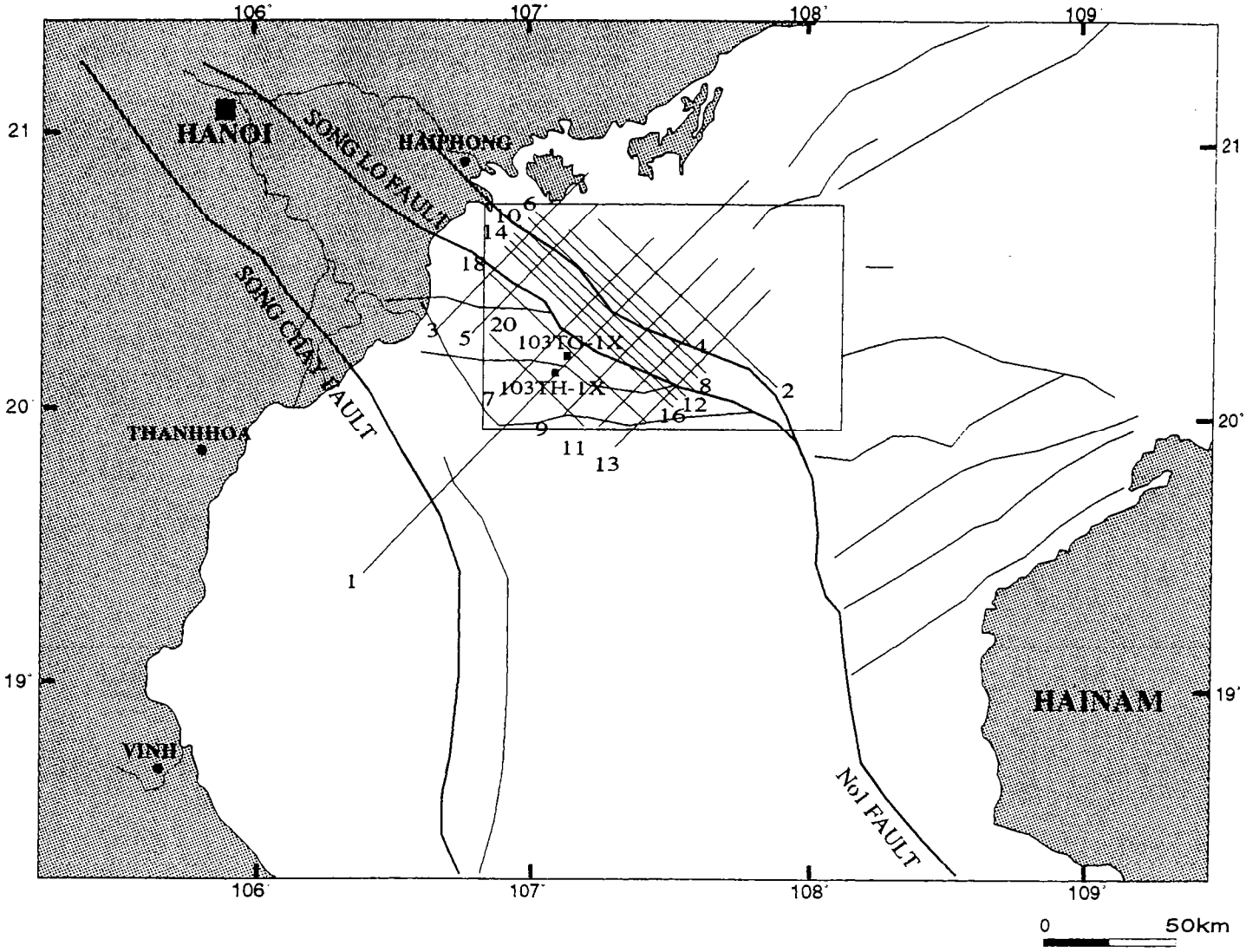




10

Courbe isopaque en km

Fig.II.2 : Carte structurale simplifié du Bassin du Fleuve Rouge, Nord du Vietnam. (Interprété d'après les données sismiques régionales du PetroVietnam et Geco-Prakla, 1994).



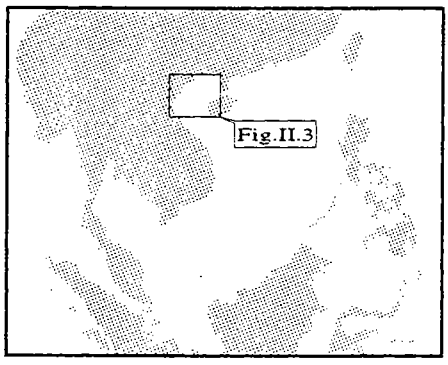


Fig.II.3 : Plan de position de la zone d'étude avec les lignes sismiques.

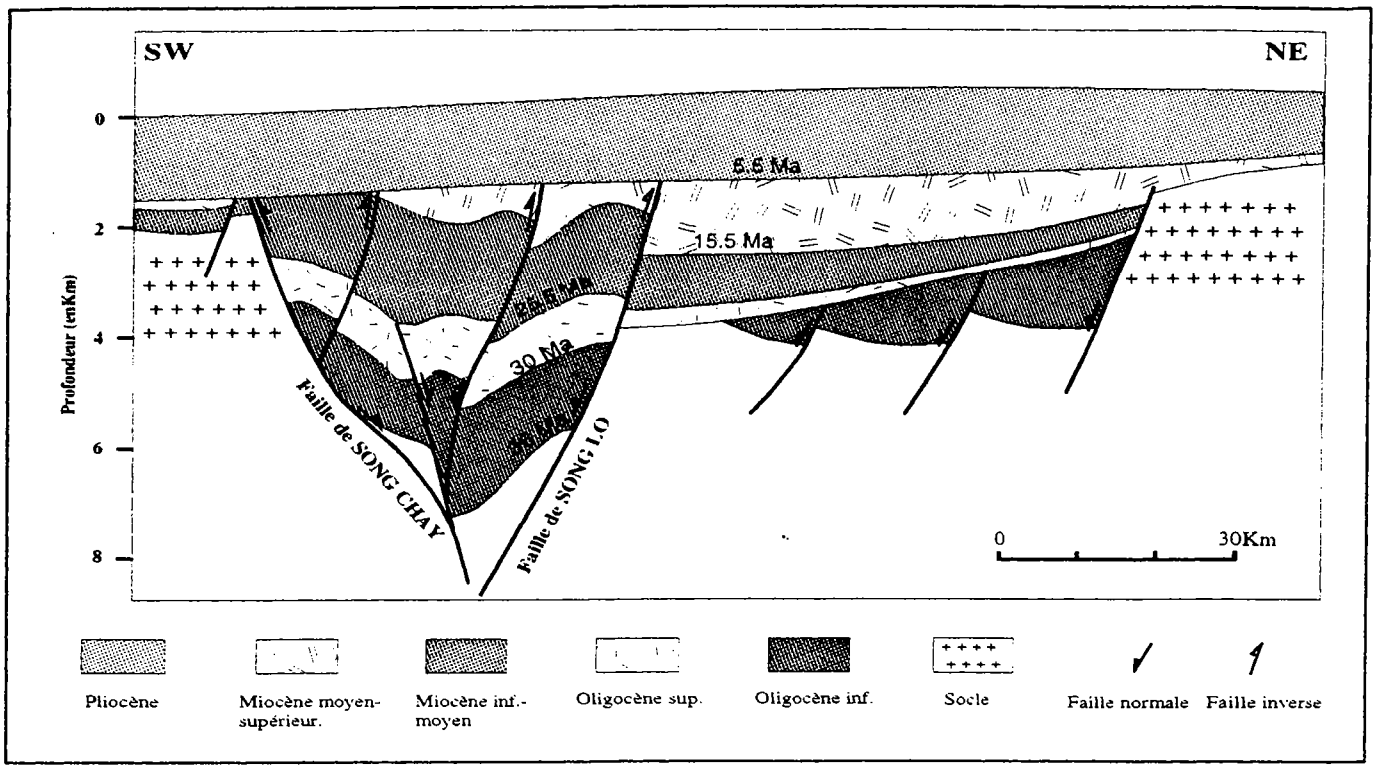


Fig.II.4 : Coupe schématique SW-NE du Bassin du Fleuve Rouge montrant la zone d'inversion des structures entre deux systèmes de failles de décrochement SONG LO et SONG CHAY. (Ligne No1, fig.II.3).

- Le dépôtcentre du Néogène est caractérisé par l'inversion des structures contrôlée par les failles de SONG CHAY et SONG LO.

II.2.2. Bassin du Fleuve Rouge dans le contexte tectonique Mésozoïque de l'Asie

II.2.2.1. Tectonique Pré-Mésozoique de la région

Les dépôts du Paléozoïque au Mésozoïque de la région sont composés généralement de sédiments continentaux à marins peu profonds qui se sont déposés sur des fragments de croûte continentale. Les fragments continentaux viennent du rifting du supercontinent Gondwana situé au Sud, déplacés vers le Nord puis entrés en collision et juxtaposés avec la plaque Eurasienne. On trouve des traces de cette phase de collision post-Triasique près de la côte ouest de HONG GAI où l'on voit à l'affleurement des carbonates déformés sur des séries continentales détritiques du Trias (TRAN DUC LUONG et NGUYEN XUAN BAO, 1979 ; ARCO, 1995).

La phase de serrage majeure dans la région est probablement liée à la collision durant le Crétacé supérieur à Paléogène de la plaque Indienne contre la plaque Eurasienne et à son extension vers l'Est. Une phase majeure au Crétacé moyen de magmatisme granitique à caractère alcalin supporte l'hypothèse de la phase de collision continent-continent durant laquelle un épaississement important de la lithosphère s'est produit, suivi du soulèvement, de l'érosion et enfin de la subsidence des orogènes (ARCO, 1995).

II.2.2.2. Paléocène à Eocène (60-30 Ma) : phase de rifting

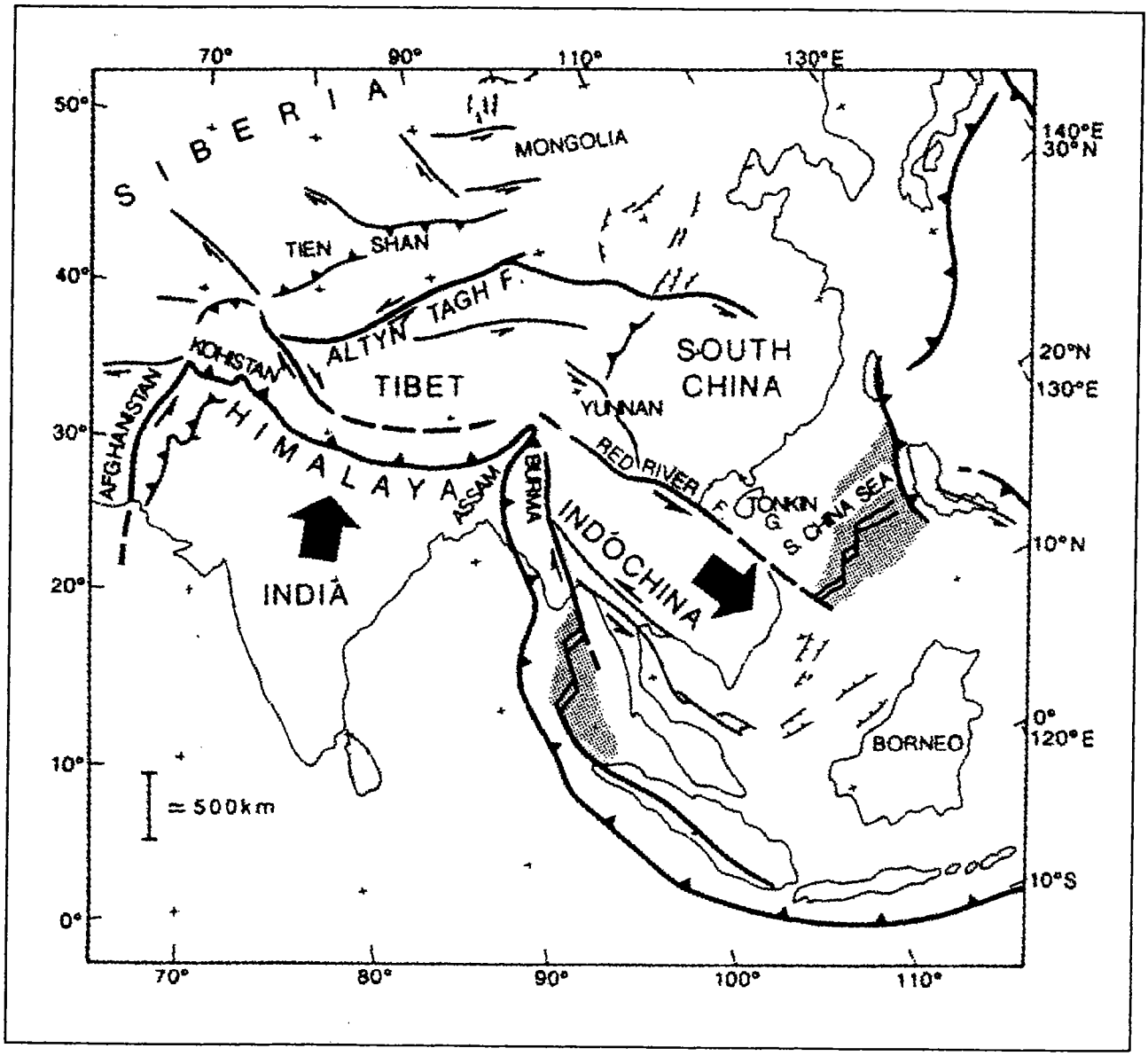


Fig.II.5 : Modèle de collision tectonique simplifié entre le bloc Indien et la plaque Eurasienne avec les grands systèmes de failles Cénozoïque en Asie. (D'après Tapponnier et al, 1982, modifié en 1996 par T. Mark Harrison et al). Les grandes flèches indiquent les mouvements majeurs des blocs par rapport au bloc Sibérie depuis l'Eocène.

L'un des événements tectoniques majeurs de la déformation Tertiaire de l'Asie du Sud-Est est la collision de la plaque Indienne contre la plaque Eurasienne (Tapponnier et al., 1982, 1986 ; Daly et al., 1991 ; Dewey et al., 1989 ; Rangin et al., 1990) (fig.II.5). Durant cette période de 60-50 Ma, la collision engendre la rotation du bloc Indochine de 20°-30° depuis le Crétacé supérieur (Jarrard and Sasajima, 1980 ; Maranate et Vella, 1986 ; Yan et Courtillot, 1989). La discordance majeure qui sépare les dépôts cénozoïques (post-Éocène) des dépôts mésozoïques ainsi que des roches plus anciennes résulte probablement de cet événement.

A partir de 50 Ma, le bloc Indien continue à se déplacer vers le Nord. Sur la plate-forme de la Chine du Sud, le rifting de l'Eocène commence le long de la marge continentale et forme des grabens suivant la direction NW-SE dans le bassin de Pearl River Mouth (Feng et Zhang, 1986; Cheng et al., 1987; Ru, 1988; Yu, 1988) (fig.II.1). Dans le bassin de Beibu, les grabens de direction NE-SW et dans le Bassin du Fleuve Rouge, les grabens de direction NW-SE se sont formés et sont liés à l'extension le long du système de failles du Fleuve Rouge (Rangin et al,1994, 1995)(fig.II.6). Les grabens sont remplis par les sédiments fluviatiles syn-rift (fig.II.7).

II.2.2.3. Oligocène supérieur au Miocène moyen (30-15.5 Ma) : phase de 'post-rift'

Le bloc Indien continue à se déplacer vers le Nord-Est et entre en contact avec le bloc Sino-Burma-Thailand et Indochine et provoque une extrusion du bloc Indochine vers le Sud-Est et un déplacement sénestre le long du système de failles du Fleuve Rouge (fig.II.5) (Tapponnier et al., 1986, 1990 ; Harrison et al., 1992). Cependant, plus loin au Sud du Bassin du Fleuve Rouge, l'ouverture de la mer de l'Est (mer de Chine du Sud selon la nomenclature internationale) commence à 32 Ma (Briais et al., 1993). La liaison génétique de ces deux événements n'est pas encore élucidée. Tapponnier et al. (1986) et Briais et al (1993) ont proposé que l'extrusion du bloc Indochine vers le Sud-Est soit à l'origine du principal mécanisme de l'ouverture de la mer de l'Est (30-16 Ma), tandis que Robert Hall et al. (1996) ont déterminé que seulement durant la première période de l'ouverture de la mer de l'Est (32-26 Ma), le déplacement sénestre du bloc Indochine soit à l'origine de l'ouverture de la mer de l'Est. Mais à partir de 26 Ma, le centre de l'ouverture océanique se propage très vite vers le Sud et l'ouverture de la mer de l'Est n'est plus contrôlée par le mouvement du bloc Indochine. Rangin et al. (1995) ont aussi proposé que le système de failles du Fleuve Rouge puisse avoir initié le rifting de la mer de l'Est, tandis que la majeure partie de l'ouverture océanique serait contrôlée par le décrochement dextre N-S de la marge continentale du Vietnam.

L'amplitude de décrochement le long du système de failles du Fleuve Rouge a été estimée par plusieurs méthodes différentes. Cependant elle est encore l'objet de discussion, car l'écart entre les différents résultats reste encore très grand. Pour Tapponnier et al, 1982, 1986 ;

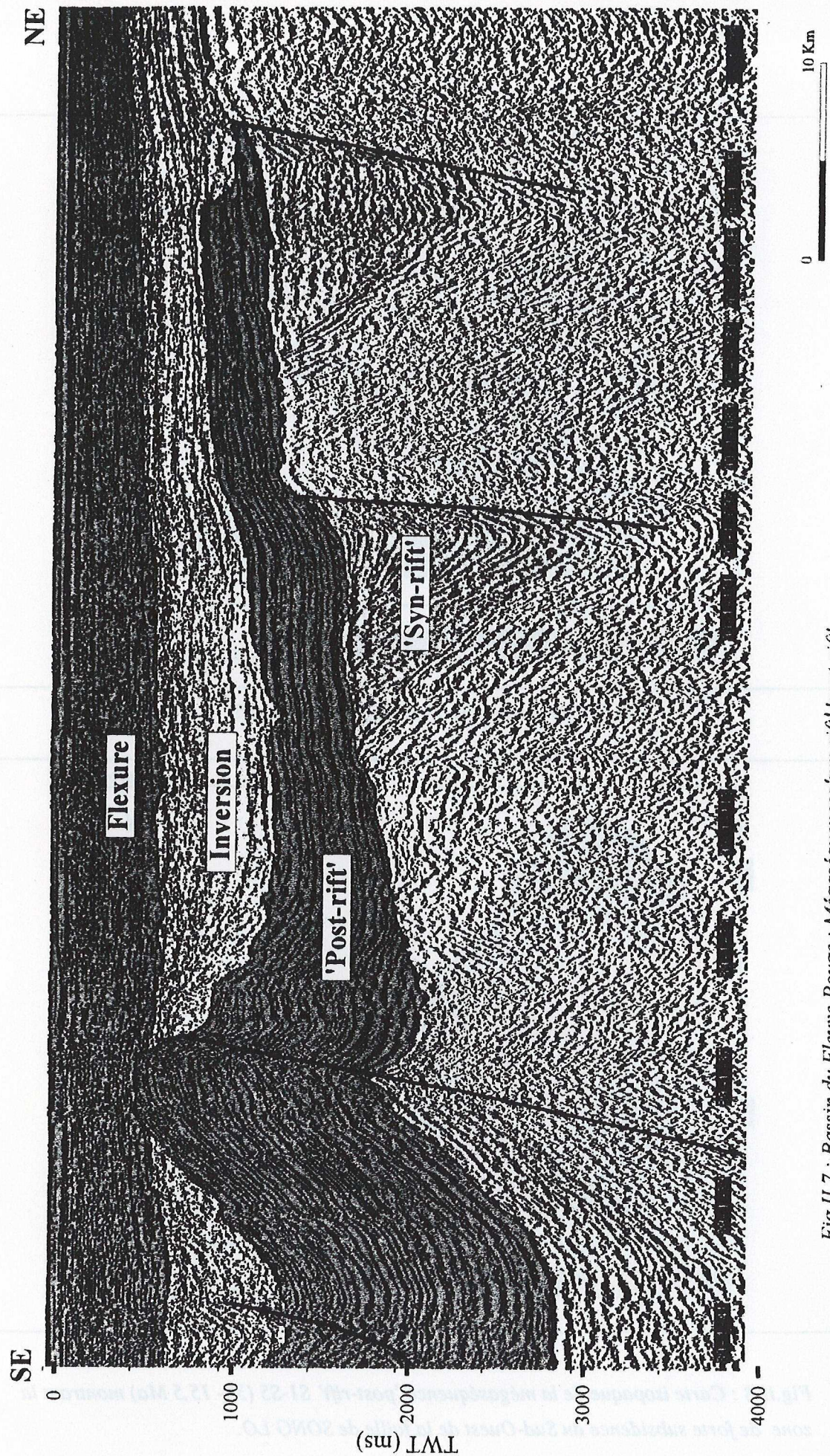


Fig.II.7 : Bassin du Fleuve Rouge : Mégaséquences 'syn-rift,' 'post-rift', inversion et flexure pendant le Cénozoïque (ligne N°7,fig.II.3).

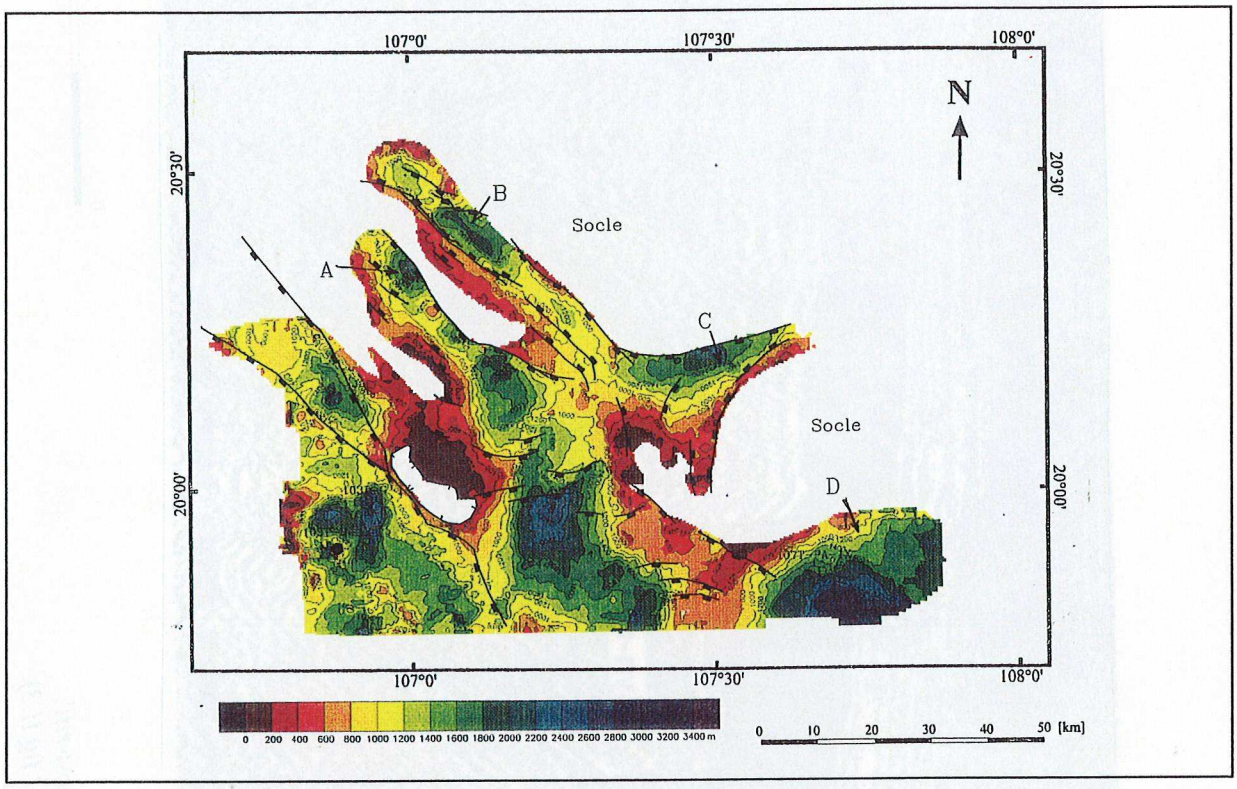


Fig.II.6 : Carte isopaque de la séquence 'syn-rift'

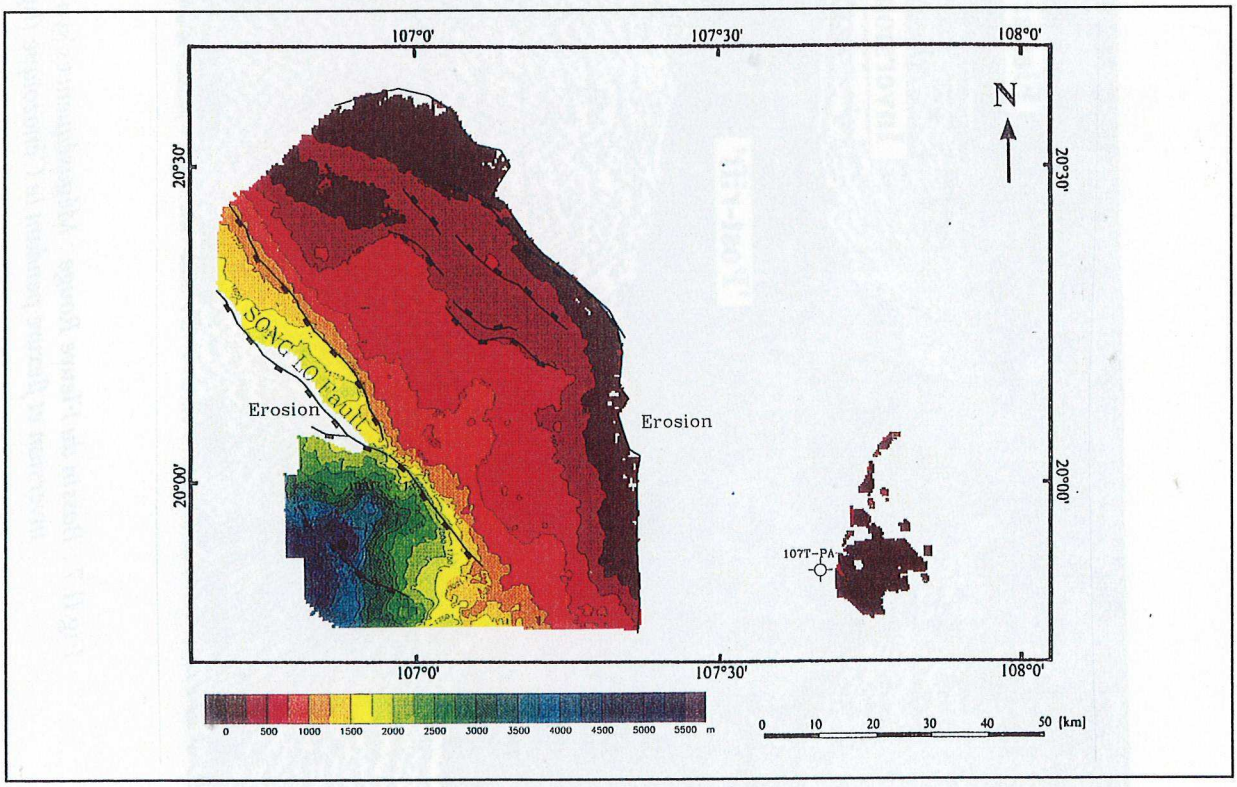


Fig.II.8 : Carte isopaque de la mégaséquence 'post-rift' S1-S5 (30- 15,5 Ma) montrant la zone de forte subsidence au Sud-Ouest de la faille de SONG LO.

Leloup et al, 1995, la quantité de déplacement sur la zone de failles d'Ailao Shan-Fleuve Rouge ne peut être inférieure à 500 km. Briais et al, 1993, en se basant sur l'étude de la cinématique de l'ouverture de la mer de l'Est a estimé que le déplacement sur la zone de failles du Fleuve Rouge est de 555 km. Mais Le Pichon et al, 1995, ont montré que le déplacement total est de 245 km durant la période de 32 à 16 Ma. Rangin et al, 1994 a suggéré que la quantité de déplacement le long du système de failles du Fleuve Rouge dans le Bassin du Fleuve Rouge ne dépasse pas quelques dizaines de km.

En tous cas, la collision du bloc Indien contre l'Eurasie et l'ouverture de la mer de l'Est ont conduit à un décrochement sénestre significatif le long du système de failles du Fleuve Rouge. Ce décrochement provoque un régime de transtension et une subsidence considérable dans le Bassin du Fleuve Rouge (fig.II.8). Le décrochement sénestre le long du système de failles du Fleuve Rouge s'arrête vers 17 Ma (Leloup et al, 1993). C'est le moment où la subsidence tectonique s'est arrêtée dans le Bassin du Fleuve Rouge et seule la subsidence thermique continue. L'espace d'accommodation ainsi créé est rempli par les dépôts deltaïques.

Cette période est désignée comme période de 'post-rift' (fig.II.7).

II.2.2.4 Miocène moyen au Pliocène (15.5-5.5 Ma) : inversion tectonique

La collision du bloc Palawan du Nord avec Kalimatan vers 17 Ma empêche l'expansion du fond océanique en mer de l'Est (Holloway, 1982; Taylor et Hayes, 1983) (fig.II.5). Cependant, le bloc Indien n'est plus en contact avec le bloc Indochine, et le bloc de Chine du Sud se déplace plus vite vers l'Est par rapport au bloc Indochine (Tapponnier et al., 1982). Ceci conduit à une inversion de sens de décrochement sur le système de failles du Fleuve Rouge : sénestre à dextre (Wang et al., 1989). Le décrochement dextre est difficile à déceler dans le Bassin du Fleuve Rouge. D'après Rangin et al. (1994), le déplacement sénestre le long du système de failles du Fleuve Rouge s'est continué jusqu'à 5.5 Ma et la discordance majeure de 15.5 Ma sépare les deux régimes décrochants avant et après 15.5 Ma. L'intervalle de temps entre le Miocène moyen et le Miocène supérieur est une période significative de l'évolution du Bassin du Fleuve Rouge. À ce moment, le sens de déplacement le long du système de failles du Fleuve Rouge est inversé (sénestre à dextre) et le champ de contraintes régionales change brusquement. C'est la période pendant laquelle la discordance du Miocène moyen est développée dans la région, suivie ensuite d'une subsidence rapide. Il en résulte une série marine profonde qui est déposée sur la série marine de faible profondeur à continentale.

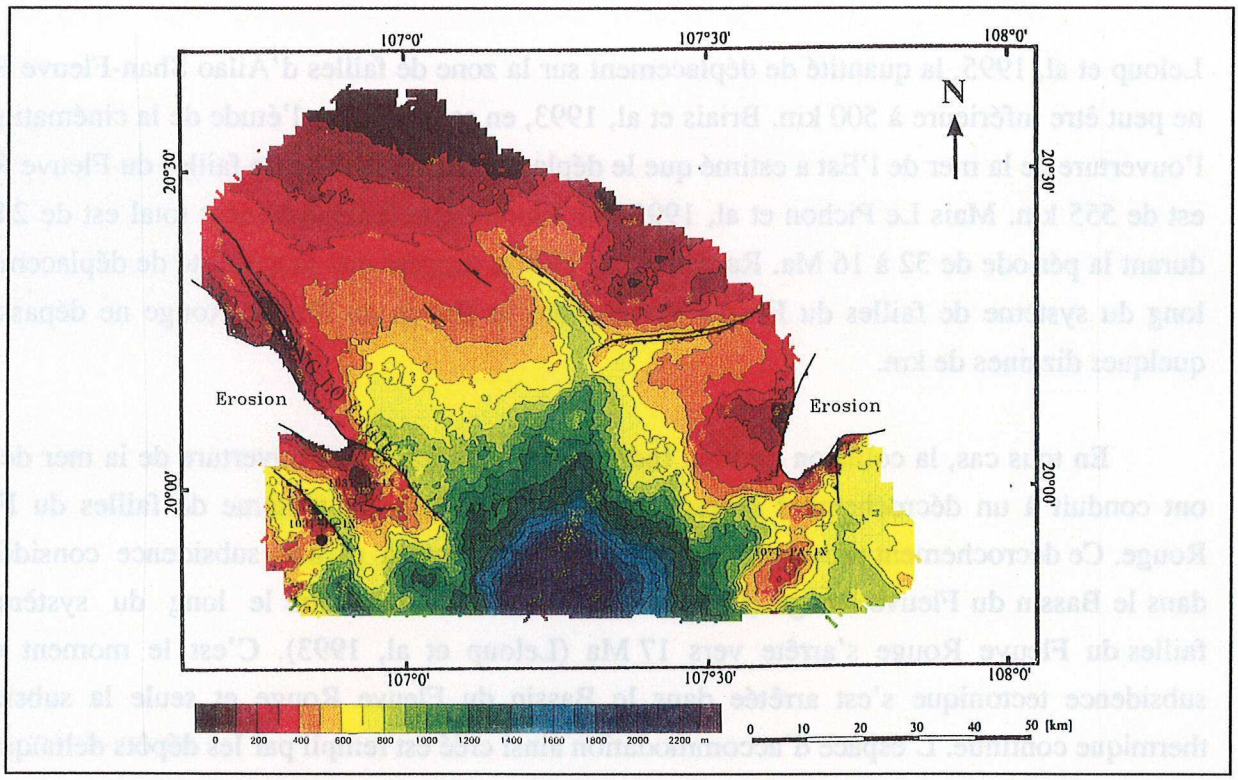


Fig.II.9 : Carte isopaque de la mégaséquence S5-S9 (15.5-5.5 Ma) montrant l'inversion du dépôtcentre à l'Ouest de la faille de SONG LO.

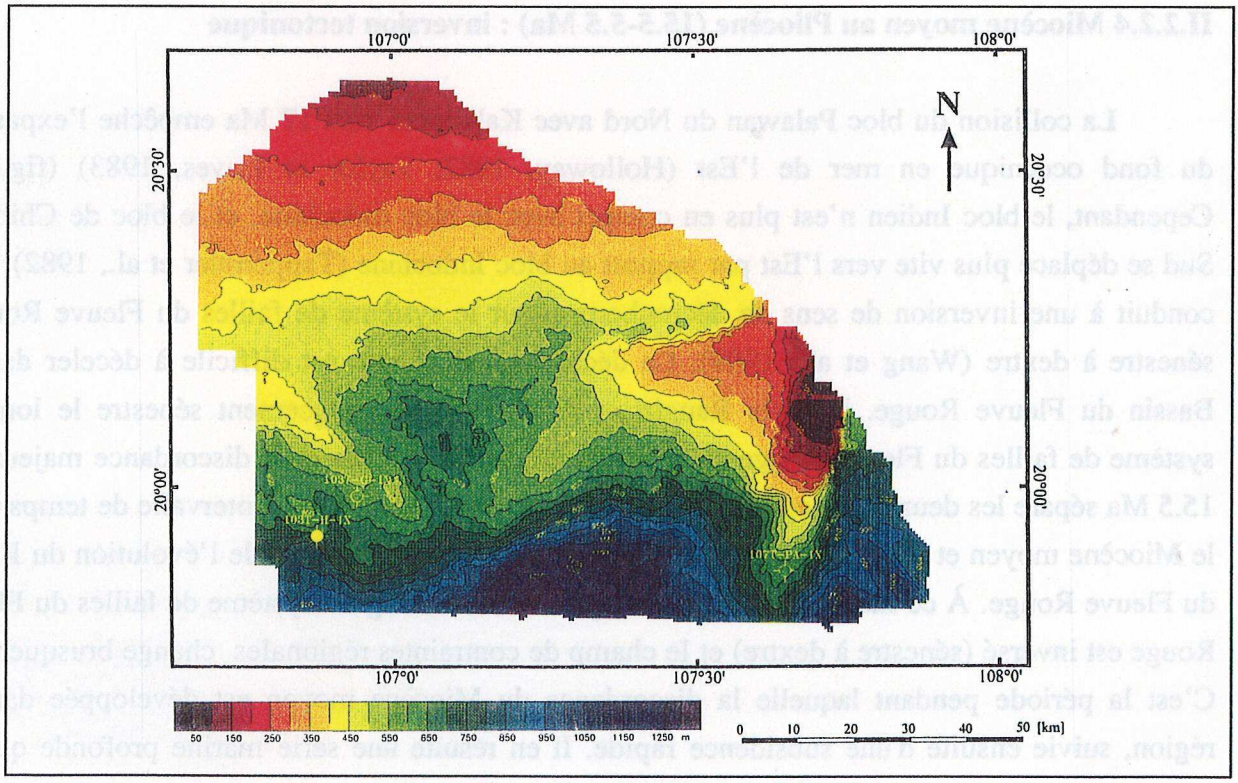


Fig.II.10 : Carte isopaque de la mégaséquence Plio-quaternaire (5.5-0 Ma).

Cette période enregistre l'inversion importante des structures (fig.II.9). L'inversion atteint le sommet entre 11 à 5.5 Ma et est plus accentuée dans la partie Nord du bassin (Rangin, 1995).

On désigne cette période comme période de l'inversion.(fig.II.7)

II.2.2.5. Pliocène à présent (5.5-0 Ma) : flexure

À partir du Pliocène, dans le Bassin du Fleuve Rouge, il n'y a plus d'activité tectonique importante liée au système de décrochements du Fleuve Rouge (Rangin et al., 1994). Allen et al. (1984) et Leloup et al. (1993) ont souligné des mouvements dextres de quelques dizaines de km le long du système de décrochement du Fleuve Rouge, mais le rejet est trop faible pour que l'on puisse le déceler sur les sections sismiques.

Cette période enregistre une forte subsidence et un taux de sédimentation élevée dans le Bassin du Fleuve Rouge (fig.II.10)

Cette période est la période de flexure (fig.II.7).

Les différentes périodes d'activités tectoniques sont résumées sur la fig.II.11.

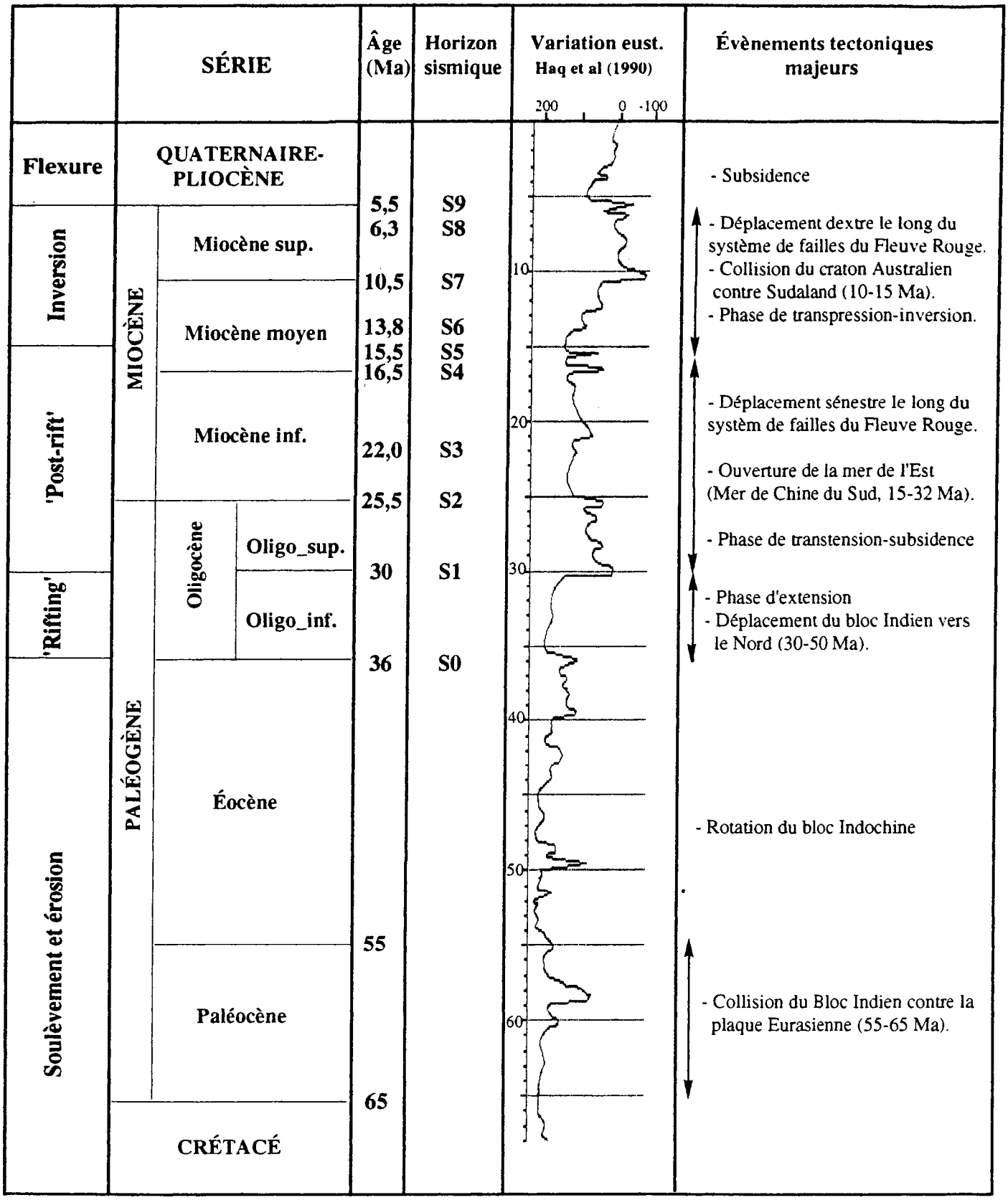


Fig.II.11 : Bassin du Fleuve Rouge : Les évènements tectoniques majeurs pendant le Cénozoïque

II.3. MÉTHODOLOGIE D'INTERPRÉTATION EN TERME DE STRATIGRAPHIE SISMIQUE

La stratigraphie sismique est une méthode d'interprétation des données sismiques qui consiste à définir des séquences de dépôts et les unités de faciès sismiques qui les composent. La description et la cartographie de ces unités de faciès permettent de les interpréter en terme d'environnement de dépôt et de processus sédimentaire.

Une séquence de dépôts est l'enregistrement sédimentaire d'un cycle de variation du niveau relatif de la mer, compris entre deux surfaces de nonconformité. Dans notre cas d'étude, les unités sismiques définies ci-dessous ne correspondent pas à des séquences de dépôts. Elles sont limitées en général par deux surfaces de discordance (surface d'érosion majeure ou mineure). C'est au sein de ces unités sismiques qu'on procède à l'analyse des faciès sismiques afin déterminer la zone de 'shoreface' (fig.II.12). Les limites de séquences élémentaires seront au maximum de déplacement de la ligne de rivage vers la mer (progradation maximale) ou vers la terre (rétrogradation maximale). L'interprétation des données sismiques se fera en deux étapes comme suit :

1- le découpage en unités sismiques de la série sédimentaire ;

2- la description des faciès sismiques et de leur géométrie à partir desquelles peut être abordée l'interprétation en terme de séquences élémentaires et d'environnement de dépôt.

II.3.1. Découpage en unités sismiques

Le découpage en unités sismiques repose sur l'identification des surfaces de discontinuités. Ces surfaces sont identifiées par les critères de terminaisons des réflexions aux limites des unités sismiques. Ces terminaisons sont des 'onlap', 'downlap', 'toplap', 'troncature' d'érosion (fig.II.12).

La terminaison des réflexions à la base de l'unité sismique est caractérisée, soit par une surface d'onlap, une surface de downlap, ou par la surface conforme qui leur est corrélée latéralement (fig.II.12). Toutefois la surface de downlap n'est pas toujours une limite de l'unité sismique (les surfaces de downlap peuvent être des surfaces d'inondation maximale et elles sont la base des corps progradants).

La terminaison des réflexions au toit de l'unité sismique est caractérisée par des troncatures d'érosion, soit par une surface de toplap. Les troncatures d'érosion sont observées à

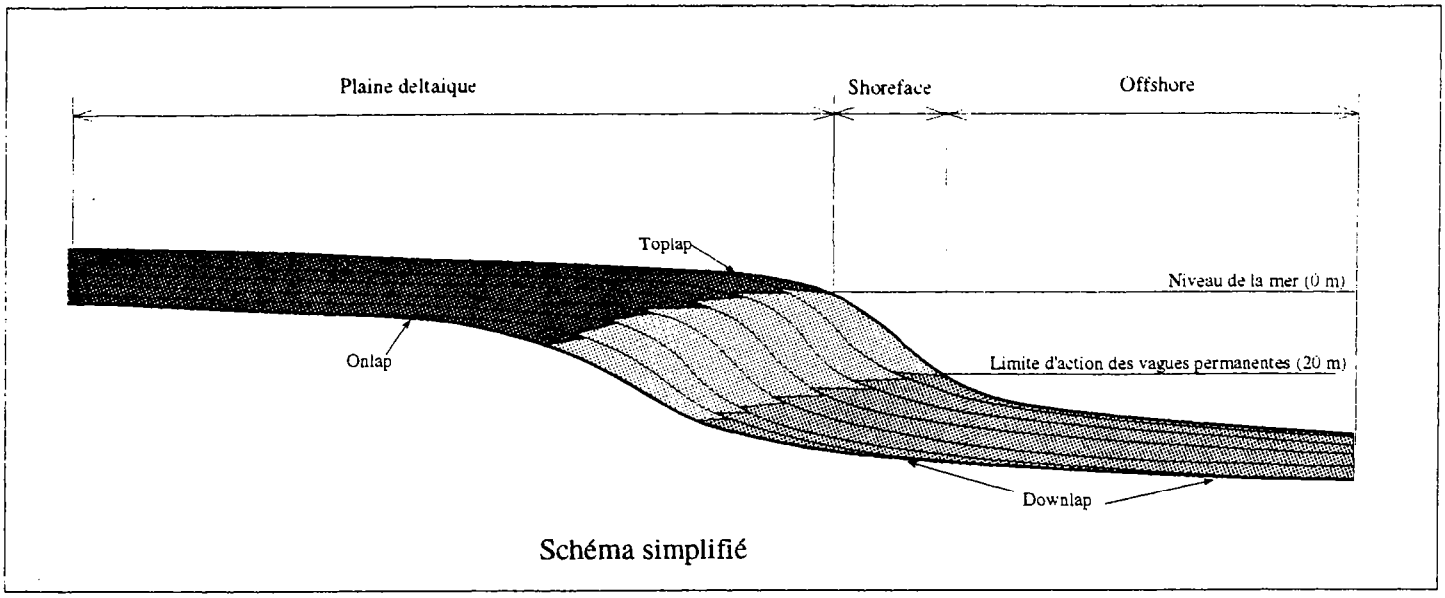


Schéma simplifié

Cas d'une séquence sismique réelle

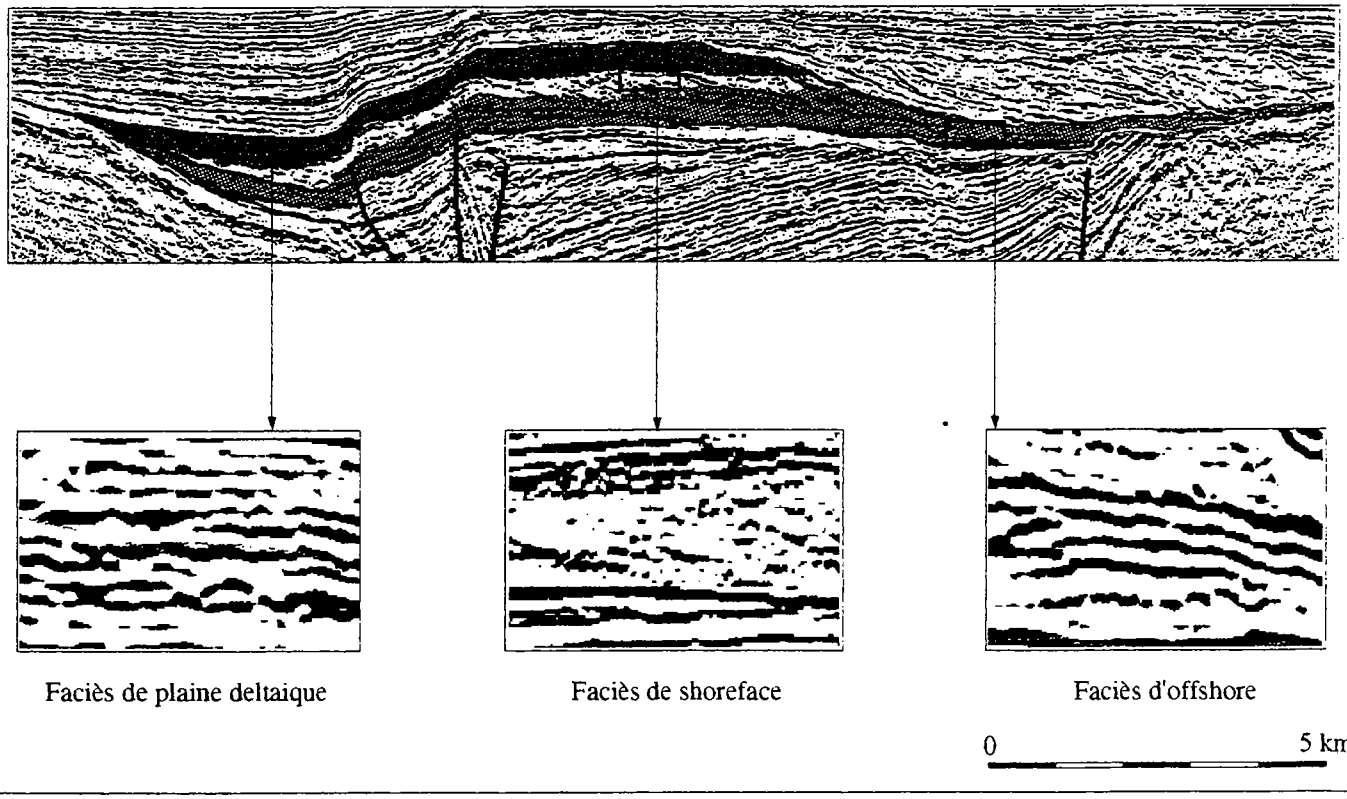


Fig.II.12 : Schéma illustrant la méthodologie de l'interprétation des données sismiques en terme de stratigraphie sismique

la base des axes des chenaux, des canyons ou en bordure des plates-formes et peuvent même affecter la plate-forme dans son ensemble. Elles témoignent d'une érosion soit par émersion soit par une hydrodynamique sous marine élevée comme dans le cas des canyons, soit par des processus gravitaires. Ces surfaces d'érosion se voient encore mieux si elles sont consécutives à un mouvement tectonique ou à des phénomènes de subsidences différentielles dans le bassin, sous forme d'une discordance angulaire. Si les troncatures affectent la plate-forme dans son ensemble, ceci peut impliquer une émersion totale de celle-ci ou au moins un hiatus à l'échelle de la résolution sismique. Un exemple de détermination des terminaisons des réflexions aux limites des unités sismiques est donné sur la fig.II.13.

II.3.2. Analyse des faciès sismiques

L'analyse de faciès est la description et l'interprétation géologique des paramètres de la sismique réflexion. Ceux-ci comprennent entre autres : la configuration, la continuité, l'amplitude, la fréquence des réflexions, la vitesse d'intervalle... L'interprétation de ces paramètres fournit des indications sur la géologie de subsurface.

Une unité de faciès sismique est composée d'un groupe de réflecteurs dont les paramètres diffèrent de ceux des unités de faciès adjacentes (Mitchum, P.Vail, Sangree, 1993). Une fois définis les paramètres de réflexion, reconnue la forme externe de l'unité et notées les associations tridimensionnelles de chaque unité aux autres, on peut interpréter l'unité en terme d'environnement, de processus de dépôt et estimer la lithologie. Cette interprétation se fait toujours dans le cadre stratigraphique de la séquence de dépôt.

L'interprétation sédimentologique des unités de faciès intègre plusieurs paramètres :

- La configuration des réflexions révèle les modes de stratification à partir desquels peuvent être interprétés les processus de dépôt, les érosions, la paléotopographie,
- la continuité des réflecteurs est associée à la continuité des strates, une grande continuité témoigne de dépôts de grande extension uniformément stratifiés,
- l'amplitude sismique nous informe sur les contrastes de vitesse et de densité et nous renseigne sur les variations latérales des bancs,
- la fréquence sismique (fréquence apparente), bien que dépendant du signal sismique, est également reliée à des facteurs géologiques tels que l'espacement des réflecteurs ou les variations latérales de vitesse,
- la forme externe des unités de faciès nous donne des renseignements sur le milieu du dépôt et la géométrie des séquences.

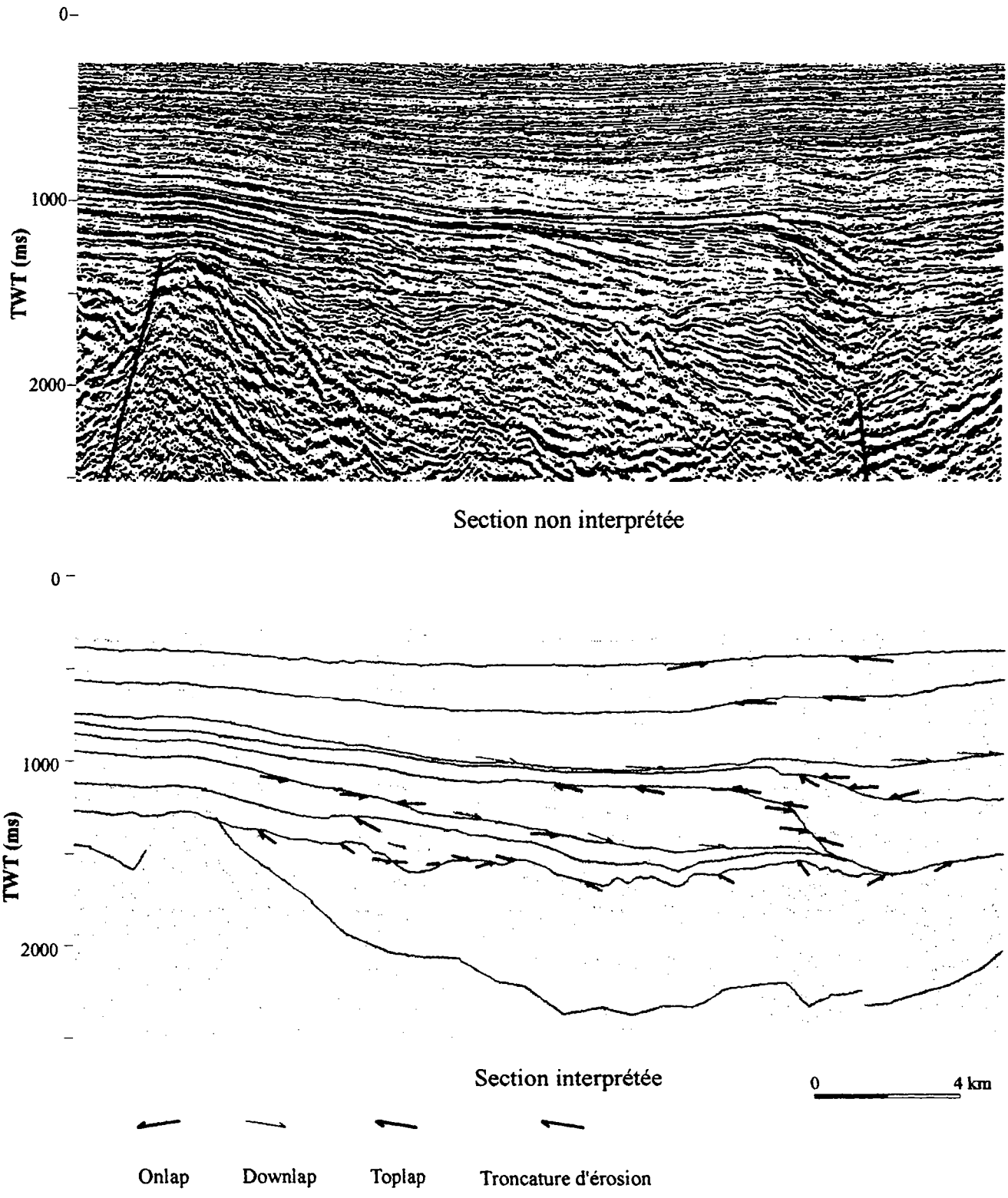


Fig.II.13 : Bassin du Fleuve Rouge : Exemple de détermination des limites d'unité sismique par la configuration des réflexions aux limites des unités sismiques.

La configuration est en fait le paramètre le plus directement appréciable. Il faut cependant être conscient qu'une image sismique peut correspondre à plusieurs objets géologiques d'où l'importance de l'étude des associations de faciès.

II.3.3. Calage au puits et datation des limites des unités sismiques

La datation des limites des unités sismiques s'effectue en principe par le calage aux puits, c'est à dire corrélation avec des données de forage (diagraphies, carottes). Pourtant dans notre cas, les données des puits sont pauvres (seulement deux puits de forage avec une dizaine de mètres de carottes et des données biostratigraphiques très dispersées). C'est pourquoi dans notre cas, la datation repose essentiellement sur la corrélation aux données et aux grands événements tectoniques régionaux.

II.4. INTERPRÉTATION DES DONNÉES DE DIAGRAPHIE : CALIBRATION LITHOLOGIQUE ET FACIOLOGIQUE DE LA SISMIQUE

L'interprétation des données de diagraphie se fait par le logiciel XTRACE (IFP) en se basant sur la classification automatique des échantillons des données diagraphiques en différents types d'électrofaciès. Cette classification se base sur deux méthodes dites *méthode supervisée* et *méthode non-supervisée*. La méthode supervisée tient compte des informations géologiques comme les données de carotte pour identifier un type d'électrofaciès. Donc, on peut interpréter directement un type d'électrofaciès en terme de faciès lithologique. Par contre, dans la méthode non-supervisée, les échantillons sont classés seulement de manière statistique par leurs caractéristiques d'électrofaciès. L'interprétation en terme de faciès lithologique se fait indirectement par les différentes méthodes d'interprétation de diagraphie d'un puits de forage. Dans notre cas d'étude, on utilise la méthode non-supervisée du fait qu'on ne dispose pas de données de carottes suffisantes.

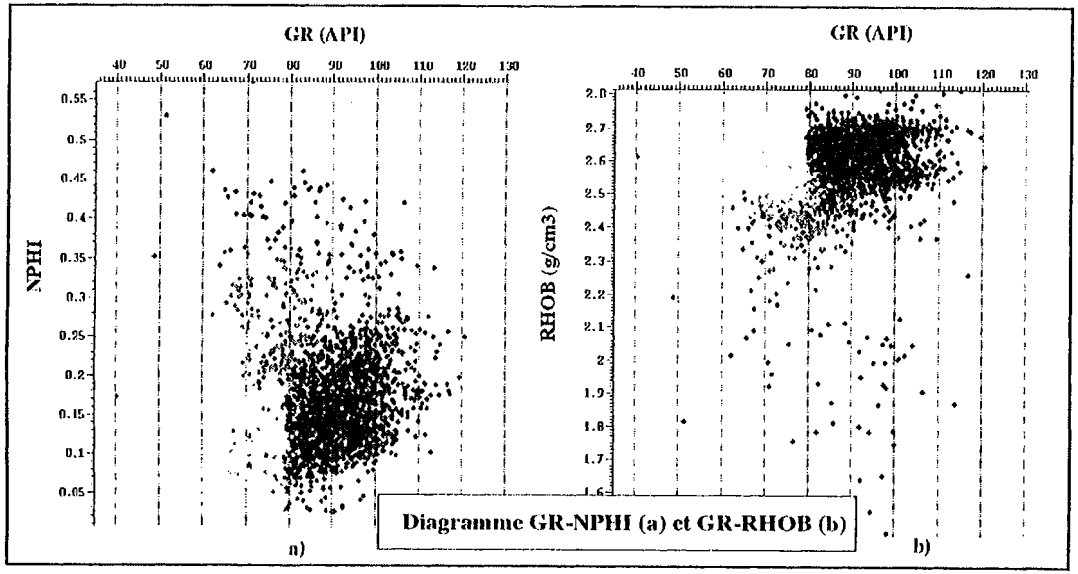
Comme on l'a déjà mentionné, les données de trois puits de forage dans la zone d'étude sont incomplètes pour une interprétation détaillée. On ne dispose presque pas de données des carottes. Le puits 107PA-1X ne dispose pas de tous les logs sur l'ensemble du puits, donc, ce puits n'est pas utilisé pour l'interprétation. Dans les deux puits qui restent, on a choisi une partie de la colonne où les données sont complètes et représentatives pour procéder à la classification par la méthode non supervisée. Le but principal de cette interprétation est l'identification des grands groupes d'électrofaciès, afin de les interpréter en faciès lithologiques. Les logs GR, NPHI et RHOB sont utilisés pour cette étape. Ainsi, on arrive à classer cinq groupes d'électrofaciès (fig.II.14 et fig.II.15) numérotées 1, 2, 3, 4 et 5.

Pour le puits 103TG-1X, on prend l'intervalle de 1700 m à 3500 m où toutes les données sont disponibles (fig.II.16). Ainsi, on identifie 5 groupes d'électrofaciès fig.II.14). En se basant sur la caractéristique des logs GR, on peut interpréter les 3 premiers groupes 1, 2, et 3 comme des grès argileux, des argiles gréseuses et des argiles. Les groupes 4 et 5 correspondent aux intervalles d'anomalies de densité et de porosité. Ces intervalles se trouvent dans la zone de faille où il y a peut-être une surpression (fig.II.16).

Pour le puits 103TH-1X, on prend l'intervalle de 1700 m à 3350 m (fig.II.17), et seuls les trois groupes de faciès 1, 2 et 3 sont identifiés (fig.II.15).

Les résultats de classification dans ces intervalles seront utilisés pour la classification sur toute la colonne du puits.

Les faciès ainsi définis sur la colonne de puits vont servir pour la calibration faciologique des données sismiques et le calcul du pourcentage moyen de sable/argile des faciès de plaine deltaique, de shoreface et d'offshore.



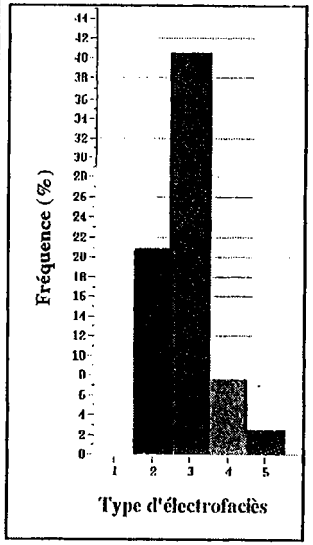


Fig.II.14 : Classification des types d'électrofaciès pour le puits 103TG-1X

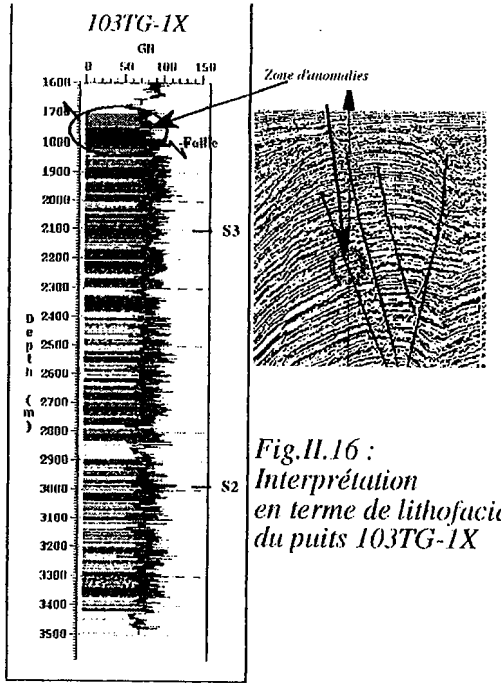
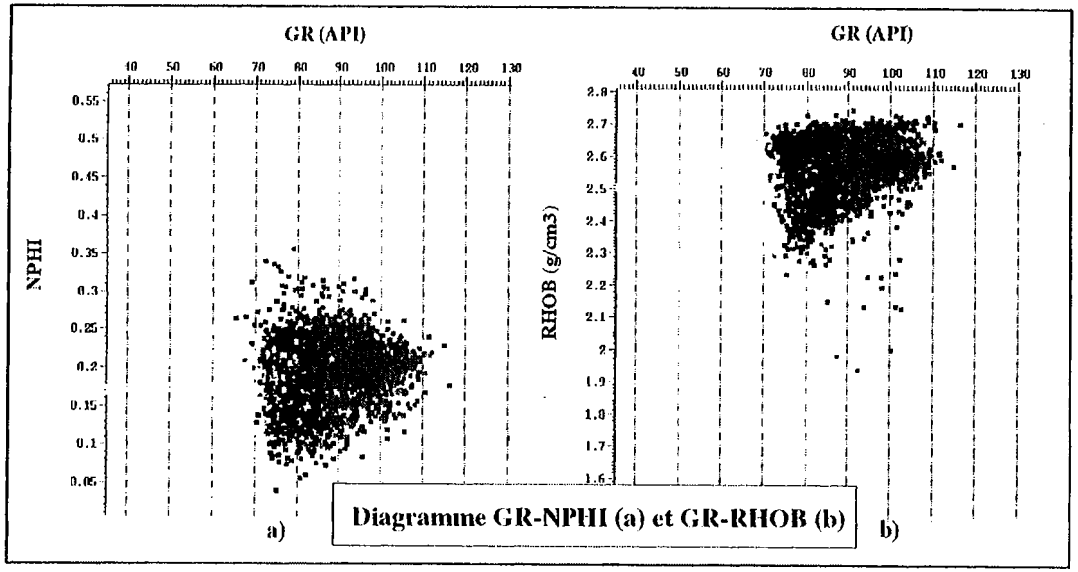


Fig.II.16 : Interprétation en terme de lithofaciès du puits 103TG-1X

103TH-1X



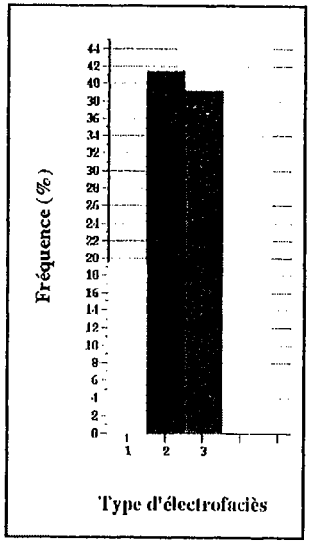


Fig.II.15 : Classification des types d'électrofaciès pour le puits 103TH-1X

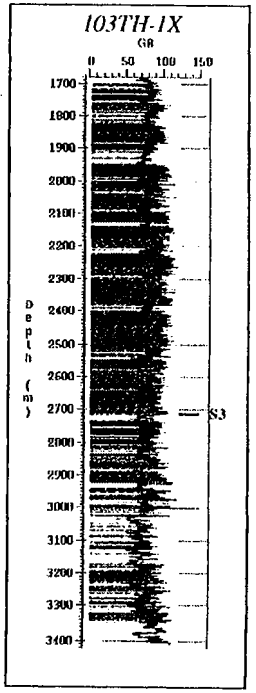
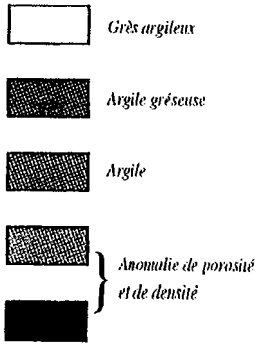


Fig.II.17 : Interprétation en terme de lithofaciès du puits 103TG-1X



II.5. INTERPRÉTATION DES DONNÉES SISMIQUES

II.5.1. Découpage en unités sismiques du Bassin du Fleuve Rouge

En se basant sur les configurations des réflexions en base et au toit des limites des unités (les 'onlap', 'downlap', 'toplap', 'troncature d'érosion'), on arrive à identifier dix limites d'unité sismique des séries oligo-miocènes dans le Bassin du Fleuve Rouge (fig.II.18). Toutes ces limites sont des surfaces d'érosion majeures, à l'exception des limites S2 et S3 qui sont les surfaces d'érosion mineures et la limite S0 qui est la base de la séquence synrift S0-S1. Les surfaces d'érosion majeures sont liées aux grands événements tectoniques.

II.5.1.1. Proposition de datation et de calage

La datation des limites des unités sismiques dans le Bassin du Fleuve Rouge est un problème non résolu jusqu'à présent du fait de la pauvreté et de l'imprécision des données biostratigraphiques. La corrélation des puits offshore aux puits onshore est presque impossible en l'absence de lignes sismiques reliant ces puits et du fait de la complexité des structures. Donc, la datation repose essentiellement sur les grands événements tectoniques régionaux et les variations eustatiques.

Il y a quatre limites de mégaséquences (fig.II.5) qui sont des surfaces d'érosion majeure et qui sont datées en se basant sur les événements géodynamiques qui affectent la région :

- La base du Pliocène (S9) : Cette limite est une surface d'érosion majeure qui marque la fin du décrochement intensif le long du système des failles et de l'inversion des dépôts dans le Bassin du Fleuve Rouge. L'érosion est très marquée dans la partie inversée du bassin. C'est un événement d'ordre régional. La limite est datée 5,5 Ma par la présence des nanofossiles de zone NN 11 (TOTAL Vietnam, 1991).

- La surface d'érosion majeure d'Intra-Miocène moyen (S5) : cette surface marque une régression régionale de la mer à la suite d'une chute importante du niveau eustatique à 15.5 Ma. Elle marque aussi le changement de régime tectonique important : le passage du régime de transtension au régime de transpression. Dans la partie inversée du bassin, les données des puits permettent aussi un calage raisonnable de cette surface. La limite est datée d'une part par la corrélation à la courbe de variation eustatique (chute au niveau 15,5 Ma) et d'autre part par la présence des nanofossiles de zone NN 4 (TOTAL Vietnam, 1991).

- La base d'Oligocène supérieur (S1) : Cette surface est une surface d'érosion majeure qui marque une régression régionale de la mer suite à la chute important du niveau de la mer qui est certainement liée à l'ouverture de la mer de l'Est vers 30 Ma. Il n'y a pas de données biostratigraphiques disponibles dans cet intervalle de temps. Seule la corrélation avec les

données régionales du bassin de Beibu ou du bassin de Danang au Sud donne l'attribution d'âge de 30 Ma à cette limite.

- La base d'Oligocène/Eocène? ou la base des séries syn-rift (S0) : cette limite marque le début de la période de rifting pendant l'Eocène de la marge de Chine du Sud vers 36 Ma. Cette limite n'a jamais été atteinte par forage. L'âge de cette limite est proposé en se basant seulement sur la courbe de variation eustatique de Haq et al, 1990.

Pour les autres limites, la datation sera discutée dans la partie de description des unités sismiques.

II.5.1.2. Unités sismiques dans le Bassin du Fleuve Rouge

Les différents âges adoptés pour les dix limites d'unités sismiques définies dans le Bassin du Fleuve Rouge sont les suivants :

Pendant la période syn-rift, une unité sismique est identifiée limitée à sa base par la limite Eocène-Oligocène datée 36 Ma (S0). La limite supérieure est la surface de discordance régionale de 30 Ma (S1).

Pendant la période post-rift, quatre unités sismiques sont identifiées :

- L'unité S1-S2 limitée à la base par la surface de discordance majeure de 30 Ma et au toit par la surface d'érosion mineure de 25,5 Ma.
- L'unité S2-S3 limitée à la base par la surface d'érosion mineure de 25,5 Ma et au toit par la surface d'érosion mineure de 22 Ma.
- L'unité S3-S4 limitée à la base par la surface d'érosion mineure de 22 Ma et au toit par la surface d'érosion majeure de 16,5 Ma.
- L'unité S4-S5 limitée à la base par la surface d'érosion majeure de 16,5 Ma et au toit par la surface d'érosion majeure de 15,5 Ma.

Pendant la période d'inversion, quatre séquences sismiques sont aussi identifiées :

- L'unité S5-S6 limitée à la base par la surface d'érosion majeure de 15,5 Ma et au toit par la surface d'érosion majeure de 13,8 Ma.
- L'unité S6-S7 limitée à la base par la surface d'érosion majeure de 13,8 Ma et au toit par la surface d'érosion majeure de 10,5 Ma.
- L'unité S7-S8 limitée à la base par la surface d'érosion majeure de 10,5 Ma et au toit par la surface d'érosion majeure de 6,3 Ma.
- L'unité S8-S9 limitée à la base par la surface d'érosion majeure de 6,3 Ma et au toit par la surface de discordance régionale datée 5,5 Ma.

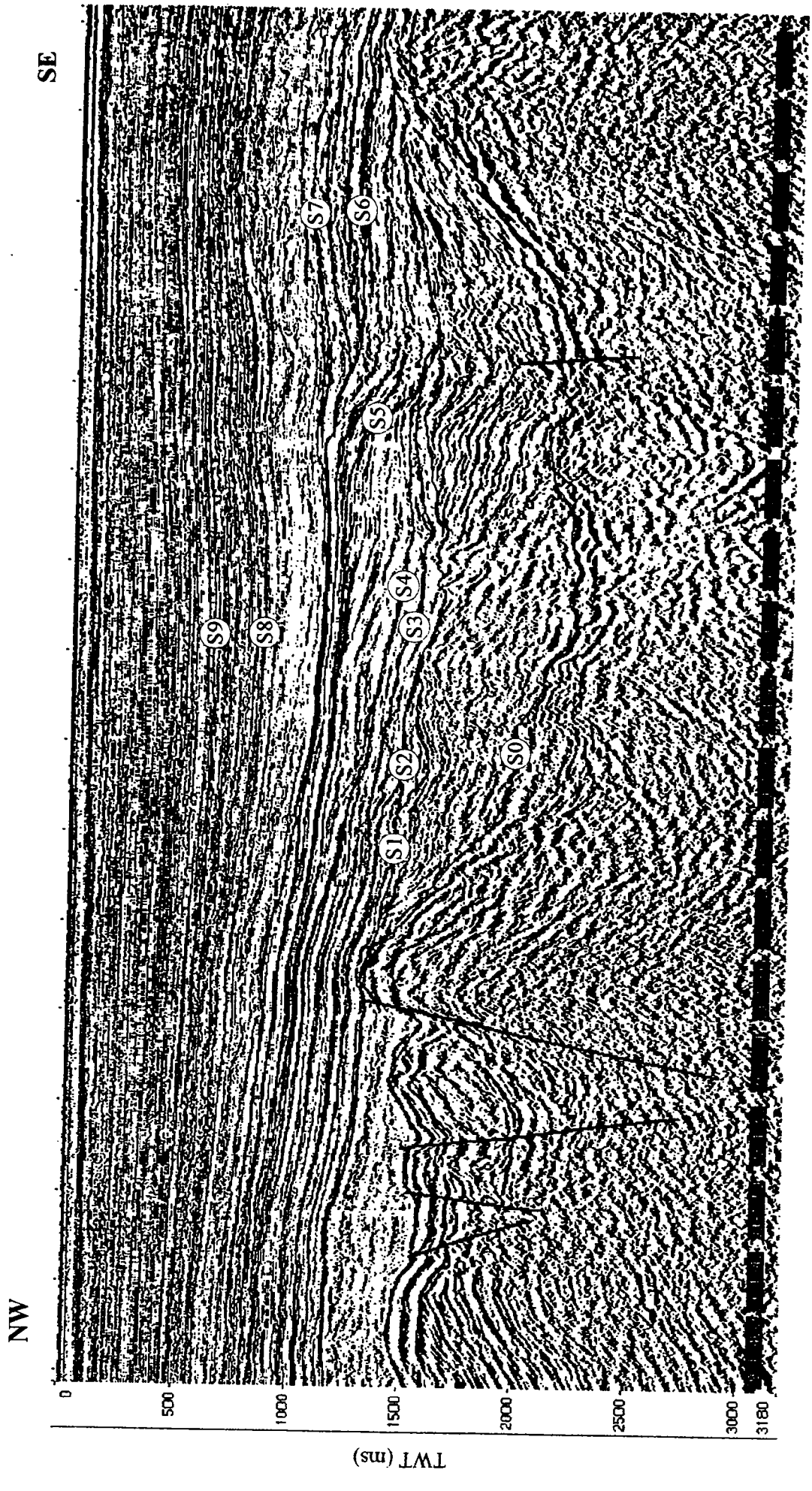


Fig.II.18 : Découpage en unités sismiques du Bassin du Fleuve Rouge (Ligne No10, figII.3).

II.5.2. Principaux groupes de faciès sismiques dans le Bassin du Fleuve Rouge

On a identifié quatre principaux faciès sismiques (fig.II.19) :

- Faciès de plaine deltaïque : ce faciès correspond à des réflexions parallèles, continues et de forte amplitude qui passent à des réflexions moins continues en amont du delta. Cette diminution de continuité peut être liée au passage de la plaine deltaïque à la plaine fluviatile. Dans ce groupe de faciès, on peut ajouter un sous-faciès de remplissage des chenaux. Ce sous-faciès groupe des réflexions en configuration de remplissage en onlap, de remplissage en progradation.

- Faciès de ''shoreface'' : ce faciès est caractérisé par des réflexions en configuration sigmoïde, d'amplitude moyenne à modérée. On trouve ce faciès dans les endroits où les prismes de progradation sont développés.

- Faciès d'''offshore'' : ce faciès correspond à des réflexions assez variables. On trouve des réflexions divergentes de forte à moyenne amplitude d'une part, et d'autre part des réflexions discontinues, d'amplitude variable en configuration 'hummocky'. Ceci témoigne d'une énergie de dépôt assez variable temporellement et spatialement.

- Faciès de cône alluvial : on trouve ce type de faciès sur le flanc des failles qui délimitent les grabens et aussi sur la bordure des structures inversées. Ce faciès est caractérisé par les réflexions divergentes, à continuité variable et de forte amplitude.

Tous ces faciès décrits ci dessus sont représentatifs sur quelques lignes sismiques, et ils sont variables d'une zone à l'autre. Dans la zone du dépôtcentre entre les deux systèmes de failles de SONG LO et SONG CHAY, les sédiments sont affectés par des mouvements tectoniques très importants et les faciès sont difficiles à identifier.

La cartographie des faciès sismiques se fait au niveau du toit de chaque unité sismique.

II.5.3. Interprétation en terme d'environnement de dépôt et estimation de la paléobathymétrie

Une fois l'analyse de faciès sismique faite, l'environnement de dépôt sera déterminé en combinant des données des puits dans la mesure possible, la géologie régionale ainsi que la morphologie en 3D des séquences. La ligne de rivage est en général située à la rupture de pente

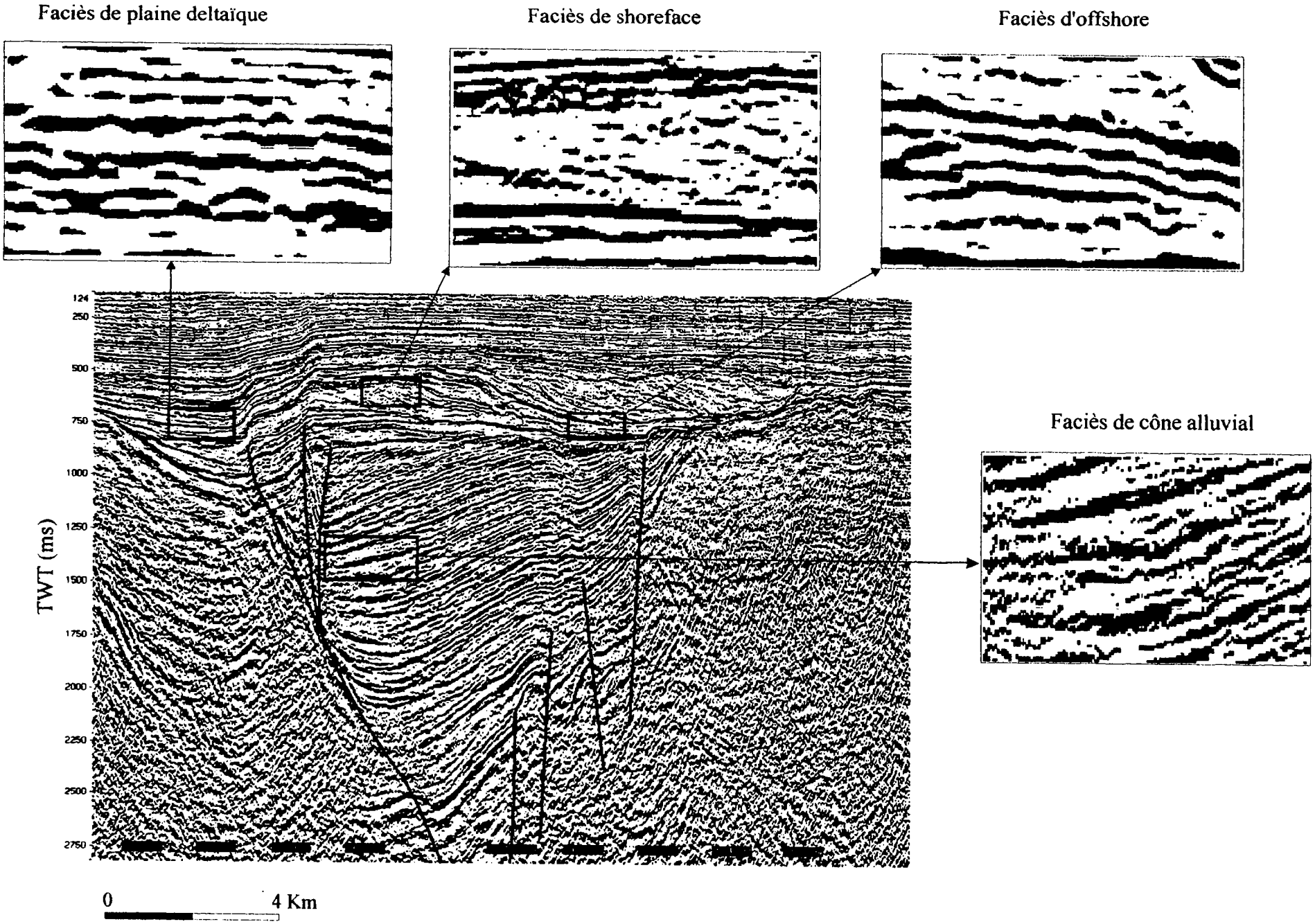


Fig.II.19 : Bassin du Fleuve Rouge : Principaux groupes de faciès sismique

du prisme de progradation du delta. Mais ce n'est pas toujours le cas. On doit souvent la déterminer comme la limite de changement de faciès sismiques si on peut juger que c'est le passage de la plaine deltaïque au shoreface. Dans le cas extrême, on ne peut que positionner cette limite d'une façon relative.

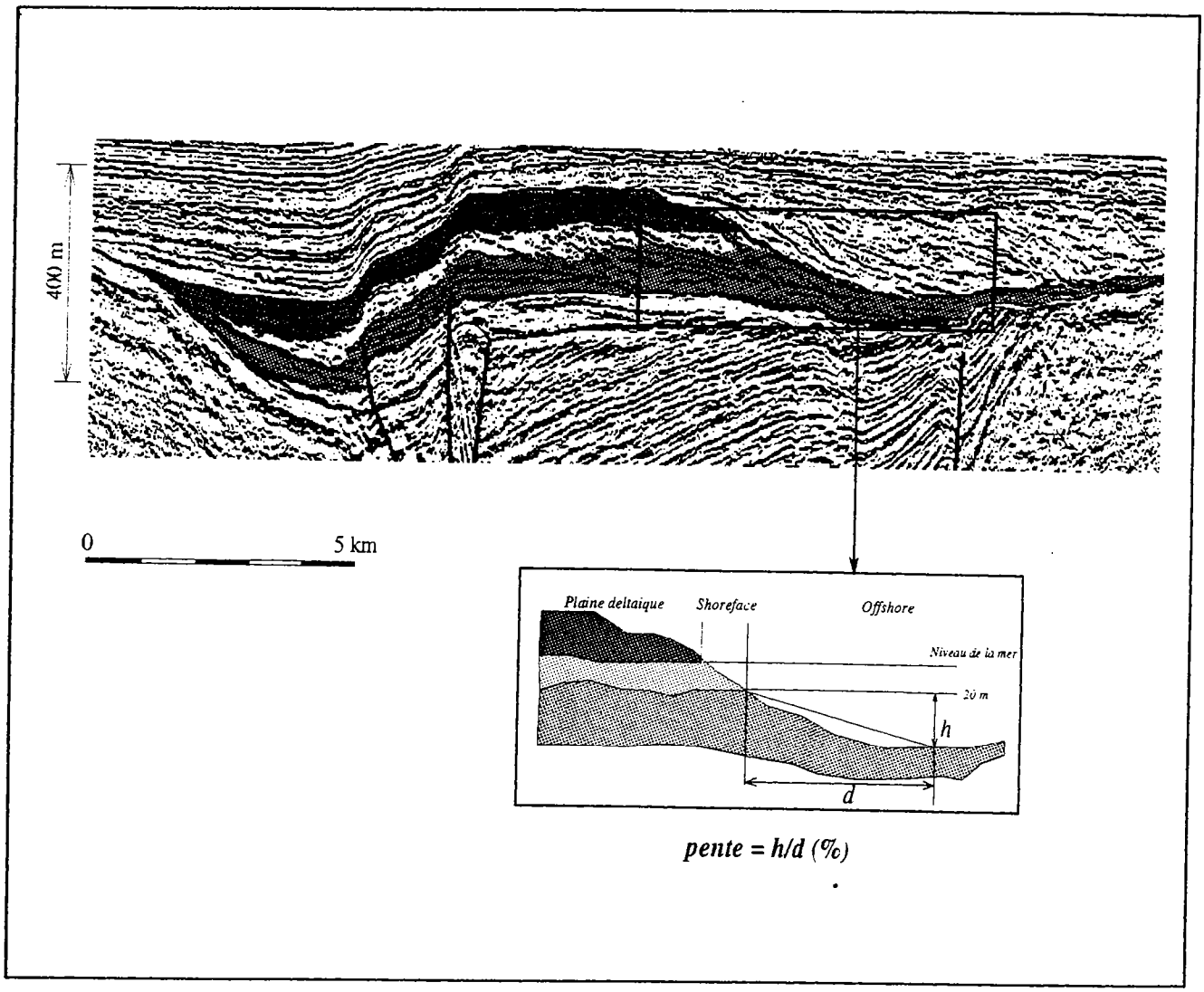


Fig.II.20 : Schéma illustrant le principe de calcul de la pente sur les sections sismiques dans la zone d'offshore.

L'estimation de la paléobathymétrie pose aussi des problèmes dans les zones où on n'a pas de données de forage. Ainsi dans la zone érodée, on ne peut donner une estimation précise de la paléotopographie. Dans notre cas d'étude, on a pris en compte les quelques principes suivants pour cette estimation :

- Dans le domaine de la plaine deltaique, un gradient de 0,05% (50 m sur 100 km) sera appliqué pour le calcul de la paléotopographie. L'introduction de ce gradient dans le calcul tient compte de la topographie actuelle du delta du Fleuve Rouge.
- La ligne de rivage sera mise au niveau 0 m de la mer. Cette ligne est définie comme la limite entre la plaine deltaique et le shoreface (fig.II.12).
- Dans la zone de shoreface, une profondeur variant de 0 m à 20 m à la limite inférieure du shoreface sera attribuée. Cette limite d'action des vagues permanentes (20 m) est prise en considérant que le golfe du TONKIN est influencé seulement par la mousson.
- Dans le domaine d'offshore, la profondeur sera estimée en fonction de la pente calculée à partir des sections sismiques (fig.II.20).
- Dans la zone d'inversion, on doit tenir compte aussi de la pente des structures pour estimer la hauteur du sommet.

On ne peut jamais trouver la paléobathymétrie exacte, mais seulement un résultat raisonnable qui sera cohérent avec la morphologie de la région.

Les cartes de paléobathymétrie ainsi construites seront utilisées pour le calcul de l'accommodation en 3D dans SUBTEC. Les cartes au format SUBTEC exigent la présence de valeurs sur toute la zone d'étude . Pour cette raison, on a extrapolé la bathymétrie dans les zones d'absence de données.

II.5.4. Unités sismiques oligo-miocènes du Bassin du Fleuve Rouge

La description des unités sismiques se fait suivant un plan général :

- Limite inférieure avec description de la géométrie et datation.
- Limite supérieur avec description de la géométrie et datation.
- Carte isopaque de l'unité sismique.
- Faciès sismique.
- Paléobathymétrie.
- Interprétation en terme de séquence de dépôt élémentaire.

II.5.4.1. Unité sismique S0-S1 (36-30 Ma)

Cette unité correspond à la séquence syn-rift qui s'est déposée lors de la phase de rifting de la marge de la Chine du Sud pendant l'Eocène (Rangin et al, 1994).

La limite inférieure **S0** est mal définie. Dans les grabens bien marqués A, B, C, et D (fig.II.21), la limite est repérée comme une réflexion continue, d'amplitude forte à moyenne sur

laquelle arrivent des réflexions en downlap. À côté des failles limitant les grabens, les réflexions buttent contre le plan de faille. Cette limite sépare des séries oligocènes inférieures des séries plus anciennes éocènes. Dans le dépôtcentre entre deux failles de décrochement SONG LO et SONG CHAY, la limite est interpolée de proche en proche entre les sections sismiques.

La limite supérieure **S1** est une surface de discordance majeure qui peut être corrélée sur toute la région. C'est une discordance angulaire qui sépare la phase de syn-rift de la phase post-rift dans le Bassin du Fleuve Rouge (fig.II.7). Elle est beaucoup plus accentuée sur les bordures des grabens à cause du soulèvement et de l'érosion. La limite peut être suivie comme une réflexion de forte continuité et forte amplitude au-dessous de laquelle viennent des terminaisons en troncatures d'érosion (fig.II.21). Dans le dépôtcentre, la limite est aussi suivie par la corrélation des sections sismiques. Cette discordance est aussi une discordance régionale qui correspond à une régression associée à l'ouverture de la mer de l'Est (Holloway, 1982).

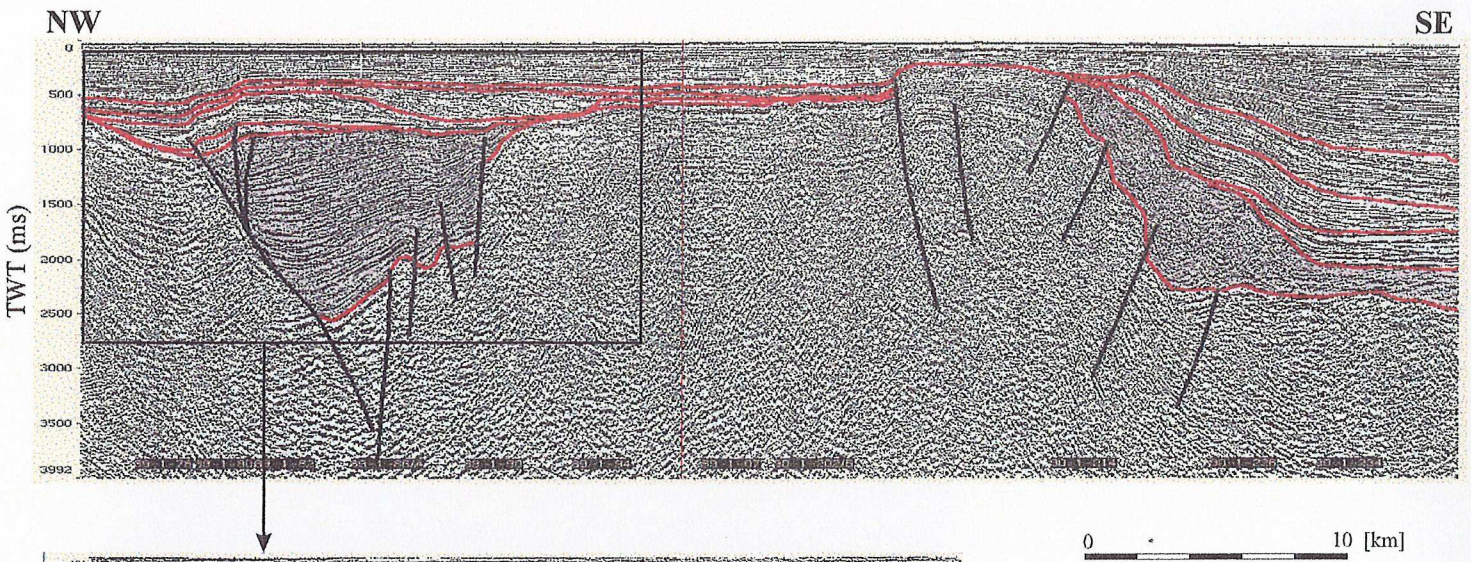
Sur la carte isopaque, on peut remarquer qu'il existe deux systèmes de grabens : l'un dans la direction NW-SE, l'autre dans la direction NE-SW (fig.II.22). Les grabens C et D, de direction NE-SW, appartiennent au système de grabens du bassin de Beibu et se sont formés pendant la phase de rifting éocène de la marge de Chine du Sud (Rangin et al, 1994), développé suivant l'axe NE-SW. Ce sont des demi-grabens limités au côté NW par une faille normale (fig.II.22). Les grabens A et B de direction NW-SE et le dépôtcentre du Bassin du Fleuve Rouge sont liés à l'extension due au décrochement sénestre le long du système des failles du Fleuve Rouge et la rotation du bloc Indochine. Ce sont des petits bassins 'pull-apart'. Le déplacement du dépôtcentre vers le Sud-Est illustre l'impact de cet événement tectonique sur la formation de ces grabens (Rangin et al, 1994). On peut remarquer que l'axe des grabens coïncide avec la direction principale de l'apport de sédiments du fleuve Rouge.

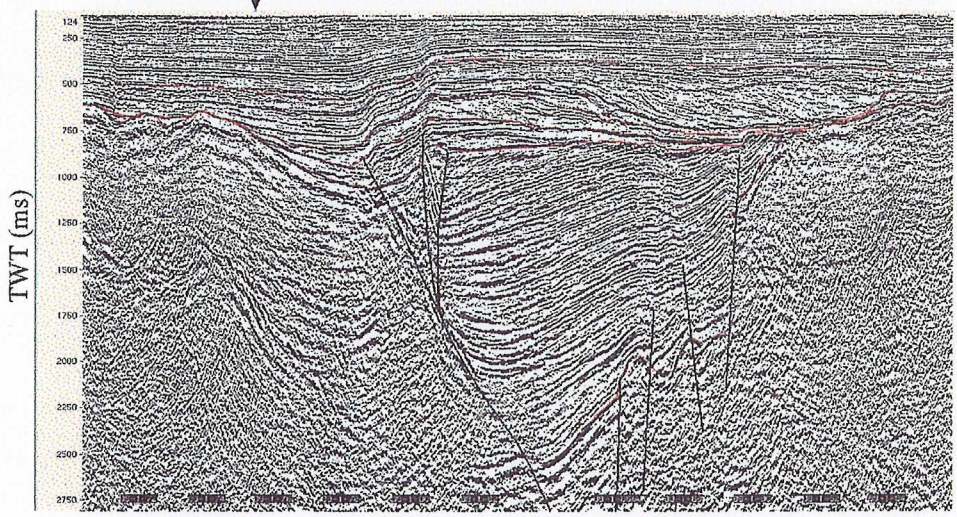
Sur la carte de faciès sismiques (fig.II.23), on constate que les grabens du bassin de Beibu sont remplis essentiellement par des sédiments provenant des érosions locales et les dépôts de cône alluvial sont très développés. Par contre les grabens du Bassin du Fleuve Rouge sont alimentés à la fois par les apports du Fleuve Rouge et par des sources locales. Les cônes alluviaux sont moins importants que dans le cas précédent.

La paléobathymétrie au toit de cette séquence est difficile à estimer. On peut dire qu'à la fin de la période synrift, il y a déjà le passage de l'environnement de dépôt fluviatile à lacustre dans le Sud-Ouest. Mais la profondeur n'atteint guère plus de 5 m. Dans le reste de la zone, on prend un gradient moyen de 0,05% pour calculer la paléotopographie (fig.II.24).

La séquence de dépôt de cette unité est formée de séries alluviales, fluviatiles à lacustres. L'épaisseur accumulée de ces séries atteint jusqu'à 2400 m dans la zone de dépôtcentre. L'interprétation en terme de faciès sismique montre que les dépôts de cônes alluviaux (probablement des conglomérats) se sont déposés et sont associés aux failles délimitant des grabens formés pendant la phase de rifting (fig.II.21). La majorité des déblais de forage collectés au puits 107PA-1X de cette série sont des fragments de granites et de roches métamorphiques qui composent probablement les conglomérats des dépôts de cônes alluviaux cités ci-dessus. Le faciès sismique correspond à des réflexions parallèles, continues, de plus haute fréquence qui sont attribuées aux dépôts fluviatiles (fig.II.21). Ils passent probablement à des dépôts fluvio-lacustres vers le centre des grabens.

Cette période correspond à l'initiation de la formation du Bassin du Fleuve Rouge.





Section interprétée

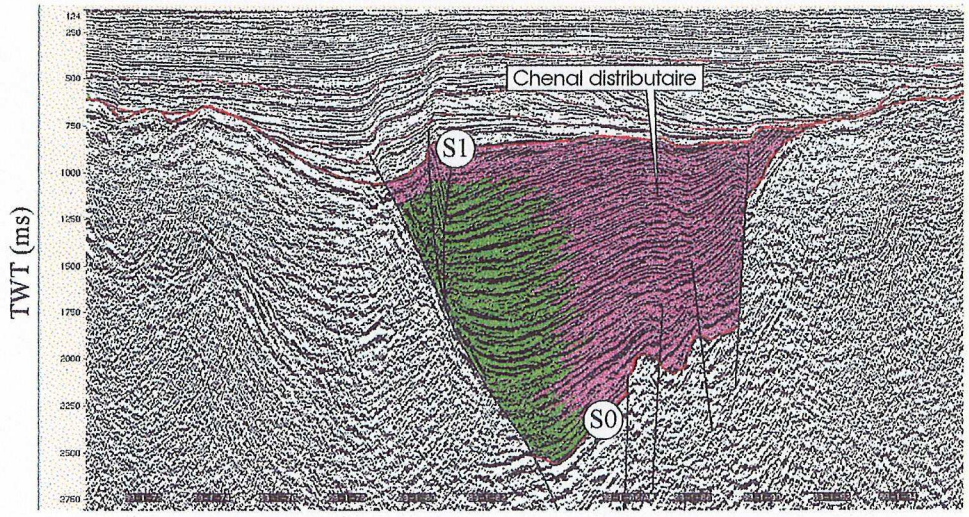


Fig.II.21 : Unité S0-S1, graben C. La section interprétée montre les limites de l'unité et les faciès sismiques. (Ligne N°2, fig.II.3).

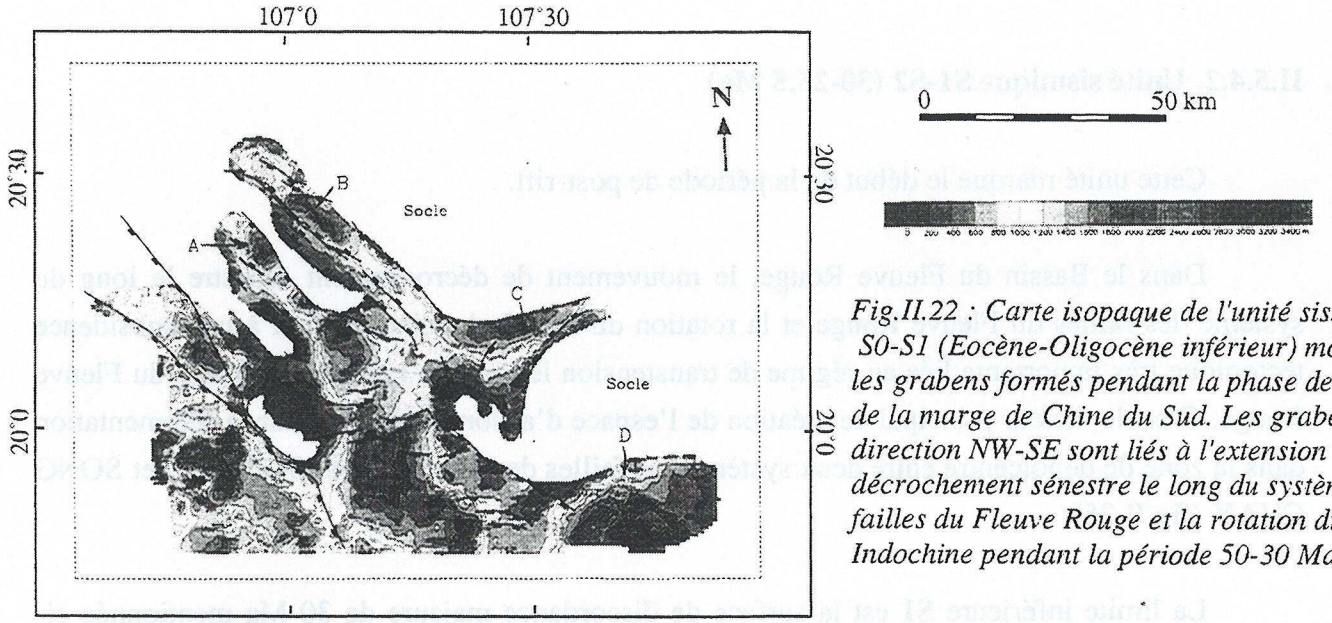


Fig.II.22 : Carte isopaque de l'unité sismique S0-S1 (Eocène-Oligocène inférieur) montrant les grabens formés pendant la phase de rifting de la marge de Chine du Sud. Les grabens de direction NW-SE sont liés à l'extension due au décrochement sénestre le long du système de failles du Fleuve Rouge et la rotation du bloc Indochine pendant la période 50-30 Ma.

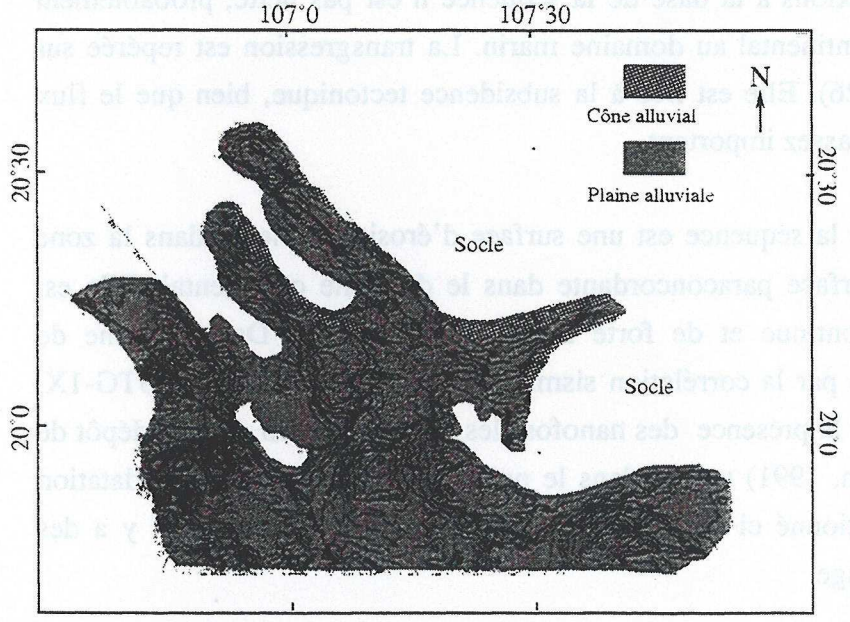


Fig.II.23 : Carte de faciès de l'unité sismique S0-S1

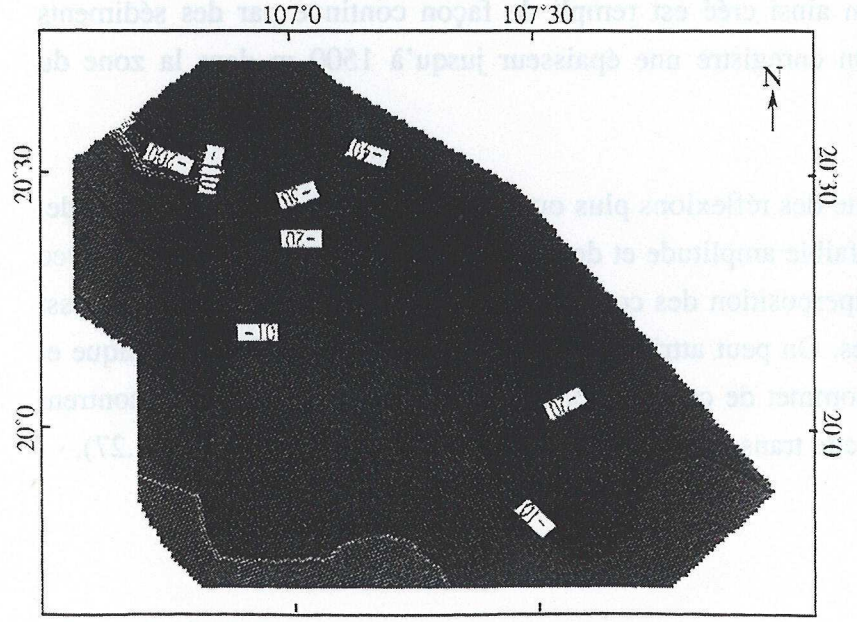


Fig.II.24 : Carte de paléobathymétrie à 30,0 Ma (Surface S1)

II.5.4.2. Unité sismique S1-S2 (30-25.5 Ma)

Cette unité marque le début de la période de post-rift.

Dans le Bassin du Fleuve Rouge, le mouvement de décrochement sénestre le long du système des failles du Fleuve Rouge et la rotation du bloc Indochine conduit à une subsidence tectonique très importante liée au régime de transtension le long du système de failles du Fleuve Rouge. C'est le facteur principal de création de l'espace d'accommodation pour la sédimentation dans la zone de dépôtcentre entre deux systèmes de failles de décrochement SONG LO et SONG CHAY (fig.II.25).

La limite inférieure **S1** est la surface de discordance majeure de 30 Ma mentionnée ci-dessus. La configuration des réflexions à la base de la séquence n'est pas nette, probablement due à la transition du domaine continental au domaine marin. La transgression est repérée sur quelques lignes sismiques (fig.II.26). Elle est liée à la subsidence tectonique, bien que le flux sédimentaire du fleuve Rouge soit assez important.

La limite supérieure **S2** de la séquence est une surface d'érosion mineure dans la zone côtière et se prolonge par une surface paraconcordante dans le domaine continental. Elle est matérialisée par une réflexion continue et de forte amplitude (fig.II.26). Dans la zone de dépôtcentre, cette limite est suivie par la corrélation sismique et le calage au puits 103TG-1X. Cette limite est datée 25.5 Ma par la présence des nanofossiles de zone NP 25 dans le dépôt de plaine deltaïque (TOTAL Vietnam, 1991) trouvé dans le puits 103TG-1X. Mais cette datation n'est pas sûre, comme on a mentionné ci-dessus dans le paragraphe II.4.1, puisqu'il y a des incertitudes sur les données de forage.

L'espace d'accommodation ainsi créé est rempli de façon continue par des sédiments apportés par le Fleuve Rouge. On enregistre une épaisseur jusqu'à 1500 m dans la zone du dépôtcentre.

Le faciès sismique comporte des réflexions plus ou moins continues, de forte amplitude, intercalées avec des réflexions de faible amplitude et de continuité modérée. La corrélation avec le puits 103TG-1X montre une superposition des couches d'argile et de grès et on trouve aussi des traces de chenaux distributaires. On peut attribuer ce faciès au faciès de plaine deltaïque et qui tend vers la zone côtière au sommet de cette unité. Les données des autres puits montrent aussi une tendance trangressive. Cette transgression est matérialisée par des flèches (fig.II.27).

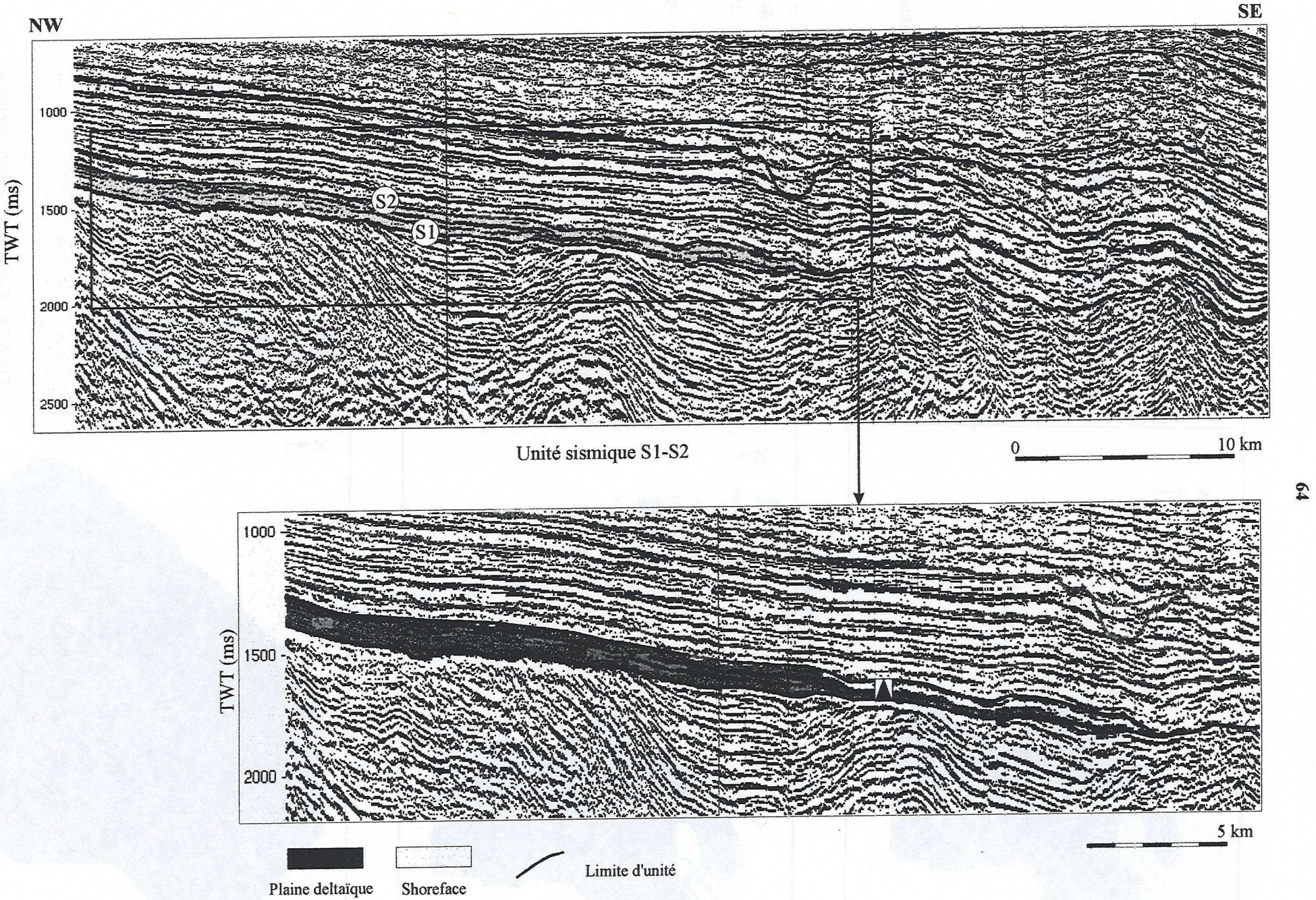


Fig.II.26 : Section sismique interprétée de l'unité sismique S1-S2 montrant l'architecture de la séquence. (Ligne N°16, fig.II.3).

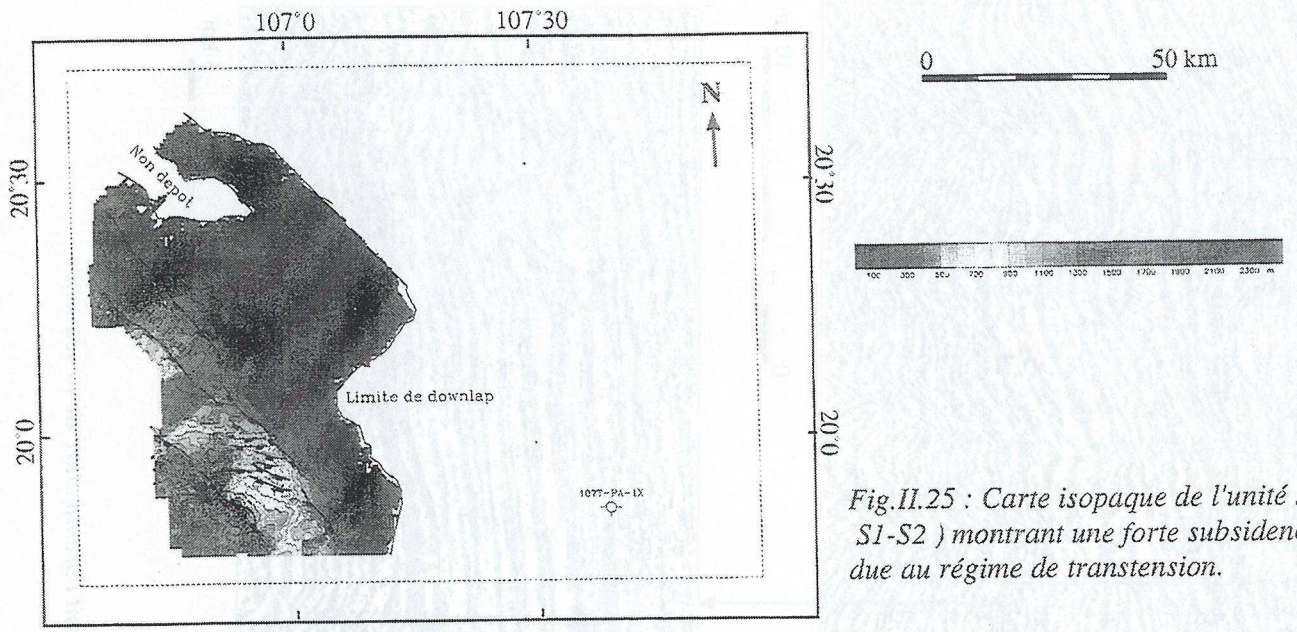


Fig.II.25 : Carte isopaque de l'unité sismique S1-S2) montrant une forte subsidence tectonique due au régime de transtension.

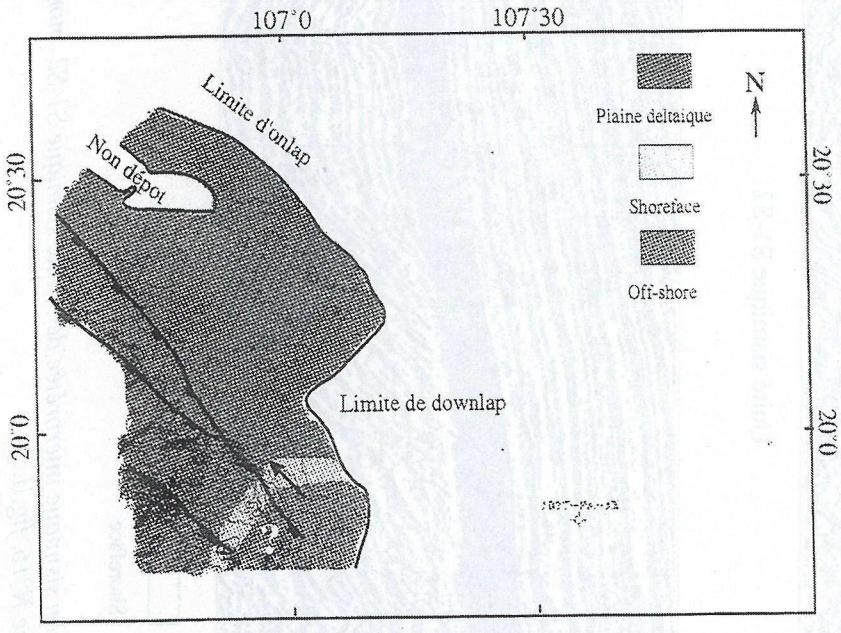


Fig.II.27 : Carte de faciès de l'unité sismique S1-S2

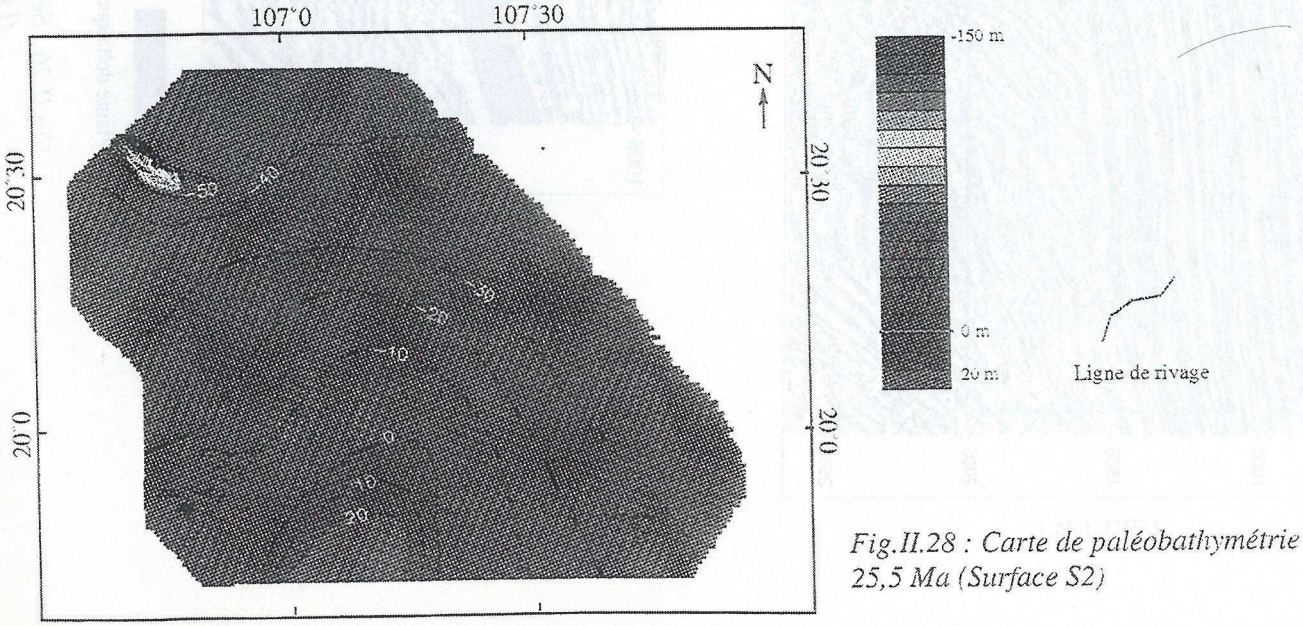


Fig.II.28 : Carte de paléobathymétrie à 25,5 Ma (Surface S2)

Sur la carte de faciès sismique, on voit qu'il y a une transgression marine au sommet de cette unité, mais la position de la ligne de rivage est difficile à estimer. On la positionne d'une façon relative par rapport à la position des puits de forage (fig.II.27).

En ce qui concerne l'estimation de la paléobathymétrie, on se base sur la carte de faciès pour donner l'estimation. La ligne de rivage (la limite de plaine deltaique/shoreface) sera attribuée au niveau 0 m de la mer. Dans le bassin, la profondeur de la limite inférieure du shoreface est estimée à 20 m et la bathymétrie tend vers 30 m pour l'offshore (limité dans notre zone d'étude). Dans le domaine continental, on prend le gradient de 0,05% (50 m pour 100 km) pour l'estimation de la paléotopographie (fig.II.28).

L'interprétation en terme de faciès sismique de cette séquence est très difficile. Sur la bordure Nord-Est, l'épaisseur cette unité est très faible. Dans la zone de dépôtcentre, l'épaisseur est assez importante mais elle ne permet pas une localisation précise de la ligne de rivage (limite de plaine côtière/shoreface). On peut estimer que cette limite ne soit pas très loin des deux puits de forage, si on regarde les données de ces puits.

Cette unité représente le cortège trangressif-haut niveau marin de la séquence S1-S2 (fig.II.26). Le cortège de bas niveau marin peut être déposé au Sud, en dehors de notre zone d'étude.

II.5.4.3. Unité sismique S2-S3 (25-22 Ma)

Cette unité est aussi formée pendant la période de 'post-rift' dans le Bassin du Fleuve Rouge. Le régime de transtension est toujours la cause principale de la subsidence tectonique dans la zone de dépôtcentre entre les deux systèmes de failles de décrochement SONG LO et SONG CHAY.

La limite inférieure **S2** est la surface d'érosion mineure citée ci-dessus sur laquelle viennent en 'downlap' des petits clinoformes de progradation dans la zone côtière (fig.II.29). Des réflexions de terminaison en downlap signalées sur quelques lignes sismiques suggèrent que les dépôts de bas niveau marin sont absents dans la limite de la zone d'étude. Ils sont déposés probablement plus loin vers le Sud en dehors de notre zone d'étude.

La limite supérieure **S3** est aussi une surface d'érosion mineure qui passe à une surface paraconcordante dans la zone de plaine deltaïque (fig.II.29). Elle est représentée par une réflexion de forte amplitude et de forte continuité. Dans la zone de dépôtcentre, la limite est suivie par la corrélation des lignes sismiques et le calage aux deux puits de forage 103TH-1X et 103TG-1X. Cette limite est datée 22 Ma par la présence des nanofossiles de zone NN 1-2 dans cette série et aussi en se basant sur la courbe de variation eustatique de Haq et al, 1990 (fig.II.11). On peut signaler aussi que la datation n'est pas si sûre en l'absence de données biostratigraphiques fiables.

Sur la carte isopaque, on voit bien que la subsidence tectonique continue à jouer un rôle important pour la création d'espace d'accommodation dans la zone du dépôtcentre, à l'Ouest de la faille de SONG LO (fig.II.29). L'accumulation des sédiments atteint 1100 m d'épaisseur dans cette zone. La zone de bordure est affectée seulement par la subsidence thermique.

L'analyse des faciès sismiques peut aboutir à une délimitation du shoreface dans la zone de bordure du bassin où se localisent des réflexions en configuration sigmoïde. Le faciès de réflexions discontinues à continuité modérée est interprété comme le faciès de plaine deltaïque (fig.II.30). Mais dans la zone du dépôtcentre, on rencontre le même problème de détermination de la limite plaine deltaïque/shoreface. Le faciès sismique ne montre qu'une superposition de réflexions parallèles, continues et de forte amplitude avec des réflexions moins continues et de faibles amplitudes. La corrélation aux deux puits de forages montre l'intercalation des couches d'argile et de sable (fig.II.17) et la tendance de passage du domaine continental vers le domaine marin peu profond. Mais on ne peut situer la position exacte de la ligne de rivage. Ainsi la limite de plaine deltaïque/shoreface est tracée par une estimation de la tendance de transgression marine dans le Bassin du Fleuve Rouge (fig.II.31).

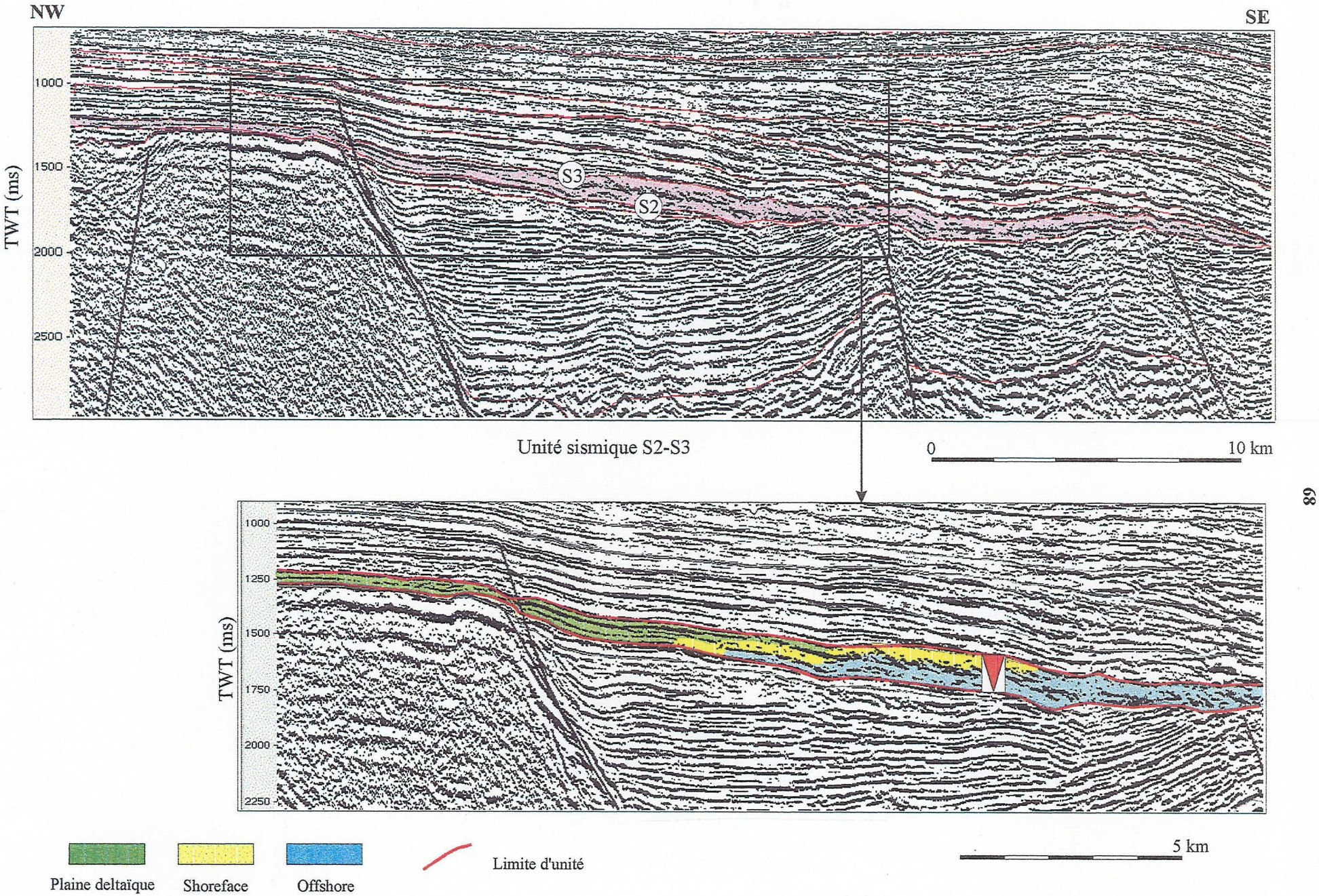
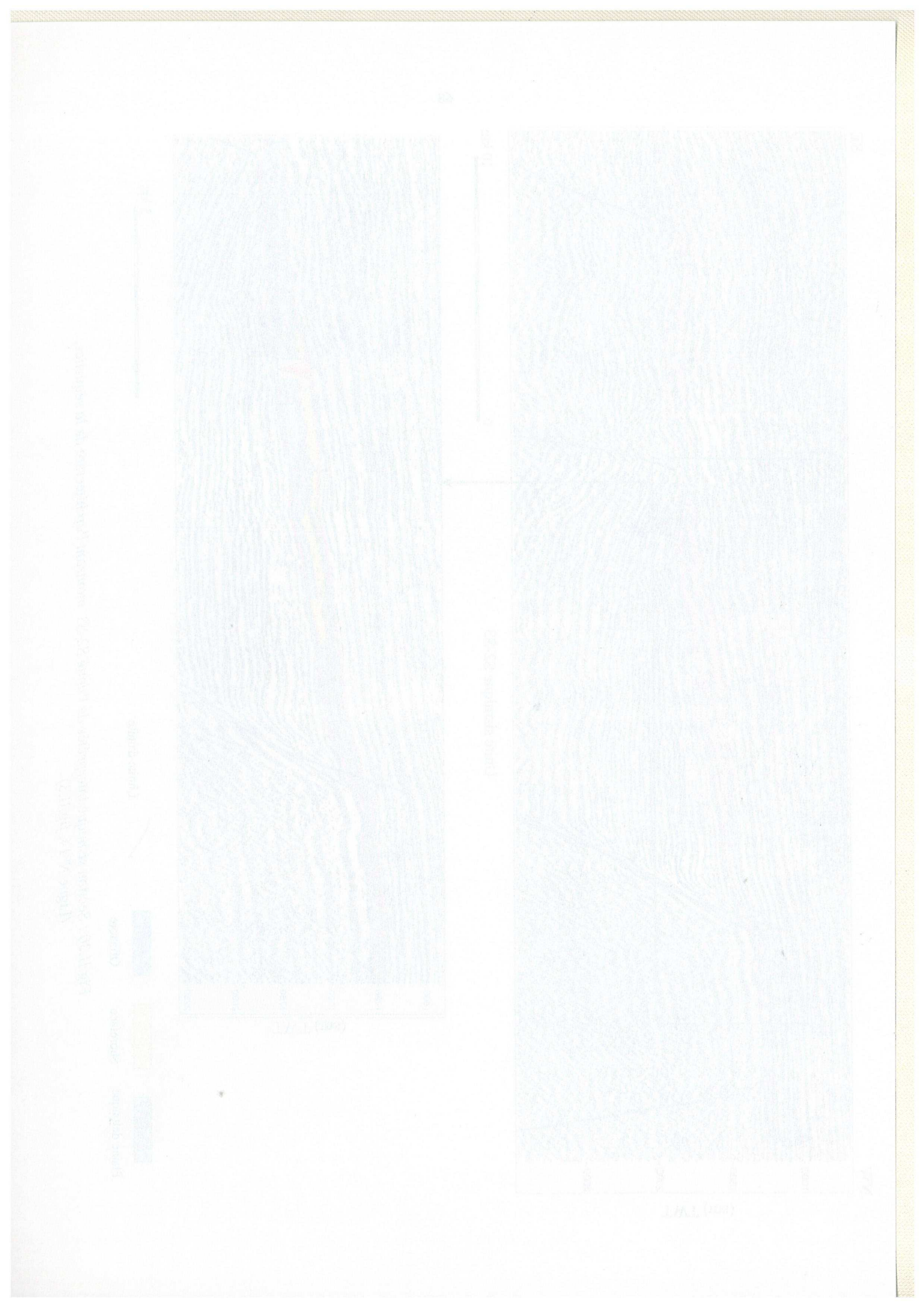


Fig.II.30 : Section sismique interprétée de l'unité S2-S3 montrant l'architecture de la séquence. (Ligne N°14, fig.II.3).



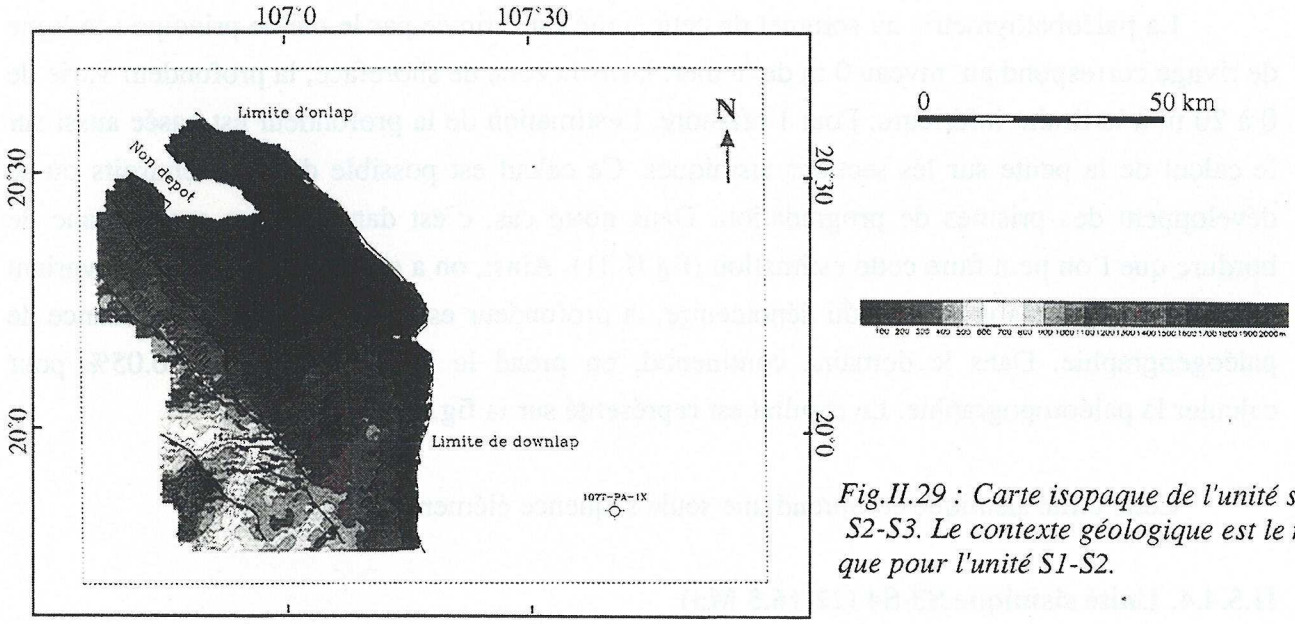


Fig.II.29 : Carte isopaque de l'unité sismique S2-S3. Le contexte géologique est le même que pour l'unité S1-S2.

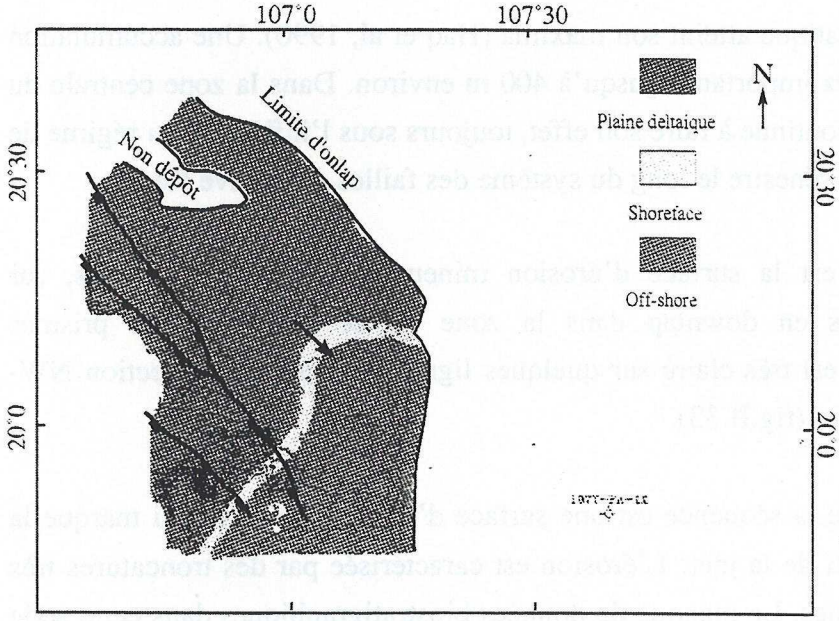


Fig.II.31 : Carte de faciès de l'unité sismique S2-S3

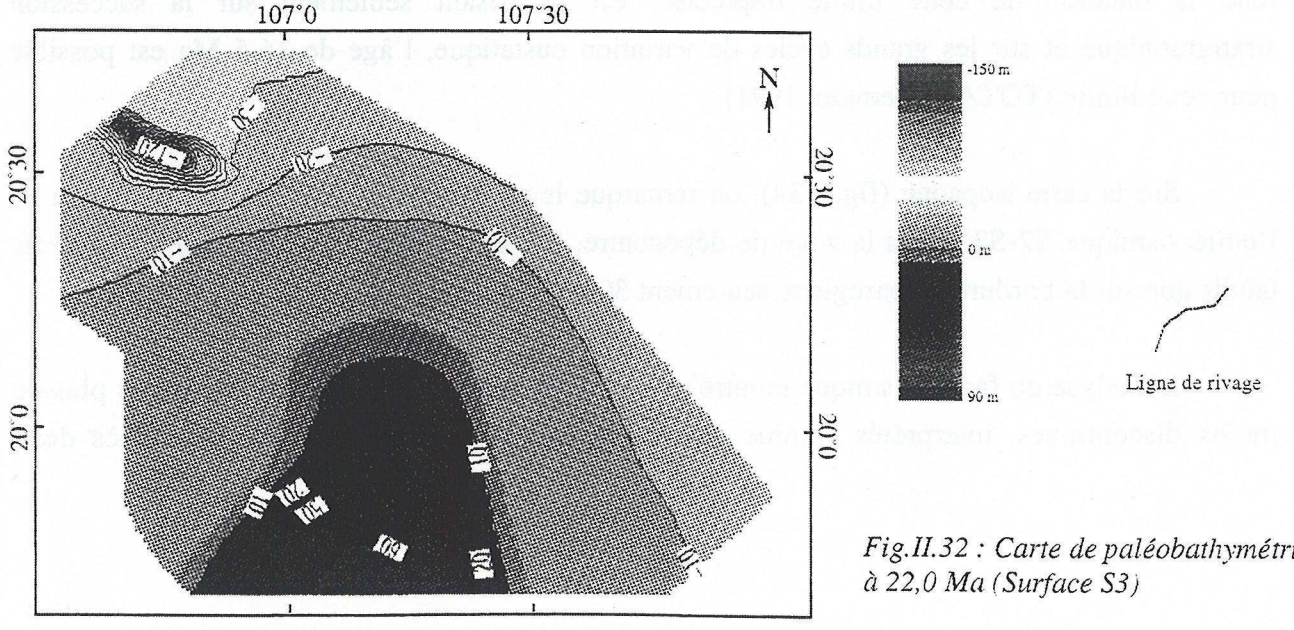


Fig.II.32 : Carte de paléobathymétrie à 22,0 Ma (Surface S3)

La paléobathymétrie au sommet de cette unité est estimée par le même principe : la ligne de rivage correspond au niveau 0 m de la mer. Dans la zone de shoreface, la profondeur varie de 0 à 20 m à la limite inférieure. Pour l'offshore, l'estimation de la profondeur est basée aussi sur le calcul de la pente sur les sections sismiques. Ce calcul est possible dans les endroits où se développent des prismes de progradation. Dans notre cas, c'est dans la zone sur le flanc de bordure que l'on peut faire cette estimation (fig.II.31). Ainsi, on a estimé une profondeur variant de 20 m à 70 m. Dans la zone du dépôtcentre, la profondeur est donnée suivant la tendance de paléogéographie. Dans le domaine continental, on prend le même gradient de 0.05% pour calculer la paléotopographie. Le résultat est représenté sur la fig.II.32.

Cette unité sismique comprend une seule séquence élémentaire.

II.5.4.4. Unité sismique S3-S4 (22-16.5 Ma)

La montée du niveau eustatique atteint son maxima (Haq et al, 1990). Une accumulation des dépôts sur la bordure est assez importante, jusqu'à 400 m environ. Dans la zone centrale du bassin, la subsidence tectonique continue à faire son effet, toujours sous l'influence du régime de transtension, lié au décrochement sénestre le long du système des failles du Fleuve Rouge.

La limite inférieure **S3** est la surface d'érosion mineure mentionnée ci-dessus, sur laquelle viennent des réflexions en downlap dans la zone où se localisent des prismes progradants. Cette configuration est très claire sur quelques lignes sismiques de direction NW-SE passant le flanc Ouest du bassin (fig.II.33).

La limite supérieure **S4** de la séquence est une surface d'érosion majeure qui marque la chute importante du niveau relatif de la mer. L'érosion est caractérisée par des troncatures très nettes sur plusieurs lignes sismiques. Le manque de données biostratigraphiques dans cette série rend la datation de cette limite imprécise. En se basant seulement sur la succession stratigraphique et sur les grands cycles de variation eustatique, l'âge de 16,5 Ma est possible pour cette limite (TOTAL Vietnam, 1991).

Sur la carte isopaque (fig.II.34), on remarque le même contexte tectonique que celui de l'unité sismique S2-S3. Dans la zone de dépôcentre, l'épaisseur des sédiments atteint 1500 m, tandis que sur la bordure on enregistre seulement 300 m de dépôt.

L'analyse du faciès sismique montre qu'il y a un passage de faciès de réflexions plus ou moins discontinues, interprétés comme des faciès de plaine deltaïque, vers un faciès des

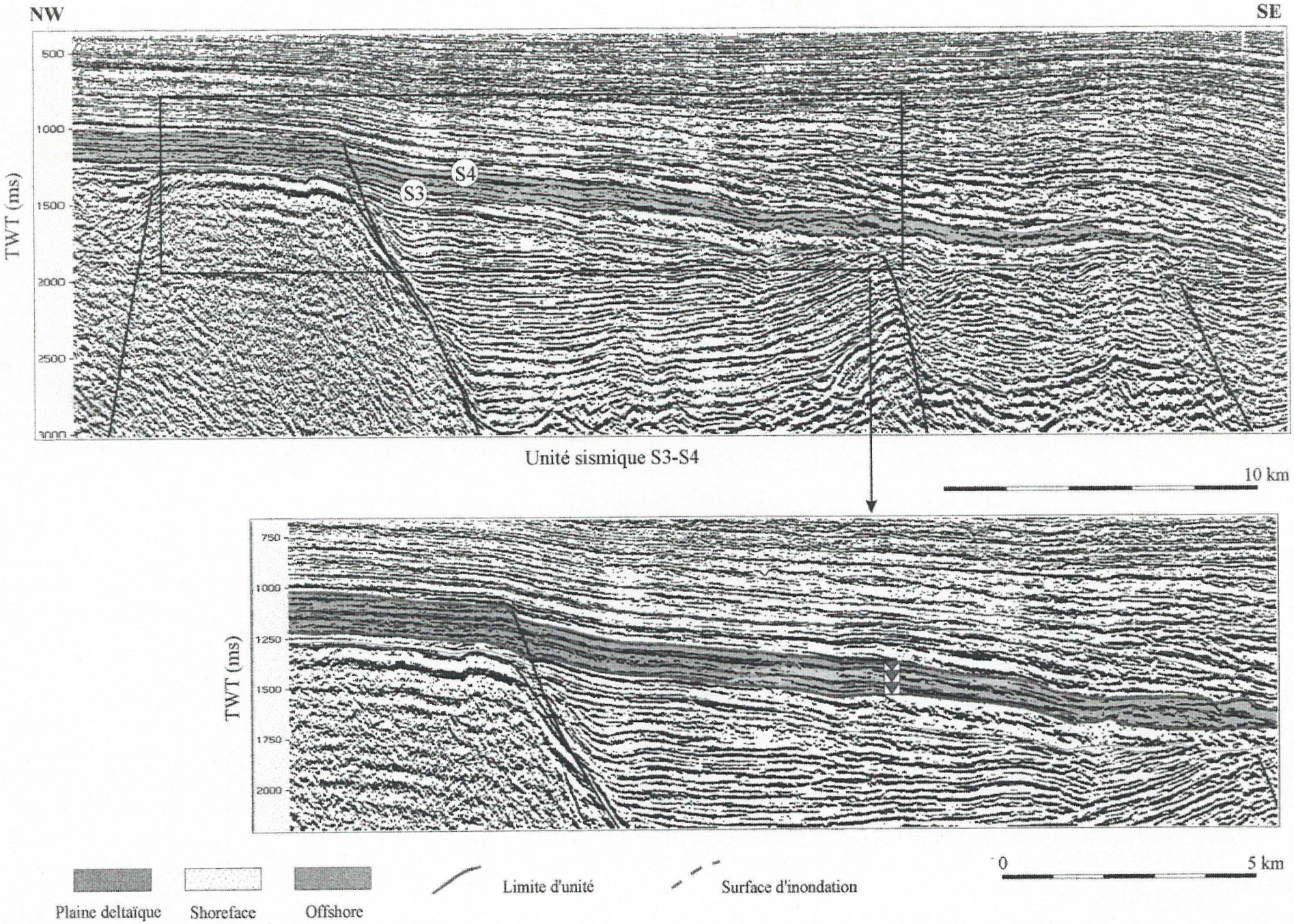
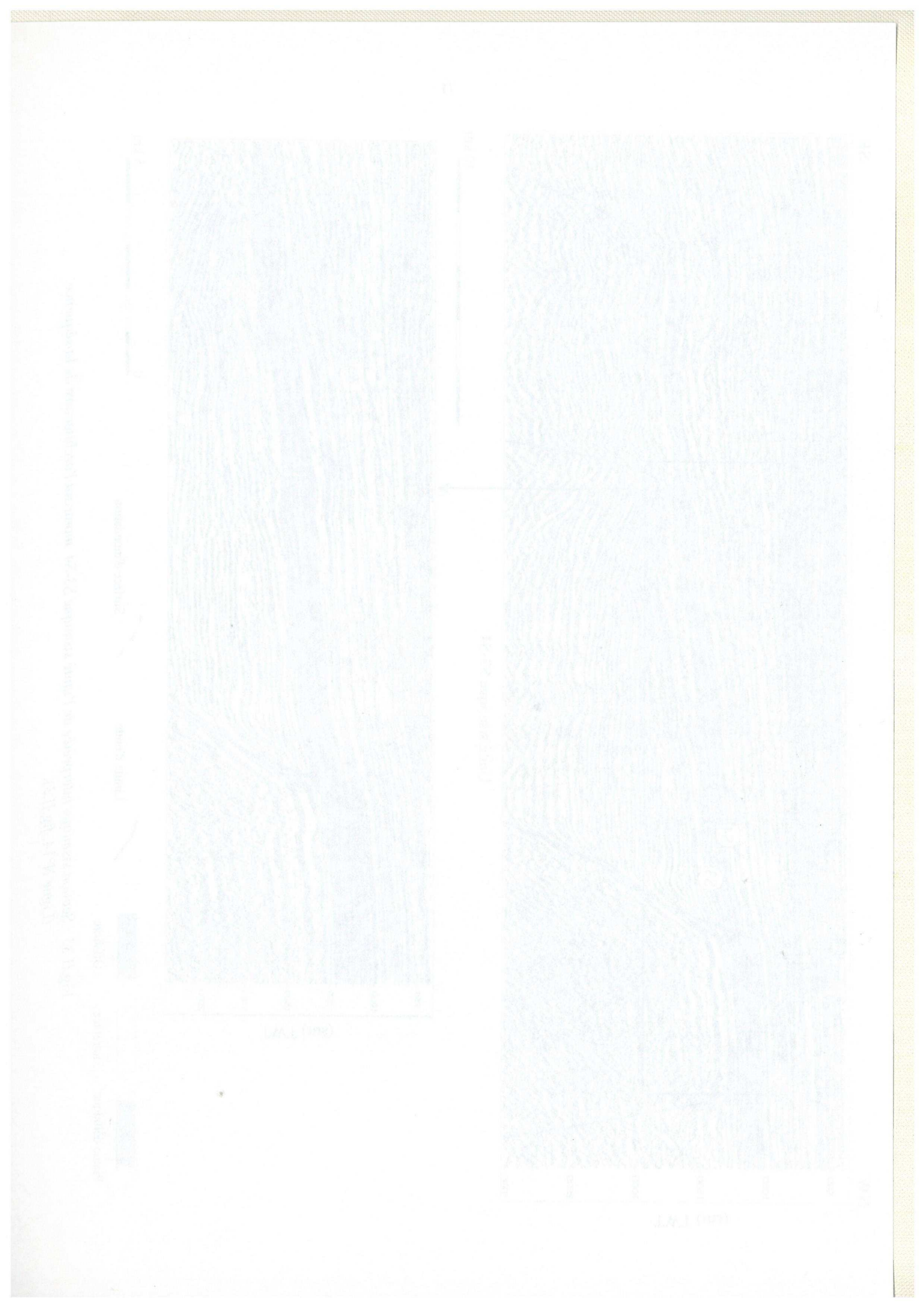


Fig.II.33 : Section sismique interprétée de l'unité sismique S3-S4 montrant l'architecture de la séquence. (Ligne N°14, fig.II.3).



réflexions plus continues, d'amplitude plus forte, interprétés comme des faciès d'offshore. Dans la zone du dépôtcentre, on rencontre le même problème concernant l'analyse du faciès sismique. On peut distinguer seulement le faciès des réflexions parallèles, continues et de forte amplitude dans la partie inférieure de la séquence et l'autre faciès des réflexions moins continue dans la partie supérieure de la séquence. La corrélation aux puits montre que la partie inférieure de la séquence est beaucoup plus argileuse que la partie supérieure qui est composée des intercalations d'argile et de grès. Donc, selon les données des puits, on a une tendance de rétrogradation vers le milieu de l'unité (c'est probablement le top de la première séquence élémentaire citée ci-dessus) et ensuite, c'est la tendance de l'agradation-progradation vers le sommet de cette unité (fig.II.17). La localisation de la ligne de rivage (la limite de plaine deltaïque/shoreface) n'est toujours pas possible. On peut dire seulement qu'elle n'est pas très loin derrière ces deux puits de forage (fig.II.35).

En ce qui concerne l'estimation de la paléobathymétrie, on utilise le même principe que pour la séquence précédente. Le résultat est présenté sur la carte de paléobathymétrie (fig.II.36).

Cette unité est composée de deux séquences élémentaires séparées par une surface d'inondation. Cette surface est représentée par une réflexion très continue, de forte amplitude (fig.II.33). À l'intérieur de chaque séquence élémentaire, la progradation est signalée localement. Mais la transgression marine continue jusqu'au sommet de cette unité (fig.II.33).

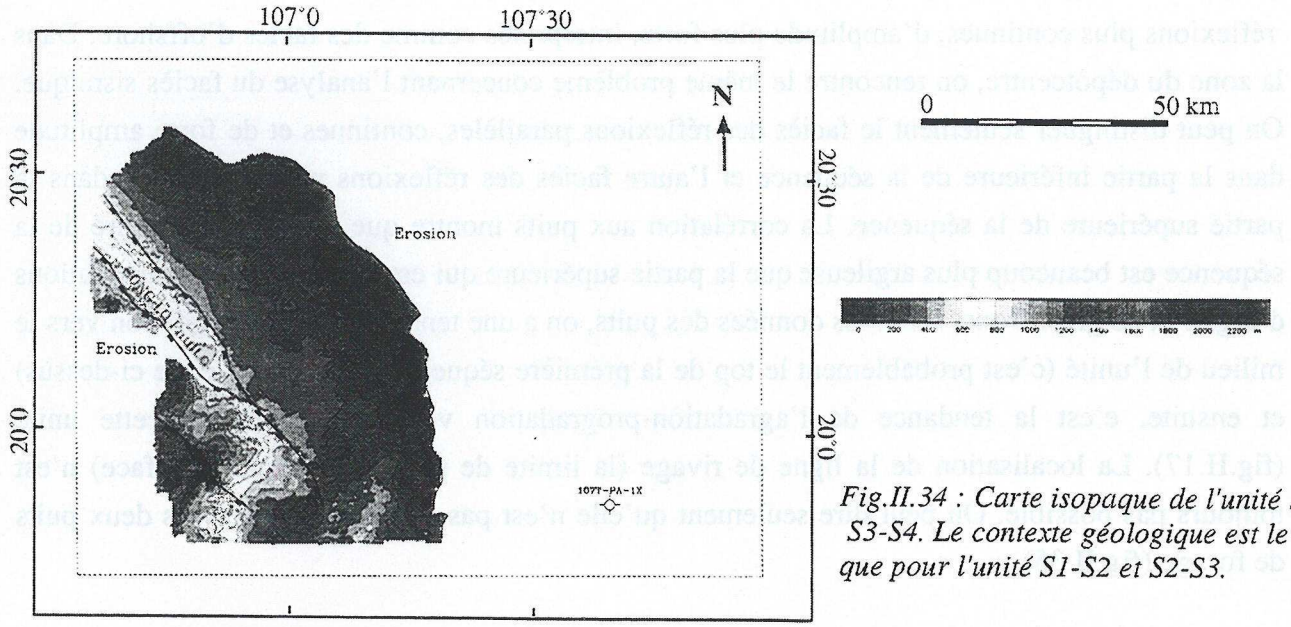


Fig.II.34 : Carte isopaque de l'unité sismique S3-S4. Le contexte géologique est le même que pour l'unité S1-S2 et S2-S3.

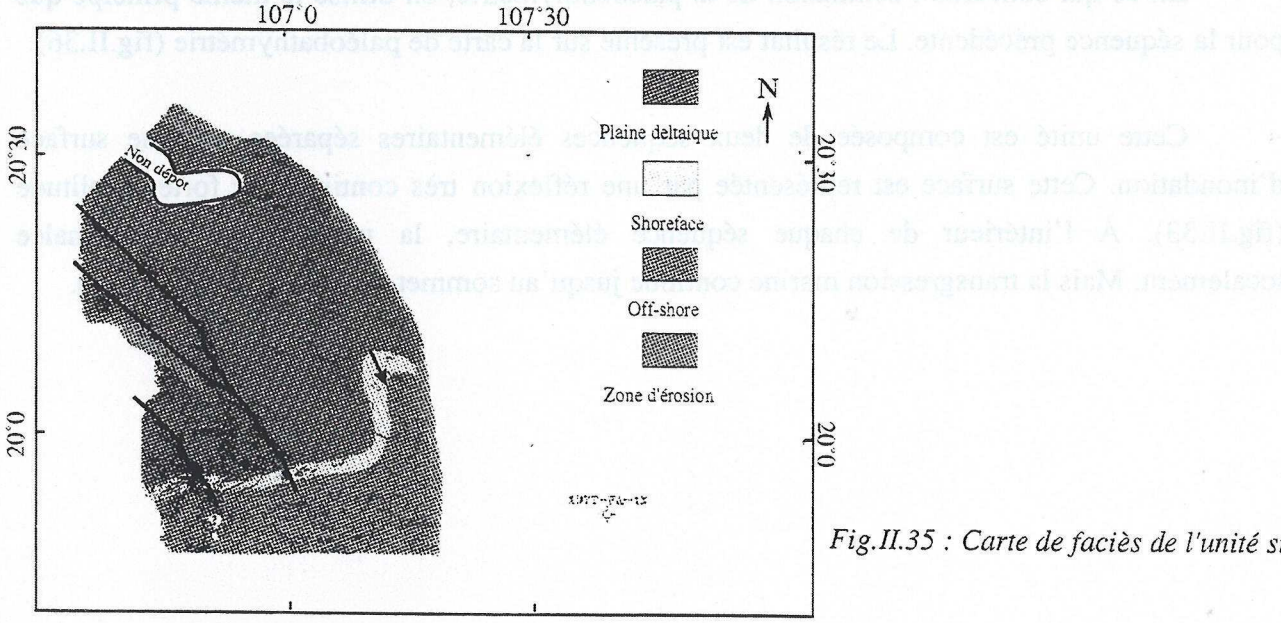


Fig.II.35 : Carte de faciès de l'unité sismique S3-S4

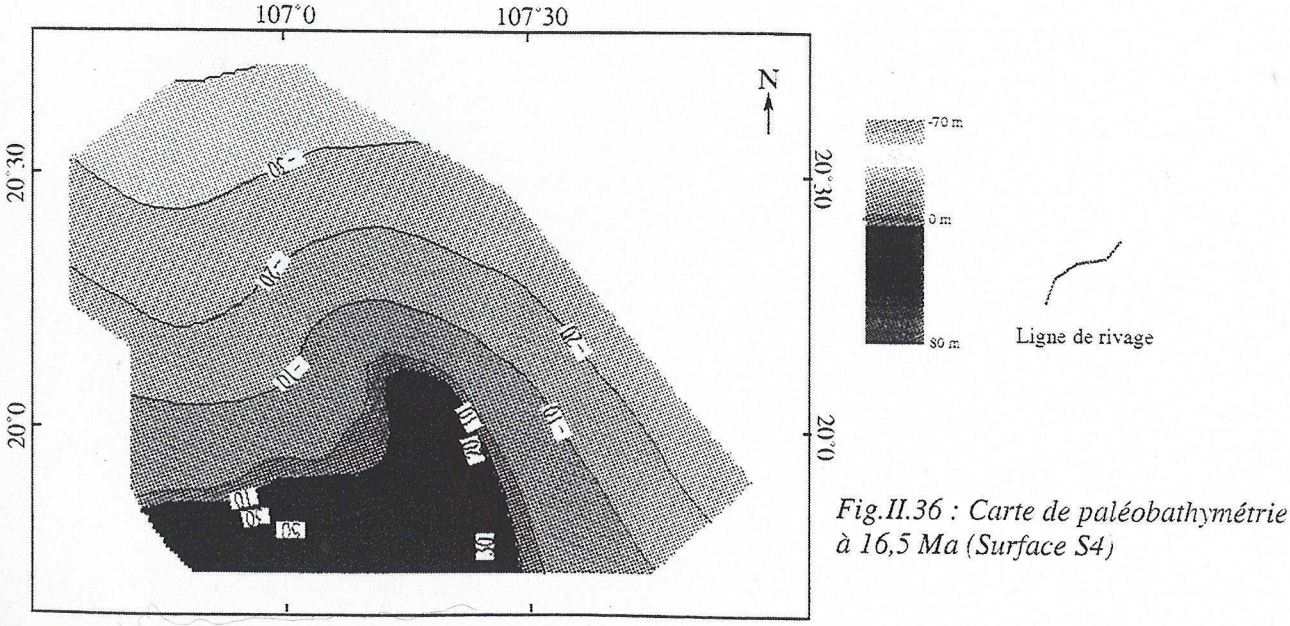


Fig.II.36 : Carte de paléobathymétrie à 16,5 Ma (Surface S4)

II.5.4.5. Unité sismique S4-S5 (16.5-15.5 Ma) :

Cette unité est limitée par deux surfaces d'érosion : la surface d'érosion de 16.5 Ma citée ci-dessus et l'autre de 15.5 Ma. Cette surface d'érosion de 15.5 Ma est corrélée sur toute la région d'étude et on peut aussi la suivre sur l'ensemble du Bassin du Fleuve Rouge. Elle marque une chute très importante de niveau relatif de la mer. Cette chute est due d'une part à la chute importante du niveau eustatique à 15.5 Ma et d'autre part au soulèvement du bloc Indochine, conséquente de l'interaction de plusieurs événements tectoniques dans la région (Holloway, 1982; Taylor et Hayes, 1983; Tapponnier et al, 1982, 1988). Ainsi la limite supérieure de la séquence est définie comme la base des incisions sur les sections sismiques (fig.II.37 et 39).

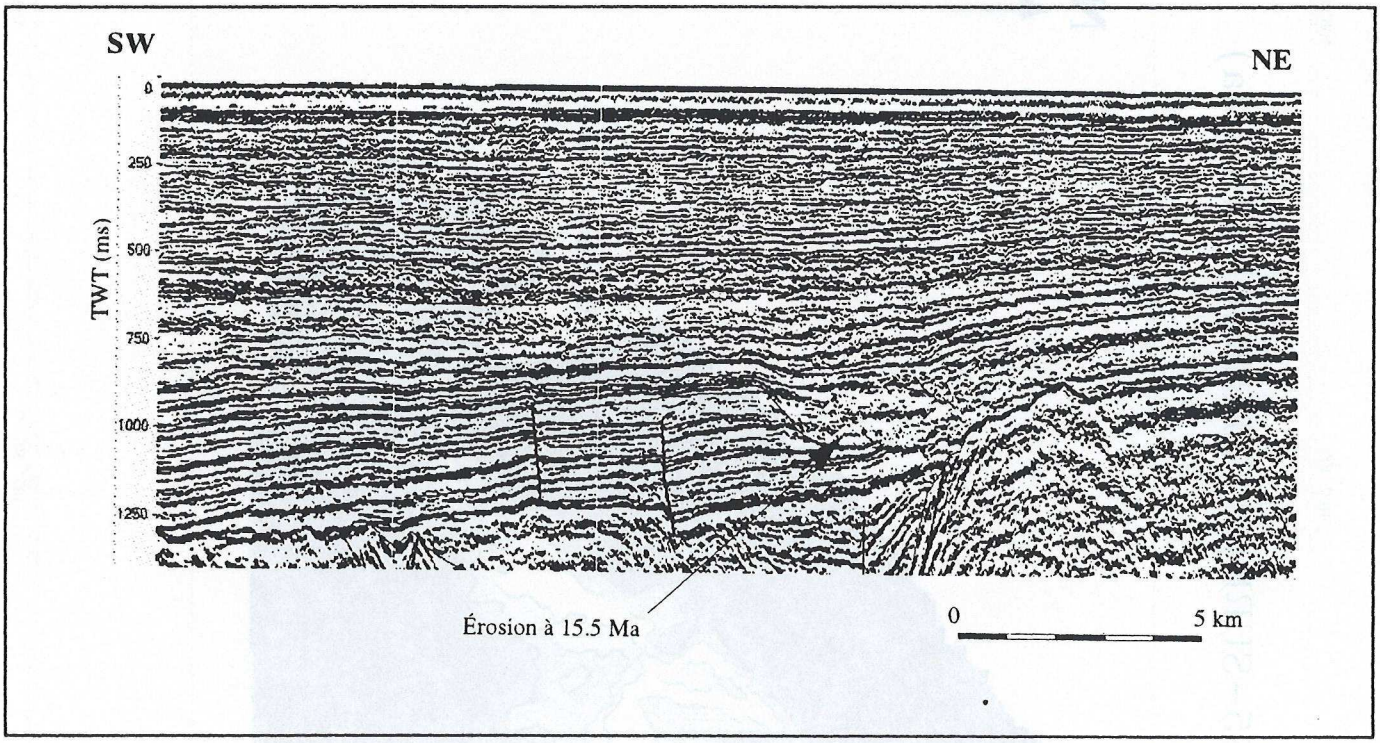
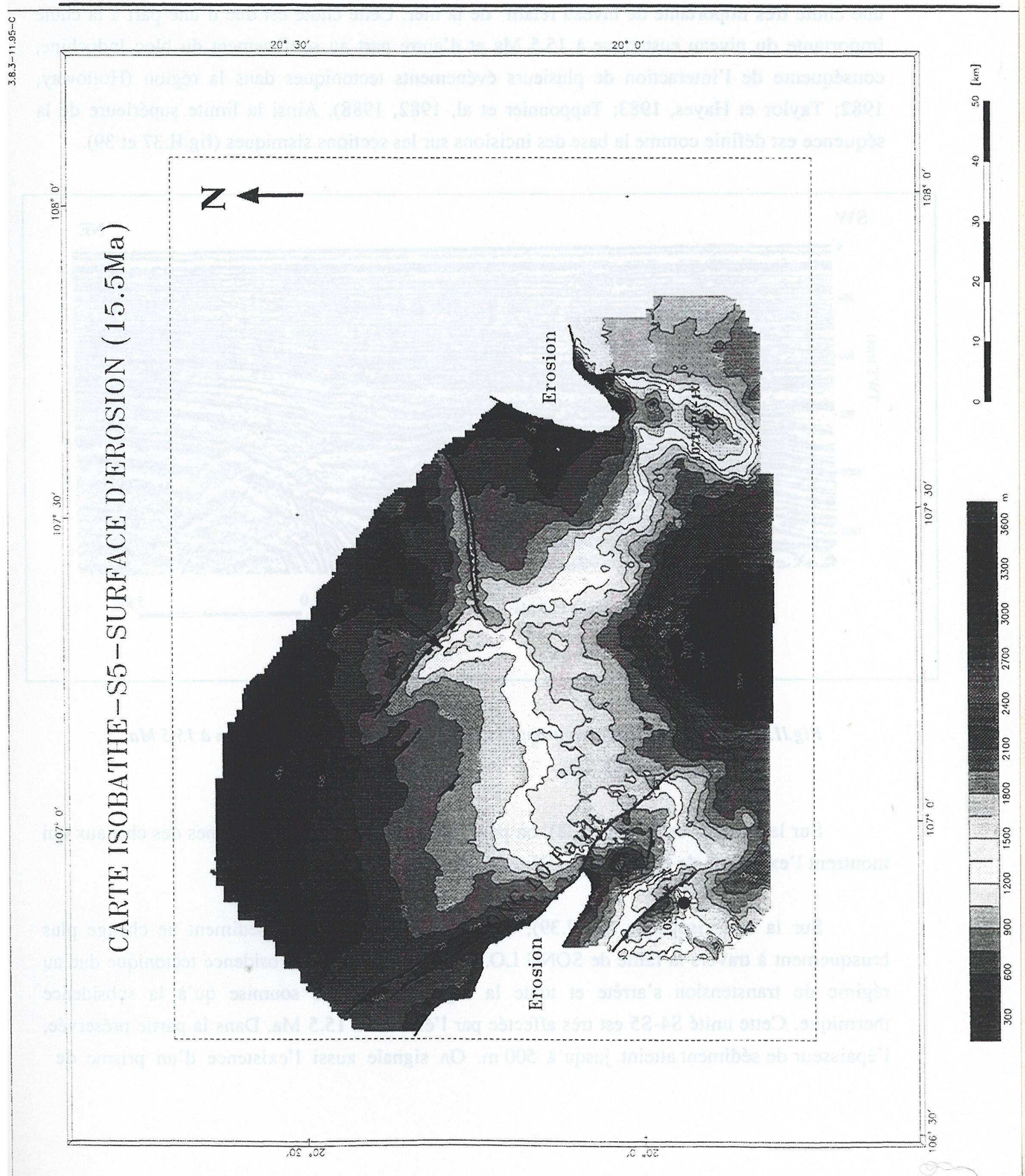


Fig.II.37 : Section sismique montrant l'incision importante due à l'érosion à 15,5 Ma (ligne No2, fig.II.3).

Sur la carte isobathe (fig.II.38), on peut localiser les différents systèmes des chenaux qui montrent l'extension de cette surface d'érosion sur toute la région d'étude.

Sur la carte isopaque (fig.II.39), on voit que l'épaisseur de sédiment ne change plus brusquement à travers la faille de SONG LO. Ceci signifie que la subsidence tectonique due au régime de transtension s'arrête et toute la région n'est plus soumise qu'à la subsidence thermique. Cette unité S4-S5 est très affectée par l'érosion à 15.5 Ma. Dans la partie préservée, l'épaisseur de sédiment atteint jusqu'à 500 m. On signale aussi l'existence d'un prisme de

Fig.II.38 : Carte isobathe de la surface d' érosion 15,5 Ma. On peut voir les systèmes des incisions dans deux directions. L' un est dans la direction NW-SE. C' est la direction du Fleuve Rouge. L' autre est dans la direction Nord-Sud.



progradation (fig.II.39 et 40) qui est développé localement, probablement lié à la morphologie initiale du profil de dépôt et alimenté par une source locale.

L'interprétation en terme de faciès sismique montre trois faciès différents : le faciès de plaine deltaïque qui groupe les réflexions parallèles, plus ou moins continues et de forte amplitude. Un faciès de progradation sigmoïde dans la zone de shoreface, et un faciès d'offshore où les réflexions deviennent discontinues. La cartographie de ces faciès nous permet de localiser le shoreface et de tracer la ligne de rivage (fig.II.40). Dans la zone du dépôtcentre, les progradations du delta sont aussi signalées mais la cartographie de la zone de shoreface n'est pas possible. Ainsi, la limite de la plaine deltaïque/shoreface est estimée à partir des données des puits et si possible, corrélée aux sections sismiques dans cette zone. La corrélation avec les données des puits montre une tendance d'agradation-progradation vers le sommet de l'unité.

En se basant sur la carte de faciès sismique, la paléobathymétrie est estimée en prenant la ligne de rivage au niveau 0 m de la mer. Dans la zone de shoreface, la profondeur varie de 0 m à 20 m à sa limite inférieure. Au-delà de la limite inférieure du shoreface, la paléobathymétrie est calculée en tenant compte du pendage du profil de dépôts estimé à partir des sections sismiques. Dans le domaine de plaine deltaïque, le paléotopographie est estimée avec une pente de 0.05% (50 m/100 km). Le résultat est présenté sur la carte de paléobathymétrie (fig.II.42).

L'interprétation en terme de séquence de dépôt montre l'absence du cortège de bas niveau marin. Il est probablement déposé un peu plus loin au Sud en dehors de la zone d'étude. Le cortège de haut niveau marin de la séquence S4-S5 est composé de deux séquences élémentaires qui sont séparées par une surface d'inondation. L'analyse détaillée de ces deux séquences montre qu'à l'intérieur de la séquence inférieure, la progradation est progressive tandis que la séquence supérieure montre la succession de la progradation de bas niveau marin, suivie un cortège transgressif très mince. Et sur cette surface d'inondation maximale prograde le cortège de haut niveau marin (fig.II.40).

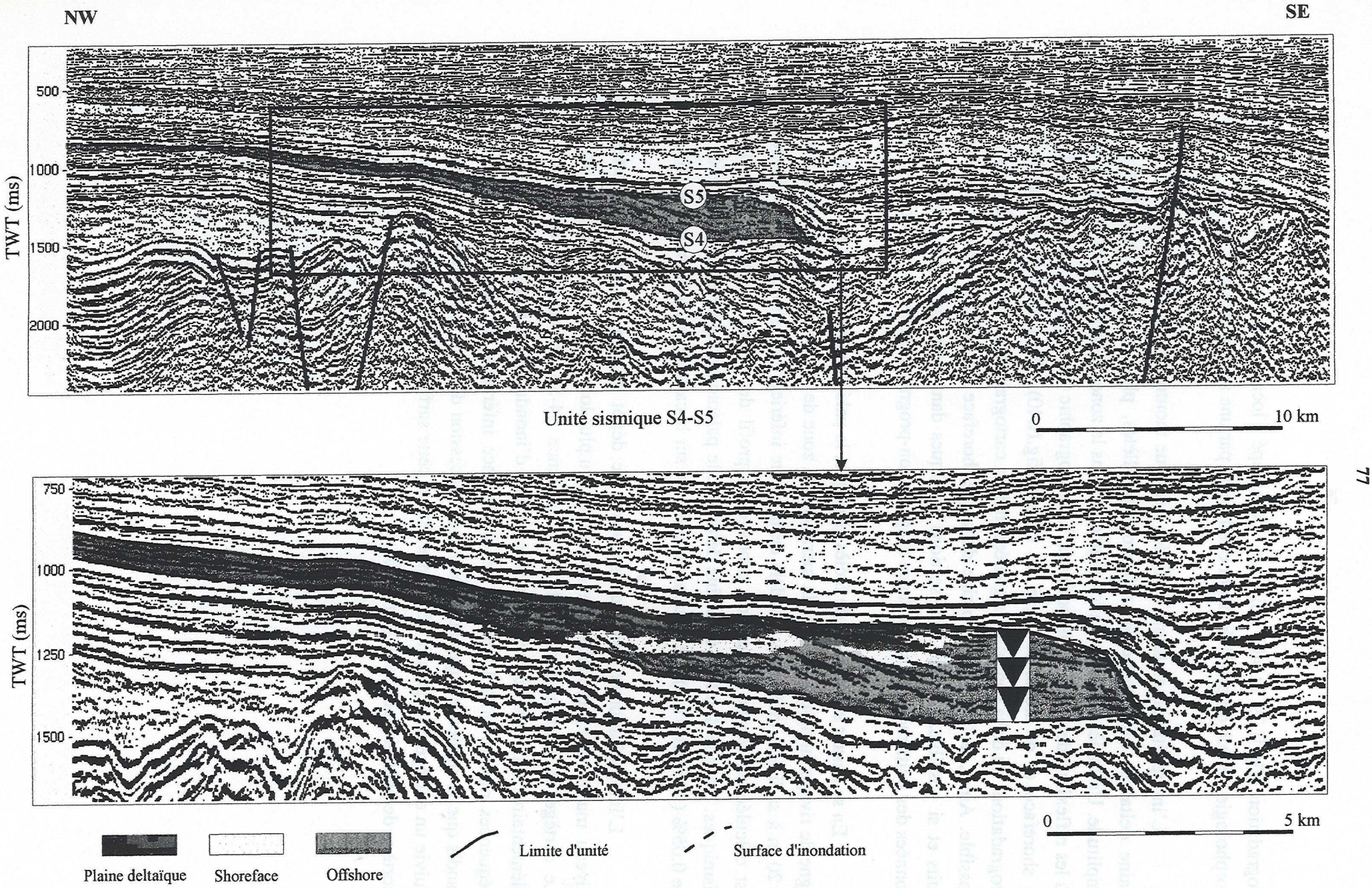


Fig.II.40 : Section sismique interprétée de l'unité sismique S4-S5 montrant l'architecture de la séquence. (Ligne N°10, fig.II.3).

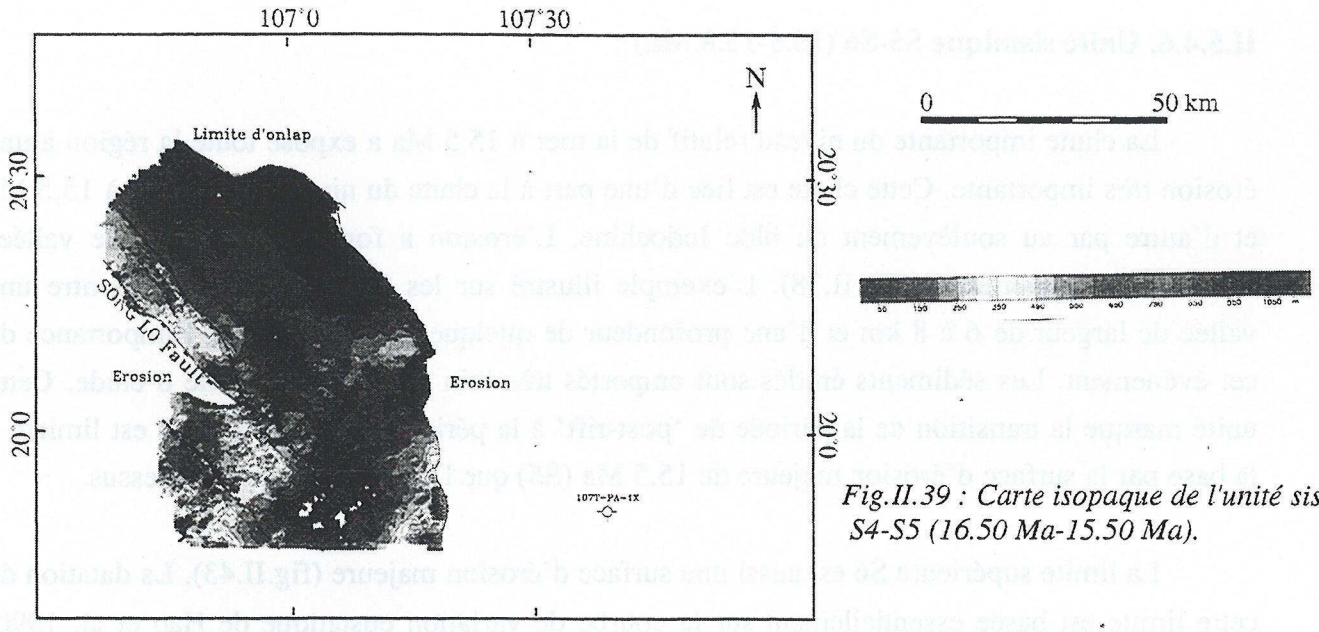


Fig.II.39 : Carte isopaque de l'unité sismique S4-S5 (16.50 Ma-15.50 Ma).

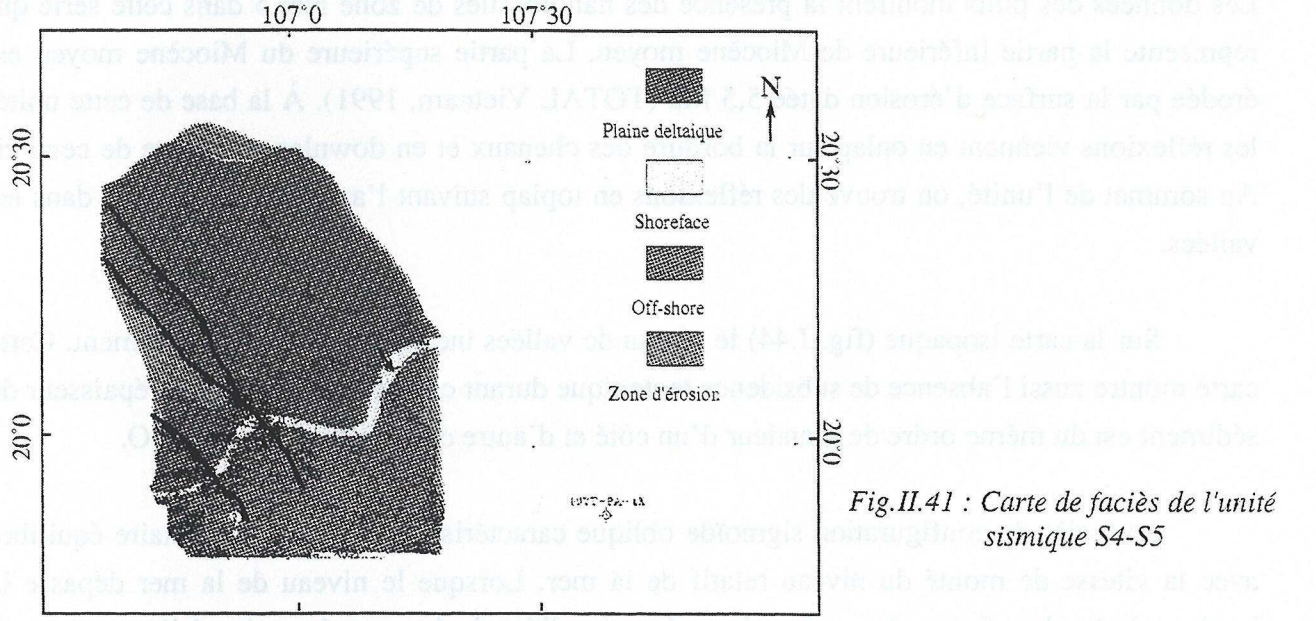


Fig.II.41 : Carte de faciès de l'unité sismique S4-S5

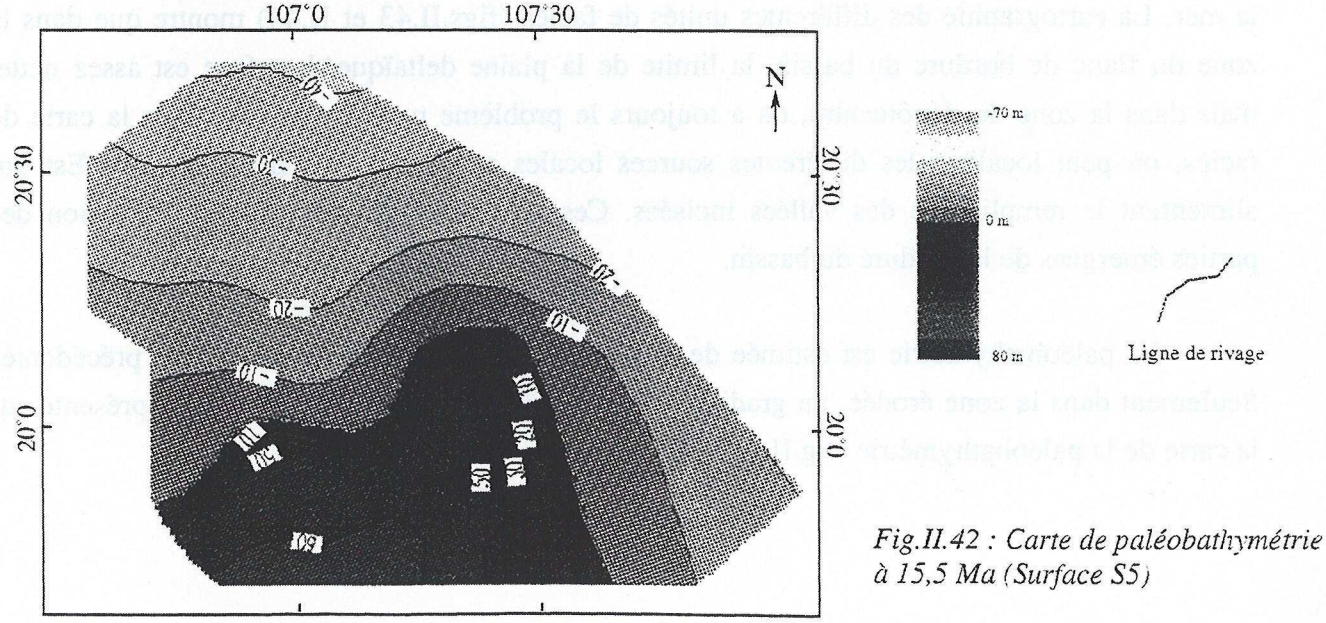


Fig.II.42 : Carte de paléobathymétrie à 15,5 Ma (Surface S5)

II.5.4.6. Unité sismique S5-S6 (15.5-13.8 Ma) :

La chute importante du niveau relatif de la mer à 15,5 Ma a exposé toute la région à une érosion très importante. Cette chute est liée d'une part à la chute du niveau eustatique à 15,5 Ma et d'autre par au soulèvement du bloc Indochine. L'érosion a formé un système de vallées incisées très importantes (fig.II.38). L'exemple illustré sur les figs.II.37 et II.38 montre une vallée de largeur de 6 à 8 km et d'une profondeur de quelque 300 m illustrant l'importance de cet événement. Les sédiments érodés sont emportés très loin au Sud de la zone d'étude. Cette unité marque la transition de la période de 'post-rift' à la période d'inversion. Elle est limitée à la base par la surface d'érosion majeure de 15,5 Ma (S5) que l'on a mentionnée ci-dessus.

La limite supérieure S6 est aussi une surface d'érosion majeure (fig.II.43). La datation de cette limite est basée essentiellement sur la courbe de variation eustatique de Haq et al, 1990. Les données des puits montrent la présence des nanofossiles de zone NN 5 dans cette série qui représente la partie inférieure de Miocène moyen. La partie supérieure du Miocène moyen est érodée par la surface d'érosion datée 5,5 Ma (TOTAL Vietnam, 1991). À la base de cette unité, les réflexions viennent en onlap sur la bordure des chenaux et en downlap au centre de ceux ci. Au sommet de l'unité, on trouve des réflexions en toplap suivant l'axe de progradation dans les vallées.

Sur la carte isopaque (fig.II.44) le réseau de vallées incisées se voit très clairement. Cette carte montre aussi l'absence de subsidence tectonique durant cette période puisque l'épaisseur de sédiment est du même ordre de grandeur d'un côté et d'autre de la faille de SONG LO.

Le faciès de configuration sigmoïde oblique caractérise un apport sédimentaire équilibré avec la vitesse de monté du niveau relatif de la mer. Lorsque le niveau de la mer dépasse la bordure de la plate-forme, les embouchure de ces vallées deviennent de petites baies ouvertes à la mer. La cartographie des différentes unités de faciès (figs.II.43 et II.44) montre que dans la zone du flanc de bordure du bassin, la limite de la plaine deltaïque/shoreface est assez nette, mais dans la zone du dépôtcentre, on a toujours le problème pour la localiser. Sur la carte de faciès, on peut localiser les différentes sources locales provenant de l'Est et du Sud-Est qui alimentent le remplissage des vallées incisées. Ces sédiments ont pour origine l'érosion des parties émergées de la bordure du bassin.

La paléobathymétrie est estimée de la même façon que pour les séquences précédentes Seulement dans la zone érodée, un gradient plus fort est appliqué. Le résultat est représenté sur la carte de la paléobathymétrie (fig.II.46).

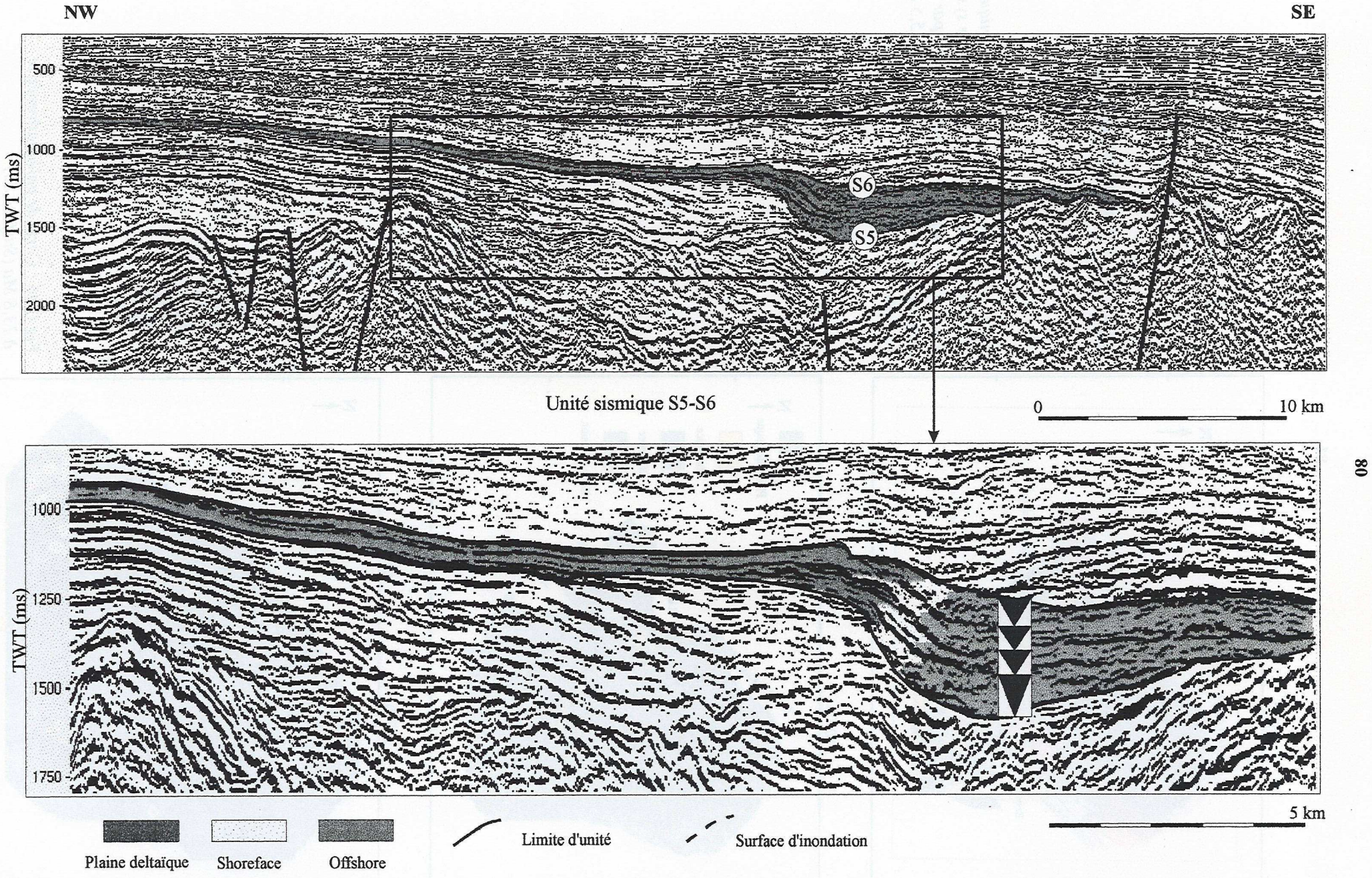


Fig.II.43 : Section sismique interprétée de l'unité S5-S6 montrant l'architecture de la séquence. (Ligne N°10, voir fig.II.3).

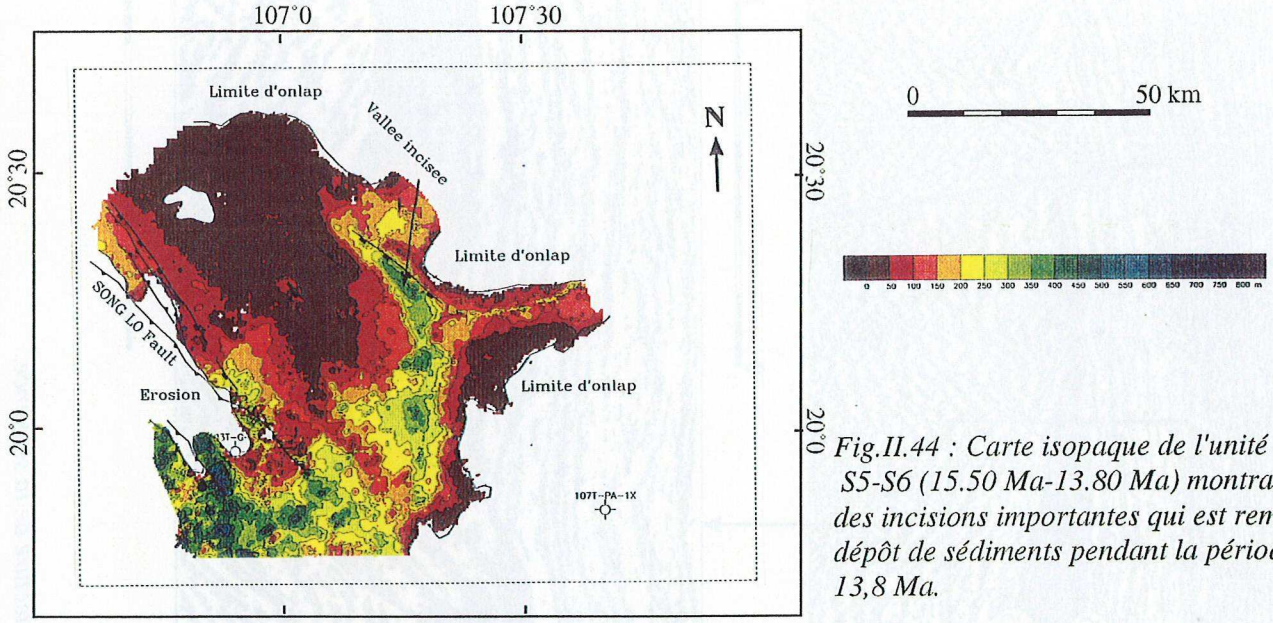


Fig.II.44 : Carte isopaque de l'unité sismique S5-S6 (15.50 Ma-13.80 Ma) montrant le système des incisions importantes qui est rempli par le dépôt de sédiments pendant la période 15,5 à 13,8 Ma.

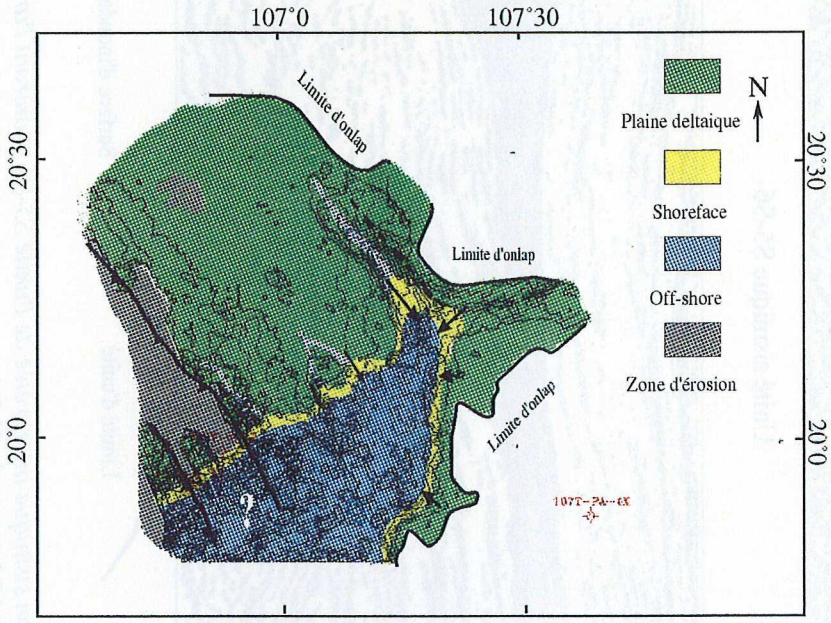


Fig.II.45 : Carte de faciès de l'unité sismique S5-S6

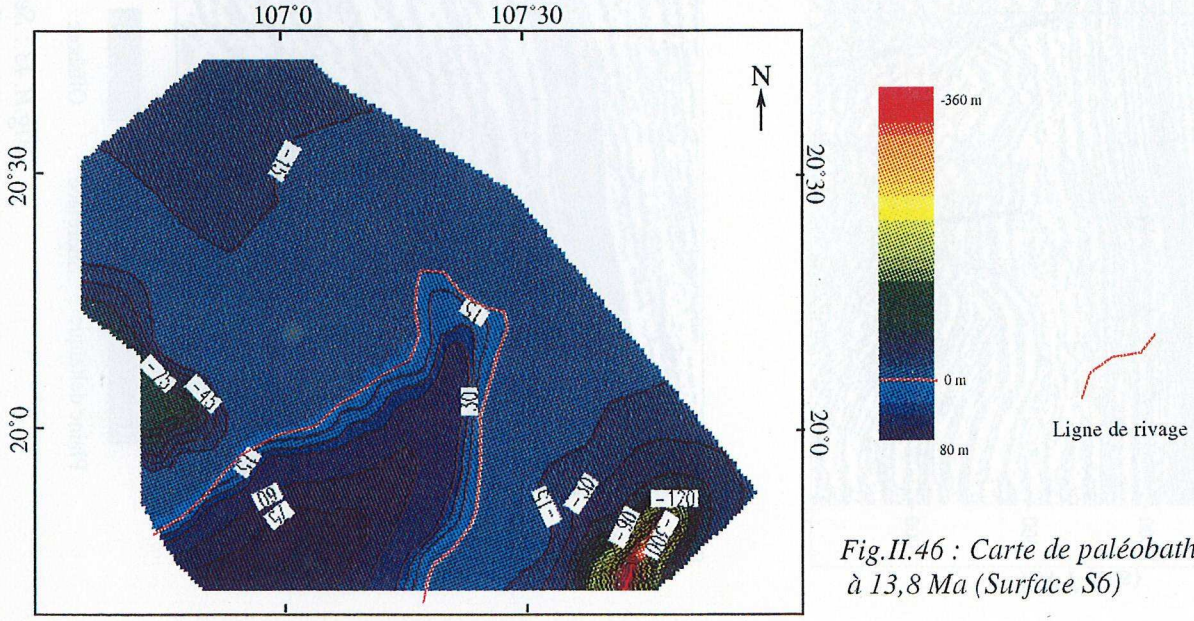


Fig.II.46 : Carte de paléobathymétrie à 13,8 Ma (Surface S6)

Dans cette unité, on distingue quatre séquences élémentaires qui sont séparées par les surfaces d'inondation (fig.II.43). Ces séquences sont générées par la variation du niveau eustatique. En terme de cortèges de dépôt, on voit que le cortège de bas niveau marin est déposé très loin au Sud, ainsi que le cortège trangressif. Dans la zone d'étude, seul le cortège de haut niveau marin est présent. Ce cortège est composé principalement de remplissage des chenaux (fig.II.37) et la progradation suit l'axe des vallées. La variation du niveau relatif de la mer durant cette période est très forte. À la base de la séquence, on a une chute très importante. Puis le niveau remonte au cours du temps. À la fin de cette période, le niveau de la mer dépasse même la bordure des vallées.

II.5.4.7. Unité sismique S6-S7 (13.8-10.5 Ma)

L'unité S6-S7 est limitée à la base par la surface d'érosion de 13,8 Ma (**S6**) et au sommet par la surface d'érosion de 10,5 Ma. La configuration des réflexions en onlap à la base de la série avec la tendance de la transgression marine suppose l'absence du cortège de bas niveau marin dans la zone d'étude. Cette limite représente une réflexion très continue, de forte amplitude, surtout dans le domaine de plaine deltaïque. Ceci signifie que dans cette zone, la limite de cette unité est aussi la surface d'inondation maximale (fig.II.47). La corrélation de cette surface sur l'ensemble de la zone d'étude est difficile, surtout dans la zone du dépôtcentre où l'inversion des structures est importante.

La limite supérieure **S7** (datée 10,5 Ma) est aussi la surface d'inondation maximale de la séquence S7-S8, sur laquelle les réflexions viennent en downlap (fig.II.47). Cette limite représente aussi une réflexion assez continue et de forte amplitude. La corrélation de cette surface sur l'ensemble de la zone d'étude pose aussi problème comme pour la précédente. La datation de cette limite se base essentiellement sur la courbe de variation eustatique de Haq et al, 1990 et sur la corrélation des données sismiques régionales puisque le sommet de cette unité est complètement érodé par l'érosion à 5,5 Ma.

L'inversion commence à faire son effet dans la partie du dépôtcentre du bassin (fig.II.48). L'érosion au sommet des structures se fait en même temps que le dépôt sur les flancs des structures.

Sur la carte isopaque (fig.II.48), on signale qu'un prisme de progradation est bien développé localement (fig.II.49). Il est alimenté par une source provenant des érosions locales de direction NE-SW et remplit une dépression locale.

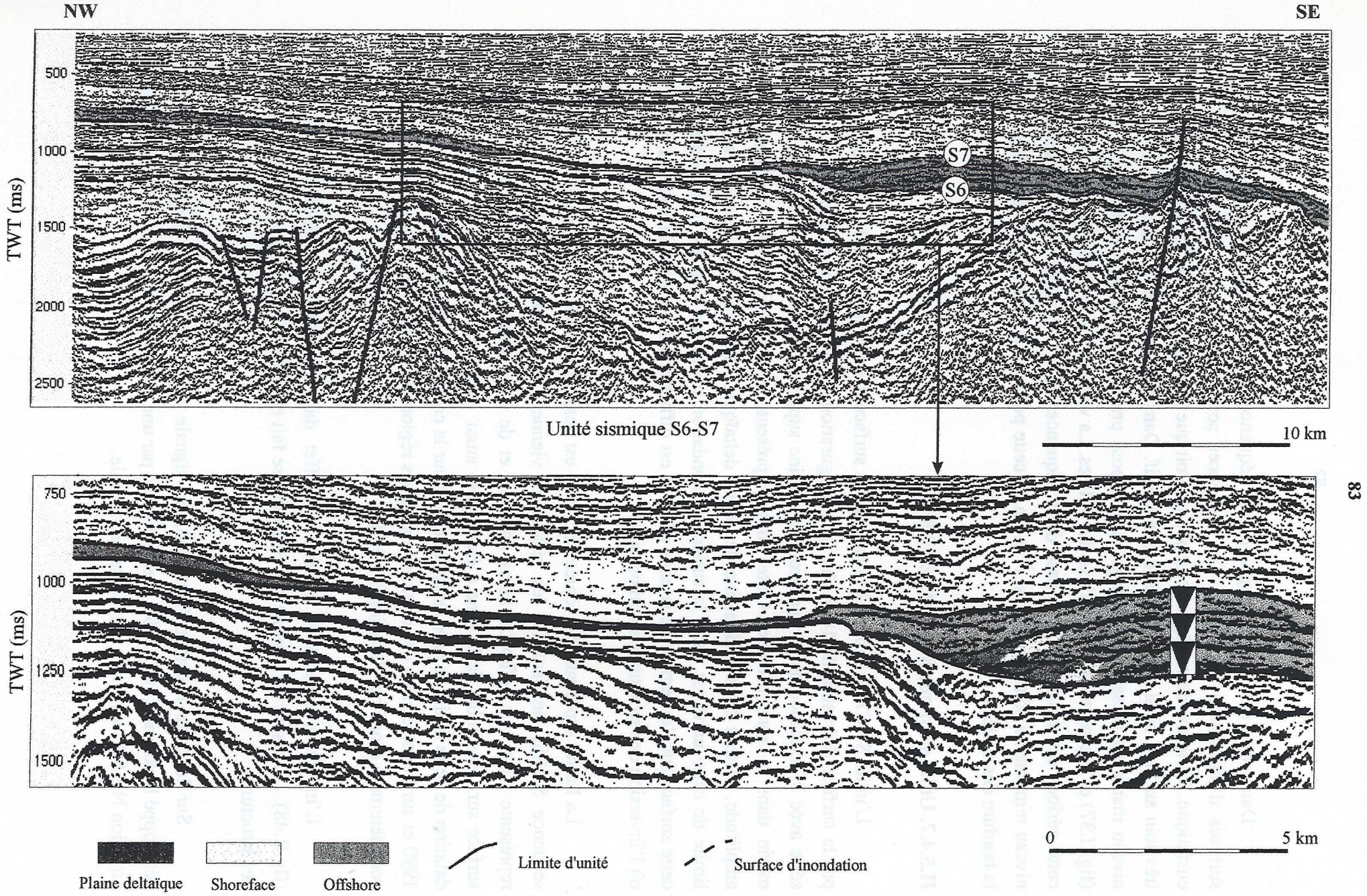


Fig.II.47 : Section sismique interprétée de l'unité S6-S7 montrant l'architecture de la séquence. (Ligne N°10, fig.II.3).

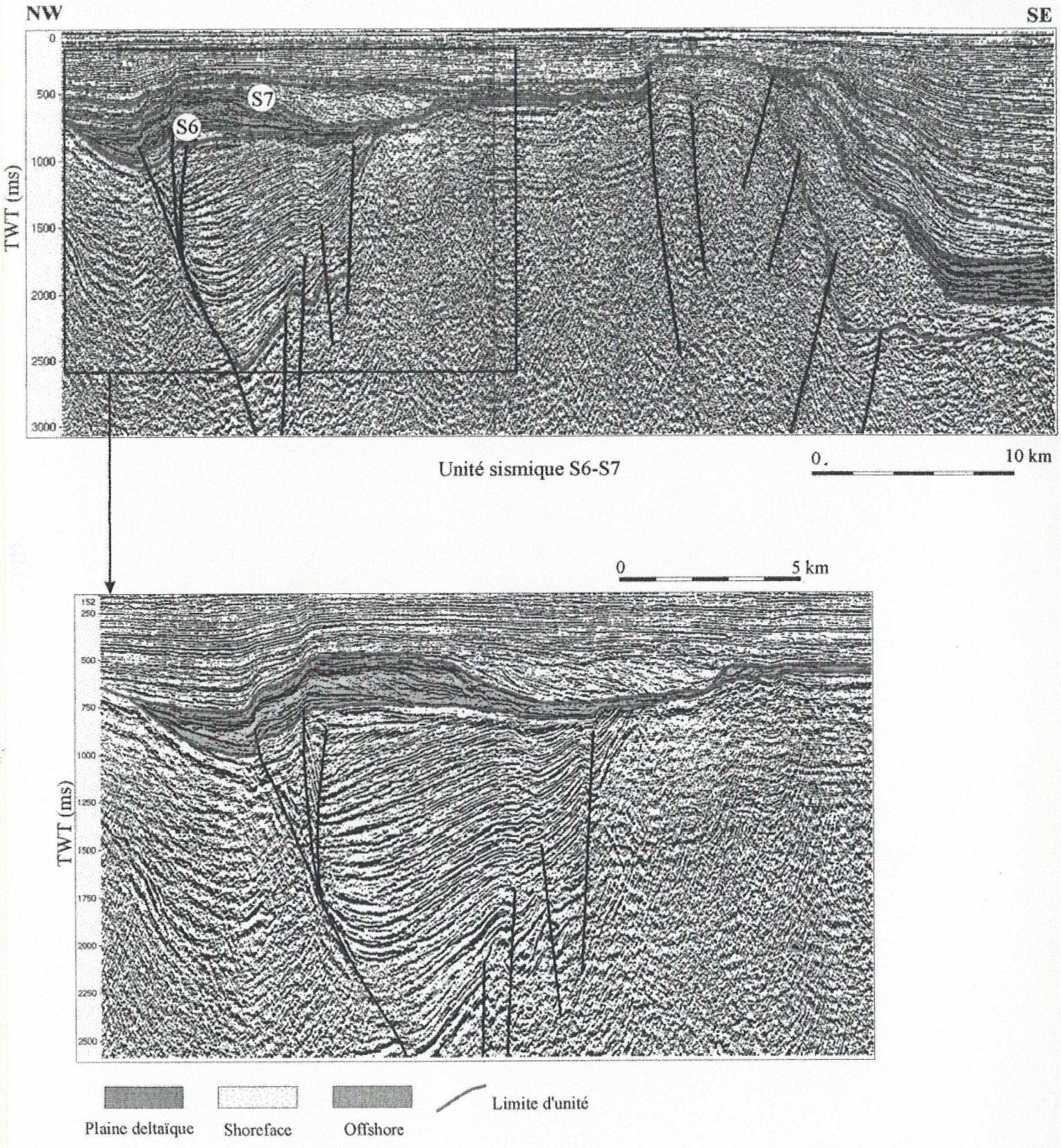


Fig.II.49 : Section sismique interprétée de l'unité sismique S6-S7 montrant le prisme de progradation sur la bordure du bassin. (Ligne N°2, fig.II.3).

L'analyse du faciès sismique montre le passage assez brusque du cône alluvial au pied de la zone érodée vers le faciès d'offshore en passant par le faciès assez sourd qui est probablement le sable de la plage. Sur le flanc de bordure, à l'Est de la faille de SONG LO, le remplissage des chenaux se fait d'une façon continue avec progradation suivant l'axe des chenaux. Sur la carte de faciès, on voit aussi les différentes sources de direction NE-SW, E-W et SE-NW, provenant des érosions locales qui alimentent la progradation dans cette zone. Ces sources ne sont pas dans la même direction que la source principale du Fleuve Rouge, qui est dans la direction NW-SE. La délimitation de la zone de shoreface est très difficile. Elle est possible dans les seuls endroits où sont développés les prismes de progradation. À l'embouchure des chenaux ou dans la zone des structures inversées, on a du mal à localiser le passage du faciès de plaine deltaïque à celui de shoreface. Sur la carte de faciès (fig.II.50), on peut voir que les effets de l'inversion commencent à influencer la géométrie des séquences de dépôt par la déformation du profil de dépôt et la création de sources de sédiments supplémentaires qui viennent des érosions des parties émergées du bassin.

La paléobathymétrie est estimée de la même façon que l'on a procédé pour les séquences précédentes. On souligne seulement que dans la zone d'érosion due à l'inversion tectonique, un gradient fort est pris en compte pour calculer la paléotopographie. Ainsi, le sommet des structures atteint 300 m (fig.II.51).

Dans cette séquence, on distingue trois séquences d'ordre inférieur qui sont séparées par des surfaces d'inondation. Les deux premières constituent le cortège trangressif et la troisième est le cortège de haut niveau marin. On voit bien que la troisième constitue un prisme de progradation sur la surface d'inondation maximale (fig.II.47) suivant l'axe des chenaux.

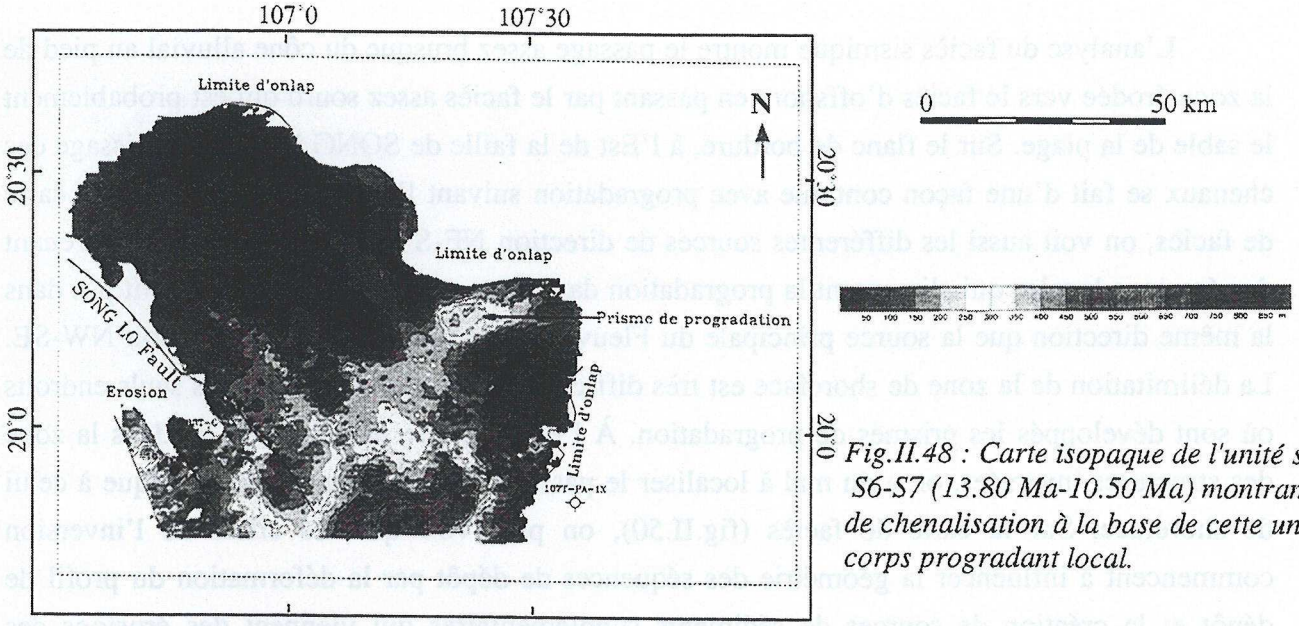


Fig.II.48 : Carte isopaque de l'unité sismique S6-S7 (13.80 Ma-10.50 Ma) montrant le système de chenalisation à la base de cette unité et un corps progradant local.

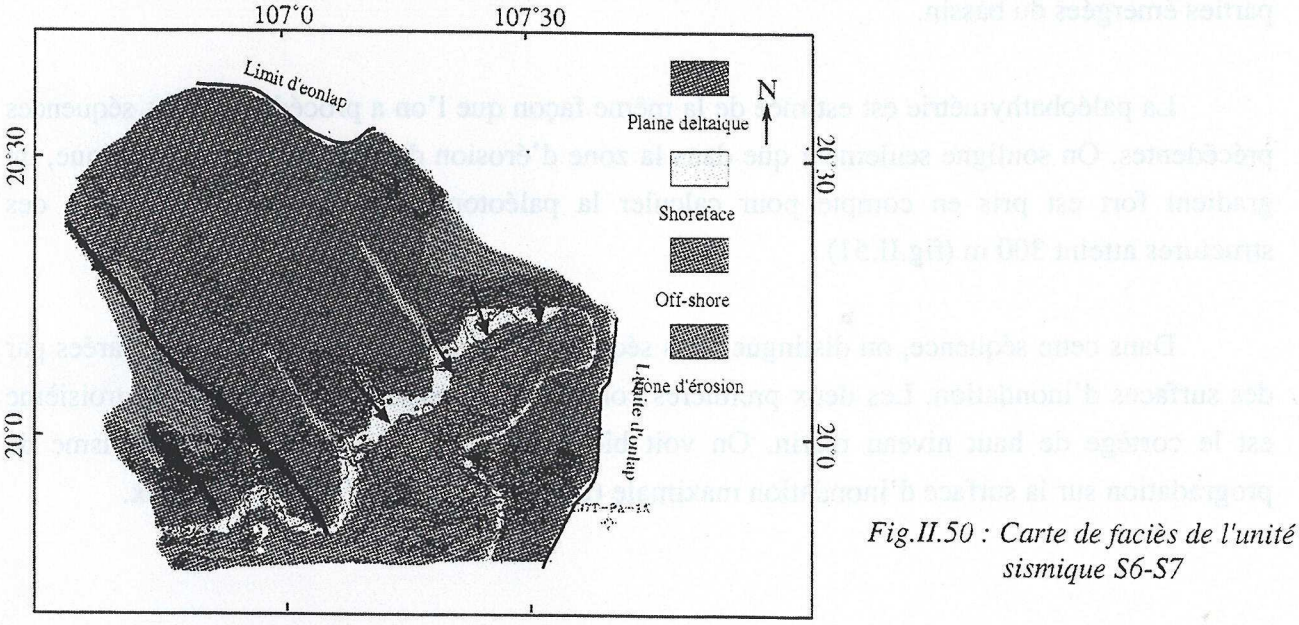


Fig.II.50 : Carte de faciès de l'unité sismique S6-S7

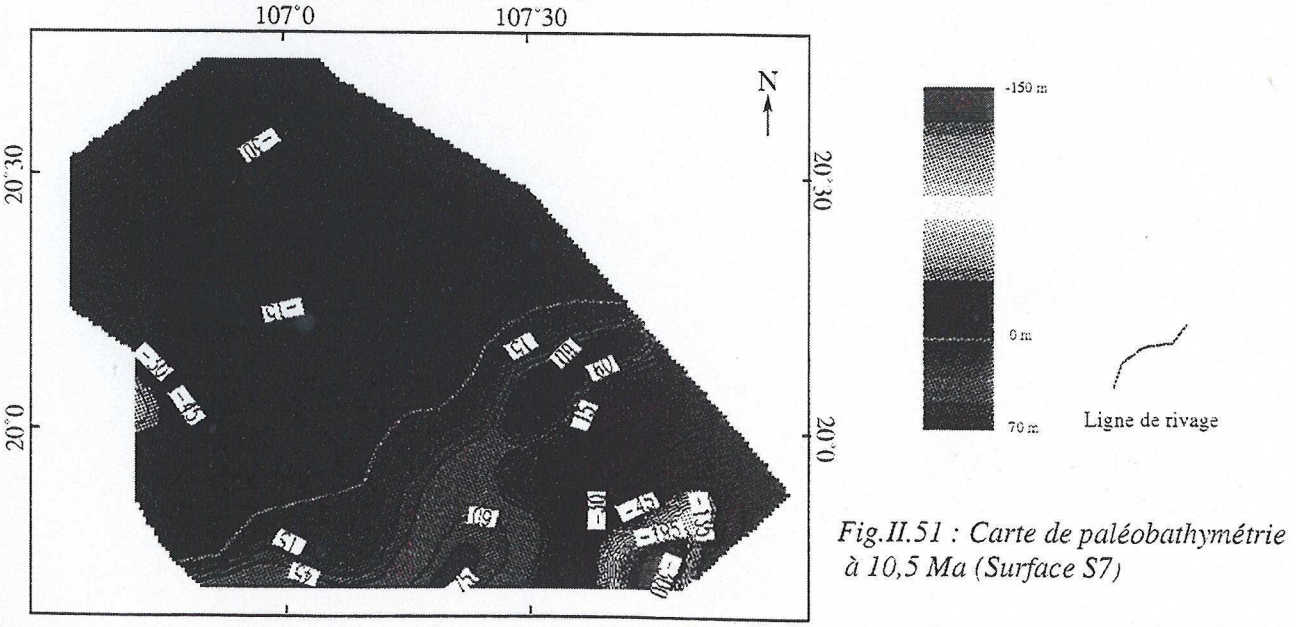


Fig.II.51 : Carte de paléobathymétrie à 10,5 Ma (Surface S7)

II.5.4.8. Unité sismique S7-S8 (10,5-6,3 Ma)

L'unité S7-S8 est limitée à la base par la surface d'érosion de 10,5 Ma et au sommet par la surface d'érosion de 6,3 Ma.

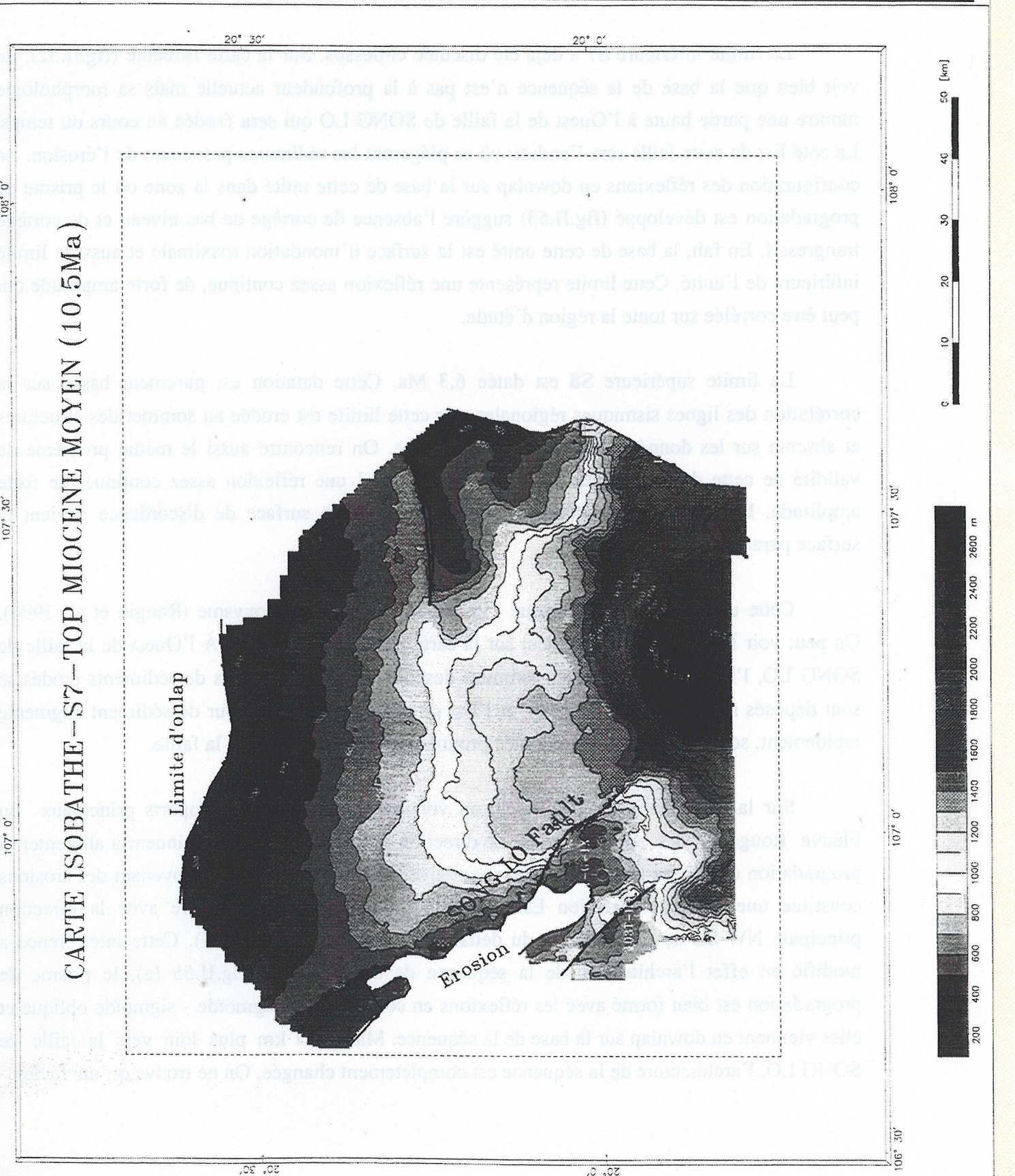
La limite inférieure **S7** a déjà été discutée ci-dessus. Sur la carte isobathe (fig.II.52), on voit bien que la base de la séquence n'est pas à la profondeur actuelle mais sa morphologie montre une partie haute à l'Ouest de la faille de SONG LO qui sera érodée au cours du temps. Le côté Est de cette faille sera l'endroit où se piégeront les sédiments provenant de l'érosion. La configuration des réflexions en downlap sur la base de cette unité dans la zone où le prisme de progradation est développé (fig.II.53) suggère l'absence de cortège de bas niveau et de cortège trangressif. En fait, la base de cette unité est la surface d'inondation maximale et aussi la limite inférieure de l'unité. Cette limite représente une réflexion assez continue, de forte amplitude qui peut être corrélée sur toute la région d'étude.

La limite supérieure **S8** est datée 6,3 Ma. Cette datation est purement basée sur la corrélation des lignes sismiques régionales, car cette limite est érodée au sommet des structures et absente sur les données de deux puits de forage. On rencontre aussi le même problème de validité de cette datation. Cette limite représente aussi une réflexion assez continue, de forte amplitude. La continuité est dégradée vers l'amont où la surface de discordance devient la surface paraconcordante.

Cette unité est déposée lorsque l'inversion atteint son paroxysme (Rangin et al, 1994). On peut voir l'effet de cet événement sur la carte isopaque (fig.II.54). À l'Ouest de la faille de SONG LO, l'inversion a érodé les sommets des structures et les débris de sédiments érodés se sont déposés sur le flanc de celles ci. À l'Est de cette faille, l'épaisseur de sédiment augmente rapidement, sous l'influence de remontée progressive de l'autre côté de la faille.

Sur la carte de faciès (fig.II.57), on voit bien qu'en plus des apports principaux du Fleuve Rouge et des sources locales de direction NE, Est et SE qui continuent à alimenter la progradation dans cette zone du bassin, une nouvelle source de sédiment provenant des érosions constitue une nouvelle direction Est-Ouest de progradation qui interfère avec la direction principale NW-SE de progradation du delta du Fleuve Rouge (fig.II.55). Cette interférence a modifié en effet l'architecture de la séquence de dépôt. Sur la fig.II.55 (a), le prisme de progradation est bien formé avec les réflexions en configuration sigmoïde - sigmoïde oblique et elles viennent en downlap sur la base de la séquence. Mais à 20 km plus loin vers la faille de SONG LO, l'architecture de la séquence est complètement changée. On ne trouve qu'un faciès

Fig.II.52 : Carte isobathe de la limite inférieure 7 (10,5 Ma) montrant la géométrie du profil de dépôt de l'unité S7-S8.



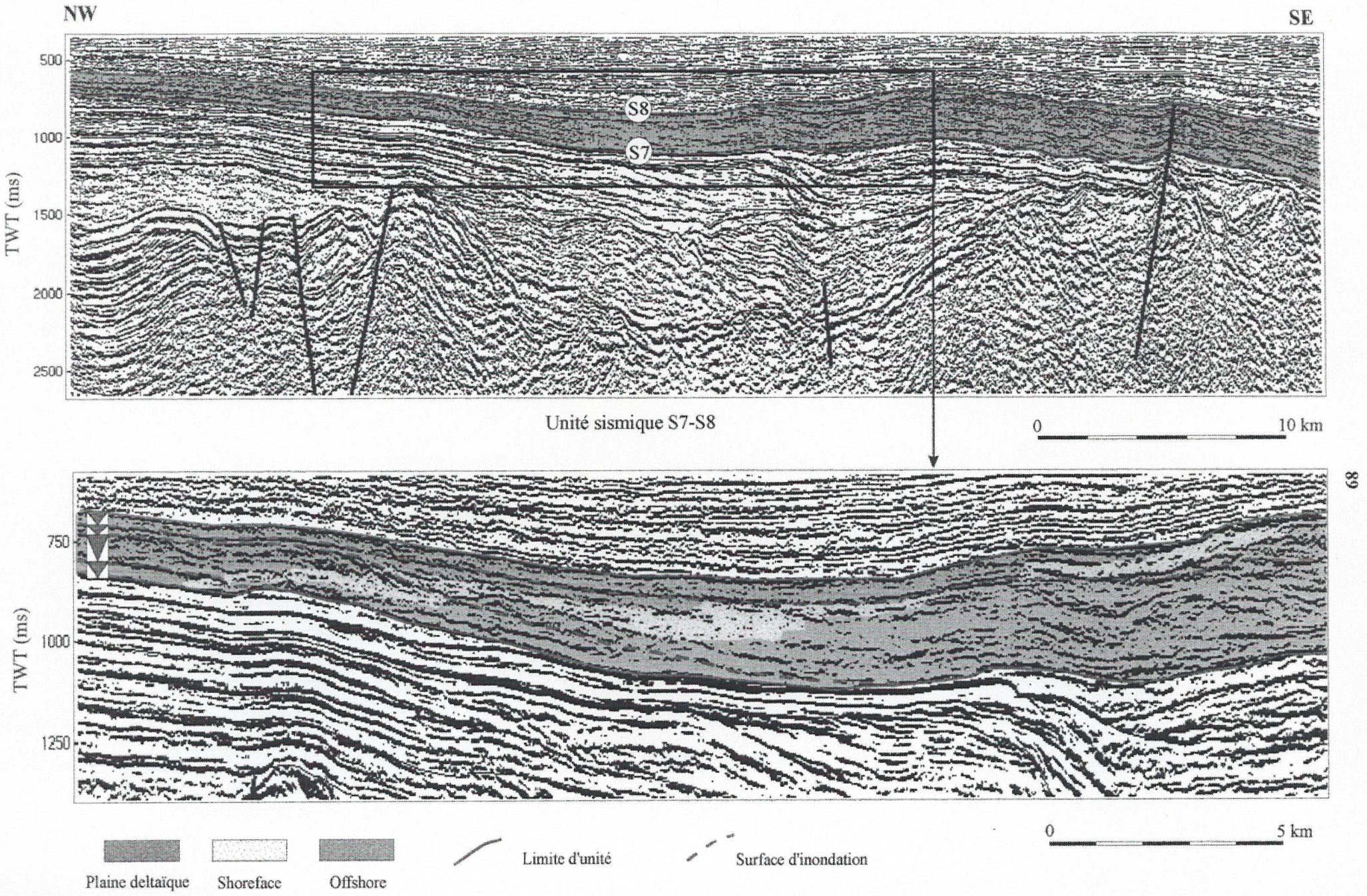


Fig.II.53 : Section sismique interprétée de l'unité sismique S7-S8 montrant l'architecture de la séquence. (Ligne N°10, fig.II.3).

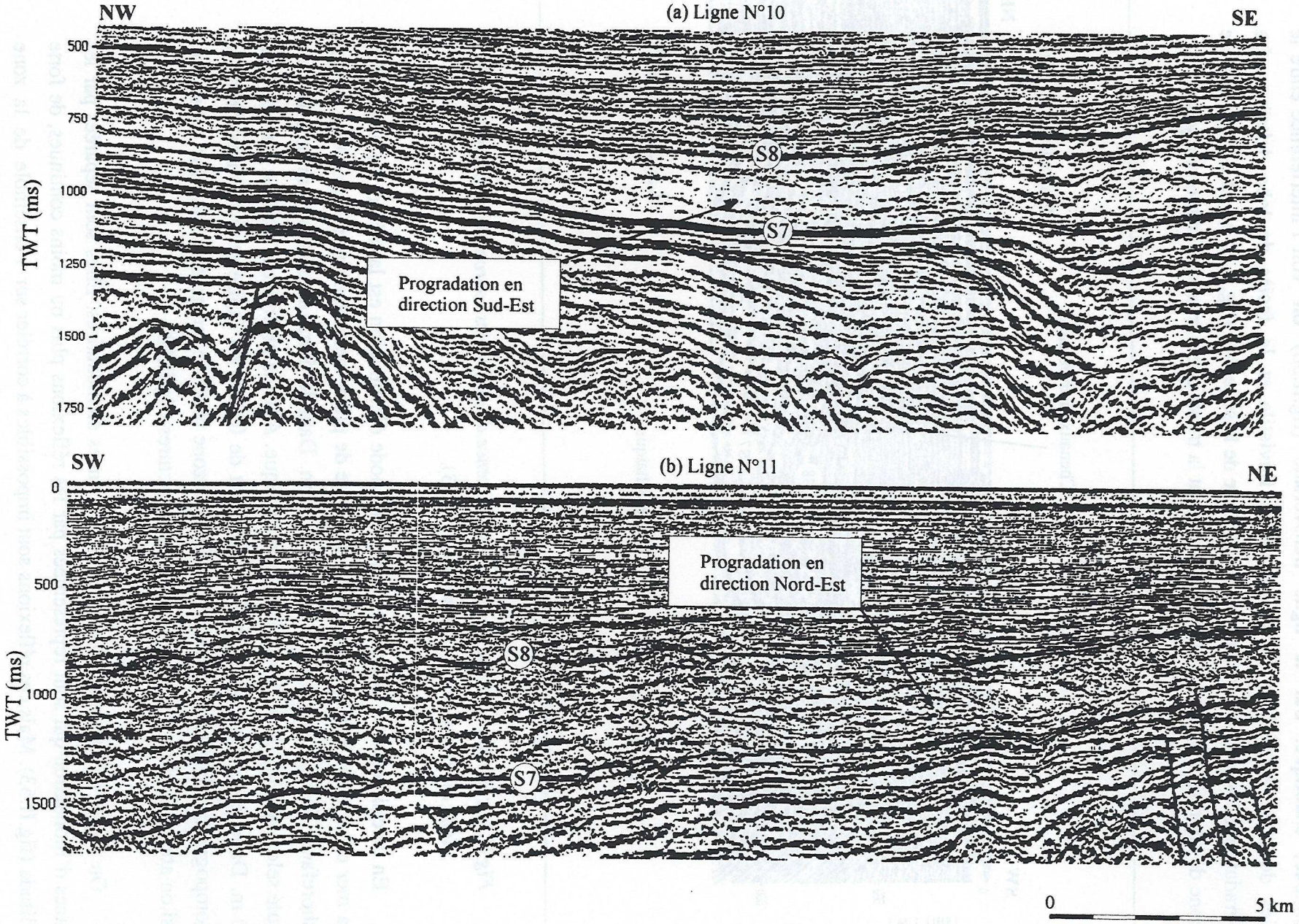


Fig.II.55 : Sections sismiques de l'unité sismique S7-S8 montrant deux directions de progradation (voir fig.II.3 pour la localisation des lignes).

complexe, chaotique. Sur la ligne transversale (fig.II.56) on voit l'interférence entre le faciès de cône alluvial, le faciès de plaine fluviatile et le faciès de lobe deltaïque. La progradation est signalée dans la partie supérieure de la séquence (fig.II.55 b). La délimitation de la zone de shoreface est aussi difficile. On ne peut la tracer que par une estimation moyenne.

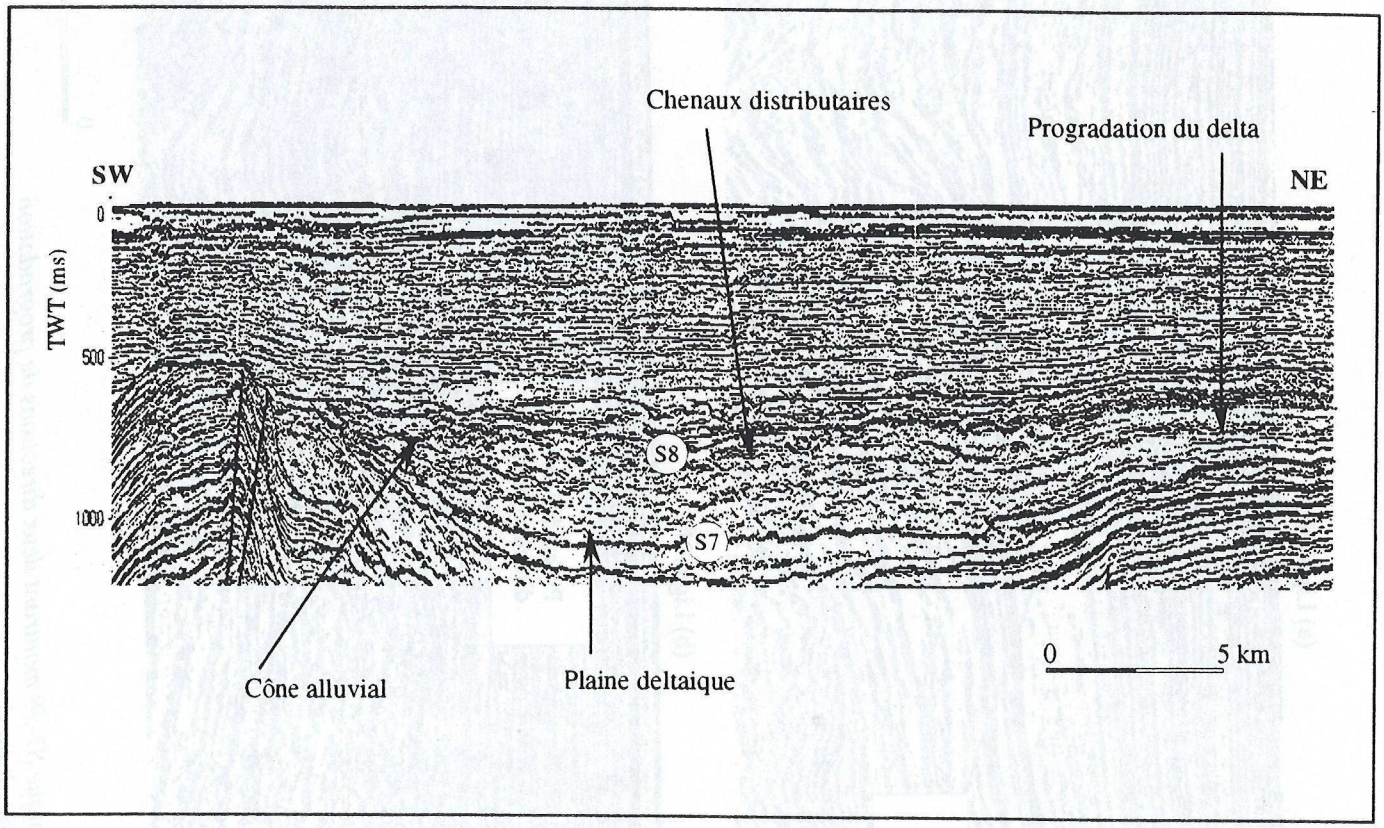


Fig.II.56 : Section sismique illustrant l'interférence de différentes sources de sédiments dans le delta du Fleuve Rouge. (Ligne No2, fig.II.3).

En ce qui concerne la bathymétrie, la méthode d'estimation est la même. Le niveau 0 m de la mer est attribué à la ligne de rivage (la limite de plaine deltaïque/shoreface). Dans la zone de shoreface, la bathymétrie varie de 0 m à 20 m. Dans le domaine offshore, un gradient est calculé selon la pente du profil sur la section sismique. Ainsi la profondeur estimée varie de 30m à 70 m. Dans le domaine continental, un gradient de 0.05% est utilisé pour l'estimation de la paléotopographie dans le plaine deltaïque. Dans la zone inversée, un gradient plus fort est utilisé. Ainsi on atteint environ 160 m au sommet des structures (fig.II.58).

On arrive à distinguer encore quatre séquences élémentaires. Elles sont séparées par les surfaces d'inondation qui sont représentées par les réflexions plus ou moins continues, de forte amplitude (fig.II.53). Mais ces réflexions sont impossibles à corréler sur l'ensemble de la zone

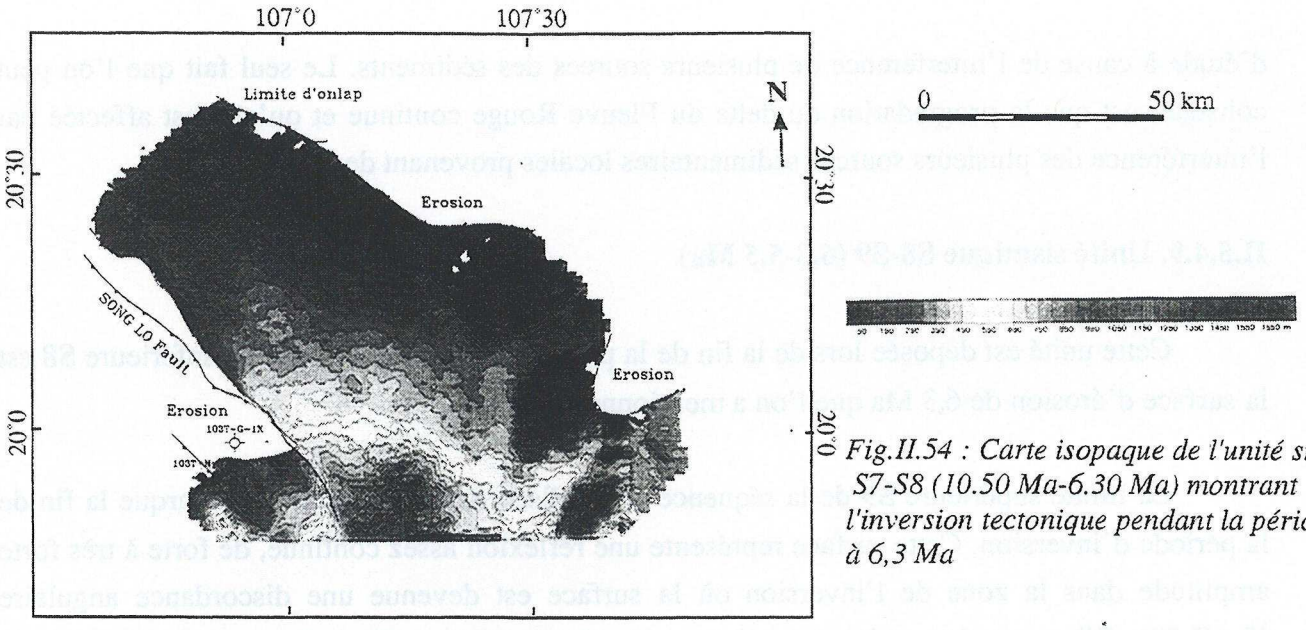


Fig.II.54 : Carte isopaque de l'unité sismique S7-S8 (10.50 Ma-6.30 Ma) montrant l'effet de l'inversion tectonique pendant la période 10,5 à 6,3 Ma

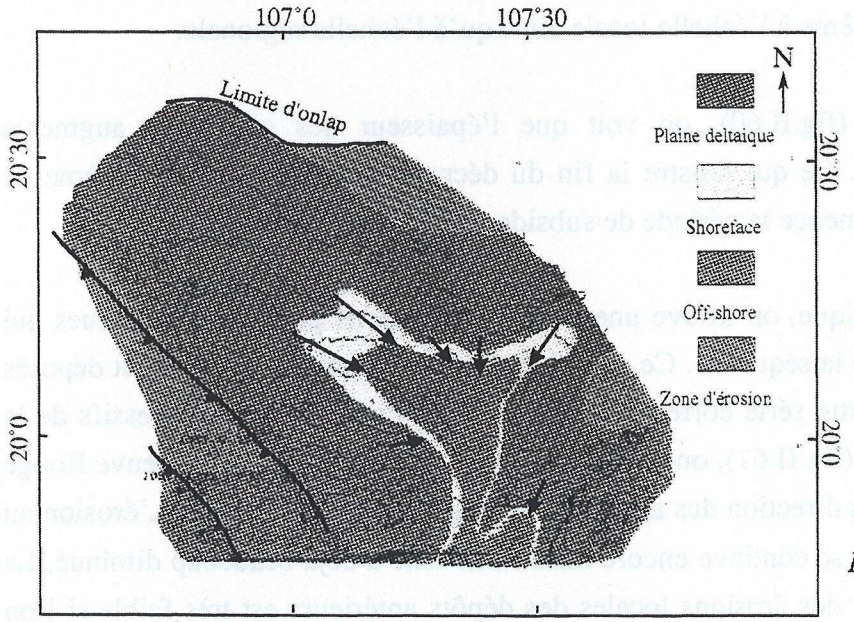


Fig.II.57 : Carte de faciès de l'unité sismique S7-S8

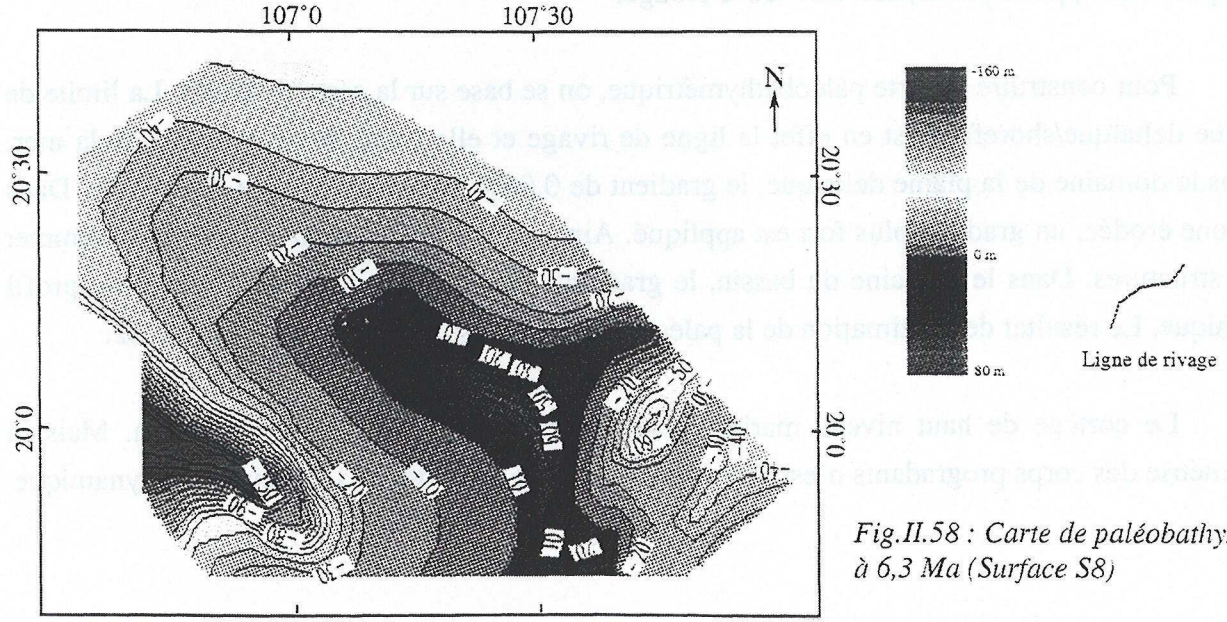


Fig.II.58 : Carte de paléobathymétrie à 6,3 Ma (Surface S8)

d'étude à cause de l'interférence de plusieurs sources des sédiments. Le seul fait que l'on peut constater est que la progradation du delta du Fleuve Rouge continue et qu'elle est affectée par l'interférence des plusieurs sources sédimentaires locales provenant des érosions.

II.5.4.9. Unité sismique S8-S9 (6,3-5,5 Ma)

Cette unité est déposée lors de la fin de la période d'inversion. La limite inférieure **S8** est la surface d'érosion de 6,3 Ma que l'on a mentionné ci dessus.

La limite supérieure **S9** de la séquence est la discordance régionale qui marque la fin de la période d'inversion. Cette surface représente une réflexion assez continue, de forte à très forte amplitude dans la zone de l'inversion où la surface est devenue une discordance angulaire (fig.II.59). Elle peut être suivie sur l'ensemble de la région. C'est la seule limite dont la corrélation ne pose pas de problème à l'échelle locale ainsi qu'à l'échelle régionale.

Sur la carte isopaque (fig.II.60), on voit que l'épaisseur des sédiments augmente progressivement vers le bassin. Ce qui illustre la fin du décrochement le long du système de failles du Fleuve Rouge et commence la période de subsidence flexurale dans la région.

En terme de faciès sismique, on trouve une série de réflexions parallèles, continues qui reposent en onlap sur la base de la séquence. Ce sont des sédiments lacustres qui se sont déposés dans un milieu assez calme. Cette série correspond probablement aux dépôts trangressifs de la séquence. Sur la carte de faciès (fig.II.61), on voit que la progradation du delta du Fleuve Rouge se fait essentiellement suivant la direction des apports principaux du Fleuve Rouge. L'érosion au sommet des structures inversées se continue encore mais l'intensité a déjà beaucoup diminué. La source des sédiments provenant des érosions locales des dépôts antérieurs est très faible si l'on compare aux apports principaux du Fleuve Rouge.

Pour construire la carte paléobathymétrique, on se base sur la carte de faciès. La limite de plaine deltaïque/shoreface est en effet la ligne de rivage et elle prend le niveau 0 m de la mer. Dans le domaine de la plaine deltaïque, le gradient de 0.05% est utilisé comme d'habitude. Dans la zone érodée, un gradient plus fort est appliqué. Ainsi on a une élévation de 130 m au sommet des structures. Dans le domaine du bassin, le gradient est estimé à partir de la pente du profil sismique. Le résultat de l'estimation de la paléobathymétrie est représenté sur la fig.II.62.

Le cortège de haut niveau marin constitue aussi un prisme de progradation. Mais la géométrie des corps progradants n'est plus la même que la précédente. Le régime géodynamique

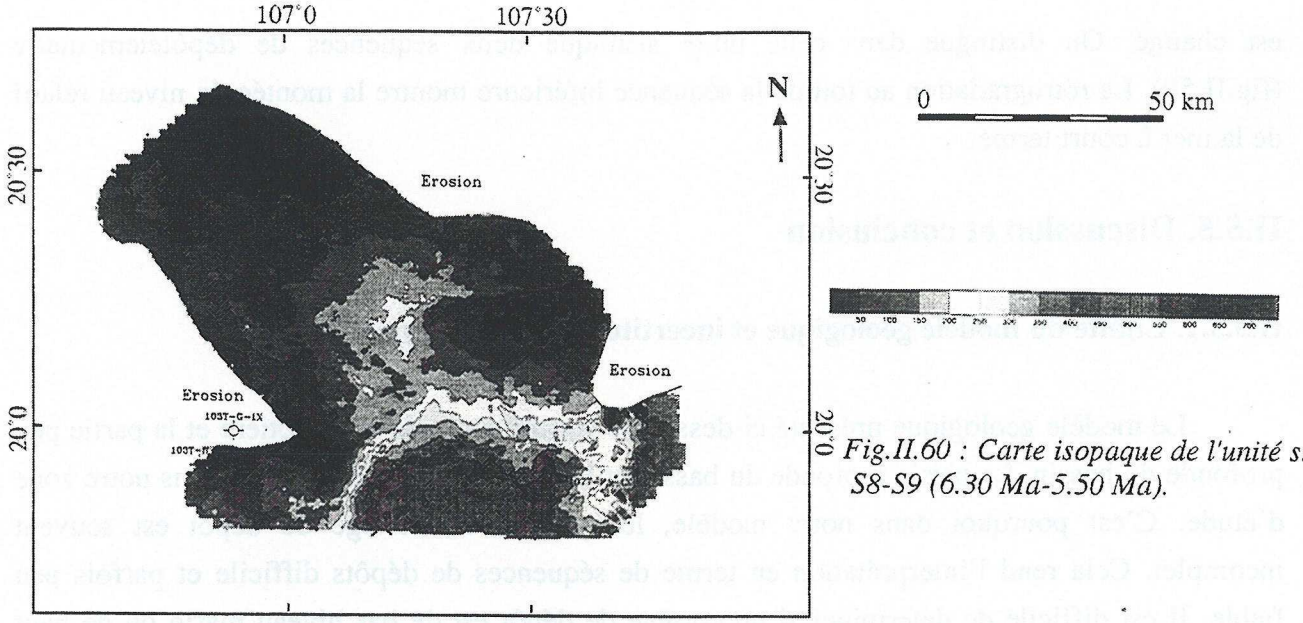


Fig.II.60 : Carte isopaque de l'unité sismique S8-S9 (6.30 Ma-5.50 Ma).

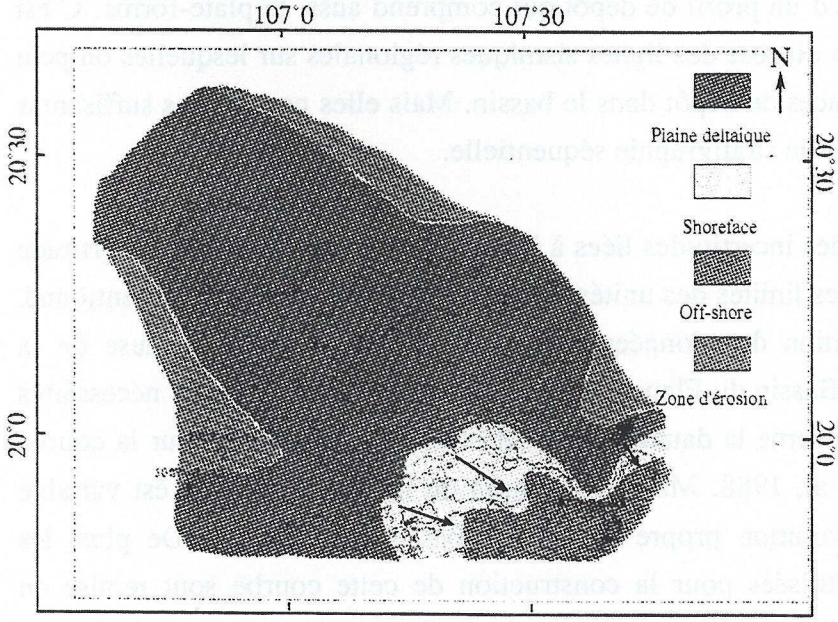


Fig.II.61 : Carte de faciès de l'unité sismique S8-S9

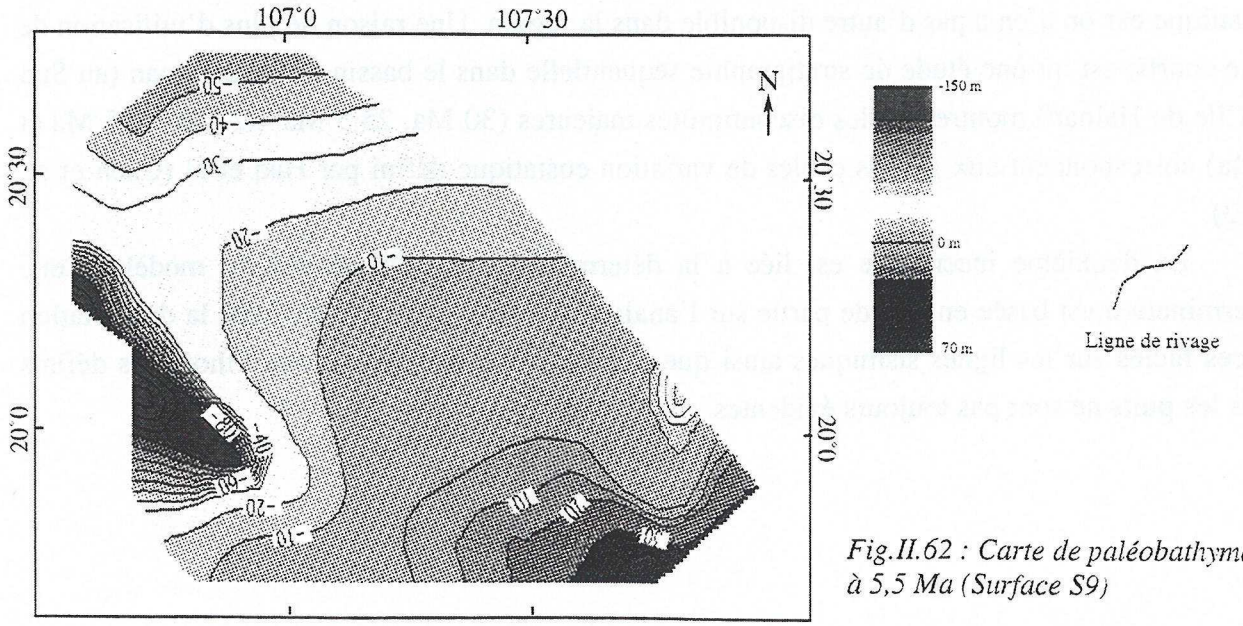


Fig.II.62 : Carte de paléobathymétrie à 5,5 Ma (Surface S9)

est changé. On distingue dans cette unité sismique deux séquences de dépôtélémentaire (fig.II.59). La rétrogradation au toit de la séquence inférieure montre la montée du niveau relatif de la mer à court terme.

II.5.5. Discussion et conclusion

II.5.5.1. Limite du modèle géologique et incertitudes de l'interprétation

Le modèle géologique présenté ci-dessus ne concerne que la zone côtière et la partie peu profonde du bassin. La partie profonde du bassin et la zone onshore ne sont pas dans notre zone d'étude. C'est pourquoi dans notre modèle, le système de cortège de dépôt est souvent incomplet. Cela rend l'interprétation en terme de séquences de dépôts difficile et parfois peu fiable. Il est difficile de déterminer si un cortège de dépôt est de bas niveau marin ou de haut niveau marin si on ne dispose pas d'un profil de dépôt qui comprend aussi la plate-forme. C'est en général notre cas. Toutefois, on dispose des lignes sismiques régionales sur lesquelles on peut définir le grand système de séquences de dépôt dans le bassin. Mais elles ne sont pas suffisantes pour une analyse détaillée en terme de stratigraphie séquentielle.

Le modèle présente aussi des incertitudes liées à l'interprétation. La première incertitude concerne le calage et la datation des limites des unités sismiques. Comme on l'a déjà mentionné, le calage aux puits et la corrélation des données sismiques est très difficile à cause de la complexité des structures dans le Bassin du Fleuve Rouge et le manque des données nécessaires pour la corrélation. En ce qui concerne la datation, elle est basée essentiellement sur la courbe de variation eustatique de Haq et al, 1988. Mais la variation du niveau eustatique est variable d'une région à l'autre selon l'évolution propre de chaque bassin en question. De plus, les données chronostratigraphiques utilisées pour la construction de cette courbe sont remise en cause (Miall, 1992). Mais on utilise toujours cette courbe comme référence de la variation eustatique car on n'en a pas d'autre disponible dans la région. Une raison de plus d'utilisation de cette courbe est qu'une étude de stratigraphie séquentielle dans le bassin Qiongdongnan (au Sud de l'île de Hainan) montre que les discontinuités majeures (30 Ma, 25,5 Ma, 22 Ma, 10,5 Ma et 3 Ma) correspondent aux grands cycles de variation eustatique défini par Haq et al (Chen et al, 1993).

La deuxième incertitude est liée à la détermination des lithofaciès du modèle. Cette détermination est basée en grande partie sur l'analyse des faciès sismiques. Mais la délimitation de ces faciès sur les lignes sismiques ainsi que la corrélation de ceux-ci aux lithofaciès définis dans les puits ne sont pas toujours évidentes.

Toutes ces limites du modèle géologique influenceront la reconstruction de l'évolution géologique et la modélisation stratigraphique du bassin que l'on discutera ultérieurement.

II.5.5.2. Morphologie et évolution du bassin

La morphologie de bassin est fortement contrôlée par le système des failles de décrochement du Fleuve Rouge (figs.II.63a et II.63b). La faille de SONG LO (la limite Ouest du dépôtcentre du bassin) divise la zone d'étude en deux parties : l'une est tectoniquement calme après 30 Ma à l'Est et l'accumulation de dépôts sédimentaires n'est pas très épaisse, l'autre a subi des mouvements tectoniques importants et enregistre une accumulation très épaisse de dépôts sédimentaires.

Le bassin a évolué en quatre périodes principales : syn-rift, post-rift, inversion et flexure. Chaque période est contrôlée par des événements tectoniques contemporains. La période S1-S4 est une période de transgression pendant laquelle le bassin est en régime de transtension et enregistre une forte subsidence tectonique. Cet événement tectonique a provoqué la rétrogradation de la ligne de rivage dans la zone du dépôtcentre, tandis que dans la zone de bordure, on voit parfois la progradation de cette ligne de rivage.

La période S4-S5 est une période d'aggradation-progradation. Elle marque le passage du régime de transtension au régime de transpression. La série est très affectée par l'érosion à 15,5 Ma.

La période S5-S9 est la période d'inversion du dépôtcentre. L'inversion a en effet changé le profil de dépôt : la zone d'accumulation de dépôts auparavent est devenue la zone exposée à l'érosion et constitue une nouvelle source d'alimentation des sédiments. Elle modifie aussi l'architecture des séquences de dépôt. En fait, l'interférence de nouvelles sources de sédiments et de différentes directions de progradation avec la principale source de sédiment du Fleuve Rouge a changé complètement l'architecture en 3D des cortèges de dépôts (figs.II.55 et II.56).

La dernière période (S9-Présent) est la période de subsidence flexurale et thermique pendant laquelle la tectonique est assez calme.

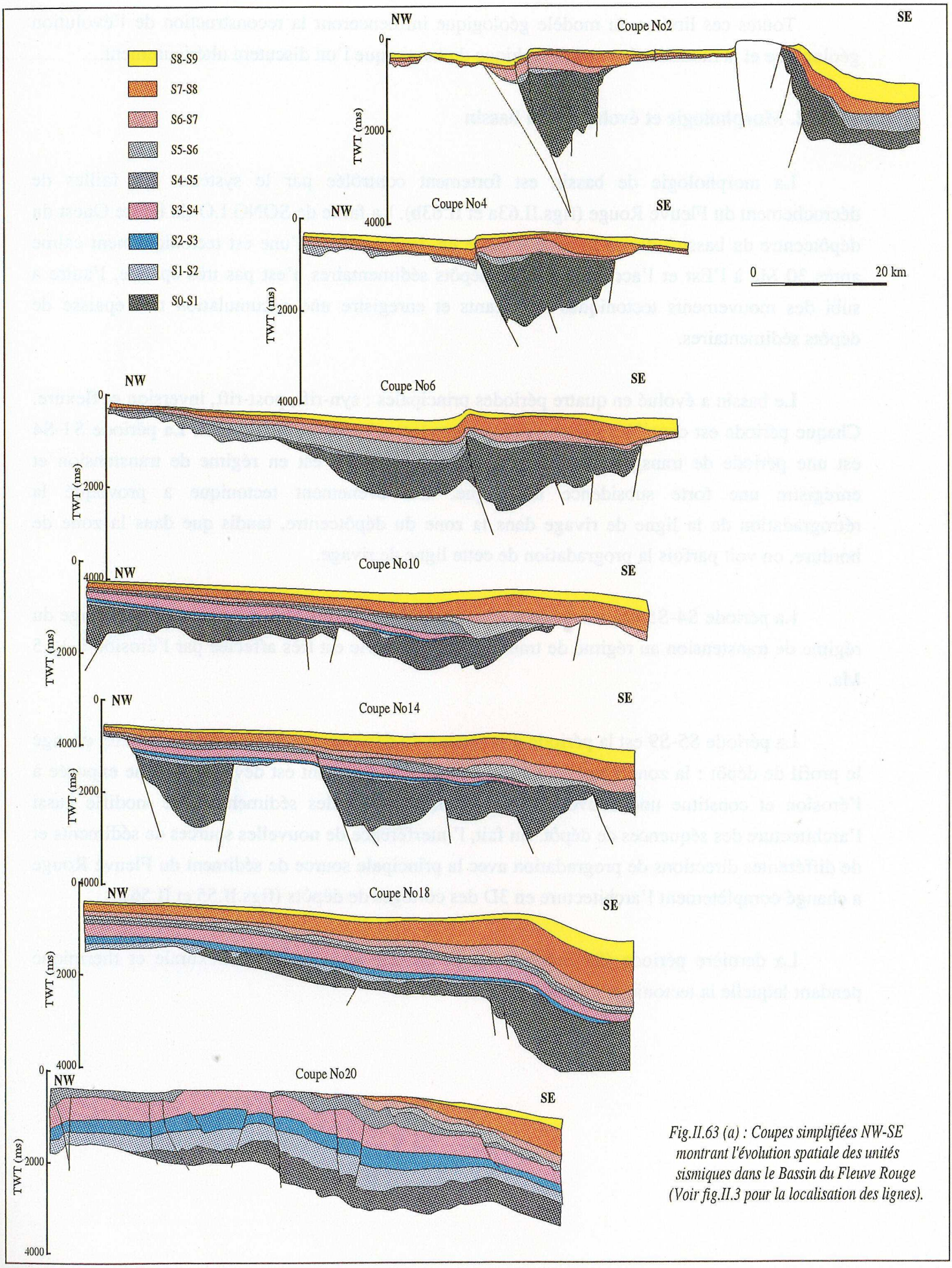


Fig.II.63 (a) : Coupes simplifiées NW-SE montrant l'évolution spatiale des unités sismiques dans le Bassin du Fleuve Rouge (Voir fig.II.3 pour la localisation des lignes).

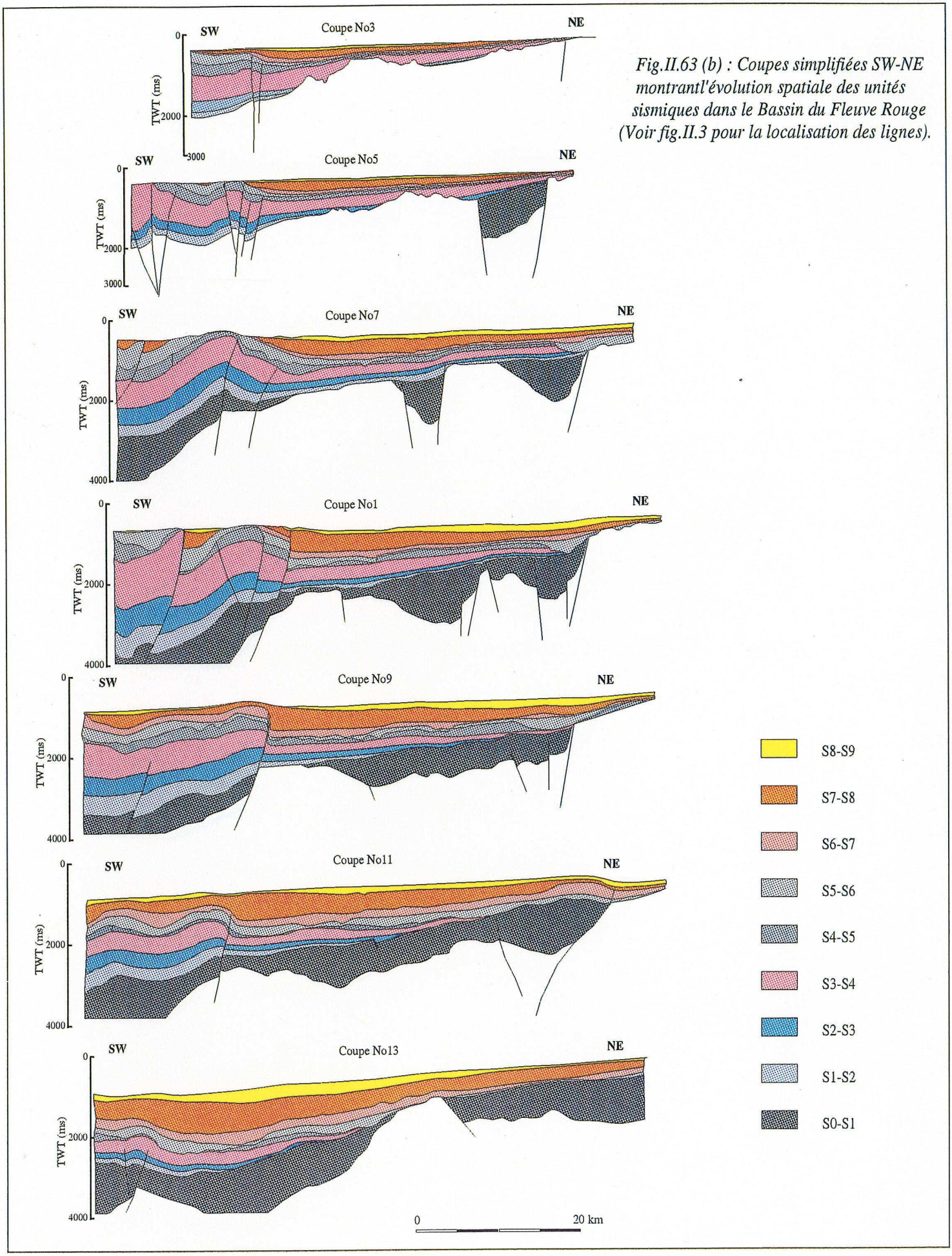
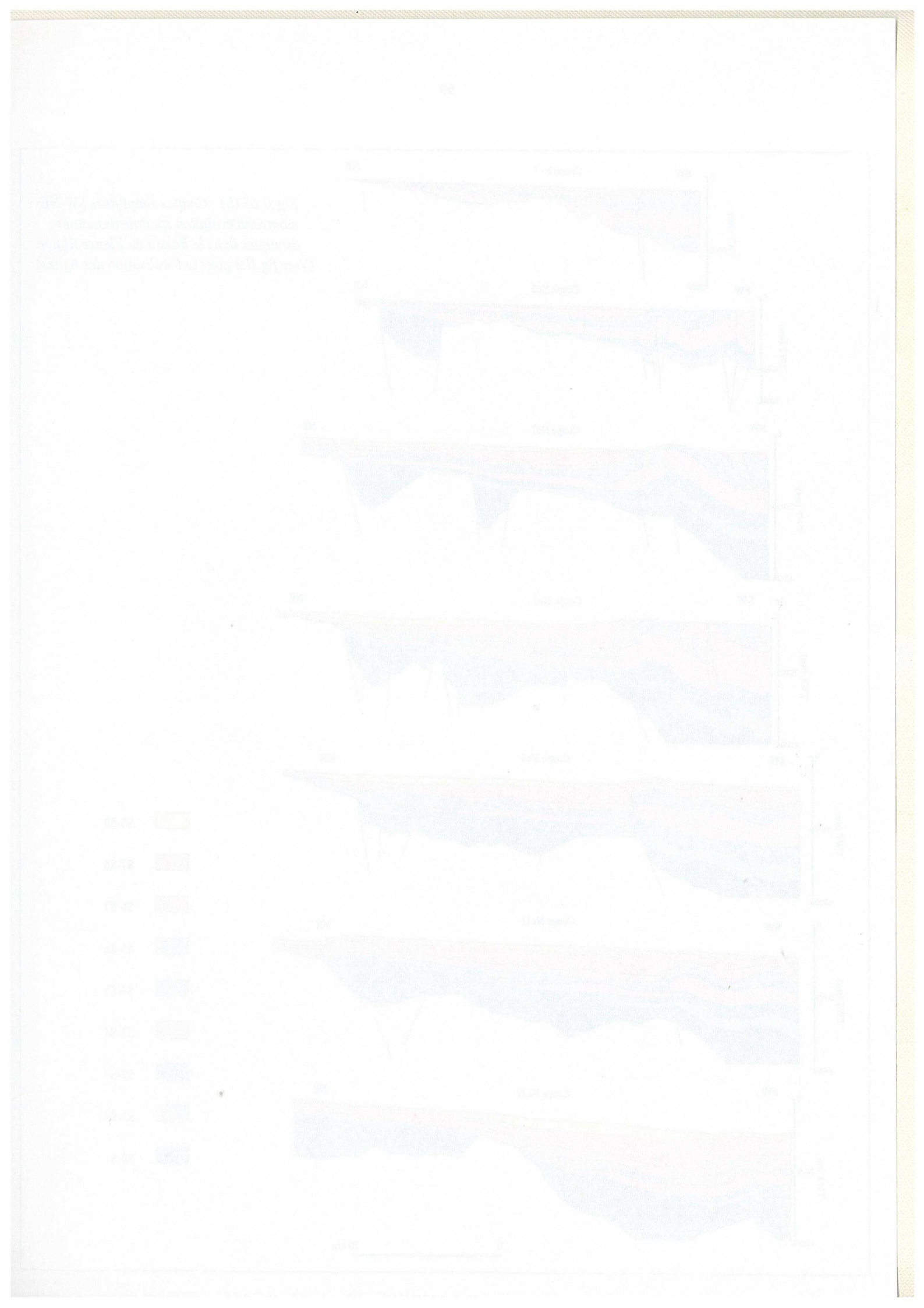


Fig.II.63 (b) : Coupes simplifiées SW-NE montrantl'évolution spatiale des unités sismiques dans le Bassin du Fleuve Rouge (Voir fig.II.3 pour la localisation des lignes).



II.5.5.3. Modèle synthétique des séquences de dépôt

Le modèle synthétique de séquences de dépôt du Bassin du Fleuve Rouge est représenté sur la fig.II.64. Il comprend quatre grandes mégaséquences que l'on a défini ci-dessus. On remarque que le modèle est limité seulement dans la zone d'étude.

II.5.5.4. Implication sur les simulations.

Les résultats de l'interprétation des données de subsurface du Bassin du Fleuve Rouge seront utilisés pour les simulations sur SUBTEC et DIONISOS. Les cartes isobathes (fig.II.65), cartes de faciès et cartes de paléobathymétries serviront de données d'entrée du programme SUBTEC pour le calcul 3D de l'accommodation et de subsidence tectonique. Les mêmes données serviront de contraintes géologiques pendant la modélisation stratigraphique par DIONISOS. Néanmoins, les incertitudes sur la datation ainsi que la détermination des lithofaciès et l'estimation de la paléobathymétrie pourraient introduire des erreurs pendant le calcul de l'accommodation et de la subsidence tectonique. Mais on verra que l'impact de ces erreurs ne dépasse pas la limite acceptable pour la simulation.

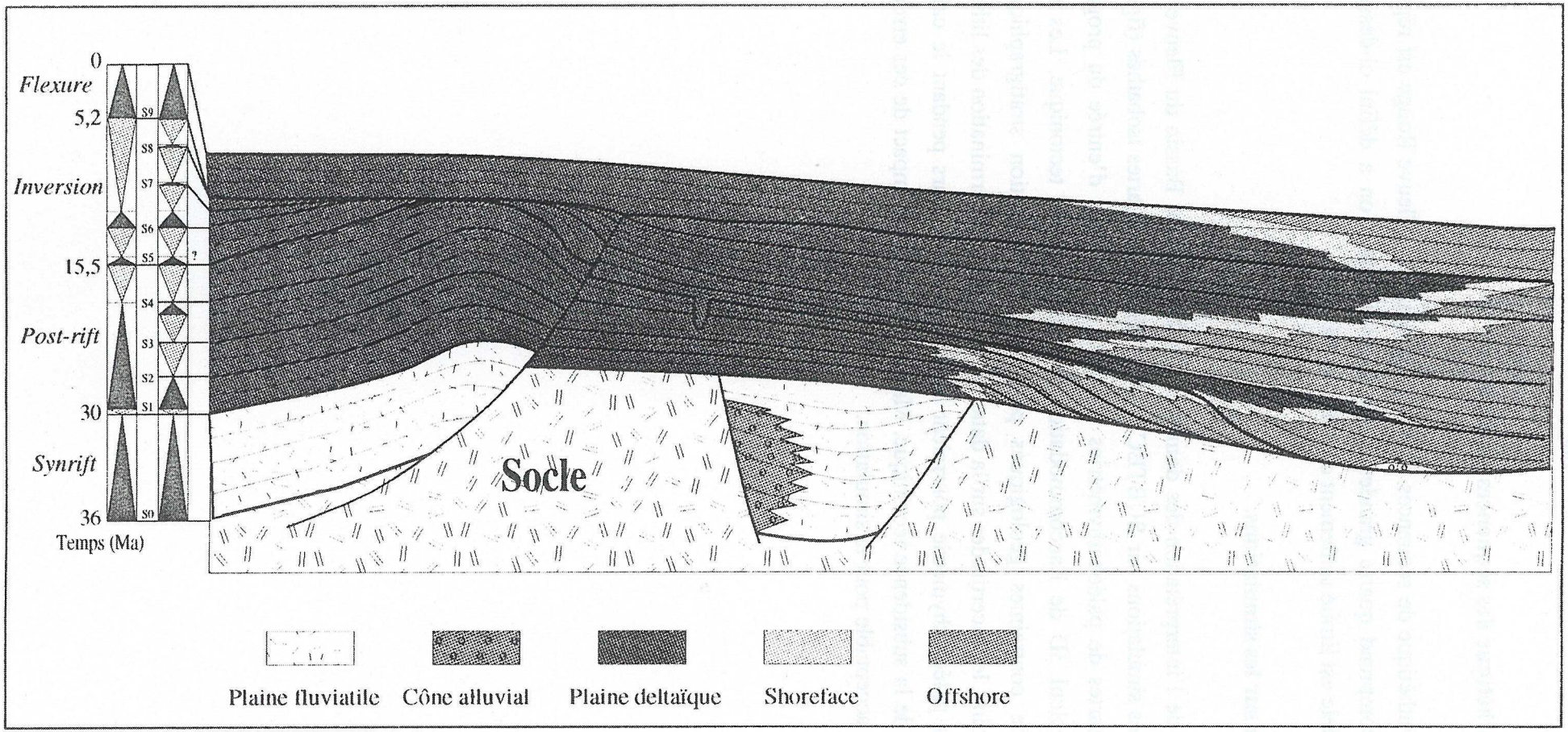
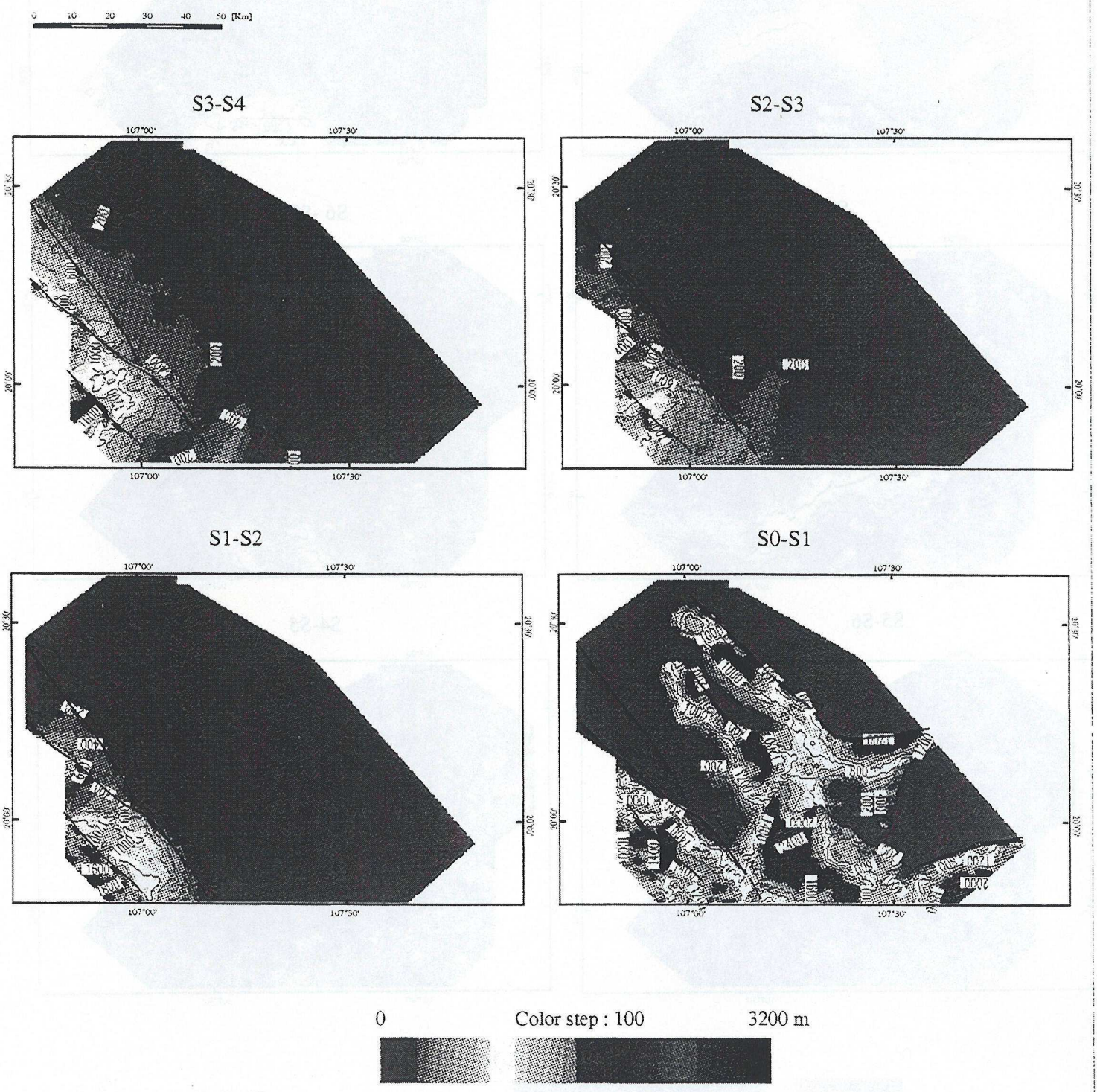


Fig.II.64 : Modèle synthétique de séquences de dépôt du Bassin du Fleuve Rouge

Fig.II.65 : Bassin du Fleuve Rouge : cartes isopaques des unités sismiques des séries Oligo-Miocènes.



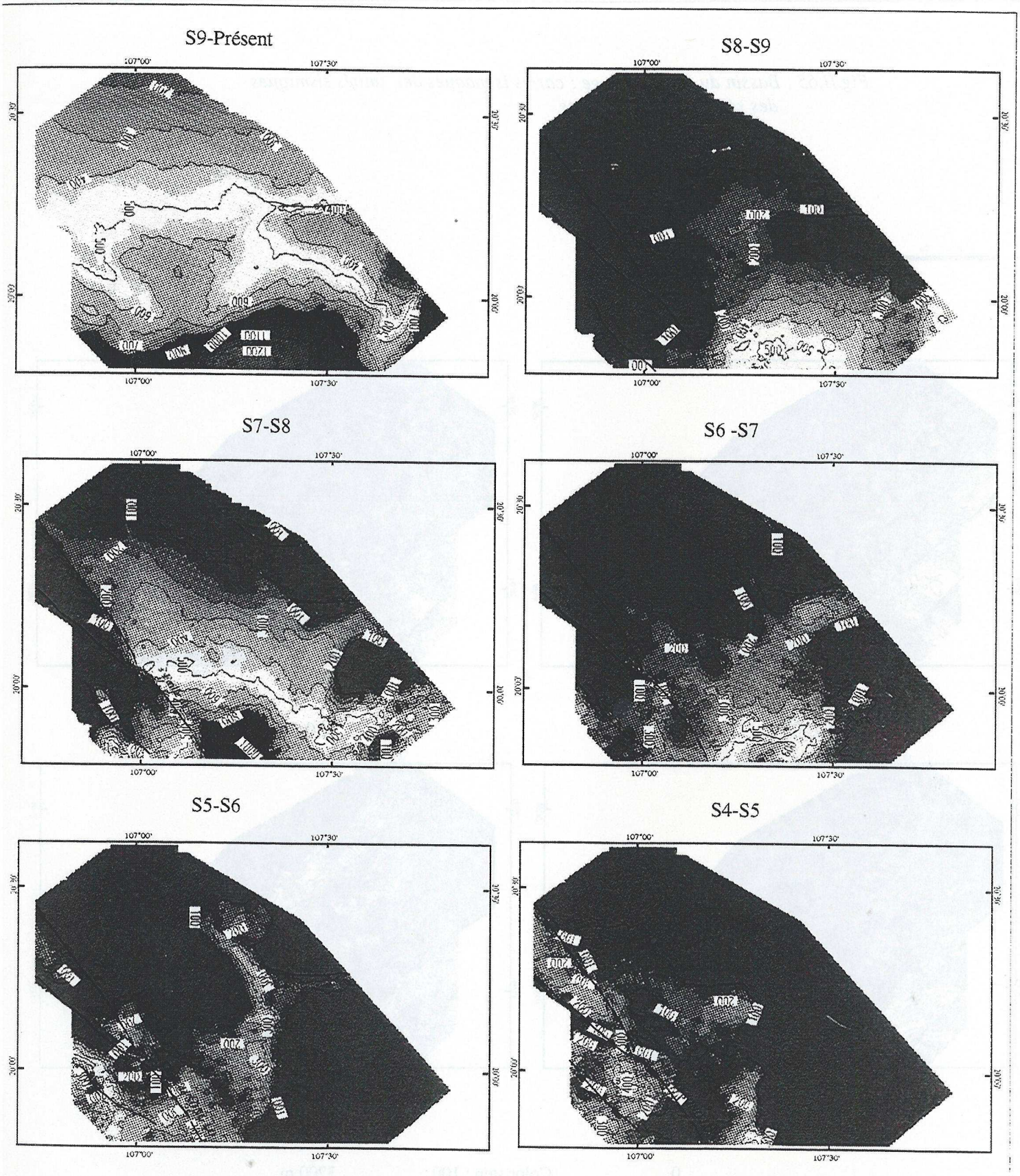


Fig.II.65 (suite)

Chapitre 3
CALCUL 3D DE L'ACCOMMODATION ET ANALYSE DE LA SUBSIDENCE

III.1. PRINCIPE DE CALCUL DE DÉCOMPACTION DES COUCHES DE DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES

III.1.1. Relation Porosité-Profondeur.

On distingue dans un sédiment deux grandeurs physiques : d'une part la matière solide et d'autre part l'eau inter-granulaire. La part de l'eau dans le sédiment représente sa porosité. Au cours de l'enfouissement l'eau est expulsée, les particules se resserrent les unes sur les autres et la porosité diminue. Il est donc possible de représenter, pour chaque type de sédiment l'évolution de la porosité en fonction de la profondeur.

Pour un sédiment normalement compressé, la relation de la porosité versus profondeur peut être approximée par une loi exponentielle (Rubye et Hubbert, 1960) :

$$\phi = \phi_0 e^{-cy} \qquad (1)$$

où c est le coefficient déterminant la pente de la courbe de porosité.
y est la profondeur
ϕ_0 est la porosité initiale à la surface.

La porosité initiale à la surface diminue de 1/e à la profondeur de 1/c km (fig.III.1). Donc, le coefficient c est inverse du taux de changement de la porosité avec la profondeur. La valeur de c peut être estimée à partir des données de porosité dans un puits de forage. Cette porosité est calculée à partir des mesures de diagraphie de neutron (Neutron log) enregistrées dans le puits. Le coefficient c est caractéristique pour chaque lithologie. Des coefficients ajustés préalablement sur des données naturelles peuvent être utilisés dans les cas où les données de porosités ne sont pas disponibles.

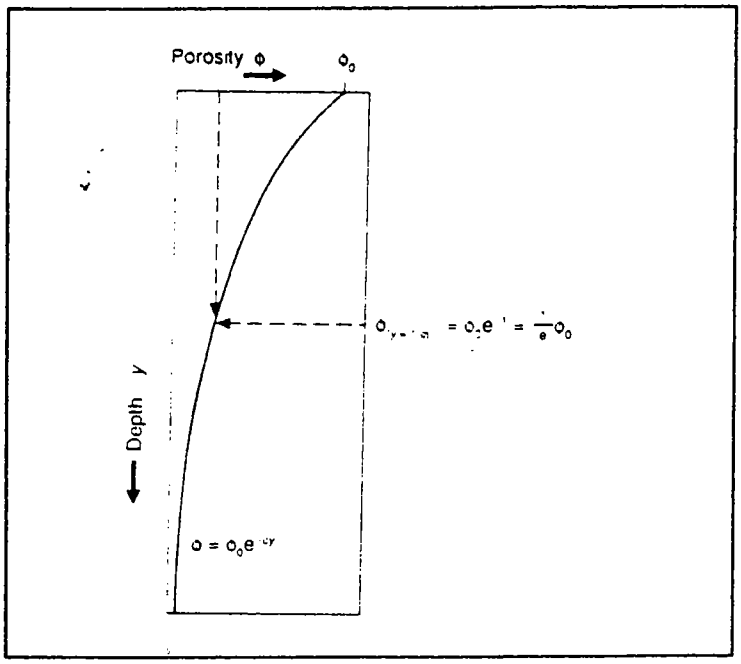


Fig.III.1 : Diagramme schématique montrant la relation de la porosité versus profondeur en utilisant la fonction exponentielle. (D'après P. A. Allen et J. R. Allen, 1992).

Différents auteurs ont proposé des courbes expérimentales qui sont notamment issues des études en mer du Nord. Par exemple Sclater et Christie (1980) ont trouvé les valeurs suivantes pour les différentes lithologies (tableau 1)

Lithologie	Porosité initiale à la surface ϕ_0	c (km^{-1})	Densité de grains de sédiments ρ_s ($kg\ m^{-3}$)
Argile	0,63	0,51	2720
Grès	0,49	0,27	2650
Craie	0.70	0,71	2710
Grès argileux	0,56	0,39	2680

Tableau III.1 : Paramètres des courbes Porosité-Profondeur pour le bassin de la mer du Nord. (D'après Sclater et Christie, 1980).

Cependant, la courbe exponentielle de porosité-profondeur ne restitue pas bien les valeurs de porosité mesurées pour de faibles profondeurs d'enfouissement (Falvey et Middleton, 1981). Une autre variante de la relation porosité-profondeur est proposée comme suit :

$$1/\phi = 1/\phi_0 + ky \qquad (2)$$

où k est spécifique pour chaque lithologie. La comparaison entre deux courbes de porosité-profondeur pour $\phi_0 = 0,49$ (c = 0,27 selon Sclater et Christie 1980 et k = 2,18 selon Falvey et Middleton 1981) est illustrée sur la fig.III.2 :

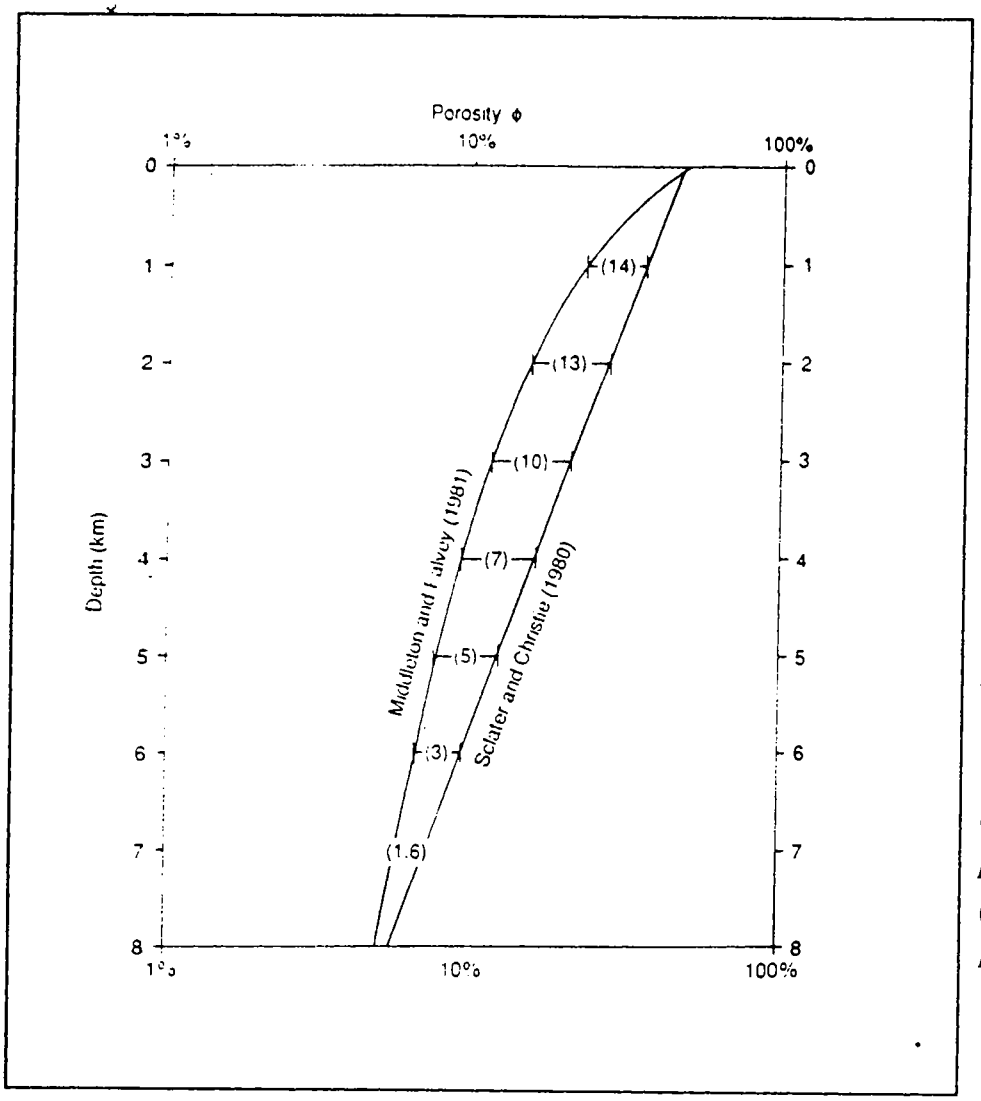


Fig.III.2 : Comparaison entre deux courbes de porosité - profondeur pour le grès avec la porosité initiale ϕ_0 = 0,49. (c = 0,27 selon Sclater et Christie 1980; k = 2,17 selon Falvey et Middleton, 1981). Le nombre entre parenthèse est la différence de porosité calculée par ces deux méthodes. On voit que la différence est sensible dans les faibles profondeurs. (D'après P. A. Allen et J. R. Allen, 1992).

Dans notre cas d'étude, on utilise les coefficients ϕ_0 et c des principales lithologies pures généralement acceptés pour le calcul de décompaction (Bowman et Vail, 1992, Sclater et Christie,1980, tableau III.2).

Lithologie	Porosité initiale à la surface ϕ_0	c (km^{-1})	Densité de grains de sédiments ρ_{ss} ($kg\ m^{-3}$)
Argile	0,76	0,51	2700
Grès	0,40	0,27	2650

Tableau III.2 : Paramètres de la courbe porosité-profondeur de deux pôles lithologiques principaux utilisés pour le calcul de décompaction dans le Bassin du Fleuve Rouge.

Les courbes de porosité-profondeur utilisées dans le logiciel SUBTEC (IFP) pour les argiles et les grès sont représentées sur la fig.III.3.

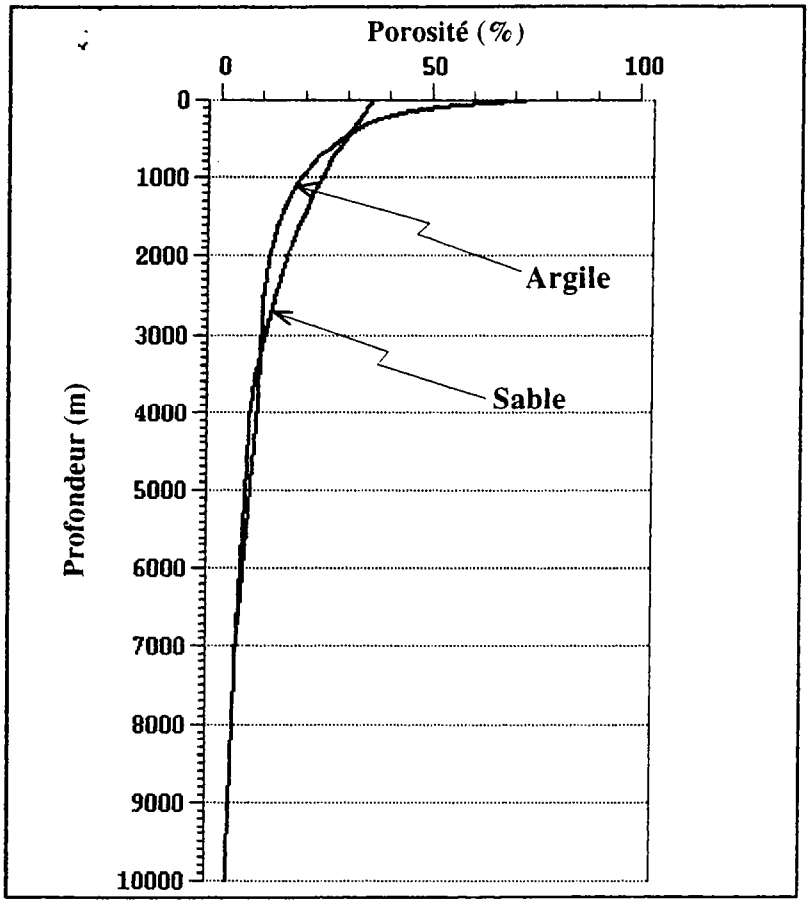


Fig.III.3 : Courbes Porosité-Profondeur de deux pôles lithologiques principaux utilisés pour le calcul de décompaction dans le Bassin du Fleuve Rouge.

III.1.2. Calcul de décompaction

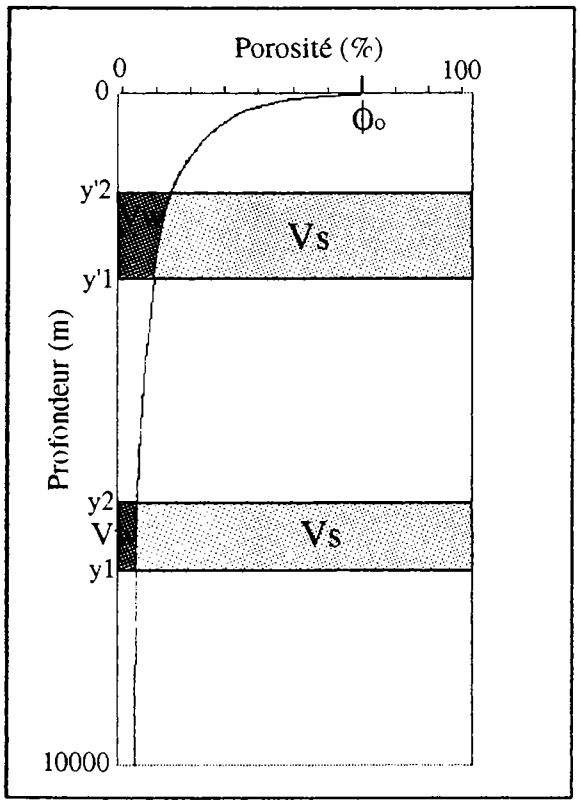


Fig.III.4 : Schéma illustrant le calcul des épaisseurs décompactées. La surface V_s est conservée.

Pour calculer l'épaisseur d'une couche de sédiments à une époque donnée dans le passé, il est nécessaire de déplacer la couche suivant une courbe de porosité appropriée (fig.III.4). C'est-à-dire que l'on doit enlever progressivement des couches de sédiments au-dessus et décompacter la couche envisagée (fig.III.5). Les masses de sédiments (ou

volume des particules solides) restent intactes, seul le volume d'eau V_w et donc, l'épaisseur de la couche seront changés.

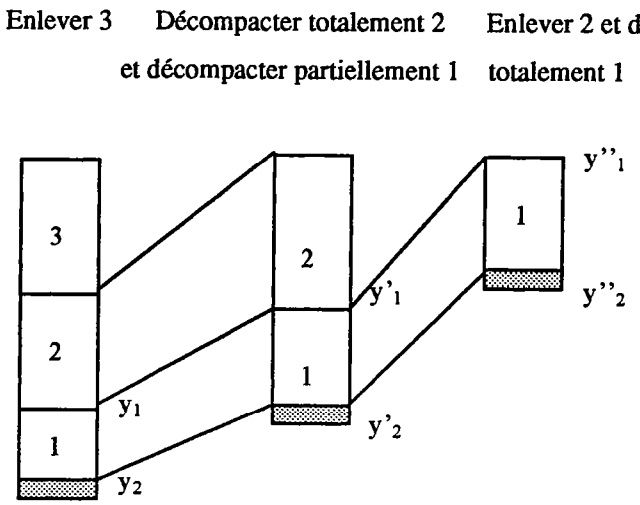


Fig.III.5 : Conception de différentes étapes de décompaction

L'épaisseur solide des grains V_s de sédiment entre la profondeur y_1 et y_2 est :

$$y_s = \int_{y_2}^{y_1} (1-\phi(y))dy$$

et l'épaisseur décompactée entre la profondeur y'_1 et y'_2 sera :

$$y'_2 - y'_1 = y_2 - y_1 - \frac{\phi_0}{c}[\exp(-cy_1) - \exp(-cy_2)] + \frac{\phi_0}{c}[\exp(-cy'_1) - \exp(-cy'_2)]$$

Cette équation permet de calculer l'épaisseur d'une couche de sédiment à n'importe quel moment donné depuis le temps de dépôt jusqu'au présent. On peut trouver tous les développements des formules de calcul de décompaction dans *Basin Analysis. Principles and Applications* (Allen & Allen, 1992).

III.1.3. Calcul de la subsidence tectonique

La subsidence tectonique correspond à l'évolution de la profondeur du socle d'un bassin une fois déduit l'enfoncement provoqué par le poids de la colonne sédimentaire. Donc, la subsidence tectonique est la profondeur du substratum à une époque donnée si le bassin était rempli d'eau plutôt que de sédiments. Cette profondeur est calculée par rapport à un niveau de référence : le niveau actuel de la mer. C'est pourquoi on doit tenir compte des corrections de paléobathymétries et de variations du niveau eustatique dans le passé pour le calcul de la subsidence tectonique.

Le calcul de la subsidence tectonique est effectué à chaque étape en retranchant à la profondeur effective de la base des dépôts l'enfouissement dû à la charge de la colonne sédimentaire en prenant en compte les corrections de la paléobathymétrie et de la variation eustatique. Donc, la subsidence tectonique est calculée d'après l'expression suivante (Stecler & Watts, 1978) :

$$Z_{TECT} = H - h^* + PW - SL$$

où Z_{TECT} la subsidence tectonique
H l'épaisseur des sédiments
h* l'effet de la charge
PW la paléobathymétrie
SL le niveau eustatique

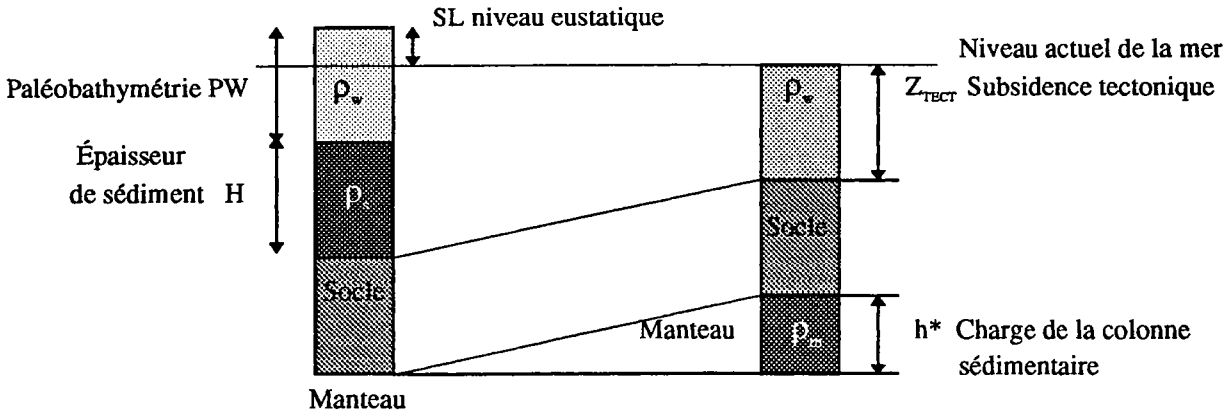


Fig.III.6 : Schéma de principe de calcul de la subsidence tectonique dans le cas de l'isostasie locale

Dans le cas de calcul de la compensation en isostasie locale, l'effet de la charge h* est estimé par la formule suivante :

$$h^* = H\left(\frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_m - \rho_w}\right)$$

où ρ_w densité d'eau
ρ_s densité de sédiment
ρ_m densité de menteau

On dispose à l'IFP d'un logiciel de calcul de décompaction multi 1D : SUBTEC. Ce logiciel permet de restituer graphiquement la profondeur des couches de sédiments à un moment donné et de calculer la subsidence totale et la subsidence tectonique pour chaque époque considérée (J.-Y. Lepercq & J.M. Gaulier, 1996).

III.2. PRÉPARATION DES DONNÉES POUR LE CALCUL DANS SUBTEC

Pour effectuer la décompaction, on aura besoin d'un jeu de données géométriques cohérentes représentant l'état actuel du bassin. Ceci comprend les cartes de profondeur des différentes interfaces (toits et bases des couches, ces cartes sont des marqueurs de temps), des informations concernant les lithologies et leur distribution pour chaque couche sous forme des cartes de faciès. La carte topographique actuelle du bassin, c'est-à-dire le toit de la dernière couche, est aussi nécessaire.

Pour reproduire les géométries passées du bassin, d'autres informations supplémentaires sont nécessaires :

- les lois de porosité-profondeur correspondant à chaque lithologie.
- les paléobathymétries estimées pour chaque étape géologique.
- les épaisseurs érodées pour les différentes couches.

Pour le calcul de la subsidence, on doit disposer aussi des informations sur la variation du niveau eustatique au cours du temps.

III.2.1. Cartes de profondeur (isobathes)

Les cartes isobathes résultent de l'interprétation des données sismiques effectuée sur la station CHARISMA. On récupère les fichiers sous format ASCII. Ils sont alors transformés en format SUBTEC pour pouvoir les charger sur la station de travail. Ce sont des données 'brutes' qui représentent tous les 'défauts' pour une carte SUBTEC comme des zones d'absence de données, les zones d'érosion ou éventuellement des zones de superposition à la limite d'onlap ou de dowlap. Ces données nécessitent un traitement avant de pouvoir définir un bloc 3D cohérent. Les problèmes suivants sont les plus fréquemment rencontrés :

- Zones d'absence de données : la carte doit alors etre extrapolée

• Zone d'érosion : le marqueur est réellement absent, une valeur codée doit être introduite dans le fichier représentant la carte.

• Zone de croisement des cartes dans le voisinage des limites d'onlap ou de downlap. Une vérification des cartes 2 à 2 s'impose.

Les cartes sont aussi complétées pour aboutir à un ensemble cohérent (fig.III.7). Le logiciel SUBTEC possède les utilitaires qui permettent de coller dans la zone de non-valeur les valeurs d'une autre carte soit au-dessous ou au-dessus et de corriger les zones de superposition.

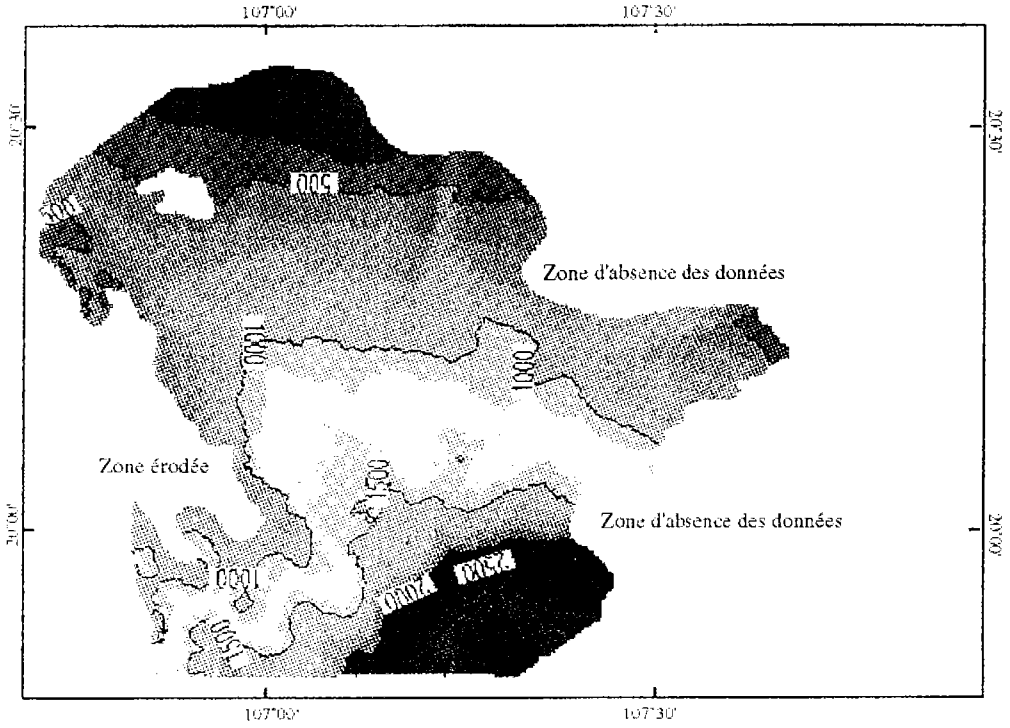
III.2.2. Faciès lithologiques et courbes de porosité-profondeur

La détermination satisfaisante du faciès lithologique pour tout le bassin n'est pas réaliste tant qu'on ne possède pas assez de données de puits. Ce problème a déjà été discuté dans le paragraphe précédent (partie de l'interprétation des données sismiques). On remarque seulement que les faciès lithologiques définis par les cartes de faciès sont les lithologies moyennes représentant les trois faciès principaux du Bassin du Fleuve Rouge : faciès de plaine deltaïque, de shoreface et d'offshore. Ces trois faciès principaux regroupent deux pôles lithologiques purs : argile et grès dont les courbes de porosité-profondeur sont représentées sur la fig.III.3.

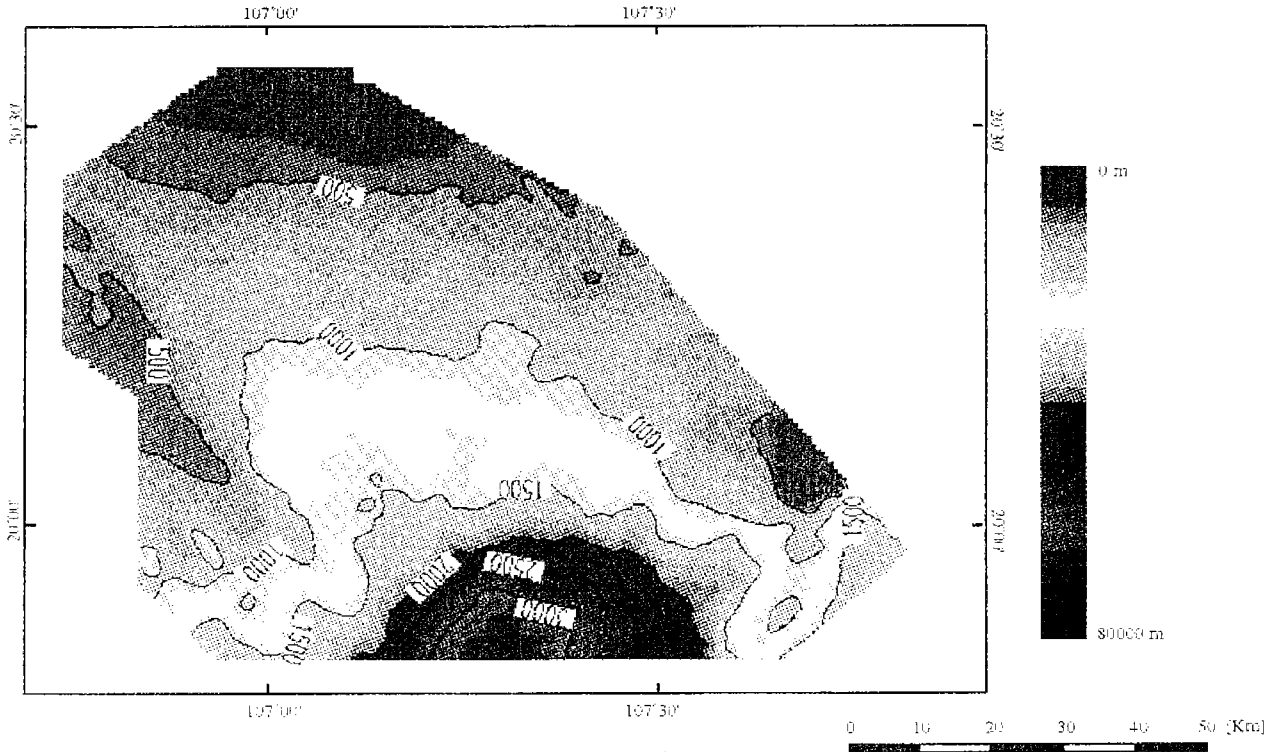
Les trois faciès principaux du Bassin du Fleuve Rouge sont estimés à partir des données de deux puits de forage 103TH-1X et 103TG-1X. Les données de ces deux puits sont interprétées en termes de lithofaciès (Voir le paragraphe II.4). L'estimation de la teneur moyenne sable-argile de chaque faciès est calculée sur toute la colonne du puits. Les résultats sont représentés dans le tableau 3 ci-dessous :

Teneur (%) / Faciès	Argile (%)	Grès (%)
Plaine deltaïque	80	20
Shoreface	30	70
Offshore	100	0

Tableau 3 : La teneur moyenne en sable et en argile des trois principaux faciès définis dans le Bassin du Fleuve Rouge.



(a) Carte isobathe de la surface S6 (13,8 Ma) importée de CHARISMA



(b) Carte isobathe de la surface S6 (13,8 Ma) adaptée à SUBTEC (collée à la surface inférieure S5).

Fig.III.7 : Exemple de l'adaptation des cartes provenant de CHARISMA aux cartes utilisées dans SUBTEC.

Les trois faciès ainsi définis sont introduits dans SUBTEC et le logiciel calcule automatiquement les courbes de porosité-profondeur (fig.III.8) qui seront utilisées pour le calcul de décompaction.

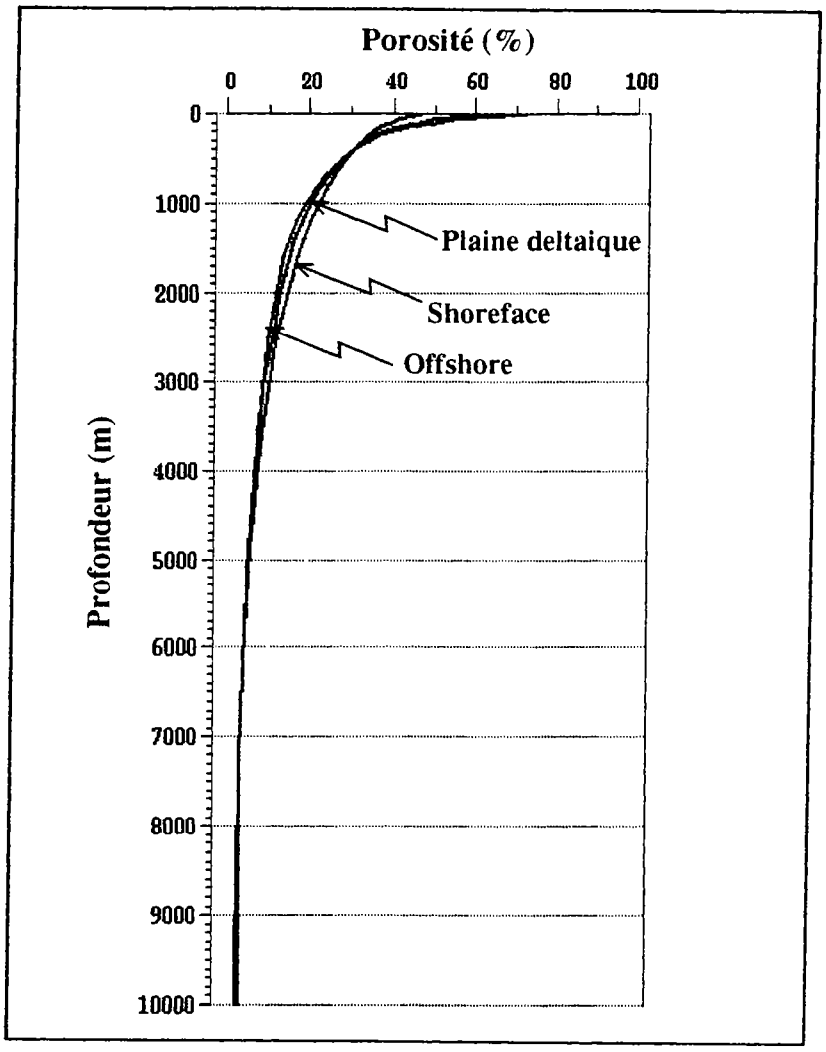


Fig.III.8 : Courbes de Porosité - Profondeur calculée par SUBTEC pour les faciès de plaine deltaïque et de shoreface. Pour le faciès d'offshore, on utilise la courbe porosité -profondeur des argiles.

III.2.3. Paléobathymétrie

Le problème de l'estimation de la paléobathymétrie est déjà abordé dans le paragraphe II.3.4. On note seulement que durant le calcul de décompaction, les données de la bathymétrie seront re-examinées pour avoir une cohérence avec la topographie des couches décompactées au cours du temps. Ainsi, on peut réajuster la paléobathymétrie pour obtenir les résultats cohérents sur l'ensemble du bloc 3D.

III.2.4. Correction de l'eustatisme

La variation du niveau eustatique est supposée dépendre de l'évolution tectonique propre de chaque bassin en question, c'est-à-dire vis à vis des événements géodynamiques majeurs et contemporains. C'est pourquoi, en l'absence d'étude fiable de la variation du niveau eustatique dans l'ensemble du Bassin du Fleuve Rouge, la correction de celle-ci est déconseillée par la simple application de la courbe de variation eustatique de Vail/Haq (Allen et Allen, 1992). De plus, l'amplitude de variation du niveau eustatique définie par Haq et al (1990) peut être surestimée (Allen et Allen, 1992). Ceci explique pourquoi on n'a pas pris en compte des corrections de l'eustastisme pendant le calcul de l'accommodation.

III.2.5. Problème de calcul des érosions

L'estimation des épaisseurs érodées n'est pas toujours évidente. A une époque donnée, les dépôts de sédiments pourraient subir des érosions dues à la chute du niveau eustatique ou au mouvements tectoniques (soulèvement) c'est-à-dire que les érosions pourraient être contemporaines au dépôt ou post-dépôt.

Il n'existe aucune méthode générale pour le calcul des épaisseurs érodées de sédiments. Selon les cas et les données disponibles, on peut faire ce calcul différemment. La méthode la plus simple est de calculer directement sur les profils sismiques en acceptant le fait que l'épaisseur érodée estt la partie manquante si on prolonge la limite paraconcordante parallèlement aux strates dans la zone d'érosion. Cette méthode est applicable seulement dans les cas très simples et ne tient pas compte des effets de compaction.

Dans notre cas d'étude, on calcule l'épaisseur des sédiments érodés par la méthode itérative. Cette méthode s'opère de la manière suivante :

On procède à des calculs de décompaction des couches de sédiments sans tenir compte des érosions. À partir de ces coupes restaurées on calcule l'épaisseur des sédiments érodés. Par exemple, la coupe restaurée à 5,5 Ma (S9) où l'on veut calculer l'érosion affectée par la surface de discordance S9 (5,5 Ma, fig.III.9). On voit bien que les séries S4-S5, S5-S6, S6-S7, S7-S8, S8-S9 sont touchées par la surface d'érosion S9.

Pour calculer des épaisseurs érodées, deux méthodes d'estimation sont utilisées : soit par extrapolation, soit par soustraction. Cela dépend des cas. Dans notre cas, on fait des calculs des épaisseurs érodées durant deux périodes importantes : 15,5 Ma et 5,5 Ma, et pour chaque érosion, une méthode d'estimation différente sera utilisée.

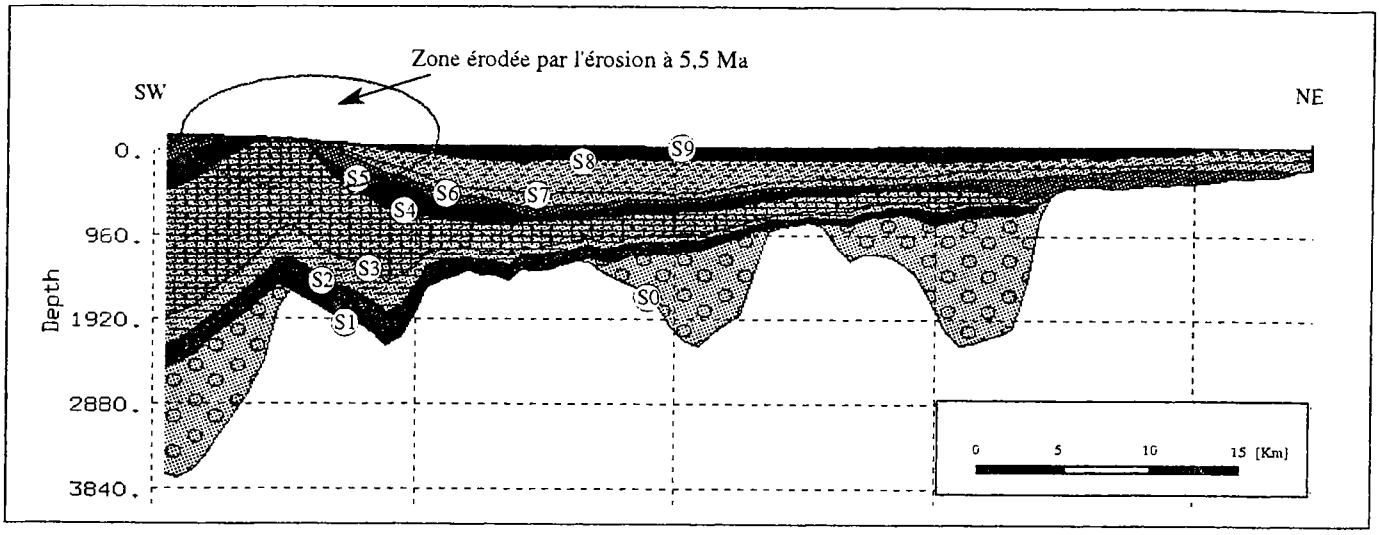


Fig.III.9 : Coupe géologique restaurée à 5,5 Ma montrant les séries S4-S5, S5-S6, S6-S7, S7-S8 et S8-S9 affectées par l'érosion à 5,5 Ma.

III.2.5.1. Érosion à 15,5 Ma

Pour calculer l'érosion à cette époque, on doit restaurer les couches de sédiments à cette époque 15,5 Ma (fig.III.10).

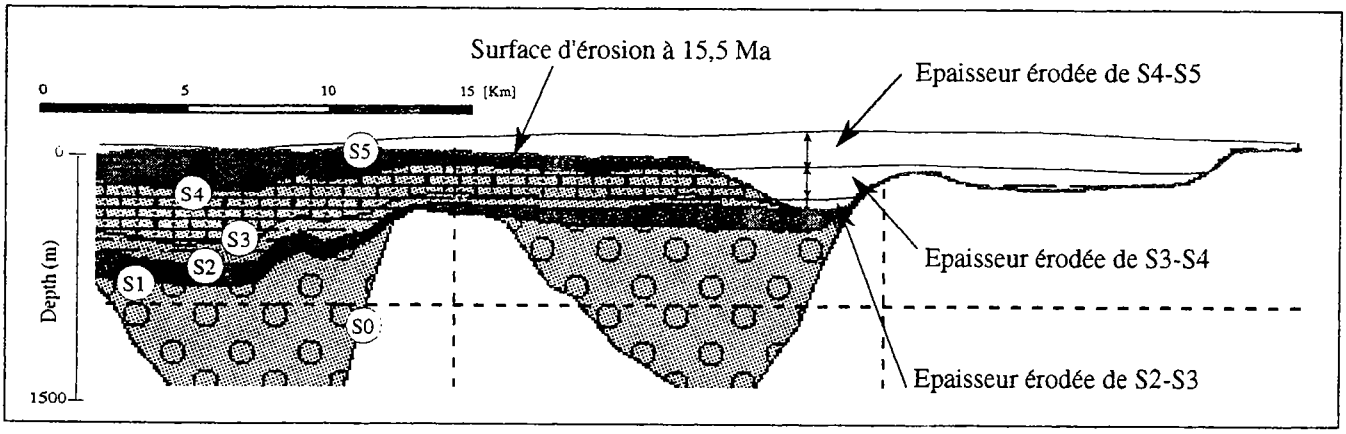


Fig.III.10 : Schéma illustrant la méthode de l'estimation des épaisseurs érodées par soustraction entre la base et le prolongement de la surface paraconcordance.

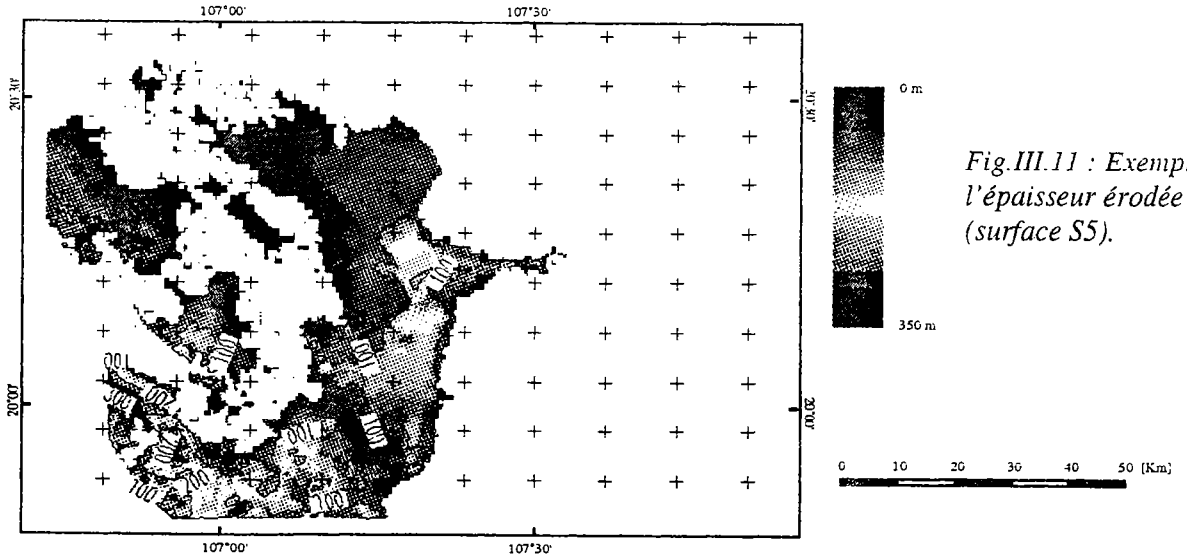


Fig.III.11 : Exemple d'une carte de l'épaisseur érodée de S4-S5 à 15,5 Ma (surface S5).

À partir de cette coupe, on estime que l'épaisseur des sédiments érodés sera la différence entre la base (la surface d'érosion) et le prolongement de la surface paraconcordante. Dans notre cas, on accepte que cette surface soit celle qui passe le point le plus haut de l'érosion que l'on peut voir ici. À partir de plusieurs coupes passant par des zones érodées, on arrive à construire cette surface sur l'ensemble de la zone érodée. On peut calculer la carte des épaisseurs érodées comme la carte de différence des deux surfaces : la surface d'érosion à la base et la surface qu'on vient de créer (fig.III.11).

La carte des épaisseurs érodées sera introduite dans SUBTEC pour le calcul de décompaction. Le résultat du calcul de décompaction sera examiné du point de vue de la morphologie du bassin et de la vitesse de subsidence tectonique. Et on ajustera la carte des épaisseurs érodées jusqu'à ce qu'on trouve une cohérence raisonnable de tous les paramètres ci-dessus.

III.2.5.2. Érosion à 5,5 Ma

Pour calculer les épaisseurs érodées à cette époque, on utilise la méthode d'extrapolation des limites des séries dans la zone érodée. Pour chaque limite, on ajoute les points de contrôle et l'extrapolation se fait sur la base de ces points de contrôle (fig.III.12). Les épaisseurs érodées seront la différence entre deux surfaces restaurées dans la zone érodée. Ces épaisseurs érodées seront introduites dans SUBTEC pour le calcul de décompaction. On procède de la même façon jusqu'à ce qu'on obtienne les résultats cohérents pour l'ensemble des couches.

On pourrait procéder de la même façon pour estimer d'autres érosions. Mais ces deux érosions sont les plus importantes aussi bien du point de vue tectonique qu'eustatique et sont les seules prises en compte.

III.3. RÉSULTATS DE CALCUL ET ANALYSE DE LA SUBSIDENCE.

III.3.1. Résultats de calcul

Les résultats de calcul sont stockés pour chaque étape géologique et comprennent :

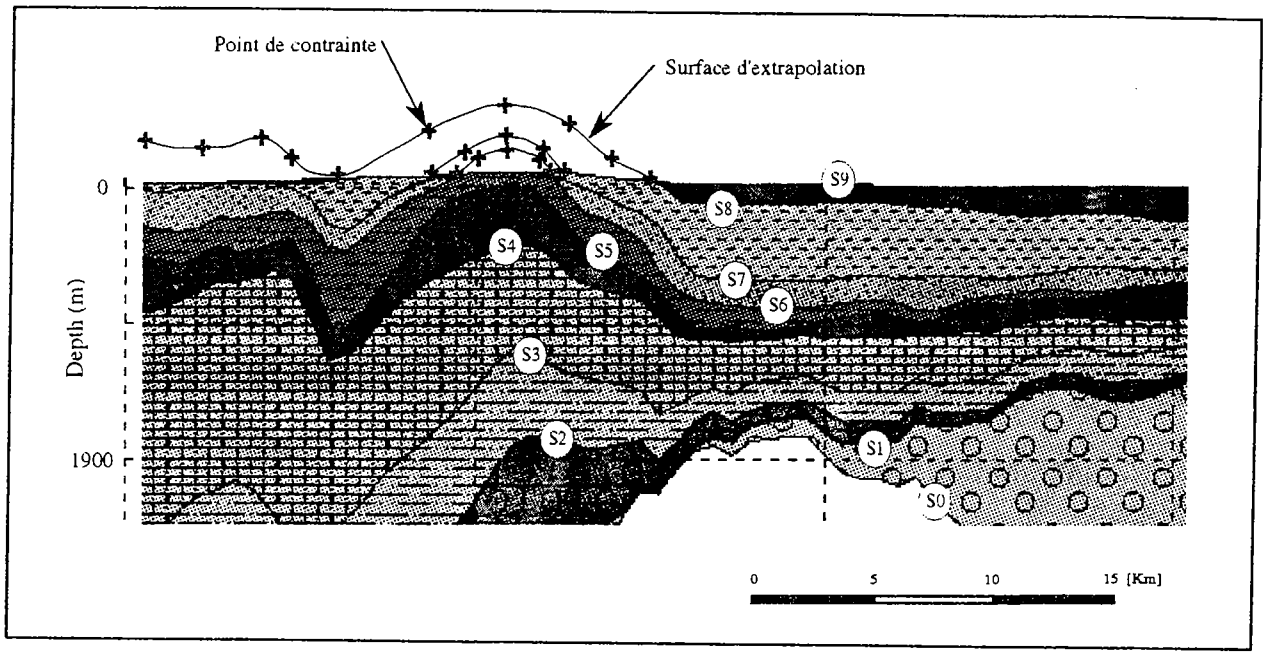


Fig.III.12 : Schéma illustrant la méthode de l'estimation des épaisseurs érodées par extrapolation dans la zone érodée.

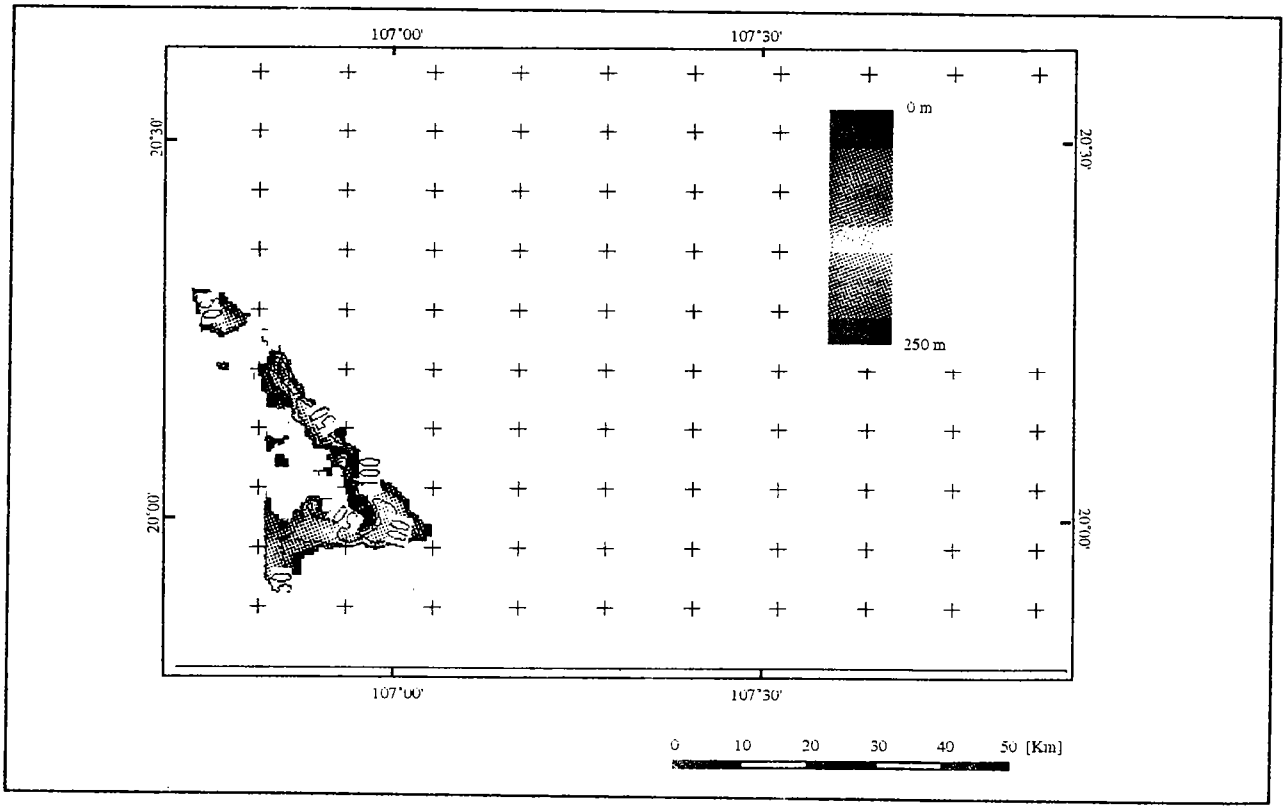


Fig.III.13 : Exemple d'une carte de l'épaisseur érodée de S8-S9 à 5,5 Ma (surface S9)

- Les cartes de profondeurs des différents horizons géologiques restaurés. Les deux coupes suivant la direction NW-SE et SW-NE sont représentées sur la fig.III.14 (a) et fig.III.14 (b) illustrant l'évolution du bassin au cours du temps.

- Les cartes de la subsidence tectonique totale depuis les premiers dépôts jusqu'à l'âge de l'étape (en tenant compte de la compensation isostatique locale).

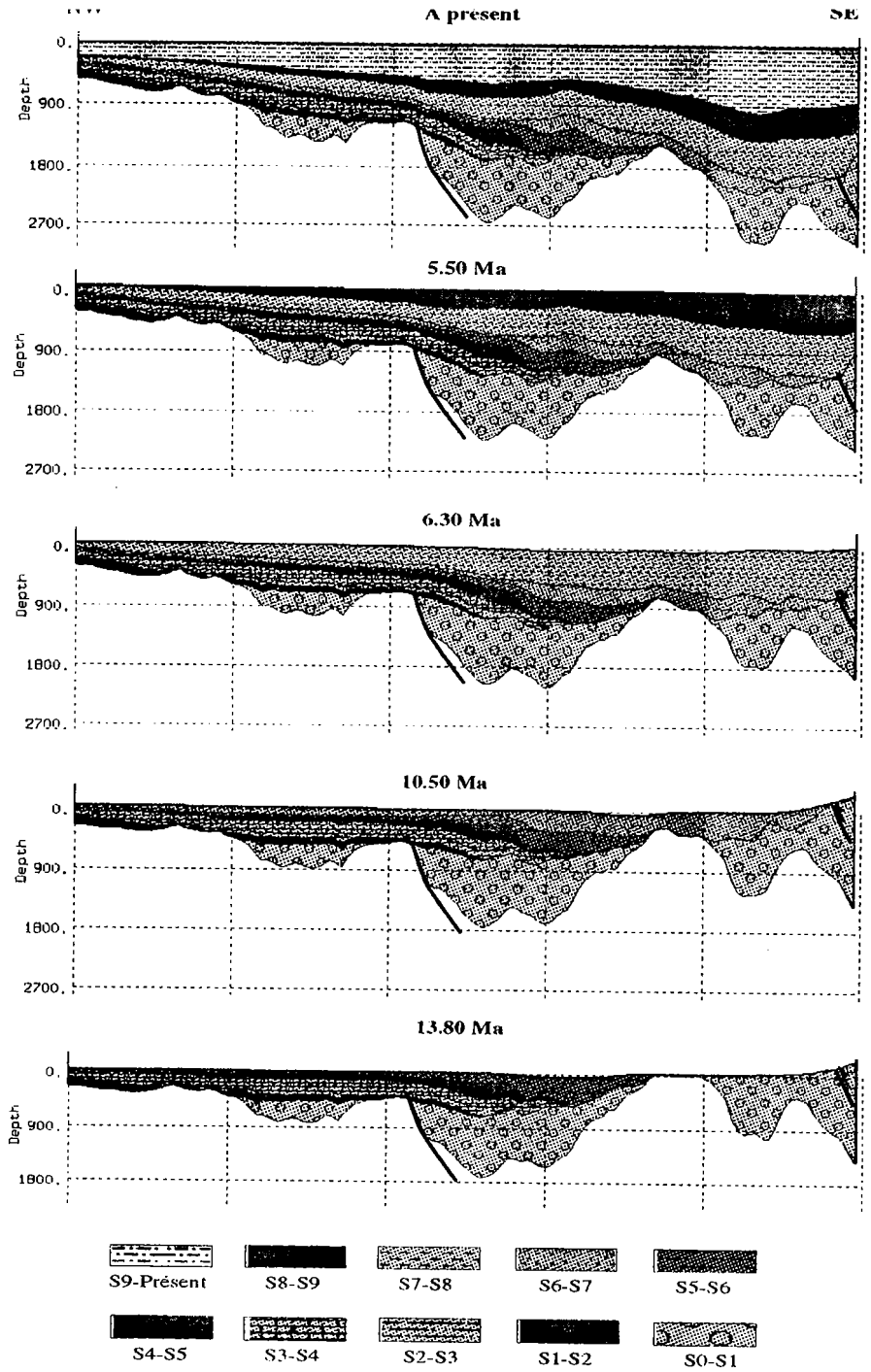
À partir de ces résultats, on peut calculer les cartes de l'accommodation totale qui est la somme de la profondeur restaurée et de la paléobathymétrie à chaque époque donnée ainsi que les cartes de la variation de l'accommodation et de la vitesse de la variation de l'accommodation (ou la vitesse de la 'subsidence') pour chaque période considérée.

III.3.2. Analyse de subsidence

Comme on l'a déjà mentionné ci-dessus, la correction de la variation du niveau eustatique n'a pas été prise en compte pendant le calcul de décompaction, c'est pourquoi la 'subsidence tectonique' calculée par ici ne représente pas réellement le seul mouvement du substratum mais plutôt l'accommodation résultant de ce mouvement et les variations du niveau eustatique. On représente ci-dessous la carte de l'accommodation calculée pour chaque étape qui est l'espace disponible pour l'accumulation du dépôt sédimentaire.

III.3.2.1. Période de S0-S1 (36-30 Ma)

Cette étape est la période de rifting de la marge de Chine du sud. Cette phase de rifting est l'origine de la formation des grabens dans le bassin de Beibu et dans le bassin du Fleuve Rouge (paragraphe III.2.2.2). C'est le cas typique de 'rifting' où on voit l'apparition des failles normales et le basculement des blocs. La vitesse de subsidence est aussi caractéristique de la période de 'rifting' : 250 m/Ma à 300 m/Ma. Toutefois, la subsidence est plus forte dans le système des grabens de direction NW-SE, surtout dans la zone de dépôtcentre du Bassin du Fleuve Rouge, à l'ouest de la faille de SONG LO (fig.III.15b) où l'accommodation atteint plus de 2000 m (fig.III.15a) et la vitesse de 'subsidence' est 350 m/Ma. Cet effet est dû au décrochement sénestre le long du système des failles du Fleuve Rouge et à la rotation du bloc Indochinois durant la période Éocène-Oligocène inférieure (paragraphe II.2.2.3).



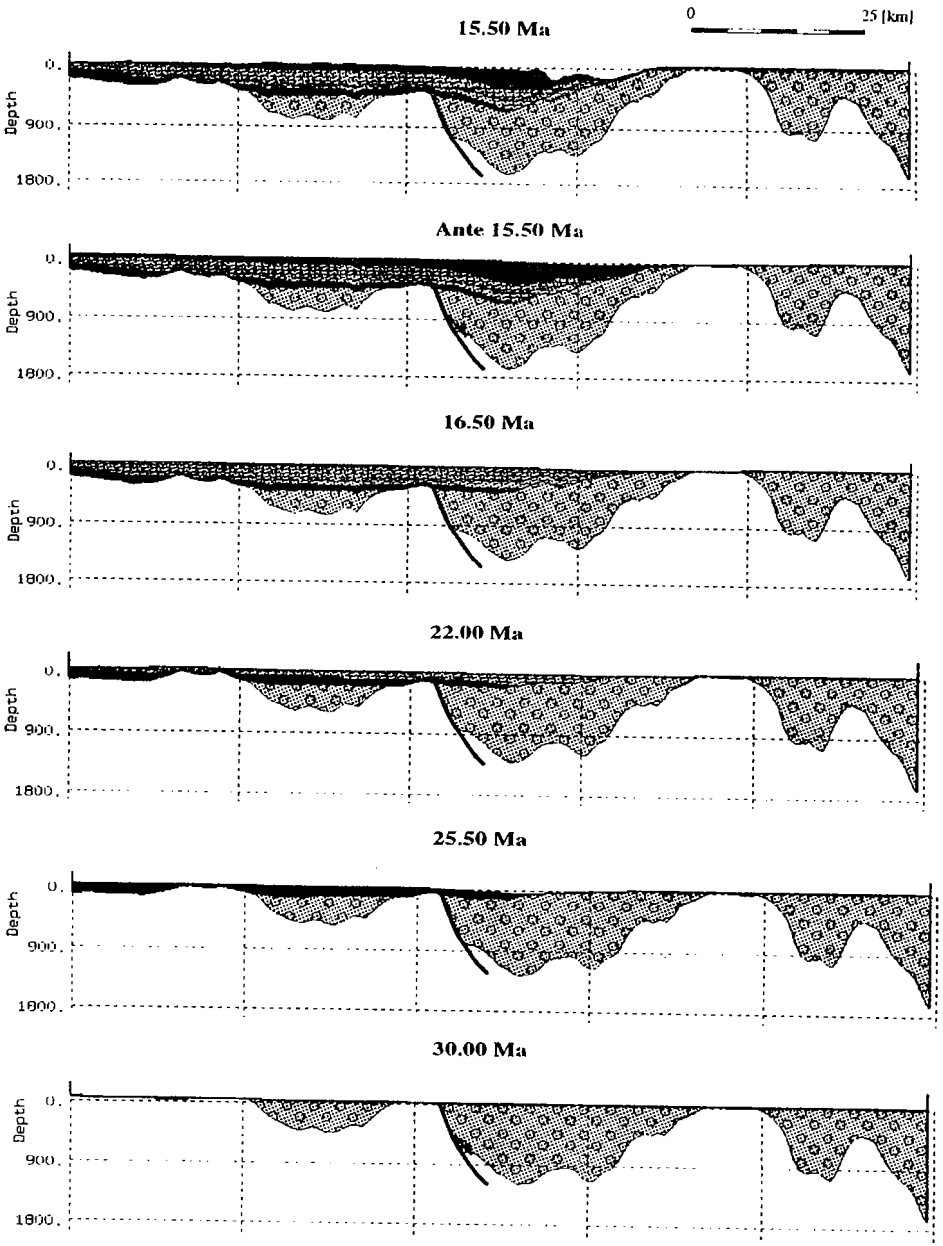


Fig.III.14 (a) : Coupe No8 de direction NW-SE du Bassin du Fleuve Rouge montrant l'évolution des séquences au cours du temps.

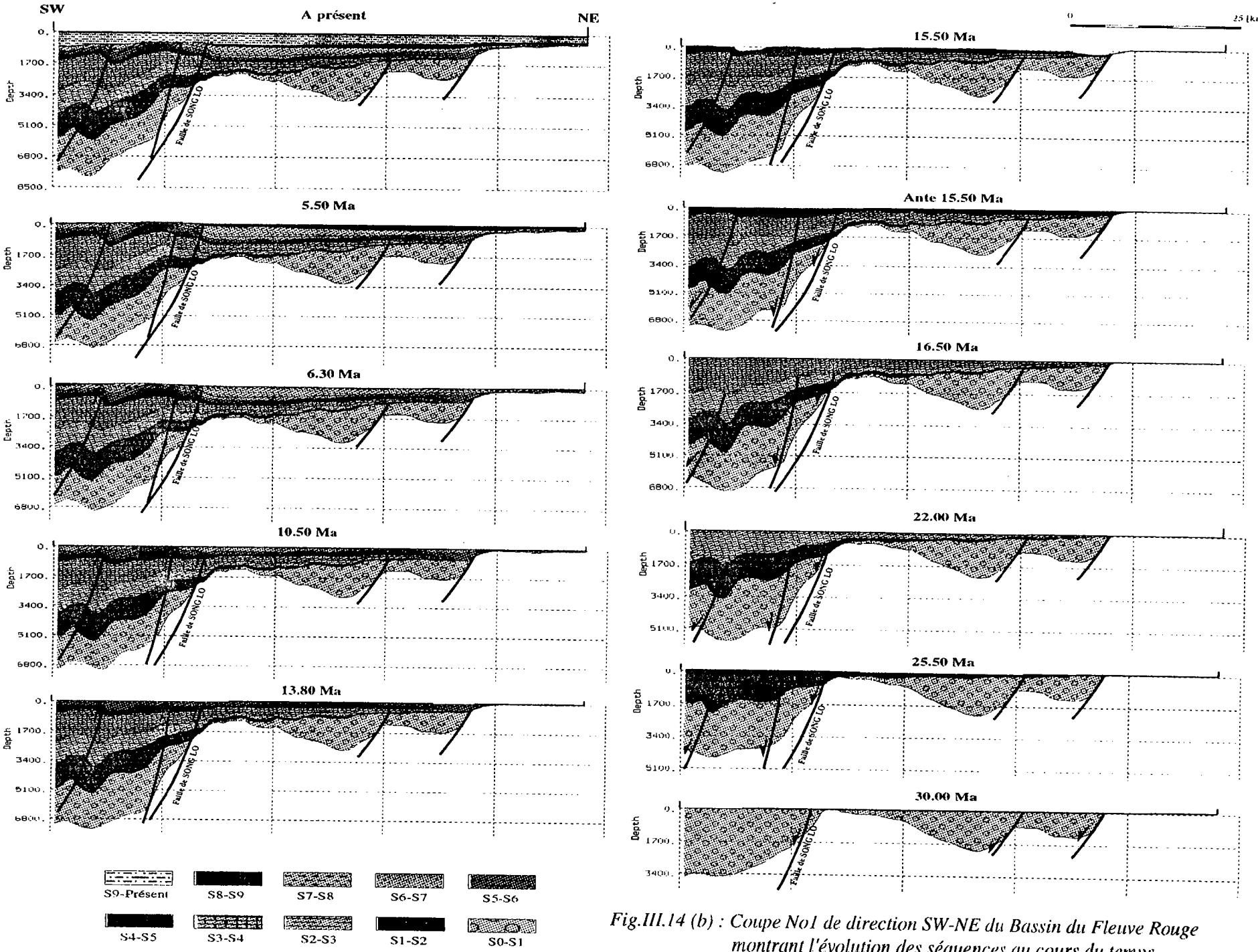


Fig.III.14 (b) : Coupe No1 de direction SW-NE du Bassin du Fleuve Rouge montrant l'évolution des séquences au cours du temps.

L'analyse des courbes de subsidence sur la coupe transversale SW-NE du bassin (fig.III.28) montre clairement que la subsidence est presque nulle en dehors des grabens. Au contraire dans les grabens les courbes sont marquées par un gradient très fort. Et ce gradient est aussi différent pour les différents points sur la coupe. Au point No14 qui se trouve dans la zone du dépôtcentre, on voit que la subsidence totale est plus forte et atteint plus de 3000 m. Sur la coupe longitudinale NW-SE (fig.III.27) on observe la même chose, sauf que la subsidence totale est plus faible par rapport à celle dans la zone du dépôtcentre.

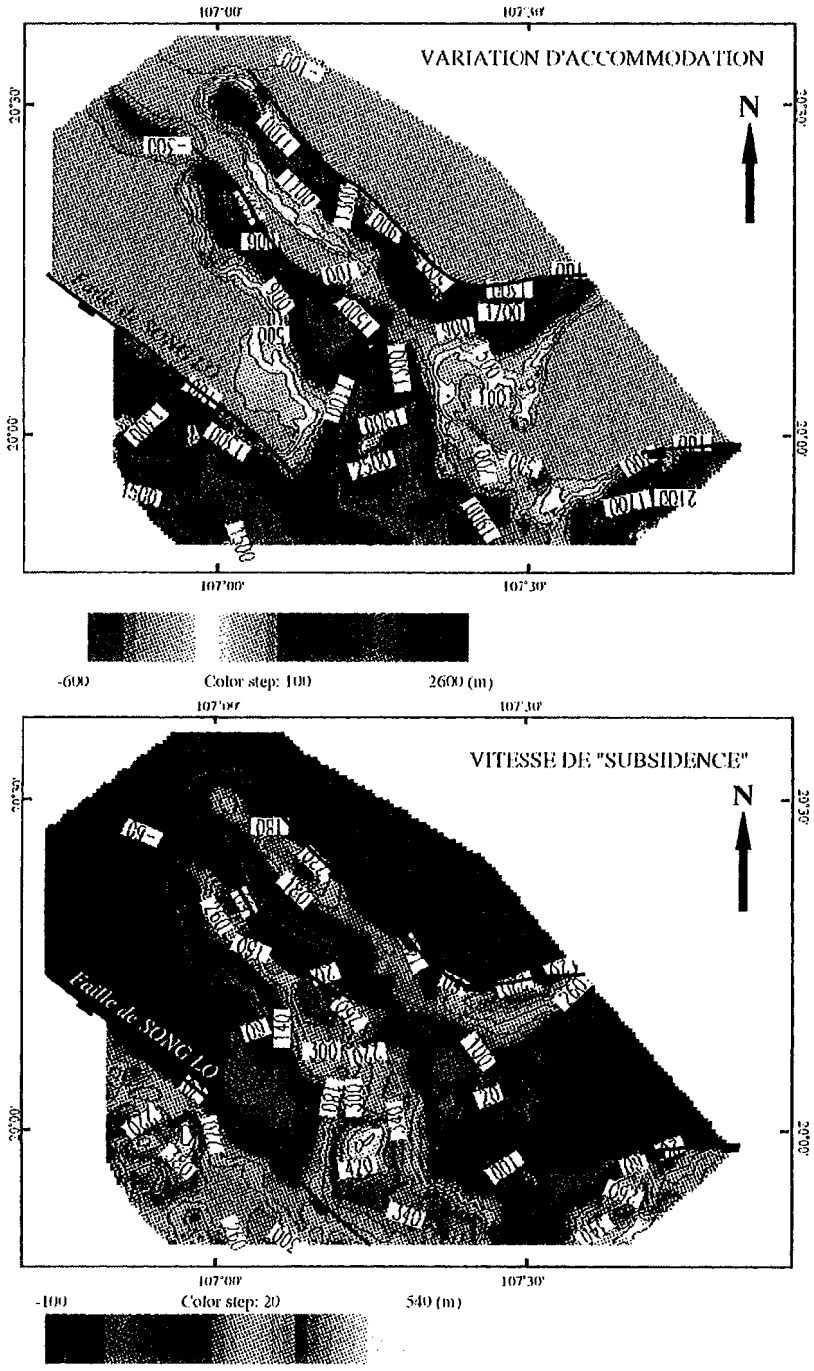
III.3.2.2. Période S1-S4 (30-16,5 Ma)

Cette période est caractérisée par une forte activité dans la zone du dépôtcentre du Bassin du Fleuve Rouge. Sur le flanc de bordure du bassin, à l'Est de la faille de SONG LO, on ne voit plus les incidents tectoniques de la période de 'rifting' (figs.III.18 a, III.19 a et III.20 a). Le taux de 'subsidence' est très faible, de l'ordre de 20 à 40 m/Ma et le gradient de 'subsidence' augmente dans la direction du dépôtcentre. Ceci est caractéristique du régime de subsidence thermique. Mais à l'Ouest de la faille de SONG LO, on enregistre encore une forte 'subsidence': 1800 m pendant S1-S2 et 1000 m pour S2-S3 et S3-S4. Si on regarde le taux de 'subsidence', on trouve qu'il est de l'ordre de 400 m/Ma pour S1-S2, de 300 m/Ma pour S2-S3 et de 260 m/Ma pour S3-S4 (figs.III.18 b, III.19 b et III.20 b). Cette forte vitesse de 'subsidence' est caractéristique d'une activité tectonique. Sur les courbes de subsidence totale, cette période est représentée par une droite dont la pente est presque nulle dans la zone de bordure du bassin, à l'Est de la faille de SONG LO où on ne voit que l'effet de la subsidence thermique (fig.III.27). Mais dans la zone du dépôtcentre à l'Ouest de la faille de SONG LO, le gradient de subsidence est très fort. Cela explique le régime de transtension continue jusqu'à 16,5 Ma (fig.III.28) et il montre encore une fois que le décrochement sénestre le long du système de failles du Fleuve Rouge poursuivit encore même l'intensité de décrochement a déjà diminué graduellement vers 16,5 Ma (fig.III.16).

Dans la zone du dépôtcentre, l'effet de la subsidence tectonique se superpose avec la subsidence thermique et diminue avec le temps.

III.3.2.3. Période S4-S7 (16,5-10,5 Ma)

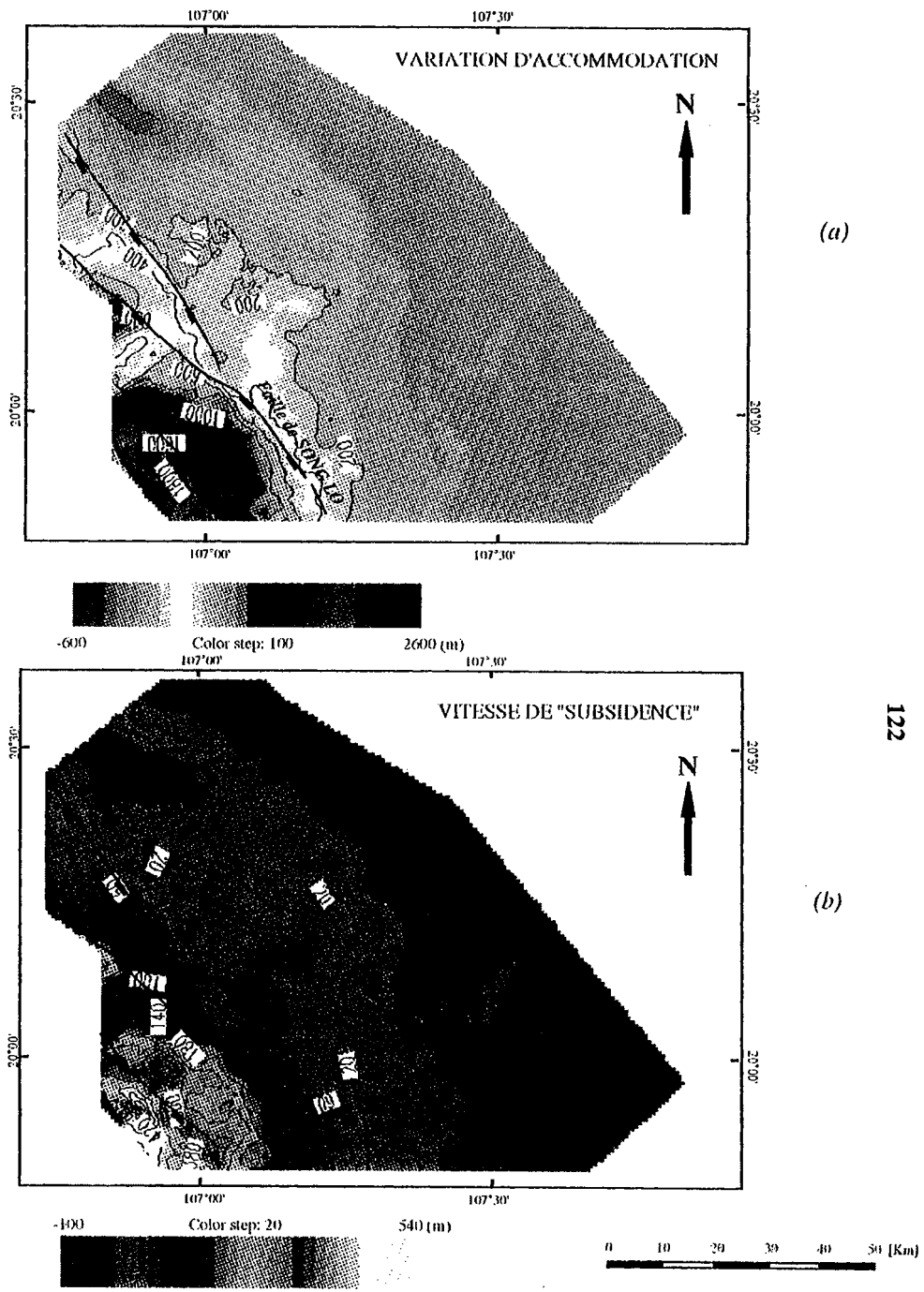
Cette période est la période de la transition du régime de transtension au régime de transpression dans le Bassin du Fleuve Rouge. Plus loin au Sud du Bassin du Fleuve Rouge, la direction de l'ouverture de la mer de l'Est (mer de Chine du Sud) devient N-S (Briais et al, 1993, Rangin et al, 1995). L'ouverture de la mer de l'Est se termine vers 15,5 Ma (Briais et al, 1993).



(a)

(b)

Fig.III.15 : Étape S0-S1 (36-30 Ma) : carte de variation d'accomodation (a) et de vitesse de "subsidence" (b)



(a)

(b)

Fig.III.18 : Étape S1-S2 (30-25,5 Ma) : carte de variation d'accomodation (a) et de vitesse de "subsidence" (b)

Dans le Bassin du Fleuve Rouge, la réactivation de l'extension dans la direction NW-SE durant le passage du régime de transtension au régime de transpression, tandis que le système de failles de SONG LO semble inactif (fig.III.21, 22 et 23), montre le changement de la cinématique dans l'ensemble de la région. Cette phase tectonique est liée plutôt à l'extension du bassin de Beibu durant la phase tectonique de Namhai (Chen et al, 1993). On voit que durant cette période de transition, la subsidence thermique est dominante (la vitesse de 'subsidence' est de l'ordre de 20 à 60 m/Ma), sauf dans la partie qui a subi l'effet de l'extension (la vitesse de 'subsidence' est de l'ordre de 120 à 260 m/Ma).

La période S4-S5 montre l'anomalie de la vitesse de 'subsidence' qui est de l'ordre de 300 à 380 m/Ma (fig.III.19 b). Cette vitesse est beaucoup supérieure à la vitesse moyenne de la 'subsidence' tectonique durant la période de transition (de l'ordre de 150 m/Ma). Cette anomalie résulte probablement du problème de la datation. En fait, ce problème a été évoqué pendant la phase d'interprétation des données sismiques à propos de l'incertitude sur la datation des limites des unités sismiques. On considère que l'anomalie de la vitesse de 'subsidence' durant S4-S5 est due à une erreur de la datation des limites de cette unité sismique, probablement celle de 16,5 Ma.

III.3.2.4. Période S7-S9 (10,5-5.5 Ma)

La période S7-S9 marque l'inversion dans la zone du dépôtcentre du Bassin du Fleuve Rouge. Cette inversion est conséquence du changement du régime de transtension au régime de transpression. Ce changement des contraintes est dû probablement à la propagation du pôle de rotation le long du système de failles de décrochement de l'Ailao-Fleuve Rouge (Mark Harrison et al, 1996) (fig.III.17).

L'inversion atteint son paroxysme durant la période S7-S8 (fig.III.24). Dans la zone du dépôtcentre à l'Ouest de la faille de SONG LO, l'inversion est caractérisée par une accommodation négative. Le soulèvement est de l'ordre de 40 m/Ma et l'altitude du sommet de la structure atteint quelques 200 m. L'épaisseur érodée est estimée à 350 m environ (d'après les calculs dans SUBTEC). L'accumulation des dépôts au flanc Est de la faille de SONG LO atteint 800 m environ (fig.III.24 a). Le gradient de 'subsidence' augmente progressivement vers la zone de faille de SONG LO. Ceci témoigne de l'effet de flexure dû à l'inversion et à la surcharge de sédiment au pied de cette faille.

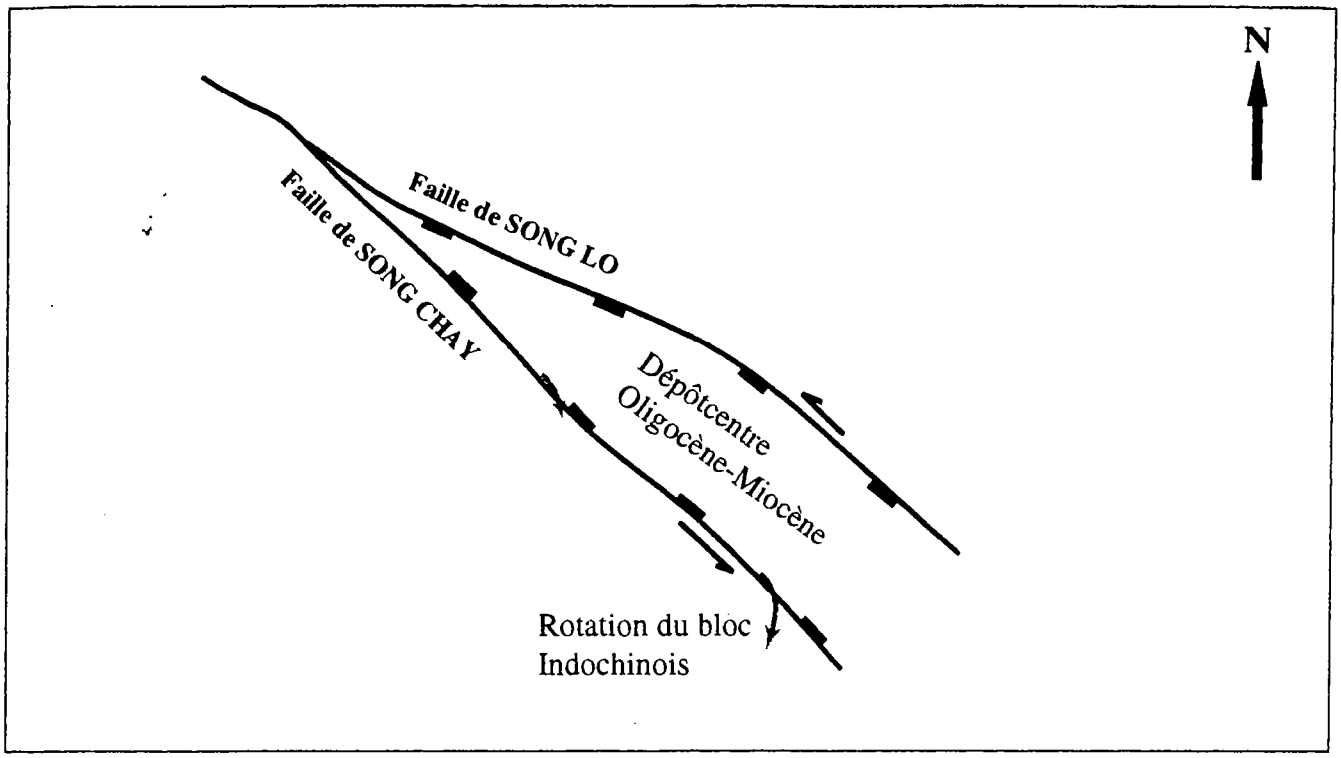


Fig.III.16 : Shéma illustrant le régime de transtension durant la période de 'post-rift' dans le Bassin du Fleuve Rouge.

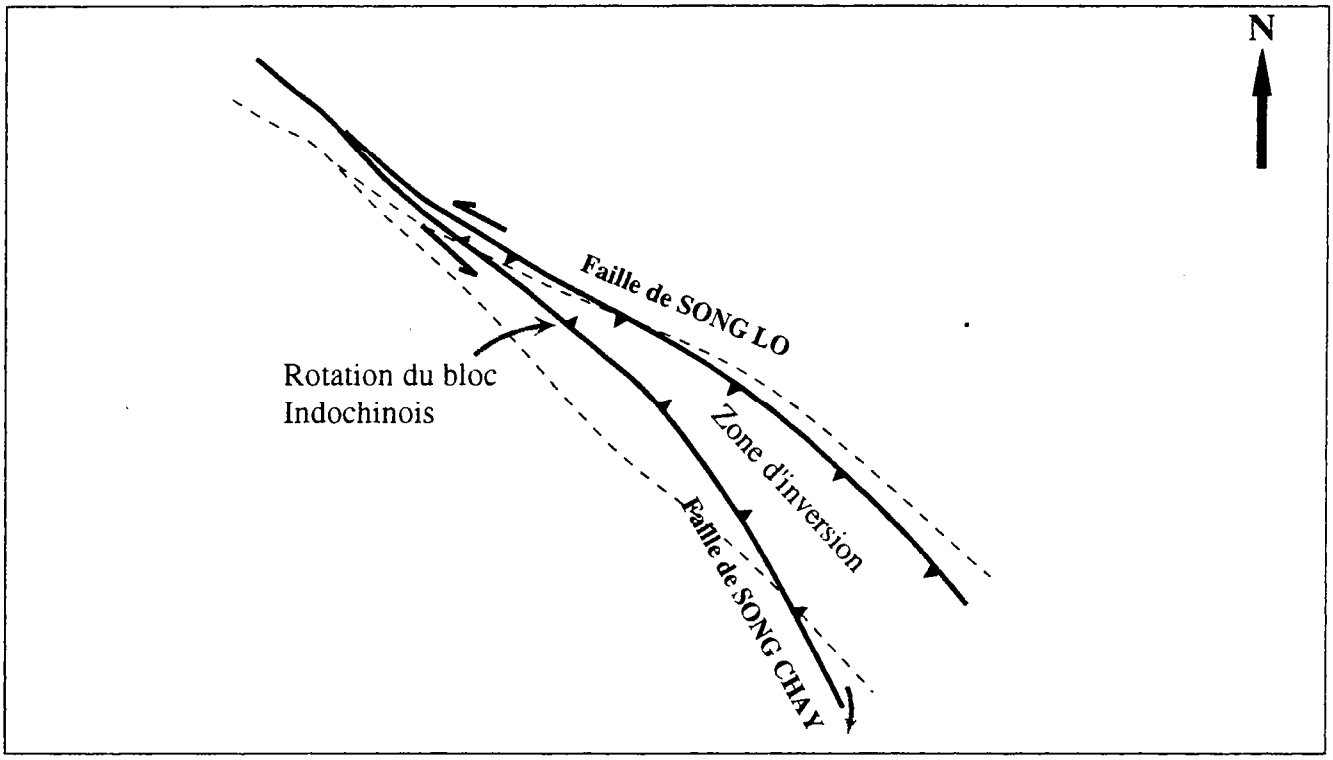
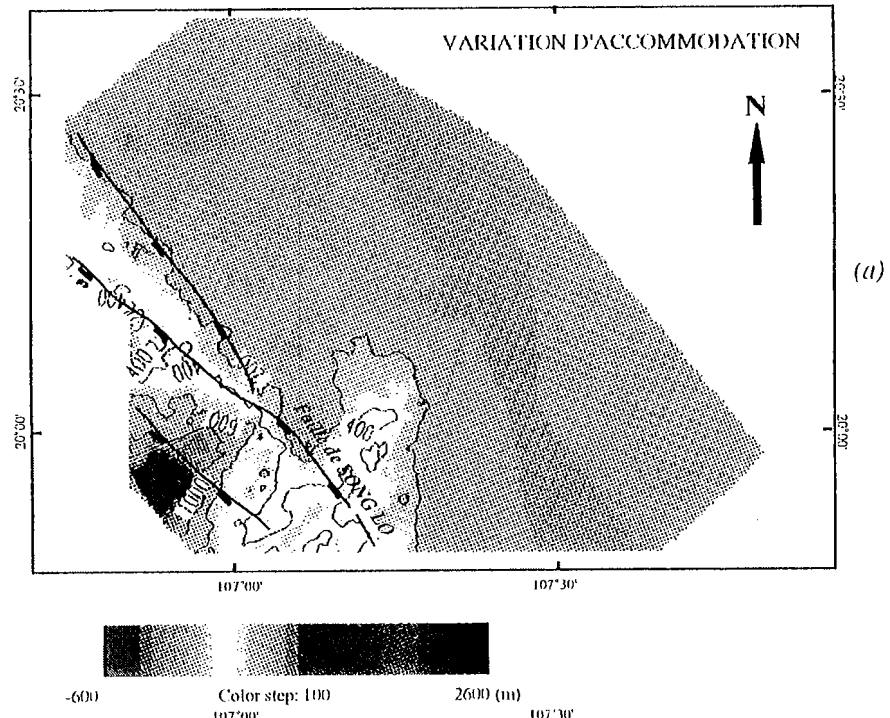
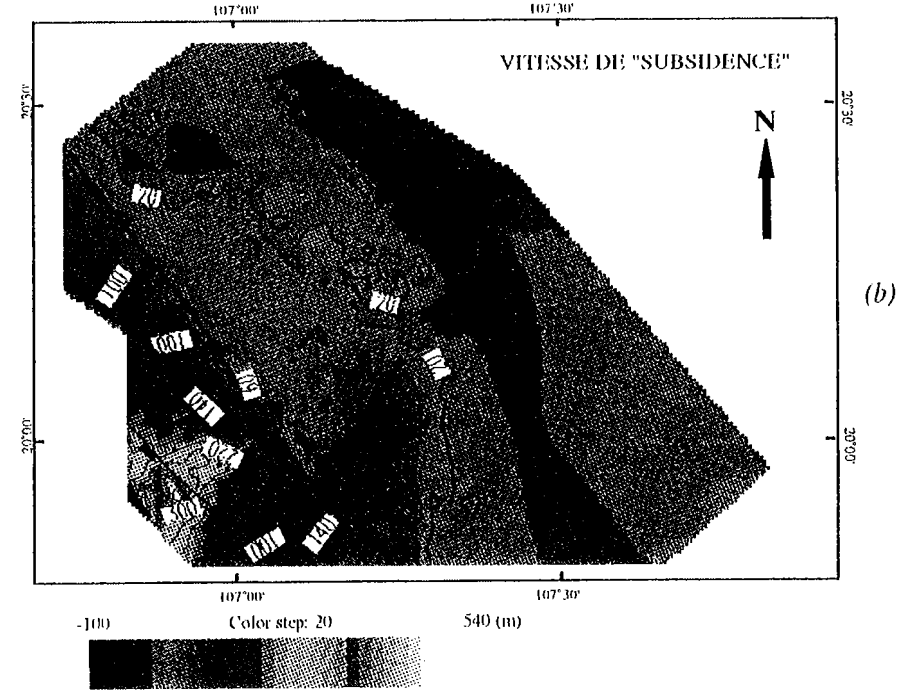


Fig.III.17 : Shéma illustrant le régime de transpression durant la période d'inversion dans le Bassin du Fleuve Rouge.

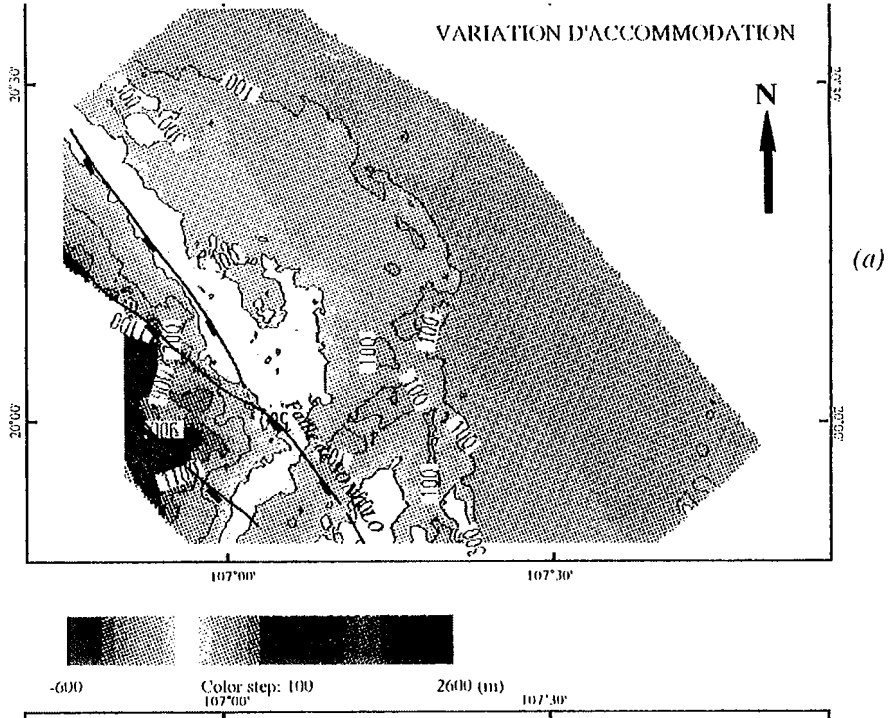


(a)

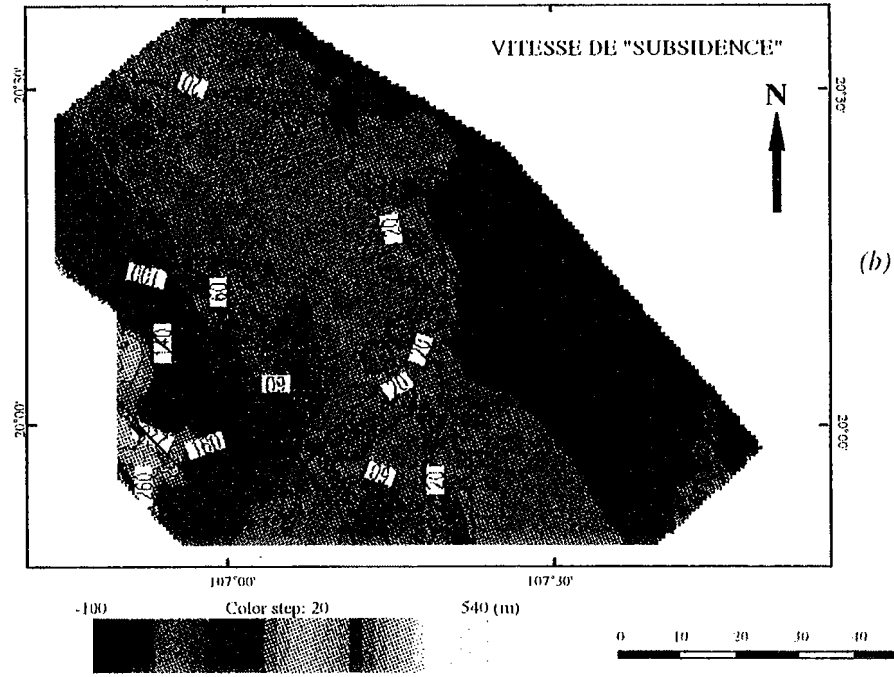


(b)

Fig.III.19 : Étape S2-S3 (25,5-22 Ma) : carte de variation d'accomodation (a) et de vitesse de "subsidence" (b)



(a)



(b)

Fig.III.20 : Étape S3-S4 (22-16,5 Ma) : carte de variation d'accomodation (a) et de vitesse de "subsidence" (b)

La période S8-S9 témoigne encore de l'inversion des structures dans la zone du dépôtcentre, mais l'intensité et l'ampleur de l'inversion ont déjà diminué (fig.III.25). On remarque que la vitesse de 'subsidence' dans quelques endroits situés sur la bordure du bassin a augmenté jusqu'à 650 m/Ma. Elle est très supérieure à la vitesse moyenne de 400 à 450 m/Ma enregistrée durant la phase d'extension (S0-S1). On rencontre à nouveau un témoin de l'incertitude de la datation. En effet, cette augmentation de la vitesse de 'subsidence' pourrait avoir pour origine une erreur de datation de la limite S8 et/ou S9.

On peut noter encore que l'inversion est plus prononcée dans la partie NE du dépôtcentre que dans la partie SE. Les données sismiques régionales montrent que l'effet de l'inversion est nul dans le Sud de notre zone d'étude. Ceci semble supporter l'hypothèse de Rangin et al, 1994, que le mouvement sénestre le long du système de failles du Fleuve Rouge continue jusqu'à 5,5 Ma même si son intensité est très faible. L'inversion des structures ne serait pas liée au décrochement dextre comme on l'avait cru auparavent.

III.3.2.5. Période S9-Présent (5,5-0 Ma)

C'est la période tectoniquement 'calme'. La vitesse de 'subsidence' dans le bassin est de l'ordre de 60 à 80 m/Ma et augmente jusqu'à 160 m/Ma dans la zone qui subit de l'effet de flexure (fig.III.26 b). Sur la coupe longitudinale du bassin, on voit que le gradient de la subsidence totale augmente très doucement jusqu'à la limite de la zone de flexure et est très fort au-delà de cette limite (point No5, fig.III.27).

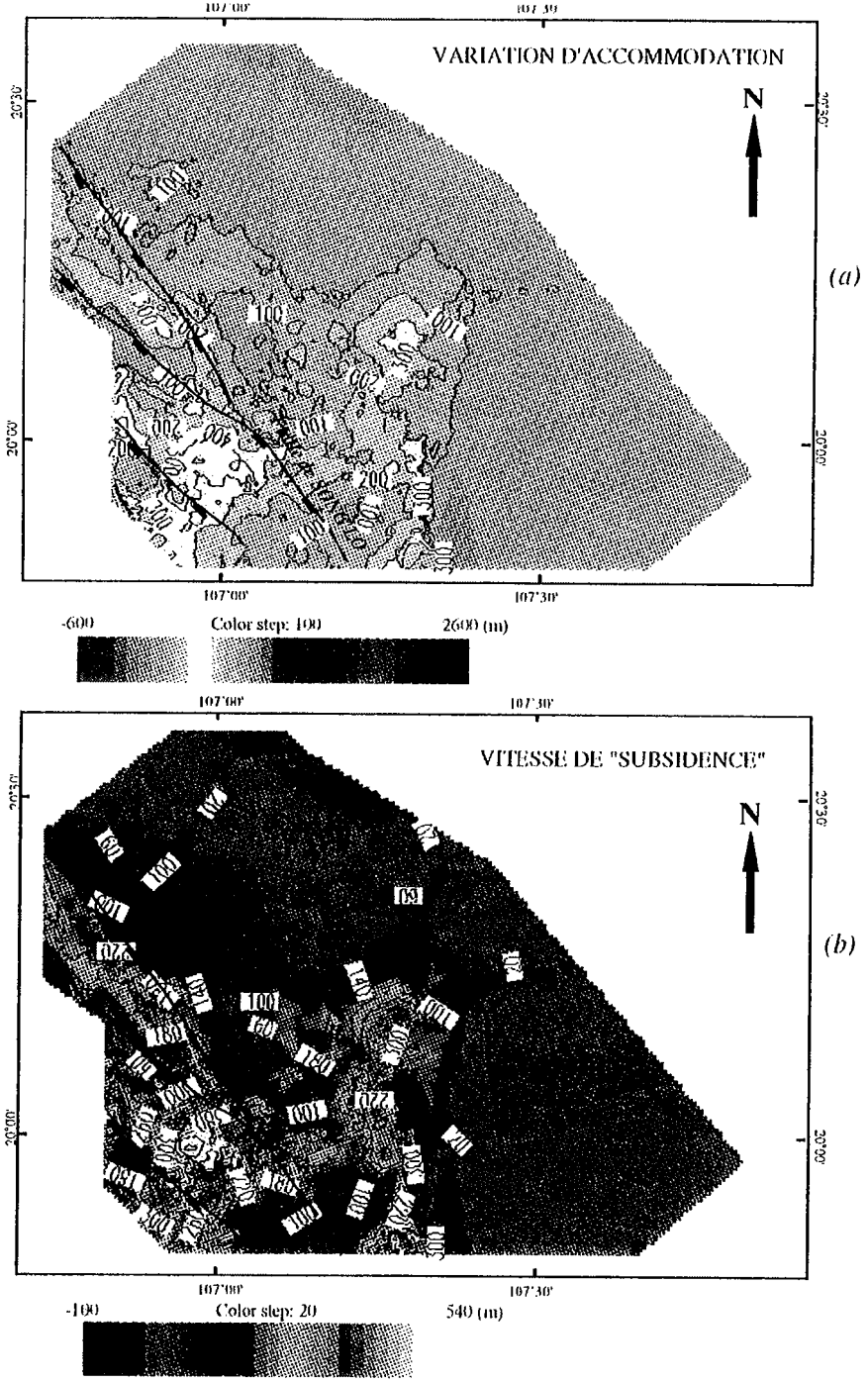


Fig.III.21 : Étape S4-S5 (16,5-15,5 Ma) : carte de variation d'accomodation (a) et de vitesse de "subsidence" (b)

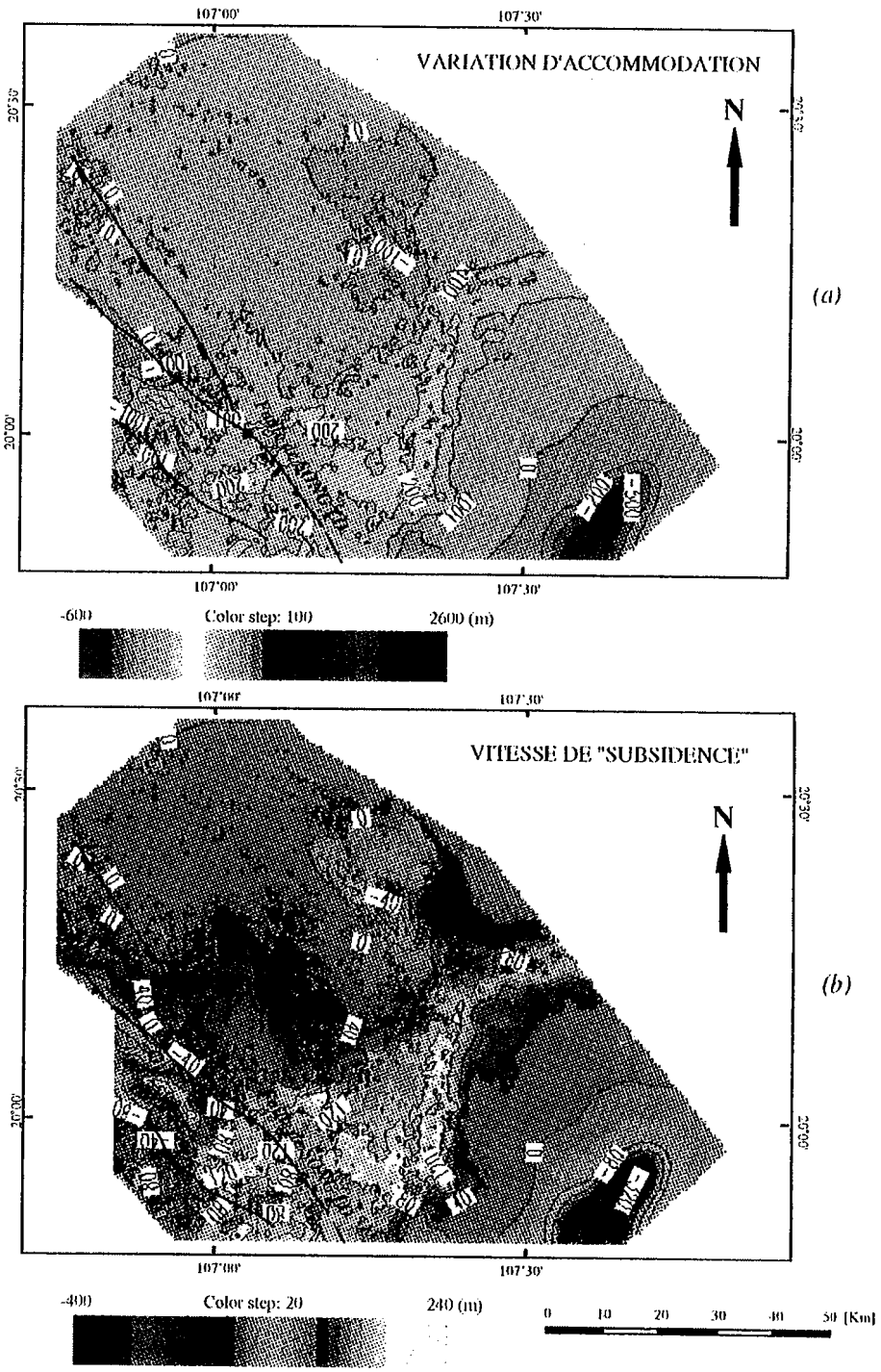


Fig.III.22 : Étape S5-S6 15,5-13,8 Ma) : carte de variation d'accomodation (a) et de vitesse de "subsidence" (b)

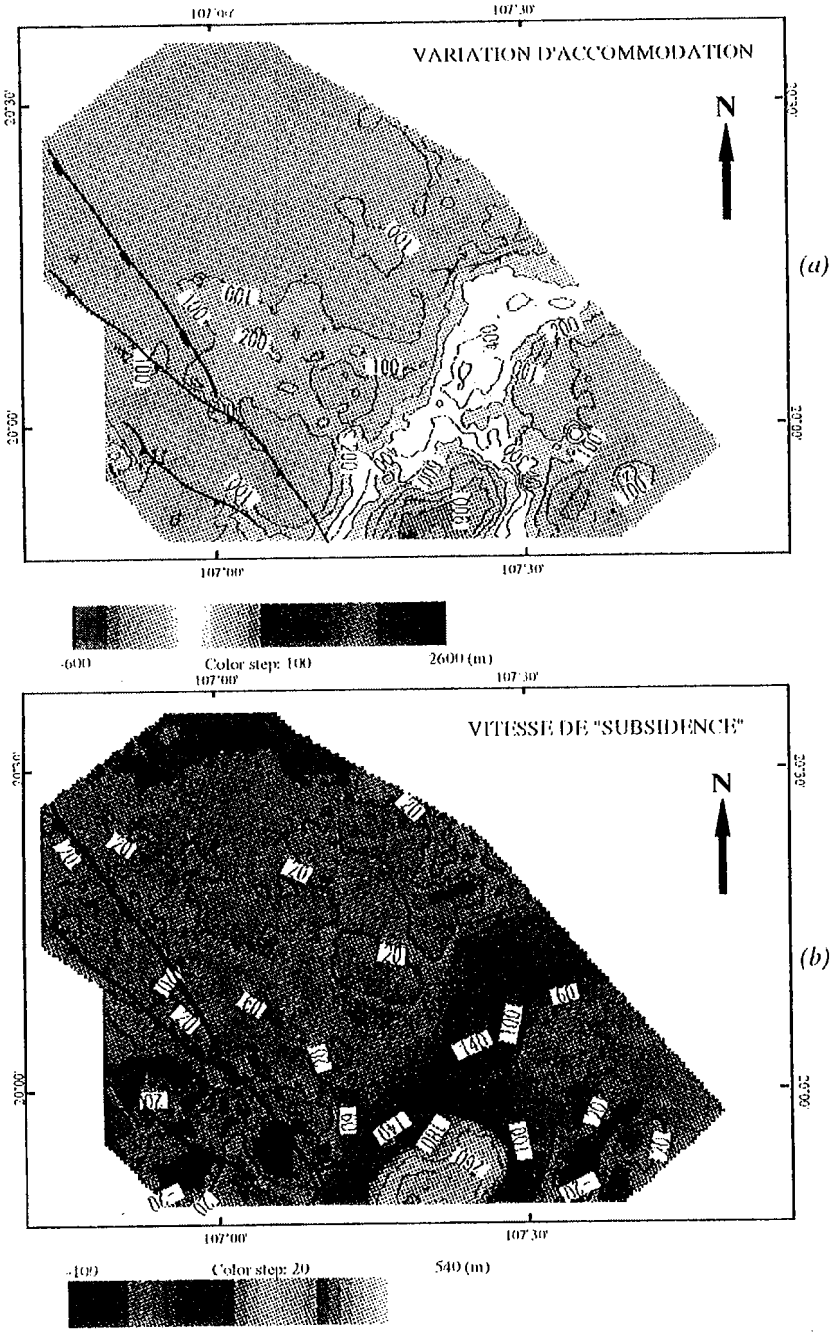


Fig.III.23 ; Étape S6-S7 (13,8-10,5 Ma) : carte de variation d'accomodation (a) et de vitesse de "subsidence" (b)

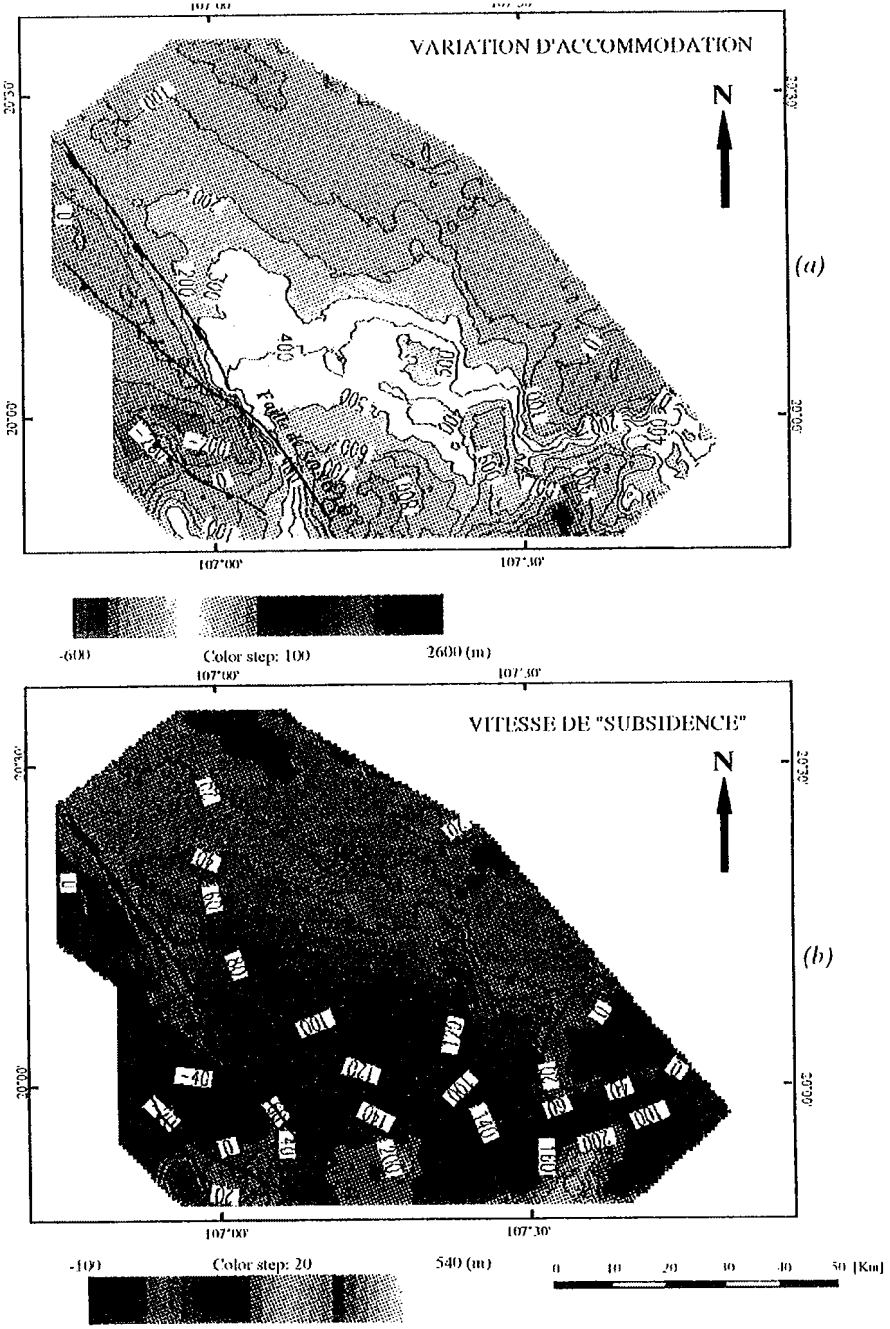


Fig.III .24: Étape S7-S8 (10,5-6,3 Ma) : carte de variation d'accomodation (a) et de vitesse de "subsidence" (b)

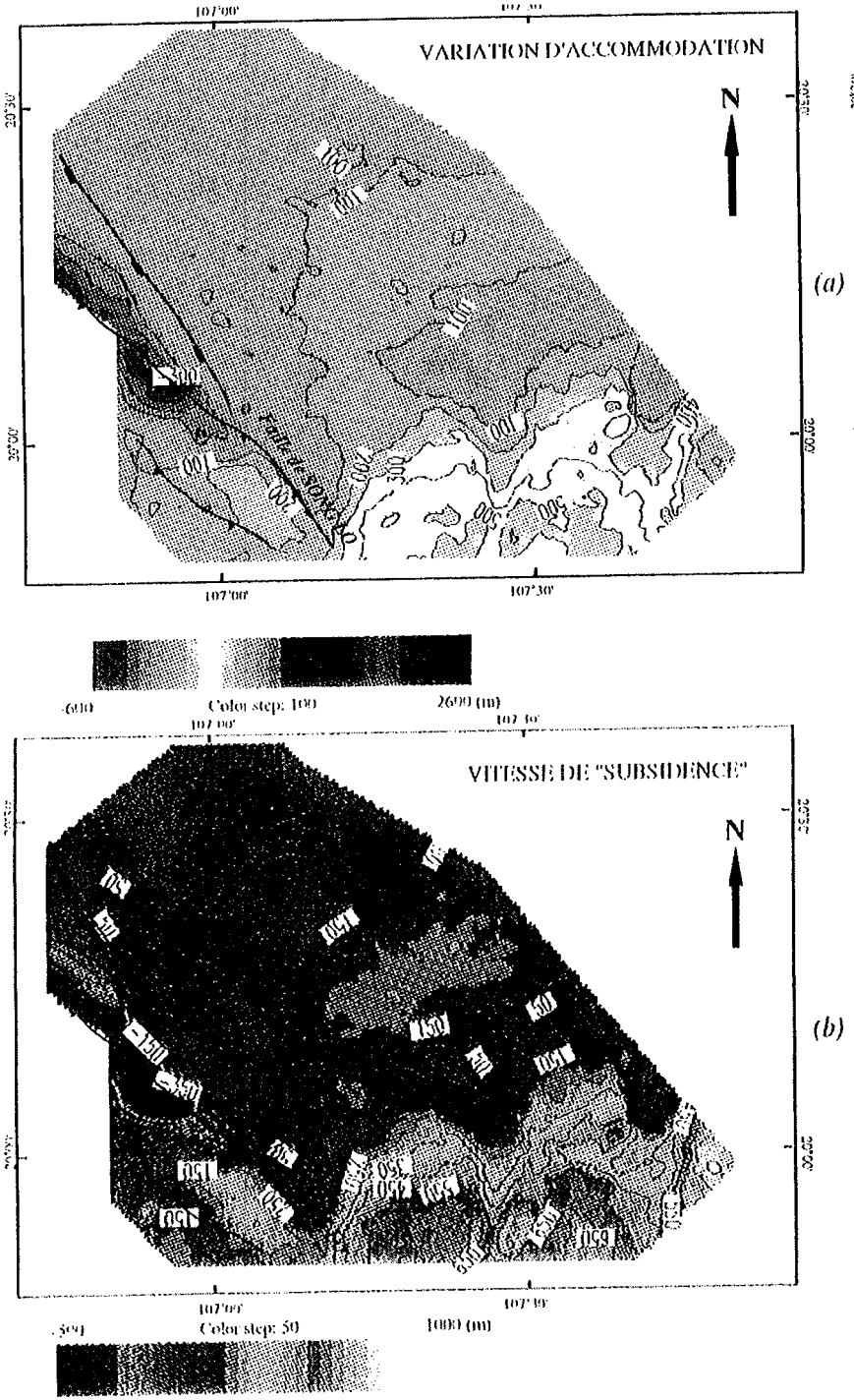


Fig.III.25 : Étape S8-S9 (6,3-5,5 Ma) : carte de variation d'accomodation (a) et de vitesse de "subsidence" (b)

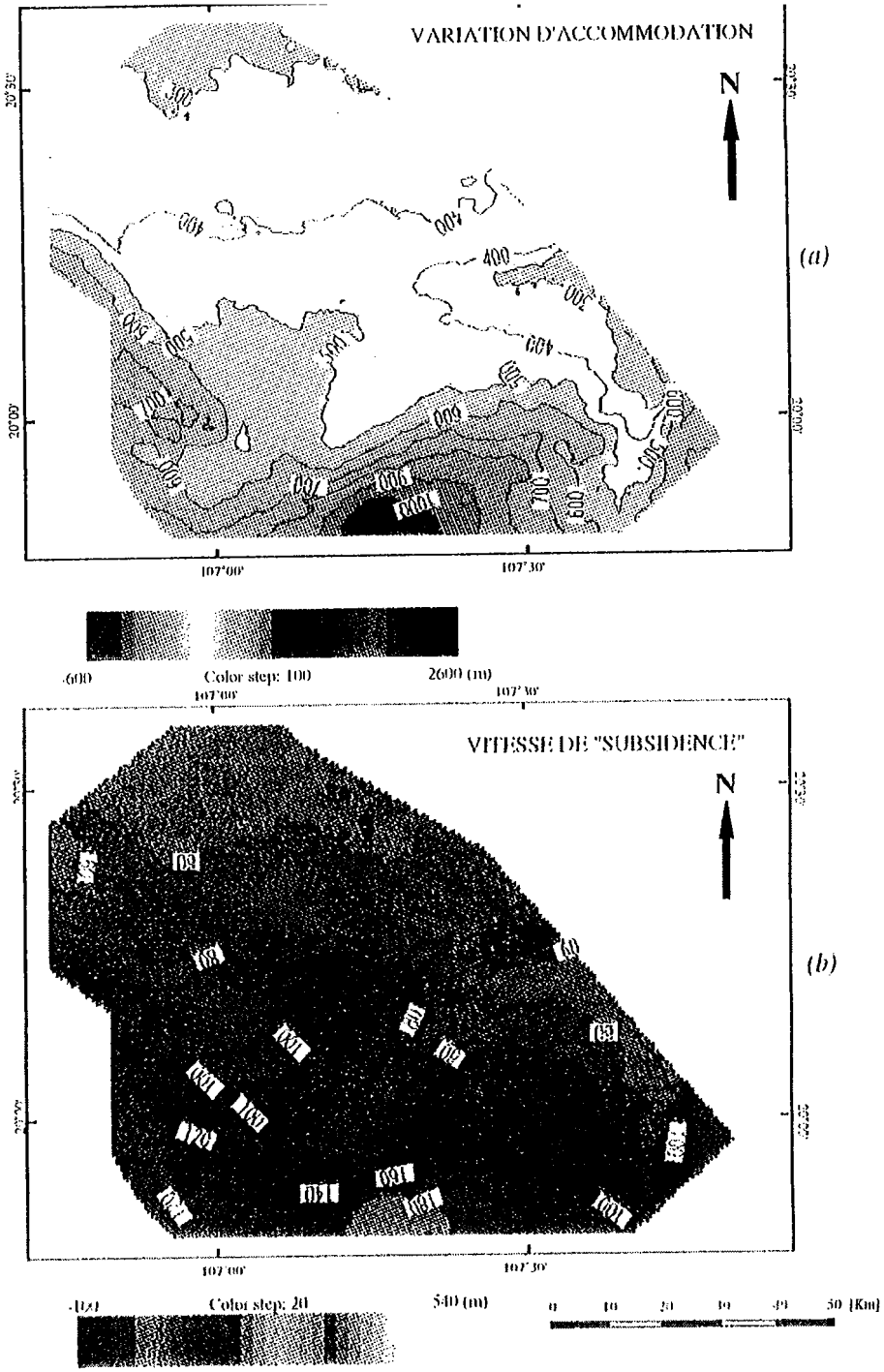


Fig.III.26 : Étape S9-Présent (5,5 -0 Ma) : carte de variation d'accomodation (a) et de vitesse de "subsidence" (b)

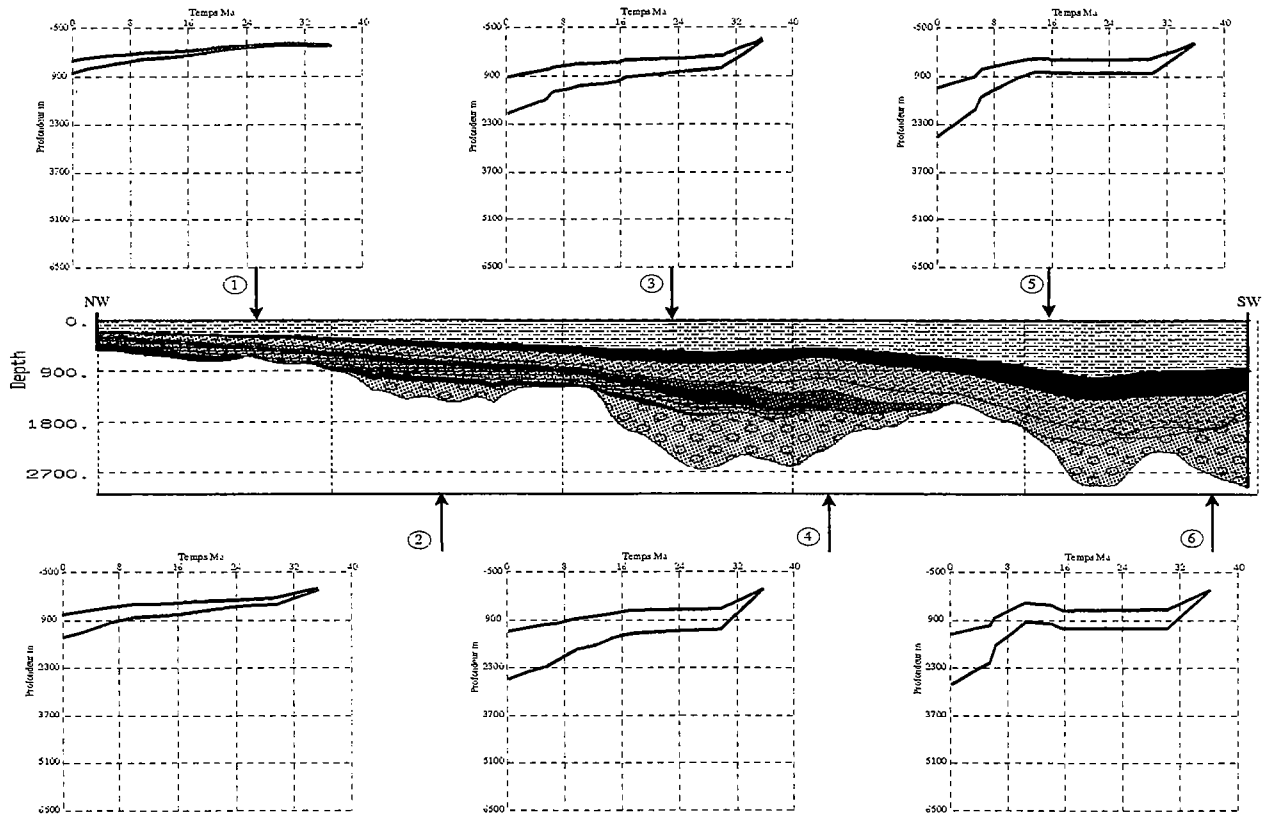


Fig.III.27 : Courbes de subsidence totale le long de la coupe No8 de direction NW-SE du Bassin du Fleuve Rouge (Voir fig.III.29 pour la position des points).

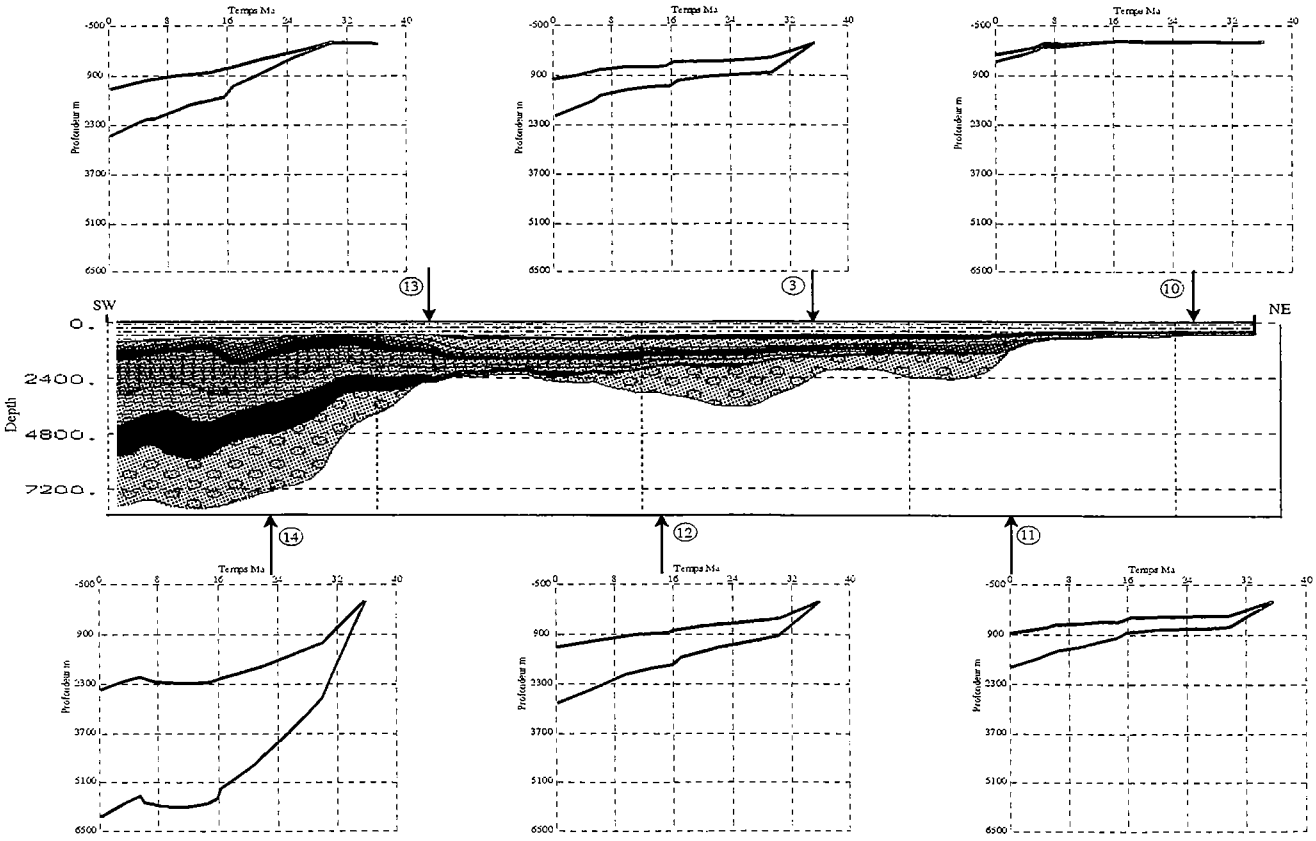


Fig.III.28 : Courbes de subsidence le long de la coupe No1 de direction SW-NE du Bassin du Fleuve Rouge (Voir fig.III.29 pour la position des points).

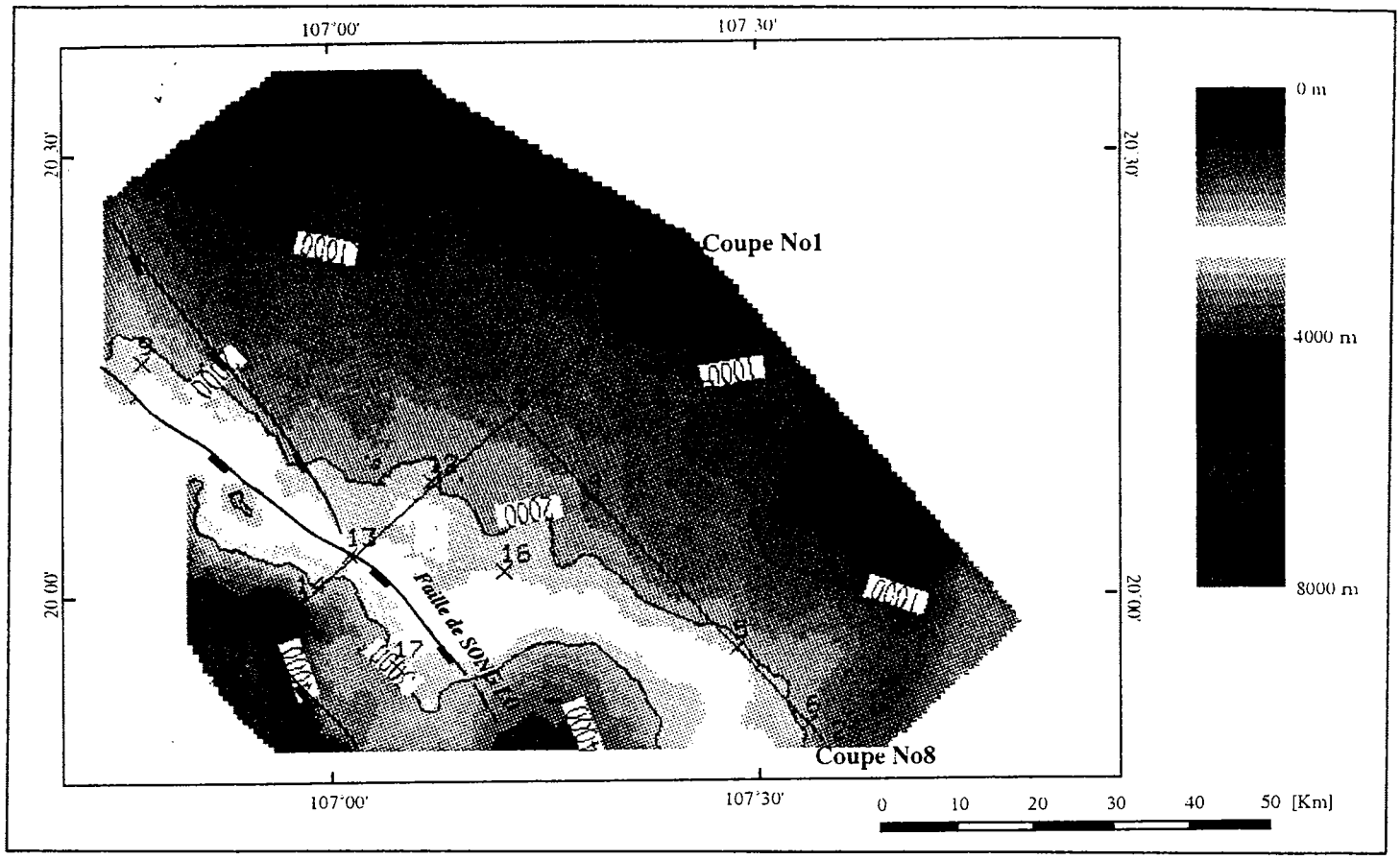


Fig.III.29 : Carte isobathe de la surface S1 (30 Ma) avec la position des points dont la courbe de subsidence est illustrée sur les figs.III.27 et III.28.

III.4. DISCUSSION ET CONCLUSION

III.4.1. Discussion

III.4.1.1. Critique des résultats obtenus

Le premier problème qui se pose pour la discussion des résultats est la datation des limites de séquence. Toute erreur de datation entraîne l'erreur du calcul de la vitesse de 'subsidence'. Donc, le modèle tectonique sera remis en cause. Dans notre cas, la datation est toujours un problème non résolu (paragraphe II.5.2) et on voit très bien l'effet de l'erreur de datation pour deux unités sismiques (S4-S4 et S8-S9). Mais dans l'ensemble, le résultat de calcul montre que la vitesse de 'subsidence' est dans l'ordre de grandeur raisonnable qui varie de 200

m à 400 m/Ma pendant la période d'extension et qui suit la tendance des événements tectoniques et de 100 m à 200 m/Ma pendant la période d'inversion et de flexure. Le seul doute couvre les périodes S4-S5 et S8-S9 pendant lesquelles l'augmentation de la vitesse de 'subsidence' n'est pas justifiée par des événements tectoniques ou géologiques. Et on peut se poser des questions sur la validité de la datation des limites de ces unités sismiques.

Le deuxième problème est l'estimation de la paléobathymétrie et de la paléotopographie. Une erreur de la paléobathymétrie induit autant d'erreur dans le résultat de calcul de la 'subsidence'. Dans notre cas, la paléobathymétrie est très faible par rapport à la 'subsidence' : maximum 70 m/ 1000m, donc une erreur de l'ordre de 7%. C'est une erreur acceptable qui ne doit pas influencer la morphologie générale du bassin.

Le troisième problème est la détermination de la lithologie. Ce problème est également loin d'être résolu faute de données géologiques dans la zone d'étude. De plus, la carte de lithologie introduite dans SUBTEC est une carte de lithologie moyenne puisque SUBTEC interpole des données d'une manière verticale et non horizontale. On a fait des tests avec les différentes lithologies : un avec une seule lithologie à 100% d'argile, l'autre avec une lithologie à 100% de grès et le troisième avec la lithologie moyenne déterminée à partir des données de l'étude (paragraphe II.5.4). Les résultats de calcul montrent que dans les deux cas extrêmes (100% d'argile et 100% de grès), la marge d'erreur maximale est de l'ordre de 50 à 100 m/1000 m d'épaisseur décompactée. Donc, dans le pire des cas, on a une erreur de 10%. Sur la fig.III.30, un exemple de calcul des erreurs est donné pour la période S7-S8 pendant laquelle il y a l'interférence de plusieurs sources de sédiment venant de différentes directions (paragraphe II.5.4.8), c'est-à-dire la détermination de la lithologie pour cette unité sismique est loin d'être précise. On voit que l'erreur maximale est de 60 m pour la lithologie à 100% d'argile et de 90 m pour la lithologie à 100% de grès.

On pourrait conclure qu'une incertitude demeure concernant les valeurs absolues de 'subsidence' et des vitesses de 'subsidence'. Mais ceci ne change pas l'analyse géométrique (essentiellement dépendante des isopaques) ni le 1^{er} ordre de mesure des phénomènes des centaines de m/Ma contre les dizaines de m d'erreur.

III.4.1.2. Décrochement et différents régimes tectoniques

Le décrochement est évident pendant les périodes 'synrift' et 'post-rift' (paragraphe II.2.2.2 et II.2.2.3) mais la restitution des horizons géologiques dans le temps par SUBTEC ne permet pas l'estimation d'un tel décrochement. On ne voit que le décrochement sénestre le long du système de failles du Fleuve Rouge qui a entraîné une extension et par conséquent, une

subsidence rapide dans le Bassin du Fleuve Rouge (période S0-S4). De même pour la période d'inversion, on ne peut estimer que le mouvement vertical du substratum. On doit recourir à une modélisation analogique pour toute tentative de quantification d'un tel décrochement.

III.4.2. Conclusion

L'analyse de subsidence montre que la faille de SONG LO (et le système de failles du Fleuve Rouge dans l'ensemble du Bassin du Fleuve Rouge) joue un rôle très important dans la formation et l'évolution du Bassin du Fleuve Rouge. Elle sépare deux zones distinctes au point de vue tectonique : la zone de dépôtcentre avec une activité tectonique active et l'autre avec une activité tectonique moins importante. La zone de dépôtcentre enregistre un taux de subsidence important pendant la période de transtension et ensuite subit l'inversion pendant la période de transpression tandis que la zone de bordure du bassin est affectée seulement par la subsidence thermique.

La restauration de l'histoire de la subsidence du Bassin du Fleuve Rouge, malgré différentes incertitudes, montre des résultats raisonnables au point de vue de l'évolution géo-tectonique ainsi que la paléomorphologie du bassin. Elle nous aide aussi à mieux comprendre le mécanisme de la formation et de l'évolution du bassin au cours du temps géologique. Les résultats de calcul de l'accommodation (représentés par les cartes d'accommodation pour chaque étape) serviront de données d'entrée à DIONISOS pour la simulation stratigraphique des séquences de dépôts du Bassin du Fleuve Rouge.

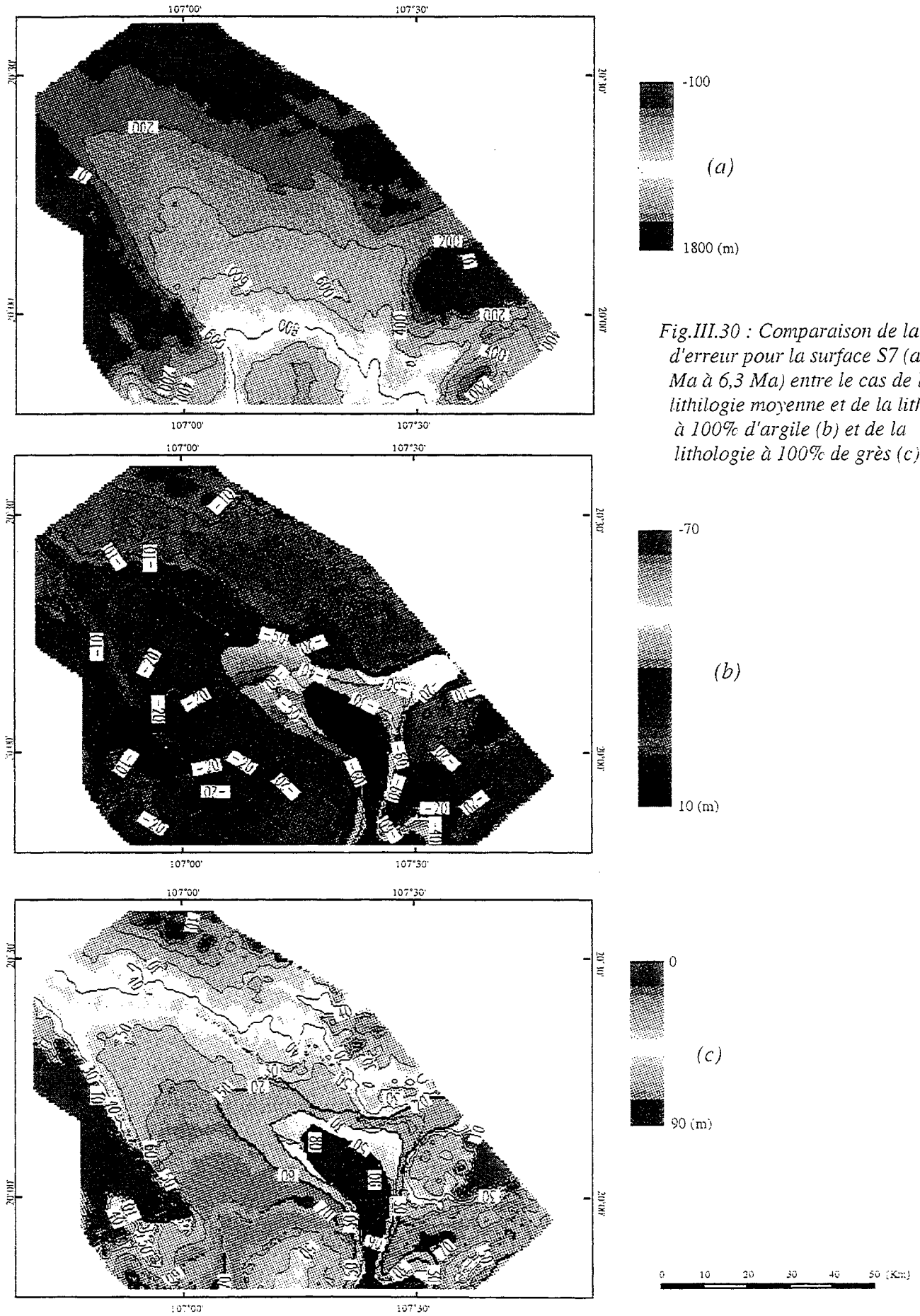


Fig.III.30 : Comparaison de la marge d'erreur pour la surface S7 (a) (10,5 Ma à 6,3 Ma) entre le cas de la lithilogie moyenne et de la lithologie à 100% d'argile (b) et de la lithologie à 100% de grès (c)

Chapitre 4
MODÉLISATION STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DU FLEUVE ROUGE

IV.1. MÉTHODOLOGIE

IV.1.1. Objectifs de la modélisation stratigraphique.

Notre objectif est d'étudier l'évolution de l'enregistrement sédimentaire du Bassin du Fleuve Rouge au cours du temps. Ainsi, la modélisation stratigraphique appliquée à l'échelle du bassin doit permettre :

- De reconstruire la géométrie des séquences de dépôts qui constituent le bassin sédimentaire.

- D'estimer les grandes tendances de distribution des faciès lithologiques dans le bassin, c'est à dire, l'évolution du rapport moyen sable/argile à travers la plaine deltaïque, le shoreface et l'offshore.

- De localiser et quantifier les différentes sources de sédiments, principales et locales qui alimentent la sédimentation du bassin.

Ces trois étapes ci-dessus devront nous permettre de mieux comprendre l'influence des événements tectoniques sur l'évolution du bassin au cours du temps, plus précisément la géométrie des séquences de dépôt, l'intensité du flux sédimentaire et l'interférence des sources locales avec la source principale du Fleuve Rouge.

IV.1.2. Méthodologie de la modélisation stratigraphique

IV.1.2.1. Principe de la modélisation stratigraphique

La modélisation stratigraphique se base sur la simulation de transport de sédiment. Les trois paramètres d'entrée du modèle sont l'accommodation, les apports de sédiment et la loi de transport.

- *Accommodation* : c'est l'espace disponible pour accumuler des sédiments. Elle est variable au cours du temps et est contrôlée par le changement du niveau absolu de la mer (l'eustatisme) et le mouvement du substratum du bassin (la subsidence).

- *Source de sédiments* : elle est introduite depuis la bordure du bassin (sédiments siliclastiques) ou produite sur place (sédiments carbonatés).

- *Loi de transport* : elle contrôle la façon dont les sédiments sont érodés, transportés et déposés au cours du temps dans le bassin.

Pour réaliser cette modélisation stratigraphique, nous avons utilisé le logiciel DIONISOS Dans ce logiciel, le transport des sédiments est simulé par l'équation de diffusion.

IV.1.2.2. Principe de diffusion multilithologique

Modèle de diffusion monolithologique 3D :

L'équation de diffusion dans le cas monolithologique 3D est la suivante (D. Granjeon, 1997) :

$$\vec{Q} = -K.E_{water}.\vec{\nabla}h$$

avec : $\vec{Q}$ *taux de transport de sédiment* (m^2/s)
K *coefficient de diffusion* (m^2/s)
E_{water} *flux d'eau*
h *altitude de surface du bassin (m)*

Cette équation montre que le taux de transport de sédiments dépend à la fois :

- de la pente du profil de dépôt, puisque le flux de sédiments dépend directement de la force de gravité,

- du flux d'eau qui caractérise la capacité de transport du système. Il est évident que cette capacité de transport est plus grande en amont qu'en aval d'un cours d'eau,

- du coefficient de diffusion qui caractérise l'efficacité de transport dans un milieu. Il n'est pas le même dans un chenal où il y a un transport rapide, que dans la zone côtière où domine l'activité des vagues.

Modèle de diffusion multilithologique 3D :

L'équation ci-dessus est développée dans le cas de multilithologie en prenant en compte la teneur relative de chaque lithologie sur la surface d'une couche (D. Granjeon, 1997) :

Pour chaque lithologie i : $\vec{Q}_i = -\upsilon_i . K_i . E_{water} . \vec{\nabla} h$

avec : $\vec{Q}_i$ *taux de transport de sédiment de lithologie i* (m^2/s)
υ_i *teneur relative de lithologie i (%)*
K_i *coefficient de diffusion de lithologie i* (m^2/s)
E_{water} *flux d'eau*
h *altitude de surface du bassin (m)*

IV.1.2.3 Paramètres du modèle

La modélisation de diffusion multilithologique 3D est basée sur trois paramètres d'entrée cités ci-dessus : l'accommodation, les apports de sédiment et le coefficient de transport. Tous ces paramètres peuvent être estimés à partir des données sismiques et de puits et ils seront réajustés pendant la simulation par l'inversion.

IV.2. DONNÉES D'ENTRÉE DANS DIONISOS DANS LE CAS DU BASSIN DU FLEUVE ROUGE

Les trois paramètres principaux dans le cas du Bassin du Fleuve Rouge sont calculées essentiellement à partir des données sismique. L'espace d'accommodation est calculé par

SUBTEC (chapitre 3). Les apports sédimentaires et le coefficient de transport seront estimés à partir des épaisseurs des sédiments accumulés au cours du temps.

IV.2.1. Accommodation

Les données d'accommodation sont présentées sous forme des cartes d'accommodation que l'on a extraites des résultats de calcul de SUBTEC. Ces cartes sont au format SUBTEC. Pour les introduire dans DIONISOS, on doit procéder à l'adaptation de ces cartes au format de DIONISOS. Cette opération se fait par l'utilitaire Diomap. De plus, la simulation dans DIONISOS se fait dans une boite carrée ou rectangulaire avec la localisation des sources sur les côtés de la boite. Cela exige une construction d'un maillage qui tient compte de la direction de toutes les sources de sédiments potentielles dans la région du bassin.

L'opération de la transformation est illustrée sur la fig.IV.1.

IV.2.1.1. Adaptation de cartes d'accommodation

Les cartes d'accommodation du format SUBTEC sont exportées vers DIONISOS sous format ASCII. C'est le format que Diomap peut lire (fig.IV.1 a). Cette illustration représente la carte d'accommodation calculée par SUBTEC avec le maillage original de 300x300 m utilisé dans SUBTEC. On voit que la principale source de sédiments du Fleuve Rouge est orientée dans la direction NW-SE. Cela veut dire qu'elle n'est pas perpendiculaire au côté gauche du rectangle du maillage. On doit procéder à la rotation de la carte jusqu'à ce que la direction de la source soit perpendiculaire à ce côté du rectangle.

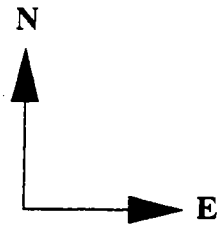
IV.2.1.2. Rotation et construction du maillage

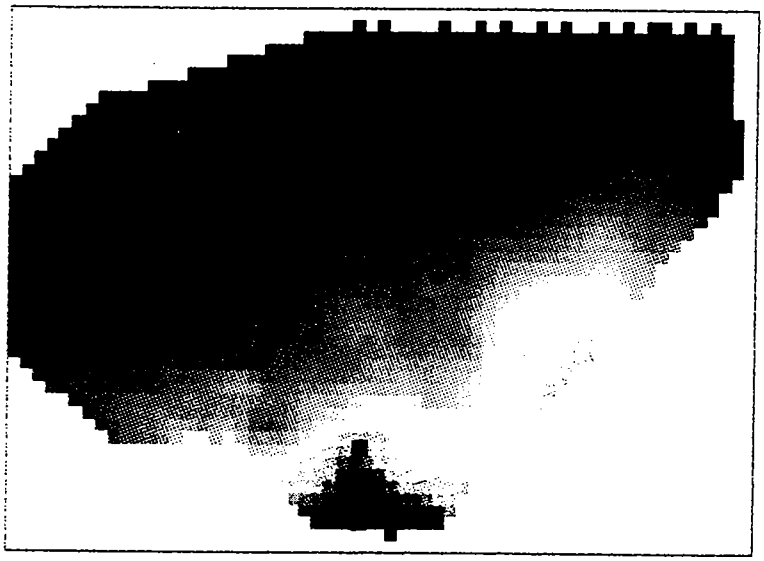
La carte originale est tournée de 50^0 dans le sens inverse des aiguilles d'une montre (fig.IV.1 b). L'ordonnée Y sera orientée dans la direction NE. Le nouveau rectangle est divisé en mailles régulières et chaque maille représente une valeur de la carte. Le problème qui reste est le choix de la taille des mailles. Ce choix dépend du facteur de calcul et du but que l'on devra atteindre pendant la simulation.

Le choix de la taille des mailles dépend tout d'abord du but de la simulation. Plus on veut simuler de petits détails d'un corps géologique, plus la taille des mailles doit être petite. Par contre, pour restituer la géométrie générale des séquences de dépôt et estimer la variation du flux de sédiments au cours du temps, le choix de la taille des mailles est plus flexible. D'une façon

(a)

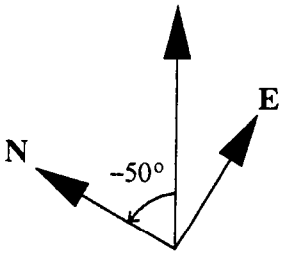
Carte d'accommodation calculée par SUBTEC





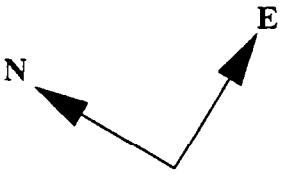
(b)

Rotation et construction du maillage



(c)

Extrapolation et mise en format DIONISOS



0 60 Km

■ Position du puits de forage

Fig.IV.1 : Illustration de l'adaptation des cartes d'accommodation SUBTEC au format DIONISOS.

générale, on choisit la taille des mailles la plus petite possible pour mieux voir tous les détails possibles. Il reste que ce choix doit être adapté aux capacités de la machine sur laquelle tourne DIONISOS. Des tests réalisés sur la séquence S1-S2 pour des mailles de 3 km et de 6 km montre que l'on multiplie le temps de calcul par 16 en divisant par 2 la taille de maille. Cependant les résultats de deux modélisations sont très similaires. Pour une modélisation complète de toutes les séquences, le temps de calcul passe de 3 heures pour les mailles de 6 km à 48 heures pour les mailles de 3 km. Ainsi nous avons choisi la maille de 6 km.

IV.2.1.3. Extrapolation et mise en format de DIONISOS

On voit bien sur la fig.IV.1 b, que la carte d'accommodation n'est pas complète dans toute la zone du maillage. Il faut que toutes les mailles de la surface du rectangle aient une valeur. Pour cela on doit donc faire l'extrapolation des données existantes vers la zone sans données. L'extrapolation des données doit respecter la géométrie générale de la carte d'accommodation, sinon elle influencera le processus du dépôt de sédiments. Pour cette raison, on a introduit des points de contrainte dans la zone sans valeur et l'extrapolation tient compte de ces points de contrôle. Le résultat de cette opération est illustré sur la fig.IV.1 c. On voit que la carte finale reflète bien la cohérence de la forme générale de la carte d'accommodation avant extrapolation.

IV.2.2. Estimation des apports sédimentaires

En absence de toute autre donnée, l'estimation des apports sédimentaires est basée essentiellement sur les données de cartes des épaisseurs décompactées calculées à partir des données sismiques, en supposant que la surface de la zone d'étude est suffisamment grande pour que tous les sédiments entrant en amont du bassin soient déposés à l'intérieur de la zone d'étude. Cette supposition nous évite l'indétermination du flux entrant en amont et du flux sortant en aval du bassin. De plus, on verra plus loin que notre supposition est raisonnable dans notre cas d'étude. De ce fait, le flux de sédiment est égal au volume de sédiment non compacté déposé durant une unité de temps. On prend dans ce cas l'unité de temps égal à 1 Ma. Donc, on a :

$$\text{Flux de sédiment } Q = \text{Volume de sédiment } V \,/\, \text{Temps } T \ (\text{km}^3/\text{Ma})$$

Le résultat de calcul est donné dans le tableau IV.1

Période (Ma)	30-25,5	25,5-22	22-16,5	16,5-15,5	Érosion
Flux (km^3/Ma)	920	630	570	1890	-198
Période (Ma)	15,5-13,8	13,8-10,5	10,5-6,3	6,3-5,5	5,5-0
Flux (km^3/Ma)	540	503	700	1740	1200

Tableau IV.1 : Flux de sédiments estimés dans le Bassin du Fleuve Rouge.

Le flux estimé ci-dessus est le flux total moyen durant une période donnée dans le Bassin du Fleuve Rouge. Comme nous utilisons deux composants lithologiques, sable et argile, le rapport initial moyen sable/argile est estimé égal à 1/10. Ce rapport tient compte du calcul de la teneur moyenne du sable et d'argile sur l'ensemble du Bassin du Fleuve Rouge. Comme on utilise les lois de compaction (fig.IV.2) avec une porosité initiale de l'argile de 70% et celle du grès de 40%, on a imposé le flux entrant dans le modèle deux fois plus grand que celui calculé afin de compenser la partie occupée par l'eau.

En ce qui concerne la répartition des sources, on suppose dans un premier temps que les apports sont répartis d'une façon uniforme sur tout le côté gauche de la boite (côté entrant). La localisation et la répartition exactes de ces apports seront ajustées pendant l'inversion.

IV.2.3. Estimation des coefficients de transport

Une fois que le flux est estimé, le coefficient de transport est calculé par la formule suivante :

$$K = Q/(\text{Largeur de source} \times \text{Pente})$$

Ici la largeur de source signifie la distance le long de laquelle la source de sédiment est répartie. Dans un premier temps, on a supposé que la source est répartie sur toute le côté gauche de la boite. Donc, c'est la largeur de cette boite (90 km) qui est prise pour le calcul du coefficient de transport. En ce qui concerne la pente, on prend une pente de 0.5% dans le domaine continental et 1% dans le domaine marin. Ce sont les valeurs de la pente que l'on a utilisées pour le calcul de la paléotopographie dans SUBTEC. La première estimation est donnée sur le tableau IV.2. Ce sont les premières estimations des coefficients de transport. Ils seront ajustés par l'inversion.

Environnemen	30-25,5 Ma	25,5-22 Ma	22-16,5 Ma	16,5-15,5 Ma	15,5-13,8 Ma
Continental	3,5	2,5	2,2	7	2,1
Marin	1,7	1,2	1,1	3,5	1
Environnemen	13,8-10,5 Ma	10,5-6,3 Ma	6,3-5,5 Ma	5,5-0 Ma	
Continental	2	2,6	6,5	4,4	
Marin	1	1,3	3,3	2,2	

Tableau IV.2 (a) : Coefficient de transport estimé pour le sable (km^2/Ma)

Environnemen	30-25,5 Ma	25,5-22 Ma	22-16,5 Ma	16,5-15,5 Ma	15,5-13,8 Ma
Continental	35	25	22	70	21
Marin	17	12	11	35	10,5
Environnemen	13,8-10,5 Ma	10,5-6,3 Ma	6,3-5,5 Ma	5,5-0 Ma	
Continental	20	26	65	44	
Marin	10	13	33	22	

Tableau IV.2 (b) : Coefficient de transport estimé pour l'argile (km^2/Ma)

IV.2.4. Effet de compaction

Les sédiments accumulés sont compactés sous l'effet de l'enfouissement. Pour réaliser cet effet de compaction, on utilise les mêmes lois de compaction que celles qui sont utilisées pour le calcul de décompaction dans SUBTEC (fig.IV.2). Ces lois utilisent la porosité initiale de l'argile égale à 70% et celle du grès 40%.

IV.2.5. Inversion des contraintes

L'inversion est un problème physique qui consiste à trouver le jeu de paramètres d'entrée du modèle tel que l'écart entre les résultats obtenus par ces paramètres et les contraintes imposées soit minimale (Fig.IV.3). Il existe plusieurs techniques d'inversion. On utilisera ici la méthode dite 'méthode essai-erreur'. On définit un jeu de paramètres initiaux. On calcule la solution du modèle liée à ces paramètres. Ensuite on compare les résultats de ce modèle avec les contraintes géologiques et on modifie la valeur de ces paramètres. Ce cycle itératif s'arrête au moment où on considère que l'erreur entre les résultats et les contraintes est inférieure à un seuil prédéfini.

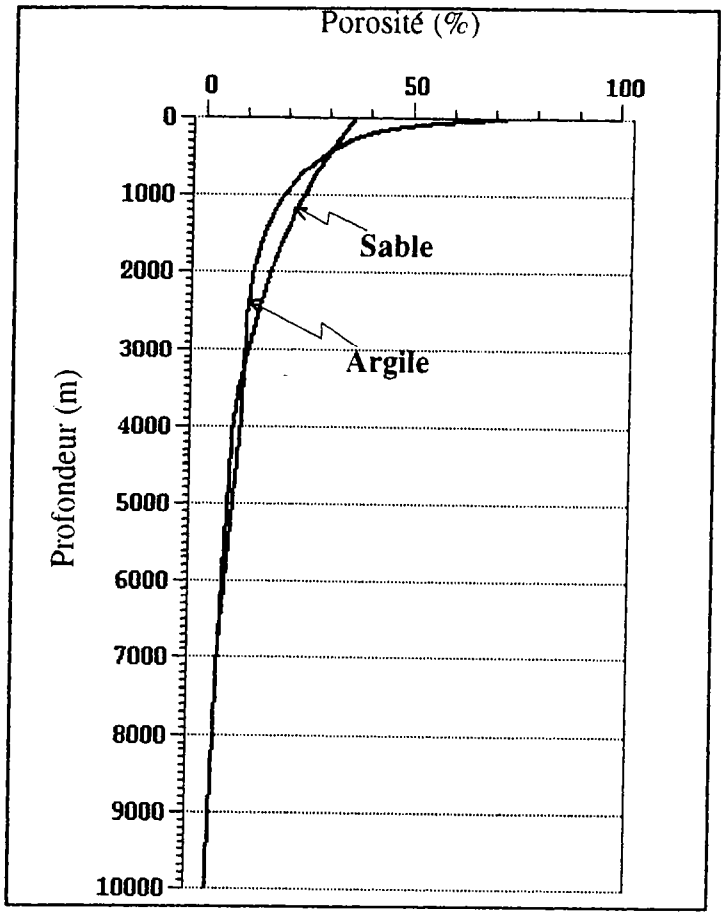


Fig.IV.2 : Lois de compaction utilisées dans DIONISOS.

IV.2.5.1. Contraintes par les données sismiques

Les cartes isopaques issues de l'interprétation sismique serviront de contraintes sur l'épaisseur des séquences simulées par DIONISOS. On compare donc l'épaisseur de chaque séquence simulée à la carte isopaque correspondante. En fonction de l'écart entre ces deux épaisseurs, on ajuste le flux entrant dans le modèle pour obtenir un écart entre ces épaisseurs inférieur à 10%. Ceci correspond à l'erreur estimée pendant le calcul de décompaction dans SUBTEC (fig.IV.4).

IV.2.5.2. Contraintes par les données des puits

On part du même principe pour réaliser l'inversion. En plus de la contrainte sur l'épaisseur des séquences, on compare aussi les faciès lithologiques simulés par DIONISOS et les faciès issus des données réelles. On ajuste le rapport sable/argile et le coefficient de transport pour obtenir la meilleure cohérence entre la solution calculée et les contraintes imposées par les puits (figIV.5).

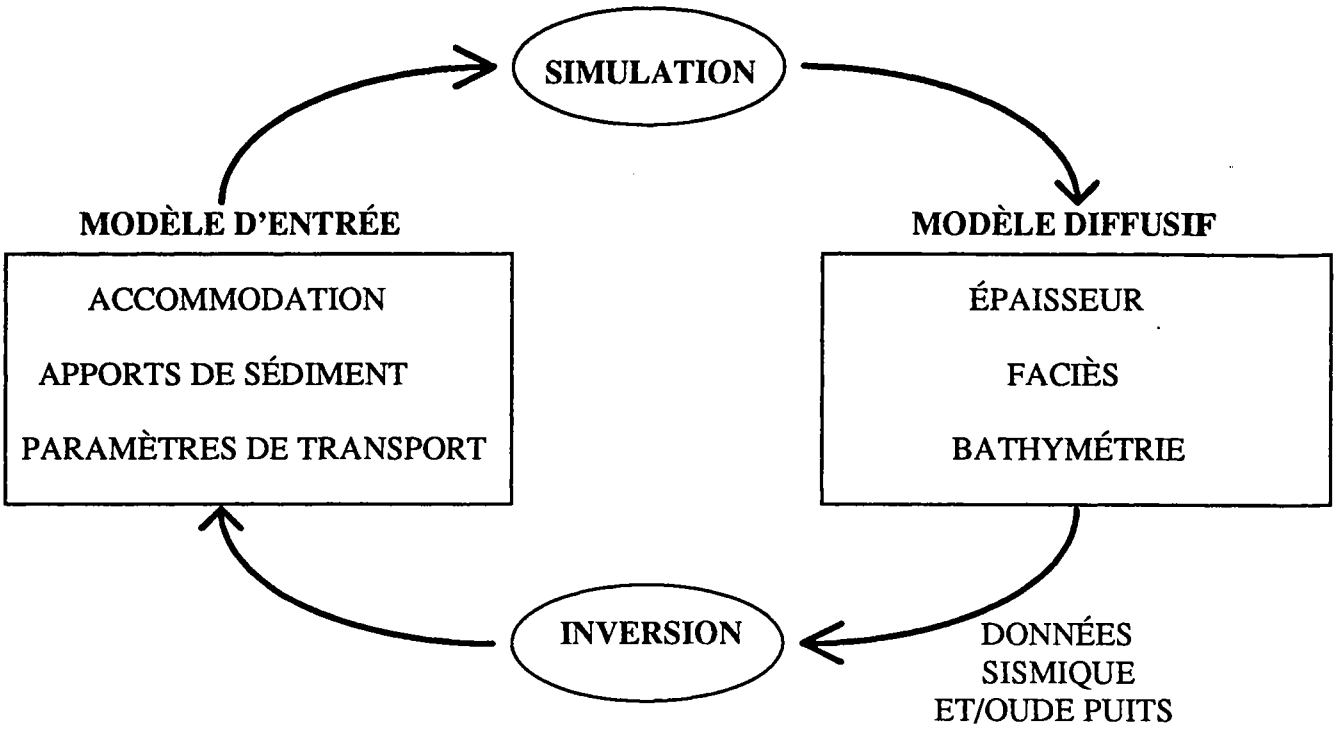


Fig.IV.3 : Cycle itératif de modélisation et d'inversion de DIONISOS (D'après D. Granjeon, 1997).

IV.2.5.3. Contraintes par les données de faciès et de paléobathymétrie

Les faciès sismiques interprétés (sur les coupes sismiques) et les cartes de paléobathymétries issues de l'interprétation sismique servent à contraindre les faciès et les bathymétries simulés par DIONISOS. On compare sur une même coupe les faciès lithologiques aux faciès sismiques interprétés (limite plaine deltaïque/shoreface, limite shoreface/offshore) et la bathymétrie (la position de la ligne de rivage, la profondeur d'eau). Cette comparaison permet de réajuster la position, la distribution et l'intensité des sources de sédiments ainsi que le rapport sable/argile pour chaque source. On répète l'opération jusqu'à ce que l'écart entre la solution calculée et les contraintes imposées soit suffisamment faible (fig.IV.7).

IV.3. MODÈLE DU BASSIN DU FLEUVE ROUGE SIMULÉ PAR DIONISOS

IV.3.1. Géométrie générale des séquences

Malgré des incertitudes lors de l'interprétation des données sismiques et pendant le calcul de l'accommodation 3D ainsi que la limite de la taille de mailles de calcul, la simulation obtenue

à l'aide du modèle DIONISOS restitue convenablement la structure géologique du Bassin du Fleuve Rouge.

IV.3.1.1. Morphologie générale du modèle diffusif du Bassin du Fleuve Rouge

La simulation du Bassin du Fleuve Rouge définit une morphologie du bassin qui est cohérente sur l'ensemble de la zone d'étude (fig.IV.6). Elle ne présente pas d'anomalie due aux calculs de l'accommodation ou à l'extrapolation des données des cartes d'accommodation dans la zone de non valeur. La zone à l'Ouest de la faille de SONG LO enregistre toujours une forte épaisseur de sédiment tandis que sur la bordure du bassin (à l'Est de la faille de SONG LO), l'épaisseur de dépôt est faible. Sur l'ensemble du domaine marin, la profondeur d'eau ne dépasse pas 100 m sauf dans quelques points à l'extrémité de la zone d'étude où la profondeur atteint parfois 200 m.

IV.3.1.2. Grande tendance des cycles de progradation-rétrogradation

L'un des résultats de la modélisation est la quantification des cycles de rétrogradation-progradation dans le Bassin du Fleuve Rouge. Ces cycles reflètent en fait l'interaction entre les apports sédimentaires et l'espace disponible pour la sédimentation au cours du temps. Sur la fig.IV.7, la comparaison entre la coupe simulée par DIONISOS et la coupe sismique interprétée montre la cohérence globale des cycles de progradation-rétrogradation dans le Bassin du Fleuve Rouge.

- *La rétrogradation* : pendant la période de post-rift, l'interprétation en terme de faciès sismique montre un cycle de rétrogradation durant S1-S2 suivi un cycle d'aggradation pendant S2-S3 et S3-S4. La rétrogradation est maximale vers le sommet de S4. Sur la coupe simulée, on voit que le cycle d'aggradation est moins net mais le grand cycle de rétrogradation S1-S4 est bien cohérent sur les deux modèles.
- *La progradation* : durant la période S4-S5, on remarque une progradation rapide sur la coupe sismique, tandis que sur la coupe simulée, la progradation est plus lente.
- *La surface d'érosion à 15,5 Ma :* dans le modèle diffusif, on arrive à simuler cette surface d'érosion importante mais les détails comme les incisions très nettes sur la coupe sismique ne sont pas simulés à cause de la taille de mailles de calcul. En fait, pour pouvoir simuler ces incisions, on doit utiliser les mailles de calcul au moins 5 fois plus petites que la dimension d'un incision. Dans notre cas, la taille des mailles aurait du être environ 1 km, mais cela n'est pas réalisable car cela aurait induit un temps de calcul bien trop grand.
- *La progradation-rétrogradation* : le cycle de progradation-rétrogradation durant S5-S9 est bien cohérent sur les deux modèles.

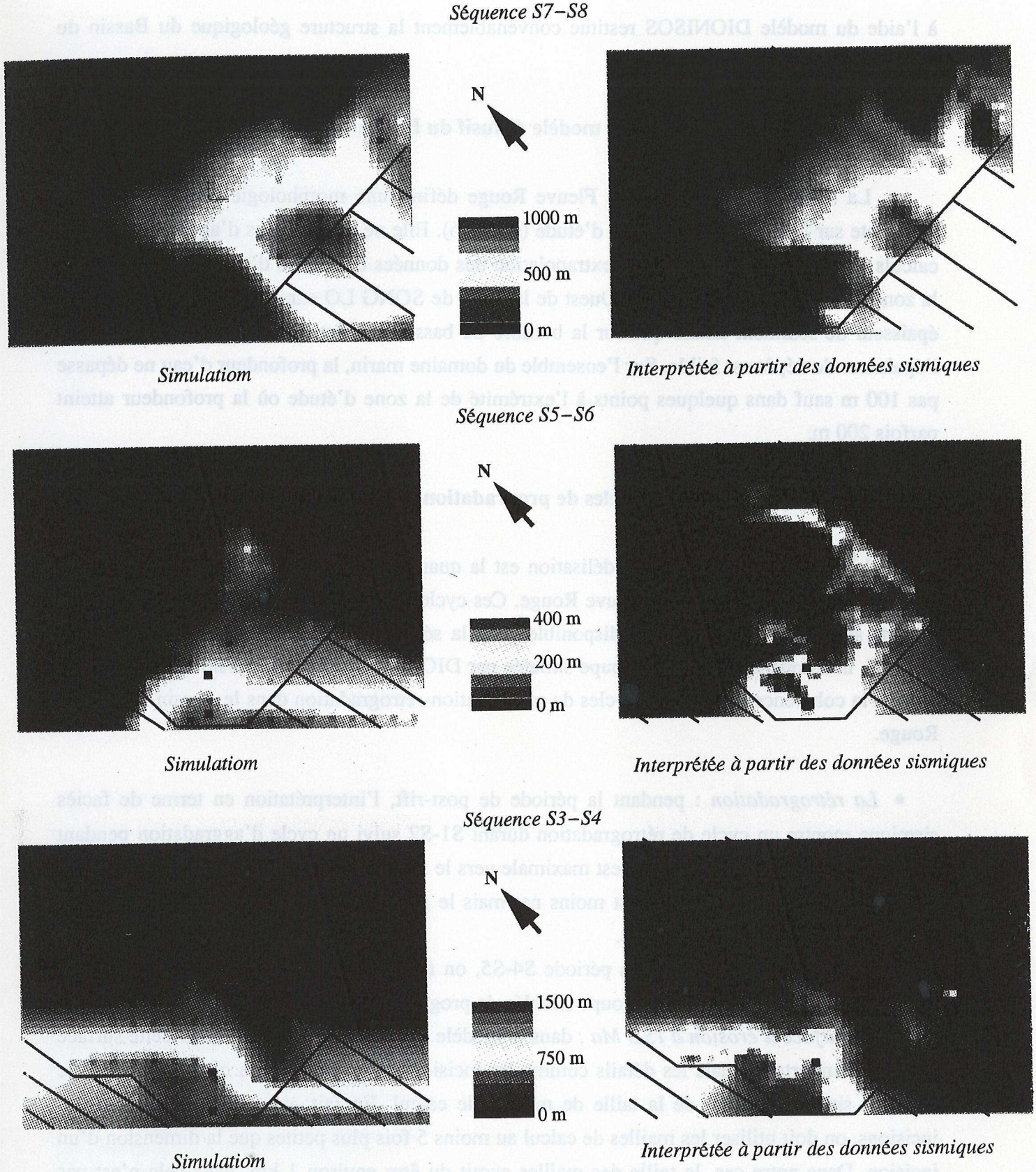


Fig.IV.4 : Comparaison entre les cartes isopaques interprétées à partir des données simiques et les épaisseurs simulées par DIONISOS.

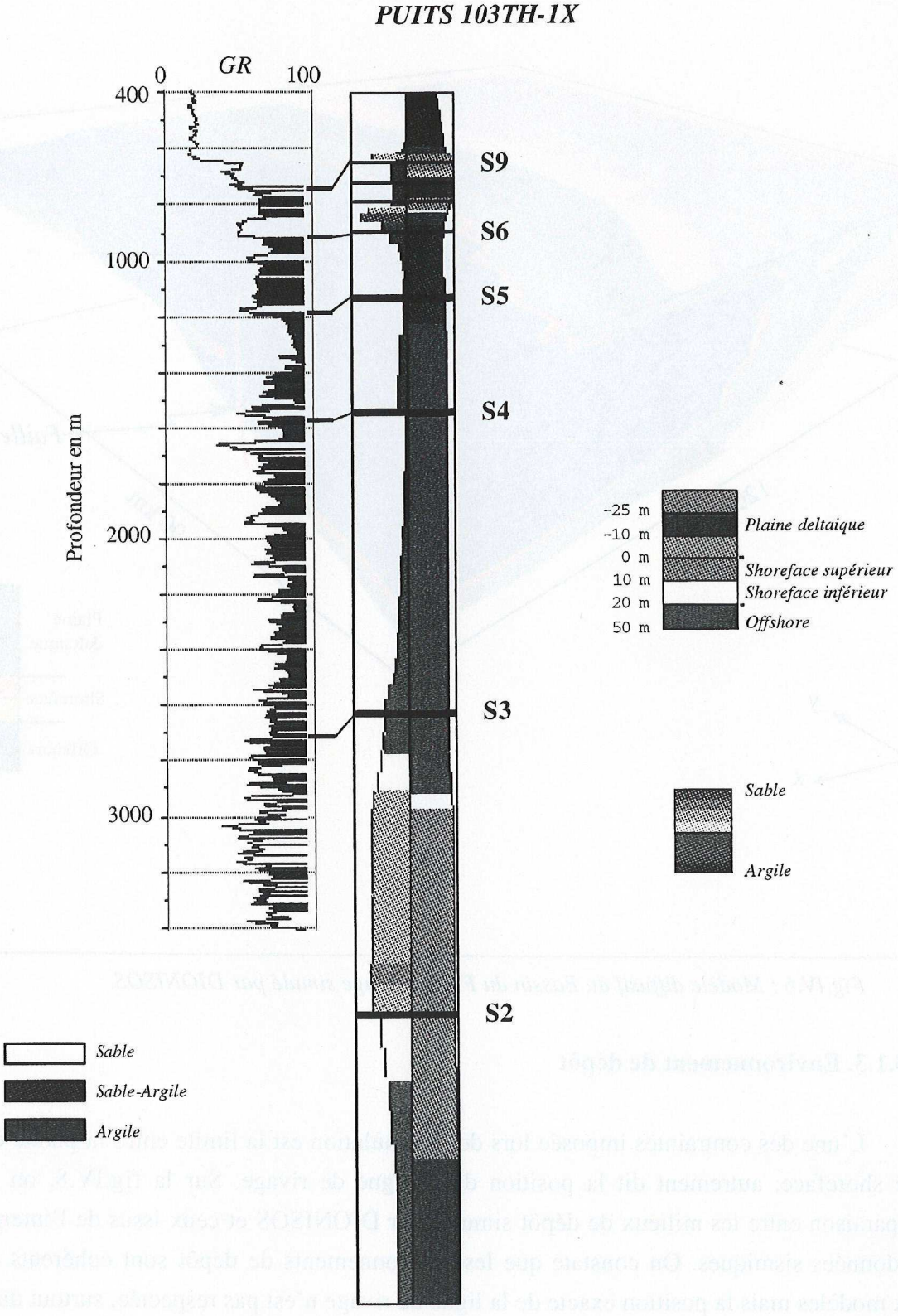


Fig.IV.5 : Comparaison entre la coupe interprétée (à gauche) et la coupe simulée (à droite) du puits 103TH-1X .

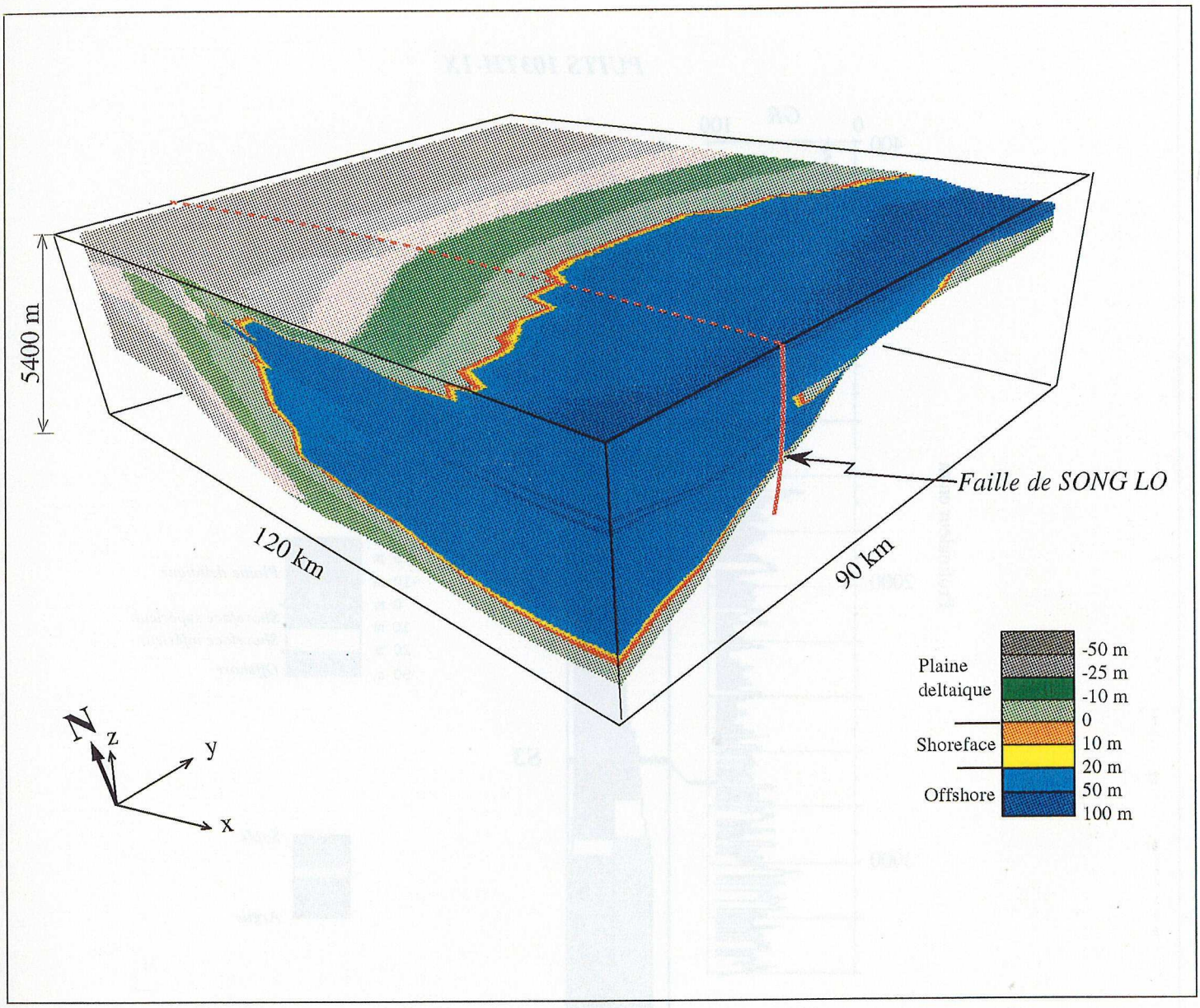


Fig.IV.6 : Modèle diffusif du Bassin du Fleuve Rouge simulé par DIONISOS.

IV.3.1.3. Environnement de dépôt

L'une des contraintes imposée lors de la simulation est la limite entre la plaine deltaïque et le shoreface, autrement dit la position de la ligne de rivage. Sur la fig.IV.8, on a fait la comparaison entre les milieux de dépôt simulés par DIONISOS et ceux issus de l'interprétation des données sismiques. On constate que les environnements de dépôt sont cohérents entre les deux modèles mais la position exacte de la ligne de rivage n'est pas respectée, surtout dans le cas des incisions (fig.IV.8 b), où la forme de la ligne de rivage est difficile à restituer. Ce décalage est du à la précision de calcul. Comme on a mentionné ci-dessus, pour pouvoir ressortir ces détails, on devrait prendre la maille de 1 km et dans ce cas, le temps de calcul devient irréaliste.

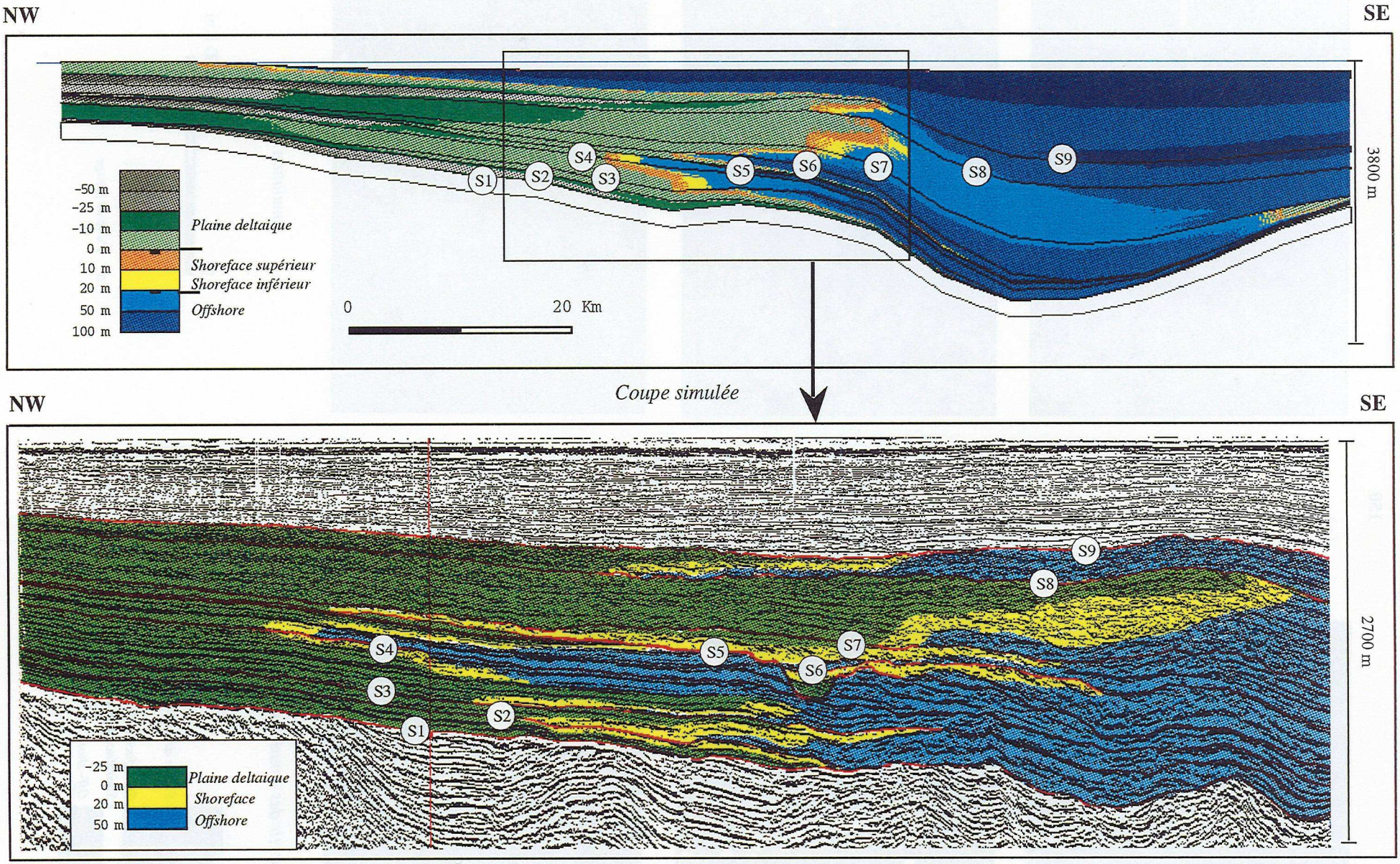


Fig.IV.7 : Comparaison d'une coupe sismique interprétée et d'une coupe du modèle diffusif montrant la cohérence des grandes tendances de progradation, rétrogradation au cours du temps

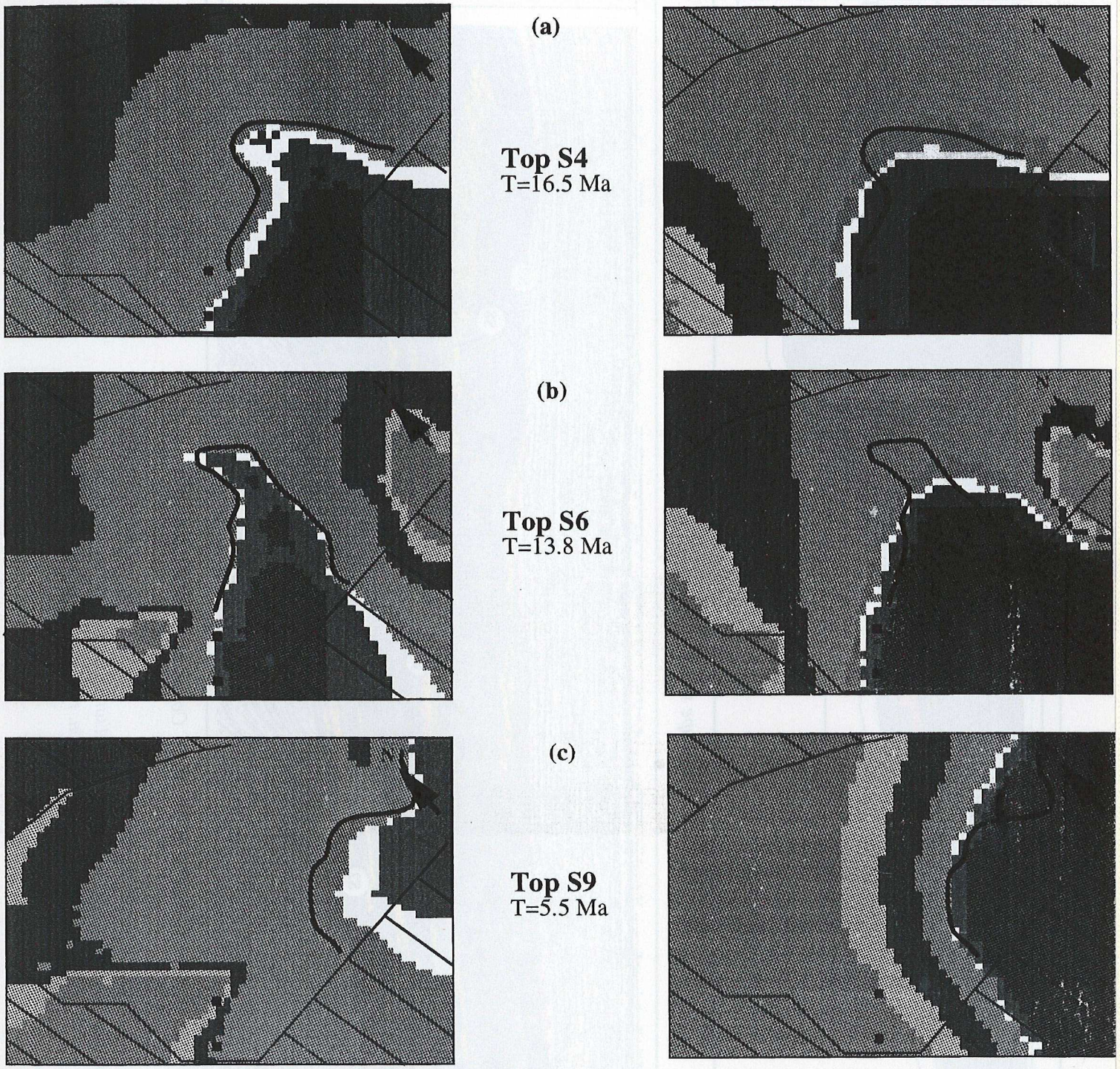


Fig.IV.8 : Comparaison entre les environnements interprétés et simulés

IV.3.2. Localisation des zones sableuses

Le modèle diffusif permet de localiser les corps sableux. Ces corps sableux sont en fait les zones où la concentration moyenne en grès est plus forte que dans les autres endroits. Dans notre cas, ces zones se trouvent dans le shoreface (fig.IV.9). On ne peut pas dire que ce sont les corps sableux plus ou moins propres, mais ce sont certainement les zones où se localisent les résevoirs potentiels.

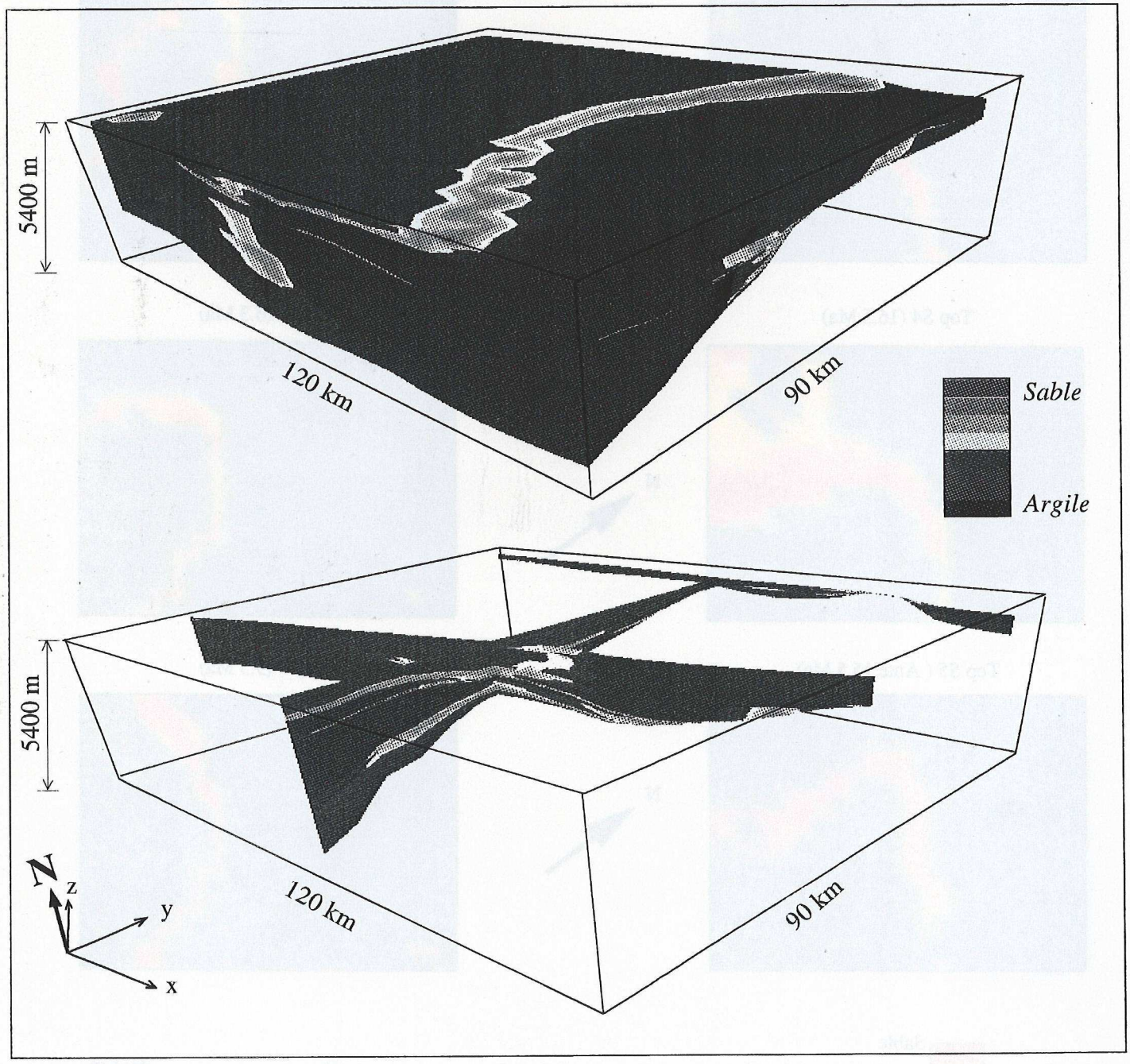


Fig.IV.9 : Modèle diffusif simulé montrant la localisation des zones sableuses dans le Bassin du Fleuve Rouge.

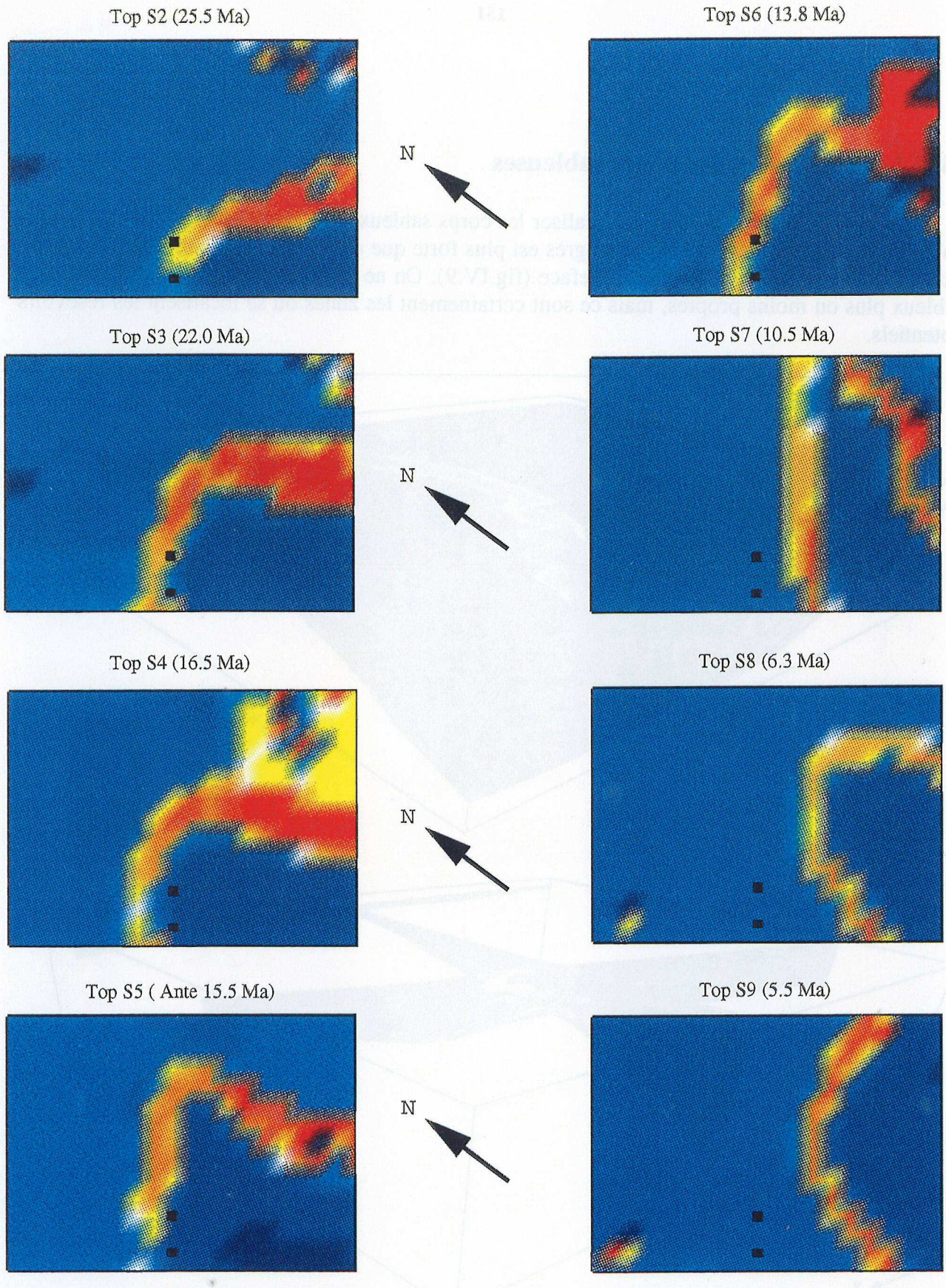


Fig.IV.10 : Cartes simulées des zones sableuses

Sur la fig.IV.10, la simulation montre l'évolution des zones sableuses au cours du temps. Cette évolution permet d'étudier la communication éventuelle entre les différentes couches sableuses ou de délimiter la couverture possible pour un réservoir considéré.

IV.3.3. Localisation des sources et quantification des flux sédimentaires

IV.3.3.1. Localisation des sources

La localisation des sources de sédiments est réalisée pendant la simulation grâce à l'inversion des contraintes. En fait, ce sont les points qu'on a posé comme les points d'entrée du flux de sédiments. Par la procédure de l'inversion, on a localisé la position de ces sources qui alimentent la sédimentation dans le Bassin du Fleuve Rouge (fig.IV.11). Ce schéma montre que durant la période de 'post-rift' (S1 à S5, en régime de transtension), le bassin est alimenté principalement par les apports du Fleuve Rouge. Pendant la période d'inversion (S5 à S9), outre les apports du Fleuve Rouge, il y a d'autres sources locales provenant des zones soulevées et érodées. Ces sources locales interfèrent avec la source principale du Fleuve Rouge et modifient par conséquent l'architecture des séquences de dépôt durant cette période.

IV.3.3.2. Quantification des apports sédimentaires

La modélisation permet de quantifier toutes les sources de sédiment et leur répartition. Cette répartion est matérialisée par le coefficient relatif de 0 à 1 (voir annexe 1 : fichier de calcul de DIONISOS, partie histoire des flux). On ne présente ici que le flux total entrant à chaque bord de notre modèle en soulignant que le flux principal (bord 3) est celui du Fleuve Rouge.

Période (Ma)		30-25,5	25,5-22	22-16,5	16,5-15,5*	15,5-13,8
Flux (km^3/Ma)	Bord 1	0	0	0	0	230
	Bord 2	0	55	79	170	154
	Bord 3	2245	1615	1580	5000	1520
	Bord 4	0	0	0	0	0
Période (Ma)		13,8-10,5	10,5-6,3	6,3-5,5	5,5-0	
Flux (km^3/Ma)	Bord 1	190	555	1870	400	
	Bord 2	110	275	555	400	
	Bord 3	765	968	3080	1580	
	Bord 4	440	220	0	0	

Tableau IV.3 : Intensité des flux du modèle diffusif du Bassin du Fleuve Rouge.

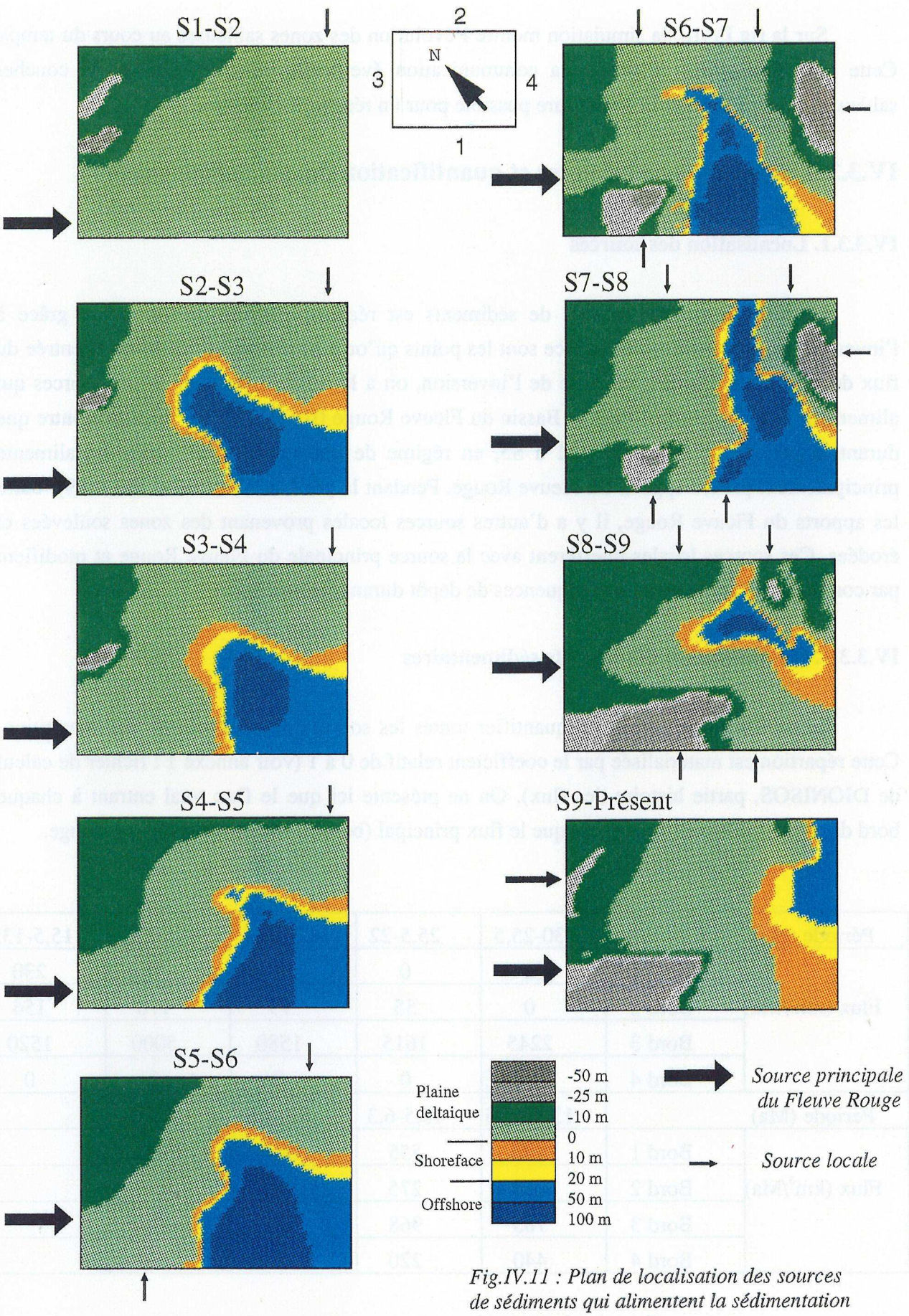


Fig.IV.11 : Plan de localisation des sources de sédiments qui alimentent la sédimentation du Bassin du Fleuve Rouge.

IV.3.4. Conclusion

Malgré certaines limites lors de simulation, le modèle diffusif de DIONISOS a répondu d'une facon satisfaisante aux trois questions que l'on a posées. On discutera plus en détail les résultats de simulation dans le chapitre suivant.

Chapitre 5
APPORTS DE LA MODÉLISATION AU MODÈLE GÉOLOGIQUE

V.1. PARAMÈTRES DE L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE DANS UNE ZONE EN DÉCROCHEMENT

V.1.1. Séquence de dépôt sous l'influence de la tectonique décrochante

L'évolution Oligocène-Miocène du Bassin du Fleuve est contrôlée par deux régimes tectoniques décrochants : le régime de transtension pendant la période de 'post-rift' et le régime de transpression pendant la période d'inversion. La modélisation stratigraphique des séquences de dépôt de deux périodes de 'post-rift' et d'inversion a montré l'influence de ces deux régimes tectoniques sur l'architecture des séquences de dépôt.

V.1.1.1. Période de 'post-rift'

Durant la période de 'post-rift', le bassin est en subsidence thermique après le rifting. Le décrochement sénestre est toujours actif le long du système de failles du Fleuve Rouge. La zone du dépôtcentre entre les deux systèmes de failles de SONG LO et SONG CHAY est en régime de transtension et subit à la fois la subsidence thermique et tectonique (paragraphe III.3.2.1). De ce fait, le développement des séquences de dépôt est beaucoup plus accentué dans la zone du dépôtcentre que sur la bordure du bassin où l'espace d'accommodation est créé seulement par la subsidence thermique (fig.V.1). Dans la zone du dépôtcentre, l'espace d'accommodation créé est rempli de façon continue par des sédiments apportés par le Fleuve Rouge.

- **Séquence S1-S2** (fig.V.2)

Durant la période S1-S2, l'espace d'accommodation est créé essentiellement dans la zone de dépôtcentre par la subsidence tectonique liée au régime de transtension. Le développement de la séquence de dépôt se fait dans la direction NW-SE. C'est la direction des apports de sédiment

du Fleuve Rouge. Le passage graduel du domaine continental au domaine marin montre la transgression marine. Le taux des apports de sédiments du Fleuve Rouge est donc inférieur à la vitesse de la création de l'espace d'accommodation. Sur la coupe SW-NE (fig.V.4 coupe B), on voit que le dépôt continental n'existe pas, tout simplement parce qu'il n'y a pas de source de sédiment dans cette direction.

Les coupes de faciès lithologiques montrent la distribution de la zone sableuse qui se trouve dans le shoreface. On peut noter que le passage de la zone argileuse de plaine deltaïque, du domaine continental, à une autre zone argileuse, du domaine marin, se différencie de la précédente par une zone sableuse du shoreface cité ci-dessus.

- **Séquence S2-S3** (fig.V.3)

Pendant cette période, la vitesse de la subsidence a déjà diminué dans la zone du dépôtcentre (fig.III.19). Mais la transgression marine continue après une courte période d'aggradation (fig.V.3). Ceci signifie que le taux des apports de sédiment du Fleuve Rouge est encore inférieur à la vitesse de création de l'espace d'accommodation. Sur la coupe transversale SW-NE, le dépôt continental n'existe pas puisqu'il n'y a pas de sources de sédiment de ce côté de la bordure du bassin.

Sur les coupes de faciès lithologiques, les corps sableux se localisent dans la zone de shoreface et uniquement sur la coupe longitudinale NW-SE, c'est-à-dire dans la direction des apports du Fleuve Rouge.

- **Séquence S3-S4** (fig.V.4)

Durant la période S3-S4, la vitesse de subsidence a beaucoup diminué par rapport à celle de la période S1-S2 (fig.III.20). La transgression marine continue encore mais l'aggradation a tendance à dominer. Ceci montre que même si la vitesse de création d'espace d'accommodation a déjà beaucoup diminué, elle reste encore supérieure au taux des apports sédimentaires. On voit que le flux sédimentaire du Fleuve Rouge a diminué aussi (fig.V.1).

L'architecture des séquences de dépôt de cette période est la même que la précédente.

- **Séquence S4-S5** (fig.V.5)

C'est la période qui marque la fin du 'post-rift' dans le Bassin du Fleuve Rouge. Sur la carte de variation de l'espace d'accommodation, on ne voit plus l'activité tectonique du système

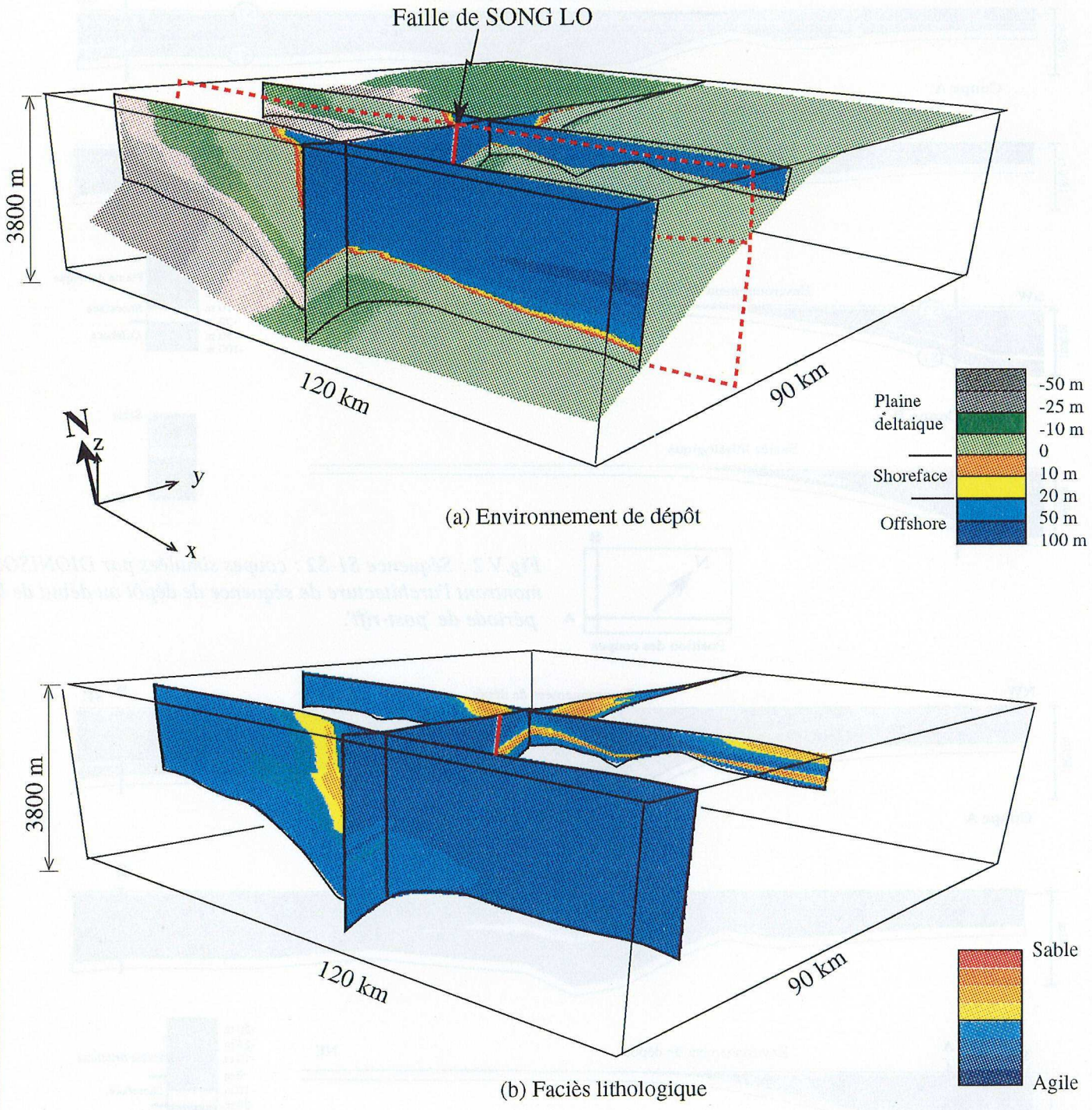


Fig.V.1 : Architecture de séquences de dépôt pendant la période de 'post-rift' montrant l'accumulation très épaisse de sédiment dans la zone du dépôtcentre, à l'Ouest de la faille de SONG LO.

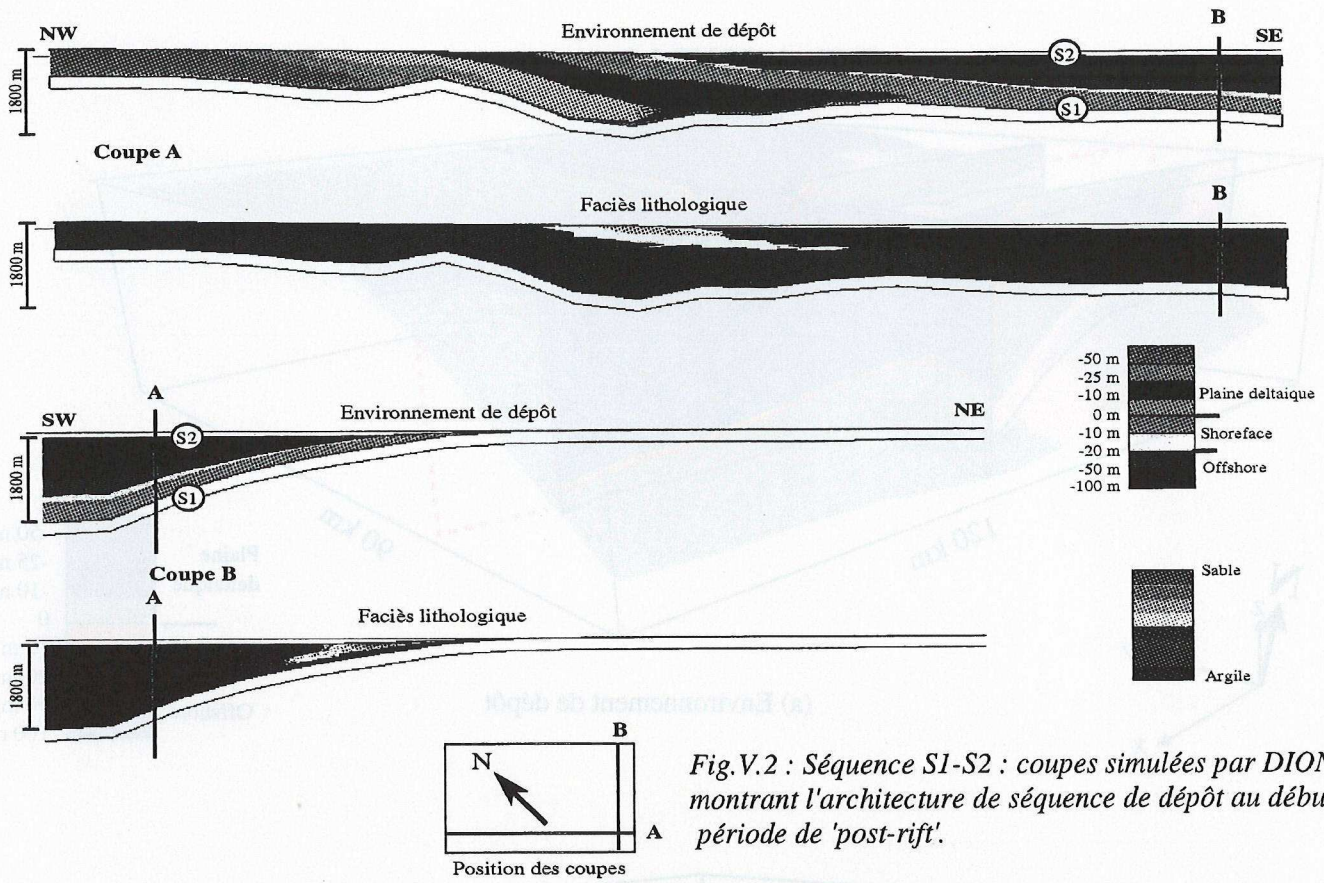


Fig.V.2 : Séquence S1-S2 : coupes simulées par DIONISOS montrant l'architecture de séquence de dépôt au début de la période de 'post-rift'.

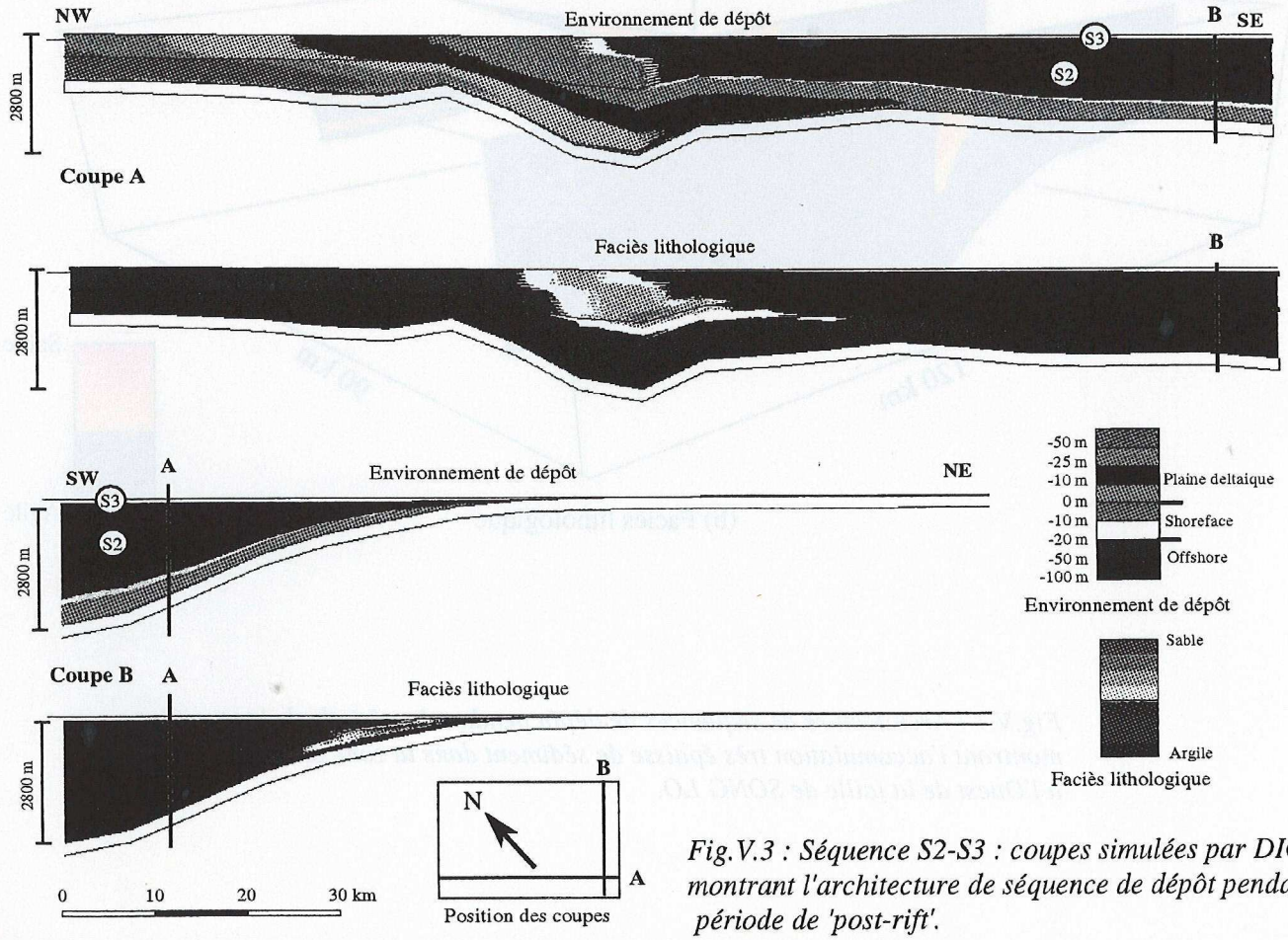


Fig.V.3 : Séquence S2-S3 : coupes simulées par DIONISOS montrant l'architecture de séquence de dépôt pendant la période de 'post-rift'.

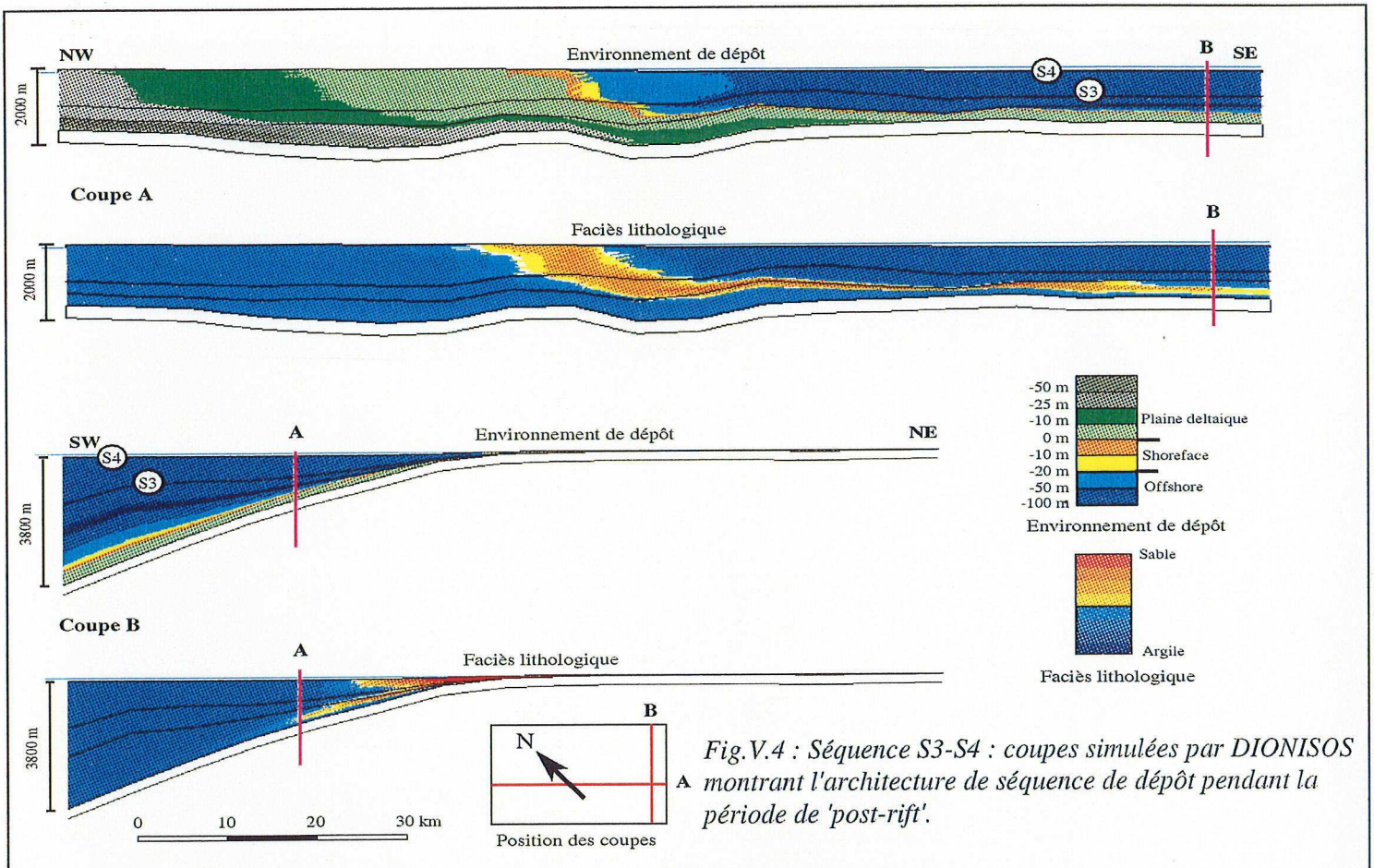


Fig.V.4 : Séquence S3-S4 : coupes simulées par DIONISOS montrant l'architecture de séquence de dépôt pendant la période de 'post-rift'.

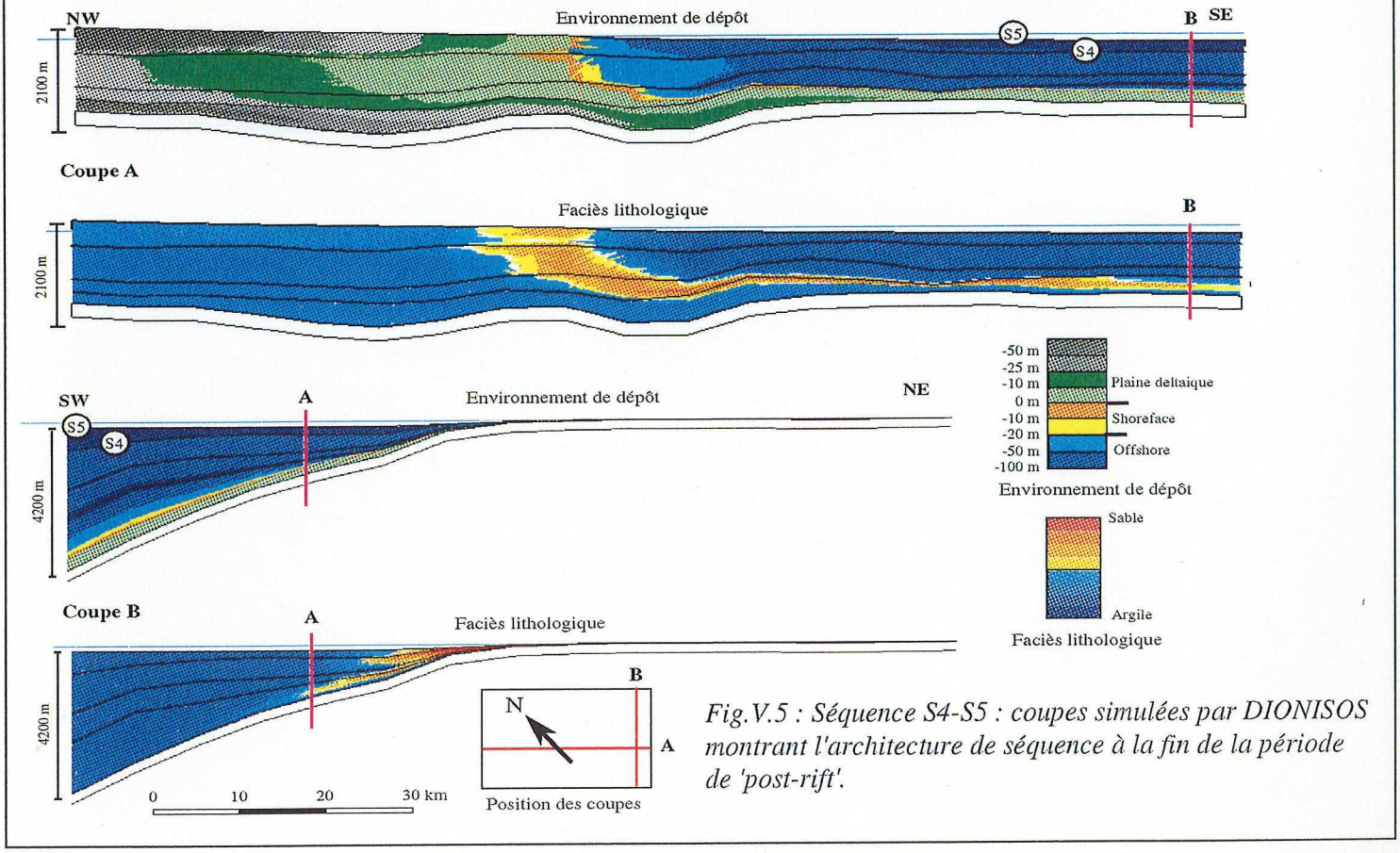
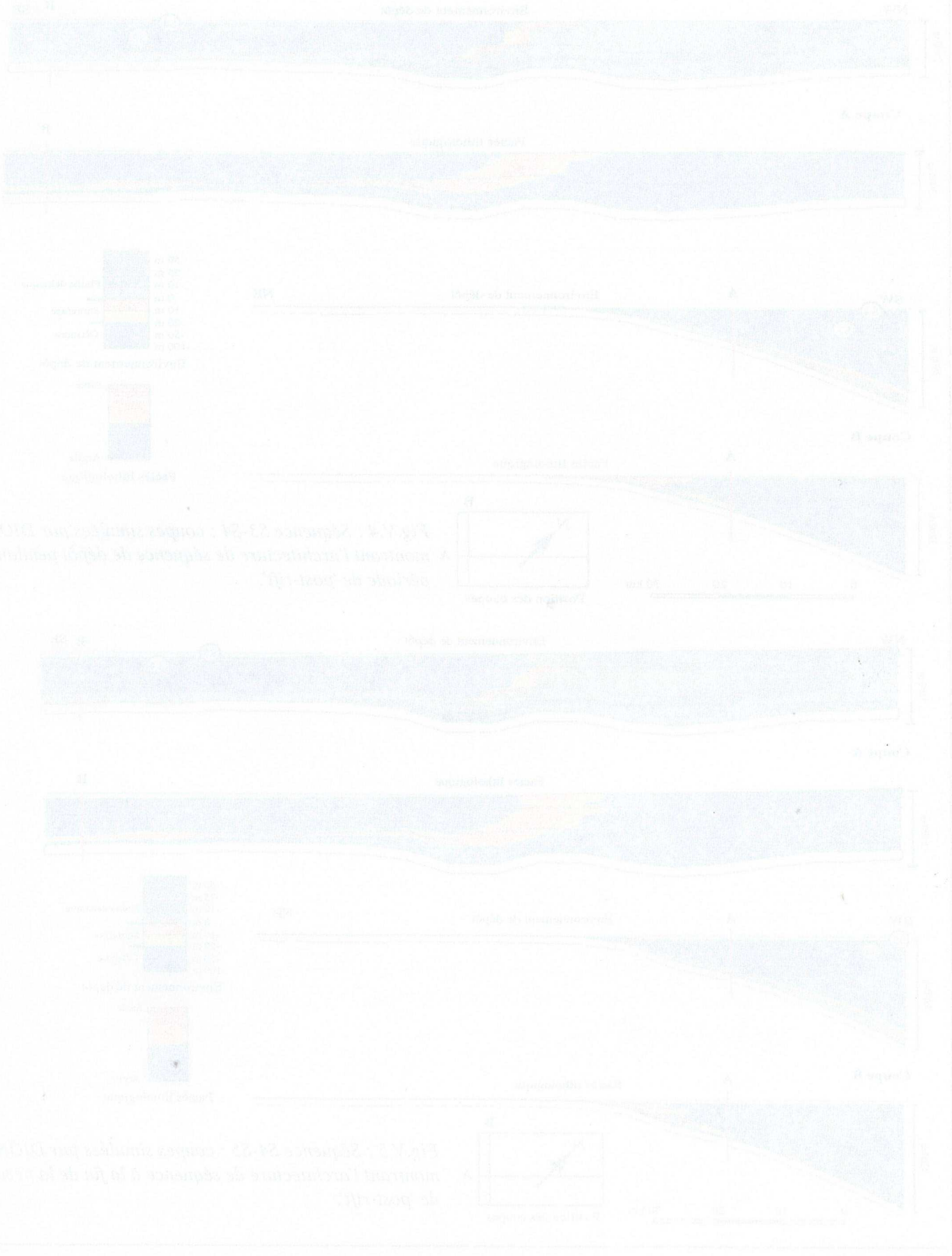


Fig.V.5 : Séquence S4-S5 : coupes simulées par DIONISOS montrant l'architecture de séquence à la fin de la période de 'post-rift'.



de failles du Fleuve Rouge (fig.III.21). L'accommodation est créée seulement par la subsidence thermique. Si on enlève l'erreur induite par la datation, la vitesse de 'subsidence' est de l'ordre de 20 à 60 m/Ma. C'est la vitesse de la subsidence thermique. La progradation commence bien que le flux du Fleuve Rouge ait diminué. Cela signifie que le taux des apports de sédiment du Fleuve Rouge commence à dépasser la vitesse de la création de l'espace d'accommodation. La progradation se fait dans la direction des apports du Fleuve Rouge. On voit que l'architecture de séquence de dépôt est analogue à celle des séquences précédentes.

V.1.1.2. Période d'inversion

Durant la période d'inversion, la zone du dépôtcentre est soulevée et exposée à l'érosion. Les sédiments érodés sont transportés et déposés dans la zone de bordure du bassin. Cette source de sédiments s'interfère avec les apports du Fleuve Rouge et modifie complètement l'architecture des séquences de dépôt (fig.V.6). On voit clairement les deux sens de progradation, l'une dans la direction des apports du Fleuve Rouge et l'autre dans la direction Ouest-Est (fig.V.7). Cette interférence est à l'origine de la complexité de l'architecture des séquences dont un exemple de faciès sismique est illustré sur la fig.II.56. L'accumulation des sédiments se fait dans la zone de bordure du bassin, à l'inverse de de ce qui se passe dans la période de 'post-rift' où l'accumulation se fait principalement dans le dépôtcentre.

- **Séquence S5-S6** (fig.V.8)

À la fin de S4-S5, il y a une chute très importante du niveau relatif de la mer. Cette chute est à l'origine de la création d'un système d'incisions important dont un exemple est donné sur la fig.II.37. Cette surface d'érosion est aussi générée par la simulation mais on n'y retrouve pas les incisions (fig.V.8 coupe B). Ce problème est lié à la définition de la taille des mailles de calcul que l'on a évoqué ci-dessus (paragraphe IV.2.1.2). Les sédiments érodés sont emportés très loin au Sud, en dehors de la zone d'étude. C'est pourquoi on ne voit pas le dépôt de ces sédiments dans notre boîte de simulation.

La période S5-S6 est la période de transition du régime de transtension au régime de transpression dans le bassin du Fleuve Rouge. Il n'y a pas d'activité tectonique sur le système de failles du Fleuve Rouge (fig.III.22). La séquence de dépôt est générée seulement par la variation eustatique. En fait, elle se compose de prismes de progradation suivant l'axe des incisions. Sur la coupe NW-SE simulée par DIONISOS (fig.V.8 coupe A), on voit aussi la progradation du delta dans le sens des apports des sédiments du Fleuve Rouge.

Séquence S6-S7 (fig.V.9)

C'est la période qui marque le début de l'inversion. Mais l'effet de l'inversion n'est pas encore très marqué. Par contre il y a la reprise de l'extension dans la direction NW-SE, conséquence de la phase tectonique de Namhai (Chen et al, 1993). Cette extension a créé un espace d'accommodation dans une zone très limitée (fig.III.23 a). Cet espace d'accommodation est rempli à la fois par les sédiments du Fleuve Rouge et les sédiments des sources locales provenant des érosions (fig.V.9 coupe A). On voit que la progradation du delta est très rapide puisque la vitesse de subsidence sur la bordure du bassin est très faible (de l'ordre de 20 m/Ma), fig.III.23 b).

Sur les coupes de faciès lithologiques, on peut noter que la zone sableuse est beaucoup plus étendue que celle de la période précédente.

- **Séquence S7-S8** (fig.V.10 a et b)

L'activité tectonique reprend sur le système de failles du Fleuve Rouge et le bassin est soumis au régime de transpression (paragraphe III.3.2.4). Durant cette période, l'inversion dans la zone du dépôtcentre du Bassin du Fleuve Rouge atteint son paroxysme. Le dépôtcentre est inversé et érodé. Les sédiments provenant des érosions sont transportés et déposés au pied des structures inversées sous forme des cônes alluviaux (fig.V.10 a et b, coupe B). Cet effet d'inversion se voit plus clairement sur la fig.V.7 où on peut noter l'interférence de deux directions de progradation : l'une dans le sens des apports du Fleuve Rouge et l'autre dans le sens de la source des érosions locales.

Sur les coupes de faciès lithologiques, la zone sableuse est beaucoup plus importante au pied des structures inversées (fig.V.10 a, coupe B et fig.V.10 b, coupe B). Cette concentration du sable est liée à la progradation des cônes alluviaux que l'on a mentionnée ci-dessus.

- **Séquence S8-S9** (fig.V.11)

L'inversion continue encore durant cette période. La progradation se fait encore aux alentours des zones érodées (fig.V.11, coupe B), mais sur la bordure du bassin, on remarque une transgression à la base de S8-S9 (fig.V.11, coupe A), qui est probablement liée à la remontée du niveau eustatique.

Au niveau des coupes de faciès lithologiques, on a les mêmes remarques que dans la période précédente.

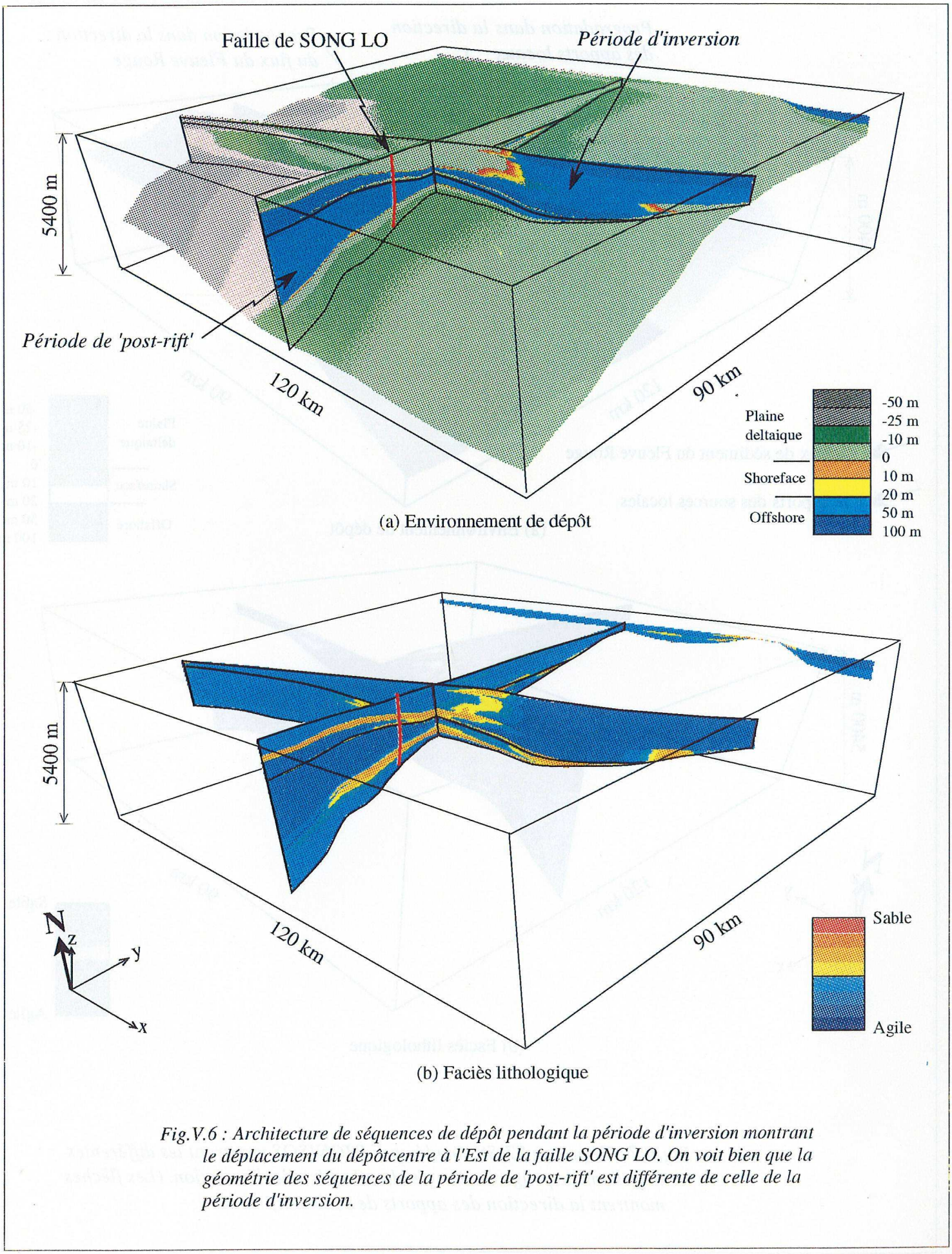


Fig.V.6 : Architecture de séquences de dépôt pendant la période d'inversion montrant le déplacement du dépôtcentre à l'Est de la faille SONG LO. On voit bien que la géométrie des séquences de la période de 'post-rift' est différente de celle de la période d'inversion.

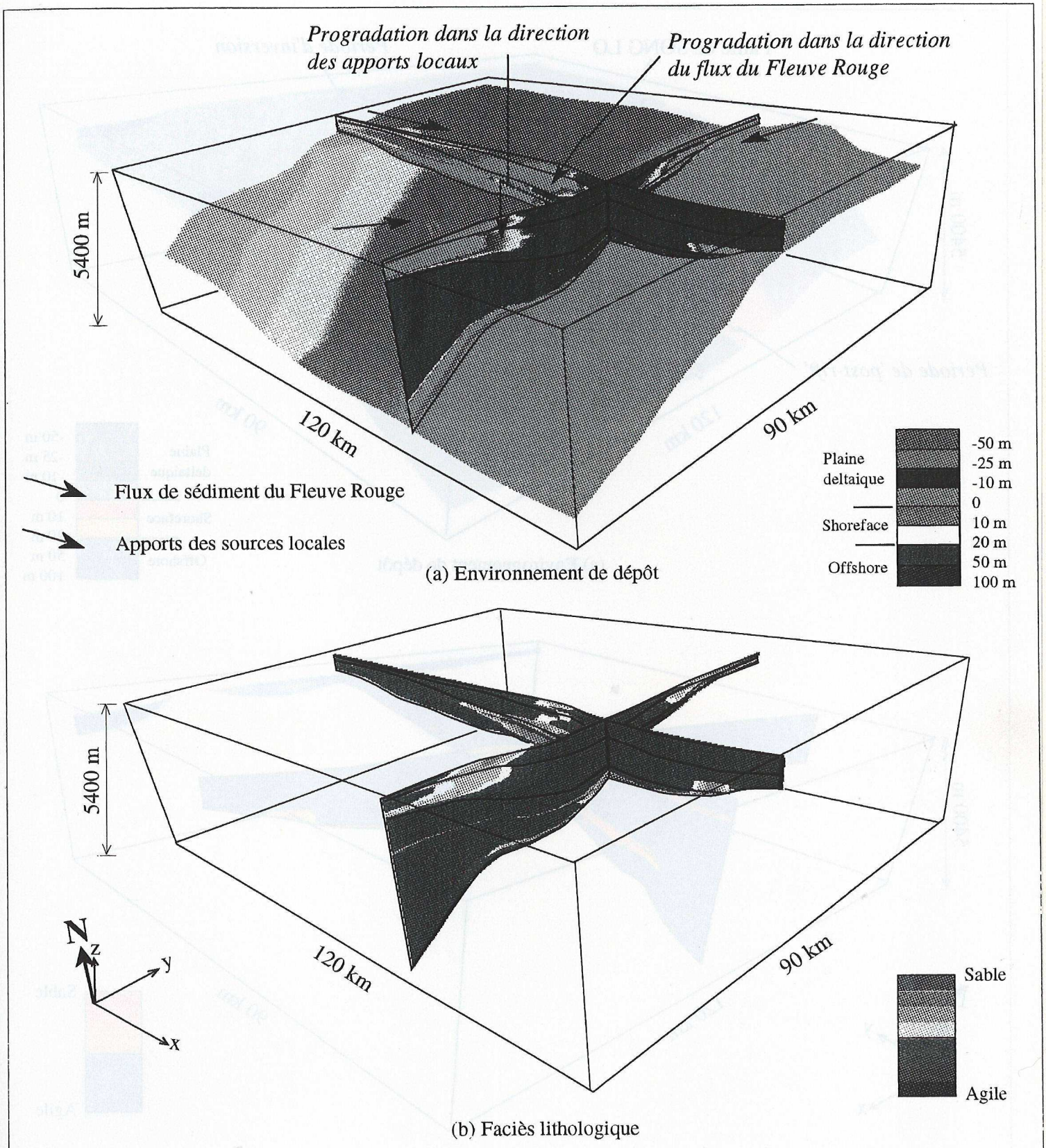


Fig.V.7 : Séquence S7-S8 simulée par DIONISOS montrant les différentes directions de progradation pendant la période d'inversion. (Les flèches montrent la direction des apports de sédiment).

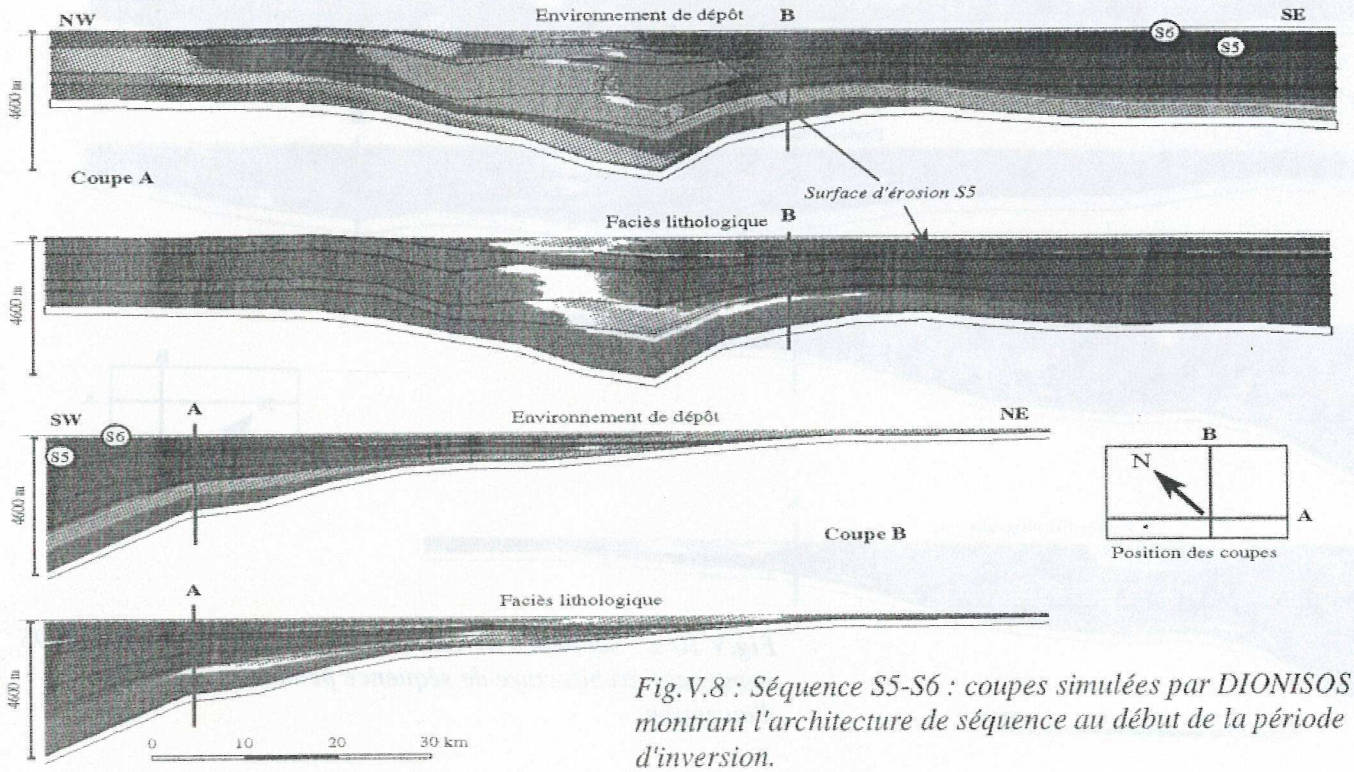


Fig.V.8 : Séquence S5-S6 : coupes simulées par DIONISOS montrant l'architecture de séquence au début de la période d'inversion.

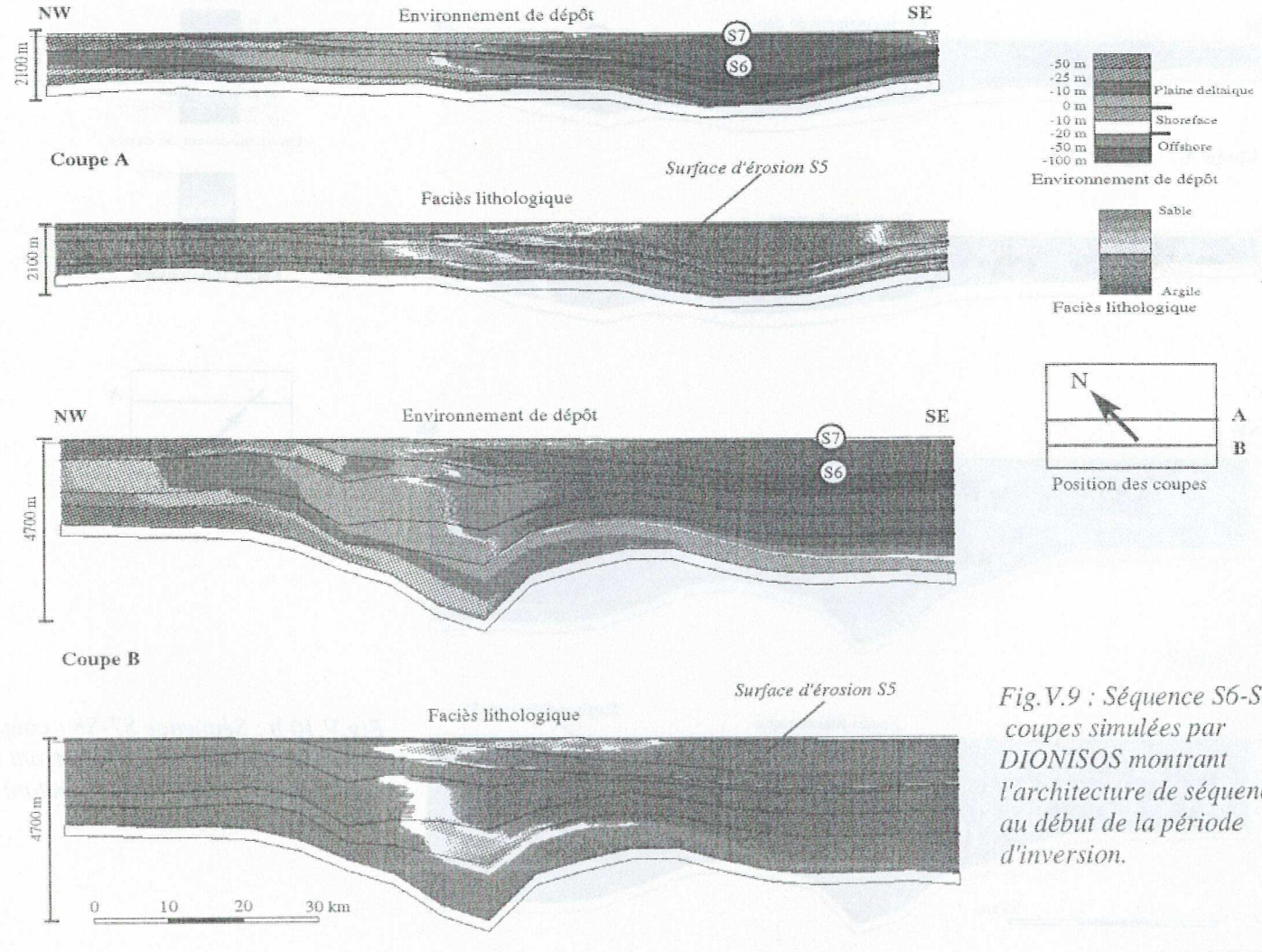


Fig.V.9 : Séquence S6-S7 : coupes simulées par DIONISOS montrant l'architecture de séquence au début de la période d'inversion.

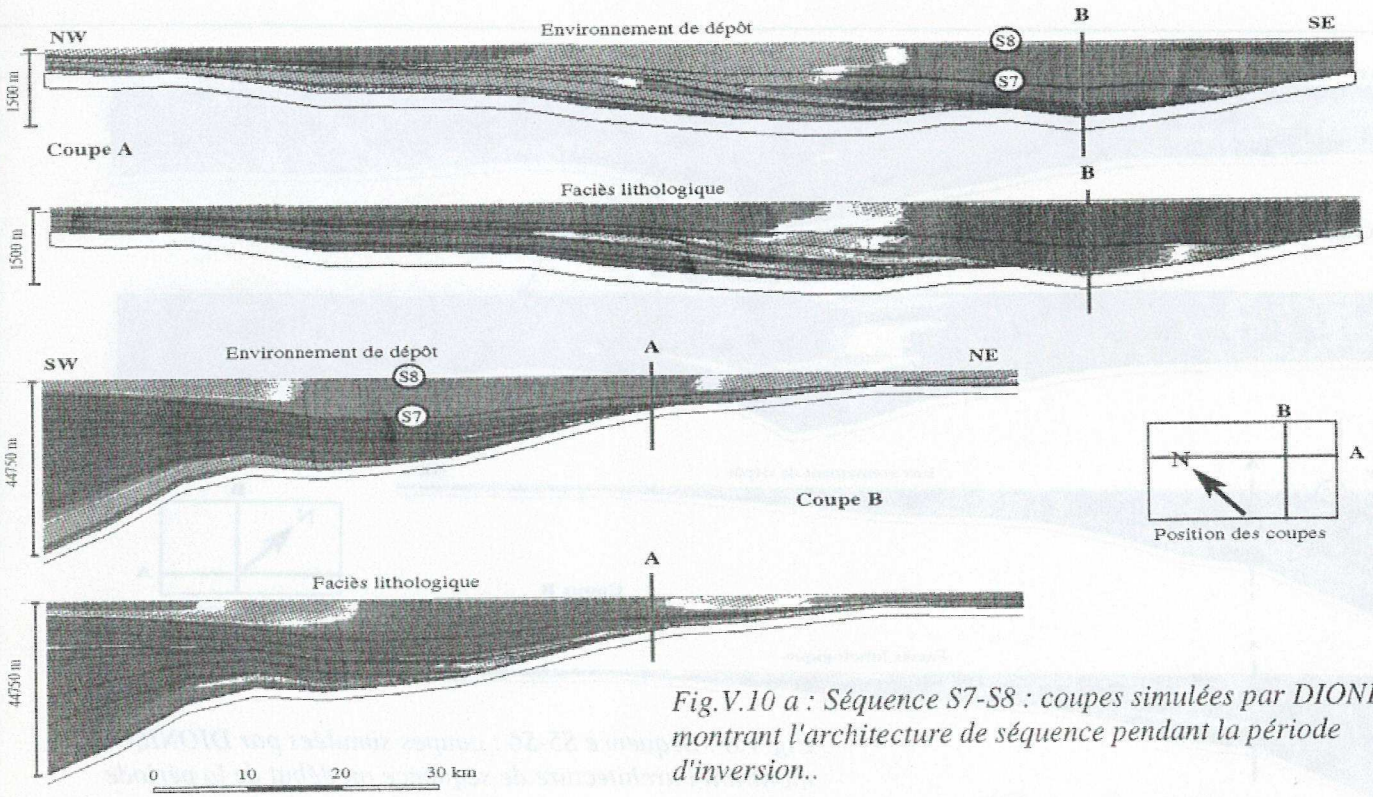


Fig.V.10 a : Séquence S7-S8 : coupes simulées par DIONISOS montrant l'architecture de séquence pendant la période d'inversion..

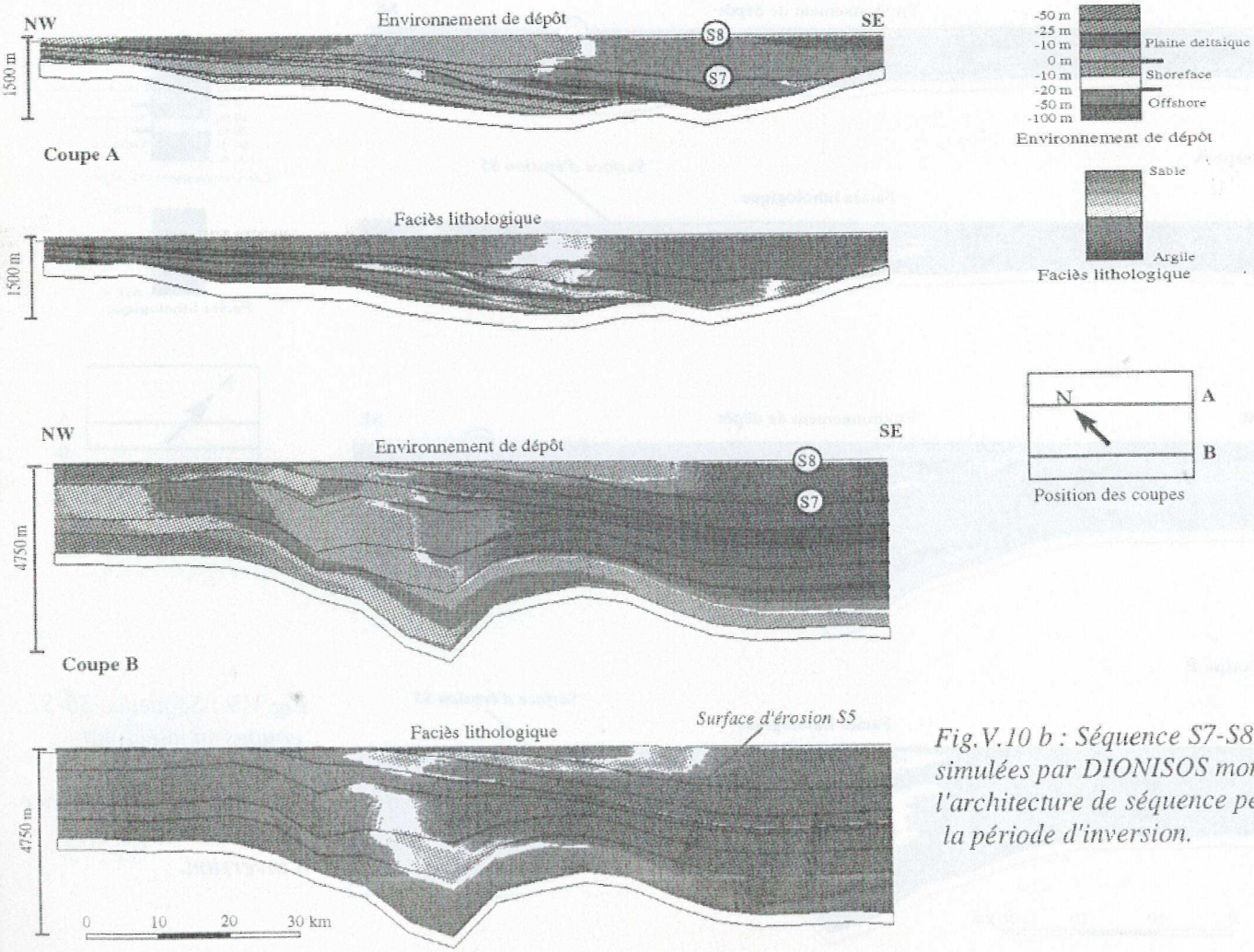


Fig.V.10 b : Séquence S7-S8 : coupes simulées par DIONISOS montrant l'architecture de séquence pendant la période d'inversion.

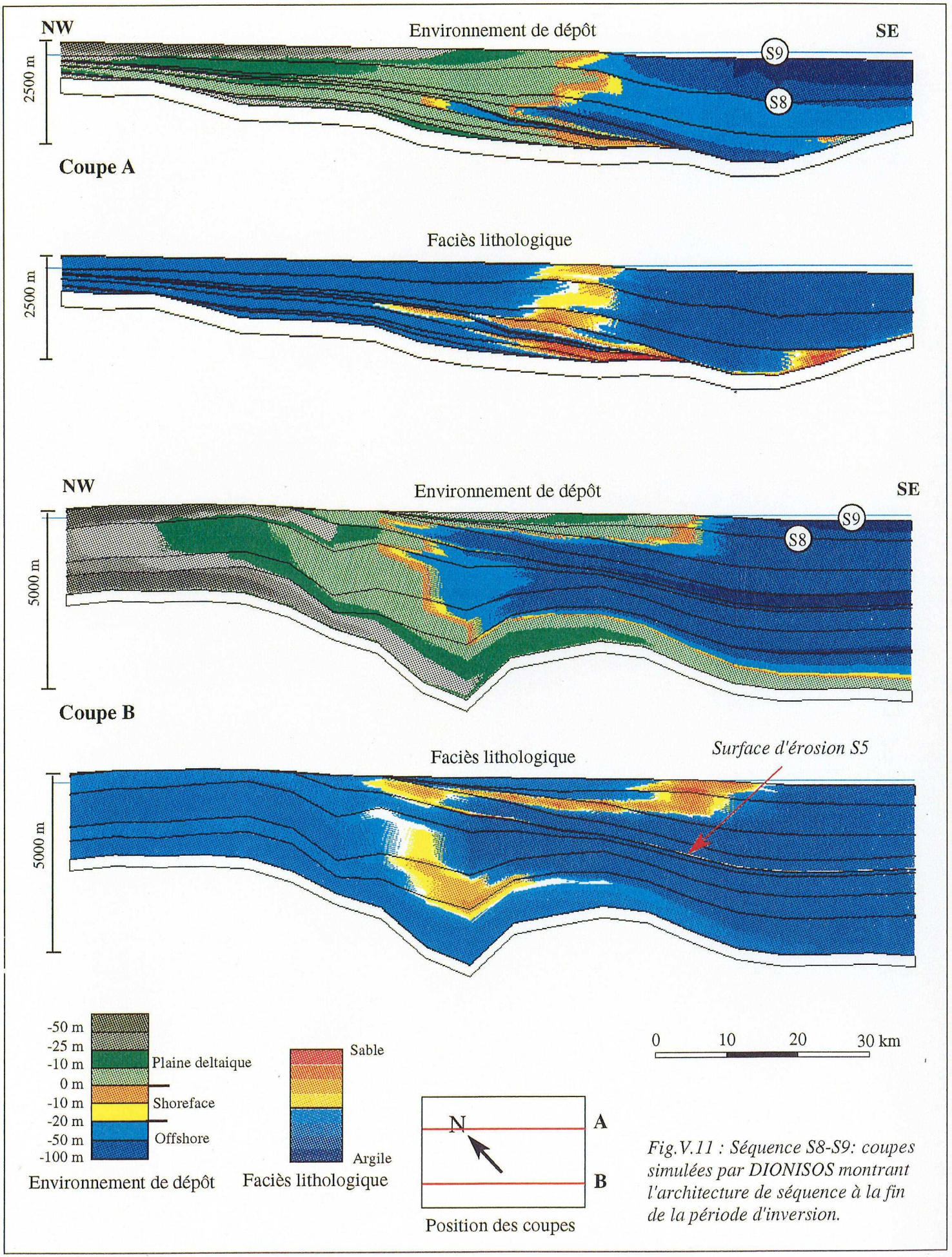


Fig.V.11 : Séquence S8-S9: coupes simulées par DIONISOS montrant l'architecture de séquence à la fin de la période d'inversion.

V.1.2. Séquence de dépôt en relation avec le flux sédimentaire

V.1.2.1. Période de 'post-rift'

Comme on a déjà mentionné ci-dessus, durant la période de 'post-rift', ce sont seulement les apports du Fleuve Rouge qui alimentent la sédimentation dans le bassin. De ce fait, le développement des séquences de dépôt se fait dans cette direction (NW-SE) avec les trois faciès principaux : la plaine deltaïque, le shoreface et l'offshore. Dans l'autre direction (SW-NE), il n'y a pas de dépôt continental ni de shoreface.

V.1.2.2. Période d'inversion

Pendant cette période, les sources locales, provenant des érosions, contribuent à alimenter la sédimentation dans le bassin. Comme les directions de ces sources sont différentes, le développement des séquences de dépôt est aussi varié d'une direction à l'autre. Et surtout l'interférence de deux sources importantes : les apports du Fleuve Rouge et les érosions des zones érodées du dépôtcentre, a en fait modifié l'architecture de séquences de dépôt dans cette zone. Cette complexité de faciès ne se voit pas sur le modèle simulé par DIONISOS qui montre seulement la zone sableuse qui beaucoup plus importante sur la bordure du bassin. Cependant on peut voir comment les sources locales influencent sur la construction de séquence de dépôt dans la zone tectoniquement active comme le Bassin du Fleuve Rouge.

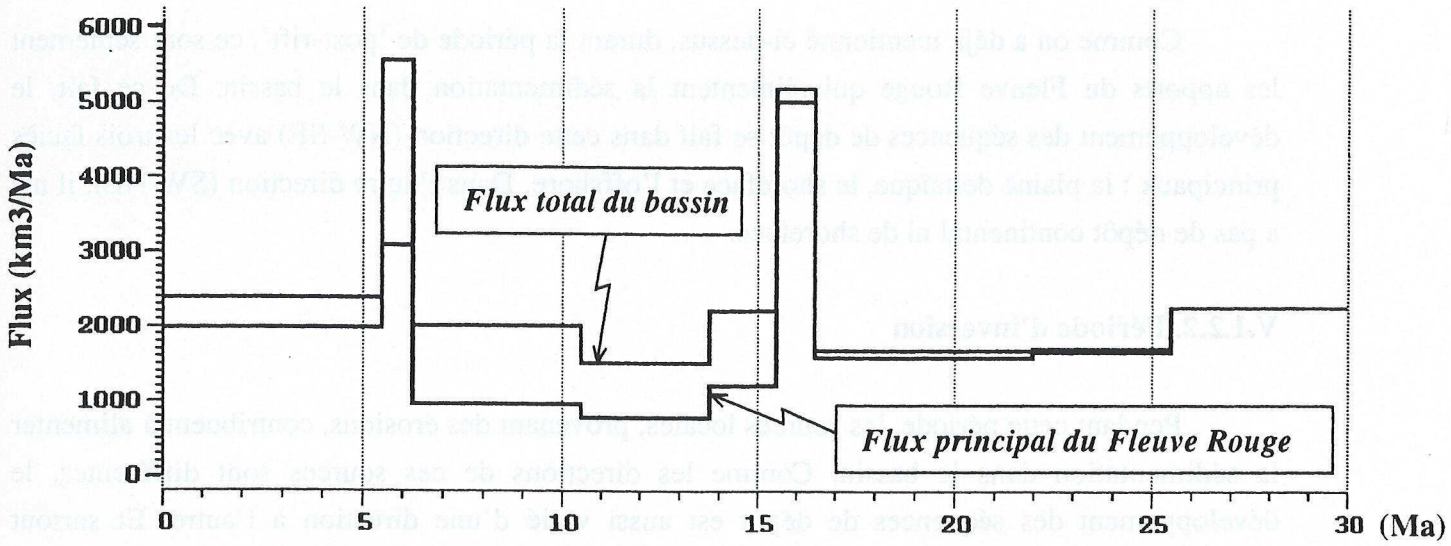
V.1.3. Flux de sédiment en rapport avec des activités tectoniques

L'analyse de la variation du flux de sédiment du Fleuve Rouge par rapport à la variation du flux total du bassin montre qu'il y a trois périodes distinctes de variation du flux. (fig.V.12).

- **La première période** : Les apports du Fleuve Rouge sont la seule source de sédiment dans le Bassin du Fleuve Rouge. Cette période dure de 30 Ma à 15,5 Ma et coïncide avec la période de 'post-rift'. Ceci confirme notre interprétation à savoir que pendant cette période, le bassin est en régime de transtension et l'espace d'accommodation créé par la subsidence n'est rempli que seulement par les sédiments apportés par le Fleuve rouge.

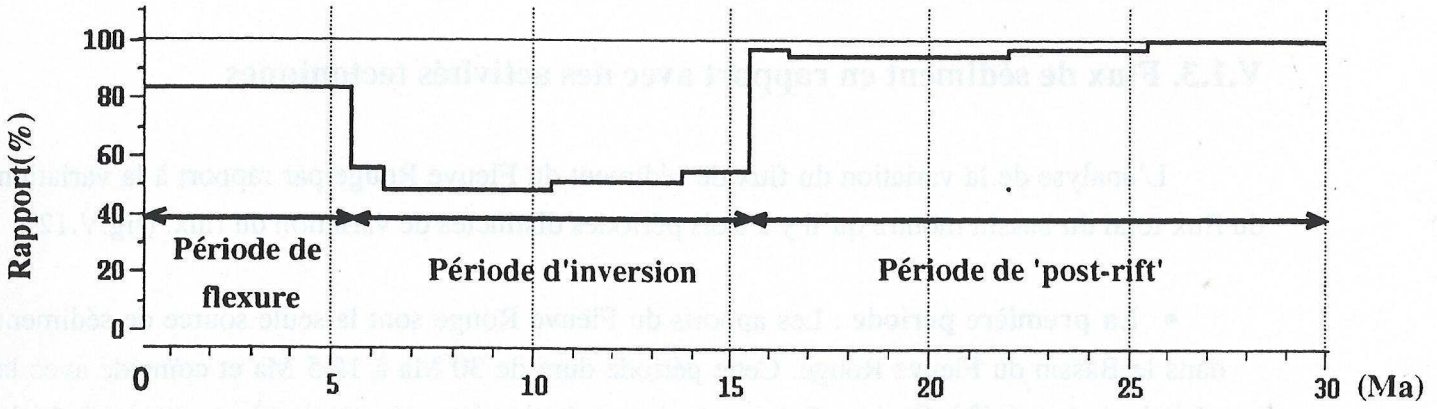
- **La deuxième période** : Cette période dure de 15,5 Ma à 5,5 Ma. Les apports du Fleuve Rouge contribuent seulement à la moitié du volume de sédiments déposés dans le bassin. Le reste provient des sources locales (fig.V.12). Ces sources ont pour origine l'érosion des zones soulevées. On voit très bien que l'érosion dans la zone du dépôtcentre, à l'Ouest de la faille

(a)



Variation du flux total et du flux principal du Bassin du Fleuve Rouge

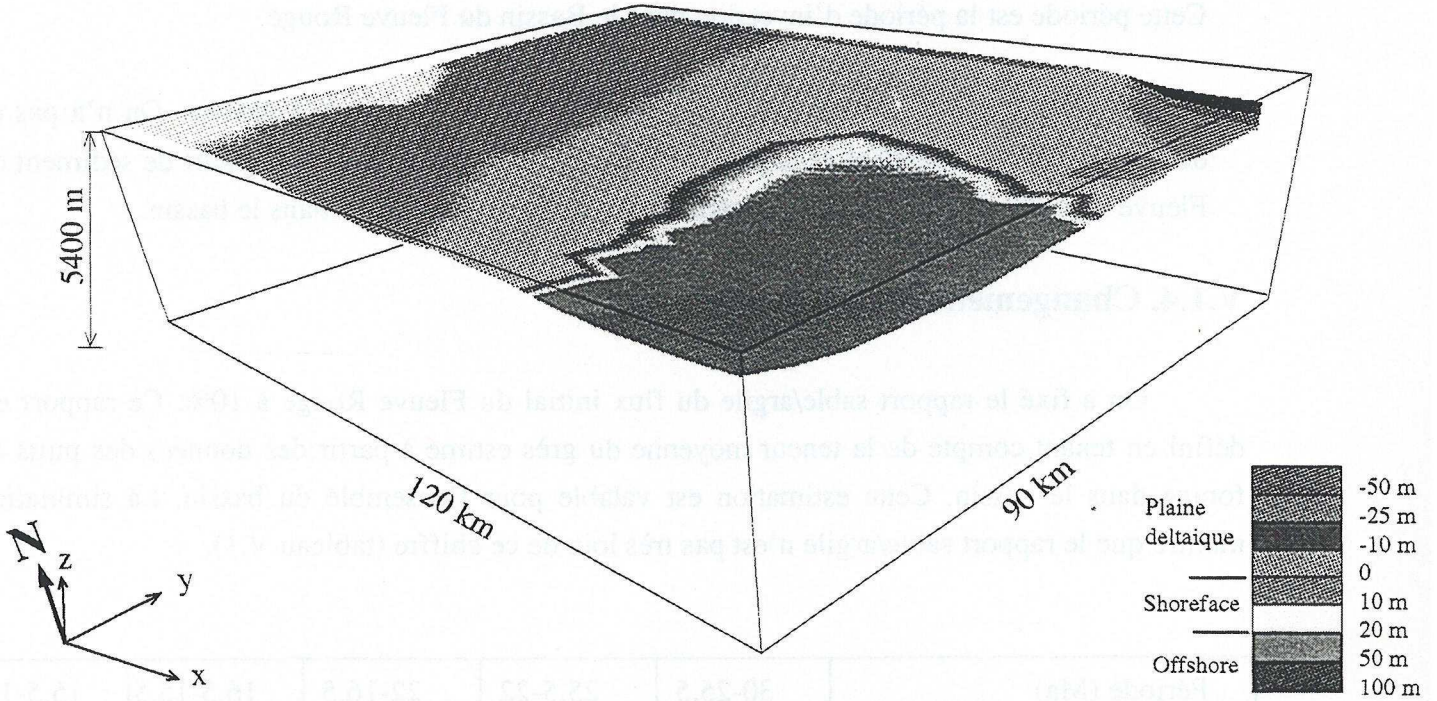
(b)



Rapport entre le flux principal du Fleuve Rouge et le flux total du bassin

Fig.V.12 : Histoire de variation du flux de sédiment dans le Bassin du Fleuve Rouge pendant la période de 30 Ma à présent.

(a) Environnement de dépôt



(b) Distribution des zones sableuses

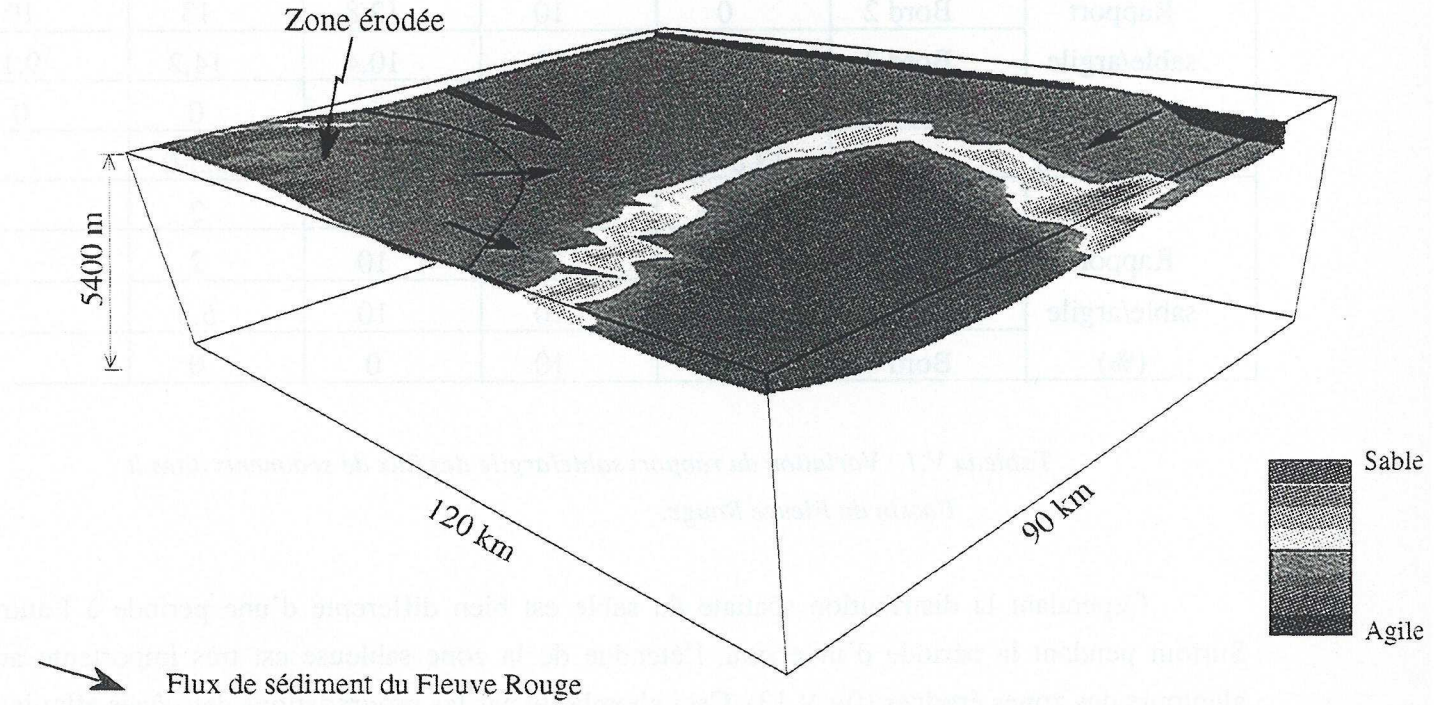


Fig.V.13 : Situation géographique intra S7-S8 simulée par DIONISOS montrant la localisation des zones sableuses. La concentration du sable est plus forte aux alentours de la zone érodée. (La flèche montre la direction des flux de sédiment).

de SONG LO, constitue une source de sédiment locale très importante (tableau IV.3, bord 1). Cette source influence fortement le changement de l'architecture des séquences de dépôt. Cette période est la période d'inversion dans le Bassin du Fleuve Rouge.

- **La troisième période** : Cette période dure de 5,5 Ma jusqu'à présent. On n'a pas de détails de variation pendant cette période. Mais on peut constater que l'apport de sédiment du Fleuve Rouge constitue la majeure partie des sédiments accumulés dans le bassin.

V.1.4. Changement de la sablosité

On a fixé le rapport sable/argile du flux initial du Fleuve Rouge à 10%. Ce rapport est défini en tenant compte de la teneur moyenne du grès estimé à partir des données des puits de forage dans le bassin. Cette estimation est valable pour l'ensemble du bassin. La simulation montre que le rapport sable/argile n'est pas très loin de ce chiffre (tableau V.1).

Période (Ma)		30-25,5	25,5-22	22-16,5	16,5-15,5	15,5-13,8
Rapport sable/argile (%)	Bord 1	0	0	0	0	10
	Bord 2	0	10	12,8	13	10
	Bord 3	10,6	13	10,4	14,2	9,1
	Bord 4	0	0	0	0	0
Période (Ma)		13,8-10,5	10,5-6,3	6,3-5,5	5,5-0	
Rapport sable/argile (%)	Bord 1	11,7	11	10	2	
	Bord 2	10	10	10	2	
	Bord 3	0,93	10	10	5.3	
	Bord 4	10	10	0	0	

Tableau V.1 : Variation du rapport sable/argile des flux de sédiments dans le Bassin du Fleuve Rouge.

Cependant la distribution spatiale du sable est bien différente d'une période à l'autre. Surtout pendant la période d'inversion, l'étendue de la zone sableuse est très importante aux alentours des zones érodées (fig.V.13). Ceci s'explique par les progradations des cônes alluviaux sur le flanc des structures inversées (fig.II.56 et fig.V.7), tandis que durant la période de 'post-rift', la zone sableuse se trouve en général dans le shoreface.

V.2. PROBLÈME DE DATATION

Comme on l'a déjà mentionné, la datation est un problème non résolu jusqu'à présent dans le Bassin du Fleuve Rouge. On peut citer les différentes datations de PETROVIETNAM, de TOTAL, d'ARCO, d'IDEMITSU OIL ... On a mentionné ce problème lors du calcul de la vitesse de subsidence (paragraphe III.3.1). Ce problème a aussi une très forte influence sur l'histoire du flux.

Sur la courbe de variation du flux moyen du Fleuve Rouge au cours du temps (fig.V.14), on voit que la variation du flux au cours du temps est variable. La comparaison avec la courbe de variation du flux régional calculé par F. Métivier, 1996, pour les bassins de la zone du Sud-Est Asiatique (fig.V.15) est difficile puisque le flux que nous avons calculé est limité dans notre zone d'étude qui n'est pas représentative de tous les bassins de l'Asie du Sud-Est.

Cependant on remarque qu'il y a deux périodes où le flux augmente considérablement (A et B, fig.V.14). Ces deux périodes coïncident avec les périodes dont la datation des limites des unités sismiques (S4 : 16,5 Ma et S8 : 6,3 Ma) n'est pas très sûre (paragraphe II.5.4). Même la limite S9 dont la datation varie entre 5,5 Ma (selon TOTAL, 1991) et 5,2 Ma (selon GECO Prakla, 1994, IDEMITSU Oil, 1992). De plus, ces datations ne tiennent pas compte des lacunes de temps (période de non-dépôt durant l'érosion). Pour ces deux périodes dont le flux parait anormal, la durée est relativement courte (de 1 Ma à 0.8 Ma). Examinons la période S8-S9, le flux est de 3080 km^3/Ma. Si la limite S9 est datée à 5,2 Ma, le flux sera 3080 x 0.8 : 1.1 = 2240 (km^3/Ma). Le pic du flux a beaucoup diminué (fig.V.14). On voit très bien comment la datation influence la variation du flux. Il en est de même pour la période S4-S5. Il ne reste qu'à tester plusieurs datations pour en tirer une conclusion finale.

V.3. ÉVOLUTION DU FLUX DE SÉDIMENTS À L'ÉCHELLE RÉGIONALE

Comme on l'a déjà mentionné, il y a deux périodes pendant lesquelles le flux du Fleuve Rouge augmente considérablement (A et B, fig.V.14). L'une des hypothèses pour expliquer cette augmentation est l'erreur de datation que l'on a exposée ci-dessus. Mais dans une éventuelle erreur de datation, on voit encore que le flux durant ces deux périodes est sensiblement plus grand que la variation moyenne (fig.V.14). L'étude de variation du flux liée

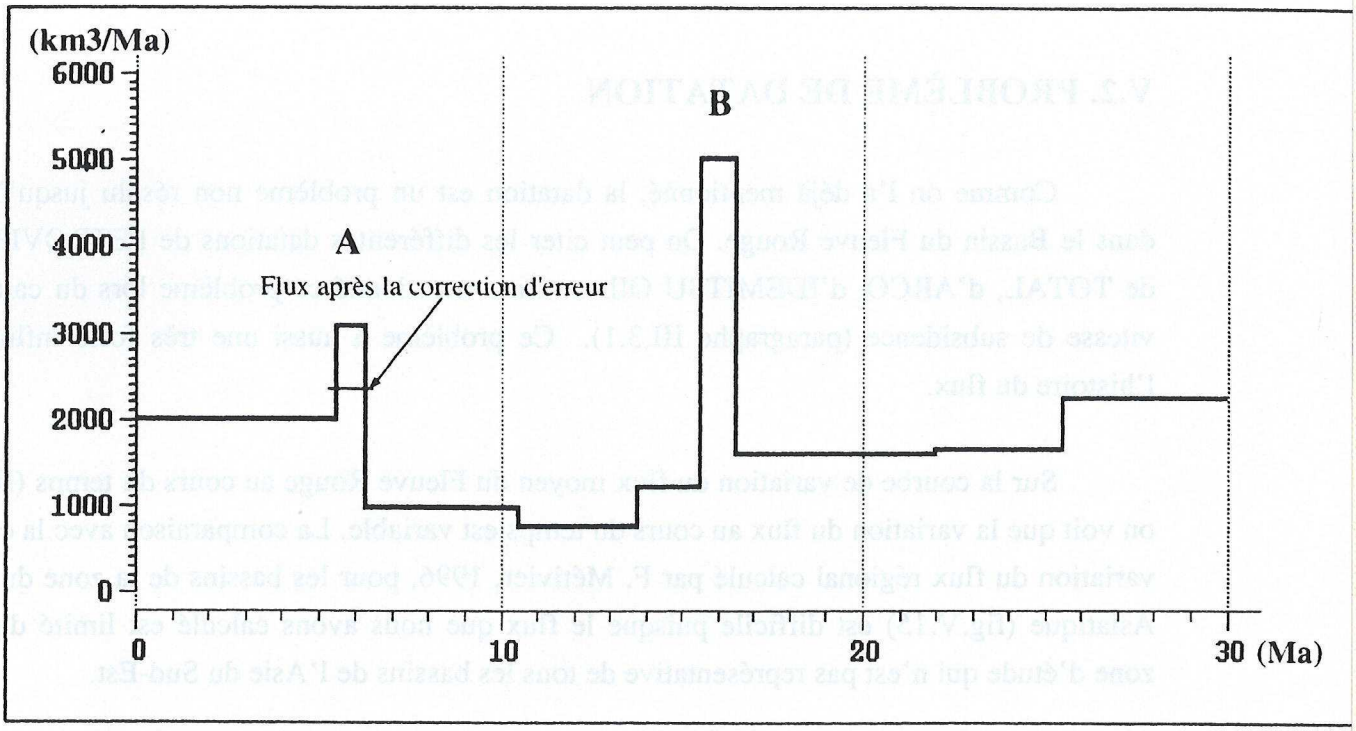


Fig.V.14 : Courbe de variation de flux du Fleuve Rouge pendant la période de 30 Ma à présent.

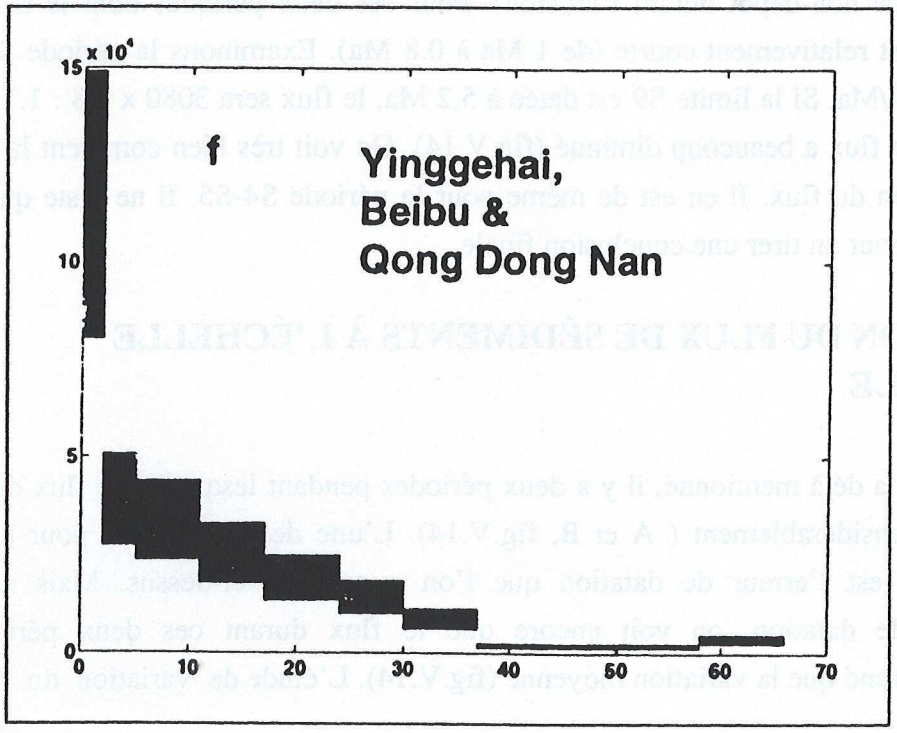


Fig.V.15 : Vitesse moyenne d'accumulation dans les bassins de Yinggehai, Beibu et Qong Dong Nan, de l'Asie du Sud-Est, en km³/Ma. (D'après F. Métivier, 1996).

aux événements à l'échelle régionale effectuée par F. Métivier (1996) nous conduit à proposer l'hypothèse suivante :

- Sur la fig.V.16, F. Métivier a mentionné que :

- le cours du Mékong est décalé au passage des failles décrochantes dextres de Dien Bien Phu, de Nanting et de Wanding (Lacassin et al, 1996),

- le Fleuve Rouge prend sa source à proximité de la faille de Wanding,

- les cours actuels de la Salween, du Mékong et du Chang Jiang ne sont séparés que de 10 km environ aux confins de la Chine et de la Birmanie, alors que leurs embouchures respectives sont séparées de plusieurs milliers de km,

- le Mékong passe, en plusieurs points, à proximité de la ligne de partage entre ses eaux et celles du Fleuve Rouge.

Ces observations rendent tout à fait possible la capture et l'abandon d'anciens lits par le jeu de décrochements des failles. On peut supposer ainsi qu'au cours de son histoire, le Fleuve Rouge aurait capturé les autres cours d'eau, notamment le Mékong et le Salween et potentiellement le Chang Jiang. Ainsi son flux au moment des captures aurait augmenté exceptionnellement.

- *La période B* : (6,3-5,5 Ma). Pendant cette période, les moussons sont signalées dans plusieurs publications depuis 8 Ma dans la région de l'Himalaya (Burbank et al, 1993, 1996 ; Quade et al, 1989 ; Prell et al, 1989, 1992). Ce changement de climat a en effet augmenté les précipitations dans cette zone et le flux des fleuves qui y prennent source. Pourtant on n'a pas d'indications qui signalent l'augmentation exceptionnelle de précipitations durant la période 6,3-5,5 Ma. C'est une autre hypothèse qui pourrait expliquer l'augmentation du flux du Fleuve Rouge durant cette période.

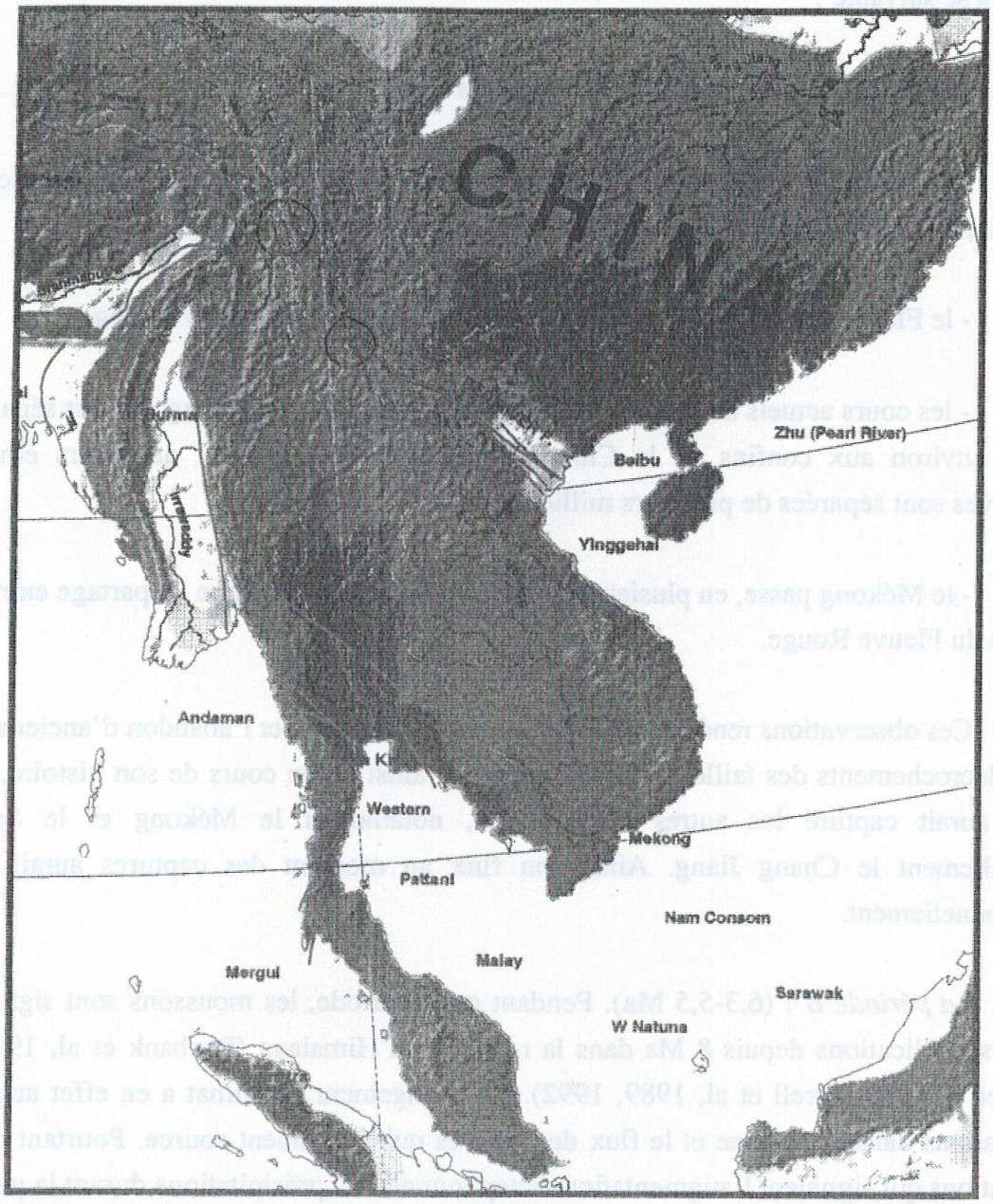


Fig.V.16 : Carte de l'Asie du Sud-Est montrant les différents fleuves dans la péninsule Indochinoise. Les cercles montrent les zones où il y a la possibilité de capture et d'abandon entre les grands fleuves. Les failles actives sont tracées en rose d'après Leloup et al, 1995, Lacassin et al, 1996. (D'après F. Métivier, 1996).

V.4. APPORT DU MODÈLE DIFFUSIF À L'AMÉLIORATION DU MODÈLE GÉOLOGIQUE

V.4.1. Estimation de la paléobathymétrie

La détermination de la paléobathymétrie n'est pas toujours évidente. L'estimation de la paléobathymétrie dans notre cas se base essentiellement sur l'interprétation des données sismiques. Les résultats des modélisations montrent que la bathymétrie simulée varie de 0 à 100 m dans notre zone d'étude. Pourtant il y a des zones où la paléobathymétrie estimée est différente de la bathymétrie simulée par DIONISOS (fig.V.17). Ces différences se trouvent dans les zones où il y a une forte pente sur la section sismique. On peut se demander si c'est réellement la pente du profil du dépôt ? En fait il y a des raisons pour lesquelles la pente sur la section sismique est différente de la pente du profil de dépôt :

- La section sismique est en temps double et ne représente pas les horizons sismiques à leur profondeur réelle. Cette différence influence le calcul de la pente d'un profil de dépôt, surtout si l'inclinaison de l'horizon devient forte.

- L'horizon sismique représente l'état actuel de la surface d'une couche. Cette surface n'est pas à sa position au moment du dépôt à cause de l'effet de compaction. C'est pourquoi la pente sur les sections sismiques est toujours surestimée par rapport à la pente réelle d'un profil de dépôt.

Les deux raisons ci-dessus peuvent expliquer la différence entre la bathymétrie estimée et celle simulée.

D'ailleurs la bathymétrie issue de DIONISOS est simulée par un processus physique (les apports de sédiment, la loi de transport, l'action des vague...), tandis que la bathymétrie issue de l'interprétation est calculée géométriquement (par la pente du profil). Ces deux approches présentent chacune des limites et des avantages. La première (de DIONISOS) est objective mais elle dépend beaucoup des paramètres physiques. La deuxième tient compte de la réalité géologique mais souvent incomplète. Donc, on doit chercher à trouver la cohérence entre les deux bathymétrie simulée de DIONISOS et estimée de l'interprétation.

V.4.2. Revue de l'interprétation des données sismiques.

Le modèle diffusif représente un certain décalage par rapport au modèle géologique. Le décalage le plus important se trouve juste dans la zone où on a décelé la différence de

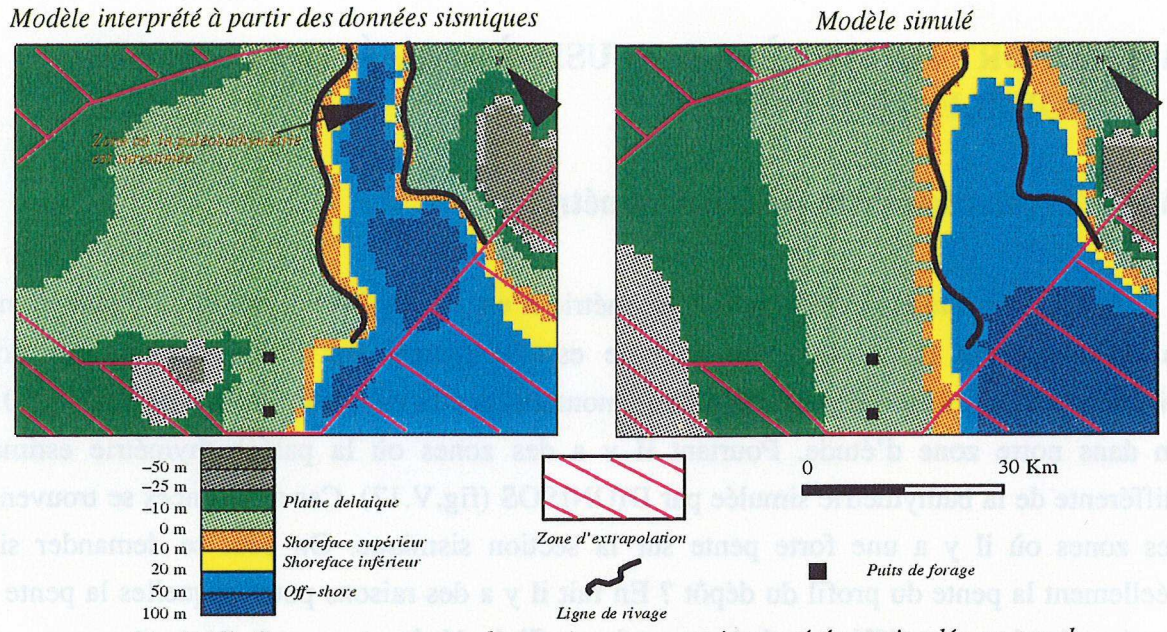


Fig.V.17: Comparaison entre les environnements interprétés et simulés au top de la séquence S6−S7 montrant la zone où la paléobathymétrie est surestimée.

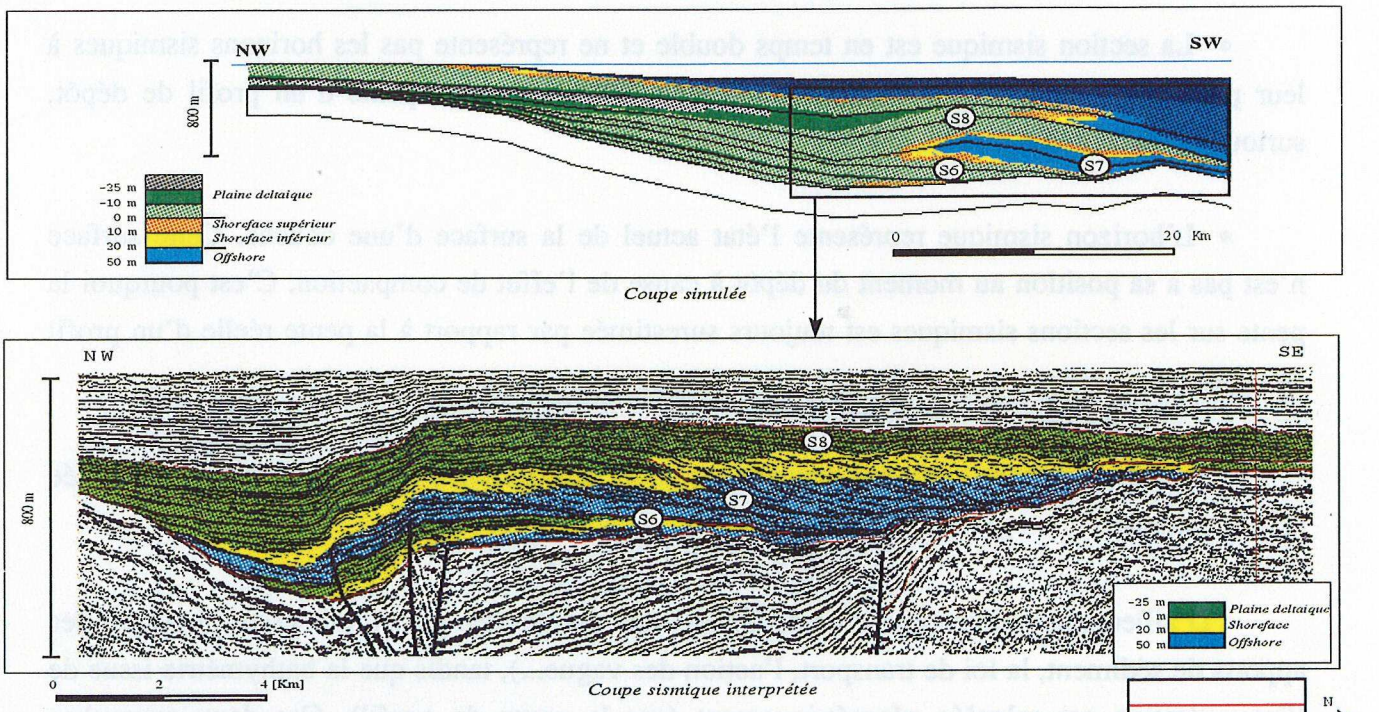


Fig.V.18 : Comparaison entre une coupe sismique interprétée et une coupe du modèle diffusif montrant la différence entre l'interprétation et la simulation.

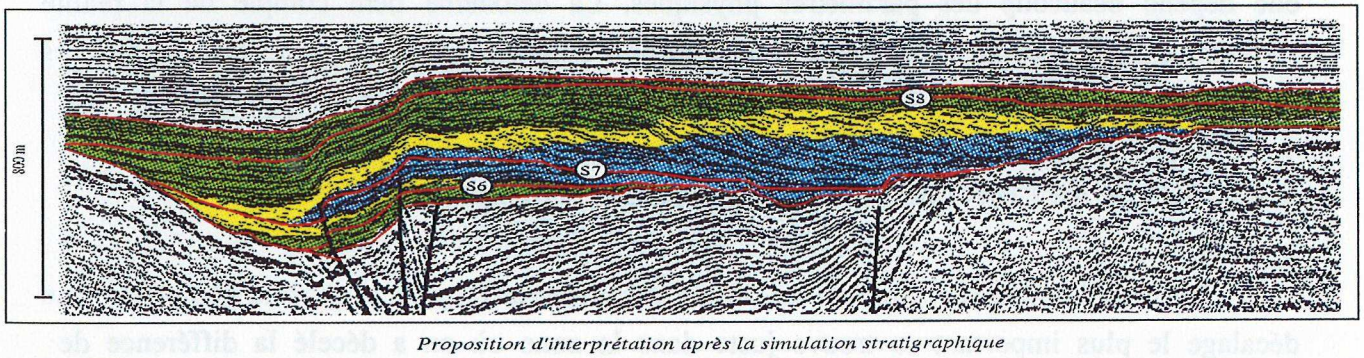


Fig.V.19 : Nouvelle suggestion d'interprétation d'une coupe sismique après la simulation stratigraphique

bathymétrie (paragraphe V.3.1). La comparaison entre une coupe sismique interprétée et une coupe simulée du modèle diffusif montre que (fig.V.18) :

Un grand décalage existe au niveau des séquences S6-S8. La section interprétée montre la progradation au sein de l'unité s6-S7. Le dépôt à la base de cette unité est interprété comme le dépôt marin. La revue de l'interprétation de cette section suggère une autre alternative d'interprétation qui est représentée sur la fig.V.9. Dans cette nouvelle version d'interprétation, la base de l'unité S7-S8 descend plus bas et la série marine précédente est interprétée comme le dépôt continental. Cette interprétation est seulement une suggestion. On devrait réexaminer la corrélation de toutes les sections pour pouvoir trouver une solution raisonnable et procéder à une nouvelle simulation afin de confirmer cette suggestion.

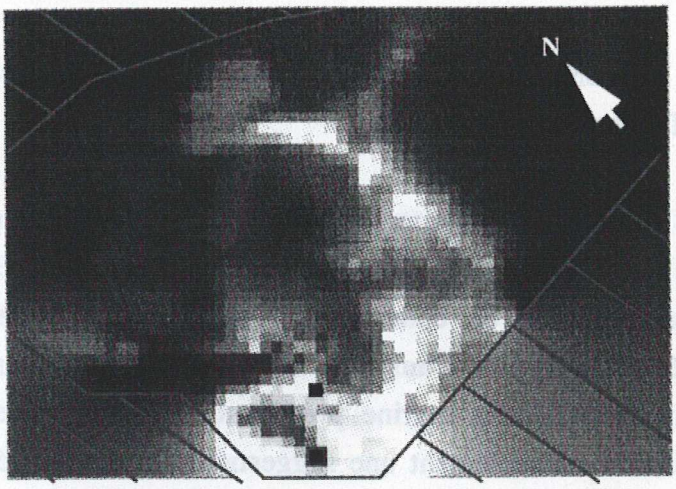
V.5. LIMITES DU MODÈLE

La simulation stratigraphique du Bassin du Fleuve Rouge permet d'obtenir un modèle satisfaisant et répond aux objectifs de notre étude. Cependant, le modèle diffusif présente certaines limites.

- le problème de tailles des mailles de calcul : comme on l'a déjà mentionné, la dimension des mailles de calcul influence beaucoup la finesse de la modélisation. En fait, comme dans toute modélisation numérique, la dimension des mailles dicte la précision du calcul. Et c'est aussi notre cas. La plus grande faiblesse du modèle diffusif consiste en la génération des incisions. Pour le système d'incisions formé suite à la chute importante du niveau relatif de la mer à 15,5 Ma, la simulation a généré une surface d'érosion dont la forme générale est correcte mais les détails des incisions sont perdus (fig.V.20). Une comparaison des épaisseurs interprétées et épaisseurs simulées montre que la plus grande différence est dans les vallées incisées. En fait les dimensions de ces incisions sont de l'ordre de 1 à 6 km de largeur. C'est aussi la dimension d'une maille de calcul. Pour résoudre ce problème, il faudrait diminuer la taille de maille à 1 km ou moins. Mais cette solution présente une grande difficulté liée au temps de calcul comme l'on a mentionné dans le paragraphe IV.2.1.2.

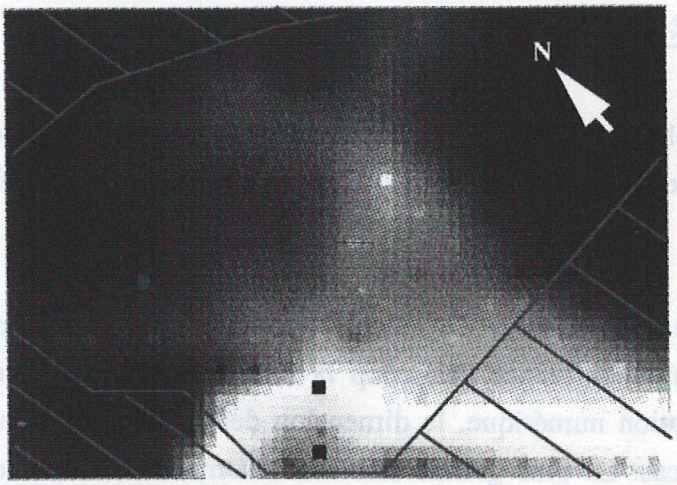
- La génération des mouvements horizontaux suivant des grandes failles n'est pas encore possible. Ceci limitation empêche de voir la déformation des séquences de dépôt le long d'une zone de décrochement. On ne voit ici que l'influence des mouvements verticaux.

Interprétée à partir des données sismiques



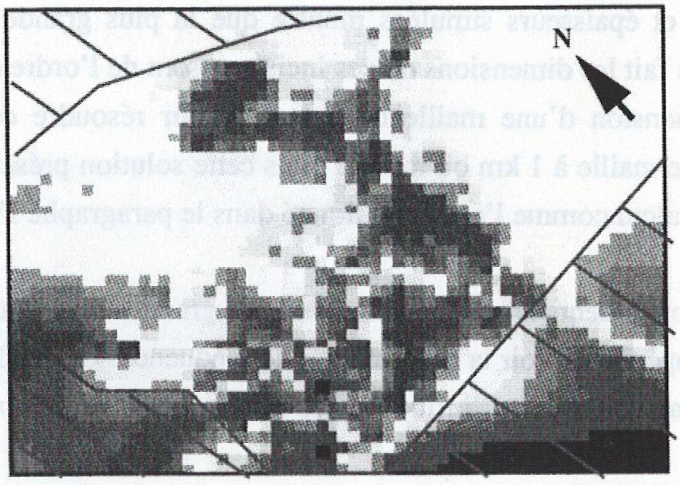
400 m
200 m
0 m

Simulation



400 m
200 m
0 m

Marge d'erreur entre épaisseurs simulée et interprétée



100m
0m
−100m

0 60 Km

Fig.V.20 : S5−S6 : Comparaison entre l'épaisseur simulée et l'épaisseur interprétée à partir des données sismique. La carte de la marge d'erreur montre la limite du modèle diffusif.

V.6. CONCLUSION

Malgré les limites du modèle diffusif utilisé, on est arrivé à élaborer un modèle stratigraphique du Bassin du Fleuve Rouge. Ce modèle nous aide à mieux comprendre le mécanisme de formation et d'évolution du bassin durant la période Oligocène-Miocène.

- *Variation du flux des sédiments* :

Les résultats de modélisation montrent que le flux de sédiments dans le Bassin du Fleuve Rouge a varié au cours du temps. La variation est très différente entre la période de 'post-rift' et la période d'inversion. Ceci est expliqué par l'influence de différents régimes tectoniques durant ces deux périodes. La localisation des sources locales est aussi importante pour mieux comprendre le processus de dépôt, l'architecture des séquences sédimentaires ainsi que la distribution de faciès lithologique. Ceci a un grand intérêt au point de vue de l'exploration pétrolière.

- *Architecture des séquences* :

La géométrie des séquences de dépôt a changé de la période de 'post-rift' à la période d'inversion. Pendant la période d'inversion, ce qui était la zone du dépôtcentre de la période de 'post-rift' devient la zone de sources locales et contribue pour une part au changement de l'architecture des séquences de dépôt. Ce changement est dû au régime tectonique de transpression pendant la période d'inversion. Les résultats de modélisation nous montrent que la tectonique pourrait aussi générer les séquences de dépôt. L'exemple le plus convaincant est la séquence S7-S8.

- *Apport de la modélisation stratigraphique à l'interprétation des données de subsurface*:

Les résultats de modélisation stratigraphique montrent les points incohérents entre le modèle géologique et le modèle diffusif. Ces incohérences seront prises en compte lors de la réinterprétation des données de subsurface. Les modifications de l'interprétation seront ensuite introduites dans le cycle de calcul d'accommodation et de modélisation stratigraphique et ainsi de suite. D'une telle façon la modélisation stratigraphique contribue à l'amélioration du modèle géologique.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Ce travail avait deux principaux objectifs :

- Une recherche méthodologique qui a pour but de mettre au point une nouvelle méthode d'étude du bassin qui combine à la fois l'interprétation des données de subsurface (sismiques et diagraphiques), le calcul de l'accommodation et l'analyse de la subsidence, et la simulation stratigraphique.
- Une recherche fondamentale qui permet de mieux comprendre la relation entre la tectonique et la sédimentation dans un contexte tectonique décrochant.

1. RECHERCHE MÉTHODOLOGIQUE

La méthodologie de travail repose sur l'utilisation des logiciels existants, habituellement utilisés séparément dont l'intégration des résultats de chacun d'eux n'a jamais été testée. On a établi une nouvelle méthodologie qui se décompose en trois phases :

- Les données de subsurface, sismiques et diagraphiques, sont interprétées sur la station CHARISMA. Les principaux résultats de cette interprétation sont le découpage en unités sismiques, la détermination des faciès sismiques et l'interprétation en terme de faciès lithologique, l'estimation de la paléobathymétrie, la construction des cartes isopaques.

- Les résultats de l'interprétation sont ensuite introduits dans le logiciel SUBTEC. Ce logiciel permet de calculer le taux de compaction des couches sédimentaires, et d'en déduire ainsi les variations de l'accommodation au cours du temps. Cette accommodation peut de plus être analysée en terme de subsidence tectonique, de subsidence isostatique et d'eustatisme.

- À partir de l'interprétation sismique et de l'accommodation estimée précédemment, une simulation stratigraphique est réalisée à l'aide du logiciel DIONISOS récemment développé à l'IFP. Cette dernière phase permet de tester la cohérence physique et géologique des interprétations et des calculs antérieurs, et permet ainsi d'obtenir un meilleur modèle géologique du bassin étudié.

Dans ce travail, on a un exemple de changement d'interprétation d'une section sismique après la simulation stratigraphique (paragraphe V.3.2). Cette modification sera ensuite introduite

dans le calcul de SUBTEC et le nouveau modèle stratigraphique simulé tiendra compte aussi de ce changement. Ainsi, ce sera un cycle fermé de l'analyse d'un bassin sédimentaire.

Ce travail a aussi permis de tester l'efficacité du nouveau logiciel DIONISOS couplé avec SUBTEC. Les résultats montrent que l'utilisation des données de SUBTEC dans DIONISOS est réalisable. Le seul inconvénient est la capacité de calcul de DIONISOS liée aux dimensions de mailles de calcul. Ceci limite beaucoup l'efficacité de ce nouveau logiciel dont l'application sera très utile dans le domaine d'exploration pétrolière.

2. RECHERCHE FONDAMENTALE

À travers les résultats de l'analyse et de simulation stratigraphique des différentes périodes d'évolution du Bassin du Fleuve Rouge, plusieurs questions d'ordre fondamental et régional ont été évoquées.

- *Architecture de séquence de dépôt* :

Le modèle du Bassin du Fleuve Rouge a montré les différences entre les architectures des séquences de dépôt liées à deux périodes de régime tectonique différent : une période de transtension-subsidence et une période de transpression-inversion. Ceci nous montre que l'influence du facteur tectonique-subsidence est beaucoup plus important que l'eustatisme pour la création de l'espace d'accommodation et que les apports sédimentaires jouent aussi un rôle important dans la formation des séquences de dépôt. La tectonique influence plutôt la structure des séquences. Surtout pendant la période d'inversion, on a vu que le dépôtcentre a été déplacé complètement vers la bordure du bassin. On peut dire que ces séquences sont d'origine plutôt tectonique qu'eustatique. La direction ainsi que l'intensité du flux de sédiments influe sur l'architecture faciologique, c'est-à-dire la distribution des faciès lithologiques au sein des séquences dont l'illustration est très claire pendant la période d'inversion. Ce résultat est très intéressant au point de vue de la recherche pétrolière puisqu'il nous permet de localiser les zones de réservoir possible dans un bassin sédimentaire.

- *Dynamique du dépôt et intensité du flux de sédiments* :

La localisation des sources de sédiments ainsi que l'analyse de l'histoire du flux du Fleuve Rouge nous montrent le lien étroit entre la tectonique et la distribution des sources locales, l'intensité du flux. La distribution et l'intensité des différentes sources dépendent de la structuration due au mouvement tectonique. En conséquence, la dynamique du dépôt change aussi en fonction des variations du mouvement tectonique au cours du temps. Un

exemple marquant est la période S7-S8 durant laquelle l'énergie du dépôt est beaucoup plus forte que les autres périodes. On passe sur une distance assez courte du dépôt du cône alluvial au dépôt marin de l'offshore.

- *Histoire du flux du Fleuve Rouge en contexte régional* :

L'évolution du flux du Fleuve Rouge nous montre la relation de cette source de sédiment avec les événements tectonique et climatique dans la région du Sud-Est de L'Asie. Si on met à part les erreurs éventuelles de la datation des limites des unités sismiques, on peut mettre en évidence l'influence du climat (mousson) durant la période S8-S9 ou l'influence de la tectonique (capture des cours d'eau due au décrochement) pendant la période S4-S5 sur le changement de l'intensité du flux du Fleuve Rouge. Ceci nous permet de consolider l'hypothèse de F. Métivier (1996) sur le changement des flux de sédiments des grands fleuves de l'Asie.

Au delà de ces objectifs de recherche fondamentale, ce travail nous permet aussi de mieux connaître la formation et l'évolution du Bassin du Fleuve Rouge, sa distribution de lithofaciès, et d'autres points encore mal éclaircis jusqu'à présent. On remarque les grands traits suivants :

- Le Bassin du Fleuve Rouge est passé par quatre périodes d'évolution :
  - Période de syn-rift de 36-30 Ma : c'est la période d'initiation du bassin.
  - Période de post-rift de 30-15,5 Ma : la subsidence (tectonique et thermique) liée au régime de transtension est enregistrée dans la zone du dépôtcentre.
  - Période d'inversion de 15,5-5,5 Ma : l'inversion des structures dans la zone du dépôtcentre atteint son paroxysme vers 10,5 Ma. Cette inversion est due au changement de régime de contrainte de transtension à transpression.
  - Période de flexure de 5,5-0 Ma : il n'y a pas d'activité tectonique importante dans le Bassin du fleuve Rouge.

- Le mouvement de décrochement le long de la faille de SONG LO semblerait s'arrêter durant la période S4-S7 (16,5-10,5 Ma ?). L'extension dans la direction SW-NE reprendrait dans cette zone du bassin. Il faut encore des données dans tout le bassin pour confirmer cette interprétation.

L'amplitude de décrochement le long du système de failles du Fleuve Rouge est difficile à estimer. La seule interprétation des données sismiques (avec la résolution dont nous disposons) ne permet pas une telle estimation.

- La détermination de la distribution spatiale de lithofaciès dans le Bassin du Fleuve Rouge permet de localiser les zones sableuses qui sont favorable à la formation des réservoirs potentiels. Ceci permettra de concentrer l'exploration dans le bassin dans le futur.

- Le problème de datation est focalisé aux limites S4-S5 et S8-S9. Ce problème doit être résolu avant toute autre tentative de ré-interprétation des données de subsurface dans le bassin.

3. SUGGESTION

- La nouvelle méthodologie d'étude du bassin permet d'étudier la sédimentation dans un bassin sédimentaire en relation avec la tectonique. Elle nous permet de connaître la géométrie en 3D et la distribution de lithofaciès au sein des séquences de dépôts. Ainsi on peut localiser la distribution possible des réservoirs dans le bassin. Mais on n'a pas d'information sur la genèse, la migration et l'accumulation des hydrocarbures dans un tel modèle de bassin. Ce serait très intéressant si on pouvait intégrer le résultat de cette simulation stratigraphique dans un modèle du type THEMIS. Cette possibilité nous permettra d'utiliser les données de lithofaciès, de porosité et de bathymétrie simulées par DIONISOS pour simuler d'une façon plus objective la genèse, la migration et l'accumulation des hydrocarbures dans un bassin sédimentaire. À l'heure actuelle, un projet de couplage de DIONISOS et de THEMIS est en cours d'élaboration mais ne sera finalisé que vers la fin de l'année 1998.

- La deuxième suggestion concerne l'amélioration du temps de calcul de DIONISOS. En effet, l'efficacité de ce nouveau logiciel dépend beaucoup du temps de calcul. Si on pouvait réduire encore ce temps, on pourrait utiliser des mailles de calcul plus fines et augmenter ainsi la précision du modèle DIONISOS. Ceci est très important lorsqu'on veut simuler les détails d'une structure géologique, surtout à l'échelle de réservoirs stratigraphiques.

- En fin, il faudrait envisager d'intégrer le mouvement horizontal le long des failles (décrochement) pour pouvoir réellement comprendre l'influence de ce mouvement sur la géométrie des séquences dans une zone en décrochement.

4. OBJECTIF DANS LE FUTUR

Le modèle du Bassin du Fleuve Rouge a été élaboré seulement sur la bordure Est du bassin. Pour avoir un modèle plus complet du bassin, on devra intégrer des données de tout le bassin et réaliser une étude plus complète. Cela a un grand intérêt pétrolier, puisque ceci nous

permettra de focaliser la recherche et l'exploration des hydrocarbures dans les zones de réservoir potentiel comme la zone de shoreface ou la zone d'accumulation des sédiments érodés. La localisation d'une de ces zones liée à la surface d'érosion S5 (15,5 Ma) est encore mal connue. L'étape suivante sera l'intégration des données géochimiques pour réaliser un modèle complet incluant la genèse, la migration et l'accumulation des hydrocarbures dans un piège. Le projet est très ambitieux. J'espère que je pourrai y apporter ma connaissance acquise durant les trois années de travail en France.

LISTE DE FIGURES

Fig.1 : Localisation du Bassin du Fleuve Rouge et de la zone détude

Chapitre 1

Fig.I.1 : Principaux facteurs contrôlant la nature et la géométrie de l'enregistrement sédimentaire.

Fig.I.2 : Trois manières de quantifier le niveau de la mer : le niveau eustatique, le niveau relatif et la bathymétrie (D'après F. Lafont, 1994).

Fig.I.3 : Double définition de l'accommodation (D'après Granjeon, 1997).

Fig.I.4 : Réponse stratigraphique d'un cycle périodique du niveau relatif de la mer. Les surfaces remarquables délimitent les cortèges de dépôt (Posamentier et al, 1988) (D'après Homewood et al, 1992, modifié par Dromart, 1994).

Fig.I.5 : Expression stratigraphique d'une phase transgressive (rétrogradation) ou régressive (progradation) due soit aux variations du niveau relatif de la mer, soit au changement du taux des apports terrigènes (D'après F. Guillocheau et al, 199?).

Fig.I.6 : Architecture d'une séquence de dépôt, avec les différents cortèges de dépôt et les surfaces remarquables (D'après Haq et al, 1988).

Fig.I.7 : Addition de plusieurs ordres de variation du niveau relatif de la mer. Les cycles à haute fréquence sont périodiques et présumés glacio-eustatiques, les cycles apériodiques de 3°ordre peuvent être tectono-eustatiques ou purement tectoniques, les grands cycles apériodiques sont d'origine tectonique. (D'après Vail et al, 1991, modifié par Guillocheau, 1991).

Fig.I.8 : Reconnaissance des surfaces physiques qui, en stratigraphie sismique, délimitent les ensembles sédimentaires. (D'après Lafont-Pétassou, 1993).

Fig.I.9 : Variation du niveau relatif de la mer interprétée selon le modèle ci-dessus. (D'après Lafont-Pétassou, 1993).

Fig.I.10 : Les failles transformantes se terminent dans une zone d'expansion océanique ou de subduction : (a) faille de San Andreas, (a) faille d'Alpine en Nouvelle Zéland, (c) Faille de Chugach-Farweather dans l'île de Queen Charlotte, (d) Faille de Mer Morte, (e) Faille de Kirthar-Sulaiman. (D'après H. G. H. Reading, 1980).

Fig.I.11 : Différentes formes de failles de décrochement et les structures associées formées dans les zones de subsidence en extension ou dans les zones soulevées par la compression. (D'après Kingma, 1958b, Quennel, 1958, Crowell, 1974b).

Fig.I.12 : Structures associées à un système simple de décrochement dextre. (D'après Harding, 1974).

Fig.I.13 : Zone des failles en décrochement avec les plis et les failles associés : exemple du modèle du bassin de Californie. (D'après Harding & Lowell, 1979).

Fig.I.14 : Structures en fleurs associées au régime de transpression du système de failles de décrochement : exemple du Bassin du Fleuve Rouge (Vietnam).

Fig.I.15 : Structure et dépôt sédimentaire dans le Bassin du Ridge, Canifornie. (D'après Crowell, 1975).

Chapitre 2

Fig.II.1 : Carte tectonique de l'Asie du Sud-Est avec la localisation du Bassin du Fleuve Rouge. (D'après T.-Y. Lee, L. A. Lawver, 1994. Modifié en 1998).

Fig.II.2 : Carte structurale du Bassin du Fleuve Rouge, Nord du Vietnam. (D'après PetroVietnam-GecoPrakla, 1994. Modifié en 1998).

Fig.II.3 : Plan de position de la zone d'étude avec les lignes sismiques.

Fig.II.4 : Coupe schématique SW-NE du Bassin du Fleuve Rouge montrant la zone d'inversion des structures entre deux systèmes de failles de décrochement SONG LO et SONG CHAY.

Fig.II.5 : Modèle de collision tectonique simplifié entre le bloc Indien et la plaque Eurasienne avec les grands systèmes de failles Cénozoïque en Asie. (D'après Tapponnier et al, 1982, modifié en 1996 par T. Mark Harrison et al). Les grandes flèches indiquent les mouvements majeurs des blocs par rapport au bloc Sibérie depuis l'Eocène.

Fig.II.6 : Carte isopaque de la séquence 'syn-rift'

Fig.II.7 : Bassin du Fleuve Rouge : Mégaséquences 'syn-rift', inversion et flexure pendant le Cénozoïque.

Fig.II.8 : Carte isopaque de la mégaséquence 'post-rift' S1-S5 (30- 15,5 Ma) montrant la zon de forte subsidence à Sud-Ouest de la faille de SONG LO.

Fig.II.9 : Carte isopaque de la mégaséquence S5-S9 (15.5-5.5 Ma) montrant l'inversion du dépôtcentre à l'Ouest de la faille de SONG LO.

Fig.II.10 : Carte isopaque de la mégaséquence Plio-quaternaire (5.5-0 Ma).

Fig.II.11 : Bassin du Fleuve Rouge : Les événements tectoniques majeurs pendant le Cénozoïque.

Fig.II.12 : Schéma illustrant la méthodologie de l'interprétation des données sismiques en terme de stratigraphie sismique.

Fig.II.13 : Bassin du Fleuve Rouge : Exemple de détermination des limites d'unité sismique par la configuration des réflexions aux limites des unités sismiques.

Fig.II.14 : Classification des types d'électrofaciès pour le puits 103TG-1X.

Fig.II.15 : Classification des types d'électrofaciès pour le puits 103TH-1X.

Fig.II.16 : Interprétation en terme de lithofaciès du puits 103TG-1X.

Fig.II.17 : Interprétation en terme de lithofaciès du puits 103TH-1X.
Fig.II.18 : Découpage en unités sismiques du Bassin du Fleuve Rouge
Fig.II.19 : Principaux groupes de faciès dans le Bassin du Fleuve Rouge.
Fig.II.20 : Schéma illustrant le principe de calcul de la pente sur les sections sismiques dans la zone d'offshore.
Fig.II.21 : Unité S0-S1. La section sismique interprétée montre les limites de l'unité S0-S1 et les faciès sismiques.
Fig.II.22 : Carte isopaque de 'unité sismique S0-S1 (Éocène-Oligocène inférieur) montrant les grabens formés pendant la phase de rifting de la marge du Chine du Sud. Les grabens de direction NW-SE sont liés à l'extension due au décrochement sénestre le long du système de failles du Fleuve Rouge et la rotation du bloc Indochine pendant la période 50-30 Ma.
Fig.II.23 : Carte de faciès sismique de l'unité sismique S0-S1.
Fig.II.24 : Carte de la paléobathymétrie à 30 Ma (surface S1)
Fig.II.25 : Carte isopaque de l'unité sismique S1-S2.
Fig.II.26 : Section sismique interprétée de l'unité sismique S1-S2 montrant l'architecture de la séquence.
Fig.II.27 : Carte de faciès sismique de l'unité sismique S1-S2
Fig.II.28 : Carte de la paléobathymétrie à 25.5 Ma (surface S2).
Fig.II.29 : Carte isopaque de l'unité sismique S2-S3. Le contexte géologique est le même que pour l'unité S1-S2.
Fig.II.30 : Section sismique interprétée de l'unité sismique S2-S3
Fig.II.31 : Carte de faciès de S2-S3.
Fig.II.32 : Carte de paléobathymétrie à 22 Ma (surface S3).
Fig.II.33 : Section sismique interprétée de l'unité sismique S3-S4 montrant l'architecture de la séquence.
Fig.II.34 : Carte isopaque de S3-S4. Le contexte géologique est le même que pour les unités sismiques S1-S2 et S3-S4.
Fig.II.35 : Carte de faciès de l'unité sismique S3-S4.
Fig.II.36 : Carte de paléobathymétrie à 16,6 Ma (surface S4).
Fig.II.37 : Section sismique montrant l'incision importante due à l'érosion à 15,5 Ma.
Fig.II.38 : Carte isobathe de la surface d'érosion 15,5 Ma. On peut voir les systèmes des incisions dans deux directions. L'un est dans la direction NW-SE. C'est la direction du Fleuve Rouge. L'autre est dans la direction Nord-Sud.
Fig.II.39 : Carte isopaque de l'unité sismique S4-S5.
Fig.II.40 : Section sismique interprétée de l'unité sismique S4-S5 montrant l'architecture de la séquence.
Fig.II.41 : Carte de faciès de l'unité sismique S4-S5.

Fig.II.42 : Carte de paléobathymétrie à 15,5 Ma (surface S5).
Fig.II.43 : Section sismique interprétée de l'unité sismique S5-S6 montrant l'architecture de la séquence.
Fig.II.44 : Carte isopaque de l'unité sismique S5-S6 montrant le système des incisions importantes qui est rempli par le dépôt de sédiments pendant la période 15,5 à 13,8 Ma.
Fig.II.45 : Carte de faciès de l'unité sismique S5-S6.
Fig.II.46 : Carte de paléobathymétrie à 13,8 Ma (surface S6).
Fig.II.47 : Section sismique interprétée de l'unité sismique S6-S7 montrant l'architecture de la séquence.
Fig.II.48 : Carte isopaque de l'unité sismique S6-S7 montrant le système de chenalisation à la base de cette unité et un corps progradant local.
Fig.II.49 : Section sismique interprétée de l'unité sismique S6-S7 montrant le prisme de progradation sur la bordure du bassin.
Fig.II.50 : Carte de faciès de l'unité sismique S6-S7
Fig.II.51 : Carte de paléobathymétrie à 10,5 Ma (surface S7).
Fig.II.52 : Carte isobathe de la limite inférieure S7 (10,5 Ma) montrant la géométrie du profil de dépôt de l'unité sismique S7-S8.
Fig.II.53 : Section sismique interprétée de l'unité sismique S7-S8 montrant l'architecture de la séquence.
Fig.II.54 : Carte isopaque de l'unité sismique S7-S8 montrant l'effet de l'inversion tectonique pendant la période 10,5 à 6,3 Ma.
Fig.II.55 : Section sismique de l'unité S7-S8 montrant deux directions de progradation.
Fig.II.56 : Section sismique illustrant l'interférence de différentes sources de sédiments dans le delta du Fleuve Rouge.
Fig.II.57 : Carte de faciès de l'unité sismique S7-S8.
Fig.II.58 : Carte de paléobathymétrie à 6,3 Ma (surface S8).
FigII.59 : Section sismique interprétée de l'unité sismique S8-S9 montrant l'architecture de la séquence.
Fig.II.60 : Carte isopaque de l'unité sismique S8-S9.
Fig.II.61 : Carte de faciès de l'unité sismique S8-S9
Fig.II.62 : Carte de paléobathymétrie à 5,5 Ma (surface S9).
Fig.II.63a : Coupes simplifiées NW-SE montrant l'évolution spaciale des unités sismiques dans le Bassin du Fleuve Rouge.
Fig.II.63b : Coupes simplifiées SW-NE montrant l'évolution spaciale des unités sismiques dans le Bassin du Fleuve Rouge.
Fig.II.64 : Modèle synthétique de séquences de dépôt du Bassin du Fleuve Rouge.
Fig.II.65 : Bassin du Fleuve Rouge : cartes isopaques des unités sismiques des séries Oligo-Miocènes.

Chapitre 3

Fig.III.1 : Diagramme schématique montrant la relation de la porosité versus profondeur en utilisant la fonction exponentielle. (D'après P. A. Allen et J. R. Allen, 1992).

Fig.III.2 : Comparaison entre deux courbes de porosité-profondeur pour le grès avec la porosité initiale $\phi_0 = 0,49$. (c = 0,27 selon Sclater et Christie 1980; k = 2,17 selon Falvey et Middleton, 1981). Le nombre entre parenthèse est la différence de porosité calculée par ces deux méthodes. On voit que la différence est sensible dans les faibles profondeurs. (D'après P. A. Allen et J. R. Allen, 1992).

Fig.III.3 : Courbes Porosité-Profondeur de deux pôles lithologiques principaux utilisés pour le calcul de décompaction dans le Bassin du Fleuve Rouge.

Fig.III.4 : Schéma illustrant le calcul des épaisseurs décompactées. La surface V_s est conservée.

Fig.III.5 : Conception de différentes étapes de décompaction.

Fig.III.6 : Schéma de principe de calcul de la subsidence tectonique dans le cas de l'isostasie locale.

Fig.III.7 : Exemple de l'adaptation des cartes provenant de CHARISMA aux cartes ultilisées dans SUBTEC.

Fig.III.8 : Courbes de Porosité-Profondeur calculée par SUBTEC pour les faciès de plaine deltaïque et de shoreface. Pour le faciès d'offshore, on utilise la courbe porosité - profondeur des argiles.

Fig.III.9 : Coupe géologique restaurée à 5,5 Ma montrant les séries S4-S5, S5-S6, S6-S7, S7-S8 et S8-S9 affectées par l'érosion à 5,5 Ma.

Fig.III.10 : Schéma illustrant la méthode de l'estimation des épaisseurs érodées par soustraction entre la base et le prolongement de la surface paraconcordance.

Fig.III.11 : Exemple d'une carte de l'épaisseur érodée de S4-S5 à 15,5 Ma (surface S5)

Fig.III.12 : Schéma illustrant la méthode de l'estimation des épaisseurs érodées par extrapolation dans la zone érodée.

Fig.III.13 : Exemple d'une carte de l'épaisseur érodée de S8-S9 à 5,5 Ma (surface S9)

Fig.III.14a : Coupe No8 de direction NW-SE du Bassin du Fleuve Rouge montrant l'évolution des séquences au cours du temps.

Fig.III.14b : Coupe No1 de direction SW-NE du Bassin du Fleuve Rouge montrant l'évolution des séquences au cours du temps.

Fig.III.15 : Étape S0-S1 : Carte de variation d'accommodation (a) et de vitesse de 'subsidence' (b).

Fig.III.16 : Schéma illustrant le régime de transtension durant la période de 'post-rift' dans le Bassin du Fleuve Rouge

Fig.III.17 : Schéma illustrant le régime de transpression durant la période d'inversion dans le Bassin du Fleuve Rouge

Fig.III.18 : Étape S1-S2 : Carte de variation d'accommodation (a) et de vitesse de 'subsidence' (b).

Fig.III.19 : Étape S2-S3 : Carte de variation d'accommodation (a) et de vitesse de 'subsidence' (b).

Fig.III.20 : Étape S3-S4 : Carte de variation d'accommodation (a) et de vitesse de 'subsidence' (b).

Fig.III.21 : Étape S4-S5 : Carte de variation d'accommodation (a) et de vitesse de 'subsidence' (b).

Fig.III.22 : Étape S5-S6 : Carte de variation d'accommodation (a) et de vitesse de 'subsidence' (b).

Fig.III.23 : Étape S6-S7 : Carte de variation d'accommodation (a) et de vitesse de 'subsidence' (b).

Fig.III.24 : Étape S7-S8 : Carte de variation d'accommodation (a) et de vitesse de 'subsidence' (b).

Fig.III.25 : Étape S8-S9 : Carte de variation d'accommodation (a) et de vitesse de 'subsidence' (b).

Fig.III.26 : Étape S9-présent : Carte de variation d'accommodation (a) et de vitesse de 'subsidence' (b).

Fig.III.27 : Courbes de subsidence totale le long de la coupe No8 de direction NW-SE du Bassin du Fleuve Rouge.

Fig.III.28 : Courbes de subsidence totale le long de la coupe No1 de direction SW-NE du Bassin du Fleuve Rouge.

Fig.III.29 : Carte isobathe de la surface S1 (30 Ma) avec la position des points dont la courbe de subsidence est illustrée sur les figs.III.27 et III.28.

Fig.III.20 : Comparaison de la marge d'erreur pour la surface S7 (a) (10,5 Ma-6,3 Ma) entre le cas de la lithologie moyenne et de la lithilogie à 100% d'argile (b) et de la lithologie à 100% de grès (c).

Chapitre 4

Fig.IV.1 : Illustration de l'adaptation des cartes SUBTEC.

Fig.IV.2 : Lois de compaction utilisées dans DIONISOS.

Fig.IV.3 : Cycle itératif de modélisation et d'inversion de DIONISOS (D'après D. Granjeon, 1997).

Fig.IV.4 : Comparaison entre les épaisseurs des séquences simulés et les cartes isopaques.

Fig.IV.5 : Comparaison de la colonne du puits simulé et du puits réel.

Fig.IV.6 : Modèle diffusif du Bassin du Fleuve Rouge simulé par DIONISOS.
Fig.IV.7 : Comparaison entre coupe sismique et coupe simulée
Fig.IV.8 : Comparaison des environnements de dépôt
Fig.IV.9 : Modèle diffusif simulé montrant la localisation des zones sableuses dans le Bassin du Fleuve Rouge.
Fig.IV.10 : Cartes d'évolution des zones sableuses au cours du temps.
Fig.IV.11 : Plan de localisation des sources.

Chapitre 5

Fig.V.1 : Architecture de séquences de dépôt pendant la période de 'post-rift' montrant l'accumulation très épaisse de sédiment dans la zone du dépôtcentre, à l'Ouest de la faille de SONG LO.
Fig.V.2 : Séquence S1-S2 : coupes simulées par DIONISOS montrant l'architecture de séquence de dépôt au début de la période de 'post-rift'.
Fig.V.3 : Séquence S2-S3 : coupes simulées par DIONISOS montrant l'architecture de séquence de dépôt pendant la période de 'post-rift'.
Fig.V.4 : Séquence S3-S4 : coupes simulées par DIONISOS montrant l'architecture de séquence de dépôt pendant la période de 'post-rift'.
Fig.V.5 : Séquence S4-S5 : coupes simulées par DIONISOS montrant l'architecture de séquence de dépôt à la fin de la période de 'post-rift'.
Fig.V.6 : Architecture de séquences de dépôt pendant la période d'inversion montrant le déplacement du dépôtcentre à l'Est de la faille de SONG LO. On voit bien que la géométrie des séquences de la période de 'post-rift' est différente de celle de la période d'inversion.
Fig.V.7 : Séquence S7-S8 simulée par DIONISOS montrant les différentes directions de progradation pendant la période d'inversion.
Fig.V.8 : Séquence S5-S6 : coupes simulées par DIONISOS montrant l'architecture de séquence de dépôt au début de la période d'inversion.
Fig.V.9 : Séquence S6-S7 : coupes simulées par DIONISOS montrant l'architecture de séquence de dépôt au début de la période d'inversion.
Fig.V.10a : Séquence S7-S8 : coupes simulées par DIONISOS montrant l'architecture de séquence de dépôt pendant la période d'inversion.
Fig.V.10b : Séquence S7-S8 : coupes simulées par DIONISOS montrant l'architecture de séquence de dépôt pendant la période d'inversion.
Fig.V.11 : Séquence S8-S9 : coupes simulées par DIONISOS montrant l'architecture de séquence de dépôt à la fin de la période d'inversion.

Fig.V.12 : Histoire de variation du flux de sédiment dans le Bassin du Fleuve Rouge pendant la période de 30 Ma à présent.

Fig.V.13 : Situation géographique intra S7-S8 simulée par DIONISOS montrant la localisation des zones sableuses. La concentration du sable est plus forte aux alentours de la zone érodée.

Fig.V.14 : Courbe de variation de flux du Fleuve Rouge pendant la période de 30 Ma à présent.

Fig.V.15 : Vitesse moyenne d'accumulation dans les bassins de Yinggehai, Beibu et Qong Dong Nan, de l'Asie du Sud-Est, en km^3/Ma. (D'après F. Métivier, 1996).

Fig.V.16 : Carte de l'Asie du Sud-Est montrant les différents fleuves dans la péninsule Indochinoise. Les cercles montrent les zones où il y a la possibilité de capture etd'abandon entre les grands fleuves. Les failles actives sont tracées en rose d'après Leloup et al, 1995, Lacassin et al, 1996. (D'après F. Métivier, 1996).

Fig.V.17 : Comparaison entre les environnements interprétés et simulés au toit de la séquence S6-S7 montrant la zone où la paléobathymétrie est surestimée.

Fig.V.18 : Comparaison entre une coupe sismique interprétée et une coupe du modèle diffusif montrant la différence entre l'interprétation et la simulation.

Fig.V.19 : Nouvelle suggestion d'interprétation d'une section sismique après la simulation sur le DIONISOS.

Fig.V.20 : Comparaison entre l'épaisseur simulée et l'épaisseur interprétée à partir des données sismiques. La carte de la marge d'erreur montre la limite du modèle diffusif.

BIBLIOGRAPHIE

ALLEN, C. R., GILLESPIE, A. R., HAN YUAN, SIEH, K. E., ZHUANG BUCHUM & ZHU CHENGNAN, 1984 : Red River and associated faults, Yunnan Province, China. Quaternary geology, slip rate and seismic hazard. In *Bull. of geol. Soc. of America*, No 95, pp. 686-700.

ALLEN, G.P., 1989 : Les deltas et les bassins deltaïques. Dans *Dynamique et Méthode d'étude des bassins sédimentaires*, Edition Technip, pp. 65-85.

ALLEN, P. A., ALLEN, J. R, 1992 : *Basin Analysis : Principles and Applications*. Blackwell scientific Publication, Oxford.

ANGEVINE, C. L., HELLER, P. & PAOLA, C., 1990 : *Quantitative Sedimentary Basin Modelling*. Amer. Assoc. Petroleum Geol., Continuing Education Course Note Series, No32, Tulsa, Oklahoma, 133 p.

BALLANCE, P. F and READING, H. G.,1980 : Sedimentation in oblique-slip mobile zone : an introduction. In *Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones*. International Association of Sedimentologists, Special publication N°4, pp.1-5.

BALLANCE, P. F., 1980 : Models of sediment distribution in non-marine and shallow marine environments in oblique-slip fault zones. In *Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones*. International Association of Sedimentologists, Special publication N°4, pp. 229-236.

BALLY, A. W., OLDOW, J. S., 1988 : *Plate Tectonics, Structural Styles and The Evolution of Sedimentary Basin*. Rice University, Houston, Texas.

BALLY, A. W., 1988 : Seismic expression of structural styles. *Amer. Assoc. of Petroleum Geol. Studies in Geology*, serie 15, 3 vol.

BERG, O. G. & WOOLVERTON, D. G., 1985 : Seismic Stratigraphy II : an integrated approch to hydrocarbon exploration. In *Amer. Assoc. of Petroleum Geol. memoir*, No 39, pp. 117-138.

BLUCK, B. J., 1980 : Evolution of a strike-slip fault-controlled basin, Upper Old Red Sandstone. Scotland. In *Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zone*, Spec. Publ. int. Ass. Sediment. No4, pp.63-78

BOWMAN, S. A. & VAIL. P. R., 1992 : Computer simulation of stratigraphy. In *Quantitative sequence modeling*, CNRS-IFP, Dijon, Workshop, pp. 80-130.

BRIAIS, A., PATRIAT, P. & TAPPONNIER, P., 1993 : Updated interpretation of magnetic amomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea : implication for the Tertiary tectonics of the SE Asia. J. Geophys. Res. 98, pp.6299-6328.

BROWN, L. F., FISHER, Jr. W. L., 1979 : *Seismic Stratigraphic Interpretation and Petroleum Exploration*. Continuing Education Course Note, Serie #16, AAPG.

BRUNET, M. F., 1988 : Méthode d'étude quantitative de la subsidence. Dans *Dynamique et Méthodes d' étude des bassins sédimentaires*, Edition Technip, pp. 87-97.

CARTWIGHT, J. A., HADDOCK, R.C., PINHERO, L.M., 1993 : The lateral extent of sequence boundary. In *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. Geological Society, Special Publication N°71, pp.15-34.

CHEN, P. H. PERCY, ZHI YUONG CHEN, QI MIN ZHANG, 1993 : Sequence stratigraphy and continental margin development of the Northwestern shelf of the South China Sea. *AAPG memoir N° 77*, pp. 842-862.

CHEN, S., LI, Z. & ZOU, Y., 1987 : Mojor oil accumulation characteristics and exploration direction in the Pearl River Mouth Basin. *China oil*, pp. 17-23.

CLAYTON, L., 1966 : Tectonic depression along the Hope fault, a transcurrent fault in North Canterbury, New Zeland. *N.Z.J. Geol. Geophys.* No9, pp. 95-104.

CLOETING, S., McQUEEN, H., LAMBECK, R.,1985 : On a tectonic mechanism for regional sea level variation. In *Earth and Planetary science letters 75*, pp. 157-166.

CLOETINGH, S., 1986 : Intraplate stresses : A new tectonic mechanism for fluctuations of relative sea-level. In *Geology*, No 14, pp. 617-620.

CLOETINGH, S., 1988 : Intraplate stresses : A new tectonic mechanism for fluctuations of relative sea-level. In : C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner, (eds.), *Sea Level Changes : an Integrated ApprochGeology*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. No42, pp. 19-29.

COOPER, M. A., WILLIAM, G. D., 1989 : *Inversion tectonics*. Geological Society Special Publication N° 44.

CRAMEZ,C., VAIL, P., 1988 : Stratigraphie sismique. IV Congrès de géophysique, Caracas.

CROSS, T. A., 1988 : Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles. Upper Cretaceous, Western Interieur, USA. In *Sea level change: an integrated approach*, Soc. Eco. Paleont. Min. Spec. Pub., Boulder. volume 42, pp. 47-70.

CROWELL, J. C., 1974a : Sedimentation along the San Andrea Fault, Canifornia. In *Modern and ancient Geosynclinal Sedimentation*, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., Tulsa, No19, pp. 292-303.

CROWELL, J. C., 1974b : Origin of late Cenozoic basins in southern Canifornia. In *Tectonic and Sedimentation,* Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., Tulsa, No22, pp. 190-204.

DALY, M. C., COOPER, M. A., WILSON, I., SMITH, D. G. 7 HOOPER, B. G. D., 1991 : Cenozoic plate tectonics and basin evolution in Indonesia. In *Indonesia Petroleum Association, Proceedings 20th Annual Convention*, pp. 209-234.

DEWEY, J. F., CANDE, S. & PITMAN, W., 1989 : Tectonic Evolution of the India/Eurasia collision zone. Eclogae Geol. Helv. 82, pp. 717-734.

DICKINSON, W. R., 1974 : Plate tectonics and sedimentation. In *Tectonics and Sedimentation.* Society of economic paleontologists and mineralogists, Special Publication N°22, pp.1-24.

DI ZHOU, KE RU, HAN-ZONG CHEN, 1995 : Kinematics of Cenozoic extension on the South China Sea continental margin and its implications for the tectonic evolution of the region. In *Tectonophysics*, Vol. 251, 1995, pp. 161-179.

DONOVAN, D. T. & JONES, E. J. W., 1979 : Causes of world-wide changes in sea level. In *Geol. Soc., London*, No 136, pp. 187-192.

DORE, A. G. et al, 1993 : *Basin modeling : Advances and Applications*. Norwegian Petroleum Society Special Publication 3, Elsevier, Amsterdam.

EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A., 1991 : Cycles and events in stratigraphy, basic concepts and terms. In *Cycles and events in stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp.1-47.

ENSPM,1986 : 3e partie : Environnement deltaïque. *Corps sédimentaires : Exemples sismiques et diagraphies*. Edition Technip, 1986 , pp.133-152.

FALVEY, P. A. & MIDDLETON, M. F., 1981 : Passive continental margin : evidence for a prebreakup deep crustal metamorphic subsidence mechanism. In *Colloquium on geology of Continental margin* (C3, Paris, 7-17 July 1980). *Oceanologica Acta*, 4 (supplement), pp. 103-114.

FENG, Z. Q. & ZANG, W. J., 1986 : Tectonic evolution of Zhujiankou (Pearl River Mouth) Basin and origin of the South China Sea. In J. Q. Huang, ed., *The proceedings of the symposium on Mesozoic and Cenozoic geology*, China, pp. 283-296.

FONTAINE, H., WORKMAN, DR.,1978 : Review of the geology and mineral resources of Kampuchia, Lao and Vietnam. In *Geology and Mineral Resources of Southeast Asia, Prodeeding of The Third Regional Conference, 14-18 Nov. 1978*, pp. 541-595.

FREUND, R., GARFUNKEL, Z., ZAK, I., GOLDBERG, M., WEISSBROD, T. & DERIN, B., 1970 : The shear zone along the Dead sea rift. In *Phil. Trans. R. Soc*, A267, pp. 107-130.

FUNAHARA, S. et al, 1993 : Clockwise rotation of the Red river fault interred from paleomagnetic study of the Cretaceous rocks in the Shan-Thai-Malay bloc of Western Yunnan, China. Earth and Planetary science letters 117, pp. 29-42.

GALLOWAY, W. E., HOBDAY, D. K., 1996 : *Terrigenous Clastic Depositional Systems. Application to Fossil Fuel and Groundwater Resources*. Springer, 2nd Edition.

GALLOWAY, W. E., 1989 : Clastic facies models, depositional systems, sequences and correlations : a sedimentologist's view of the dimensional and temporal resolution of lithostratigraphy. In *Quantitative Dynamic Stratigraphy*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, pp.459-477.

GAULIER, J. M., 1996 : Logiciel PALEOKITCH : présentation générale. (IFP)

GRANJEON, D., 1997 : *Conception et application d'un modèle diffusif 3D multilithologique.* Thèse de doctorat, Université de Rennes1, Mémoire No78.

GRANJEON, D., JOSEPH, P. & DOLIGEZ, B., 1997 : *Deterministic modelling of sedimentary units in the shallow marine and fluvial environment.* Report 43 473, IFP.

GUILLOCHEAU, F., 1991 : Modalité d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien armoricain) : nature et distorsion des différents ordres de séquences emboités. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf aqutaine*, No15, pp.383-410.

HALL, R., BLUNDELL, D., 1996 : Tectonic Evolution of Southeast Asia. Geological Society, Special publication N°106, pp. 123-152.

HALLAM, A., 1984 : Pre-Quaternary sea level change. In *Ann. Acad. Sci. Paris*, volume 12, pp. 205-243.

HALLAM, W. B., 1971 : Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. In *Geolo. Mag.* No108, pp. 27-42.

HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R., 1988 : Mesozoic and cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. *In Sea level change: an integrated approach*, Society of Econ. Paleon. and Min., Special Pub. No42, pp. 72-108.

HARDING, T. P., 1974 : Petroleum traps associated with wrech faults. In *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, V. 58, pp. 1290-1304.

HARDING, T. P. & LOWELL, J. D., 1979 : Structural styles, their plate-tectonic habitats and hydrocarbon traps in petroleum provinces. In *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, V. 63, pp. 1016-1058.

HARLAND, W. B., 1971 : Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. In *Geol. Mag.*, No 108, pp. 27-42.

HARRISON, T. M., LELOUP, P. H., RYERSON, F. J., TAPPONNIER, P., LACCASSIN, R. & CHEN WENJI, 1996 : Diachronous initiation of transtension along the Ailao Shan-Red River shear zone, Yunnan and Vietnam. in *The Tectonique Evolution of Asia,* edited by An Yin and Mark Harrisson, Cambridge University Press.

HARRISON, T. M., COPELAND, P., KIDD, W. S. F. & AN YIN, 1992 : Raising Tibet. Science, No 255, pp.1663-1670.

HOLLOWAY, N. H., 1982 : North Palawan bloc - its relation to Asian mainland and role in evolution of South China Sea. AAPG Bull., No 66, pp. 1355-1383.

HOMEWOD, P., GUILLOCHEAU, F., ESCHARD, R. & CROSS, A., 1992 : Corrélation haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. Elf Aquitaine Prodution, F-31360 Boussens, pp. 357-381.

HUBBAND, R. J., PAPE, J., ROBERT, D. G., 1985 : Depositional sequence maping as a technique to etablish tectonic and stratigraphic framework and evaluate hydrocarbon potentiel on a passive continental margin. In *Seismic Stratigraphy II, An Integrated Approach*, AAPG memoir 39, p. 79-91.

JARRARD, R. D. & SASAJIMA, S., 1980 : Paleomagnetic synthesis for Southeast Asia : Constraints on plate motion. In D. E. Hayes (Editor), The tectonic and Geologic evolution of Southeast Asian Seas and Islands. Amer. Geophys. Union, Washington DC, pp. 293-316.

JINMIN, W., 1995 : Evaluation and models of Cenozoic sedimentation in the South China Sea. In *Tectonophysics*, Vol. 251, 1995, pp. 77-99.

JERVEY, M. T., 1988 : Quantitative geological modeling of siliclastic rock sequences and their seismic expression. In *Sea level change: an integrated approach*, Soc. Eco. Paleont. Min. Spec. Pub., Boulder. volume 42, pp. 47-76.

KINGMA, J. T., 1958b : Possible origin of piercement structures, local unconformities anf serondary basins in the Eastern Geosyncline, New Zeland. In *N. Z. J. Geol. Geophys.*, No 1, pp. 269-274.

LAFONT, F., 1994 : *Influence relative de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoires d'un système deltaïque.* Thèse de doctorat, Université de Rennes1, Mémoire No54.

LACASSIN, R., SHARER, U., LELOUP, P. H., ARNAUD, N., TAPPONNIER, P., XIAOHAN LIU & LIANSHENG ZHANG, 1996 : Tertiary deformation and metamorphism SE of Tibet : the foldes Tiger-leap decollement of NW Yunnan, China. In *Tectonics* Vol. 15, No 3, pp. 605-623.

LACAZE, J., 1989 : Stratigraphie sismique. Dans *Dynamique et Méthodes d'étude des bassins sédimentaires*. Edition Technip, pp. 65-85.

LAFONT-PETASSOU, S., 1993 : *Géométrie des séquences de dépôt à la limite continent-océance, Exemple de la marge Pakistanaise.* Thèse de doctorat, Université Paris XI.

LELOUP, P. H., LACASSIN, R., TAPPONNIER, P., SCHARER, U., ZHONG DALAI, LIU XIAOHAN and PHAN TRONG TRINH, 1995 : The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. In *Tectonophysics*, Vol. 251, 1995, pp. 3-85.

LELOUP, P. H., HARRISON, T. M., RYERSON, F. J., CHEN WENJI, LI QI, *ET AL*, 1993 : Structural, petrological and thermal evolution of a ductile shear zone, Diancang Shen Yunnan. *Journal of Geophys. Res.* No 98, pp. 6715-6744.

LEE, Tung-Yi, LAWVER, L. A., 1995 : Cenozoic plate reconstruction of Southeast Asia. In *Tectonophysics* 251, Elsevier Science, pp. 85-138.

LE PICHON, X., HUCHON, P., RANGIN, C. & COULON, O., 1995 : The formation of Indochina : the facts and the questions. In *Cenozoic evolution of the Indochina peninsula. Tectonic and Sedimentary basin.* Hanoi-Doson.

LEPERCQ, J.-Y., GAULIER, J. M., 1996 : Two-stage rifting in the North Viking Graben area (North sea) : inferences from a new three-dimensional subsidence analysis. In *Marine and Petroleum Geology*, volume 13, No2, 1996, pp. 129-147.

LIU, X. & GALLOWAY, W. E., 1997 : Quantitative determination of Tertiairy sediment supply to the North sea basin. In *AAPG Bulletin* V. 81, No 9, pp. 1482-1509.

MAKAROV, V.I., KOZHURIN, A. I., NGUYEN CHON IEM, NGUYEN DINH TU, 1988 : Neotectonic of the Hanoi basin and its mountain margin. In *Geotectonics* ,Vol 22, N°1, p.

MALTMAN, A., 1994 : *The Geological Deformation of Sediments*. Edition Chapman & Hall, UK.

MARANATE, S. & VELLA, P., 1986 : Paleomagnetism of the Khorat Group, Mesozoic, northeast Thailand. *J. Southeast Asian Earth Sci. Res.*, No 1, pp.23-31.

MARK HARRISON, T., LELOUP, P. H., RYERSON F. J., TAPPONNIER, P., LACASSIN, R., CHEN WENJI, 1996 : Diachronous initiation of transtension along the Ailao Shan-Red River shear zone, Yunnan and Vietnam. In *The Tectonic Evolution of Asia.* Cambrigdge University Press.

MARQUIS, G., ROQUES, D., HUCHON, P., COULON, O., CHAMOTROOK, N., RANGIN, C. & LE PICHON, X., 1997 : Amplitude et âge de l'extension le long de la marge continentale du Vietnam central. In *Bull. Soc. géol. France*, t. 168, No 6, pp. 695-706.

MCKENZIE, D. P., 1972 : Active tectonic of the Mediterranean region. In Geopgy. J. R. astr. Soc. No 30, pp. 109-185.

METCALFE, I., 1996 : Pre-Cretaceous evolution of SE Asian terranes. In *Geological Society Special Publication N° 106*, pp. 97-122.

METIVIER, F., 1996 : *Volume sédimentaire et bilans de masse en Asie pendant le Cénozoïque.* Thèse de doctorat, Université de Paris VII.

MIALL, A. D., 1981 : Alluvial sedimentary basin : tectonic setting and basin architecture. In *Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basin.* Geological Association of Canada, Special paper 23, pp. 1-28.

MIALL, A. D., 1991 : Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. In *Journal Sedim. Petrol.* volume 61, pp. 479-505.

MIALL, A. D., 1992 : Exxon global cycle chart: an event for every occasion? In *Geology*, volume 20, pp.787-790.

MILANKOVITCH, M., 1920 : *Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire.* Gauthier-Villars, Paris, 339 p.

MITCHELL, A. H. G. & READING, H. G., 1978 : Sedimentation and tectonics. In *Sedimentary Environments and facies*, Blackwell Scient. Publ., Oxford, pp. 439-476.

MITCHUM, R., SANGREE, J .B., VAIL, P. V., WORNARDT, N. W.,1993 : Recognizing sequence and systems tracts from well logs , seismic data and biostratigraphy : Exemples from the Late Cenozoic of the gulf of Mexico. In *AAPG Memoir 58* , pp. 163-195.

MOLNAR, P. & TAPPONNIER, P., 1975 : Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. In *Science* No189, pp. 449-476.

NGUYEN DINH CAT, 1969 : Main tectonic features of North Vietnam. In *Geotectonics No1,* Academy of science of the USSR, pp. 245-249.

NGUYEN VAN VUONG, 1997 : *Etude structurale de la chaine de TRUONG SON (Vietnam central) : évolution tectonique d'une zone de cisaillement poliphasée.* Thèse de doctorat, université Pierre et Marie Curie, N°97-25. Paris.

PARK, R. G., 1988 : *Geological Structures and Moving Plates.* Edition Blackie, New-York.

PACKHAM, G., 1996 : Cenozoic SE Asia reconstructing its aggregation and reorganization. In *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands*, 2. American Geophysic Union, Washington DC, pp. 123-152.

PHAM VAN NGOC, BOYER, D., VAN GIANG NGUYEN, THI KIM THOA NGUYEN, 1995 : Propriétés électriques et structure profonde de la zône de faille du fleuve Rouge au Nord Vietnam d'après les résultats de sondage magnéto-tellurique. Dans *Géophysique interne*, C.R Académie de Sciences, Paris, T.320, Série II a, pp. 181-187.

POSAMENTIER, H. W., ALLEN, G. P., JAMES, D. P., & TESSON, M., 1992 : Forced regressions in a sequence stratigraphic framework : Exemples, and exploration significance. In *AAPG Bulletin, V.67*, N°11, pp. 1687-1709.

POSAMENTIER, H. W., JERVEY, M. T. & VAIL, P. R., 1988 : Eustatic control on clastic deposition I: Conceptual framework. In *Sea level change: an integrated approach*, Soc. Eco. Paleont. Min. Spec. Pub., Boulder. volume 42, pp. 109-124.

PROSSER, S.,1993 : Rift-relared linked depositional systems and their seismic expression. In *Tectonics and Seimic Sequence Stratigraphy*. Geological Society, Special publication N°71, pp. 35-66.

QUENNELL, A. M., 1958 : The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea Rift. In *Q. J. Geol. Soc. London*, No 114, pp. 1-24.

QUINLAN, G. M. & BEAUMONT, C., 1984 : Applachian thrusting, lithospheric flexure and paleozoic stratigraphy of the eastern interior of North America. In *Can. J. Earth Sci.*, volume 21, pp. 973-996.

RAMSAYER, GR.,1979 : Seimic stratigraphy, a fundamental exploration tool. Exxon production research Co, Off-shore technology conference, pp. 1858-1862.

RANGIN, C., HUCHON, P., LE PICHON, X., BELLON, H., LEPVRIER, C., ROQUES, D., NGUYEN DINH HOE, PHAN VAN QUYNH, 1995 : Cenozoic deformation of central and south Vietnam. In *Tectonophysics*, Vol. 251, Elsevier Science, pp.179-197.

RANGIN, C. et al, 1994 : The Red River fault system in the Tonkin Gulf, Vietnam. In *Tectonophysics 243,* Elsevier Science, pp. 209-222.

RANGIN, C., JOLIVET, L., PUBELLIER, M. & GROUP, T. P. W., 1990 : A simple model for the tectonic evolution of Southeast Asia and Indonesia region for the past 43 m.y. Bull. Soc. Geol. Fr., No 8, pp. 889-905.

REDING, H. G., 1980 : Characteristics and recognition of strike-slip fault. In *Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones*. International Association of sedimentologists, Special publication N°4, p. 7-26.

RICHARD, P. D., NAYLOR, M. A., KOOPMAD, A., 1995 : Experimental models of strike-slip tectonics. In *Petroleum Geoscience*, Vol. 1, pp. 71-80.

ROBIN, C., 1995 : *Mesure stratigraphique de la déformation : application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris*. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, N° 1418.

RODGERS, D., 1980 : Analysis of pull-apart basin developpment produced by en échelon strike-slip fault. In *Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones*. International Association of sedimentologists, Special publication N°4, pp. 27-41.

ROQUES, D., RANGIN, C., HUCHON, P., 1997 : Geometry and sense of motion along the Vietnam continental margin : onshore/offshore Da Nang area. Dans *Bulletin de la société géologique de France*, N° 4, Tome 168, pp. 413-423.

ROWLEY, D. B. & MARKWIK, P. J., 1992 : Haq et al. eustatic curve : implication for sequenstred ater volumes. In Journal Geol. No 100, pp. 703-715.

RU, K., 1988 : The development of superimposed basins on the northern margin of the South China Sea and tectonic significance. Oil Gas Geol, No 9, pp. 22-31.

RUBY, W. W. & HUBBERT, M. K., 1960 : Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, II, Overthrust belt in geosynclinal area of western Wyoming in light of fluid-pressure hypothesis. In *Bull. Geol. Soc. Am.*, No 60, pp. 167-205.

SCLATER, J. G. & CHRISTIE, P. A. F., 1980 : Continental stretching, an explanation of the post-mid-cretaceous subsidence of the central North Sea basin. In *Journal of Geophys. Res.*, No 85, B3, pp. 3711-3739.

SHARER, U., TAPPONNIER, P., LACASSIN, R., LELOUP, P. H., ZHONG, D., & JI, S., 1990 : Intraplate tectonics in Asia : a precise age for large-scale Miocene movement along the Ailao Shan-Red River shear zone, China. In Earth Planet, Sci. Lett., No 97, pp. 65-77.

STECKLER, M. S., WATTS, A. B., 1978 : Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. In *Earth Planet Sci. Lett.* No41, pp. 1-13.

SITTER, L. U. DE, 1964 : *Structural Geology*, 2nd edition, McGraw-Hill, New-York.

SLOSS, L. L., 1962 : Stratigraphic models in exploration. In *Amer. Assoc. Petro. Geol. Bull.*, volume 74, pp. 125-154.

TAPPONIER, P., PELTZER, G., ARMIJO, R., 1986 : On the mechanism of the collision between India and Asia. In *Geological society, Special publication No19*, pp. 115-157.

TAPPONNIER, P., PELTZER, G., LE DAIN, A. Y., ARMIJO, R. & COBBLD, P., 1982 : Propogating extrusion tectonics in Asia : new insights from simple experiments with plasticine. in Geology 10, pp. 611-616.

TAPPONNIER, P., LACASSIN, R., LELOUP, P. H., SHARER, U., ZHONG, D., JI, S., WU, H., ZHONG, J., ZHANG, L. & LIU, X., 1990 : The Ailao Shan-Red River metamorphic belt : Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China. In *Nature* 343, pp.431-437.

TAYLOR, B., HAYES, D. E., 1994 : The tectonic evolution of the South China Bassin. In *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands*, 2. American Geophysic Union, Washington DC, pp. 89-104.

TAYLOR, B. & HAYES, D. E., 1983 : Origin and history of the South China Sea Basin. In D. E. Hayes (Editor), The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands, No 2, Am. Geophys. Union, Washington, DC, pp. 23-56.

TRAN DUC LUONG, NGUYEN XUAN BAO, 1979 : Geology and mineral resources of Vietnam, Hanoi. In *ESCAP Atlas of Stratigraphy VI, Socialist Republic of Vietnam, Mineral Resource Development Serie* No54, p. 7-8.

VAIL, P. R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S. A., EISNER, P. N. & PEREZ-CRUZ, C., 1991 : The stratigraphic signatures of tectonic, eustasy and sedimentology - an overview. In G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher, (eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 617-659.

VAIL, P. R. et al, 1990 : The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation : an overview. Department of Geology and Geophysic, Rice university, Houston, Texas, pp. 1-17.

VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. J., TODD, R. G., WIDMIER, J. B., THOMPSON, S. I., SANGREE, J. B., BUBB, J. N. & HATLEID, W. G., 1977 : Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 1 to 11. In *Seismic stratigraphy, application to hydrocarbon exploration*, Am. Ass. Petr. Geol. Memoir 26, pp. 49-205.

VAIL, P. R., COLIN, J. P., DU CHENE, R. J., KUCHLY, J., MEDIAVILLA, F. & TRIFILIEFF, V., 1987 : La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. Dans *Bull. Soc. Géol. France*, No 7, pp. 1301-1321.

WANG, X., YAN, J. 7 LIN, J., 1989 : The inverted structure and its significance in petroleum geology. Earth Sci. J. China univ. Geosci., No 14, pp.101-108.

WESTPHAL, H., AIGNER, T., 1997 : Seismic stratigraphy and subsidence analysis in thr Barrow-Dampier subbasin, Northwest Australia. In *AAPG Bulletin*, V. 81, N°10, pp.1721-1749.

WEIMER, P., POSAMENTIER, W., 1993 : *Siliciclastic sequence stratigraphie. recent development and applications*. AAPG memoir 58.

WILLIAM, G. D., 1993 : Tectonics and seismic sequence stratigraphy : an introduction. In *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. Geological Society, Special publication N°71, pp. 1-13.

WILCOX, R. E., HARDING, T. P. & SEELY, D. R., 1973 : *Basic Wrench tectonics*. In Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. No57, pp. 74-96.

WILSON, J. T., 1965 : A new class of faults and their bearing on continental drift. In *Nature*, No 207, pp. 343-347.

YANG, ZENYU & BESS, J., 1993 ; Paleomagnetic study of Permian and Mesozoic sedimentary rocks from Northern Thailand supports the extrusion model for Indochina. In Earth and Planetary Science Letters, 117, pp. 525-552.

YAN, C. & COURTILLOT, V., 1989 : Widespread Cenozoic (?) remagnetization in Thailand and its implication for the India-Asia Collision. In Earth Planet Sci. Lett., No 93, pp.350-354.

YU, H. S., 1988 : Comparative structure and stratigraphy of the Tertiary basins off the southeastern China coast. Proc. 2nd Taiwan Symp. Geophysics, pp. 350-354.

ZENG, H., BACKUS, M. M., BARROW, K. T. & TYLER, N., 1996 : Facies mapping from three-dimentional seismic data : potential and guidelines from a Tartiairy sandstone-shale sequence model, Powdehorn field, Calhoun County, Texas. In *AAPG Bulletin*, V.80, N°1, pp.16-46.

KLEIN, M. et al, 1991 : Evaluation report of gulf of Tonkin permit, 1988-1991 (Rapport non publié).

Ch. DE CRUZ et al, 1990 : Vietnam-Gulf of Tonkin : Sedillpmentological, petrographic, stratigraphic, and geochemical study of exploration well 103T-H-1X. TOTAL-CFP (Rapport non publié).

Ch. DE CRUZ et al, 1990 : Vietnam-Gulf of Tonkin : Sedimentological, petrographic, stratigraphic, and geochemical study of exploration well 103T-G-1X. TOTAL-CFP (Rapport non publié).

PETROVIETNAM-GECOPRAKLA, 1994 : *Non exclusive survey. Final Report.* (Raport non publié).

ANNEXE

Fichier de calcul de simulation de DIONISOS dans le cas du Bassin du Fleuve Rouge

```
# DEBUT #
# ------------------------------------------------
#    Fichier de donnees
# ------------------------------------------------
# Titre (exemple: $toto$)
       $ Simu3D avec Compaction (Bassin du Fleuve Rouge) $
# ------------------------------------------------
# AffichageControle (1=> diffusion reduit, 2=> tous commentaires)
       1
# Dessin du substrat
       0
# ------------------------------------------------
# Type de simulation (2 -> 2D, 3 -> 3D)
       3
# ------------------------------------------------
# Parametres aleatoires (Lrand et Srand)
       0.5     0.0
# ------------------------------------------------
# Choix des modes de calcul
# calcul flux (0=interpol,1=escalier  / 0=impose, 1=libre)
       1       0
# calcul avec QEau (0=non, 1=oui, 2=carte imposee)
       0
# calcul des carbonates (0=0, 1=lineaire, 2=constant)
       0
# ------------------------------------------------
# Description de la geometrie
# Longueur en X (km) et en Y (km) (si 3D)
       120.00  90.0
# DXY (km) (dxy=0.5 > nti=50 - dxy=0.25 > nti=200)
       6.0
# ------------------------------------------------
# Parametre de calcul
# dt (ka) (100.0)
       250.0
# Ntinter (nombre d'iter pour chaque couche)  (100) et boucle parallele
       440
# ------------------------------------------------
# Vitesse d'erosion maximale (Sediment et Substrat) (m/Ma)
       50.0            20.0            0.0
# Profondeur d'attenuation de l'alteration (m)
       0.0
# Parametres de flexure
       0       0.0
# Profondeur du substrat (m)
       250.0
# Marnage : Type (0=constant, 1=lineaire) et amplitude (m)
       0       2.0
# ------------------------------------------------
# Lithologie 1 (Sable)
# Parametre de diffusion de litho1 (km2/ka)
#  continental (maxi et mini) (10.0)
       5.00    0.0
#  zone de marnage (maxi et mini) (10.0)
       0.05    0.0
#  marin (maxi et mini) (20.0)
       0.05    0.0
#  Flux d'eau limite (maxi)
       100.0
#  Decroissance de K en domaine marin (bathy en m)
       100000.0
#  Pente maximale (m/km)
       100000.0
#  Transport des sediments (sauvage=0, pente=1)
       0.0     0.0
# definition de la production des carbonates
# Nombre d'age
```



```
       0
# Indice et age(ka) Taux(m/ka) Seuil(m) S10(m) PolSab et Arg(m/ka)
# Transformation de litho 1 en litho xxx si Alter et emergee (0 si non)
       0
# definition de la courbe de compaction
# nombre de points
       31
#       Phi (x100),       z (m)
       36.00       0
       35.90      10
       35.60      25
       35.30      50
       34.90      75
       34.50     100
       34.20     125
       33.80     150
       33.50     175
       33.10     200
       32.40     250
       31.80     300
       31.10     350
       30.50     400
       29.90     450
       29.30     500
       28.10     600
       26.90     700
       25.80     800
       23.80    1000
       21.90    1200
       20.20    1400
       18.60    1600
       17.20    1800
       15.90    2000
       13.00    2500
       10.70    3000
        8.80    3500
        7.30    4000
        2.00   20000
        1.00   60000

# ------------------------------------------------
# Lithologie 2 (Argile)
# Parametre de diffusion de litho2 (km2/ka)
#  continental (maxi et mini) (100.0)
       25.0    0.0
#  zone de marnage (maxi et mini) (10.0)
       6       0.0
#  marin (maxi et mini) (20.0)
       25.0    0.0
#  Flux d'eau limite (maxi)
       100.0
#  Decroissance de K en domaine marin (bathy en m)
       100000.0
#  Pente maximale (m/km)
       100000.0
#  Transport des sediments (sauvage=0, pente=1)
       0.0     0.0
# definition de la production des carbonates
# Nombre d'age
       0
# Indice et age(ka) Tauxen0(m/ka) TauxauSeuil( 20 m/ka) Seuil(m) S10(m) PolSab et Arg
(m/ka)
# Transformation de litho 2 en litho xxx si Alter et emergee (0 si non)
       0
# definition de la courbe de compaction
# nombre de points
       31
```

```
# Phi (x100),    z (m)
        76.30       0
        72.30      10
        67.00      25
        59.90      50
        54.30      75
        50.00     100
        46.50     125
        43.70     150
        41.50     175
        39.60     200
        36.60     250
        34.20     300
        32.40     350
        30.70     400
        29.30     450
        28.00     500
        25.70     600
        23.70     700
        22.00     800
        19.10    1000
        16.90    1200
        15.10    1400
        13.80    1600
        12.70    1800
        11.90    2000
        10.50    2500
        9.80     3000
        9.40     3500
        9.20     4000
        2.00    20000
        1.00    60000

# -------------------------------------------------
# Lithologie 3 (Recif)
# Parametre de diffusion de litho3 (km2/ka)
#  continental (maxi et mini) (100.0)
        0.0     0.0
#  zone de marnage (maxi et mini) (10.0)
        0.0     0.0
#  marin (maxi et mini) (20.0)
        0.0     0.0
#  Flux d'eau limite (maxi)
        100.0
#  Decroissance de K en domaine marin (bathy en m)
        1000.0
#  Pente maximale (m/km)
        100000.0
#  Transport des sediments (sauvage=0, pente=1)
        0.0     0.0
# definition de la production des carbonates
# Nombre d'age
        0
# Indice et age(ka) Tauxen0(m/ka) TauxauSeuil( 20 m/ka) Seuil(m) S10(m) PolSab et Arg
(m/ka)
# Transformation de litho 3 en litho xxx si Alter et emergee (0 si non)
        0
# definition de la courbe de compaction
# Phi0 (x100), PhiRes (x100)  et z0 (m)
        0.0     0.0     2000000
# -------------------------------------------------
# Lithologie 4 (Bioclastes)
# Parametre de diffusion de litho4 (km2/ka)
#  continental (maxi et mini) (100.0)
        0.0     0.0
#  zone de marnage (maxi et mini) (10.0)
        0.0     0.0
```



```
#  marin (maxi et mini) (20.0)
        0.0     0.0
#  Flux d'eau limite (maxi)
        100.0
#  Decroissance de K en domaine marin (bathy en m)
        1000.0
#  Pente maximale (m/km)
        100000.0
#  Transport des sediments (sauvage=0, pente=1)
        0.0     0.0
# definition de la production des carbonates
# Nombre d'age
        0
# Indice et age(ka) Taux(m/ka) Seuil(m) S10(m) PolSab et Arg(m/ka)
# Transformation de litho 4 en litho xxx si Alter et emergee (0 si non)
        0
# definition de la courbe de compaction
# Phi0 (x100), PhiRes (x100)  et z0 (m)
        0.0     0.0     2000000
# -------------------------------------------------
# Lithologie 5 (Pelagique)
# Parametre de diffusion de litho5 (km2/ka)
#  continental (maxi et mini) (100.0)
        0.0     0.0
#  zone de marnage (maxi et mini) (10.0)
        0.0     0.0
#  marin (maxi et mini) (20.0)
        0.0     0.0
#  Flux d'eau limite (maxi)
        100.0
#  Decroissance de K en domaine marin (bathy en m)
        50.0
#  Pente maximale (m/km)
        100000.0
#  Transport des sediments (sauvage=0, pente=1)
        0.0     0.0
# definition de la production des carbonates
# Nombre d'age
        0
# Indice et age(ka) Taux(m/ka) Seuil(m) S10(m) PolSab et Arg(m/ka)
# Transformation de litho 1 en litho xxx si Alter et emergee (0 si non)
        0
# definition de la courbe de compaction
# Phi0 (x100), PhiRes (x100)  et z0 (m)
        0.0     0.0     2000000
# -------------------------------------------------
# Proportionnalite des coefficients de diffusion au flux de sed
# 0=non, 1=oui
        1
# Flux de reference pour chaque litho
        2000.0  0       0       0       0
# -------------------------------------------------
# Source de sediments et d'eau
# Nombre de ligne temps
        10
# ages de definition (ka)
        1       0
        2       4500
        3       8000
        4       13500
        5       14250
        6       14500
        7       16200
        8       19500
        9       23700
        10      24500
# .............................................
```

```
# Histoire des flux  (t=30.0 a 25.5)
# sur le bord 1     (j=1)
# Nombre de points sources et position (km)
        4       0.0     20.0    40.0    50.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
# sur le bord 2     (j=NY)
# Nombre de points sources et position (km)
        2       100.0   120.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
# sur le bord 3     (i=1)
# Nombre de points sources et position (km)
        5       0.0     15.0    60.0    80.0    90.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0     0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.00    0.0     0.0
        215.00  1.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        2030.00 1.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.00    0.0     0.0
# sur le bord 4     (i=NX)
# Nombre de points sources et position (km)
        2       0.0     90.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
# ..............................................
# Histoire des flux  (t=25.5 a 22.0)
# sur le bord 1     (j=1)
# Nombre de points sources et position (km)
        4       0.0     20.0    40.0    50.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
# sur le bord 2     (j=NY)
# Nombre de points sources et position (km)
        2       80.0    110.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        5.00    0.0     1.0
        50.00   0.0     1.0
        0.00    0.0     0.0
```



```
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
# sur le bord 3     (i=1)
# Nombre de points sources et position (km)
        5       0.0     30.0    60.0    70.0    80.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0     0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.00    0.0     0.0
        195.00  1.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        1450.00 1.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.00    0.0     0.0
# sur le bord 4     (i=NX)
# Nombre de points sources et position (km)
        2       0.0     90.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
# ..............................................
# Histoire des flux  (t=22.0 a 16.5)
# sur le bord 1     (j=1)
# Nombre de points sources et position (km)
        4       0.0     20.0    40.0    50.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
# sur le bord 2     (j=NY)
# Nombre de points sources et position (km)
        2       80.0    120.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        9.00    0.0     1.0
        70.00   0.0     1.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
# sur le bord 3     (i=1)
# Nombre de points sources et position (km)
        6       0.0     25.0    30.0    50.0    60.0    70.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        150.00  0.3     1.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        1430.00 0.3     1.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
# sur le bord 4     (i=NX)
# Nombre de points sources et position (km)
        2       0.0     90.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
```

```
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
# ..................................................
# Histoire des flux  (t=16.5 a 15.75)
# sur le bord 1     (j=1)
# Nombre de points sources et position (km)
        4       0.0     20.0    40.0    50.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
# sur le bord 2     (j=NY)
# Nombre de points sources et position (km)
        2       80.0    120.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        20.00   0.0     1.0
        150.00  0.0     1.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
# sur le bord 3     (i=1)
# Nombre de points sources et position (km)
        6       0.0     25.0    30.0    50.0    60.0    70.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0     0.00    0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.00    0.0     0.0     0.0
        600.00  0.3     1.0     0.0     0.0     0.3     0.0
        4400.00 0.3     1.0     0.0     0.0     0.3     0.0
        0.00    0.0     0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
# sur le bord 4     (i=NX)
# Nombre de points sources et position (km)
        2       0.0     90.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
# ..................................................
# Histoire des flux  (t=15.75 a 15.5)
# sur le bord 1     (j=1)
# Nombre de points sources et position (km)
        2       90.0    120.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        -200.00 0.0     1.0
        -900.0  0.0     1.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
# sur le bord 2     (j=NY)
# Nombre de points sources et position (km)
        2       70.0    120.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0
```



```
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
# sur le bord 3     (i=1)
# Nombre de points sources et position (km)
        2       0.0     30
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.0     1.0     0.0
        0.0     1.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
# sur le bord 4     (i=NX)
# Nombre de points sources et position (km)
        4       0.0     20.0    30.0    45.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        -400.0  0.0     0.0     1.0     0.0
        -3000   0.0     0.0     1.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
# ..................................................
# Histoire des flux  (t=15.5 a 13.8)
# sur le bord 1     (j=1)
# Nombre de points sources et position (km)
        5       0.0     20.0    35.0    45.0    60
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        20.00   0.0     0.2     1.0     0.0     0.0
        210.00  0.0     0.2     1.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
# sur le bord 2     (j=NY)
# Nombre de points sources et position (km)
        2       70.0    90.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        14.00   0.0     1.0
        140.00  0.0     1.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
# sur le bord 3     (i=1)
# Nombre de points sources et position (km)
        6       20.0    30      45.0    60.0    70.0    80.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.00    0.0     0.0
        120.00  0.3     1.0     0.0     0.0     0.4     0.0
        1400.00 0.3     1.0     0.0     0.0     0.4     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.00    0.0     0.0
# sur le bord 4     (i=NX)
# Nombre de points sources et position (km)
        2       0.0     90.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
```

```
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
# ................................................
# Histoire des flux  (t=13.8 a 10.5)
# sur le bord 1     (j=1)
# Nombre de points sources et position (km)
        5       0.0     20.0    35.0    40.0    60
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        20.00   0.0     0.2     1.0     0.2     0.0
        170.00  0.0     0.2     1.0     0.2     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
# sur le bord 2     (j=NY)
# Nombre de points sources et position (km)
        5       20      35      40      90.0    110.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        10.00   1.0     1.0     0.0     0.0     0.6
        100.00  1.0     1.0     0.0     0.0     0.6
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
# sur le bord 3     (i=1)
# Nombre de points sources et position (km)
        7       20.0    30      45.0    55.0    60.0    85.0    90.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        65.00   0.3     1.0     0.0     0.6     0.0     0.0     0.1
        700.00  0.3     1.0     0.0     0.6     0.0     0.0     0.1
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
# sur le bord 4     (i=NX)
# Nombre de points sources et position (km)
        4       30.0    40.0    50.0    65.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        40.00   0.0     0.8     1.0     0.0
        400.00  0.0     0.8     1.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
# ................................................
# Histoire des flux  (t=10.5 a 6.3)
# sur le bord 1     (j=1)
# Nombre de points sources et position (km)
        5       30.0    40.0    50.0    70.0    90
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        55.00   0.0     0.2     1.0     0.8     0.0
        500.00  0.0     0.2     1.0     0.8     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
# sur le bord 2     (j=NY)
```



```
# Nombre de points sources et position (km)
        2       90.0    110.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        25.00   0.0     1.0
        250.00  0.0     1.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
# sur le bord 3     (i=1)
# Nombre de points sources et position (km)
        7       20.0    30      35.0    40.0    60.0    85.0    90.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        88.00   0.1     1.0     1.0     0.0     0.0     0.0     0.3
        880.00  0.1     1.0     1.0     0.0     0.0     0.0     0.3
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
# sur le bord 4     (i=NX)
# Nombre de points sources et position (km)
        2       60.0    80.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        20.00   0.0     1.0
        200.00  0.0     1.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
# ................................................
# Histoire des flux  (t=6.3 a 5.5)
# sur le bord 1     (j=1)
# Nombre de points sources et position (km)
        5       30.0    40.0    50.0    85.0    90
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        170.00  0.0     0.0     1.0     1.0     0.0
        1700.00 0.0     0.0     1.0     1.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
# sur le bord 2     (j=NY)
# Nombre de points sources et position (km)
        5       0.0     30.0    40.0    75.0    85.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        55.00   0.0     0.0     1.0     1.0     0.0
        550.00  0.0     0.0     1.0     1.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
# sur le bord 3     (i=1)
# Nombre de points sources et position (km)
        4       10.0    30.0    70.0    90.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        280.00  0.0     1.0     0.6     0.7
        2800.00 0.0     1.0     0.6     0.7
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0
```

```
# sur le bord 4      (i=NX)
# Nombre de points sources et position (km)
        2       40.0    90.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
# ..............................................
# Histoire des flux  (t=5.5 a 0.0)
# sur le bord 1      (j=1)
# Nombre de points sources et position (km)
        5       30.0    40.0    50.0    85.0    90
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        10.0    0.5     1.0     1.0     1.0     0.0
        390.0   0.5     1.0     1.0     1.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
# sur le bord 2      (j=NY)
# Nombre de points sources et position (km)
        5       0.0     30.0    40.0    75.0    85.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        10.00   0.0     0.5     1.0     1.0     0.0
        390.00  0.0     0.5     1.0     1.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
# sur le bord 3      (i=1)
# Nombre de points sources et position (km)
        3       30.0    80.0    89.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0
        80.00   1.0     1.0     0.5
        1500.00 1.0     1.0     0.5
        0.00    0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0     0.0
# sur le bord 4      (i=NX)
# Nombre de points sources et position (km)
        2       0.0     90.0
# Flux total et repartition des flux ligne=litho (0=eau) colonne=point
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
        0.00    0.0     0.0
# ------------------------------------------------
# Pluviometrie et avulsion (0=droit, 1=sauvage)
        0       1
# ------------------------------------------------
# Definition des variations des flux d'eau et de lithos
# Nombre de courbes
        1
# EauPer(ka) EauAmp (rel) Litho1 ... Litho5 (rel) EauPhi(deg) (40   1.0   90 / 5   0.
2   90)
        10      0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     0.0     90
```



```
# Derive du niveau
# Eau0 (Qeau) Lithol ... Litho5 (rel)
        1.00    1.0     1.0     1.0     1.0     1.0
# Pente Eau0 (Qeau/ka) Lithol ... Litho5 (rel/ka)
        0.00    0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
# ------------------------------------------------
# Histoire de l'eau predefinie
# Nombre de points
        0
# Age (ka) et Flux d'eau (Qeau) et Flux de lithos (rel)
# ------------------------------------------------
# Parametre des vagues
# Calcul giratoire (0=non, 1=trigo, -1=horaire)
        0
# Angle d'approche initial Alpha o (degre)
        90
# Coef de diffusion (km2/ka) (1.5)
        0.0     0.0     0.0     0.0     0.0
# bathy d'attenuation (m)
        10
# ------------------------------------------------
# Parametre de dessin
# Accom-Altitude maxi (m) (echelle des couleur Puits)
        -100.0  400.0
# Isopaques maxi (m) (echelle des couleur)
        100.0
# Altitude mini et maxi (m) (definition de la taille de la boite)
        -7000   100
# ------------------------------------------------
# Definition du niveau de la mer
# Nombre de courbes
        0
# SlPer(ka) SlAmp (m) SlPhi(deg)
# Derive du niveau
# Sl0 (m)  Pente (m/ka)
        0.0     0.0
# ------------------------------------------------
# Histoire eustatique predefinie
# Nombre de points
        5
# Age (ka) et Niveau de la mer (m)
        0       0
        14250   0
        14500   -60.0
        15000   0
        50000   0
# ------------------------------------------------
# Radical des fichiers
        $$
# ------------------------------------------------
# Teneurs initiales
        1       $MAPS-GENERALES/demo.sable$
        2       $MAPS-GENERALES/demo.argil$
        3       $MAPS-GENERALES/demo.recif$
        4       $MAPS-GENERALES/demo.biocl$
        5       $MAPS-GENERALES/demo.pelag$
# ------------------------------------------------
# Enfouissement initial
        $MAPS-GENERALES/demo.zenf$
# ------------------------------------------------
# Morphologie initiale
        $MAPS-NAC/30.00.g.6kmMod$
# ------------------------------------------------
# Accommodation (la premiere carte definit la morpho init)
# nombre d'age de definition de l'accommodation
        10
# radical du fichier
```

```
        $$
# ages de definition (ka) (indice / trans / age)
        1       0       4500    $MAPS-NAC/25.50.g.mapN6kmMod$
        2       0       8000    $MAPS-NAC/22.00.g.mapN6kmMod$
        3       0       13500   $MAPS-NAC/16.50.g.mapN6km$
        4       0       14250   $MAPS-NAC/15.60.g.mapN6km$
        5       0       14500   $MAPS-NAC/15.50.g.mapN6km$
        6       0       16200   $MAPS-NAC/13.80.g.mapN6km$
        7       0       19500   $MAPS-NAC/10.50.g.mapN6km$
        8       0       23700   $MAPS-NAC/6.30.g.mapN6km$
        9       0       24500   $MAPS-NAC/5.50.g.mapN6km$
        10      0       30000   $MAPS-NAC/0.00.g.mapN6km$
# ------------------------------------------------
# Subsidence (utilisee apres les temps ou l'accommodation est definie)
        $MAPS-GENERALES/demo.visub$
# ------------------------------------------------
# Definition des puits de contrainte
# nombre
        2       0       0.1
# indice et position X (km) et Y (km) et nom ($toto$) (8 carac maxi)
        1       56.3    9.4     0       $103TH-1X$
        2       55.3    19.1    0       $103TG-1X$
# nombre d'age de correlation
        0
# ages de definition (ka) nom de l'age (@surf2@) nom du fichier ($toto$)
# ------------------------------------------------
# Definition des marqueurs temps
# nombre
        11
# Age (ka) et code couleur RGB
        0       0       0       0
        4500    0       0       0
        8000    0       0       0
        13500   0       0       0
        14250   0       0       0
        14500   0       0       0
        16200   0       0       0
        19500   0       0       0
        23700   0       0       0
        24500   0       0       0
        30000   0       0       0
# ------------------------------------------------
# Definition des couches
# nombre
        2
# Age (ka) et code couleur RGB
        0       0       0       0
        2.7
# ------------------------------------------------
# Nombre de bathy limite
        12
# Accommodatiom limite et couleur RGB et indice du pattern
        -100    0.4     0.4     0.4     7
        -75     0.6     0.6     0.6     7
        -50     0.8     0.8     0.8     7
        -25     0       1       0       7
        0       0.5     1       0.5     7
        10      1       0.5     0       7
        20      1       1       0       7
        50      0       1       1       7
        100     0       0.5     1       7
        200     0       0       1       7
        1000    0.5     0       1       7
        5000    1       0       1       7
# ------------------------------------------------
# Nombre de pente limite
        8
```



```
# bathy limite et couleur RGB (! 80 = 1 m/km, 400 = 5 m/km , 1600 = 20 m/km)
        0       0       0       1
        0.2     0       0.5     1
        0.5     0       1       1
        1.0     1       1       0
        2.0     1       0.5     0
        5.0     1       0       0
        10.0    1       0       1
        20.0    1       0.5     1
# ------------------------------------------------
# Nombre de G-ray limite
        0
# bathy limite et couleur RGB
# ------------------------------------------------
# definition des erreurs admissibles
# Nombre d'erreurs limites
        0
# erreur limite et couleur RGB
# ------------------------------------------------
# Graduation des puits
        100.0
# ------------------------------------------------
# definition des parametres sismiques
# longueur d'onde (m) et amplitude (%)
        2.0     5.0
# vitesse pour chaque litho (m/s)
        3500    1500    4000    4000    4000
# masse volumique (kg/m3)
        2200    2100    2500    2500    2500
# ------------------------------------------------
# FIN #
```

MEMOIRES DE GEOSCIENCES-RENNES
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cedex .
Tel : 02- 99.28.60.80
Fax : 02-99-28-26-02

Dans la même collection :

N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. **392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985).** **Epuisé**

N°2 - G. QUERRE - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : Les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. **226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985).** **Epuisé**

N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricain. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de depôt. **150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985).** **Epuisé**

N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. **157 p., 106 fig., 7 tabl. (1985).** **55F.**

N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. **185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986).** **70F.**

N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. **159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986)** **55F.**

N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge protérozoique inférieur (1.9-2.4 Ga). **324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986).** **115F.**

N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. **233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986).** **95F.**

N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricain (France) : Pétrologie et géochimie. **250 p., 140 fig., 67 tabl. (1986).** **Epuisé**

N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoides. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes Centrales Suisses). **287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987).** **Epuisé.**

N°11 - **J.S. SALIS** -Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000-70.000 BP dans la Chaîne des Puys. **190 p., 73 fig., 28 tabl., I carte hors-texte (1987).** **90F.**

N°12 - **Y. GERARD** - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. **126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987).** **75F.**

N°13 - **H. TATTEVIN** - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. **150 p., 50 fig., I tabl., 13 pl. (1987).** **95F.**

N°14 - **J.L. PAQUETTE** - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et Chaîne Alpine. **190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987).** **95F.**

N°15 - **B. VENDEVILLE** - Champs de failles et tectonique en extension; modélisation experimentale. **392 p., 181 fig., I tabl., 82 pl. (1987).** **Epuisé**

N°16 - **E. TAILLEBOIS** - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). **195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987).** **110F**

N°17 - **J.P. COGNE** - Contribution a l'étude paléomagnétique des roches déformées. **204 p., 86 fig., 17 tabl. (1987).** **90F.**

N°18 - **E. DENIS** - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. **263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988).** **140F.**

N°19 - **M. BALLEVRE** - Collision continentale et chemins P-T : l'Unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). **340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988).** **Epuisé**

N°20 - **J.P. GRATIER** - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. **165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988).** **85F.**

N°21 - **R.P. MENOT** - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Francaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaine varisque ouest-européenne. **465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988).** **Epuisé**

N°22 - **S. BLAIS** - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. **312 p., 107 fig., 98 tab., 11pl. photo, I pl. h.texte, (1989).** **160F**

N°23 - **A. CHAUVIN** - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du Quaternaire. **217 p., 100 fig., 13 tab. (1989).** **100F.**

N°24 - **J.P. VUICHARD** - La marge austroalpine durant la collision alpine; évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. **307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989).** **170F.**

N°25 - **C. GUERROT** - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. **180 p., 68 fig., 29 tab., I pl. (1989)** **90F.**

N°26 - **J.L. LAGARDE** - Granites tardi-carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. **353 p., 244 fig., 15pl. (1989)** **210F.**

N°27 - **Ph. BARDY** - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricain et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. **395 p., 142 fig., 7 tab., I pl. hors-texte. (1989).** **175F.**

N°28 - **D. GAPAIS** - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. **377 p., 184 fig., 3 tab. (1989).** **275F.**

N°29 - **E. LE GOFF** - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. **321 p., 146 fig., 42 tab. (1989).** **150F.**

N°30 - **D. KHATTACH** - Paléomagnétisme de formations paléozoiques du Maroc. **220 p., 97 fig., 35 tab., (1989).** **100F.**

N°31 - **A. HAIDER** - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. **215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989).** **130 F.**

N°32 - **T. DANIEL** - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. **186 p., 121 fig., 4 tab. (1989).** **210 F.**

N°33 - **C. LECUYER** - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). **342 p., 109 fig., 73 tab. (1989).** **200 F.**

N°34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. **382 p., 137 fig. (1989).** **400 F.**

N°35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. **370 p., 128 fig., 64 tabl. (1989).** **180 F.**

N°36 - A. LE CLEAC'H - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO_2. **190 p., 72 fig., 37 tabl. (1989).** **100 F.**

N°37 - 0. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. **280 p., 165 fig., 3 tabl. (1990).** **160F.**

N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. **205 p., 106 fig., 13 tabl. (1990).** **160F.**

N°39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. **230 p., 161 fig., 7 tabl. (1990) .** **Epuisé**

N°40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. **250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991).** **150F.**

N°41 - G. RUFFET - Paléomagnétisme et 40Ar/39Ar : étude combinée sur des intrusions précambriennes et paléozoïques du Trégor (Massif Armoricain) . **261 p., 80 fig., 19 tabl. (1991).** **120F.**

N°42 - P. SUZANNE - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. **262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl. (1991).** **210F.**

N°43 - G. FIQUET - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. **274 p., 101 fig., 53 tabl. (1991).** **130F.**

N°44 - J. MARTINOD - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). **283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur. (1991).** **170F.**

N°45 - M.O. BESLIER - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. **257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur. (1991).** **180F.**

N°46 - **J.B.L. FRANCOLIN** - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil) : **250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur. (1992). 300F.**

N° 47 - **S. TOURPIN** - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. **185 p., 53 fig., 23 tabl. (1992). 100F.**

N° 48 - **J.A. BARRAT** - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. **175 p., 47 fig., 23 tab. (1992). 100F.**

N° 49 - **E. HALLOT** - Injection dans les réservoirs magmatiques. Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Brieuc, Bretagne Nord) et modélisation analogique. **331 p., 101 fig., 30 tabl. (1993). 180F.**

N°50 - **T. SOURIOT** - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. **225 p., 2 pl. coul., I tabl., 91 fig., 16 pl. photo., I carte H.Texte. (1993). I90F.**

N° 51 - **T. EUZEN** - Pétrogenèse des granites de collision post- épaississement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricain, France). **350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993). I90F.**

N° 52 - **J. LE GALL** - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricain). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. **370 p., 30pl. photo., I pl. coul. (1993). 350 F.**

N° 53 - **J. C. THOMAS** - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. **330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993). 220 F.**

N°54 - **F. LAFONT** - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales., **270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994). 150 F.**

N° 55 - **C. BIELLMANN** - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du Carbone dans le manteau terrestre., **230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993). 175 F.**

N°56 - **A. POTREL** - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). **400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 pl. photo (1994).** **270 F.**

N° 57 - **M. KUNTZ** - Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés : Contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. **220 p., 19 pl., 87 fig., 3 tabl. (1994).** **155 F.**

N° 58 - **D. ROUBY** - Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications. **266 p., 98 fig. dont annexes (1994).** **180 F.**

N° 59 - **J.J. TONDJI-BIYO** - Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels. **426 p., 141 fig., 4 pl. couleur, 21 tableaux, dont annexes (1995).** **270 F.**

N° 60 - **H. BOUHALLIER** - Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). **277 p., 100 fig., dont 5 pl. coul., 7 tab., dont annexes (1995).** **150 F.**

N° 61 - **P. GAUTIER** - Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans la domaine centre-égéen (îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). **430 p., 89 fig., dont 4 pl. coul., 1 tabl., dont annexes (1995).** **220F.**

N° 62 - **M.T. ROMAN BERDIEL** - Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux. Modèles analogiques et exemples naturels. **270 p., 75 fig., 5 pl. laser, 9 tabl. (1995).** **160F.**

N° 63 - **M. JULLIEN** - Polytypisme, ordre d'empilement et interstratification dans la cookéite et les phyllosilicates non micacés du métamorphisme. Influence de la pression. **226 p., 61 fig., 8 tabl. (1995).** **150 F.**

N° 64 - **Y. LAHAYE** - L'altération des komatiites. **224 p., 70 fig., 29 tabl., + annexes (1995).** **150 F.**

N° 65 - **A. CRAVE** - Quantification de l'Organisation des réseaux hydrographiques. **210 p., 68 fig., dont annexe (1995).** **120 F.**

N° 66 - **A. ESSAIFI** - Relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale : L'exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc). **331 p., 248 fig., 4 tabl., dont annexes (1995).** **170 F.**

N° 67 - **M. LE RAVALEC** - Vitesses et perméabilité des roches : modélisation du rôle des fluides et des fissures. **276 p., 119 fig. 3 pl. couleur, 5 tabl., dont annexe (1995).** **140 F.**

n° 68 - **A. SEMIANI** - Métallogénie de la zone de cisaillement aurifère est-ouzzalienne : structure, pétrologie et géochimie des gisements d'or de Tirek-Amesmessa (Hoggar occidental, Algérie). **262 p.,72 fig., 36 tabl., 4 pl. couleur + annexes, (1995).** **130 F.**

N° 69 - **F. MOREAU** - Méthodes de traitement de données géophysiques par transformée en ondelettes. **177 p., 57 fig., + annexes. (1995).** **100 F.**

N° 70 - **B. TOURNERIE** - Imagerie de réflecteurs électromagnétiques en régime diffusif : Méthode et applications en Géophysique. **165 p., 45 fig., 8 tabl., + annexes, (1995).** **100 F.**

N° 71 - **T. NALPAS** - Inversion des grabens du Sud de la Mer du Nord. Données de sub-surface et modélisation analogique. **245 p., 110 fig., dont 10 pl. coul., (1994).** **120 F.**

N° 72 - **M. URREIZTIETA** - Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin. **311 p., 111 fig., 5 tabl., 6 pl. couleur, dont annexe. (1995).** **200 F.**

N° 73 - **A.N. KOUAMELAN** - Géochronologie et Géochimie des Formations Archéennes et Protérozoïques de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la Transition Archéen-Protéorozoïque. **290 p., 99 fig., 23 tabl., 2 pl. couleur, dont annexe (1996).** **120 F.**

N° 74 - **Y. GARCIA** - Variation de l'intensité du champ magnétique en France durant les deux derniers millénaires. **331 p., 122 fig., 35 tab., dont annexe. (1996).** **150 F.**

N° 75 - **M. A. SANTOS PINTO** - Le recyclage de la croûte continentale archéenne : Exemple du bloc du Gavião- Bahia, Brésil. **193 p., 102 fig., 51 tab. (1996).** **100 F.**

N° 76 - **D. CHARDON** - Les déformations continentales archéennes : Exemples naturels et modélisation thermomécanique. **300 p., 127 fig., 6 tabl., 4 pl. photo; dont annexes. (1997).** **130 F.**

N° 77 - **C. ROBIN** - Mesure stratigraphique de la déformation : Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris. **293 p., 129 fig., 9 pl. couleur, dont annexes. (1997).** **180 F.**

N° 78 - **D. GRANJEON** - Modélisation stratigraphique déterministe : Conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique. **197 p., 56 fig., 22 tabl., 8 pl. couleur. (1997).** **100 F.**

Hors Série - P. DAVY, F. GUILLOCHEAU, B. HAMELIN (Coordinateurs) - Géomorphologie : Processus et modélisation. Ecole thématique du CNRS, **146 p., 69 fig., 2 tab., Lumigny, Juillet (1996) .** **50 F**

N° 79 - A. JAFFREZIC - Géochimie des éléments métalliques, des nitrates et du carbone organique dissous dans les eaux et les sols hydromorphes. Agriculture intensive et qualité des eaux dans les zones humides en Bretagne. **296 p., 143 fig., 46 tabl., 1 pl. coul., dont annexes (1997).** **130 F.**

N° 80 - O. BOUR - Transferts de fluides dans les milieux fracturés : Effets d'échelle. **272 p., 100 fig., 1 tabl., (1997).** **100 F.**

n° 81 - E. BONNET - La localisation de la déformation dans les milieux fragile-ductile : Approche expérimentale et application à la lithosphère continentale. **183 p., 85 fig., 4 tabl., (1997).** **85 F.**

N° 82 - S. GESSA - Le genre *Nowakia* (Dacryoconarides) dans le Praguien de la République Tchèque : Biométrie, systématique, phylogénie, paléoenvironnements. **256 p., 132 fig., 8 pl., + annexes. (1997).** **125 F.**

N° 83 - T. MAUDUIT - Déformation gravitaire synsédimentaire sur une marge passive. Modélisation analogique et applications du Golfe de Guinée, **260 p., 96 fig., dont 12 pl. coul., (1998)** **100 F.**

N° 84 - G. QUEREL - Cristallochimie des éléments traces dans les phases du manteau terrestre : Applications de la spectroscopie de luminescence à haute pression et haute température. **241 p., 101 fig., 23 tabl., (1998).** **95 F.**

N° 85 - M. DIRAISON - Evolution cénozoïque du Bassin de Magellan et Tectonique des andes australes. **333 p., 119 fig., dont 6 pl. coul., 2 pl. hors-texte, 7 tabl., (1998) .** **130 F.**

N° 86 - S. BONNET - Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pleistocène. **352 p., 144 fig.,dont 7 pl. coul., + 1 pl. couleur et 7 transparents en annexe. (1998).** **115 F.**

N° 87 - F. TOUCHARD - Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé : Site de Ploemeur (Morbihan). **271 p., 103 fig., dont 5 coul., 37 tabl., annexe. (1999).** **115 F.**

N° 88 - T.V. LE - Stratigraphie sismique et modélisation stratigraphique : application à l'évolution tectonique oligo-miocène du Bassin du Fleuve Rouge (Vietman). **229 p.,131 fig., dont 16 pl. couleur + annexe. (1999).** **110 F.**

MEMOIRES DE GEOSCIENCES

à retourner à :

Arlette FALAISE
Géosciences - Rennes I
Université de Rennes
35042 - RENNES Cédex (France)
Tél 02.99.28.60.80 Fax : 02.99.28.60.80

accompagné : soit de votre BON DE COMMANDE
ou bien de votre règlement (chèque libellé à l'ordre de) :
Madame l'Agent Comptable du CNRS

BON DE COMMANDE

NOM : .....

ORGANISME .....

ADRESSE .....

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb	P.U.	TOTAL

Frais d'envoi : 20,00 F pour le 1er volume par volume supplémentaire : 5,00 F TOTAL	
TOTAL DE LA COMMANDE	

Imprimé à l'Université de Rennes I

Dépôt Légal

1er Trimestre 1999

Résumé :

La zone d'étude se situe sur la bordure N-E du Bassin du Fleuve Rouge. Ce bassin se forme pendant l'Éocène-Oligocène et le Miocène inférieur en contexte transtensif sénestre, suite au déplacement sénestre sur le système de failles du Fleuve Rouge. Le bassin est ensuite inversé durant le Miocène supérieur en régime de transpression, suite au changement des contraintes sur le système de failles du Fleuve Rouge. Ces changements de cinématique sur le système des failles du Fleuve Rouge sont induits par la collision Inde-Asie.

Les données sismiques ont été utilisées afin d'individualiser des séquences sismiques (limitées par des onlap, toplap, downlap et formant des clinoformes) corrélables à l'échelle de l'ensemble du bassin. Les faciès sismiques sont calés sur les données de trois puits de forage. Ces séquences permettent de définir trois grands cycles rétrogradant, aggradant et progradant qui correspondent respectivement à l'extension dans le bassin, à la fin de l'extension et à l'inversion du bassin.

Une modélisation numérique stratigraphique déterministe fondée sur des lois de transport de type diffusif a ensuite été réalisée avec le logiciel Dionisos (IFP) à partir des données sismiques interprétées en terme de stratigraphie séquentielle. Dans le cas du Bassin du Fleuve Rouge, la modélisation stratigraphique se base sur une simulation simplifiée du processus de dépôt. Les données d'entrée du modèle sont la subsidence, l'eustatisme (sous forme d'épaisseurs décompactées et de paléobathymétrie calculées par SUBTEC), les apports sédimentaires et les coefficients de diffusion pour les grands types d'environnement de dépôt. La modélisation stratigraphique en trois dimensions permet d'ajuster les flux de sédiment afin de retrouver la géométrie des corps sédimentaires.

Cette double approche apporte une nouvelle méthode d'investigation de la dynamique du remplissage des bassins sédimentaires en relation avec la tectonique. De plus, elle permet de quantifier la variation spatiale et temporelle des apports sédimentaires et de connaître l'importance de ces flux dans l'architecture des dépôts.

Mots clés :

stratigraphie sismique, modélisation stratigraphique, Bassin du Fleuve Rouge, faille du Fleuve Rouge, tectonique, sédimentation, flux de sédiment, Cénozoïque.

Editions de GEOSCIENCES RENNES
Université de Rennes I
F - 35042 - RENNES Cédex