



HAL
open science

Architecture et remplissage sédimentaire du bassin profond du Golfe du Mexique: Modélisation stratigraphique et structurale du transect de Tuxpan

Humberto Alzaga

► **To cite this version:**

Humberto Alzaga. Architecture et remplissage sédimentaire du bassin profond du Golfe du Mexique: Modélisation stratigraphique et structurale du transect de Tuxpan. Minéralogie. Université de Montpellier 2, 2008. Français. NNT : . tel-00435120

HAL Id: tel-00435120

<https://theses.hal.science/tel-00435120>

Submitted on 23 Nov 2009

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



**UNIVERSITÉ de MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC**

THESE

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Montpellier II

Discipline: **Géosciences**
Ecole Doctorale: **SIBAGHE**

Présentée et soutenue publiquement par

Humberto ALZAGA RUIZ

le 4 Juin 2008

**Architecture et remplissage sédimentaire
du bassin profond du Golfe du Mexique:
Modélisation stratigraphique et structurale
du transect de Tuxpan**

JURY

M. Christian RAVENNE
M. Claude RANGIN
M. Michel LOPEZ
M. Mario GUZMAN
M. François ROURE
M. Michel SERANNE

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur
Directeur de thèse



**UNIVERSITÉ de MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC**

THESE

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Montpellier II

Discipline: **Géosciences**
Ecole Doctorale: **SIBAGHE**

Présentée et soutenue publiquement par

Humberto ALZAGA RUIZ

le 4 Juin 2008

**Architecture et remplissage sédimentaire
du bassin profond du Golfe du Mexique:
Modélisation stratigraphique et structurale
du transect de Tuxpan**

JURY

**M. Christian RAVENNE
M. Claude RANGIN
M. Michel LOPEZ
M. Mario GUZMAN
M. François ROURE
M. Michel SERANNE**

**Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur
Directeur de thèse**



Avant-propos

Avant de présenter les résultats de mes études, je tiens à exprimer mes remerciements à tous ceux qui par leur soutien, leurs conseils et leurs encouragements, ont contribué à l'élaboration de ce mémoire.

Merci.....

A l'Institut Mexicain du Pétrole qui, à travers Mario A. Guzman Vega, a donné tout le soutien personnel pour réaliser ce doctorat;

Aux collègues de Pemex Exploration, secteur de Poza Rica, et particulièrement à Mario Aranda qui m'a confié les données nécessaires à la réalisation de cette étude;

A l'Institut Français du Pétrole pour m'avoir accueilli sur son site et vivre cette expérience enrichissante.

Je remercie Jean Letouzey pour son invitation à réaliser ces études de doctorat à l'IFP.

Je remercie particulièrement François Roure, qui m'a soutenu pour réaliser ce travail, pour son aide, ses avis pendant mon stage à l'IFP et la relecture de cette thèse;

Je remercie Michel Lopez et Michel Séranne pour m'avoir pris en charge à l'Université de Montpellier II.

Merci aussi

A Jean-Claude Lecomte pour son aide et ses conseils;

A Didier Granjeon pour me guider dans Dionisos, Nicolaas Hardebol et William Sassi qui m'ont montré comme fonctionnait le logiciel Thrustpack;

A Christian Ravenne et Claude Rangin pour avoir accepté d'être mes rapporteurs.

A mes collègues de l'IMP et à l'équipe géoscience pour son aide, ses avis et ses blagues à distance.

L'arrière-plan illustre l'endroit qui m'a inspiré pour la rédaction de ce travail,

merci.....merci beaucoup à tous.....



RÉSUMÉ

Le bassin profond du Golfe du Mexique (BPMG) est localisé à l'est du Mexique, au sud-est des États-Unis et à l'ouest de l'Océan Atlantique. Cette étude de la partie profonde du Golfe du Mexique est basée sur l'intégration de données de sismique, de forages pétroliers et d'études de terrain; elle comprend toute la pente continentale et la plaine abyssale, avec une bathymétrie qui varie de 200 à 3750 m.

La première partie de cette thèse est consacrée à la description du remplissage sédimentaire de la bordure occidentale du Golfe du Mexique, dans le secteur de Veracruz, en liaison avec son évolution géodynamique.

L'évolution géodynamique du BPMG commence au Trias-Jurassique avec la rupture et la propagation d'un rift continental, dans le secteur sud de la plaque nord américaine. Cette ouverture et le déplacement relatif vers le sud-est du bloc crustal du Yucatan sont à l'origine du BPGM.

Cette géodynamique de rift continental est suivie d'une étape post-rift accompagnée de l'océanisation du bassin. Les bassins de la marge passive ont poursuivi leur évolution sous l'effet de la subsidence thermique à l'ouest du Golfe du Mexique, tandis que de la croûte océanique se formait dans le BPGM. Cette subsidence thermique de la marge a ensuite été perturbée par l'orogénèse Laramienne, qui a remodelé l'architecture stratigraphique silico-clastique des dépôts du Tertiaire entre les éléments morphotectoniques suivants: le front tectonique de la Sierra Madre Orientale (SMO), le bassin d'avant-pays Chicontepec, la Plateforme de Tuxpan-Faja de Oro, la pente continentale et la plaine abyssale, ces deux dernières provinces morphotectoniques appartenant au BPGM.

Pendant le Paléogène inférieur, les effets de la subsidence thermique de la marge passive ont été accentués par la charge tectonique de l'orogénèse laramienne (SMO), permettant ainsi le développement d'un bassin flexural d'avant-pays. Au cours de cette étape, les principaux transferts sédimentaires se sont effectués du front tectonique "SMO" vers le BPGM. La source principale de sédiments clastiques est liée à l'érosion de la chaîne de montagnes "SMO". Pendant le Paléocène et l'Éocène inférieur, l'architecture des premiers sédiments silico-clastiques syn-tectoniques déposés dans des éventails sous-marins sont caractérisés par des figures de glissement, des faciès turbiditiques A et B de Bouma, des chenaux-levées.

Après l'arrêt de la subsidence flexurale, la subsidence thermique de la marge passive s'est poursuivie pendant l'Éocène supérieur, l'Oligocène et le Néogène, permettant le développement d'un nouveau prisme sédimentaire progradant. Les remplissages sédimentaires sont encore constitués de chenaux et de levées, avec des barres de sable associées à des systèmes deltaïques sur la plateforme.

Pendant le Néogène, un système de failles listriques s'est développé sur la pente du BPGM, au-dessus d'une surface de décollement située, dans la région d'étude, dans les argiles de l'Éocène-Oligocène. Ce système de failles de croissance a piégé plus de 60% des sédiments silico-clastiques du Miocène. Ce remplissage sédimentaire évolue latéralement de faciès fluviaux deltaïques vers des faciès de pente affectés de glissements gravitaires et associés à des turbidites.

La deuxième partie de cette thèse est consacrée à une approche quantitative basée sur des modélisations structurales (coupes équilibrées et modélisations cinématiques directes avec Thrustpack, couplant décollement gravitaire, flexure lithosphérique, érosion et sédimentation), puis sédimentaires (prise en compte des transferts de matériel clastique depuis la partie émergée de la chaîne jusqu'au bassin profond, à l'aide du logiciel Dionisos, afin de mieux comprendre les processus de piégeage des sédiments grossiers dans les structures de croissance et les bassins perchés de la marge.



ABSTRACT

The Deep Basin of the Gulf of Mexico (DBGM) extends over eastern Mexico, the southeastern part of the United States, west of the Atlantic Ocean. This study, based on the interpretation and integration of seismic profiles, exploration wells and outcrop studies, focus on the deep part of the Gulf of Mexico, where bathymetry varies from 200 to 3750 m, thus comprising both the continental slope and the abyssal plain.

The first part of this thesis focus on the description of the sedimentary infill of the western part of the Gulf of Mexico, in the Veracruz State, and to its geodynamic controls.

The geodynamic evolution of the Deep Basin of the Gulf of Mexico (DBGM) begins during the Triassic-Jurassic with the break-up and the opening of a continental rift, in the southern part of the North American lithospheric plate. This opening induced a relative movement of the Yucatan Block towards the southeast. This intra-continental rifting episode was followed by a stage of post-rift thermal subsidence in the basins of the continental margin in the west, coeval with oceanic accretion in the DBGM. The thermal subsidence of the margin was subsequently modified by the Laramian orogeny, which impacted strongly the overall architecture of the margin as well as its litho-stratigraphic evolution, inducing the deposition of siliciclastic deposits in various morphotectonic provinces: i.e., near the tectonic front of the Sierra Madre Oriental (SMO), within the adjacent Chicotepec foreland basin, over the Tuxpan Platform (Golden Lane), across the continental slope and up to the deep abyssal plain, these two last morphotectonic provinces belonging to the DBGM.

During the Early Paleogene, the effects of the thermal subsidence of the passive margin were stressed by the tectonic load of the Laramian orogen (i.e., the Sierra Madre Oriental, SMO), thus allowing the development of a foreland basin flexural. In this geodynamic framework, the main sedimentary transfers developed from the tectonic front "SMO" in the west, towards the DBGM in the east, the main source for clastic sediments being linked to the erosion of the "SMO" mountains. During the Paleocene and the Early Eocene, the architecture of the siliciclastic syn-tectonic sediments deposited in submarine fans was characterized by sliding, turbidites with A and B Bouma facies, as well as levees and channels.

After the stop of the flexural subsidence, the thermal subsidence of the passive margin resumed during the Late Eocene, the Oligocene and the Neogene, allowing the development of a new sedimentary prism, prograding eastwards toward the DBGM. This sedimentary infill was again made up of levees-channels, sand bars and delta systems.

During the Neogene, an extensional system with listric faults and roll-over features developed across the slope of the DBGM, due to an active detachment developing within overpressured Eocene-Oligocene clays. This gravitational gliding of Neogene series accounted also for the development of compressional features at the toe of the slope. Approximately 60% of the Miocene siliciclastic sediments have been trapped in growth strata and slope basins associated with this complex gravitational system, ranging from river-delta features towards gravity slides associated with slump facies.

The second part of this thesis aims at a quantification of these various processes, including the construction of balanced cross sections, forward Thrustpack kinematic modelling coupling the development of a basal detachment, lithospheric flexure, erosion and sedimentation, as well as subsequent stratigraphic modelling with the Dionisos software, the later aiming at predicting the sand versus clay ratios in Neogene siliciclastic deposits of the DBGM and its surroundings.



RESUMEN

La Cuenca Profunda del Golfo de México (CPGM) se localiza al oriente de la República Mexicana, suroriente de los Estados Unidos de Norte América y al occidente del Océano Atlántico. El objetivo de este estudio es primordialmente el Golfo Profundo que va de los 200 m a los 3750 m de profundidad, esta batimetría comprende el talud continental y la planicie abisal.

La geodinámica de la CPGM inicia en el Triásico-Jurásico con una etapa de ruptura (rift continental), de la placa tectónica de Norteamérica en su parte sur, esta ruptura dará lugar a varios bloques corticales y uno de ellos que será el bloque Yucatán (Terreno Maya), con un movimiento relativo al sureste dará lugar a la CPGM (workshop, Tectonics Analysis *et al.*, 2002).

Posterior al rift continental continuará una etapa de post-rift y oceanización o desarrollo de la corteza oceánica, al occidente de esta margen se han instalado las cuencas de Margen Pasiva Continental como Sabina, Tampico Mizantla, Veracruz etc., la formación de corteza oceánica al oriente de la margen origina la CPGM.

Así las cuencas de la Margen Pasiva inician una evolución regional tectónica, en este periodo del Mesozoico se instalan las grandes plataformas carbonatadas bajo una tectónica de subsidencia térmica en el oriente del actual territorio mexicano.

La subsidencia térmica en las cuencas marginales será interrumpida por la orogénesis Laramide, esta geodinámica originará una estratigrafía diferente a la de las grandes plataformas carbonatadas, tendrá lugar un depósito siliciclástico terciario configurando una arquitectura entre los elementos morfotectónicos frente tectónico (Sierra Madre Oriental SMO), cuenca de ante país (Chicontepec), la Plataforma de Tuxpan (Faja de Oro), talud y la planicie abisal, los dos últimos elementos morfotectónicos comprenden a la CPGM.

Durante el Paleógeno Inferior la subsidencia de la margen pasiva se incrementa considerablemente a causa del levantamiento orogénico originando una carga tectónica (SMO) y desarrollando una cuenca flexural de ante-país.

Dentro de este marco geodinámico se realiza una transferencia de sedimentos siliciclásticos del frente tectónico (SMO) a la CPGM (erosión-transporte-depósito).

Durante el Maestríctico Paleoceno y Eoceno Inferior, la arquitectura de los depósitos sedimentarios presenta una forma de cuna tectónica, esta sedimentación origina abanicos submarinos por deslizamiento y facies turbiditas A y B de Bouman y levee-chenal.

Cuando la subsidencia flexural se detiene en la margen pasiva la subsidencia térmica continúa durante el Eoceno Superior, Oligoceno y Neógeno, estas características geodinámicas nuevamente van a cambiar la arquitectura estratigráfica, desarrollando clinoformas progradantes, el depósito sedimentario será de sistema deltaico, barreras de arena de en plataforma y levee chenel.

Para el Neógeno un sistema de fallas de crecimiento sobre el talud de la CPGM tendrá lugar, este sistema de fallas suprayace a una superficie de despegue constituida de arcilla del Eoceno-Oligoceno en la región de estudio.



RÉSUMÉ

ABSTRACT

RESUMEN

SOMMAIRE

I- INTRODUCTION.....	1
1.1- Localisation.....	2
1.2- Travaux antérieurs.....	2
1.3- Objectifs de la thèse.....	4
1.4- Motivations - Problématique.....	5
1.5- Méthodologie.....	5
II- EVOLUTION GEODYNAMIQUE du GOLFE du MEXIQUE	13
2.1- La période pré-rift.....	13
2.2- La période syn-rift.....	14
2.3- La période post-rift.....	19
2.4- Orogenèse laramienne.....	23
2.5- Néogène.....	24
2.6- Géomorphologie du Golfe du Mexique.....	26
III- (article publié à Marine and Petroleum Geology)	
INTERACTIONS between the LARAMIAN FORELAND and the PASSIVE MARGIN of the GULF of MEXICO: TECTONICS and SEDIMENTATION in the GOLDEN LANE AREA, VERACRUZ STATE, MEXICO.....	27
3.1- Introduction.....	29
3.1.1- Aims.....	29
3.1.2- Data base and methodology.....	30
3.2- Geological background.....	30
3.2.1- Location.....	30
3.2.2- Geodynamic evolution.....	31
3.2.3- Sedimentary infill of the basin.....	33
Permian-Triassic? pre-rift basement.....	33
Triassic?-Jurassic synrift.....	33
Post-Rift Late Jurassic-Cretaceous.....	33
3.3- Stratigraphic description.....	33
3.3.1- Pre-rift basement.....	33
The crystalline basement and the pre-rift.....	33
Onshore seismic section AA'.....	33
Littoral plain and wells.....	35
Offshore seismic section BB'.....	35
3.3.2- Syn-rift and post-rift (Mesozoic).....	35

3.3.2.1- Onshore seismic section AA'.....	35
3.3.2.2- Littoral plain and wells.....	35
3.3.2.3- Offshore seismic section BB'.....	35
3.3.3- Synorogenic (Laramian) depositional system (Late Cretaceous-Paleocene).....	38
3.3.3.1- Cordilleran Orogen.....	38
3.3.3.2- Syn-orogenic units.....	38
3.3.3.3- Post-orogenic units.....	44
3.4- Analysis of subsidence curves and depth conversion.....	47
3.5- Geodynamic and tectonic controls on sedimentation.....	47
3.5.1- The syn-orogenic units (Paleocene and Campeche sequences).....	48
3.5.2- Post-orogenic units (Eocene-Arcillosa and Oligocene sequences).....	49
3.6- Conclusions.....	50
3.7- Acknowledgements.....	50
3.8- References.....	50
IV- (article publié à Tectonophysics)	
GRAVITATIONAL COLLAPSE and NEOGENE SEDIMENT TRANSFER across the WESTERN MARGIN of the GULF of MEXICO: INSIGHTS from NUMERICAL MODELS	53
4.1- Introduction.....	55
4.2- Geodynamic evolution of the western margin of the Gulf of Mexico.....	55
4.2.1- Jurassic rifting and Lower Cretaceous carbonate sedimentation of the passive margin.....	58
4.2.2- Late Cretaceous to Eocene interactions between the passive margin and the Cordilleran orogen.....	58
4.2.3- Oligocene to Present unroofing of the foothills and development of the offshore siliclastic wedge.....	58
4.3- Location and Present architecture of the studied transects.....	58
4.3.1- Location and interpretation of the time sections.....	58
4.3.2- Depth conversion of the seismic profiles.....	58
4.3.3- Overall structural style and decollement levels.....	61
4.3.4- Restoration of the section into its pre-extensional geometry.....	61
4.4- Forward kinematics modelling and timing of the deformation.....	61
4.5- Stratigraphic modelling and Neogene sediment transfer across the margin.....	66
4.5.1- Stratigraphic description.....	66
4.5.2- Sedimentary model of the Neogene.....	71
4.5.3- Stratigraphic modelling.....	71
4.6- Discussion and perspectives.....	73
4.7- Acknowledgements.....	73
4.8- References.....	73
V- INTEGRATION et DISCUSSION.....	77
VI- CONCLUTIONS et PERSPECTIVES.....	93
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	95

I- INTRODUCTION

Ce travail a été mené en collaboration avec l'Université de Montpellier-II, l'Institut Français du Pétrole (IFP) et l'Institut Mexicain du Pétrole (IMP).

Le bassin profond du Golfe du Mexique (BPGM) constitue un nouveau domaine d'exploration potentiel pour les hydrocarbures avec une surface patrimoniale proche de 500 000 km². En l'absence de forages, il est nécessaire de proposer des attributions lithologiques et chronostratigraphiques pour les différents horizons pointés ou surfaces identifiées sur les profils de sismique réflexion. Le problème limitant l'exploration du pétrole est en effet la bathymétrie importante, qui augmente de fait considérablement les risques (coûts) pour des puits d'exploration.

Mes premières motivations pour ce travail remontent aux années 1998, époque où j'ai commencé à travailler dans un groupe de travail de l'Institut Mexicain du Pétrole (IMP), impliqué sur l'étude du bassin profond du Golfe du Mexique. A cette époque, les données disponibles étaient limitées à huit transects sismiques. Le but était de connaître l'architecture régionale et les grandes caractéristiques stratigraphiques et structurales, et faire l'inventaire des secteurs où la résolution sismique était encore insuffisante. Il s'agissait là de la première étude du bassin profond du Golfe du Mexique.

Dès cette époque, je me questionnais sur les détails de la stratigraphie et de la sédimentologie du remplissage sédimentaire du bassin et sur les principaux processus sédimentaires qui y ont opéré. L'état des connaissances était à ce moment très limité: ce n'est qu'en 1998 qu'ont été entrepris les premiers travaux dans la partie mexicaine du bassin profond, qu'on a commencé à y différencier les principales unités sismo-stratigraphiques et qu'on y a identifié les zones avec une tectonique salifère ou de l'argilocinèse.

Ayant été désigné par l'IMP pour guider une excursion géologique de terrain pour les sédimentologues de l'IFP et de Total sur les affleurements créacés de la Sierra Madre Oriental et de son avant-pays en 2002, j'ai eu alors l'occasion de discuter avec eux des différents outils de géologie quantitative en cours de développement en France, qui devraient permettre de mener une étude couplée d'analyse sismique et de modélisation numérique.

J'ai alors pu convaincre ma hiérarchie IMP de l'intérêt de poursuivre ce travail dans le cadre d'une thèse de doctorat.

Aujourd'hui, le bassin profond du Golfe du Mexique commence seulement à révéler ses richesses en termes de potentiel pétrolier, du moins dans sa partie US, et beaucoup de choses restent à faire au Mexique. A l'intérêt économique et pétrolier s'ajoute un attrait scientifique important, puisque l'on dispose ici d'un laboratoire unique pour l'étude des processus de glissements gravitaires, d'halocinèse et d'argilocinèse, et leurs couplages avec la sédimentation. La société pétrolière Pemex et l'IMP ont depuis entrepris plusieurs études de détail dans ce bassin.

Une bonne partie de ces études vise un objectif stratigraphique, qui est d'abord d'étudier les processus et de définir un modèle sédimentaire de remplissage. Un tel modèle permettrait de fait de comprendre, voire de prédire la distribution des principaux lithofaciès d'intérêt pétrolier (i.e., les réservoirs, couvertures et roches mères), et serait donc fort utile pour réduire les risques d'échec dans tout projet d'implantation des puits d'exploration.

Ce travail s'est déroulé grâce à un financement de l'IMP, et a été mené en collaboration avec l'Université de Montpellier-II et l'Institut Français du Pétrole (IFP).

Cette collaboration entre Montpellier, l'IFP et l'IMP a été un succès parce que je suis arrivé à une modélisation couplée cinématique et sédimentaire, et obtenu une distribution simulée des lithofaciès qui est au moins calibrée sur forage dans la partie haute de la marge. La base de donnée mise à disposition par Pemex m'a aussi permis de tester et de valider le logiciel IFP Dionisos sur un cas réel.

A partir d'une synthèse des données régionales existantes (sismique, forages, affleurements), exploitées lors de mon séjour à l'université de Montpellier, mon objectif a été dans un premier temps de préciser l'architecture sédimentaire des séries silicoclastiques paléocènes et néogènes proches de la plaine côtière, en la calibrant sur les forages disponibles. J'ai ensuite replacé mes interprétations sismiques régionales (terre/mer) dans un modèle sédimentologique intégré permettant, pour chaque épisode majeur de l'évolution géologique, une extrapolation/prédiction des lithofaciès jusque dans la partie profonde (offshore) du bassin du Golfe du Mexique.

La partie quantitative de ma thèse s'est déroulée à l'IFP, mettant en oeuvre une méthodologie (*work-flow*) associant des modélisations structurales (coupes équilibrées, modélisations cinématiques directes avec le logiciel Thrustpack, couplant la mise en place d'un décollement gravitaire à la flexuration de la marge et aux processus d'érosion et sédimentation), et des modélisations stratigraphiques (logiciel Dionisos), l'objectif final étant de mieux comprendre les processus contrôlant la distribution des sédiments clastiques (pourcentage de sable versus fines) et des réservoirs potentiels tout au long d'un transect allant de la plaine côtière à l'offshore profond.

1.1- Localisation

Le Bassin Profond du Golfe du Mexique (BPGM) est localisé à l'est du Mexique, au sud-est d'États-Unis et à l'ouest de l'Océan Atlantique. La zone d'intérêt principal de cette étude de la partie profonde du Golfe du Mexique a une bathymétrie qui varie de 200 à 3750 m; elle comprend toute la pente continentale et la plaine abyssale.

Géographiquement, ce bassin est limitée par les méridiens 88°00' et 97°00' de longitude ouest et par les parallèles 19°00' et 26°00' de latitude nord.

Ce bassin a une forme elliptique avec un grand axe N-S. Il est situé entre les péninsules de Floride et le Yucatan et communique à l'est avec l'Océan Atlantique (Fig. 1.1).

1.2- Les travaux antérieurs

L'exploration pétrolière de la partie mexicaine du BPGM a vraiment commencé dans les années 90 avec un programme d'acquisition sismique au delà des bathymétries de 1000 m.

En 1997, la division "analyse des bassins" de l'Institut Mexicain du Pétrole (IMP) a commencé une étude d'interprétation sismique d'une portion du BPGM (sud-sud-ouest du secteur patrimonial), localisée en face des états de Veracruz, Tabasco et Campeche. L'objectif de cette première étude était de réaliser une interprétation régionale basée sur 7 grands transects, de définir le cadre chronostratigraphique avec le support des puits d'exploration et d'études biostratigraphiques, et de préciser les principales caractéristiques de l'architecture lithostratigraphique et structurale depuis le haut de la marge jusqu'à la mer profonde.

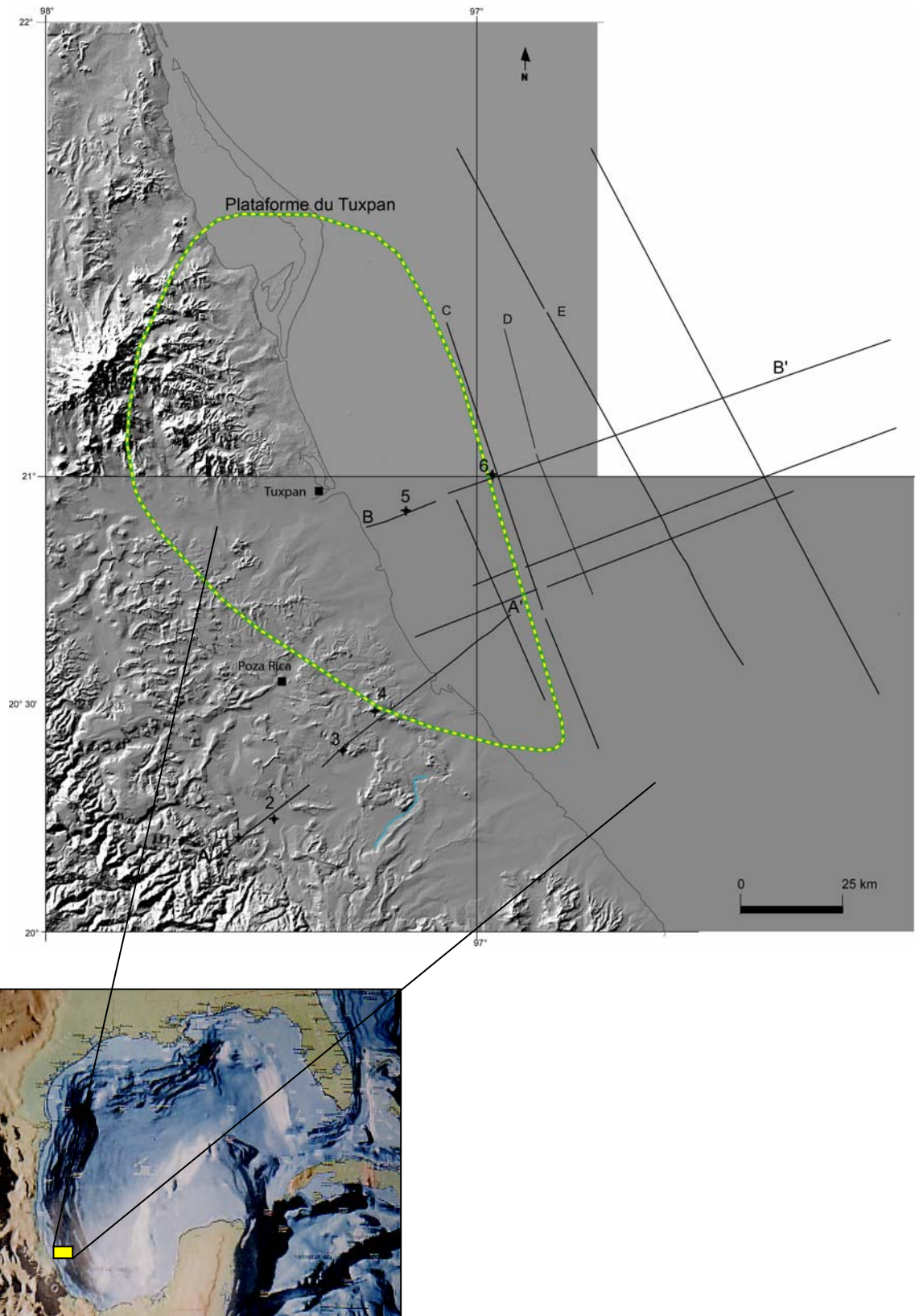


Figure 1.1: Localisation du Golfe du Mexique. Le Golfe du Mexique a une surface approximative de 1.5 millions de km², dont 563.050 km² font partie du territoire mexicain.

De 2000 à 2004, l'IMP a réalisé un projet d'application géophysique et géologique portant sur les systèmes pétroliers du BPGM. Il s'agissait d'une étude multidisciplinaire dont l'objectif était de relier les unités lithostratigraphiques et le remplissage sédimentaire du Golfe du Mexique à son évolution géodynamique. Cette étude était basée sur des données sismiques (lignes temps, parfois converties en profondeur), avec quelques puits, intégrant aussi des méthodes potentielles comme la gravimétrie et la magnétométrie.

Ces divers travaux ont permis de différencier un socle magnétique des unités sédimentaires, de définir et différencier les principales unités stratigraphiques, ainsi que le style structural régional (Fig. 1.2).

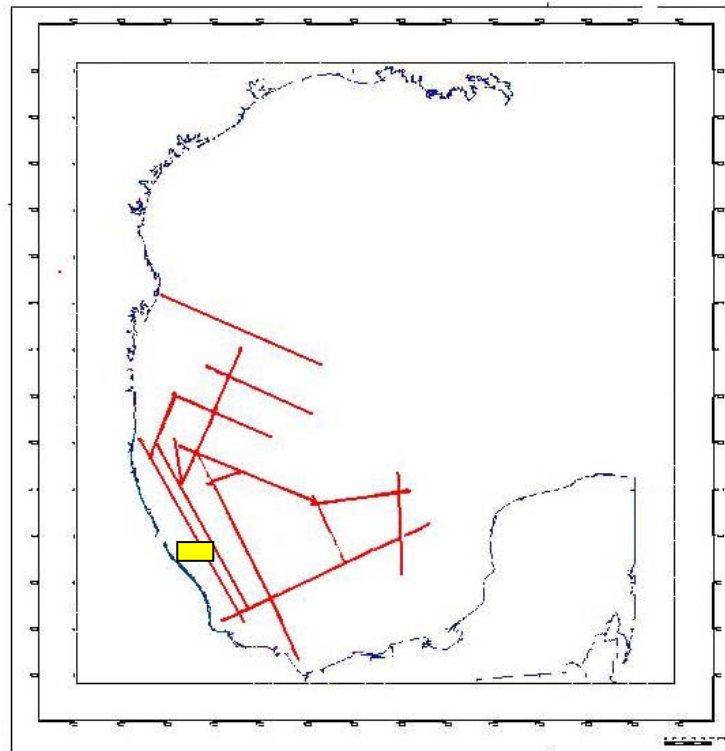


Figure 1.2: Carte montrant la localisation des profils sismiques régionaux utilisés lors des études IMP antérieures.

1.3- Objectifs de la thèse

Faisant suite à ces synthèses régionales réalisées à l'IMP, ma thèse a porté sur l'étude du remplissage sédimentaire miocène du Bassin Profond du Golfe du Mexique (BPGM). Mon objectif principal a été de décrire en détail l'architecture sédimentaire et les processus de remplissage du BPGM, le long d'un transect régional allant du front de déformation laramien et de la plaine côtière à l'ouest, jusqu'à la plaine abyssale à l'est, recoupant ainsi tout le système de failles listriques, glissements et plis gravitaires qui s'est mis en place au Néogène sur la marge.

1.4- Motivations - Problématique

Ayant participé aux études d'interprétation sismique et stratigraphique des projets antérieurs, j'ai souhaité savoir comment s'était effectué le remplissage sédimentaire dans la partie profonde du bassin. Quels sont les processus qui ont contribué à alimenter le bassin en sédiments clastiques, et ont contrôlé in fine la distribution spatio-temporelle des réservoirs potentiels?

En l'absence de données directes comme des puits d'exploration, les seules données disponibles pour l'offshore profond mexicain étant constituées par des profils sismique, j'ai dû élargir mon domaine d'étude à l'ensemble de la marge, utilisant les données d'affleurement et les puits de la zone côtière, mais aussi quelques puits ODP disponibles ça et là dans d'autres secteurs du Golfe du Mexique. J'ai ainsi comparé mes données aux travaux des chercheurs US qui ont aussi travaillé plus au nord sur la partie profonde du Golfe du Mexique, notamment Ladd *et al.* (1976), Buffler (1980), Buffler et Sawyer (1985), Feng et Buffler (1991), et Galloway *et al.* (2000), et avaient ainsi déjà élaboré des colonnes stratigraphiques synthétiques allant du Mésozoïque jusqu'au récent.

Mon travail, limité à la partie mexicaine, a permis de proposer un schéma d'ensemble cohérent, prenant en compte des corrélations argumentées entre les séries reconnues par forage à terre ou sur le haut de la marge, avec les réflecteurs sismiques imagés dans l'offshore profond.

1.5- Méthodologie (*work-flow*)

La première partie de mon travail, réalisée à l'université de Montpellier, a porté sur le pointé et l'interprétation sismique en terme de séquences et de faciès sédimentaires. J'ai travaillé sur les profils de la plaine côtière et de la zone littorale, bien calibrés par forages, mais aussi sur les profils de la pente et de la partie profonde de la marge, où il n'existe pas encore de puits de calage. En l'absence de station de travail, ce premier travail a surtout porté sur l'interprétation de tirages papier des profils.

Arrivé à l'IFP, mon premier travail a consisté à charger les profils sur une station de travail, et à réaliser une cartographie détaillée des principaux horizons sismiques avec le logiciel Charisma. J'ai ensuite converti en profondeur les profils sismiques sélectionnés pour la construction de mon modèle géologique, avant d'en entreprendre la restauration structurale (coupe équilibrée de la marge). J'ai ensuite réalisé une modélisation cinématique avec le logiciel "Thrustpack", intégrant le glissement progressif des séries néogènes, la flexure lithosphérique et la subsidence de la marge, ainsi que les processus d'érosion et de sédimentation. Enfin, j'ai pu réaliser une modélisation stratigraphique avec le logiciel Dionisos, prenant en compte l'activité des failles listriques, la croissance d'un roll-over et la mise en place des plis gravitaires de pied de marge dans la prédiction de la distribution spatio-temporelle des sédiments clastiques dans les bassins perchés et la plaine abyssale.

Les quatre étapes principales de ce *work-flow* sont décrites plus en détail ci-dessous:

a- Interprétation sismique (calages lithostratigraphiques et sismofaciès)

L'interprétation stratigraphique des profils sismiques, les calages au puits et les observations de terrain m'ont permis de contraindre le modèle sédimentologique et stratigraphique, et de compiler des cartes isochrones des principaux horizons chronostratigraphiques.

J'ai effectué l'interprétation sismostratigraphique de tous les profils sismiques 2D mis à ma disposition par PEMEX, le maillage sismique incluant diverses campagnes marines et

terrestres. Les profils sismique proches du littoral ont été enregistrés à six secondes temps-doubles, tandis que les profils sismiques du bassin profond du Golfe du Mexique l'ont été jusqu'à 10 secondes.

Dans un premier temps, j'ai reporté sur papier les principales corrélations chronostratigraphiques en extrapolant sur l'ensemble de mes profils les horizons sismiques définis lors des travaux antérieurs (IMP, 1997, 2003).

J'ai ensuite choisi quelques profils sismiques en fonction de leur position par rapport aux puits de la plaine côtière et du littoral, et travaillé sur une station de travail avec le logiciel "Charisma Copyright Schlumberger GeoQuest version 5.2", obtenant ainsi un nouveau maillage chronostratigraphique en version digitale cette fois.

Le maillage sismique utilisé en mer comprend des profils perpendiculaires à la côte, BPOL-1110, A-20 G93-37, D91-01, G93-41, BPOL-11032, et NTE-222, et des profils parallèles à la côte, G93-86, NTE-107, ar-05, ar-03, d91-6a, et d91-6. Six puits d'exploration, quatre à terre et deux en mer, ont été utilisés pour calibrer les profils. Pour des raisons de confidentialité, nous les avons rebaptisés 1, 2, 3, 4, 5 et 6. Le puits 6, seul puits marin, se trouve sur le coupe sismique BB'.

Sur la plaine côtière, j'ai utilisé les profils sismiques 13 - BJ, IIBTAN, IIATAN, REM35 et BPOL-11038. Ces profils sismiques constituent le transect AA', sur lequel se trouvent les puits d'exploration 1, 2, 3 4. Ces puits ont été bien décrits d'un point de vue lithostratigraphique, et possèdent des diagraphies gamma-ray (GR).

J'ai également construit un second transect BB' allant de la plaine côtière au bassin profond, en utilisant les profils bpol-11010, A-20, agi93-37 pour le bassin profond, et les profils 13-BJ, IIBTAN, IIATAN, REM35 et BPOL-11038 pour la plaine côtière.

L'interprétation des horizons sismiques a permis de suivre plusieurs horizons-repère depuis la plaine côtière ou le littoral jusqu'au BPGM, bien que leurs dénominations et caractéristiques (lithofaciès) puissent changer latéralement. Il s'agit notamment du Socle acoustique, du Crétacé moyen, du Paleocene (aussi appelé horizon Campeche), de l'Eocène (aussi appelé Cordilleras Mexicanas Inferiores), de l'Oligocène (aussi appelé Codilleras Mexicanas Medias), et du Miocène supérieur. Ces horizons sismiques peuvent être caractérisés par des attributs sismiques spécifiques, et séparent des domaines présentant une configuration de réflexion différente. Grâce à l'information des puits, j'ai pu proposer une interprétation chronostratigraphique précise pour chacun de ces horizons sismiques depuis le littoral jusqu'au BPGM, notamment grâce aux puits situés sur les transects AA' (plaine littorale) et BB' (bassin profond).

Lorsque tous les horizons sismiques ont été pointés, j'ai construit pour chacun d'entre eux des cartes isochrones, directement sur le logiciel "Charisma", en utilisant l'option "Grille" qui permet une interpolation automatique entre les profils, mais aussi en lissant à la main certains secteurs périphériques afin d'éviter les effets de bords et rester cohérent avec le grain structural de la marge. Les cartes produites correspondent aux différentes sismoséquences qui comprennent, du plus ancien au plus récent, le Socle acoustique, le Crétacé moyen, l'horizon Campeche ou Paleocene, les Cordilleras Mexicanas Inferiores ou Eocène, les Cordilleras Mexicanas Medias ou Oligocène, et le Miocène supérieur.

b- Études de terrain

J'ai pu effectuer une campagne sur le terrain avec les Drs. Michel Séranne et Michel Lopez, afin d'identifier et proposer des analogues-terrain pour les principaux faciès sismiques observés sous la plaine côtière, et de contrôler directement la nature des sédiments (lithologies, paléo-environnement, paléo-bathymétrie, modes de dépôt) constituant les principales unités stratigraphiques, ainsi que leur architecture sédimentaire (géométries à l'échelle sub-sismique, métrique à hectométrique), l'objectif étant ici de comprendre les mécanismes de transfert sédimentaire entre le littoral et le BPGM.

Cette campagne de terrain s'est focalisée sur les séries du Paléocène (séries synflexurales et syntectoniques) et du Miocène (remplissages post-laramiens). Après un premier repérage des meilleurs affleurements, j'ai relevé quelques coupes stratigraphiques détaillées dans le Paléocène et le Miocène, en décrivant les structures sédimentaires et leurs relations stratigraphiques.

c- Conversions temps-profondeur et modélisations cinématiques directes avec Thrustpack

La conversion des profils de sismique enregistrés en temps et leur passage en profondeur étaient indispensables pour effectuer leur équilibrage (restauration à un stade anté-déformation), et procéder ensuite à une modélisation cinématique numérique d'une coupe géologique allant de la plaine jusqu'au bassin profond du Golfe de Mexique.

Pour ce faire, j'ai repris les pointés des deux transects géologiques (en temps twt), le profil composite AA' traversant la plaine littorale et le profil marin BB'. Pour leur conversion en profondeur, j'ai utilisé les courbes temps-profondeur (T-Z) disponibles pour les différents puits d'exploration, obtenant ainsi une loi de vitesse par intervalle entre les divers horizons sismostratigraphiques, calibrée sur la profondeur de ces horizons au niveau des puits.

Une fois réalisée la conversion en profondeur des transects AA' et BB', j'en ai entrepris la restauration (dépliage manuel), puis la modélisation cinématique directe avec le logiciel "Thrustpack" version 7.31 (Sassi et Rudkiewicz, 1999). Cette étape de modélisation structurale m'a permis de mieux comprendre l'évolution architecturale de la marge, et de proposer des vitesses de déplacement bien contraintes pour l'ensemble de la couverture glissée.

La modélisation numérique stratigraphique pour simuler l'architecture stratigraphique et la distribution du lithofaciés s'accorde aux objectifs.

d- Modélisation numérique stratigraphique (DIONISOS)

La dernière partie de mon travail consistait à mettre en oeuvre une modélisation numérique stratigraphique avec le logiciel "Dionisos", afin de reconstruire l'architecture sédimentaire en prenant en compte l'activité des failles listriques et des plis gravitaires, proposer des schémas réalistes de distribution spatio-temporelle des principaux litho-faciés (pourcentage de sable versus fines), et contribuer ainsi à l'évaluation du risque "réservoir" lors de l'exploration future des zones frontières du BPGM.

Dionisos est un logiciel de modélisation stratigraphique utilisant des équations déterministes (Granjeon, 1997), développé à l'IFP depuis 1992 et destiné à simuler l'évolution du remplissage sédimentaire d'un bassin au cours des temps géologiques en prenant en compte l'évolution de l'espace d'accommodation disponible pour les sédiments (subsidence de la lithosphère, bathymétrie et eustatisme), ainsi que des termes sources (lois d'érosion et de transport pour les sédiments clastiques, productivité pour les carbonates), et les modes de dépôt (lois spécifiques adaptées pour gérer les principaux lithofaciès et environnements, du fluvio-deltaïque aux turbidites).

Ce type de modélisation peut se faire à différents stades d'intégration et de compréhension du bassin:

- à une échelle très régionale, avec une approche statique permettant de suivre l'évolution stratigraphique du bassin en 4D (espace disponible et remplissage au cours des temps géologiques). Cette modélisation nécessite alors de nombreuses données géologiques telles que les paléobathymétries/ paléophysiographies successives du bassin.
- pour une période de temps impliquant des processus sédimentaires et un environnement de dépôt spécifiques, il est préférable de réaliser une modélisation dynamique, les données devant alors surtout concerner l'épisode de temps considéré.

L'intérêt principal de telles modélisations est d'aider à prédire la distribution des faciès stratigraphiques dans des secteurs mal connus, où l'on ne connaît parfois que l'épaisseur des différentes séries (données sismiques), en se callant sur des puits ou zones plus ou moins éloignées où l'on contrôle aussi les lithologies, la granulométrie, etc.

Dans ce travail, j'ai utilisé Dionisos pour simuler les épisodes de sédimentation néogènes sur la partie offshore de la coupe régionale, pour laquelle je disposais d'un bon contrôle des épaisseurs des différentes séquences sédimentaires, dans un secteur où je ne disposais que des faciès sismiques, hormis les quelques puits de calages, tous situés sur la partie haute de la marge, l'idée étant de réaliser une étude de sensibilité des principaux paramètres contrôlant la distribution des sédiments clastiques (pourcentage de sable versus fines), en fonction de la position structurale: Existe-t-il des réservoirs potentiels et des pièges stratigraphiques sur les flancs du roll-over ou dans les bassins perchés sur la pente? Quelle fraction de clastiques est transférée jusqu'à la plaine abyssale? Quelle fraction est à l'inverse piégée sur la pente?

Pour préciser cette distribution des lithofaciès et diminuer le risque d'exploration, j'ai ainsi réalisé plusieurs simulations avec Dionisos en faisant varier différents paramètres et en comparant les résultats de chacun des tests avec les géométries et l'architecture sédimentaire des profils sismiques (transect BB'). Plusieurs paramètres indépendants ont été testés lors de ces simulations du remplissage sédimentaire du BPGM à l'est de Veracruz:

- 1) La configuration et la subsidence du bassin, ainsi que la déformation des failles et l'eustatisme, tous ces facteurs contribuant à créer/maintenir un espace disponible pour les sédiments (Fig.1.3).

Le polygone de base du modèle peut être régulier ou irrégulier, mais doit être conforme aux dimensions et à la morphologie du bassin. On peut utiliser ici comme donnée d'entrée des cartes isobathes, des profils topographiques ou bathymétriques. Tout le maillage de cette surface de base doit être parfaitement repérée en x, y et z (coordonnées géographiques et paléobathymétrie du bassin; cf. Fig. 1.4).

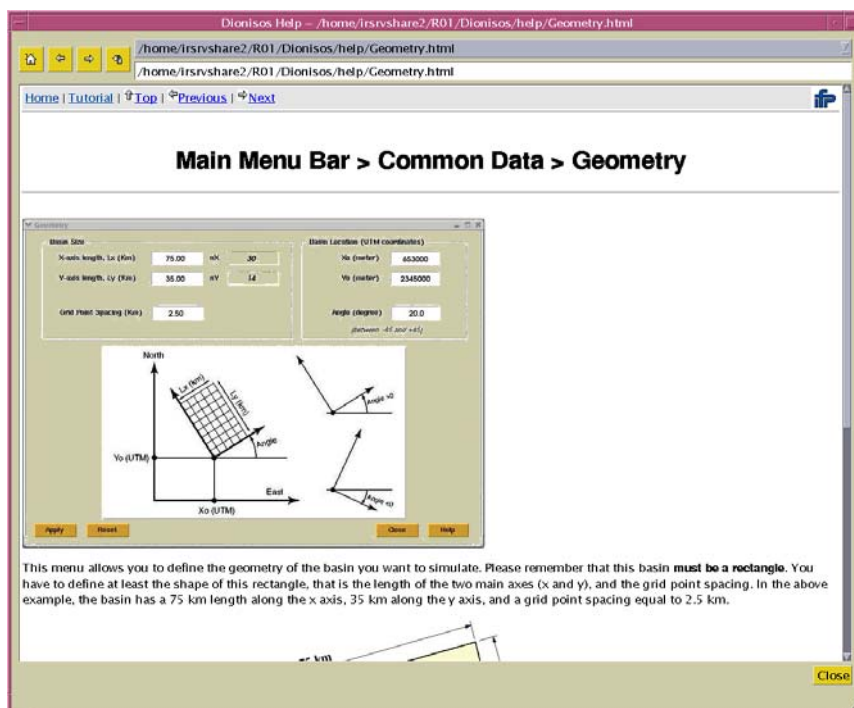


Figure 1.3: Tableau d'entrée des paramètres du socle (base du modèle) et du remplissage sédimentaire (longueurs, largeurs et pente régionale définies par leurs coordonnées UTM et les valeurs angulaires du pendage).

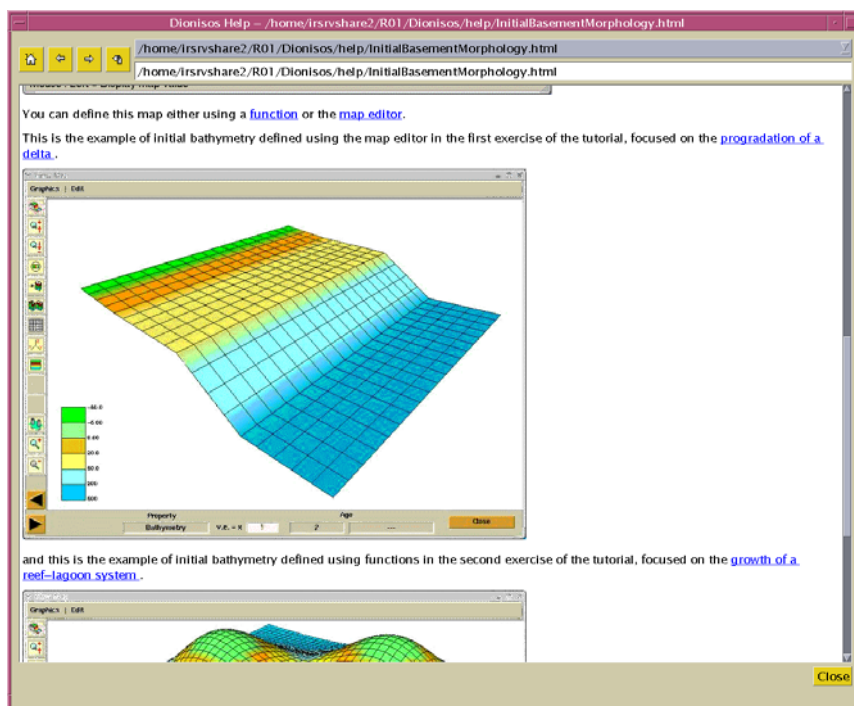


Figure 1.4: Exemple de surface de base du modèle, montrant la morphologie initiale (antémiocène) de la base du bassin. Chaque point de cette surface est repérée par ses coordonnées x, y et z (paléobathymétrie). Diverses couleurs ont été utilisées pour caractériser des bathymétries différentes.

- 2) Les apports sédimentaires permettant de remplir le bassin. Selon les besoins de l'étude, il peut s'agir d'une sédimentation chimique (carbonate et/ou évaporite), ou d'un système de dépôt mécanique (séries silicoclastiques), ou d'un mélange entre différents pôles.

Les données d'entrée requises pour simuler le remplissage sédimentaire sont présentées dans le tableau de la Figure 1.5, l'exemple sélectionné concernant des sédiments clastiques avec différentes classes granulométriques, 0.004 mm pour les argiles, 0.02 mm pour les pélites, 0.2 mm pour le sable, et > 2 mm pour les particules grossières.

Il est également nécessaire d'intégrer des informations sur les volumes sédimentaires (données fournies par les puits, les colonnes lithostratigraphiques ou la sismique), et préciser la localisation de la source de sédiments par rapport au bassin (orientation de la source et direction des transferts).

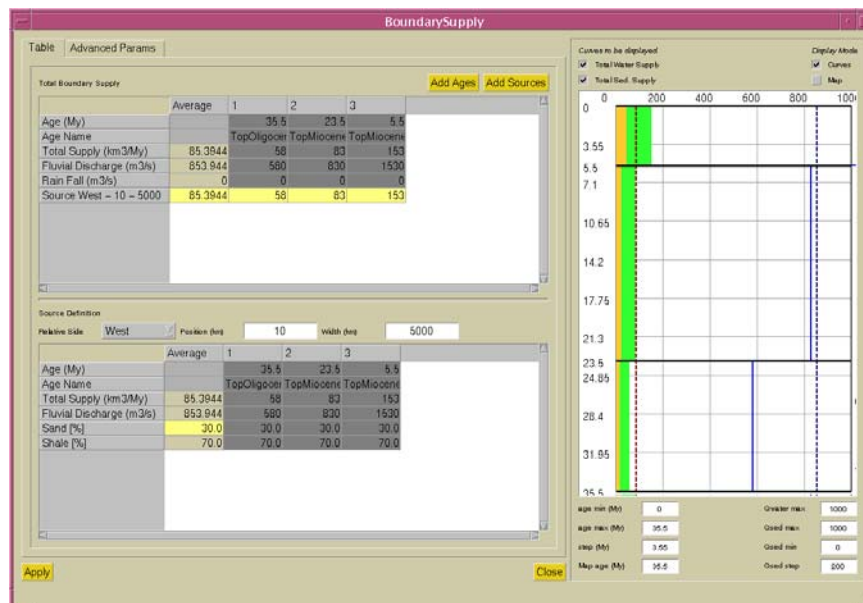


Figure 1.5: Tableau d'entrée des données dans Dionisos pour des sédiments clastiques. L'utilisateur doit préciser les volumes sédimentaires pour chaque incrément de temps (âge versus volume de sédiments) (moyen, 1, 2, 3....). La partie inférieure doit préciser le pourcentage des différentes classes granulométriques (sable, argile, etc...), mais aussi la localisation de la source sédimentaire (ouest) et la pente sédimentaire (ici 10 m pour 5000 m). Les colonnes vertes à droite du tableau montrent les volumes sédimentaires déposés pendant chaque période.

- 3) Le mode de transport sédimentaire. Dionisos utilise des lois de l'hydraulique (physique des liquides) pour simuler le transport diffusif et le dépôt des sédiments, en conservant leur masse (volume) depuis l'entrée dans le modèle jusqu'au dépôt (Fig. 1.6).

Long-Term Transport Parameters

Low-Energy Diffusion Coefficients | Estimation

To obtain a rough estimation of the Water-Driven Transport parameters, please define the average depositional slope of the continental (around 0.1 to 1 m/km) and marine (around 5 and 50 m/km) environments, and define the medium grain size of each lithology (silt ~ 0.02 mm, fine sand ~ 0.2 mm, very coarse sand ~ 2 mm)

Average Local Sediment Supply (km³/My / km)

Average Depositional Slope (m/km)

Continental env.

Marine env.

	Sand	Shale
Grain Size (mm)	<input type="text" value="10"/>	<input type="text" value="0.1"/>

Estimated Diffusion Coefficients (km²/kyr)

Continental env.

Marine env.

Ratio between Gravity-Driven and Water-Driven processes
0 = no Gravity-Driven, **only Water-Driven** transport

100 = **only Gravity-Driven**, no Water-Driven transport

Estimate

Apply **Close**

Figure 1.6: Tableau d'entrée dans Dionisos pour les données du transport. Parmi les entrées, il faut préciser le pendage de la pente continentale (onshore) et marine (offshore), et les relations entre ces deux domaines. Il est également nécessaire de fournir une estimation de la vitesse de diffusion des sédiments (km²/10³ an).

Une fois ces différents tableaux d'entrée remplis (sélection des valeurs des principaux paramètres concernant les sources sédimentaires et les lois de transport du modèle), on peut lancer le calcul, le logiciel fournissant alors des résultats sur l'architecture 3D des principaux dépôts sédimentaires, interprétables soit en terme de lithofaciès ou de paléoenvironnement, ou en termes de réservoirs et couvertures.



2- EVOLUTION GEODYNAMIQUE du GOLFE du MEXIQUE

L'ouverture du Golfe du Mexique est contemporaine de celle de l'Atlantique central, de la partie occidentale de la Téthys (chaînes alpines péri-méditerranéennes), des bassins jurassiques du Venezuela et de Colombie (aujourd'hui inversés dans la Cordillère orientale et les Andes de Mérida, ou encore préservés sous les remplissages plus récents du bassin de Maracaibo et de Guarico), mais aussi synchrone de l'ouverture d'autres bassins situés sur la marge et à terre dans la portion orientale du territoire mexicain, comme par exemple les bassins de Sabinas, de Burgos et de Tampico Misantla, etc.

De nombreux chercheurs (Tardy, 1980; Buffler et Sawyer, 1985; Dercourt *et al.* 1986; Pindell, 1985; Amos, 1987; Ross et Scotese, 1988) ont donné proposé des scénarios pour expliquer ces ouvertures, et plus particulièrement celle du Golfe du Mexique et ses relations avec les Caraïbes et l'Amérique du Sud. La plupart de ces auteurs considèrent que le rifting s'est développé du Trias supérieur au Jurassique.

L'évolution géodynamique du Bassin Profond du Golfe du Mexique (BPGM) aurait ainsi commencé au Trias-Jurassique par la rupture et l'ouverture d'un rift continental, dans le secteur sud de la plaque nord américaine. Cette ouverture et le déplacement relatif vers le sud-est du bloc crustal du Yucatan sont à l'origine du BPGM (Workshop Tectonics Analysis, Pemex et IMP, 2002).

Cette géodynamique de rift continental est suivie d'une étape de post-rift et d'océanisation. Les bassins de la marge continentale se sont développés à l'ouest du Golfe du Mexique, tandis que de la croûte océanique se formait dans le BPGM. Les bassins de la marge passive ont alors évolué sous l'effet d'une subsidence thermique.

2.1- La période pré-rift (Trias-Lias)

Sur la bordure occidentale du BPGM, encore située sur croûte continentale, le substratum anté-rift est constitué par un socle hétérogène comportant des roches ignées et métamorphiques. Il est fragmenté en différents blocs avec des géométries et profondeurs variables. Ce substratum affleure localement dans le sud et l'est du Mexique. A l'affleurement et dans les carottes, le substratum de la Sierra Madre orientale et de la plaine côtière est composé de roches ignées et métamorphiques dont les âges varient du Permien au Jurassique inférieur.

Vers le sud-ouest se trouve le bassin du Chiapas, dont le substratum comprend des dépôts marins du Permien (Quezada, 1983), ainsi qu'un massif plutonique, "La Mixtequita", aussi d'âge permien (Murillo, 1989). Ce substratum anté-Mésozoïque y est surmonté par les dépôts continentaux, grès rouges, de la Formation "Todos Santos", qui passent progressivement aux sédiments marins du Jurassique (Oxfordien; Alzaga, 1994).

La période anté-rift s'est achevée il y a 210 M.a., lors de la rupture et du déplacement de blocs de socle affectés par le système de failles transformantes Texas-San Marcos, permettant alors de définir de nouveaux éléments structuraux, i.e., les blocs de Coahuila, Tamaulipas, San Luis Potosí, Tuxpan, Santa Ana et le Massif de Chiapas.

2.2- La période syn-rift (Jurassique inférieur et moyen)

L'analyse et la modélisation des données potentielles a permis l'identification de deux grands linéaments, celui de San Marcos-Texas et celui de l'axe néo-volcanique, qui ont une importance régionale et une orientation NO-SE et sont interprétés comme des failles transformantes sénestres responsables de l'ouverture du proto-golfe (Figs. 2.1 et 2.2).

Ces failles seraient ainsi responsables de l'ouverture en trans-tension des bassins de Sabina, de Parras, d'Huizachal et d'Huayacocotla, et de la rotation des microplaques de Coahuila, de Tuxpan, ainsi que des massifs des Chiapas et de San Andrés. Cet processus aurait commencé il y a 210 Ma (Jurassique inférieur), et se serait achevé il y a 154 Ma, par blocage du décrochement de l'axe néo-volcanique.

De façon synchrone à l'activité du système de failles transformantes, la croûte continentale s'est amincie, induisant localement la mise en place de croûte océanique dans la partie axiale du Golfe du Mexique. Une importante anomalie magnétique est observable sous la côte de l'ouest du Golfe du Mexique, et est interprétée comme le résultat de cet amincissement crustal, associé à une remontée de l'asthénosphère Figure. 2.2, carte d'anomalie magnétique.

Plusieurs modèles d'évolution ont été publiés, proposant des reconstructions hypothétiques d'un transect SO-NE à travers les 2 marges du Golfe du Mexique (Fig. 2.3). Ce coupe synthétique montrent plusieurs blocs basculés entre la microplaque du Yucatán (compartiment oriental), et le Massif des Chiapas (compartiment central) (Wokshop Tectonics Analysis, Pemex et IMP, 2002), avec une subsidence différentielle plus forte sur la marge occidentale du bassin, compatible avec les grands volumes de sédiments piégés dans les bassins de Tampico-Mizantla et de Veracruz (les forages dans le bassin de Veracruz n'ont pas encore pu atteindre les sédiments du Mésozoïque qui sont actuellement enfouis à une profondeurs de 12 000 m (Prost et Aranda, 2001).

Le rifting triasico-jurassique a déterminé une paléogéographie en horts et grabens, avec un premier remplissage de sédiments qui correspond à des évaporites et des couches continentales rouges dans les divers bassins du Mexique affectés par cet épisode. Il s'agit, du nord au sud, des formations Nazas, Cahuadas, Rosario, Huyacocotla, Todos Santos, etc. Les dépôts évaporitiques sont bien documentés au nord du BPGM (sel allochtone de Sigsbee), mais aussi au sud, avec le sel allochtone du bassin de Campeche et les évaporites du bassin de Chiapas (Rowan, 2004), les provinces salifères du nord et du sud du Golfe du Mexique étant aujourd'hui séparées par un domaine océanique.

De 190 à 158 M.a., le bloc Yucatán s'est déplacé de 200 km vers le SE. Ce second épisode géodynamique s'est poursuivi, à partir de 154 M.a., par l'accrétion de croûte océanique dans le Golfe du Mexique. L'extension crustale s'est alors achevée dans des bassins périphériques et sur la marge continentale, tandis que le Massif du Chiapas poursuivait son déplacement (Fig. 2.4).

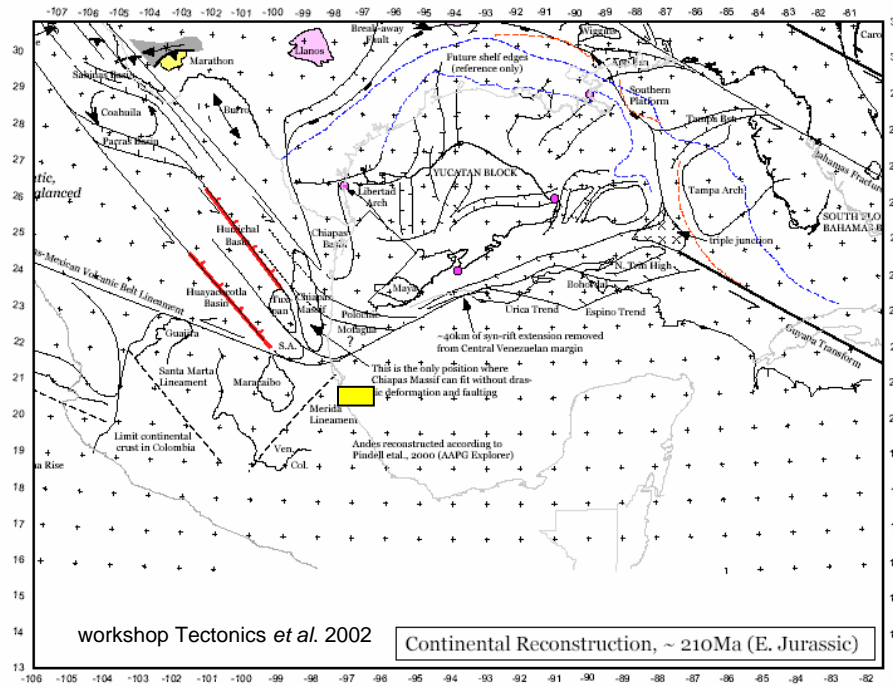


Figure 2.1: Paléogéographie hypothétique de l'étape de rifting (Jurassique inférieur).

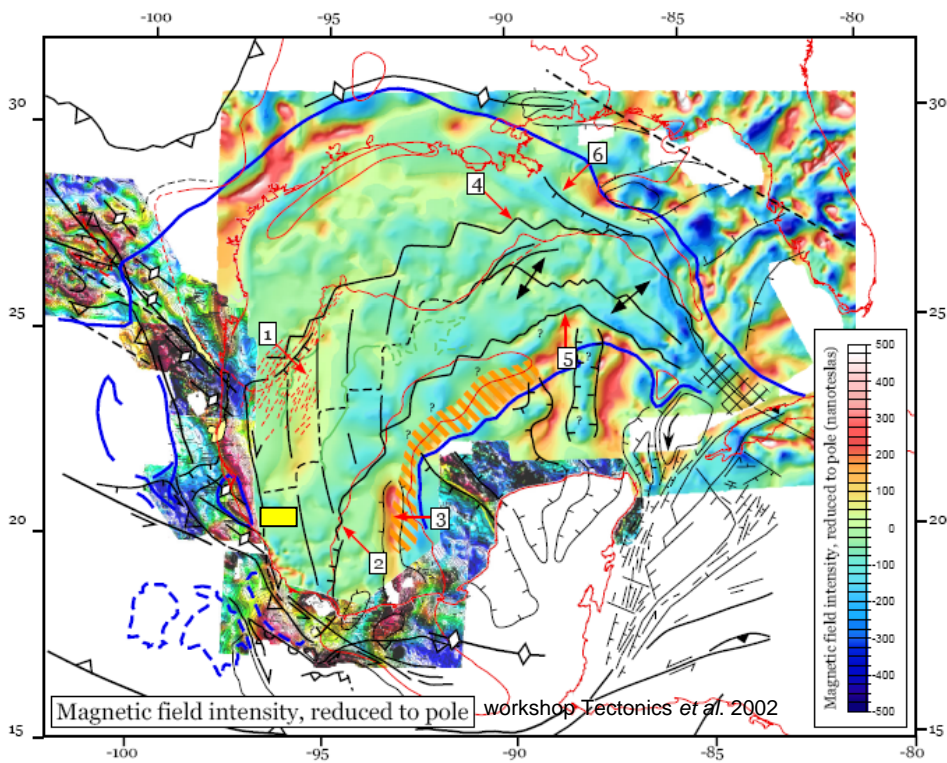


Figure 2.2: Carte d'anomalie magnétique du Golfe du Mexique et des secteurs environnants, avec la limite probable entre les croûtes continentale et océanique.

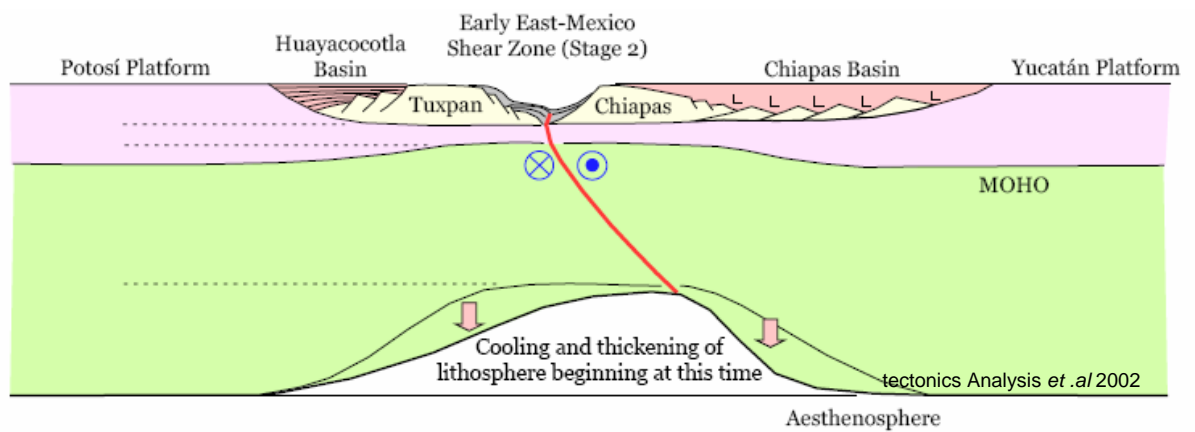
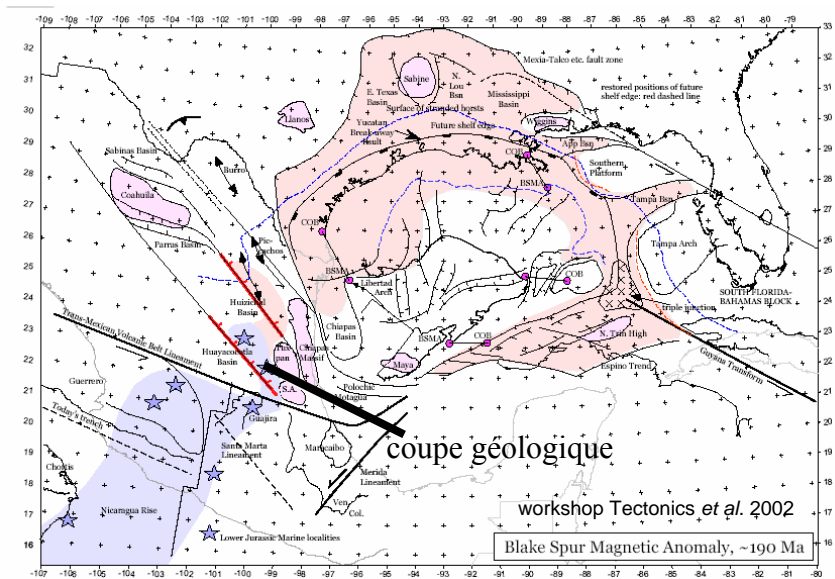


Figure 2.3: Reconstruction hypothétique des 2 marges conjuguées du Golfe du Mexique au Jurassique.

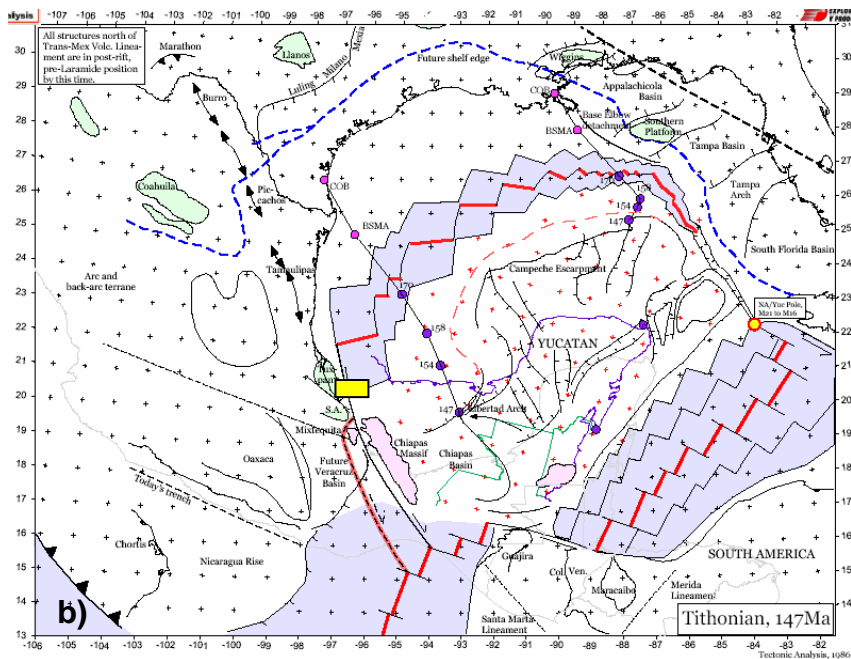
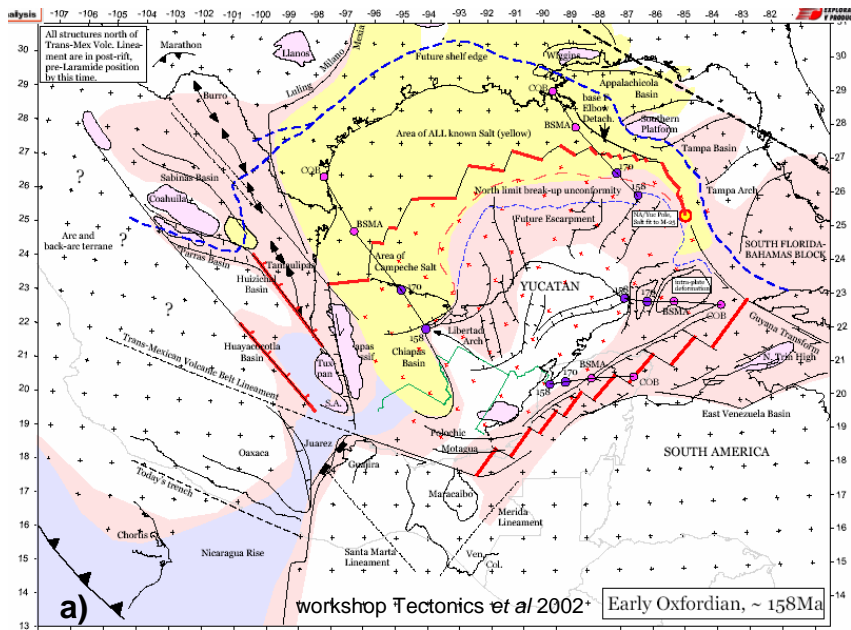


Figure 2.4: Reconstructions palinspastiques du Golfe du Mexique au Jurassique supérieur.

a) Reconstruction à la fin du rifting, montrant la distribution des dépôts évaporitiques (en jaune); b) Carte montrant la progression du déplacement du Massif du Chiapas (bleu) et de l'océanisation (rouge).

L'évolution du proto-océan et la génération de croûte océanique dans le Golfe du Mexique y ont induit une subsidence thermique du bassin (Fig. 2.5a), entraînant un approfondissement progressif de sa bathymétrie, ainsi qu'une augmentation de l'espace disponible pour les sédiments lors de la période de transgression qui marque le sommet du Tithonien Berriasien, Fig. 2.5b.

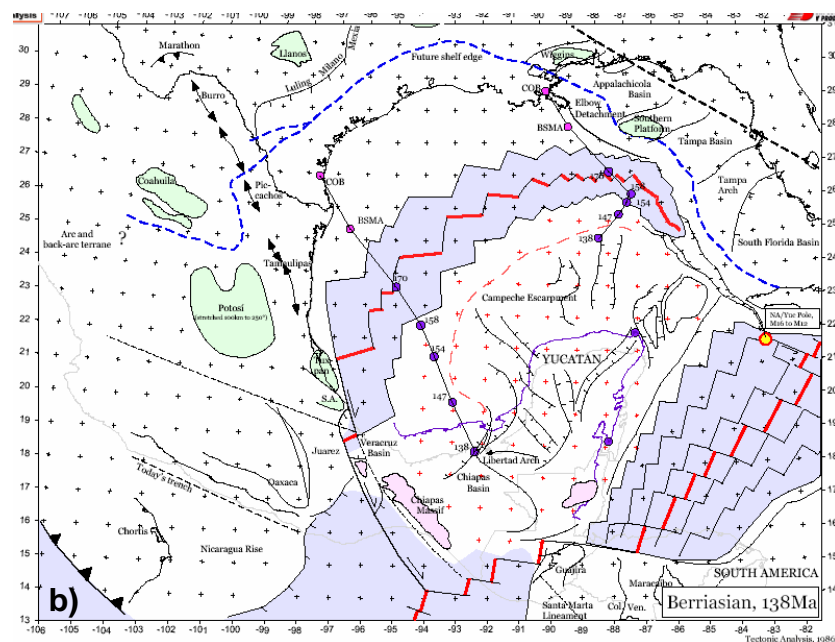
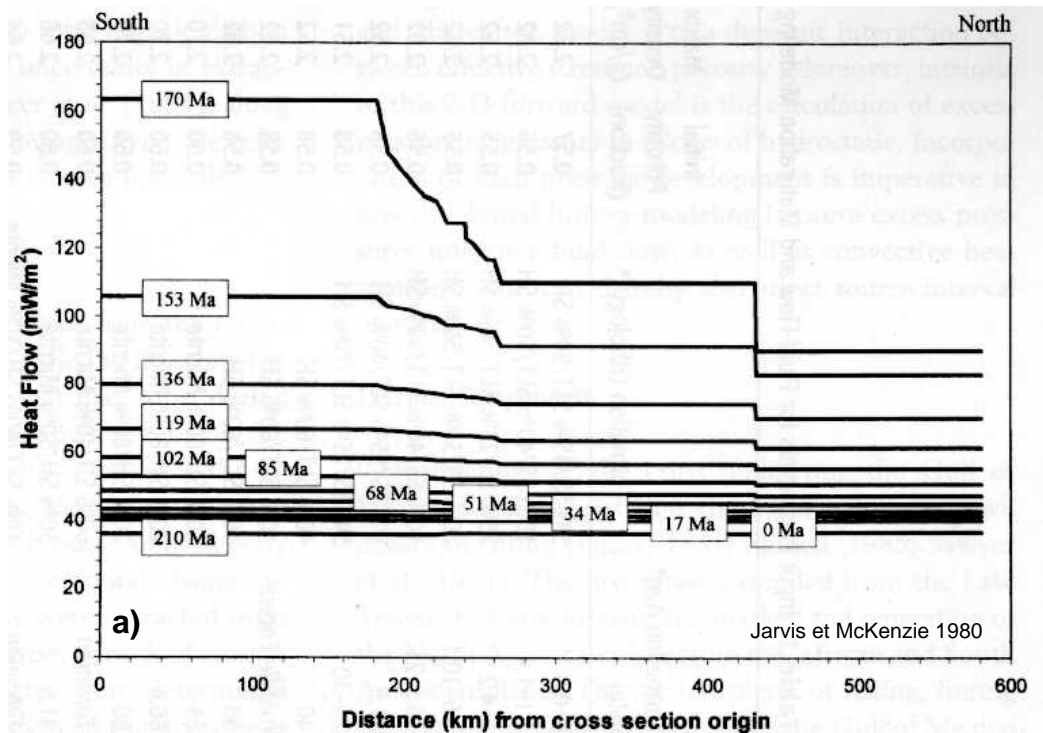


Figure 2.5: a) Graphe montrant l'évolution du flux de chaleur sur un transect NS à travers le Golfe du Mexique; b) Carte paléogéographique au Tithonien Berriasien, au début de l'accrétion de croûte océanique, le bloc du Yucatan ayant presque atteint sa position actuelle mais le Massif du Chiapas (en bleu) poursuivant encore sa dérive.

Les données biostratigraphiques indiquent que les premiers dépôts marins des bassins du Chiapas et de Sabinas sont jurassiques (Callovien-Bathonien), quasiment synchrones du début

de la période d'expansion océanique (période allant 154 à 147 M.a). Le déplacement vers le sud-est du Massif du Chiapas s'est poursuivi pendant cette période.

Les séries sédimentaires du Jurassique moyen qui affleurent dans le Chiapas et la Sierra Madre orientale (Quezada, 1983; Alzaga, 1994) comprennent des dépôts continentaux, principalement des dépôts grésopélitiques rouges (formations Todos Santos, Huizachal, Cahuadas, Tepexi, etc...), et des dépôts sédimentaires évaporitiques.

Ces évaporites sont situées au dessous des dépôts marins de l'Oxfordien. Dans le bassin du Chiapas, elles sont interstratifiées avec des pélites qui ont donné un âge Callovien grâce à des pollens et des spores (Herrera, 1991).

Bien qu'il n'existe pas de données de forages profonds sur la marge, il est probable que ces séries synrifts se soient également déposées sur sa partie distale.

Cette étape d'ouverture du proto-golfe s'achève par l'océanisation du BPGM (Fig. 2.2; carte magnétique).

2.3- La période post-rift (Jurassique supérieur-Néocomien)

Pendant le Néocomien, l'Amérique du Sud a continué sa dérive vers le sud-est par rapport à l'Amérique du Nord, induisant la séparation des blocs d'Oaxaca et de Chortis (workshop TAI-Pemex- IMP, 2002; Fig. 2.5b).

Le développement progressif de bassins pull-apart a dissocié divers fragments continentaux de la marge mexicaine, et induit l'individualisation progressive des bassins de Veracruz, Zongolica et des Chiapas, le Massif du Chiapas s'écartant progressivement vers le sud-est au cours du Tithonien-Berriasien (147-138 M.a.) à la faveur d'une zone de coulissage dextre.

Pendant le Néocomien (134 M.a.), le bloc du Yucatán se trouvait dans une position relativement stable par rapport à l'Amérique du Nord, voisine de sa situation actuelle (Fig. 2.6a).

La première séquence de dépôt identifiée dans le BPGM est le Jurassique, qui est surmonté par une série crétacée complète dans l'offshore profond, mais présente de nombreuses lacunes sur les plates-formes périphériques.

Au cours de cette époque, l'Amérique du Sud a poursuivi sa dérive vers le sud-est par rapport à l'Amérique du Nord, permettant l'ouverture du domaine océanique caraïbe (Fig. 2.6 b).

A partir de cette époque, la croûte océanique du BPGM est progressivement recouverte par des dépôts sédimentaires progradants, avec des terminaisons en "downlap" au-dessus de la croûte océanique, et mise en place gravitaire, localement, de radeaux de sel allochtone, même au delà de la transition continent-océan (Fig. 2.6b).

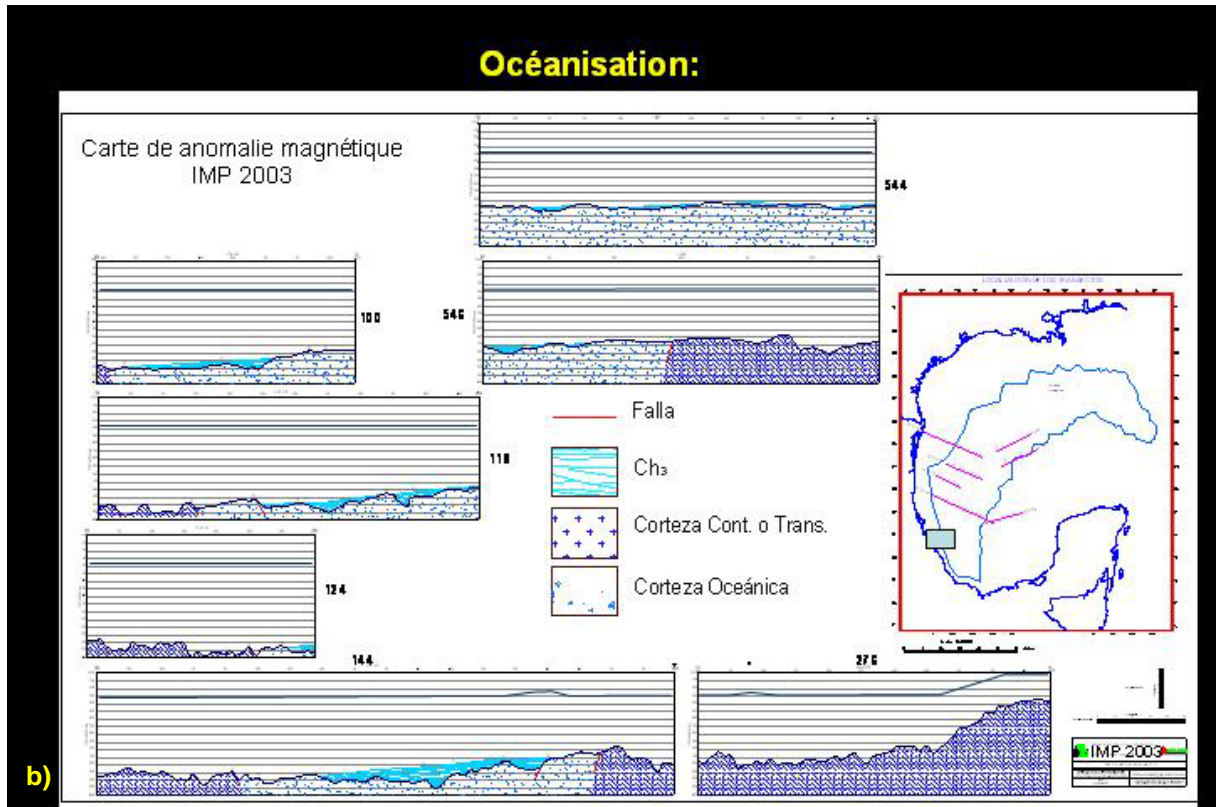
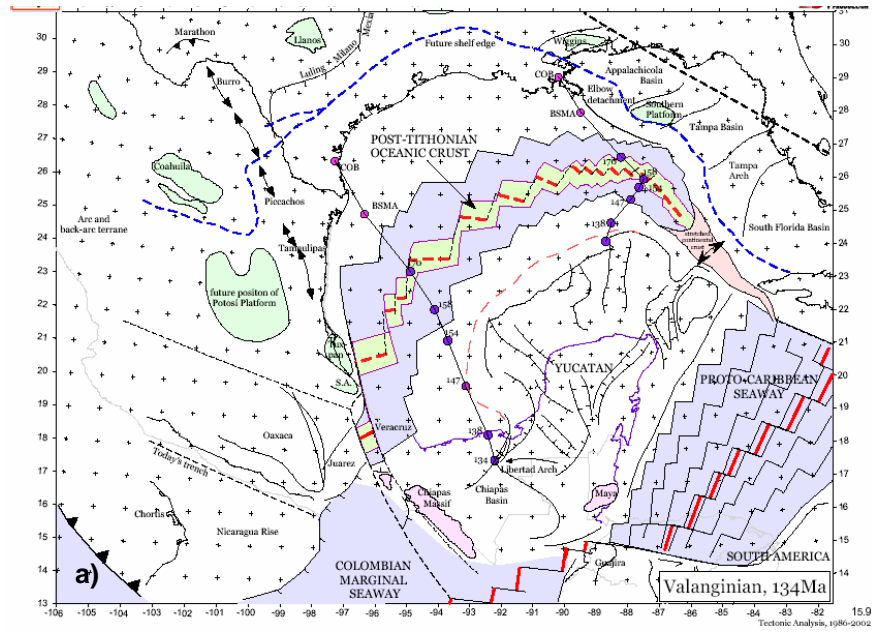


Figure 2.6: Reconstructions palinspastiques du Golfe du Mexique au Crétacé inférieur:
 a) Etape berriasiennne, pendant laquelle le déplacement du Massif du Chiapas (flèche bleu) se poursuit; Etape néocomienne, au cours de laquelle le bloc Yucatan atteint sa position actuelle par rapport à l'Amérique du Nord (fin de l'océanisation du Golfe du Mexique). Cette étape est caractérisée par l'installation de toutes les plateformes carbonatées périphériques b) Coupes est-ouest à travers la partie méridionale du Golfe du Mexique, montrant la morphologie du socle acoustique et la nature des premiers dépôts sédimentaires au dessus de la croûte océanique.

Le Crétacé inférieur est marqué par l'extension progressive des plateforme carbonatées sur la partie haute de la marge continentale (Tuxpan, Cordoba, Yucatan et Chiapas). Même s'ils n'ont jamais été atteints par forage, les dépôts sédimentaires pélagiques du BPGM sont l'équivalent chronostratigraphique des séries pélagiques bien connues à terre dans les unités charriées du bassin de Zongolica, et ont sans doute aussi beaucoup d'affinités avec celles des bassins de Veracruz et de Tampico Mizantla, qui sont toutes caractérisées par l'existence d'excellentes roches mères du Jurassique supérieur.

La colonne sédimentaire post-rift de ces bassins est représentée par des argiles calcaires, des dolomies, des calcaires argileux et finalement par des apports silicoclastiques. Néanmoins, le remplissage sédimentaire n'est sans doute pas tout à fait le même pour ces bassins avec une croûte continentale et ceux situés sur croûte océanique (paléo-bathymétries différentes, avec évolutions thermiques ultérieures également distinctes).

Au dessus des premiers dépôts continentaux et littoraux du bassin de Tampico-Misantla, la sédimentation s'y est poursuivie avec des dépôts marins constitués de couches de calcaire ou dolomite, avec pour le Jurassique les formations Zuluaga, San Andres et Casita, surmontées par une unité calcaire et dolomitique ("calizas y dolomias") du Crétacé inférieur et les formations Abra et Tamabra du Crétacé moyen de la Plateforme de Tuxpan.

Sur la plateforme de Cordoba, à l'ouest du bassin du Veracruz, le Jurassique est représenté par la Formation Tepexilotla, surmontée par une unité de calcaire et d'évaporites du Crétacé inférieur, puis par les dépôts récifaux de la Formation Orizaba. Des faciès de plateforme identiques se retrouvent plus au sud dans le bassin du Chiapas, où ils constituent la Formation Cantelha, ainsi qu'au nord du Mexique, avec les formations Cupido et Aurora.

Il existe localement des faciès de plateforme externe et de bassin pendant le Jurassique, avec les formations Santiago, Taman et Pimienta, et pendant le Crétacé inférieur et moyen, avec la formation Tamaulipas inférieure et supérieure, caractérisée par des intercalations fines d'argiles et de calcaire argileux dans le bassin Tampico Misantla et les bassins du nord du Mexique. Par contre, on ne se connaît pas la nature des sédiments du Jurassique et du Crétacé inférieur dans le bassin de Veracruz.

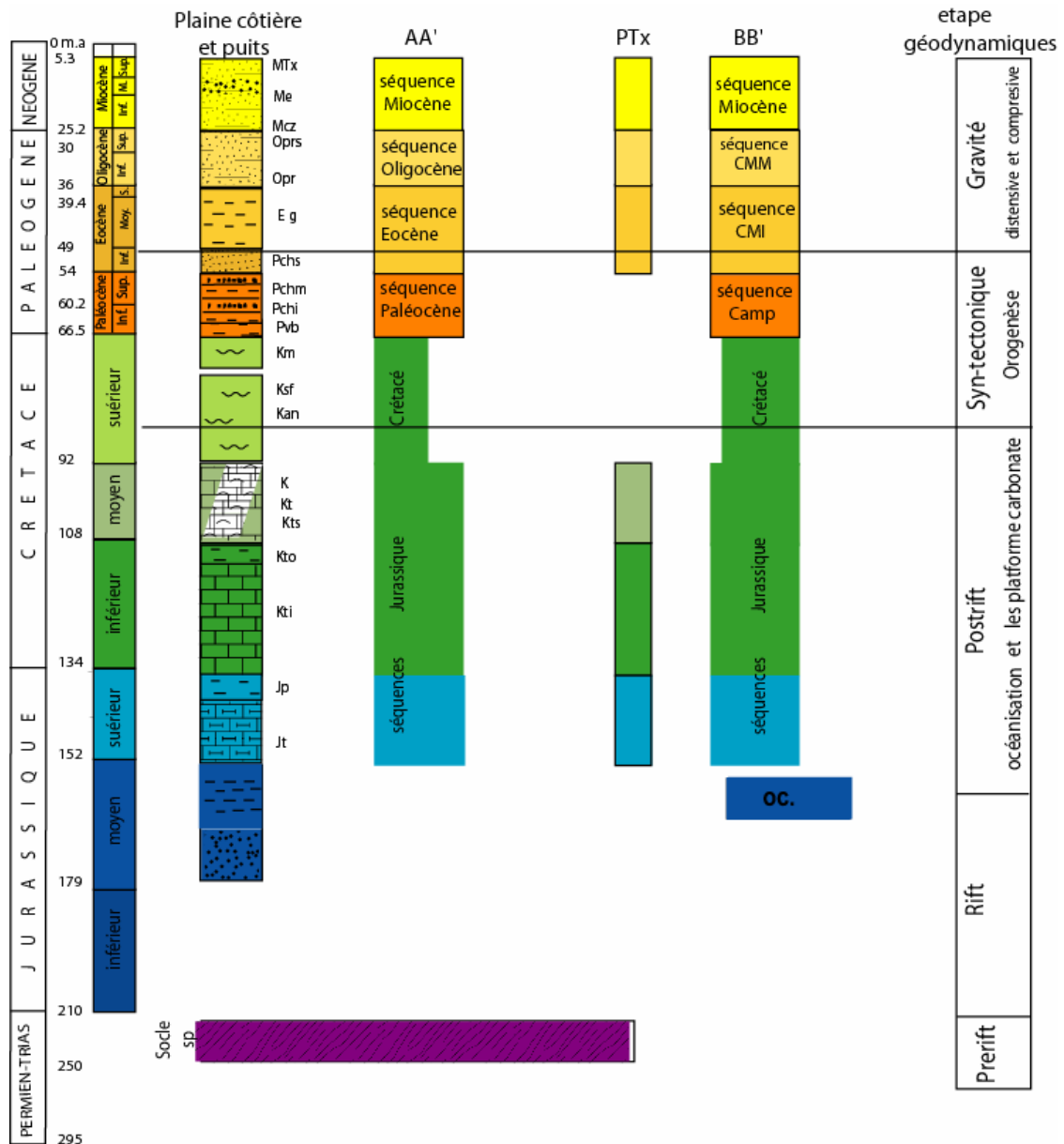
Au Crétacé moyen, les faciès sédimentaires des vastes et épaisses plateformes carbonatées, déposés de façon concomitante à la subsidence thermique de la marge passive du Golfe du Mexique, sont progressivement remplacés par un remplissage sédimentaire silicoclastique, traduisant le passage à une subsidence d'origine flexurale de l'avant-pays cordillérain.

Sur la plateforme externe et vers le bassin, les dépôts du Crétacé supérieur sont alors constitués par un mélange de termes silico-clastiques et carbonatés (formations Agua Nueva San Felipe et Mendez), notamment dans le bassin de Tampico-Misantla. Vers le sud et le sud-ouest, les bassins de Veracruz et de Zongolica contiennent le même type de sédiments (avec de légers changements de faciès), avec les formations Maltrata, Tecamalucan, Guzmantla Pelagic, Velasco et Necoxtla.

Sur certaines plates-formes, les faciès de plates-formes interne, subrécifaux ou récifaux, se maintiennent parfois jusque dans le Crétacé supérieur, par exemple sur la Plateforme de Cordoba, avec les formations Guzmantla et Atoyac. Dans le bassin de Tampico, la Plate-forme du Tuxpan est surmontée en discordance par les sédiments du Paléogène.

Selon la bathymétrie du BPGM à cette époque, les dépôts devraient y être carbonatés, avec des calcaires pélagiques ou des pélites calcaires, à moins qu'ils ne soient constitués de sédiments siliceux (jaspes) et hémipélagiques (argiles) (Fig. 2.7, colonnes stratigraphiques).

Plusieurs niveaux de roches mères potentielles pour les hydrocarbures existent dans les séries du Jurassique (Tithonien), et du Crétacé (Turonien).



McZ Coatzintla; Me Escolin; MTx Tuxpan
Pvb Velazco Basal; Pchi Chicontepec Inferior; Pchm Chicontepec Medio; Pchs Chicontepec Superior; Eg Guayabal; Et Tantoyunca; Ech Chapopote; Oprt Palma Real Inferior; Oprs Palma Real Sup
Jc Cahuazas; Jtx Tepxli; Jt Taman; Jsa San Andres; Jp Pimienta; Kti Tamaulipas Inferior; Kto Otates; Kts Tamaulipas Superior; Kt Tamabra; Ka Abra; Ksf San Felipe; Kan Agua Nueva; Km Mendez
Sp socle plutonic;

			CMM Cordilleras Mexicanas Medias
			CMI Cordilleras Mexicanas Inferiores
			Camp Campeche
			oc. socle océanique
			Erosion - hiatus
			PTx Plateforme du Tuxpan
			AA' et BB' coupes sismiques

Figure 2.7: Colonne stratigraphique hypothétique du BPGM, et sa corrélation avec le bassin Tampico Mizantla (shoreface, offshore).

2.4- Orogénèse laramienne

La période du Crétacé supérieur au Cénozoïque est marquée par une relative instabilité tectonique. L'évolution des plateformes carbonates se poursuit jusqu'au Cénomanién, avant d'être interrompue par l'Orogénèse Laramienne. Au sud-ouest du Mexique, entre 80 et 70 M.a., la plaque lithosphérique océanique de Farallon (Pacifique oriental) entre en subduction, l'arc des Caraïbes entamant son expulsion transpressive vers l'est au sud du bloc du Yucatan, le bloc Chortis débutant également sa dérive vers le sud-est (Fig. 2.8).

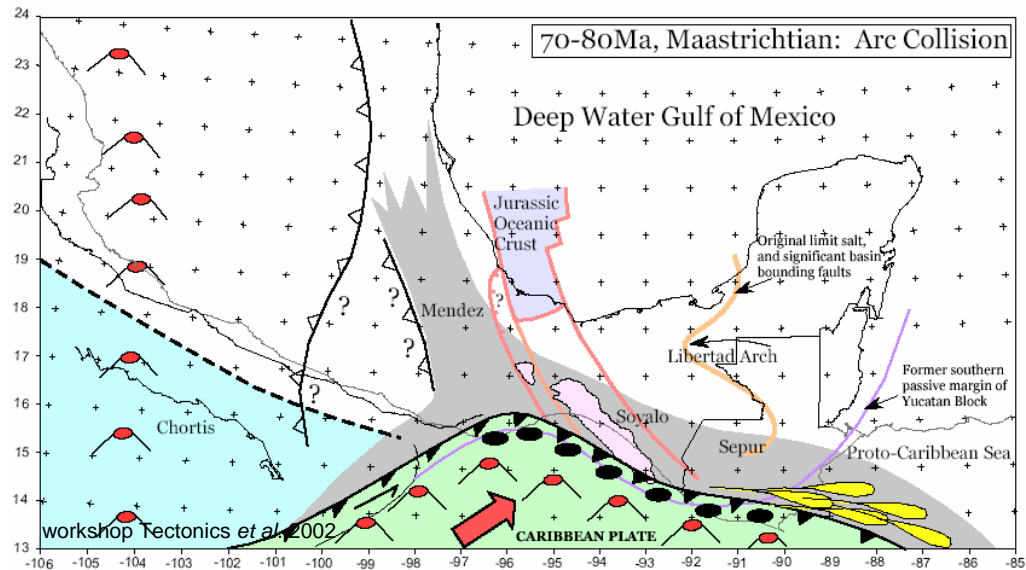


Figure 2.8: Cartes palinspastiques reconstituant l'évolution du sud du Mexique lors de l'orogénèse laramienne, puis lors des déformations néogènes du Chiapas. La flèche montre la direction de la convergence (subduction) entre les deux plaques lithosphériques.

Interférences avec l'évolution cordillère

Un épisode de tectonique compressive s'est développé au Mexique pendant le Crétacé supérieur. A cette époque en effet, la plaque lithosphérique Farallon (plaque du Pacifique oriental), s'est déplacée vers le nord-est, tandis que la plaque nord-américaine se déplaçait vers le nord-ouest. Ces déplacements différentiels ont induit le développement d'une zone de subduction et d'un arc insulaire le long de la marge de l'ouest du Mexique, la plaque Farallon étant alors subductée sous le continent (Pindell et Dewey, 1982). Le développement synchrone d'un rétrochevauchement à vergence orientale a alors contribué à l'édification de la chaîne plissée cordillère qui s'étend du Mexique au Canada, induisant la déformation progressive des bassins sédimentaires de la partie occidentale de l'ancienne marge passive du Golfe du Mexique (Orogénèse laramienne; Armstrong, 1974; Coney, 1978; Ortega-Gutierrez *et al.*, 1990), et l'apparition d'un bassin flexural où sont venus se piéger les dépôts syntectoniques, produits d'érosion de la Cordillère.

La superposition d'un terme flexural à la subsidence thermique de l'ancien bassin de marge passive a induit un ennoisement rapide des plateformes, et l'apparition d'une sédimentation silicoclastique qui est venue remplir le bassin d'avant-pays, avant son transfert vers le bassin profond du Golfe de Mexique.

Sur la marge ouest du BPGM, la colonne sédimentaire comprend ainsi des séries clastiques cénozoïques, qui surmontent les épaisses séries de calcaire de plateforme qui s'y étaient déposées au Crétacé inférieur et moyen, époque pendant laquelle les effets de la subsidence étaient constamment compensés par la production carbonatée (Fig. 2.5a, graphique évolution thermique).

Le Crétacé supérieur et le Paléogène constituent une période de transition, marquée par des discontinuités majeures entre les unités lithostratigraphiques. Dans la Cordillère, les séries du Crétacé supérieur et du Paléocène sont plissées de façon synchrone au dépôt de séries syntectoniques dans le bassin d'avant-pays.

Au cours du Turonien, la sédimentation change brutalement dans les bassins, les dépôts calcaires y étant progressivement contaminés par des apports détritiques. Dès le Maastrichtien, le système sédimentaire est devenu complément silicoclastique.

Les sisamoséquences du BPGM, constituées par les unités Campeche, Arcillosa et Cordilleras Mexicanas, n'ont pas encore été reconnues par forage. Elles constituent cependant des équivalents chronostratigraphiques directs de séries reconnues par forage ou directement observables dans les affleurements des *foothills* à proximité des bassins de Veracruz et de Chicontepec (les formations du Paleocene, Velazco Basal et Chicontepec, ont été localement remobilisées par la tectonique tangentielle, et peuvent s'observer en zone de piémont, même si elles s'étaient pour l'essentiel déposées dans le bassin flexural induit par la charge tectonique de la Cordillère).

A cette époque, la plate-forme de Tuxpan constitue un seuil émergé (paléo-bulge) entre le bassin flexural à l'ouest et le BPGM à l'est.

2.5- Néogène

Dès le Paléogène supérieur et au début du Néogène, la géodynamique de la marge passive et son architecture stratigraphique ont à nouveau changé.

Un changement relatif de la subsidence de la marge passive du Golfe du Mexique conduit à une surrection progressive de la chaîne et au basculement de l'ancien bassin flexural laramien, la plateforme de Tuxpan reprenant alors sa subsidence.

Il en résulte alors un transfert rapide et direct des produits d'érosion de la chaîne vers le bassin profond, la partie proximale de la marge étant recouverte par des dépôts progradants silicoclastiques néogènes. La nouvelle charge sédimentaire aidant, les argiles sous-compactées des séries éocène-oligocène de la pente sont alors remobilisées dans un vaste glissement gravitaire, caractérisé par le développement de grandes failles listriques et de roll-overs en haut de pente, et de plis gravitaires (Cordillères Mexicaines du Golfe profond) à la base de la pente continentale.

Après les dernières déformations laramiennes, le remplissage silicoclastique du bassin d'avant-pays, s'accompagnant de l'enfouissement de la Plateforme Tuxpan s'est poursuivi à l'est du front de la déformation, avec une progradation des dépôts vers l'offshore profond. Les produits d'érosion de la chaîne ont depuis lors alimenté en permanence la sédimentation silicoclastique du BPGM. Dans la partie profonde du Golfe, la colonne sédimentaire néogène a été traversée par les forages 538 A, 90 et 91 du Deep Sea Drilling Project, et y est constituée par une séquence purement silicoclastique (forage DSDP).

Toujours au cours du Miocène, la plaque lithosphérique Farallon s'est rompue, donnant naissance aux plaques de Cocos et de Nazca., la subduction oblique de la plaque de Cocos induisant l'orogénèse Chiapaneca (alias des Chiapas, 16 M.a.), localisée à proximité du point triple de l'Isthme de Tehuantepec, et responsable de la surrection du Massif du Chiapas (Granite de la Mixtequita), et du plissement de la Sierra de Chiapas (Fig. 2.9).

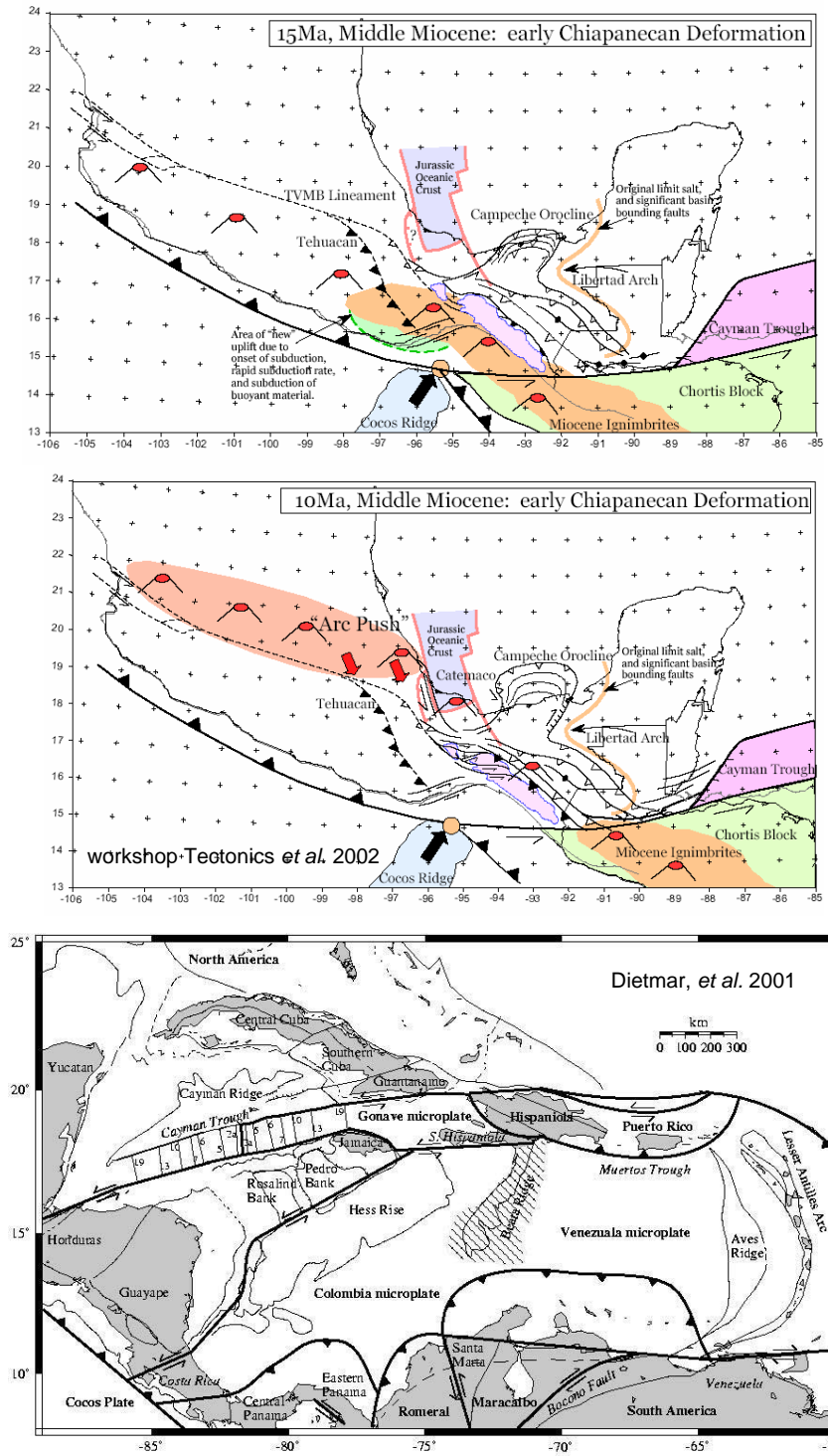


Figure 2.9: Cartes palinspastiques reconstituant l'architecture du sud du Mexique lors de l'orogénèse Chiapaneca.

2.6- Géomorphologie du Golfe du Mexique

Suite à son évolution géodynamique, la géomorphologie du fond marin du BPGM présente une série de reliefs allongés de direction nord-sud parallèles à la côte, qui résultent d'une activité tectonique associée à de l'érosion sous-marine dans le golfe. Cette chaîne de montagnes sous-marines constitue les "Cordilleras Mexicanas". À l'ouest des "Cordilleras Mexicanas", la pente et la plateforme continentales sont affectées par un système gravitaire avec des failles de croissance décollées dans les argiles sous-compactées de l'Eocène-Oligocène, tandis que plus au nord, c'est une nappe de sel allochtone (sel de Perdido) qui contrôle l'essentiel de la tectonique gravitaire, de même que plus au sud, la nappe gravitaire allochtone du bassin de "Campeche" est aussi décollée au niveau du sel jurassique.

Il n'y a aucune évidence de sel jurassique sur la marge au niveau du transect de Veracruz sur lequel a porté mon travail, toute la tectonique gravitaire y étant contrôlée par des niveaux argileux, à l'inverse de ce qui a été largement publié dans la littérature internationale, et concernant surtout la partie texanne (marge nord) du Golfe.

À l'est et au nord, la plaine abyssale constitue un monoclinal, permettant au BPGM de communiquer avec l'Océan Atlantique (Fig. 2.10).

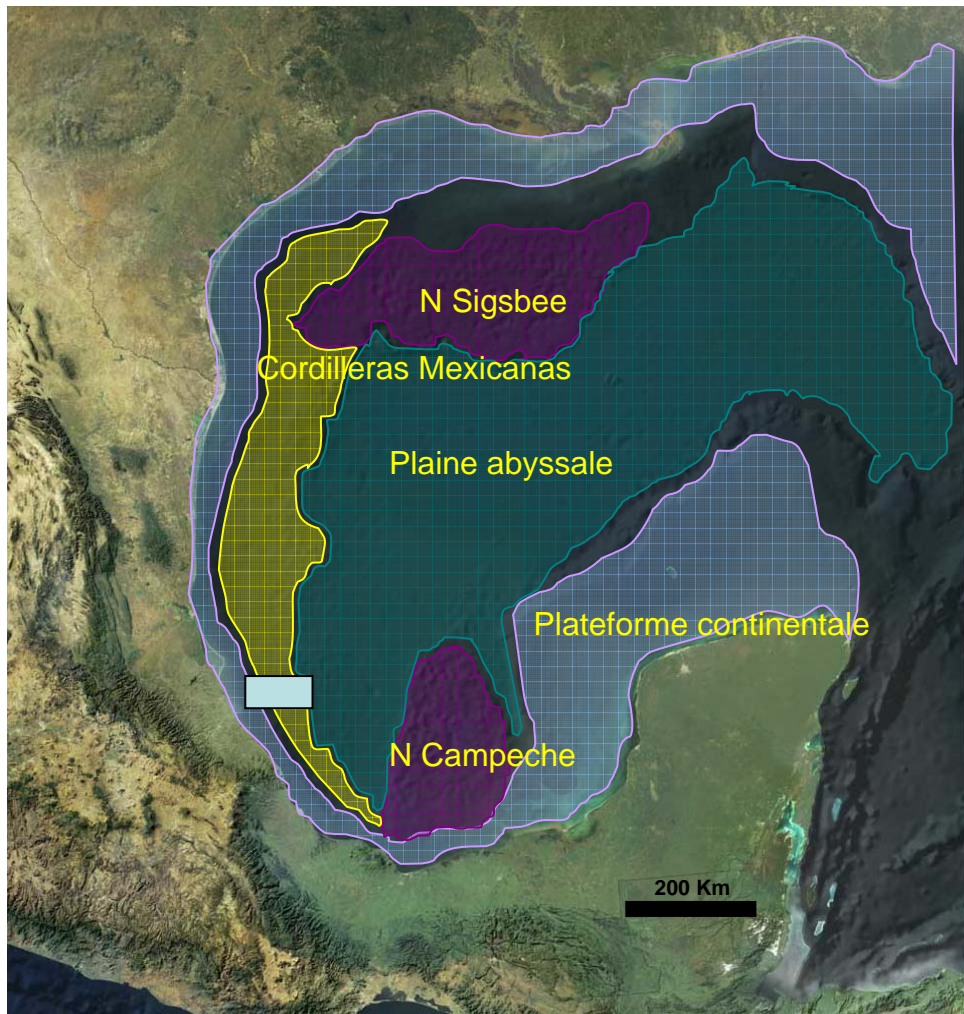


Figure 2.10: Carte géomorphologique du fond du Golfe du Mexique.



III- INTERACTIONS entre l'AVANT-PAYS LARAMIEN et la MARGE PASSIVE du GOLFE du MEXIQUE: TECTONIQUE et SEDIMENTATION dans le SECTEUR de la GOLDEN LANE, ETAT de VERACRUZ, MEXIQUE

(Article publié à Marine and Petroleum Geology)



Contents lists available at ScienceDirect

Marine and Petroleum Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/marpetgeo

Interactions between the Laramide Foreland and the passive margin of the Gulf of Mexico: Tectonics and sedimentation in the Golden Lane area, Veracruz State, Mexico

Humberto Alzaga-Ruiz^{a,b,c}, Michel Lopez^b, François Roure^{c,d,*}, Michel Séranne^b

^a IMP, Instituto Mexicano del Petróleo, Eje Central Lazaro Cardenas, Colo. San Bartolo Atepehuacan, Apartado postal 14-805, 07730 Mexico DF, Mexico

^b Géosciences Montpellier, Université Montpellier 2, CNRS, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex, France

^c Institut Français du Pétrole, 1–4 Avenue de Bois-Préau, 92852 Rueil-Malmaison, France

^d Department of Earth Sciences, Free University, de Boelelaan 1085, 1081 HV Amsterdam, The Netherlands

ARTICLE INFO

Article history:

Received 5 August 2007

Received in revised form 26 March 2008

Accepted 31 March 2008

Available online xxx

Keywords:

Gulf of Mexico

Gravity collapse

Chicontepec Basin

Laramide foreland Basin

ABSTRACT

This paper focuses on the analyses of the clastic sedimentary infill of the Coastal Plain of Eastern Mexico, which initiated synchronously with the Laramide orogeny in the vicinity of the Golden Lane. Results of these analyses are used as boundary conditions for calibrating/interpreting seismic profiles across more distal depocenters in the offshore of the Gulf of Mexico, from the sea shore and continental slope in the west to the abyssal plain in the east. The objective of the study is to better predict the reservoir distribution in the Deep offshore Basin of the Gulf of Mexico (DBGM), in order to explore for petroleum. The Coastal Plain is underlain by three morpho-tectonic domains: the tectonic front of the Sierra Madre Oriental (SMO), the Chicontepec deep water flexural basin, and the Tuxpan Platform (also known as the Golden Lane). Each domain is characterized by a distinct, dominantly siliciclastic Cenozoic lithostratigraphy.

After a Jurassic rifting episode, followed by thermal subsidence, the oceanic basin and its western passive margin were deformed during the Upper Cretaceous and Paleogene, by far field stresses associated with the Cordilleran-Laramide Orogeny.

Starting in the Late Cretaceous-Early Paleogene and during the Early Eocene, the tectonic load associated with the Laramide Orogen (Sierra Madre Oriental, SMO) caused flexural subsidence of the foreland located under the Coastal Plain. During this period, a massive transfer of siliciclastic sediments occurred from the Laramide foothills into the adjacent foreland. Sediments were eroded of the Sierra Madre tectonic wedge. Loading by these sediments pushed source units associated with the former passive margin down ward. The first syn-tectonic sediments of the Laramide orogeny were turbiditic silt layers in submarine fans which record also numerous collapse episodes and gravity slides.

During the Late Eocene and Oligocene, the flexural subsidence stopped in the hinterland, whereas the subsidence of the passive margin resumed. This resulted in a change in the overall sedimentary architecture of the basin. Paleo-highs and reefs facies of the Golden Lane were flooded. Clastics by-passed the reefs and progradational clastic stratification formed as sediment moved towards the DBGM in the east. The final depositional environment of the continental platform/Coastal Plain became deltaic, marked by a succession of sand bars, levees and channels systems.

From Miocene times onward, a system of gravitational listric faults developed near the platform to slope transition, resulting in a coeval compressional system at the transition between the slope and the abyssal plain. This system is driven by sediments charge. Because the sedimentation rate is larger than the subsidence, a large amount of clastics and slumped sediments are deposited in hangingwall basins.

© 2008 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

1.1. Aims

In the early 20th century, onshore petroleum exploration in Mexico resulted in the discovery of giant accumulations in the

* Corresponding author. Institut Français du Pétrole, 1–4 Avenue de Bois-Préau, 92852 Rueil-Malmaison, France. Tel.: +33 1 4752 7362; fax: +33 1 4752 7067.

E-mail addresses: halzaga@imp.mx (H. Alzaga-Ruiz), francois.roure@ifp.fr (F. Roure).

Golden Lane (also called Faja de Oro) in Mesozoic platform carbonates, along the western shore of the Gulf of Mexico (Viniestra and Castillo-Tejero, 1970; Coogan et al., 1972; Watkins and Buffler, 1996; Watkins et al., 1978; Galicia, 2001). In the 1980s, a second giant field was discovered in K-T boundary carbonate breccias in shallow water prospects of the Yucatan coast in Cantarell, located along the eastern margin of the Gulf of Mexico (Acevedo, 1980; Guzman and Marquez-Dominguez, 2001; Aquino et al., 2003; Mitra et al., 2005; Standing, 2006; Fig. 1). In between these two fields (on opposite conjugate margins), the Deep Basin of the Gulf of Mexico (DBGM) remains largely unexplored, although hydrocarbon discoveries (e.g. Great White and Jack 2 discoveries; Chapin et al., 2004; Durham, 2006; Fig. 1) have been made in the northern margin in Lower Tertiary deep water clastic reservoirs of the US.

In an effort to identify potential clastic reservoirs in the Mexican part of the DBGM, this study investigated (1) the interrelations between tectonics and sedimentation, and (2) how the sediment was transferred between the onshore and offshore domains of the western passive margin of the Gulf of Mexico, from the onset of the Cordilleran Orogeny to the Present.

1.2. Data base and methodology

This study integrates seismic sections information, wells logs, outcrop data and published work. The 2D seismic data (provided by Pemex) used for this study, is located off the coast in the Deep Basin of the Gulf of Mexico and in the Coastal Plain (Fig. 2). Well log

information with litho- and biostratigraphic descriptions were also used for wells 1, 2, 3, 4 and 6 (Fig. 2), including gamma ray curves to identify the clay packages.

Outcrops were also used to compile a stratigraphic section in the Paleogene series.

Stratigraphic information and well picks were tied to the entire seismic database, in the Coastal Plain and Golden Lane area, and in the DBGM. Various seismic sequences were also defined within this chronostratigraphic framework. Finally, well logs were used to define the parasequences and eustatic curves (Haq et al., 1987). Both surface and subsurface data were ultimately integrated to precise a coherent sedimentary model.

The most representative regional transect was selected to establish the structural/kinematic evolution of the area. The transect was converted from the time domain to the depth domain, and was restored. By comparing the present and restored sections, it was possible to (1) understand the tectonic controls on sedimentation and (2) better interpret the subsidence curves derived from the wells.

2. Geological background

2.1. Location

The Deep Basin of the Gulf of Mexico (DBGM) extends between the northeastern Mexican offshore, the south and

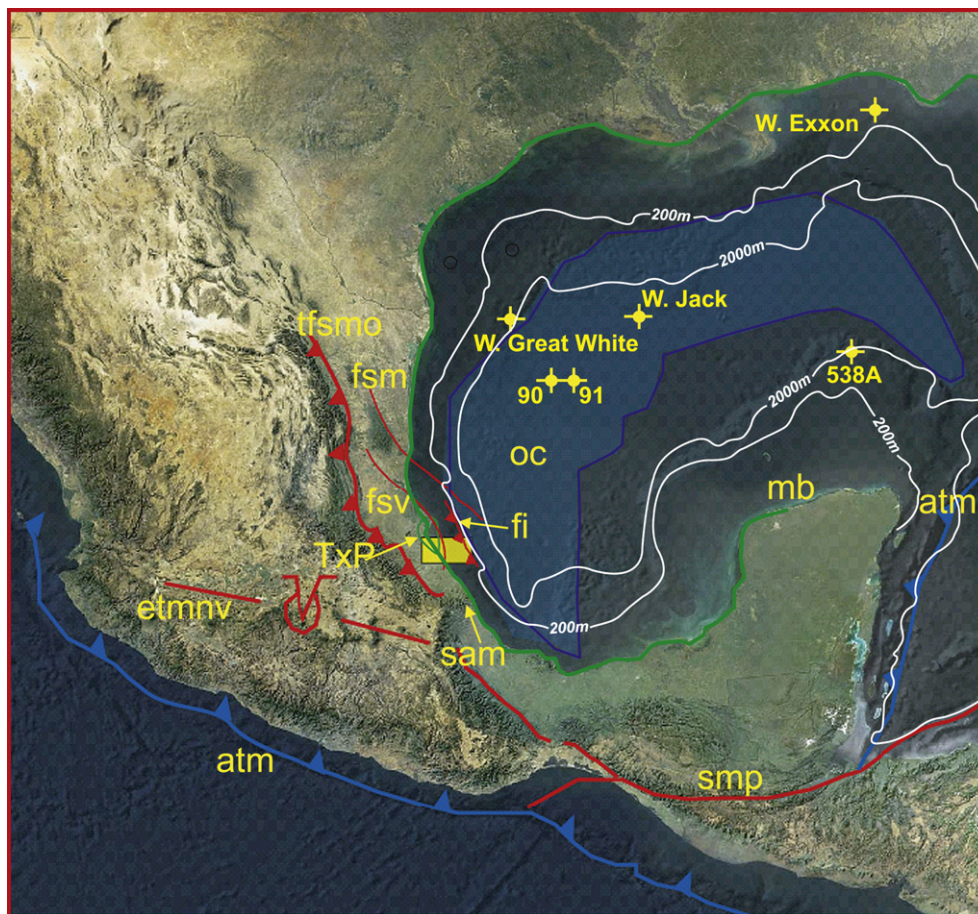


Fig. 1. Simplified tectonic map of the Gulf of Mexico: tfsmo, tectonic front of the Sierra Madre Oriental; fsm, San Marcos fault system; fsv, Victoria fault system; fi, reverse faults; TxP, Tuxpan Platform; sam, Santa Anna Massif; oc, oceanic crust; mb, Maya block; smp, Motagua-Polochic system; atm, active tectonic margin; etmnv, trans-Mexican volcanic axis; fsm and fsv from Velez (1990); tma, mb and smp from Campa and Coney (1983), Coney (1983). This corresponds to the coordinates 20° 00' 00" and 22° 00' 00" North of latitude, and 96° 00' 0000" and 98° 00' 0000" West of longitude. See also location of DSDP wells 90–91 and 538A near the Mexican coast (Worzel et al., 1973a,b; Buffler et al., 1984), and recent Great White and Jack-2 discoveries in the US part of the Gulf. The yellow box outlines the location of the studied area (see Fig. 2).

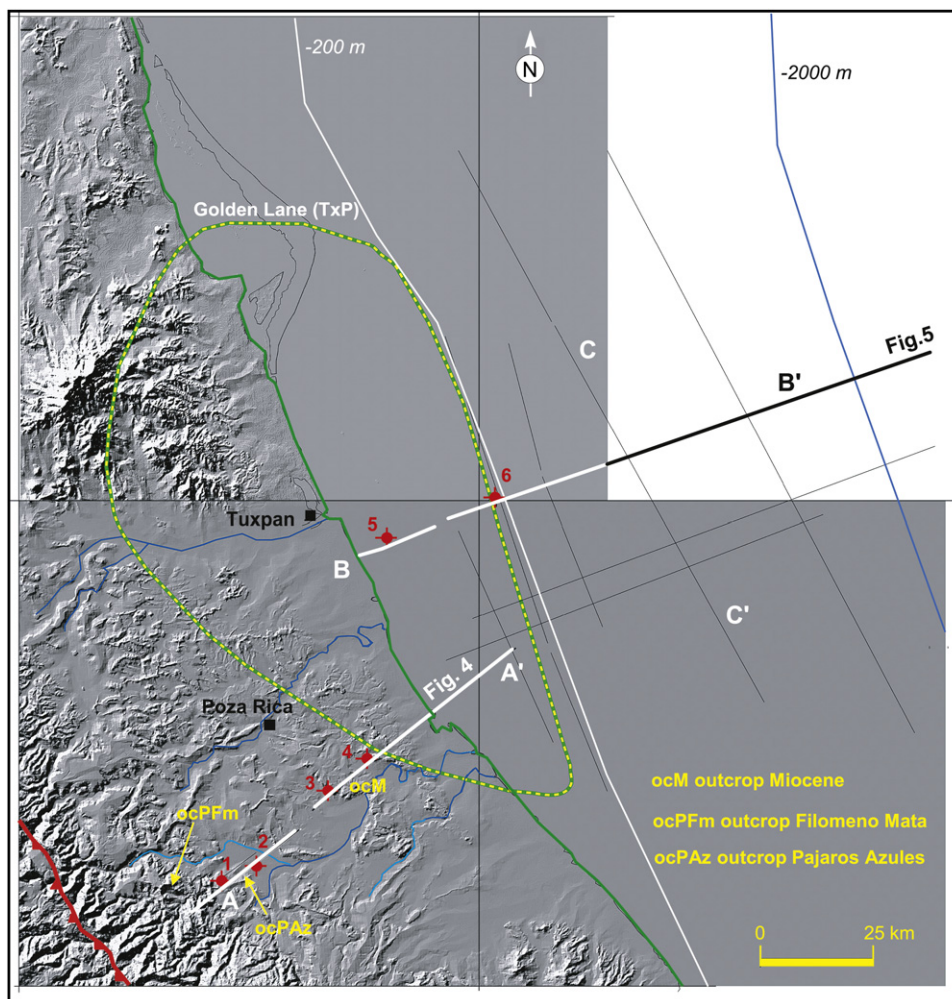


Fig. 2. Seismic database and wells used for the study; the black lines are seismic lines, whereas numbers refer to wells logs.

southeast US margins and western Cuba (Fig. 1). Its depth ranges from 200 m down to 3750 m, from the continental slope to the abyssal plain.

The Coastal Plain extends from the thrust front of the Sierra Madre Oriental (SMO) in the west to the coast line of the Gulf of Mexico in the east (Figs. 1 and 2). Nearshore, Cenozoic clastic sediments of the Coastal Plain are underlain by Cretaceous carbonates of the Tuxpan Platform (also referred to as the “Faja de Oro” or “Golden Lane” because of large petroleum discoveries made in the early 20th century; Viniestra and Castillo-Tejero, 1970; Coogan et al., 1972; Halbouty, 1977–1988). Elsewhere, the pre-Cenozoic substratum of the Coastal Plain is made up of dominantly Mesozoic basinal sediments. The Coastal Plain is limited towards the south by the Santa Ana Massif (SAM; Fig. 1).

The crust of Gulf of Mexico beneath the DBGM is oceanic (Ewing, 1991; Salvador, 1991; Sawyer et al., 1991; Nagihara et al., 1996; Fig. 1). Mid Jurassic rifting between North America and the Yucatan block led to a continental break-up and the formation of young oceanic crust in the deep basin. Drifting is thought to have occurred during the Late Jurassic (Buffler and Sawyer, 1985), and was followed during the Cretaceous by long-term thermal subsidence and sedimentary loading along the adjacent continental passive margins (Feng and Buffler, 1991, 1996; Figs. 1 and 3).

The study area is located in the southern part of the Tampico-Mizantla Basin, in the Coastal Plain and current platform domain of

the Veracruz State, and extends offshore eastward in the oriental portion of the Golden Lane (Fig. 1).

2.2. Geodynamic evolution

Many authors (i.e., Tardy, 1980; Coney, 1983; Buffler and Sawyer, 1985; Pindell, 1985, 1993, 1994, 2002; Ross and Scotese, 1988; Amos, 1987; Ortega-Gutierrez et al., 1994; Alaniz-Alvarez et al., 1996; Pindell and Kennan, 2001) have discussed the relationship of the Gulf of Mexico with the Caribbean and South America. The geodynamic evolution of the DBGM began in the Late Triassic–Jurassic with the break-up of the American craton and progressive southeastward escape of the Maya block, thus leading to the development of an intervening oceanic domain in the Late Jurassic. Apart from the DBGM, other Eastern Mexican basins result from the same rifting phase, although they remained intracontinental: i.e., the Sabinas, Burgos, and Tampico-Misantla basins (Fig. 1; Jarvis and McKenzie, 1980; Horbury et al., 2003).

During the Lower Cretaceous, the sedimentation rates and architecture of post-rift series deposited in the passive margins surrounding the DBGM were mainly controlled by the progressive cooling and thermal subsidence of the lithosphere (Pindell, 1985; Ross and Scotese, 1988).

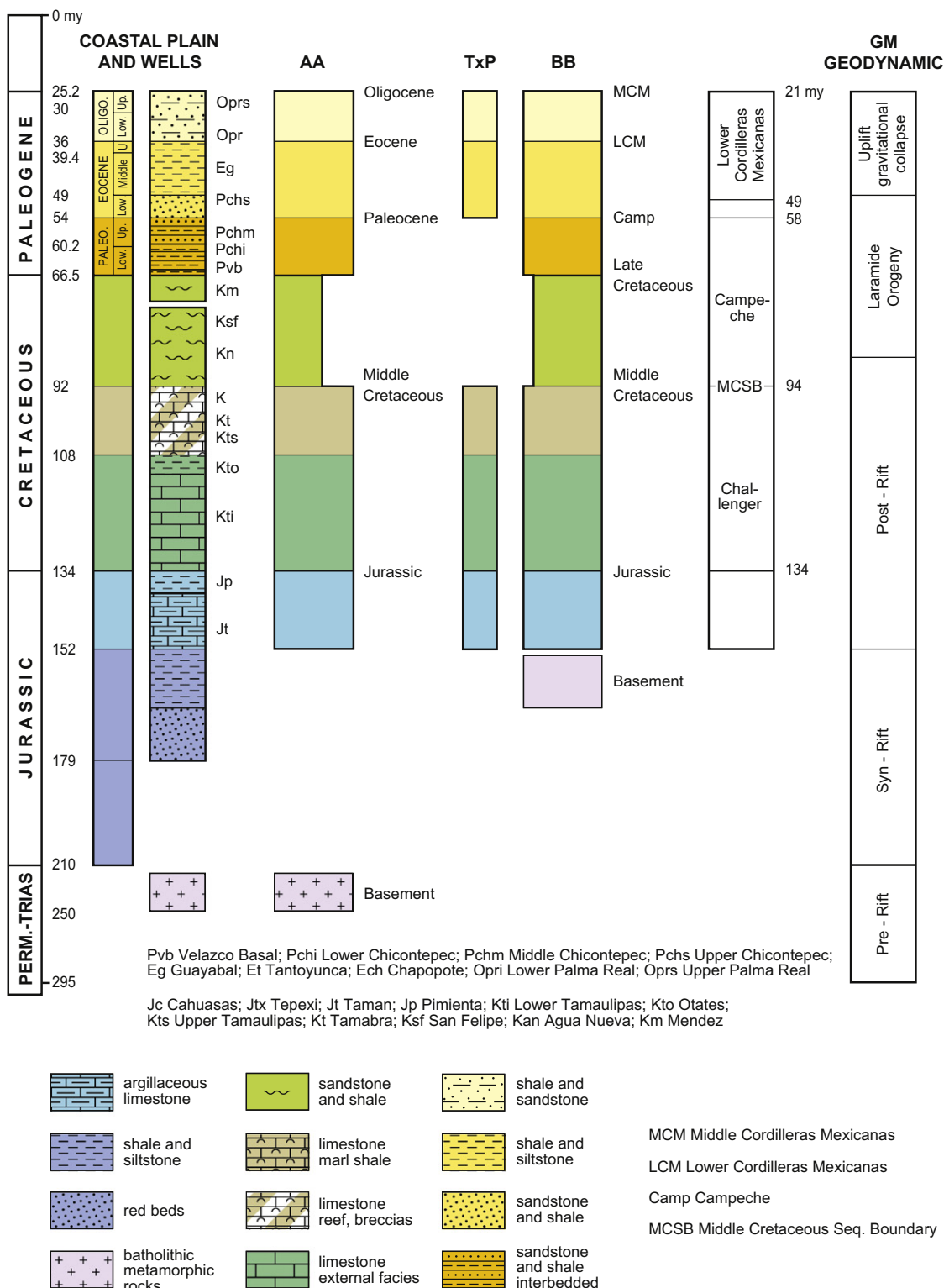


Fig. 3. Synthetic litho-chronostratigraphic columns representative of the wells from the Coastal plain (left), coeval colour chart used for seismic sections AA' and BB' (center), and time equivalent sequences defined in the deep offshore (right, after Shaub et al., 1984).

From Late Cretaceous to Eocene time, the topographic load applied by the Sierra Madre Oriental resulted in the deformation of its eastern foreland lithosphere, with the development of a flexural bulge and emersion at the current location of the Golden Lane, between the flexural basin developing near the thrust front in the west, and the still subsiding oceanic domain of the DBGM in the east (Jarvis and McKenzie, 1980; Feng et al., 1994; Horbury et al., 2003).

From Oligocene time onward, the evolution of the western passive margin of the Gulf of Mexico was again mostly controlled by long lasting thermal subsidence processes, with gravitational processes accounting for the development of a major upper-slope listric fault system coeval with a lower-slope compressional system at the junction between the slope and the abyssal plain (Buffler et al., 1979; Buffler, 1983; Aranda-Garcia, 1999).

2.3. Sedimentary infill of the Gulf of Mexico basin

2.3.1. Pre-rift basement (Permian–Triassic?)

The pre-Jurassic basement of Eastern Mexico is cut in numerous tilted blocks, horsts and grabens which are made up of heterogeneous igneous and metamorphic rocks. Along the western margin of DBGM, this basement is sometimes referred to as the Maya Terrane (Campa and Coney, 1983).

2.3.2. Synrift (Triassic?–Jurassic)

Synrift continental red beds and evaporite, i.e., the Todos Santos, Huizachal, Cahuasas and Tepexi formations, were deposited during the Lower and Middle Jurassic, before the onset of drifting in the Gulf of Mexico (Tardy, 1980; Coney, 1983; Herrera and Estavillo, 1991; Fig. 3).

2.3.3. Post-rift (Late Jurassic–Cretaceous)

Ladd, Watkins and others (Watkins et al., 1975; Ladd et al., 1976), proposed the first regional interpretation/correlation of the seismic horizons and stratigraphic units in the DBGM (see Chart 1). The average thickness of Mesozoic to Recent sediments in the DBGM is 10 km. Sediments consist of limestone and clastic units, with depositional environments ranging from continental to bathyal. The DBGM is still receiving silts and sands from the rivers of the North America.

During the early stages of thermal subsidence in the Late Jurassic to Lower Cretaceous times, the sediments entering the DBGM were calcareous silts, derived from the surrounding carbonate platforms.

During Late Cretaceous–Early Paleogene times, sedimentation changed to siliciclastic, as a result of the Laramide Orogen (Horbury et al., 2003). As in the Basin and Range Province and other segments of the North American Cordillera, uplift and erosion characterized the Mexican onshore domain during the Neogene (Pottorf et al., 1996; Yurewicz et al., 1997; Gray et al., 2001), accounting for continuously prograding siliciclastic sedimentation towards the DBGM (Galloway et al., 1991, 2000; Piggott and Pulham, 1993; Wawrzyniec et al., 2004; Roure, in press; Roure et al., in press).

3. Stratigraphic description

The lithostratigraphy and corresponding seismic sequences identified in the Coastal Plain and the DBGM, are described below (see also Figs. 3, 8 and 10).

Ladd, Watkins and others (Watkins et al., 1975; Ladd et al., 1976) identified six main seismic horizons in the DBGM, comprising (1) the top Basement, (2) the top Jurassic, (3) the top Middle Cretaceous, (4) the Campeche (top Paleocene), and (5) the Cordilleras Mexicanas (CM, top Oligocene) horizons. These horizons define

various seismic sequences, which can be compared to coeval formations outcropping in the foothills of the Sierra Madre Oriental, or which have been drilled both onshore in the Coastal Plain and offshore on the continental platform.

The names of Viejo (infra-Jurassic), Challenger (Jurassic), Campeche (Paleocene), Cinco-de-Mayo and Sigsbee units were assigned to the intervening sequences by Watkins et al. (1975) (Chart 1). Ladd et al. (1976) renamed the Viejo seismic horizon as the Basement, and added the Cordilleras Mexicanas between the Campeche and Cinco-de-Mayo horizons. Finally, Shaub et al. (1984) subdivided the Cordilleras Mexicanas into the Lower Cordilleras Mexicanas and Upper Cordilleras Mexicanas.

The present study has used almost the same units or seismic sequences, i.e., the acoustic Basement, Jurassic, Campeche (Paleocene), “Arcillosa” and Cordilleras Mexicanas (Oligocene sequence). However, correlation with the well dated stratigraphic units of the Coastal Plain provides a better resolution.

The “Arcillosa” seismic sequence used here is recognized as a specific interval between the Campeche horizon (below) and the Cordilleras Mexicanas (above). It has a thickness ranging from 1 s to 250 ms (twt) and a chaotic reflection pattern. This sequence is interpreted as being made up of ductile shales and to behave as a major decoupling or detachment horizon, thus accounting for the folding of the overlying Cordilleras Mexicanas unit.

Fig. 3 summarizes the main litho-stratigraphic divisions of the syn-tectonic sedimentary infill of the Coastal Plain, defined by borehole and outcrop studies. Fig. 3 also suggests lateral correlations with the well-known sequences of the DBGM (Chart 1). Correlations were made by using the pattern of the seismic reflection surfaces and character of seismic sequences on the intervening seismic sections AA' and BB'.

3.1. Pre-rift substratum

Cores and outcrops in the frontal units and the hinterland indicate that the pre-rift substratum of the Sierra Madre is made up of igneous and metamorphic rocks ranging from the Permian to the Early Jurassic, including plutonic rocks (179 Ma), igneous batholithic rocks (187 Ma), igneous and metamorphic rocks (276–223 Ma), which are referred to as the western stocks and metamorphics (Jacobo, 1986).

3.1.1. Onshore seismic section AA (Fig. 4, section AA')

The Basement sequence displays a broadly rugose reflection configuration. Its top reflection deepens toward the east, and is overlain by a younger sequence which displays a subparallel reflection pattern. The top of the acoustic basement can be correlated with core samples from the Sabaneta and Comalteco wells, where it is made up of metamorphic igneous rocks.

This study	Watkins, 1975	Ladd et al., 1976	Shaub et al., 1984
Neogene unit	Sigsbee Cinco de Mayo	Sigsbee Cinco de Mayo	Sigsbee Cinco de Mayo
Oligocene unit MCM Middle Cordilleras Mexicanas	Cordilleras Mexicanas		Upper Cordilleras Mexicanas
Eocene unit LCM Arcillosa			LCM Lower Cordilleras Mexicanas
Paleocene unit Campeche	Campeche	Campeche	Campeche
Challenger	Challenger	Challenger	Challenger
acoustic Basement	Basement	Viejo	acoustic Basement

Chart 1. Major seismic sequence boundaries of the DBGM used in the literature and tectono-stratigraphic units discussed in this study.

Reflection surface	Intensity strength	Reflection continuity	Amplitude
Oligocene Middle Cordilleras Mexicanas	medium	discontinuous	weak
Eocene Lower Cordilleras Mexicanas	medium	discontinuous	weak
Paleocene Campeche	medium	continuous	good
Middle Cretaceous	strong	continuous	high
Jurassic	strong	continuous	high-good
Basement	weak-medium	disconti.-continuous	weak

Seismic sequence	Reflection patterns	Reflection continuity	Amplitude	Frequency	Extern form
Oligocene	oblique-subparallel mounded hummocky	discontinuous	medium		sheet drape
Eocene	oblique-subparallel chaotic	discontinuous continuous	weak	weak	wedge sheet
Paleocene	chaotic transparent				wedge
Middle Cretaceous	subparallel	continuous	good-strong	weak	sheet mounded
Jurassic	subparallel	continuous	good	weak	drape
Basement	broadly rugose hyperbolic				

Chart 2. Seismic section AA'. Top, descriptive of the bounding-summit and base-reflections; bottom, descriptive of the intervening sequence.

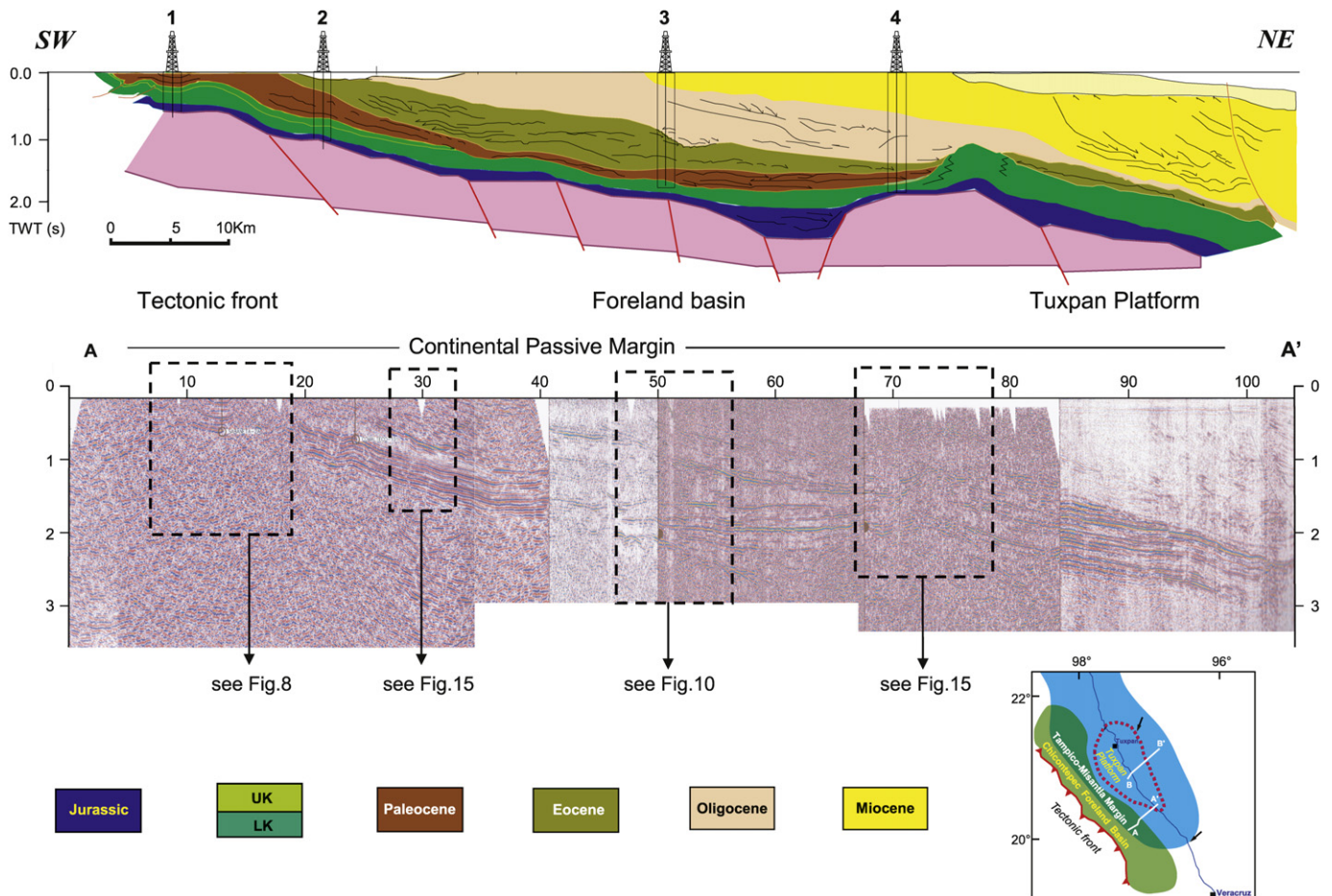


Fig. 4. Seismic reflection profile (time) and line drawing of onshore section AA' with calibration wells 1, 2, 3 and 4, (see location in Fig. 2).

Reflection surface	Intensity strenght	Reflection continuity	Amplitude
Middle Cordilleras Mexicanas	strong	continuous	medium high
Lower Cordilleras Mexicanas	strong	continuous	medium high
Campeche	medium	semi-continuous	weak
Middle Cretaceous	strong	continuous	medium
Jurassic	strong	continuous	high
Basement	weak	semi-continuous	weak

Seismic sequence	Reflection patterns	Reflection continuity	Amplitude	Frequency	Extern form
MCM	subparallel-shingle	continuous	high	low	bank-sheet
Arcillosa	wavy-hummocky broadly rugose	continuous discontinuous	medium-high	low	wedge
Campeche	subparallel contorted	continuous semicontinuous	medium-low	medium	sheet-wedge
Middle Cretaceous	subparallel	continuous	low-medium	medium	sheet
Jurassic	subparallel convergent	continuous semicontinuous	medium-high	low	drape
Basement	broadly rugose				

Chart 3. Seismic section BB'. Top, descriptive of the bounding-summit and base-reflections; bottom, descriptive of the intervening sequence.

3.1.2. Coastal Plain wells

Wells 1 and 2 reached the basement at the depths of 1786 and 1903 m, respectively. Twenty-five metres of dioritic plutonic rocks were penetrated in well 1, and 2.5 m of metamorphic schists were drilled at TD in well 2.

3.1.3. Offshore seismic section BB (Figs. 5 and 6, section BB')

The acoustic Basement sequence is the oldest unit. It displays a rugose to subparallel reflection configuration with diffractions in the form of hyperbolas.

The basement surface is overlain by well stratified down-lapping horizons between shot points 2800 and 3300 (or at 50 km).

Although not calibrated by wells, this basement could be made up either of (1) metamorphic and intrusive igneous rocks of Permian-Triassic age, coeval to the Chiapas batholith (Carfantan, 1981; Ruiz, 1988), (2) Jurassic synrift submarine lavas (Tuzo, 1969, 1972; Ménard, 1967; Bullard and Feden, 1970), or (3) younger syndrift submarine basalts (Pindell, 1985).

3.2. Syn-rift and post-rift (Mesozoic)

Syn-rift sediments are dominantly made up of Lower to Middle Jurassic red alluvial fluvial deposits, i.e., the so-called Rosario and Cahuadas formations.

Subsequently, the post-rift carbonate platform developed during the Late Jurassic and the Middle Cretaceous in the west (at the current location of the Sierra Madre Oriental) and in the central part of the study area (in the Golden Lane/Faja de Oro area), with an intervening basin domain in between, i.e., the Tampico-Misantla Basin. This eastern platform domain (i.e., the Tuxpan Platform or Faja de Oro) is bordered to the east by the distal portions of the continental margin, grading into the oceanic domain of the Gulf of Mexico.

During the post-rift thermal subsidence of the passive margin, i.e. in Late Jurassic–Lower Cretaceous times, carbonates were deposited across the entire transect, with external platform and basinal facies developing away from former horsts, whereas reef and subreef facies were strictly localized above former horsts (as in the Golden Lane).

3.2.1. Onshore seismic section AA'

The syn- and post-rift series of the former passive margin are comprised between the deeper seismic horizon referred to as the acoustic Basement, and the Middle Cretaceous horizon, which is

well calibrated in the wells 1 and 2 (Charts 1 and 2). These sequences display a subparallel reflection configuration with wide amplitude and strong reflection intensity (Fig. 4).

3.2.1.1. Jurassic seismic sequence. The Jurassic series rest unconformably on top of the basement. The top of the Jurassic sequence is made up of subparallel reflectors with a continuous reflection surface, whereas its base is dissected by normal faults, thus delineating grabens with divergent (wedge forms), mounded and chaotic geometries. The Jurassic reflectors have onlap terminations over the underlying basement surface.

3.2.1.2. Lower Cretaceous seismic sequence. The base of the Cretaceous sequence rests conformably on top of the Jurassic sequence in the west and central part of the section as well as on the Tuxpan Platform (TxP). Its top is a reflection surface referred to as the Middle Cretaceous according to wells.

In the western part of section AA', this seismic sequence has a chaotic reflection configuration, due to tectonic deformation near the Cordilleran thrust front. Towards the east, it is continuous until the western border of TxP, where the reflection configuration displays a local mound and becomes again flat over the platform (TxP).

3.2.2. Coastal Plain wells

3.2.2.1. Jurassic seismic sequence. Wells 1, 2 and 3 penetrate Kimmeridgian–Tithonian carbonates, coeval with the San Andrés, Taman and Pimienta formations which outcrop in the fold and thrust belt of the Sierra Madre Oriental (SMO). The Jurassic in these wells amounts to 335, 224 and 311 m in thickness, respectively.

It is notable that well 4 cuts 26 m of syn-rift red beds beneath the marine carbonate deposits.

3.2.2.2. Cretaceous seismic sequence. Wells 1 and 2 also penetrate Middle Cretaceous carbonates, whereas lateral facies change from external platform to pre-reef facies is evidenced in Cretaceous carbonates found in the well 4. In the field, these series correspond to the Tamaulipas Superior and Tamabra formations, respectively.

3.2.3. Offshore seismic section BB'

3.2.3.1. Jurassic seismic sequence. The Jurassic sequence overlies the acoustic Basement sequence. Its top is defined as a strongly

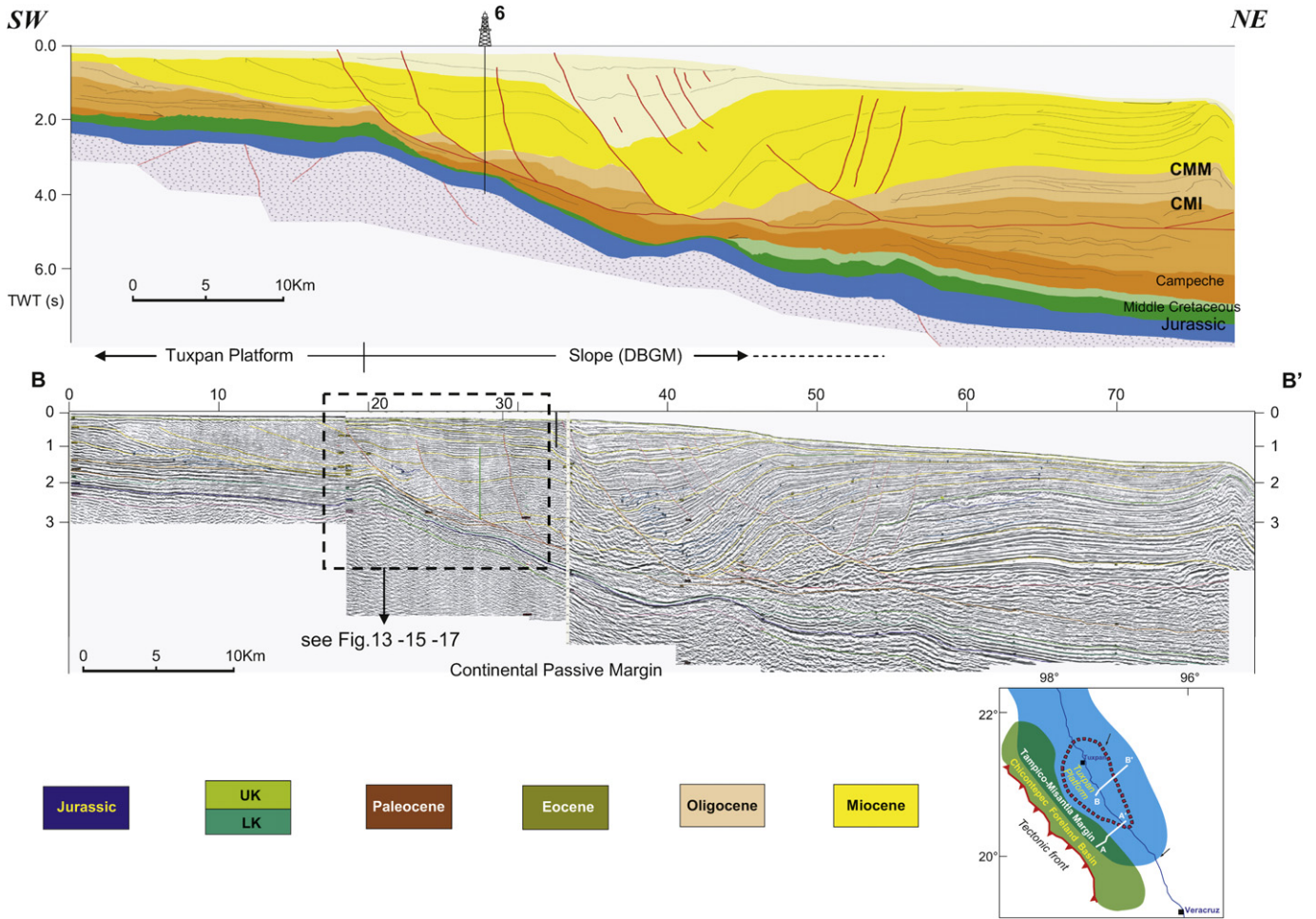


Fig. 5. Seismic reflection profile (time) and line drawing of offshore section BB' with calibration well 6 (see location in Fig. 2).

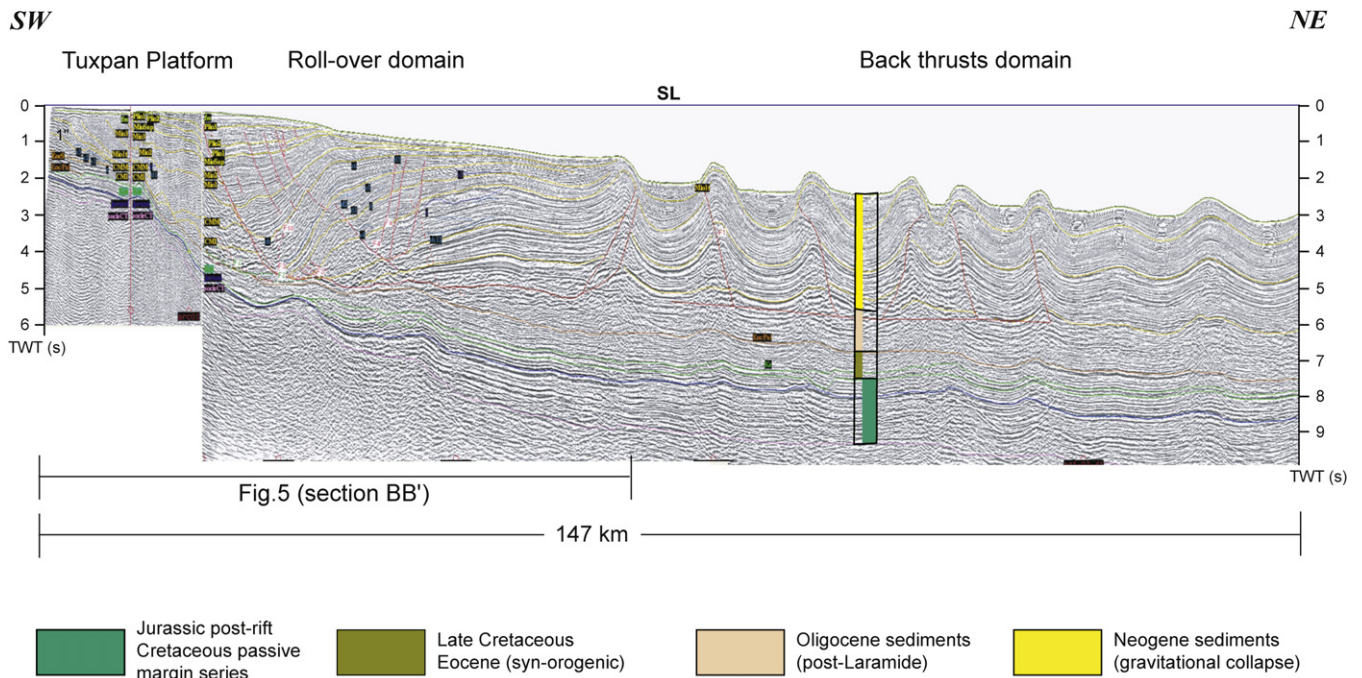


Fig. 6. Seismic reflection section BB' (time) from shore line to DBGM. The green refers to the syn-rift and post-rift sequences; brown relates to the syn-orogenic sequence; orange and yellow relate to the post-orogenic sequence.

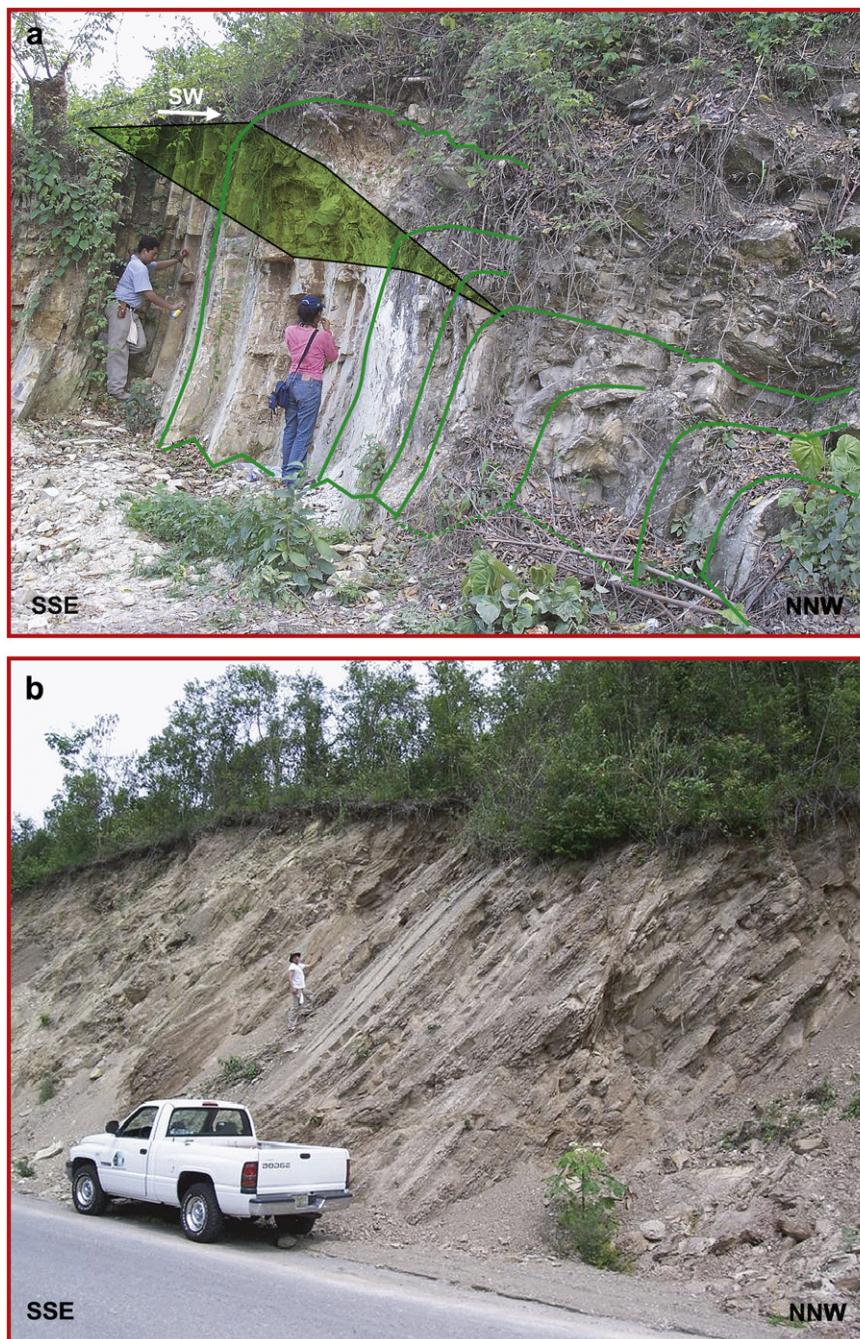


Fig. 7. (a) Surface exposure ($20^{\circ}10'58''$ N and $97^{\circ}34'53''$ W) of the Late Cretaceous Agua Nueva Formation (deep water flexural sequence). The beds are dipping $S54^{\circ}W/38^{\circ}$. (b) Surface exposure ($24^{\circ}14'02''$ N and $97^{\circ}41'10''$ W) of the Early Paleocene Velasco Basal Formation. The shale beds are dipping $S52^{\circ}W/48^{\circ}$.

reflecting horizon of wide extent (see Chart 3), with a half cycle of wave of 125 ms (wide), and of very good continuity and reflection intensity. West of TxP, the Jurassic reflection surface covers the grabens evidenced in the basement, with an overall draping pattern. This sequence displays a dominantly subparallel reflection configuration, with onlap onto the basement as observed at 15 and 50 km. According to Garrison (1973), the coeval reflector that limits the top of the Challenger unit over the entire DBGM is a strong reflector (strong reflection intensity and width).

The Jurassic (Challenger) marker is located at 9–9.5 s twt from the base of the slope towards the abyssal plain, and becomes shallower beneath the slope (ranging from 7 s twt at the base of the slope to 4 s twt near the shore line).

3.2.3.2. Cretaceous seismic sequence. The Early Cretaceous sequence lies between the Middle Cretaceous reflection surface and the Jurassic marker. It overlays the Jurassic sequence in apparent conformity, and displays also a subparallel reflection configuration with good intensity and continuity.

Over the TxP, the Cretaceous sequence presents a subparallel reflection configuration, with an abrupt top. It is locally down-lapped by Late Cretaceous syn-orogenic series (i.e., at 8 km).

Toward the eastern platform margin of the TxP, the Cretaceous interval presents a mounded reflection configuration, with onlap of younger units. It becomes difficult to trace beneath the slope where it has been considerably thinned, either by erosion or by tectonic denudation (between 20 and 45 km).

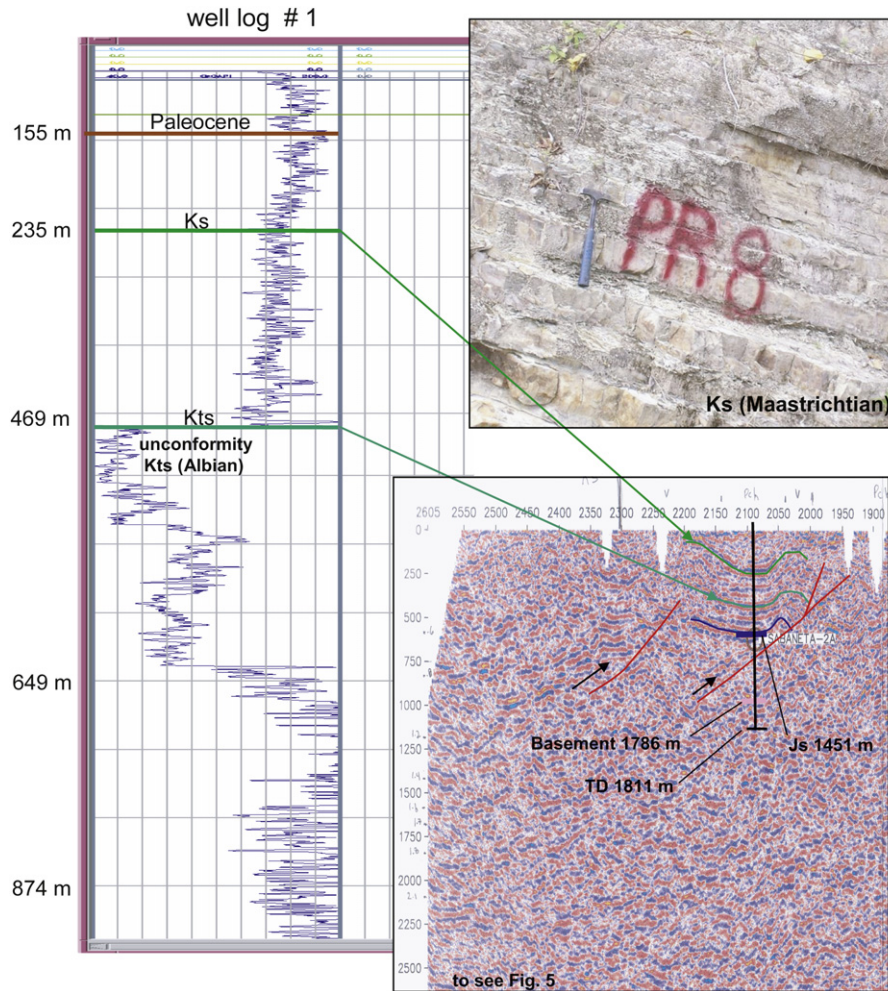


Fig. 8. Log (Gr) across the Albian-Maastrichtian series of well 1, and coeval interval imaged on the seismic section. The same units have also been studied during field work in adjacent foothills (see location of the well in Fig. 2).

The Triton well is the last well that penetrates the Jurassic and Middle Cretaceous seismic horizons, reaching the Cretaceous carbonates (Tamabra Formation) at 5.200 m and the Jurassic at 5.400 m.

3.3. Syn-orogenic (Laramide) depositional system (Late Cretaceous–Paleocene)

3.3.1. Cordilleran Orogen

During the Late Cretaceous, compressional tectonics developed in Mexico as a result of the convergence between the Farallon (Pacific) plate, which was moving north-eastward, and the North American plate, which was moving northwestwards. This differential motion resulted also in the development of subduction-island arc complexes along the western margin of Mexico (Pindell and Dewey, 1982; Pindell, 1993; Pindell and Kennan, 2001).

During the latest Cretaceous and Early Tertiary, the Farallon plate continued to move north-eastward, being partly consumed along the subduction zone.

This convergence between the two plates resulted in the deformation of the former passive margin of the Gulf of Mexico, during the so-called Cordilleran (Laramide) Orogeny (Coney, 1976; Aguayo and Marin, 1987; Ortega-Gutierrez et al., 1990). The Mesozoic sedimentary layers were progressively accreted and uplifted in the tectonic prism of the Sierra Madre Oriental during Late Cretaceous to Early Eocene times, forming in a fold and thrust belt accompanied by syn-tectonic sedimentation, the latter sediments

infilling the foreland flexural basin developing east of the thrust front.

3.3.2. Syn-orogenic units

3.3.2.1. Onshore seismic section AA' (Fig. 4)

3.3.2.1.1. *Late Cretaceous sequence.* The base of the foreland basin sequence is a Late Cretaceous reflection surface, which presents downlap terminations and forms a clastic sedimentary wedge deposited over Middle Cretaceous carbonates (Fig. 3). This Late Cretaceous sequence is chaotic toward the west due to its involvement in the deformation near the Laramide tectonic front. Towards the east, the Late Cretaceous reflection configuration is chaotic and mounded (i.e., at 40 km), (see Figs. 4 and 12).

3.3.2.1.2. *Paleocene seismic sequence.* The Paleocene seismic sequence overlies the Cretaceous sequence in apparent conformity. Its top is made up of a Paleocene reflection surface. As for the Late Cretaceous, the Paleocene sequence displays downlap terminations over the Middle Cretaceous reflection surface (i.e., in well 4, 43 km). This sequence extends from 1.3 to 1.6 s twt, from the west to the east.

The Paleocene seismic sequence is characterized by the occurrence of lenses with moderate reflection and sub-horizontal patterns. In DBGM, it corresponds to the upper part of the Campeche seismic sequence and its top reflection surface (see Figs. 4 and 13).

3.3.2.1.3. *Eocene seismic sequence.* This unit overlies the Paleocene seismic sequence. Its top reflects the Eocene surface and



Fig. 9. (a) Surface exposures ($20^{\circ}13'55''$ N and $97^{\circ}31'32''$ W) of the Paleocene deep water Lower Chicontepec Formation. The sandstone beds are dipping $N50^{\circ}W/40^{\circ}$. (b) Surface exposures ($20^{\circ}11'51''$ N and $97^{\circ}42'24''$ W) of the Paleocene deep water turbidite of the Lower Chicontepec Formation. The sandstone, sand and shale beds are dipping $N10^{\circ}W/19^{\circ}$.

displays toplap terminations beneath the Plio-Quaternary deposits. In the DBGM, its top corresponds to the base of the Cordilleras Mexicanas (LCM).

The seismic pattern of the Eocene sequence presents wavy and chaotic reflections with downlap terminations over the underlying Paleocene and Cretaceous seismic surfaces. Towards well 3, its top becomes abrupt (due to erosion), and terminates in downlap over the mounded surface of the Cretaceous sequence (TxP western margin).

The Eocene sequence overlies unconformably the Cretaceous sequence of the TxP, with a subparallel and wavy reflection pattern.

The Eocene seismic sequence constitutes a sedimentary wedge, thinning toward the east (Tuxpan Platform). The reflecting surface that defines the Eocene is smooth and locally broken, with average to weak amplitude. Internally, it displays a mounted pattern of reflections, these internal forms being characterized by moderate to weak amplitude with good continuity. This seismic unit extends from 0.5 to 1.5 s twt.

3.3.2.2. Coastal Plain and wells

3.3.2.2.1. *Late Cretaceous to Paleocene seismic sequence.* The Late Cretaceous and Tertiary siliciclastic sedimentary infill of the

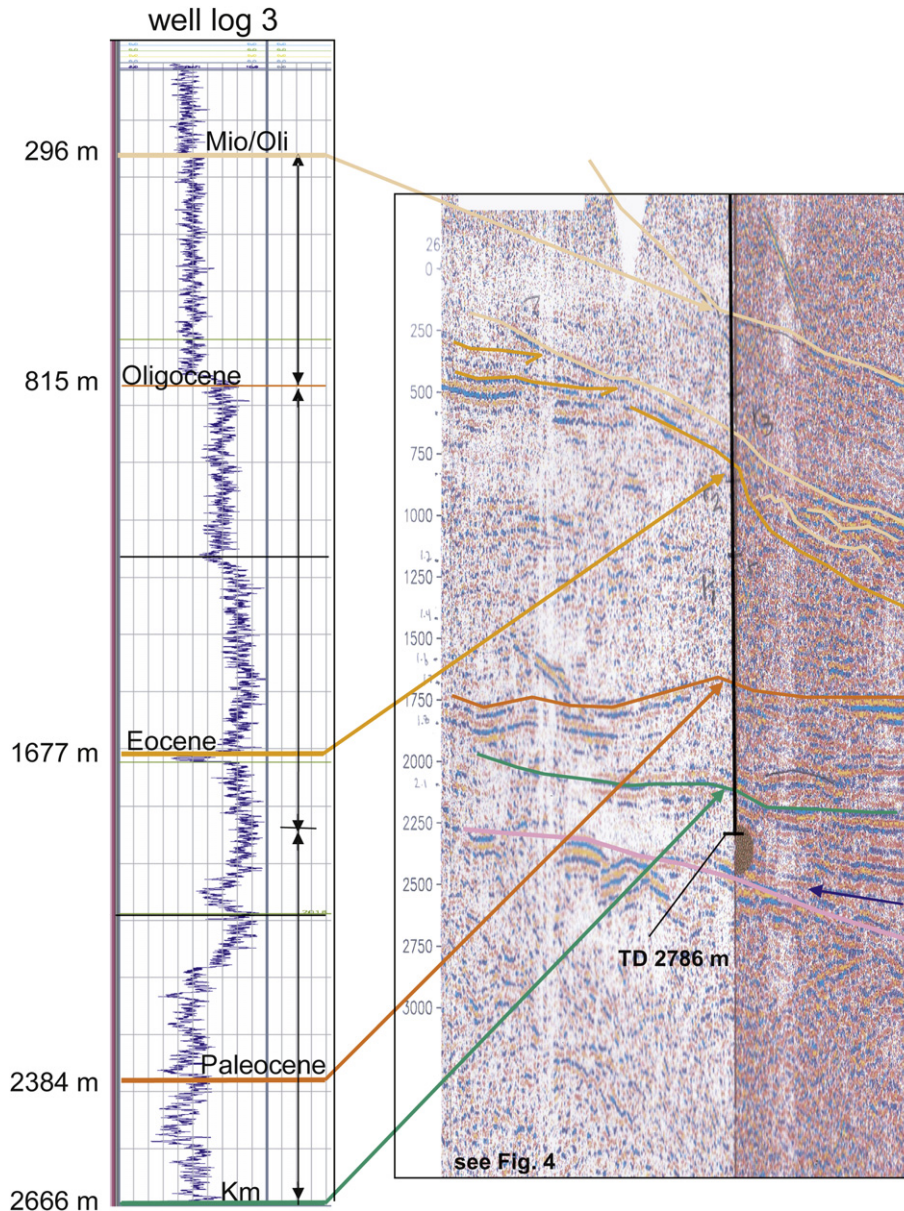


Fig. 10. Log (Gr) across the Upper Cretaceous to Neogene series of well 3 and coeval interval imaged on the seismic section (see location of the well in Fig. 2). See also well log 3 used for seismic section calibration.

flexural basin is underlain by a Mesozoic substratum made up of Middle Cretaceous carbonates.

The Late Cretaceous syn-tectonic sediments record an abrupt change from carbonate to siliciclastic sedimentation, the first siliciclastic deposits being evidenced in the Agua Nueva, San Felipe and Mendez formations (Fig. 7). The top of Late Cretaceous series onlaps the Middle Cretaceous, the onlap being well documented between wells 2 and 3, at about 1 s twt.

The Paleocene sediments constitute a sedimentary wedge which is well imaged on seismic profiles and progressively thins from the Sierra Madre Oriental in the west towards the Tuxpan Platform in the east. Due to post-depositional tilting, reflectors display apparent downlaps towards the east (Tuxpan Platform), where they directly overlie Cretaceous sediments (Fig. 4). The calibration and correlation of the seismic profiles was tied to wells 1, 2 and 3 that have cut these formations (Fig. 10).

The Paleocene Velazco Basal Formation (Pvb) overlies the Late Cretaceous sequence. It is made up of shale and marl, grey to

greenish-azure in colour (Fig. 7). This unit is 80–60 m thick, with massive strata. The fossils in the Velazco Basal Formation indicate an Early Paleocene (Danian) age and a bathyal environment. The base of the Velazco Basal Formation is transitional with the underlying Mendez Formation (Upper Cretaceous) (Espinoza, 1992). Well 1 displays also a transitional boundary at the top, grading into the Paleocene Lower Chicontepec Formation. The seismic profiles have been tied to wells 1 and 2 that penetrate these formations. In wells 3, 4 and 6, there is an unconformity between the Paleocene and Middle Cretaceous surfaces (Figs. 4 and 8).

The overlying Paleocene Lower Chicontepec Formation (Pchi) is made up of sandstone and calcareous shale interbeds with thin laminated strata. The sandstone is fine-grained and well sorted. Both types of sediments are grey-greenish in colour. The shale displays many burrows whereas the sandstone displays ripple marks, flute casts and graded bedding. The shale beds are <1 to 15 cm thick whereas sandstone beds are 1–25 cm thick. These beds

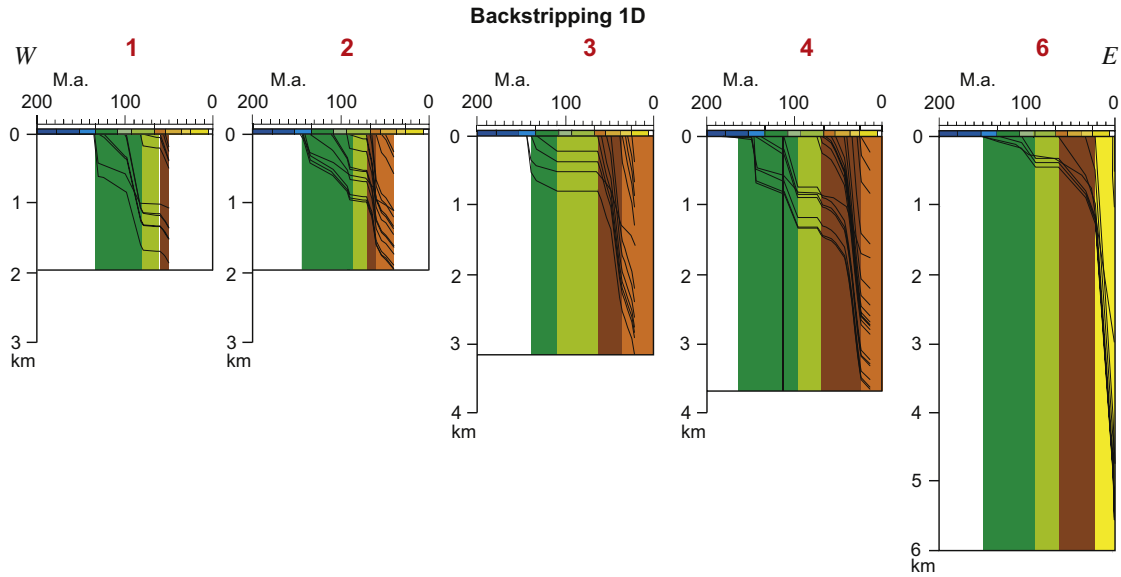


Fig. 11. Subsidence curves of the studied wells. The black curves relate to the decompacted (backstripped) litho-stratigraphic units and the red curves refer to the tectonic subsidence.

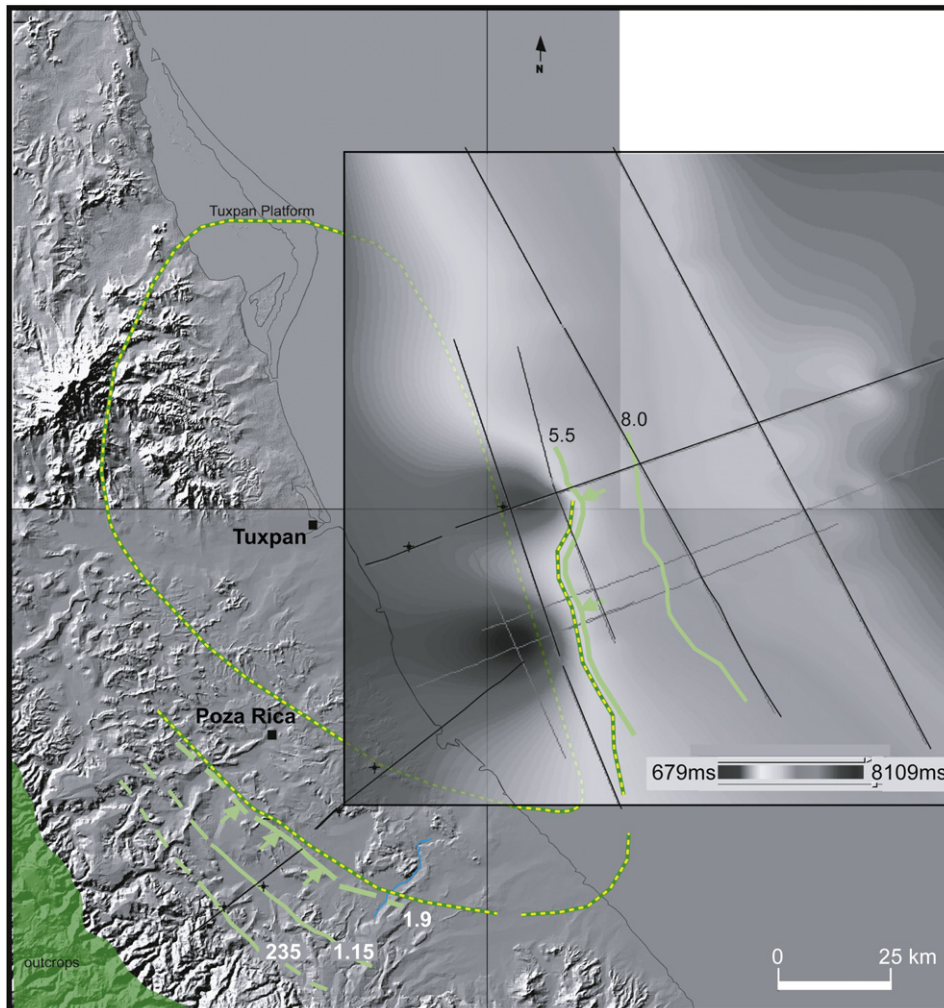


Fig. 12. Structure and depth converted map at the top Late Cretaceous sequence with onlaps over TxP (arrows). The numbers (0.235, 1.15, 1.9, etc.) are the depth in kilometers.

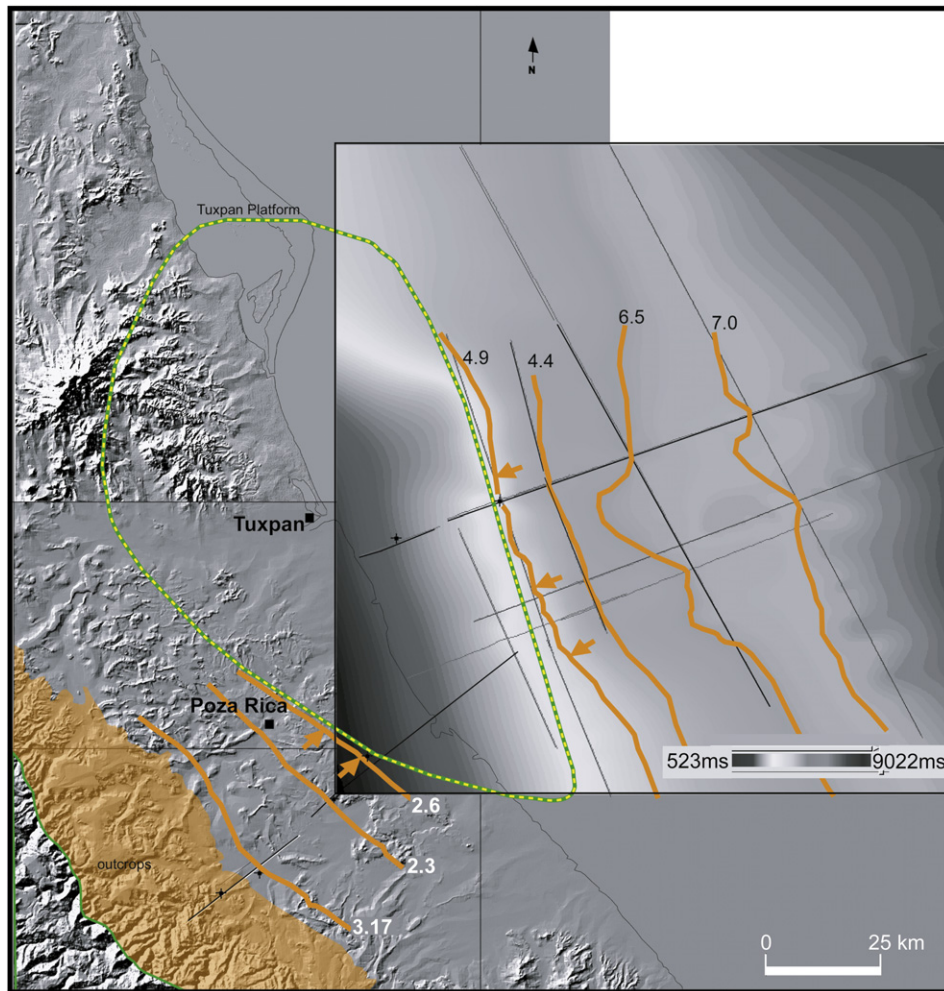


Fig. 13. Depth converted map at the top Paleocene–Campeche sequence with onlap over TxP (arrows). The numbers (0.317, 2.3, 2.6, etc.) are the depth in kilometers.

are locally involved in slumps (Fig. 9a and b). The Lower Chicontepec Formation reaches a thickness of 150–550 m, becoming thicker toward the west. The planktonic fossils give a Late Paleocene age. In the outcrops of the Cordilleran foothills and in wells 2 and 4, the top and bottom contacts of the Lower Chicontepec Formation are transitional with the Middle Chicontepec and Mendez formations, respectively.

The Middle Chicontepec Formation (Pchm) is Late Paleocene to Early Eocene in age and contains fossils (planktonic and benthonic) which indicate upper bathyal and neritic paleo-environments. The base of the Middle Chicontepec Formation is transitional with the Lower Chicontepec Formation. Its top is characterized by an unconformity with Eocene sediments. The Middle Chicontepec Formation is made up of sandstone, shale and sandy shale interbeds of grey colour and with brown yellowish colour. The sandstone is medium-grained and sometimes conglomeratic (pebble). Shale beds are 8–15 cm thick whereas the sandstones are 15 cm, up to 80 cm thick. This formation also displays flute casts and cross bed laminae, as well as conglomerate beds, which are up to 40 cm thick. Pebbles (\varnothing , 5 to >20 cm) are made up of quartz sandstones, limestone, with a gravel-sand matrix. Toward the top of the Middle Chicontepec Formation, a Lower Eocene conglomerate series is referred to as “wildflysch”. The thickness of the Middle Chicontepec Formation reaches 228 m in well 2, compared to only 38 m in well 4. At outcrops, it is 500 m thick, but its thickness decreases toward the east (Espinoza, 1992).

3.3.2.2. *Eocene sequence.* The Upper Chicontepec Formation (Pchs) is made up of Early Eocene sandstone and shale interbeds. It is made up of reworked sediments, indicating erosion and re-deposition. These reworked sediments lie on an erosional surface, accounting for the action of submarine currents (Bush and Govela, 1978). The base of Pchs rests unconformably on top of the Middle Chicontepec Formation, whereas its top conformably grades up to the overlying Guayabal Formation. Wells 2, 3 and 4 have cut 292 m, 1814 and 474 m of Eocene sediments, respectively.

3.3.2.3. Offshore seismic section BB' (Fig. 5)

3.3.2.3.1. *Campeche seismic sequence.* The base of the Campeche sequence is the “Late Cretaceous” reflection surface (horizon), except in the vicinity of the TxP, where it is the Middle Cretaceous horizon. The top of the Campeche seismic sequence is the Campeche reflection surface (see Chart 3). The Campeche sequence is concordant with the overlying sequence, with subparallel reflectors. However, its base is outlined by an impedance contrast with the Middle Cretaceous series, and a coeval change seismic facies accounting for a major lithologic variation. This seismic sequence onlaps onto the underlying Lower Cretaceous seismic sequence in the vicinity of the TxP and slope.

The Campeche sequence has a configuration of subparallel reflections with average intensity and good reflection continuity at the base. In the slope area, it has a chaotic reflection configuration

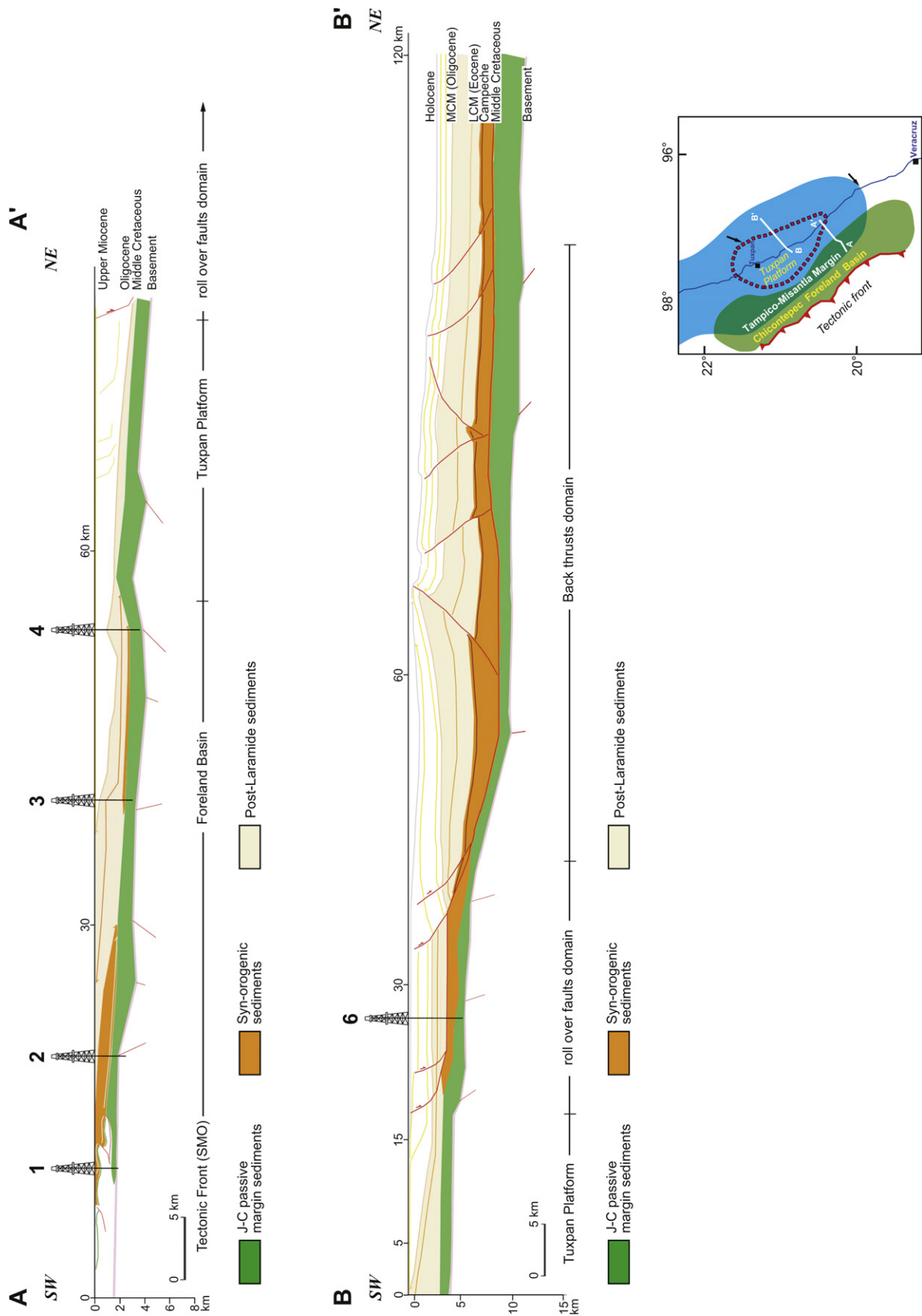


Fig. 14. Depth converted cross section across the Laramide foreland basin, from the Sierra Madre Oriental thrust front in the west, up to the Deep Basin of the Gulf of Mexico in the east, evidencing the overall architecture of the siliciclastic sedimentary infill and pattern of gravitational fault-system (please notice the listric growth faults in the vicinity of well 6, and roll-over and compressional features which develop farther east).

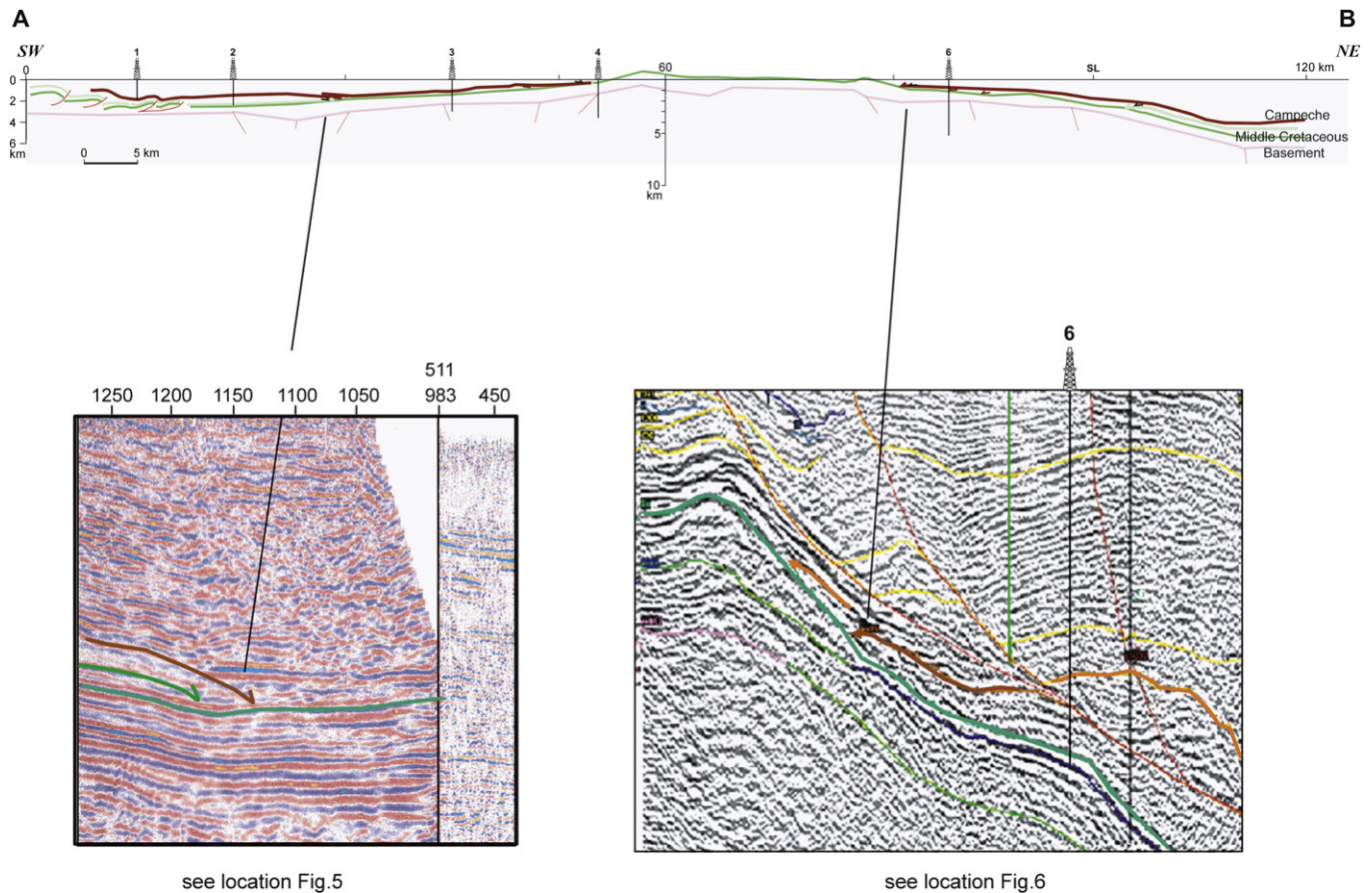


Fig. 15. Geological section outlining the Late Cretaceous and Paleocene syn-tectonic sedimentary infill. The flexural sequence (brown arrow), was induced by the tectonic load of the Sierra Madre Oriental, and is made up of the Cretaceous to Paleocene syn-tectonic sediments (kan, Ksf, Km; Pvb, Pch units). The flexural subsidence rate was larger than the sedimentation rate ($f_s > s_r$). East of the tectonic load (SMO), the TxP was uplifted and mostly emerged during this period, with paleokarst development, and lateral onlaps.

that changes again to subparallel reflections towards the east. The upper half of this seismic sequence displays mound geometries. This unit extends from 8 to 9 s twt in the east up to 4–5.5 s twt in the west.

The stratigraphic age and lithologies of the Campeche sequence still remain uncertain. Assuming continuous sedimentation in the deep offshore, the Campeche sequence should record the entire Late Cretaceous and Paleocene stages. However, a sedimentary hiatus could occur between the Paleocene and the Middle Cretaceous in the slope area, either due to early inversion processes and erosion, or to tectonic denudation. Feng and Buffler (1996) assign an age of 55 Ma to the top Campeche horizon, that would correspond the top of the Paleocene. Trudgill et al. (1999) date the same horizon at 58.5 Ma, which would be in the Paleocene. It is assumed to comprise dominantly shale and sandstones.

3.3.3. Post-Laramide units

3.3.3.1. Onshore seismic section AA' (Fig. 4)

3.3.3.1.1. Oligocene seismic sequence. This unit overlies the Eocene sequence. Its top is the Oligocene reflection surface with toplap terminations against the Quaternary deposits. In the offshore and DBGM, this reflection surface is overlain by Neogene series and called Middle Cordilleras Mexicanas. The reflection is of average intensity, broken and sometimes has decreasing average amplitude. In the east, this sequence onlaps the western border of TxP, where it displays a limited thickness. East of TxP, Oligocene thickens again into DBGM.

The Oligocene seismic sequence constitutes a basin scale blanket, filling the entire volume of the basin between the top of the Eocene and Quaternary deposits. It extends also over the paleo-high made up of the Tuxpan Platform. At the base, its internal forms and reflection patterns are subparallel, with downlaps towards the east. Near the top, its reflection patterns are either rugose-contorted or display mounded geometries.

This seismic sequence extends from 0.25 to 1 s twt (Fig. 4).

3.3.3.2. Coastal Plain wells. The Eocene Guayabal Formation (Eg) is made up of a sequence of calcareous and sandy shale of grey greenish colour with calcareous sandstone interbeds of brown greenish colour. The shale is laminated with massive banks. The sandstone beds are 3–15 cm thick. Gilsonite locally covers bedding or fracture planes. The Guayabal Formation is 213, 896 and 153 m thick in the wells 2, 3 and 4, respectively. Fossils from wells cutting of the Guayabal Formation indicate a Middle Eocene age and bathyal to neritic depositional environments.

Locally, this formation is transitional at its base with the Palaeocene Upper Chicontepec Formation. Elsewhere, it rests uncomfortably above the Middle Chicontepec Formation (Espinoza, 1992; and well 3). It is overlain by the unconformable Tantoyunca Formation, made up of conglomerate, sandy limestone and shale series, and by Miocene basaltic layers (Espinoza, 1992).

The Upper Eocene Tantoyunca Formation (Et) is made up of polygenetic conglomerate and coarse sandstone beds. The conglomerate is made up of fragments of limestone, chert and marl,

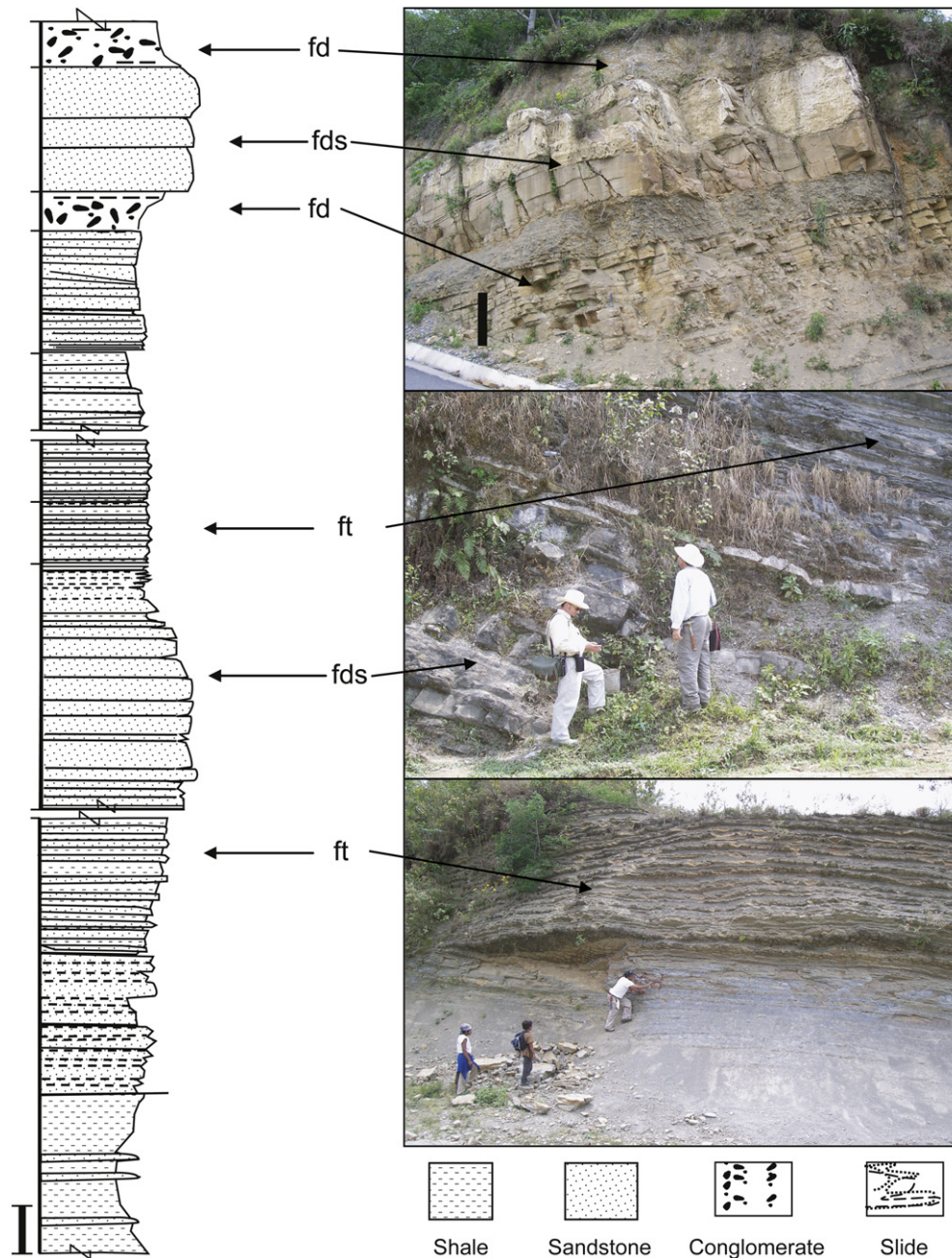


Fig. 16. (a) Lithostratigraphy and outcrop pictures of the Paleocene series of the Lower Chicontepec Formation, documenting the sedimentary facies in the reference stratigraphic section of Filomeno Mata ($20^{\circ}12'20''\text{N}$ and $97^{\circ}42'03''\text{W}$). Total measured section: 23 m; turbidites (ft), debris flow sandstone (fds) and debris flow (fd). The beds are dipping $S60^{\circ}W/45^{\circ}$ (the black bar corresponds to 1 m, see Fig. 2, Pchi Fm). (b) Lithostratigraphy and outcrop pictures of the Paleocene sediments of the Lower Chicontepec Formation, documenting the sedimentary facies in the reference stratigraphic section Agua Azul ($20^{\circ}13'55''\text{N}$ and $97^{\circ}31'332''\text{W}$). Total measured section: 16 m; debris flow facies (fd); slide facies (fs), and turbidite facies (ft). The beds are dipping $N50^{\circ}E/40^{\circ}$ (the black bar corresponds to 1 m, see Fig. 2, ocPAz).

interbedded with coarse sandstone and shale. The Tantoyunca Formation displays burrows, worm bores, sandy-clay lenses, and cross-beds. This unit contains also many benthic fossils, sometime reworked, which indicates a Late Eocene age.

The Tantoyunca Formation unconformably overlies the Guayabal Formation and is unconformably overlain by basaltic flows and the basal unconformity of the Lower Palma Real Formation. It accounts also for lateral facies changes with the Chapopote Formation, which is also Late Eocene in age.

The Upper Eocene Chapopote Formation (ECh) is made up of a sequence of calcareous shale, sandy shale of grey greenish colour. Conglomeratic sandstones are sometimes present.

In well 3 this unit is dated as Late Eocene in age. The bottom and top of the Chapopote Formation are conformable with the Guayabal and Lower Palma Real formations, respectively.

In seismic sections, the Eocene series display subparallel to hummocky reflections, thinning towards the Tuxpan Platform. Due to post-depositional tilting, it also displays reflection surfaces with apparent downlaps towards the Tuxpan Platform.

The Lower Palma Real (Pri) and Upper Palma Real formations (Prs) are made up of shale and sand interbeds with grey greenish colour, and local conglomerates. Toward the top, they contain medium-thick reef Oligocene interbeds, from 450 up to 1300 m thick.

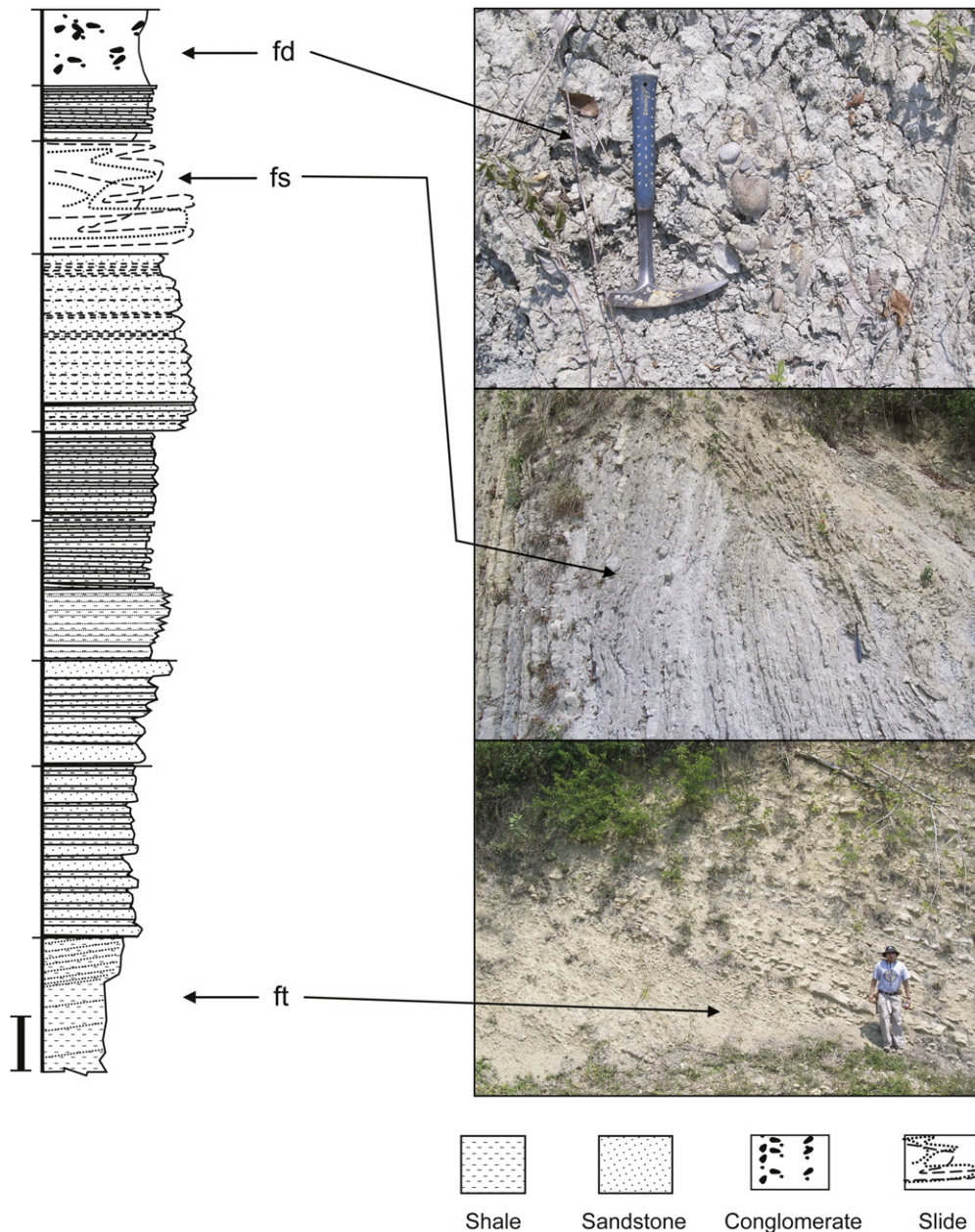


Fig. 16. Continued

Wells 3 and 4 indicate that the Lower and Upper Palma Real formations are Early Oligocene and Late Oligocene in age, respectively. Their sediments are bathyal to neritic (indicative of shallow water paleo-environments). The Lower Palma Real Formation overlies conformably the Tantoyunca and Chapopote formations. The Upper Palma Real Formation underlies conformably the Coatzintla Formation. There is no unconformity between the Lower and Upper Palma Real formations.

3.3.3.3. Offshore seismic section BB' (Fig. 5)

3.3.3.3.1. *The "Arcillosa" seismic sequence.* The Arcillosa seismic sequence is defined here as the unit overlying the Campeche seismic sequence. The base of the sequence is the Campeche reflector, which has a "rippled" geometry. Characteristic imbricates truncate against the Campeche reflector, making it a discontinuity. The top of the Arcillosa sequence is made up of the reflecting surface LCM (Lower Cordilleras Mexicanas), which

displays an impedance contrast. This Arcillosa seismic sequence presents two reflection configurations; the lower presents an imbricate wavy pattern and mounds, whereas in the upper, reflections are subparallel and of higher frequency that in the lower (Fig. 5). In both configurations, chaotic and transparent intervals occur.

Near the slope of the Tuxpan Platform, the Arcillosa sequence displays apparent onlap terminations over a border fault which cuts through this sequence. Above the TxP itself, the configuration of Arcillosa reflections is wavy and mounded with wedge geometry. Towards the east, its reflection configuration changes to chaotic-mounded, with onlap terminations. On both sides of TxP, and especially towards the abyssal plain, the Arcillosa reflections become subparallel. This seismic sequence extends from 5 to 6 s twt.

The lithology and age of the Arcillosa sequence are unknown in the DBCM. However, well 6 (western margin of TxP) has cut Paleocene and Eocene sediments at 280 m. Because the "Arcillosa"

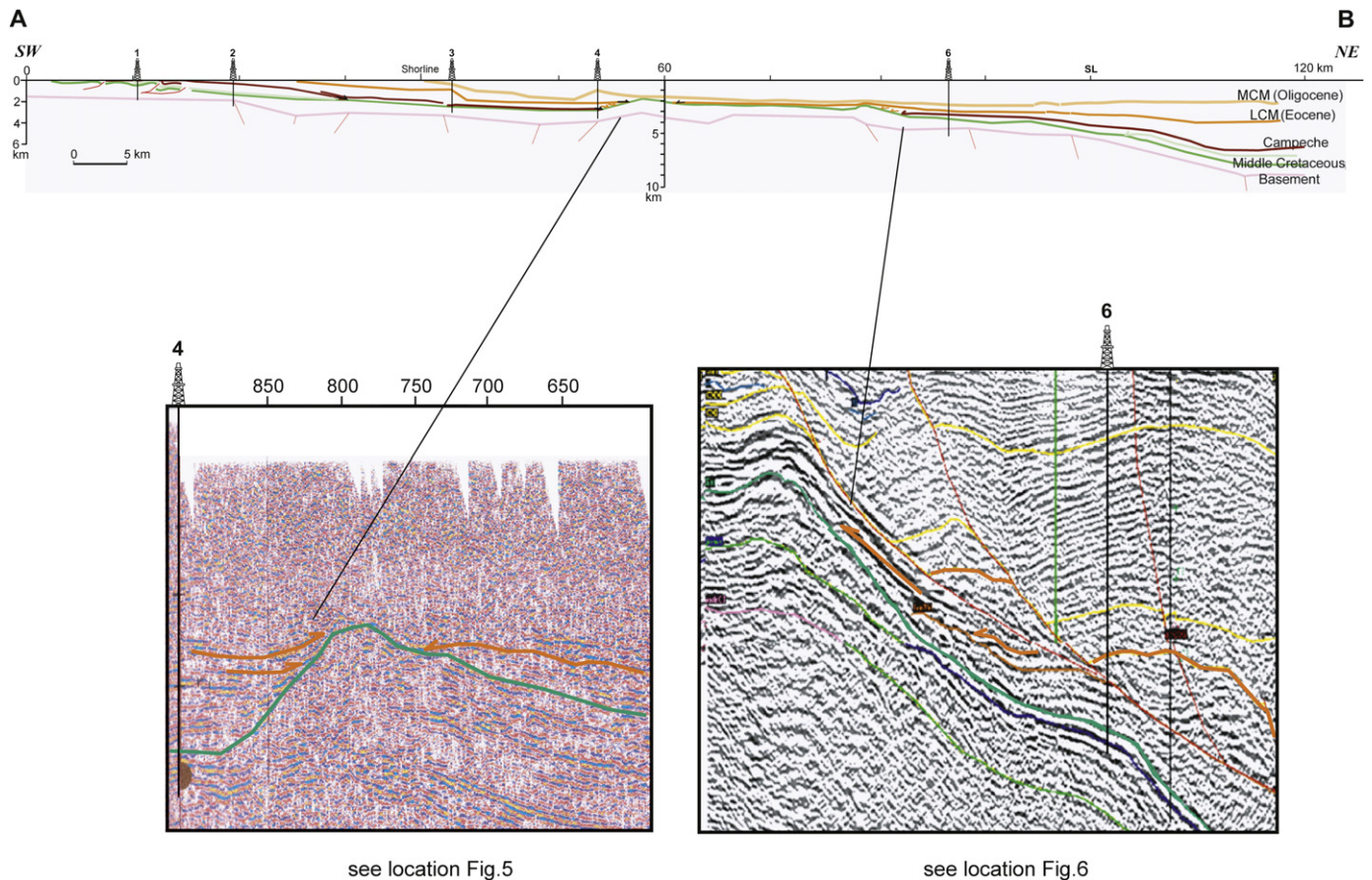


Fig. 17. Geological section in the Early Eocene and Oligocene post-tectonic sedimentary infill. The flexural subsidence speed was decreasing, whereas the sedimentation speed became faster than the subsidence ($f_s < s_s$), with progressive onlaps over TxP margin, which became draped by Oligocene sediments.

seismic sequence lies between the Campeche unit and the Cordilleras Mexicanas, this sequence is assumed to be Paleocene to Eocene in age.

According to the characteristics of its seismic reflection and overall configuration pattern, it is probably made up of sands and clays. The best data for this stratigraphic level comes from the DSDP site 538A and EXXON well 3, both of which indicate evidence of clay, silts and calcareous muds (Buffler et al., 1984; Halley et al., 1984).

3.3.3.3.2. Middle Cordilleras Mexicanas seismic sequence. This unit overlies the Arcillosa seismic sequence. Its top is the reflection surface of the Middle Cordilleras Mexicanas. It constitutes the Oligocene seismic sequence in the TxP (eastern side), with apparent onlap termination on the main regional listric fault. This sequence is characterized by cliniform progradation and oblique subparallel downlap terminations over the mounded Middle Cretaceous seismic sequence. On the slope, the geometries are chaotic with lateral changes towards the bottom slope (to the east), where the Middle Cordilleras Mexicanas sequence displays a subparallel reflection configuration and locally shingled-facies (i.e., at 60 and 70 km).

In the seismic section BB', well 6 cuts Oligocene sandstones and limestone at 300 m.

4. Analysis of subsidence curves and depth conversion

The seismic horizons in the two regional sections AA' and BB' have been converted from time to depth, in order to address 2D structural modeling (unfolding and restoration of the section to its pre-gravitational architecture, and subsequent forward kinematics modeling).

In contrast, the study of the subsidence curves (geohistory) was made only in 1D, using the stratigraphic columns of wells 1, 2, 3, 4 and 6 which are located on seismic sections AA' and BB'.

The burial (total subsidence) curves show two periods of increased subsidence rates: one in the Jurassic and the other one during the Paleocene. Between these two periods, the curves have a more constant slope.

The acceleration of tectonic subsidence curve (1D backstripping of the top basement burial) during the Paleocene (flexural subsidence resulting from the load of the Sierra Madre) is bigger than the synrift subsidence observed in the Jurassic (Fig. 11). The period of post-rift thermal subsidence (represented in green) shows an exponentially decreasing curve. From the Late Cretaceous onward, a sharp acceleration of the tectonic subsidence (in brown) occurred in the west, accounting for the onset of Cordilleran deformation. However, the flexural subsidence migrates eastward, as a result of the progressive eastward motion of the thrust front (tectonic load) applied to the foreland flexure.

The last stage of subsidence (in orange) corresponds to the decrease in subsidence rate and subsequent uplift west of the Tuxpan Platform. One can interpret this as the end of the flexural subsidence of the foreland. East of the Tuxpan Platform, this period accounts for an acceleration of the tectonic subsidence, either due to change in the thermal balance and rise of the asthenosphere, or tectonic buckling.

5. Geodynamic and tectonic controls on sedimentation

Integration of the seismic information with well log data and outcrops has provided reliable constrains on the composition and

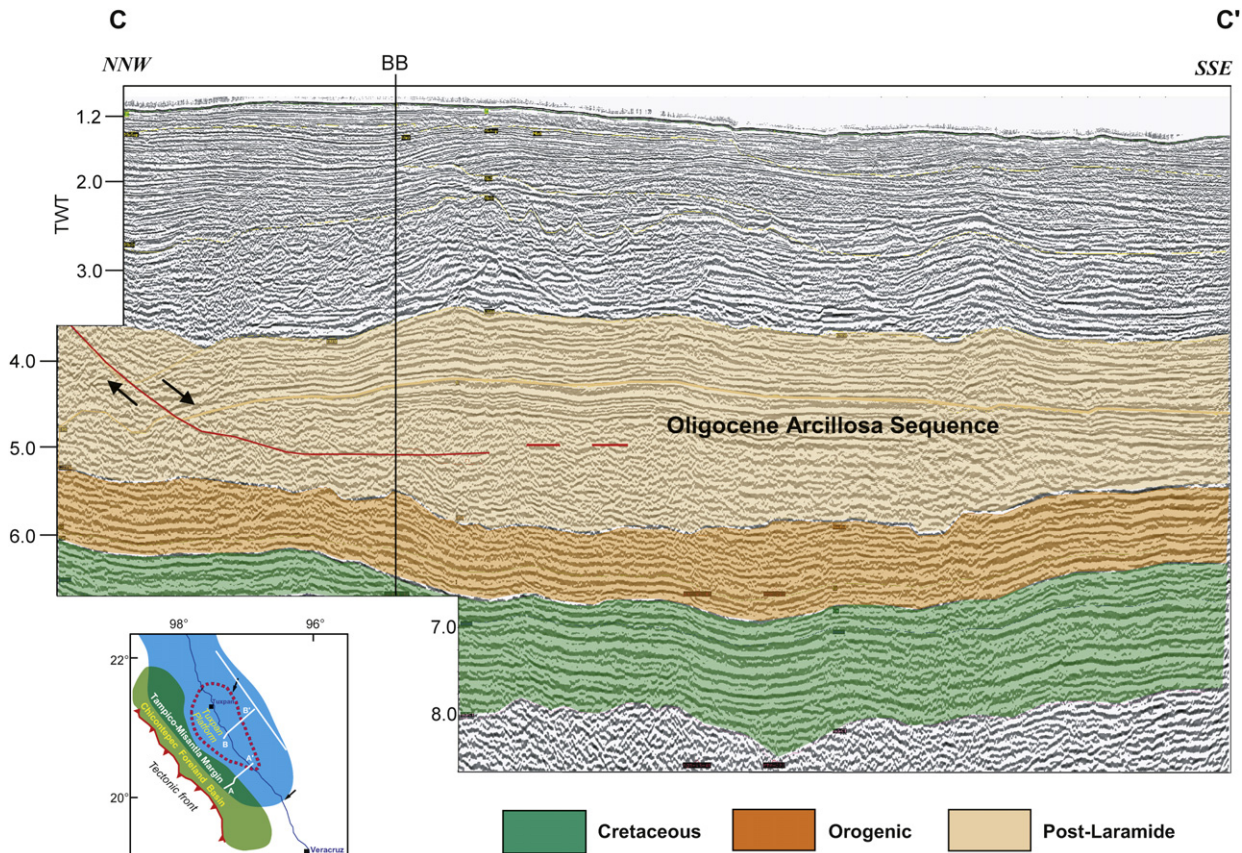


Fig. 18. Seismic section CC' (see location in Fig. 2). Green colour comprises the Jurassic syn-rift and Lower Cretaceous post-rift carbonate units of the former passive margin. Orange colour comprises the Paleocene flexural sequence of the foreland. Light orange comprises mainly post-orogenic Oligocene sediments. Top white series relate to Neogene syn-gravitational series which are in part coeval with the motion of the listric fault and roll-over developing above the post-Laramide unconformity.

age of the sedimentary deposits of the DBGM. It will now provide also the required regional geometric boundary conditions to estimate the mass balance between erosion in the foothills and sedimentation in the deep offshore from the onset of the Cordilleran Orogeny until the Neogene episodes of gravitational collapse of the western slope of the DBGM, during episodes of interference between the foreland and the passive margin. This new tectono-stratigraphic framework has also been used as input data for coupled forward kinematic and stratigraphic modeling which is described elsewhere (Alzaga-Ruiz, 2008; Alzaga-Ruiz et al., in press).

During the Mesozoic, the rifting stage of passive continental margin formation in the west of the Gulf of Mexico took place in shallow continental environments. During the thermal subsidence period, large carbonate platforms developed, including shallow zones occupied by reef formations (Tuxpan Platform).

The sedimentary deposits changed from carbonates to siliciclastic in the Late Cretaceous, this change resulting from the erosion of the orogenic zone, where Mesozoic platform sediments were progressively inverted and uplifted. Compressional tectonics induced the development of the Sierra Madre thrust-and-fold belt, the erosion of which accounting for syn-tectonic sedimentation in the adjacent foreland basin (Figs. 7 and 8). This geodynamic episode corresponds to the Laramide Orogeny that affected the entire eastern Mexico.

The post-rift subsidence of the passive margin was strongly affected by the Laramide Orogeny at the place of the flexural bulge. Large erosion may have occurred in this emerged domain before the Eocene, as attested by the occurrence of meteoric karst (Enos, 1977, 1985, 1988; Ambrose et al., 2005; Fig. 12). Ultimately, paleo-

highs in the foreland were progressively by-passed by siliciclastics during the Eocene or Oligocene, the load of Neogene sediments and increasing subsidence of the DBGM resulting in a regional gravitational collapse and Present architecture of the slope of the Gulf of Mexico.

5.1. The syn-orogenic units (Paleocene and Campeche sequences)

The seismic information and outcrops studies in the Paleocene series outline the occurrence of slump-turbidite sedimentary facies, which are the evidence of a deep water environment, which is also attested by the biostratigraphic study of the well cores. For instance, the seismic facies of the Paleocene sequence (section AA') and Campeche sequence (section BB') shows chaotic, contorted and subparallel reflection patterns (Figs. 4 and 5) that correspond to slump-turbidites. The discontinuity of some reflection surfaces can also account for erosional/gravitational "scars", due to land slides and slumps (section AA', detail in seismic).

The seismic sections display also the overall wedge shape of the Paleocene sequence with apparent downlap terminations of the Paleocene reflectors over the Middle Cretaceous carbonates (section AA'), which is consistent with the data from wells 2, 3 and 4, where the Paleocene thickness decreases eastward, from 835 m in the west to 384 m in the center, and 99 m in the east, respectively (Fig. 13). Paleocene subsidence increased a lot more toward the front of the thrust belt and less towards the Tuxpan Platform in the Paleocene (Fig. 14). However, post Eocene unflexing and uplift of the hinterland and resuming subsidence in the east resulted in a regional tilt of the basement, so that the top of Paleocene sequences is no longer horizontal but tilted toward the east. When

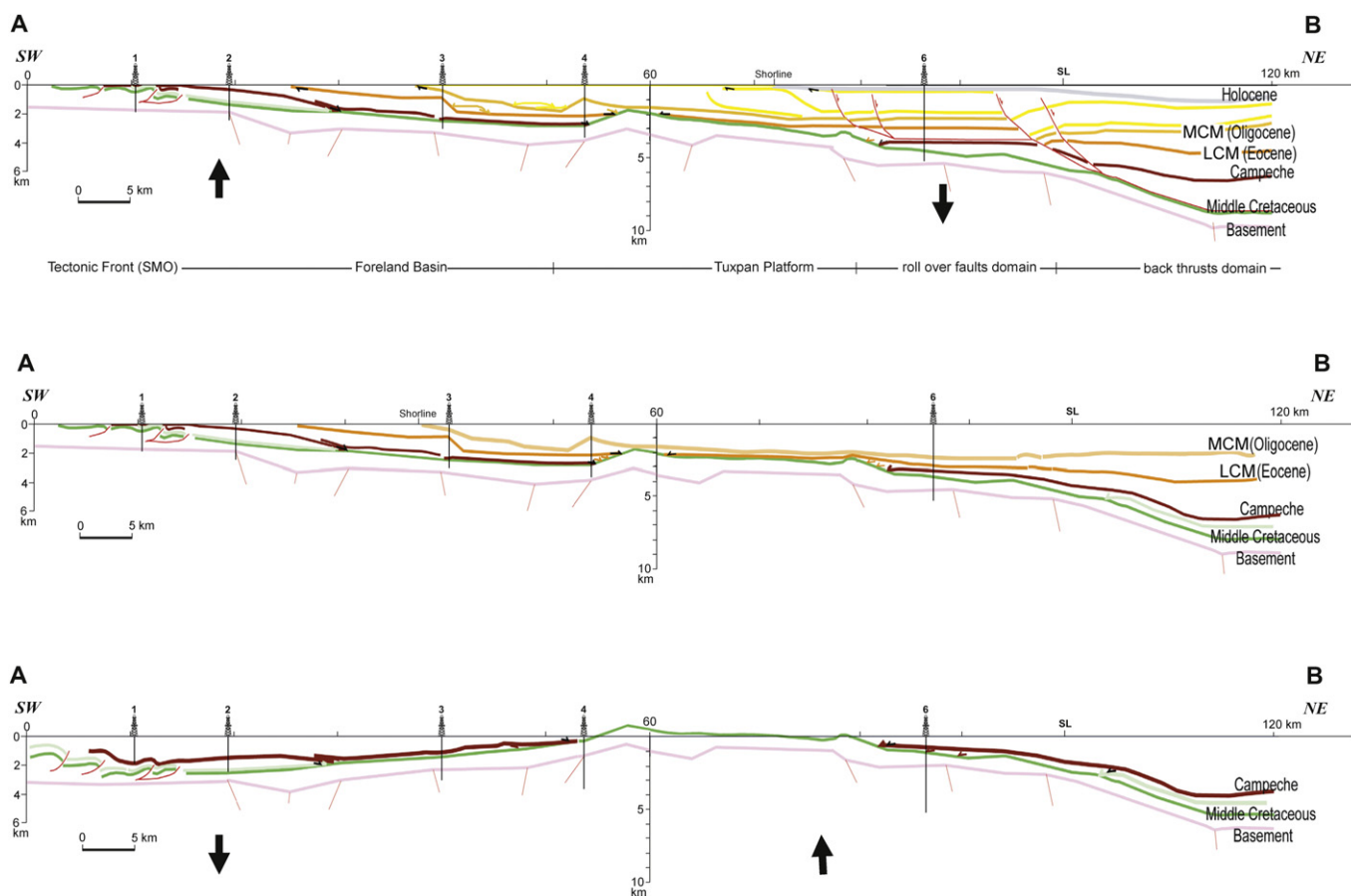


Fig. 19. Cartoon summarizing the main topographic features, vertical motion of the substratum and deformation features during the Laramide orogeny (bottom) and post-Laramide Neogene gravitational collapse of the margin (top). Laramide stage: notice the positive vertical motion of the fore-bulge which developed in the vicinity of the Golden Lane, where shallow water carbonate reefs were still deposited, synchronously with the development of the foredeep basin in the west (Chicontepec turbidites). The syn-orogenic flexural sequence (brown arrow, induced by the tectonic load of the Sierra Madre Oriental) is made up of Late Cretaceous to Paleocene sediments (kan, Ksf, Km; Pvb, Pch unites). The flexural subsidence rate was larger than the sedimentation rate ($f_s > s_r$). East of the tectonic load (SMO), the TxP was uplifted and partially emerged and eroded. Post-orogenic stage: notice the regional change in relative motion of the substratum, with assumption of thermal subsidence in the Golden Lane area and adjacent offshore, and instead, vertical uplift of the former foredeep basin and adjacent foothills. Because of this drastic change in vertical motion, the sediments are onlapping over the TxP margin, in areas where former Middle Cretaceous paleokarst occurred. During this period, the flexural subsidence was decreasing, whereas the sedimentation speed became faster than the subsidence ($f_s < s_s$), with onlaps over TxP margin. The TxP became draped with Oligocene sediments. Today, the Neogene sediments are by-passing the TxP margin, with a gravitational and roll-over system developing along its eastern border, with a huge differential subsidence between the tectonic front in the west (area of positive uplift) and the TxP (area with strong subsidence, see the black arrow).

restoring the top surface of the Paleocene sedimentary wedge to the horizontal (Fig. 15), the initial west-dipping monocline attitude of the foreland substratum can be reconstructed, accounting also for a more realistic interpretation of the Tuxpan Platform, located near the Laramide fore-bulge, at the eastern tip of the foredeep basin.

The attitude of the Paleocene sequence, with a wedge form and onlap terminations (section AA'), as well as the architecture of the Campeche sequence (section BB') with respect to the Tuxpan Platform (TxP), show that these sediments were deposited around TxP when this platform domain was emerged. Increase of subsidence is also recorded during the Late-Cretaceous/Paleocene in subsidence curves computed for the different wells studied the well's stratigraphic column, and is clearly associated with a flexural subsidence. This flexural subsidence probably interfered with the long-term, thermally-driven, passive margin subsidence (Fig. 11).

This interference of thermal and flexural subsidence created a faster subsidence rate than the sedimentation rate (accommodation \gg sedimentation rate), dragging sediments towards the deep basin. It also accounts for slope instabilities, inducing frequent gravitational sliding of sediments (land slides and slumps, but also turbidites). Such gravitational sediments are represented in the

Chicontepec Formation, with a dominant turbidite facies (ft), debris flow facies (df), slide and slump facies (fs, fsp) (Figs. 15, 16a and b).

With this accelerated flexural subsidence model in mind, it can be concluded that the sedimentary facies observed in the field, such as slides, slumps and turbidites, are fully consistent with the chaotic, contoured and subparallel pattern reflections, scars and sedimentary infill pattern observed in the seismic horizons.

5.2. Post-Laramide units (Eocene–Arcillosa and Oligocene sequences)

During the Eocene, the rate of flexural subsidence was slow, whereas the rate of sedimentation exceeded that of the subsidence (sedimentation rate \ll accommodation). The biostratigraphic study on sedimentary deposits indicates a reduction of the bathymetry, implying that the available accommodation space in the basin was reduced.

The seismic facies of the Eocene sequences (section AA') and Arcillosa sequence (section BB') show chaotic, contorted, oblique subparallel reflection patterns and wavy-hummocky-chaotic deposits of levee-channel systems. The Arcillosa sequence shows complex seismic facies such as lenses and lobule forms which are

internally chaotic. Coeval outcrops of the Oligocene formations show a very shaley lithology (Fig. 17 and 18).

The Oligocene sequence displays a progradational character between the tectonic front (SMO) in the west and the TxP in the east. The TxP itself is draped by prograding Oligocene sediments (Figs. 14, 17 and 18).

This sedimentary progradation and draping of the TxP is due to deceleration of the flexural subsidence as shown in the subsidence curves (Fig. 11), the depositional rate being faster than the flexural subsidence speed.

The sedimentary load applied to the sedimentary cover of the Tuxpan Platform and adjacent slope (Fig. 14) induced slope instabilities and a regional collapse of the Neogene sediments overlying the Tuxpan Platform. These sediments were not only redeposited toward the distal portion of the slope, but also in hangingwall basins located between the main listric faults in the west and the compressional features developing at the toe of the slope in the east.

The seismic profile perpendicular to sections BB' shows that the Arcillosa sequence presents an irregular roll-over pattern toward the top, with a chaotic and mounded seismic facies, which could correspond also to land slides and slumps (Fig. 18).

The Oligocene sequence (Middle Cordilleras Mexicanas) displays a major change in reflection pattern (subparallel with shingle seismic facies), evidencing that the sedimentary infill of the upper-slope became dominated by a levee-channel facies.

The change of subsidence rate between the basin (west) and TxP (east) accounts also for the development of deep erosional incisions which have been subsequently filled by deep water syn-orogenic turbidites (Velasco Basal and Chicontepec formations) (Fig. 19).

6. Conclusions

The Chicontepec Basin develops between the tectonic front (SMO) and the Tuxpan Platform (TxP). It constitutes a segment of the former passive margin of the Gulf of Mexico where a Paleocene–Early Eocene foreland basin developed atop the former syn- and post-rift carbonate sequences.

The supply of syn-orogenic sediments progressively filled the foreland basin (accommodation space induced by the Cordilleran flexural subsidence). This siliciclastic supply was derived from the uplift and erosion of the adjacent thrust-fold belt. The rate of flexural subsidence was faster than the sedimentation rate. In this geodynamic framework, slope instabilities occurred, and gravitational deposit such as land slides, slumps and turbidites were induced.

Land slides, slumps and turbidites are well documented in outcrops, and provide direct analogues for the main seismic facies observed in the subsurface, i.e., slide-scars, rugose and subparallel seismic facies. These deposits may have both reservoir and source rock potential, because they are made up of clastic and hemipelagic material.

The sediment supply increased when the flexural subsidence decreased, due to post-Laramide uplift and erosion in the hinterland. When the flexural subsidence rate became less than the sedimentation rate ($f_s < s_r$). Clastics were transported from the Coastal Plain into the deep offshore during the Neogene, thus bypassing the former intervening paleo-high (i.e., TxP fore-bulge and platform). This accounts for the regional progradation of sediments observed in the seismic profiles, and also for offshore levee-channel systems.

This rapid post-Laramide Oligocene and Neogene sedimentation in the offshore induced the development of overpressures in underlying Eocene shales, resulting in a down-slope gravitational collapse of the margin, and development of the Mexican Ridges.

Acknowledgements

Petroleos Mexicanos Exploracion & Produccion (Poza Rica district) provided the seismic sections and well logs. IMP provided the logistics and support for the field work. Their contribution is greatly appreciated, as without it, this work would not have been possible.

References

- Acevedo, J.S., 1980. Giant fields of the southern zone – Mexico. In: Halbouty, M.T. (Ed.), *Giant Oil and Gas Fields of the Decade 1968–1978*. AAPG Memoir, vol. 30, pp. 339–385.
- Aguayo, C.J.E., Marin, C.S., 1987. Evolution and origin of the post-Cretaceous morphotectonic characteristics of Mexico. *Bol. Soc. Geo. Mex.* 48 (2), 15–39 (in Spanish).
- Alaniz-Alvarez, S., Nieto-Samaniego, A., van der Hyden, P., Ortega-Gutiérrez, 1996. Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike slip faulting related to the opening of the Gulf of Mexico. *Geology* 24, 443–446.
- Alzaga-Ruiz, H., 2008. Architecture et remplissage sédimentaire du bassin profond du Golfe du Mexique. Doctorat. Univ. Montpellier II, 130 pp.
- Alzaga-Ruiz, H., Granjeon, D., Lopez, M., Séranne, M., and Roure, F., Gravitational collapse and Neogene sediment transfer across the western margin of the Gulf of Mexico: insights from numerical models. *Tectonophysics*, in press.
- Ambrose, W.A., Wawrzyniec, T.F., Fouad, K., Sakurai, S., Jennette, D.C., Brown, L.L., Guevara, E.H., Dunlap, D.B., Talukdar, S.C., Aranda-García, M., Hernandez-Romano, U., Alvarado-Vega, J., Macas-Zamora, E., Ruiz-Ruiz, H., Cardenas-Hernandez, R., 2005. Neogene tectonics, stratigraphy and play framework of the southern Laguna Madre, Tuxpan continental shelf, Gulf of Mexico. *AAPG Bull.* 89 (6), 725–751.
- Amos, S., 1987. Late Triassic - Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin. *AAPG Bull.* 71 (4), 419–451.
- Aquino, J.A., Ruiz, J.M., Flores, M.A., Garcia, J.H., 2003. The Sihil field: another giant below Cantarell, offshore Campeche, Mexico. In: Halbouty, M.T. (Ed.), *Giant Oil and Gas Fields of the Decade 1990–1999*. AAPG Memoir, vol. 78, pp. 141–150.
- Aranda-García, M., 1999. Evolution of Neogene contractional growth structures, Southern Gulf of Mexico. Master Thesis, University of Texas at Austin, 169 pp.
- Buffler, R.T., 1983. Structure of the Mexican Ridges foldbelt, southwest Gulf of Mexico. In: Bally, A.W. (Ed.), *Seismic Expression of Structural Styles: a Picture And Work Atlas*. AAPG, pp. 16–21.
- Buffler, R.T., Sawyer, D.S., 1985. Distribution of crust and early history, Gulf of Mexico Basin. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.* 35, 333–344.
- Buffler, R.T., Schlager, W., et al., 1984. Site 538. Initial Reports. *Deep Sea Drilling Proj.* 77, 279–286.
- Buffler, R.T., Shaub, F.J., Watkins, J.S., Worzel, J.L., 1979. Anatomy of the Mexican Ridges, south-western Gulf of Mexico. In: Watkins, J.S., Montadert, L., Dickerson, P.W. (Eds.), *Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins*. AAPG Memoir, vol. 29, pp. 319–327.
- Bullard, J.A., Feden, R.H., 1970. Diapiric structures on the Campeche shelf and slope, western Gulf of Mexico. *Geo. Soc. Am. Bull.* 81, 505–512.
- Bush, A.D., Goveia, S., 1978. Stratigraphy and structure of Chicontepec turbidites, Southeastern Tampico-Misantla, Basin, Mexico. *AAPG Bull.* 62 (2), 235–246.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983. Tectonostratigraphic terrane and mineral resources distribution in Mexico. *Can. J. Earth Sci.* 13, 1040–1051.
- Carfentan, J.C., 1981. Structural evolution of the south-east of Mexico; paleogeography and tectonic history of the internal zones Mesozoic. *Revista de la Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología* 5 (2), 207–216 (in Spanish).
- Chapin, M.A., Davies, T., Keller, J., Peacock, T., Mahaffie, M., Tegelaar, E., October 24–27, 2004. Great White discovery and appraisal challenges. *AAPG International Conference, Cancun, Mexico* (Abstract).
- Coney, P.J., 1976. Plate tectonics and the Laramide Orogeny. In: *New Mexico Geological Society Special Publication*, vol. 6 5–10.
- Coney, P.J., 1983. Tectonic model of Mexico and its relations with North America, South America and Caribbean. *Rev. IMP* 15, 6–15. in Spanish.
- Coogan, A.H., Bedout, D.G., Maggio, C., 1972. Depositional environments and geologic history of Golden Lane and Poza Rica trend, Mexico; an alternative view. *AAPG Bull.* 56, 1419–1447.
- Durham, L.S., November 2006. Jack 2 success proves theory. *Deep Lower Tertiary Playing Well*. AAPG Explorer.
- Enos, P., 1977. Tamabra Limestone of the Poza Rica trend, Cretaceous, Mexico. In: *SEPM Special Publication*, vol. 25 273–314.
- Enos, P., 1985. Cretaceous debris reservoirs, Poza Rica field, Veracruz, Mexico. In: Roehl, P.O., Choquette, P.W. (Eds.), *Carbonate Petroleum Reservoirs*. Springer-Verlag, New York, pp. 457–469.
- Enos, P., 1988. Evolution of pore space in the Poza Rica trend (mid-Cretaceous), Mexico. *Sedimentology* 35, 287–325.
- Espinoza, N.M., 1992. Las Pilas project. I.G.P.R. 002. Pemex report, *Petróleos Mexicanos*.
- Ewing, T.E., 1991. Structural framework. In: *The Geology of North America*, vol. J. Geological Society of America, The Gulf of Mexico Basin (Centennial volumes).
- Feng, J., Buffler, T.R., 1991. Preliminary age determinations for new deep Gulf of Mexico Basin seismic sequences. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.* 41, 283–289.

- Feng, J., Buffler, T.R., 1996. Post Mid-Cretaceous depositional history, Gulf of Mexico basin. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, 9–25.
- Feng, J., Buffler, R.T., Kominz, M.A., 1994. Laramide orogenic influence on late Mesozoic-Cenozoic subsidence history, western deep Gulf of Mexico Basin. *Geology* 22 (4), 359–362.
- Galicia, J.G., 2001. The Offshore Golden Lane: New Outline of Opportunities from the Integration of Geologic and Geophysical Data. The Leading Edge.
- Galloway, W.E., Bebout, D.G., Fisher, W.L., Dunlap, J.B., Cabera-Castro, R., Lugo-Rivera, J.E., Scott, T.M., 1991. Cenozoic. In: Salvador, A. (Ed.), *The Gulf of Mexico Basin. The Geology of North America*, vol. J. Geological Society of America, pp. 245–324.
- Galloway, W.E., Ganey-Curry, P.E., Li, X., Buffler, R.T., 2000. Cenozoic depositional history of the Gulf of Mexico Basin. *AAPG Bull.* 84 (11), 1743–1774.
- Garrison, L.E., 1973. Geologic structure in the Gulf of Mexico Basin. USGS Prof. Paper, PP773, 85 pp.
- Gray, G.G., Pottorf, R.J., Yurewicz, D.A., Mahon, K.I., Pevear, D.R., Chuchla, R.J., 2001. Thermal and chronological record of syn- and post-Laramide burial and exhumation, Sierra Madre Oriental, Mexico. In: Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantu-Chapa, A. (Eds.), *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins and Petroleum Systems*. AAPG Memoir, vol. 75, pp. 159–181.
- Guzman, A.E., Marquez-Dominguez, B., 2001. The Gulf of Mexico Basin south of the border. In: Downey, M.W., Threet, J.C., Morgan, W.A. (Eds.), *The Petroleum Provinces of the Twenty-first Century*. AAPG Memoir, vol. 74, pp. 337–351.
- Halbouty, M.T. (Ed.), 1978–1988. *Giant Oil and Gas Fields*. AAPG Memoir, vol. 54, pp. 309–325.
- Halley, R.B., Pierson, B.J., and Schlager, W., 1984. Alternative diagenetic models of Cretaceous talus deposits: deep sea drilling project site 536, Gulf of Mexico (doi: 10.2973/dsdp.proc.77.108.1984).
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156–1167.
- Horbury, A.D., Hall, S., Gonzalez, P.F., Rodriguez, F.D., Reyes, F.A., Ortiz, G.P., Martinez, M.M., Quintanilla, R.G., 2003. Tectonic sequence stratigraphy of the western margin of the Gulf of Mexico in the late Mesozoic and Cenozoic: less passive than previously imagined. In: Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J.F. (Eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean, Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics*. AAPG Memoir, vol. 79 (Chapter 8).
- Herrera, S.M., Estavillo, G.C., 1991. Stratigraphic analysis and model of sedimentation of the Todos Santos formation in the area of Alto Uzmanapa-Matias Romero, Oaxaca. *Rev. IMP* 23 (1), 5–41 (in Spanish).
- Jacobo, A.J., 1986. The basement of the district of Poza Rica and its implication in the generation of hydrocarbons. *Rev. IMP* 18 (1), 5–24 (in Spanish).
- Jarvis, G.T., McKenzie, O., 1980. Sedimentary basin formation with finite extension rates. *Earth Planet. Sci. Lett.* 48, 42–52.
- Ladd, J.W., Buffler, R.T., Watkins, J.S., Worzel, J.L., Carranza, A., 1976. Deep seismic reflection results from the Gulf of Mexico. *Geology* 4, 365–368.
- Ménard, H.W., 1967. Transitional types of crust under small ocean basins. *J. Geophys. Res.* 72, 3061–3073.
- Mitra, S., Correa-Figueroa, G., Hernandez-Garcia, J., Murillo-Alvarado, A., 2005. Three dimensional structural model of the Cantarell and Sihill structures, Campeche Bay. *AAPG Bull.* 89, 1–26.
- Nagihara, S., Sclater, J.G., Phillips, J.D., Behrens, E.W., Lewis, T., Lawver, L.A., Nakamura, Y., Garcia-Abdeslem, J., Maxwell, A.E., 1996. Heat flow in the western abyssal plain of the Gulf of Mexico: implications for thermal evolution of the old oceanic lithosphere. *J. Geophys. Res.* 101, 2895–2913.
- Ortega-Gutierrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldan-Quintana, J., Sanchez-Rubio, G., de La Fuente, M., 1990. H3- Acapulco Trench to the Gulf of Mexico Across Southern Mexico. In: DNAG, vol. 13. Geological Society of America (Centennial volumes).
- Ortega-Gutierrez, F., Sedlock, R.L., Speed, R.C., 1994. Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. In: Speed, R.C. (Ed.), *Phanerozoic Evolution of North American Continent – Ocean Transitions, Geology, Continent–Ocean Transitions: Geology*, pp. 265–306 (Continent–Ocean Transect Volume).
- Piggott, N., Pulham, A.J., 1993. Sedimentation rate as the control on hydrocarbon sourcing, generation and migration in the deepwater Gulf of Mexico. Fourteenth Annual Research Conference. SEPM Foundation, Gulf Coast Section. 179–191.
- Pindell, J.L., 1985. Alleghanian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics* 4 (1), 1–39.
- Pindell, J.L., 1993. Regional synopsis of Gulf of Mexico and Caribbean evolution. In: Pindell, J.L., Perkins, B.F. (Eds.), *Selected Papers Presented at the GCS-SEPM Foundation, Thirteenth Annual Research Conference, Mesozoic and Early Cenozoic Development of the Gulf of Mexico and Caribbean region: a Context for Hydrocarbon Exploration*, pp. 251–274.
- Pindell, J.L., 1994. Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean Region. In: Donovan, S.K., Jackson, T.A. (Eds.), *Caribbean Geology, an Introduction*. UWI Publisher's Association, Kingston, pp. 13–40.
- Pindell, J.L., 2002. How deep was the Late Jurassic Gulf of Mexico? *Offshore Magazine* 62, 60–63, 100.
- Pindell, J.L., Dewey, J.F., 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics* 1, 179–212.
- Pindell, J.L., Kennan, L., 2001. Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. In: Fillon, R. (Ed.), *Transactions, 21st GCS-SEPM Research Conference*.
- Pottorf, R., Gray, G.G., Kozar, M.G., Fitch, W.M., Richardson, M., Chuchla, R.J., Yurewicz, D.A., 1996. Hydrocarbon generation and migration in the Tampico segment of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt: evidence from an exhumed oil field in the Sierra de El Abra. *Mem. del V Congreso Latinoamericano de Geoquímica Organica*, pp. 100–1001.
- Roure, F., Foreland and hinterland basins: what is controlling their evolution? *Swiss Journal of Geosciences*, Special “Alpine workshop” issue, in press.
- Roure, F., Alzaga, H., Callot, J.P., Ferket, H., Granjeon, D., Gonzales, E., Guilhaumou, N., Lopez, M., Mougou, P., Ortuno, S. and Serrane, M., Long lasting interactions between tectonic loading, unroofing, post-rift thermal subsidence and sedimentary transfer along the Western margin of the Gulf of Mexico: some insights from integrated quantitative studies. In Frizon de Lamotte, D., Bertotti, G., Teixell, A. (Eds.), *The Geology Of Vertical Movements: Uplift and Subsidence, Mountains and Basins, Tectonophysics*, in press.
- Ross, M.I., ScoteseCh, R., 1988. A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics* 155, 139–168.
- Ruiz, J., 1988. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, 274–281.
- Salvador, A., 1991. Origin and development of the Gulf of Mexico Basin. In: Salvador, A. (Ed.), *The Gulf of Mexico Basin. The Geology of North America*, vol. J. Geological Society of America, Boulder, Colorado (Centennial volumes).
- Sawyer, D.S., Buffler, R.T., Pilger Jr., R.H., 1991. In: Salvador, A. (Ed.), *The Crust Under the Gulf of Mexico Basin. The Gulf of Mexico Basin*, vol. J. Geological Society of America (Centennial volumes).
- Shaub, F.J., Buffler, R.T., Parson, J.G., 1984. Seismic stratigraphic framework of the central Gulf of Mexico Basin. *AAPG Bull.* 18, 1790–1802.
- Standing, T., 2006. Mexico's Cantarell field: how long will it last? *Energy Bull.*
- Tardy, M., 1980. Contribution à l'étude de la Sierra Madre Oriental du Mexico: stratigraphie, évolution paléogéographique et évolution tectonique sur un profil du secteur transverse de Parras. Organisation et géodynamique de la Sierra Madre Oriental au passage domaine Alpin-Caraïbe-Cordillère ouest-Américaine. Ph.D. thesis, Univ. Paris VI, 459 pp.
- Trudgill, B.D., Rowan, M.G., Fiduk, J.C., Weimer, P., Gale, P.E., Korn, B.E., Phair, R.L., Gafford, W.T., Roberts, G.R., Dobbs, S.W., 1999. The Perdido Fold Belt, north-western deep Gulf of Mexico, Part 1: structural geometry, evolution and regional implications. *AAPG Bull.* 83 (1), 88–113.
- Tuzo, W.J., 1969. Aspects of the different mechanisms of ocean floors and continents. *Tectonophysics* 8, 281–284.
- Tuzo, W.J., 1972. *Continents Adrift*. W.H. Freeman and Co., 172 pp
- Velez, S.D., 1990. Transcurrent model in the tectonic-sedimentary evolution of Mexico. *AMGP* 40 (2), 1–35 (in Spanish).
- Viniestra, O.F., Castillo-Tejero, C., 1970. Golden Lane fields, Veracruz, Mexico. *AAPG Mem.* 14, 309–325.
- Watkins, S.T., Buffler, T.R., 1996. Gulf of Mexico deepwater frontier exploration potential. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, 79–92.
- Watkins, J.S., Ladd, W.J., Buffler, T.R., Shaub, F., Houston, H., Worzel, L.J., 1978. Occurrence and evolution of salt in deep Gulf of Mexico. *AAPG Bull.*, 43–65.
- Watkins, J.S., Worzel, J.L., Houston, M.H., Ewing, M., Sonton, J.B., 1975. Deep seismic reflection results from the Gulf of Mexico, part 1. *Science* 187, 834–837.
- Wawrzyniec, T.F., Ambrose, W., Aranda-Garcia, M., Romano, U.H., 2004. Tectonic forcing of the shelf-ramp depositional architecture, Laguna Madre-Tuxpan Shelf, western Gulf of Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 31, L13614, doi:10.1029/2004GLO20018.
- Worzel, L., Bryant, W., et al., 1973a. Site 90. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Program, vol. 10, Chapter 7, pp. 89–116.
- Worzel, L., Bryant, W., et al., 1973b. Site 91. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Program, vol. 10, Chapter 8, pp. 117–166.
- Yurewicz, D.A., Chuchla, R.J., Richardson, M., Pottorf, R.J., Gray, G.G., Kozar, M.G., Fitch, W.M., 1997. Hydrocarbon generation and migration in the Tampico-Mislanta basin and Sierra Madre Oriental, east-central Mexico: evidence from an exhumed oil field in the Sierra de el Abra. In: Enos, P., Minero, C.J., Aracén, R. R., Yurewicz, D.A. (Eds.), *Sedimentation and Diagenesis of Middle Cretaceous Platform Margins, East Central Mexico*. SEPM Field Trip Guidebook 4. Dallas Geological Society, Dallas, pp. 1–24.

**IV- GLISSEMENTS GRAVITAIRES et TRANSFERTS SEDIMENTAIRES
NEOGENES à travers la MARGE OCCIDENTALE du GOLFE du MEXIQUE:
APPORT des MODELISATIONS NUMERIQUES**

(article publié à Tectonophysics)

Comme exposé précédemment, la sédimentation du Paléogène a été contrôlée par les processus de l'orogénèse laramienne, qui ont induit le soulèvement tectonique (accrétion) et le plissement du prisme sédimentaire du Crétacé.

La formation de la Sierra Madre Oriental (SMO) a contrôlé la transition d'un système de dépôts calcaires à silicoclastiques, et est venue perturber la subsidence thermique de la marge passive du Golfe de Mexique en augmentant les dimensions du bassin par les effets de charge tectonique de l'orogénèse, responsables d'un épisode de subsidence flexurale.

Cette subsidence flexurale a ainsi causé une accélération brutale de la subsidence totale et des vitesses de sédimentation pendant la période orogénique. Les dépôts silicoclastiques du Paléogène ont ainsi contribué au développement d'une architecture stratigraphique en forme de prisme sédimentaire ("wedge"), venant ennoyer la morphologie antérieure des plateformes existantes.

Pendant le Néogène, les processus géodynamiques ont changé, mais la source de dépôts silicoclastiques, constituée par la surrection et l'érosion de la chaîne montagneuse de la SMO, a perduré, contribuant ainsi au dépôt continu de sédiments par un système fluvial-deltaïque et marin progradants vers l'offshore profond.



Contents lists available at ScienceDirect

Tectonophysics

journal homepage: www.elsevier.com/locate/tecto

Gravitational collapse and Neogene sediment transfer across the western margin of the Gulf of Mexico: Insights from numerical models

Humberto Alzaga-Ruiz^{a,b,c,*}, Didier Granjeon^b, Michel Lopez^c, Michel Seranne^c, François Roure^{b,d}

^a Instituto Mexicano del Petroleo, Eje Central Lazaro Cardenas 152, Col. San Bartolo Atepehuacan, Apartado postal 07730 Mexico, D.F., Mexico

^b Institut Français du Pétrole, 1-4 Avenue de Bois-Préau, 92852 Rueil-Malmaison Cedex, France

^c Laboratoire Dynamique de la Lithosphère, Université Montpellier-II, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France

^d Department of Tectonics, Free University, de Boelelaan 1085, HV 1081 Amsterdam, the Netherlands

ARTICLE INFO

Article history:

Received 11 September 2007

Received in revised form 4 March 2008

Accepted 5 June 2008

Available online xxxx

Keywords:

DSDP, Deep Sea Drilling Project

JOIDES, 1968

Deep Sea Drilling Project

Joint Oceanographic Institution

for Deep Earth Sampling

ABSTRACT

The western margin of the Gulf of Mexico (Veracruz State, Mexico) displays an extensive Neogene gravitational system, whereby the Neogene siliciclastic sediments are detached from underlying Mesozoic carbonates along decollement surface in Oligocene underpressured clays. Rapidly subsiding half-grabens develop above the footwall associated with major listric faults, whereas mini-basins develop in the deepest parts of the slope, in conjunction with the growth of west-verging compressional features. Between the high-angle normal faults in the west and the thrust anticlines in the east, a wide roll-over structure has grown progressively, resulting in a major topographic break in the morphology of the slope profile.

Coupled forward kinematic modelling (Thrustpack) and stratigraphic modelling (Dionisos), calibrated against seismic profiles and two key nearshore wells, have been applied to representative regional transects across the margin, in order to quantify the vertical (subsidence) and horizontal (gravitational) deformations, and to discuss the impact of various key parameters on the distribution of debris flow depositions. These simulations are compared with data from distant ODP wells and discussed in the scope of current exploration strategies in both the US and Mexican portions of the Gulf of Mexico basin.

© 2008 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Passive margins constitute one of the main geodynamic environments in which thick sedimentary wedges can accumulate. They provide natural laboratories where source to sink processes and the whole sedimentary budget (i.e., erosion, transport, sedimentation) can be documented. Due to rapid sedimentation and slope instabilities, passive margins are also commonly the site of gravitational processes that produce deep water compressional systems at the toe of the slope, i.e., in the Niger Delta and Campos basin in the African and Brazilian conjugate Atlantic margins (Damuth, 1994; Cobbold et al., 1995; Rouby and Cobbold, 1996), and in the Perdido fold belt and Mexican Ridges in the deep Gulf of Mexico basin (van Mount et al., 1990; Weimer and Buffler, 1992; Bally et al., 1995; Aranda-Garcia, 1999; Fiduk et al., 1999; Rowan et al., 1999a,b; Trudgill et al., 1999; Wawrzyniec et al., 2003; Ruiz et al., 2004; Camerlo and Benson, 2006).

The objective of this paper is to consider the western margin of the Gulf of Mexico (Veracruz State, Mexico), as a well-documented case study to identify and characterize Neogene sediment transfer

processes operating between the Cordilleran foothills in the west, and the deep abyssal plain in the east.

An investigation of this setting can address several questions. Which fraction of the clastics is trapped within the continental platform and slope, and which fraction is instead transported down slope as far as the abyssal plain? What is the incidence of listric normal faults and deep water compressional features developing at the toe of the gravitational system? How do these tectonic features contribute in localizing the deposition of coarse-grained (sandy) material? Which control is ultimately operated by other forcing forces such as the climate, the thermal subsidence of the margin and the topography of the hinterland in the overall sedimentary architecture and budget of the margin?

All these questions have major implications for the petroleum exploration and prediction of reservoir distribution in this yet underexplored frontier area. A quantitative approach combining forward kinematic modelling (Thrustpack) and stratigraphic modelling (Dionisos) is described below, the results of which being discussed at a local scale, as well as with a wider, more global perspective.

2. Geodynamic evolution of the western margin of the Gulf of Mexico

This study focuses on the segment of the Gulf of Mexico basin located offshore of the Veracruz State, Mexico (Fig. 1). The central part

* Corresponding author. Institut Français du Pétrole, 1-4 Avenue de Bois-Préau, 92852 Rueil-Malmaison Cedex, France.

E-mail address: humberto.alzaga@gmail.com (H. Alzaga-Ruiz).

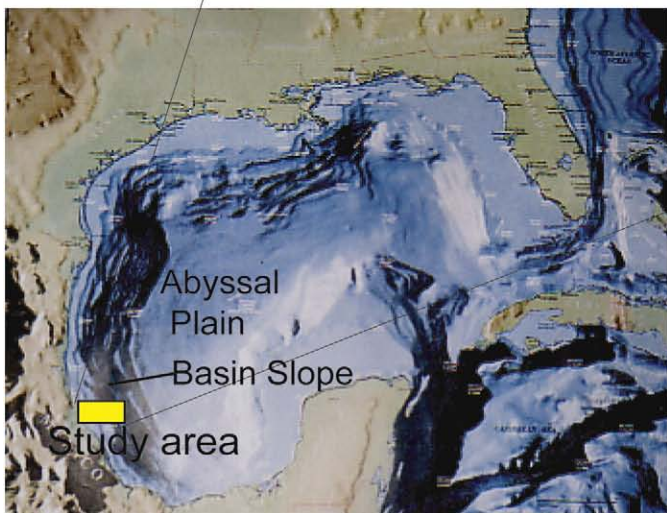
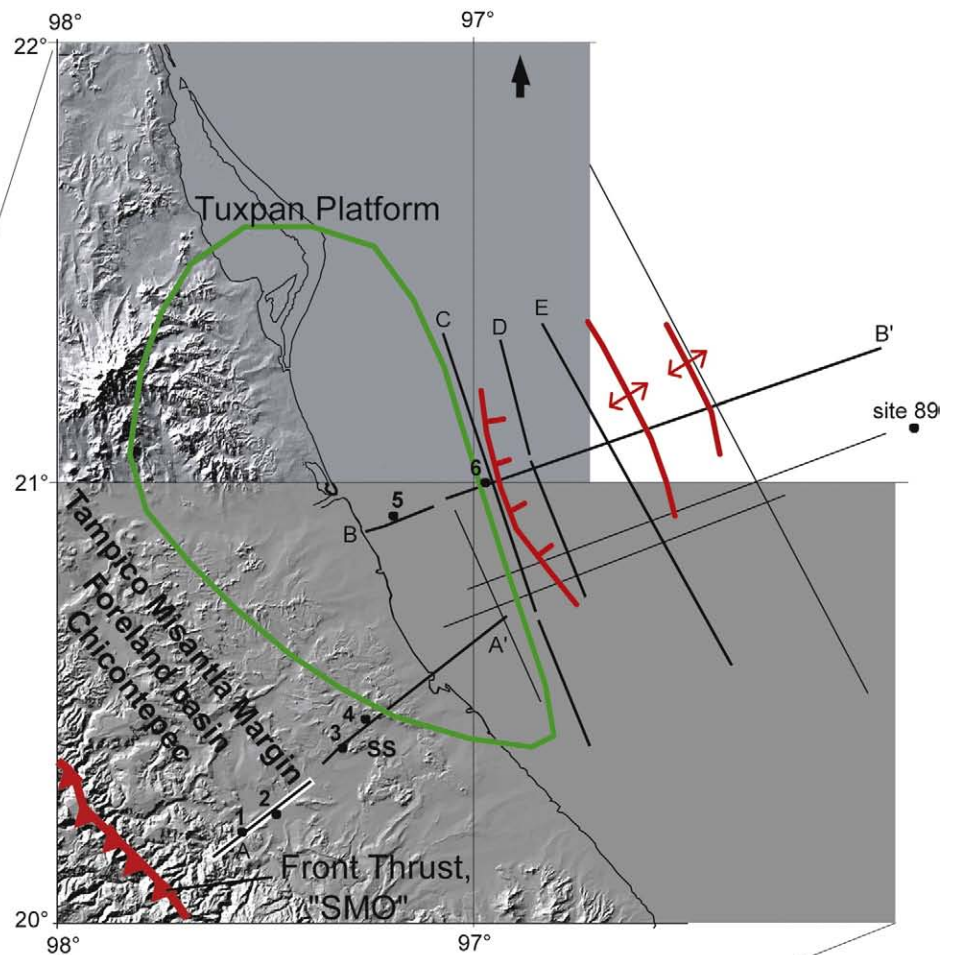
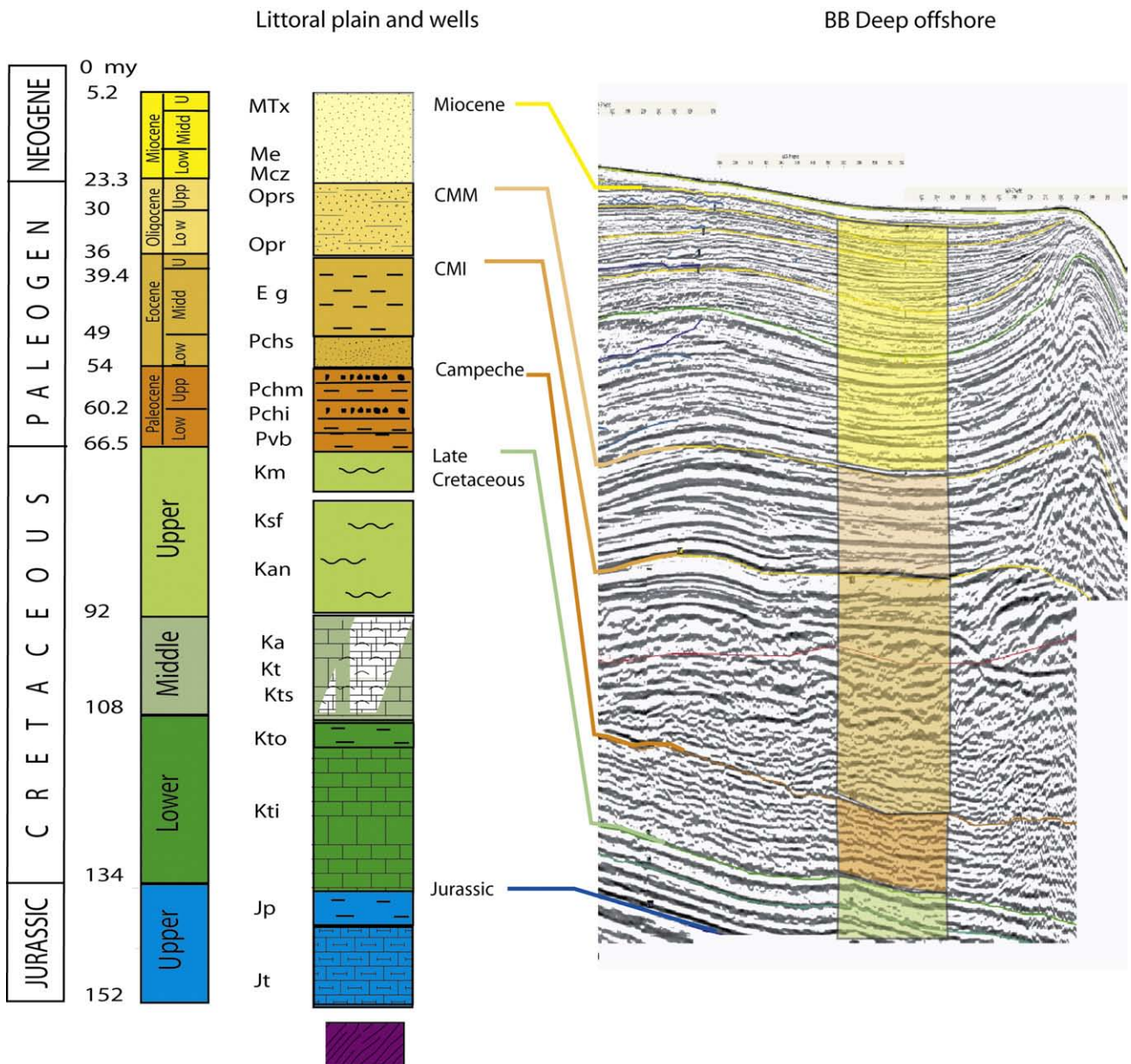


Fig. 1. Generalized map of the Gulf of Mexico. Physiographic-bathymetric map of southeastern Mexico with location study area (yellow colour). Regional structural sketch and location of the seismic profiles (AA', BB') and calibration wells (1, 2, 3, 4, 5, 6) with location of DSDP well (site 89), and stratigraphic section (ss), used for this study. Notice the currently onshore location of the Sierra Madre Oriental thrust front (red colour), the subsurface extent of the Golden Lane, in the nearshore area (green colour Tuxpan Platform), and the approximate extent of extensional faults and compressional folds of the gravitational system in the offshore (red colour). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

of the basin is made up of Late Jurassic oceanic crust, whereas its western margin is composed of continental crust and is sub-parallel to the Late Cretaceous to Eocene east-verging Laramide thrust front of the north-trending Cordilleran orogen that extends from Canada to the Central American Isthmus. A huge volume of literature deals with the crustal architecture and paleogeographic evolution of the Gulf of

Mexico basin and its surroundings (Moore and del Castillo, 1974; Pilger, 1981; Ortega-Gutierrez et al., 1990; Ewing, 1991; Salvador, 1991a,b; Pindell, 1994; Reed, 1994). We have summarized below the three main evolutionary stages responsible for the overall architecture of the studied transects, including its (1) pre-orogenic, (2) syn-orogenic and (3) post-orogenic stages.



Opri Palma Real Inf; Oprs Palma Real Sup; Mcz Coatzintla; Me Escolin ; MTxupan
 Pvb Velazco Basal; Pchi Chicontepec Inferior; Pchm Chicontepec Medio; Pchs Chicontepec Superior; Eg Guayabal; Et Tantoyunca; Ech Chapopote
 Ksf San Felipe; Kan Agua Nueva; Km Mendez
 Jc Cahuasas; Jtx Tepexi; Jt Taman; Jsa San Andres; Jp Pimienta; Kti Tamaulipas Inf; Kto Otates; Kts Tamaulipas Sup; Kt Tamabra; Ka Abra;

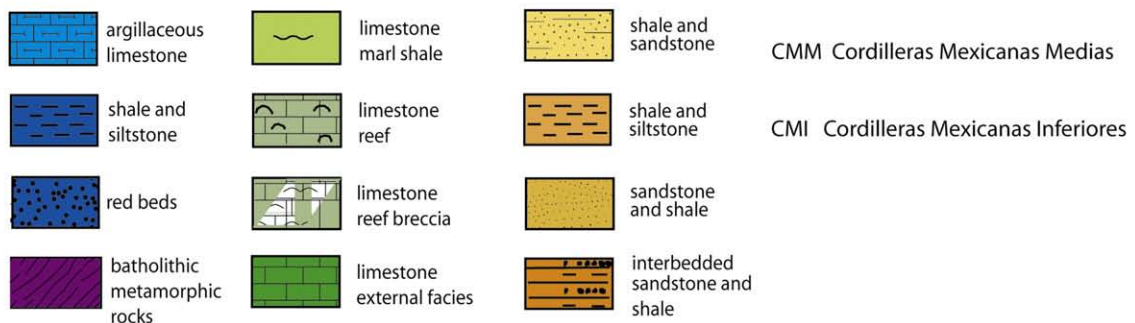


Fig. 2. Synthetic lithostratigraphic columns and tentative correlations between the onshore (littoral and wells; AA section) and deep offshore domains (BB section).

2.1. Jurassic rifting and Lower Cretaceous carbonate sedimentation of the passive margin

South-eastward escape of the Yucatan block accounts for the opening of the Gulf of Mexico in the Jurassic. After deposition of Triassic–Middle Jurassic synrift red beds of the Todos Santos Formation in localized grabens, oceanic accretion and thermal subsidence of the margin resulted in a change from continental to marine sedimentation in the Upper Jurassic. Organic-rich black shales were then deposited in the main depocenters, with extensive salt deposits in the northern – US – and south-eastern – Mexican – portions of the Gulf of Mexico (Viniegra, 1971; Peel et al., 1995; Mello et al., 1996; Guzman-Vega and Mello, 1999; Rowan et al., 1999a,b; Gonzalez and Holguin, 2001; Guzman-Vega et al., 2001).

During the Cretaceous, thick shallow water carbonates were deposited in prograding platforms bordering the Gulf of Mexico, i.e., in the presently allochthonous Cordoba Platform, which crops out in the Cordilleran foothills west of the Veracruz Basin. Also in the Laramide Chicotepec foreland basin west to the Golden Lane area (Faja de Oro), near the current shore line, Cretaceous reefal carbonates account for the huge petroleum reserves of the Faja de Oro (Viniegra and Castillo-Tejero, 1970; Coogan et al., 1972; Magoon et al., 2001). Deeper water carbonates were also deposited during the Lower Cretaceous in the intervening basins extending between the afore mentioned platforms, i.e., in the Tampico Mizantla Basin located between the Golden Lane and Zongolica Basin, which is located west of the Cordoba Platform, as well as in the distal portions of the passive margin (deep offshore), where the stratigraphic unit remains unknown (Fig. 2).

2.2. Late Cretaceous to Eocene interactions between the passive margin and the Cordilleran orogen

From Campanian onward, the Sierra Madre Oriental in the north, and Tuxpan and Cordoba platforms in the south were progressively accreted into the tectonic wedge of the Cordilleran orogen, resulting in the development of a Late Cretaceous to Eocene flexural basin extending east of the eastward migrating thrust front (Feng et al., 1994; Tardy, 1980; Carfantan, 1985; Suter, 1987; Ferket et al., 2003; Ortuño et al., 2003; Ferket et al., 2004; Alzaga-Ruiz et al., 2007).

Along the studied transect, the Laramide flexure accounted for rapid subsidence and deposition of siliciclastic turbidites of the Chicotepec Formation in the foredeep basin developing west of the Golden Lane area, whereas the later, located in the vicinity of the fore bulge, became emerged and partially eroded during the Late Cretaceous and Paleocene (Figs. 2 and 3; Alzaga-Ruiz et al., 2007). For a long time, the topographic high of the Golden Lane accounted for an efficient barrier, preventing the clastics sourced by tectonic uplift and erosion of the Cordilleran foothills from reaching the deep abyssal plain of the Gulf of Mexico.

2.3. Oligocene to Present unroofing of the foothills and development of the offshore siliclastic wedge

Thermal subsidence of the passive margin resumed during the Oligocene, after the end of the Laramide orogeny, resulting in the progressive subsidence of the Golden Lane paleohigh. Upper mantle delamination and asthenospheric rise induced by corner mantle flow above the east-dipping subducted oceanic slab is thought to have occurred beneath the formerly thickened continental crust of the Cordilleran orogen, which accounts for both progressive unroofing of the foreland basement, and rapid uplift and unroofing of the Laramide foothills.

This uplift of the Cordilleran and foreland basement allowed siliclastic sediment to bypass the former paleohigh of the Golden Lane and cause rapid progradation of the Neogene sedimentary wedge toward the deepest parts of the Gulf of Mexico (Galloway et al., 2000;

Ambrose et al., 2003; Wawrzyniec et al., 2004; Ambrose et al., 2005; Alzaga-Ruiz et al., 2007; Figs. 2 and 3).

3. Location and present architecture of the studied transects

Numerous studies have been recently published on the gravitational system developing in the offshore of Veracruz State (Aranda-Garcia, 1999; Wawrzyniec et al., 2003; Ambrose et al., 2005; Le Roy et al., 2005). In another paper (Alzaga-Ruiz et al., 2007), we described in detail the Cenozoic sedimentary infill of the basin, in term of lithostratigraphy, seismic stratigraphic, paleoenvironment and reservoir/seal potential. We shall summarize below the various geological and geophysical data used for the construction of the present day architecture of the sections, prior to detail the modelling part of the study, which constitutes the main focus of this paper.

3.1. Location and interpretation of the time sections

Both onshore and offshore seismic profiles have been used to constrain the overall architecture of the regional transects (Fig. 1). Four onshore wells and two offshore wells penetrating the entire Cenozoic stratigraphic column have also been used for constraining the stratigraphic age of units producing the main reflectors, as well as for the lithostratigraphic interpretation of the sections (Fig. 1).

Because no well is yet available in the deep offshore, long regional seismic profiles have also been used for tying the sequence boundaries observed in the offshore of Veracruz State with DSDP wells (site 88 down to the Pliocene, site 89 down to the Upper Miocene, sites 90 and 91 down to Middle Miocene, Ewing et al., 1969; Worzel et al., 1973; Buffler, 1983; Buffler et al., 1984; Bouma, 1982; Bouma et al., 1986), and coeval well identified series of the deepest parts of the Gulf of Mexico (Ladd et al., 1976; Watkins et al., 1978; Shaub et al., 1984; Buffler, 1985, 1991; Feng, 1995; Feng and Buffler, 1996; Dohmen, 2002).

Current knowledge of the lithostratigraphy of the basin and tentative correlations between onshore and nearshore series with deep offshore series are documented in Fig. 2.

Although the stratigraphic columns are continuous in the former Laramide foredeep in the west and in the deep offshore in the east, the Golden Lane area and adjacent nearshore domain are characterized by a major gap in the stratigraphic record. This is primarily due to the Late Cretaceous emergence of the Laramide forebulge and progressive onlapping of Cenozoic series on top of Lower Cretaceous carbonates. Alternatively, listric normal faults of the gravitational system could also cause direct juxtaposition of Miocene series on top of pre-Oligocene series (Lower Cretaceous and/or Paleocene–Eocene?), with a complete lack of Oligocene in the footwall of the main Neogene drag syncline (Figs. 3 and 4).

3.2. Depth conversion of the seismic profiles

We performed a depth conversion of the seismic interpretations before to address the forward kinematic modelling.

Interval velocities of the main lithostratigraphic intervals have been determined from direct calibration against the four onshore wells # 1, 2, 3, 4, and the two offshore wells # 5 and 6 (Fig. 1). These values, which are summarized in Table 1, have been subsequently used to convert the line-drawings of the time sections into the depth domain.

Velocity analyses in the wells show locally anomalous low velocities at the top of the Lower Cretaceous carbonates, in the range of 2900 to 3200 m/s, instead of 5000 m/s values that would be expected for carbonates. Because these wells are located in the vicinity of the former bulge, where the Mesozoic platform was emergent during the Laramide orogeny, we have assumed that these low velocity values could be due to the development of karstification and brecciation. Ultimately, velocity calibrations are only available for the few tens of meters of the Mesozoic carbonates, and we have used a

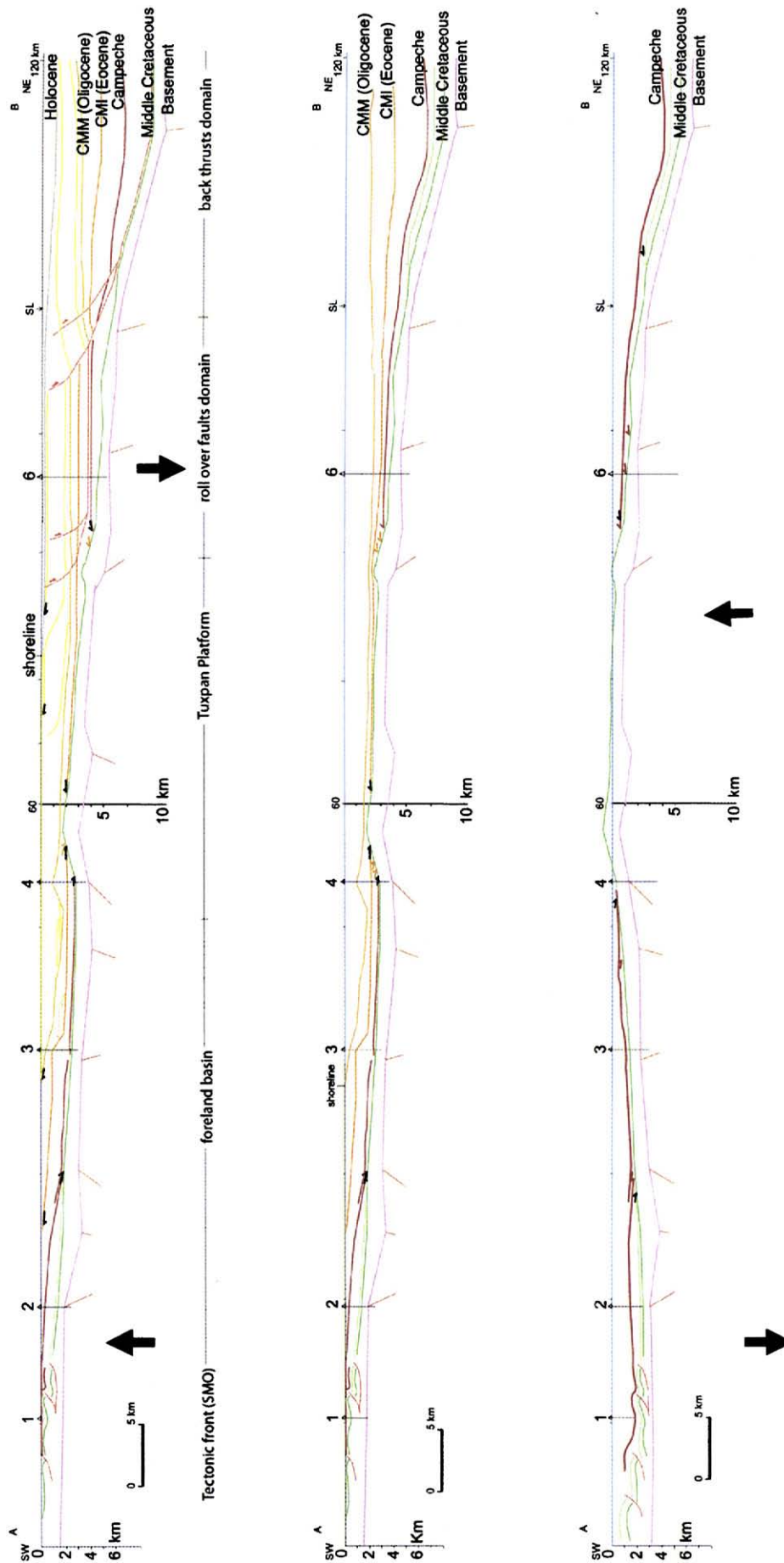


Fig. 3. Schematic evolutionary diagram of a regional transect across the western margin of the Gulf of Mexico, from the Laramide thrust front to the deep abyssal plain. Notice the Late Cretaceous development of a foredeep basin west of the Golden Lane (green clear colour), coeval with emersion and erosion at the current location of the shore. Subsequent sinking of this paleo-high during the Oligocene accounts for a drastic change in the sedimentary supply of clastics in the offshore. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

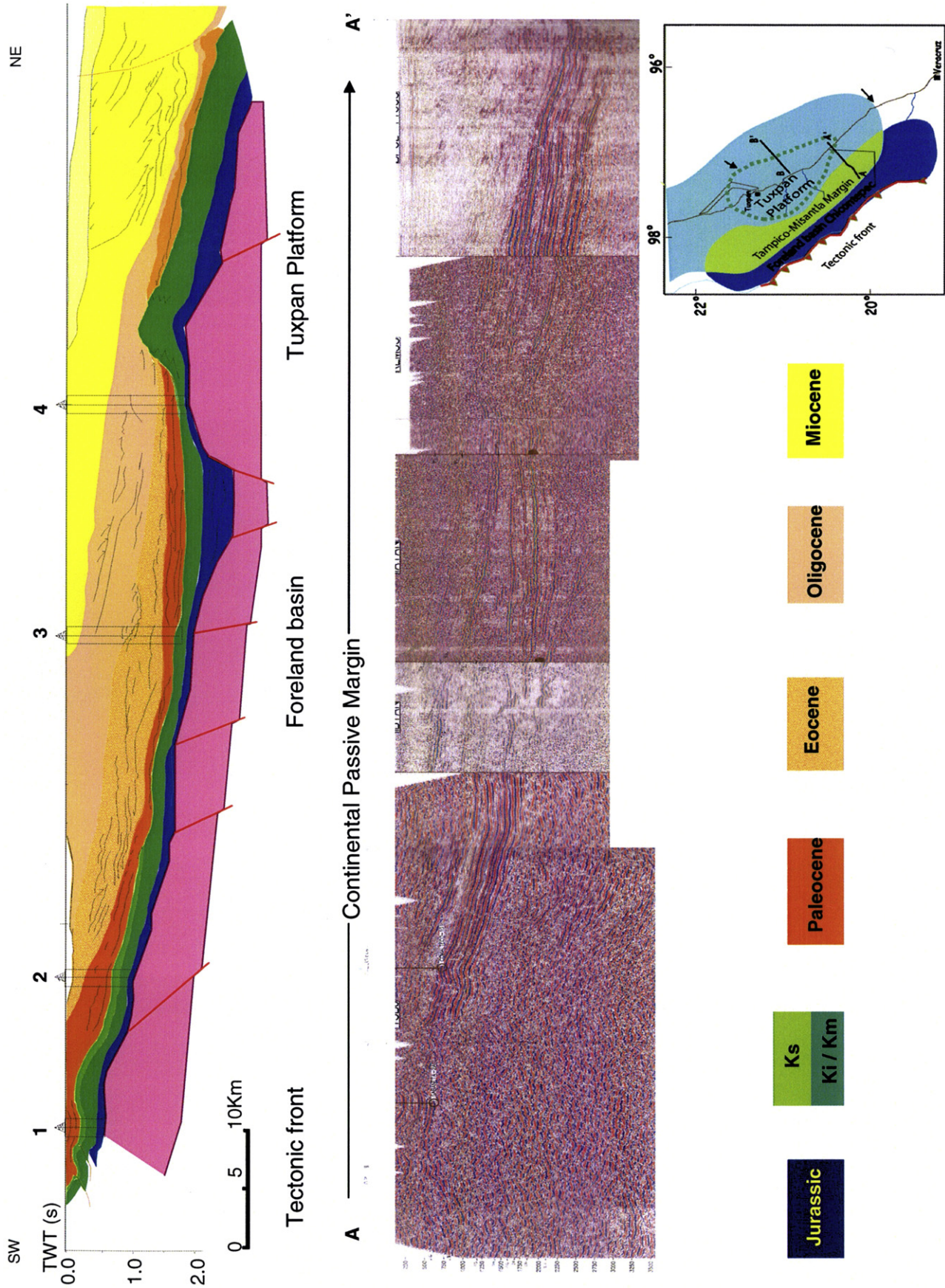


Fig. 4. Seismic profile AA' (twf) with tectonic wedge.

Table 1
Interval velocities used for the time to depth conversion of the regional transects

Onshore profiles	Offshore profiles
Water 1500 m/s	Water 1500 m/s
Miocene 3100 m/s	Miocene 2500 m/s
Oligocene 3000 m/s	Upper Oligocene (MCM) 2900 to 3000 m/s
	Lower Oligocene (LCM) 3000 m/s
Eocene 3000 m/s	Campeche 3000 m/s
Lower Cretaceous 3200? to 5000 m/s	Lower Cretaceous 2900? to 5000 m/s

uniform average velocity of 5000 m/s for the Cretaceous strata when performing the depth conversion and compiling the geometry of the basement.

3.3. Overall structural style and decollement levels

The top of the Mesozoic carbonates can be traced accurately along the entire profiles. In contrast, the precise location of the top of the infra-Jurassic basement remains more conjectural. Only at a discrete number of locations, it is possible to identify unambiguously synrift Jurassic faults controlling thickness variations in the synrift sedimentary sequence. The Lower Cretaceous build-ups of the Golden Lane control the main thickness variations in the post-rift sequences of the passive margin.

Above the post-Laramide unconformity, the overall architecture of the Cenozoic siliciclastic wedge of the Veracruz margin is dominated by a Neogene gravitational system developing between proximal listric normal faults and the outboard compressional system of the Mexican Ridges, at the toe of the slope (Figs. 5 and 6). The main Neogene depocenter is located in a drag syncline or half-graben located beneath the current transition between the continental platform and the slope, which is controlled by a major east-dipping listric normal fault. Farther east, a major break occurs in the slope profile at the eastern end of a coeval mega-roll-over feature, at a place where a reverse fault accommodates part of the down-slope gliding of the sedimentary sequence. In the deeper water parts of the profile, other antithetic, west-verging reverse faults account also for the localisation localization of growth anticlines, with the development of intervening mini-basins (Figs. 5 and 6).

Unlike in the northern and south-eastern parts of the Gulf of Mexico basin, where mobilization of Jurassic salt and related canopies accounts for the gravitational gliding of both Mesozoic and Cenozoic series, the Veracruz margin has not been shown to contain significant salt deposits (Tampico Mizantla basin). As in the Amazon fan delta, this gravitational thin-skinned detachment develops entirely within an overpressured siliciclastic wedge (Cobbold et al., 2004), which is here made up of the post-orogenic series. Although part of the basal decollement may locally reactivate the post-Laramide unconformity, especially in the vicinity of the former bulge, we assume here that overpressured Oligocene clays account for the regional decoupling observed between post- and pre-orogenic series. Poor reflectivity in the core of the growth anticlines associated with pull-down deflection of underlying reflectors is further evidence of a ductile flow of the Oligocene clays producing localized mud diapirism.

An extensive literature based on natural case studies, sand box experiments and analogue modelling has already documented the evolution of listric faults and thin-skinned detachments operating in gravitational systems, in either salt- or clay-dominated margins (Chapman, 1974; Dailly, 1976; Crans et al., 1980; Vendeville et al., 1987; Nelson, 1991; Cobbold et al., 1995; Rowan et al., 1999a,b; Hudec and Jackson, 2006; Mourgues and Cobbold, 2006). The objective of the modelling attempts described below is not to duplicate the ductile deformation operating along the basal decollement, but rather to explore the interactions between (1) a mobile topography of the slope induced by a coupled extensional-compressional system, and (2)

lateral transport and deposition of clastics in coeval depocenters developing within the slope, piggyback of the thin-skin allochthon, in order to predict which fraction of the clastics could ultimately escape the continental platform and slope and contribute to potential reservoirs in the deep offshore.

3.4. Restoration of the section into its pre-extensional geometry

Another pre-requisite before initiating the Thrustpack forward modelling was to restore the depth section to its pre-deformational, Oligocene stage (Fig. 7). This restoration was performed manually, by palinspastically restoring the top Oligocene horizon. We took into account the lateral motion along the listric and reverse fault systems to restore the geometry of the Oligocene series, and the assumed paleobathymetry during Oligocene sedimentation, in order to propose a realistic attitude of the Cretaceous carbonate series and underlying basement prior to the deposition and onset of the gravitational gliding of the Neogene series.

We preserved the overall thickness of Oligocene series during the restoration, because they are still clearly overpressured and were thus probably affected by sedimentary burial but limited compaction during the Neogene. The restored geometry (Oligocene stage) was then used as the initial geometry for subsequent Thrustpack forward kinematic modelling, whereas the Present structural section was used as a template for quality control of the final modelling stage (Present geometry computed by Thrustpack).

4. Forward kinematic modelling and timing of the deformation

Numerous kinematic scenarios were addressed during Thrustpack modelling, using a trial-and-error process, until the final geometry of the model could be ultimately validated against the template of the depth converted geological profile (Fig. 8). Apart from the present location of the faults, the depth to the basement and the overall thickness of Neogene strata, we paid a special attention to fit the actual configuration of the drag syncline, onlaps and roll-over structure associated with the main listric fault developing near the platform to slope transition.

Other details, such as the dipping attitude of antithetic reverse faults and accurate shape of west-verging growth anticlines developing down slope of the first, major east-verging reverse fault, were only grossly simulated.

Thirteen individual tectono-stratigraphic modules were first selected in the initial section, each of them being defined by its surface topography, the basal detachment and either listric or reverse border faults, before to be displaced/deformed by incremental deformation.

Accommodation space for the deposition of synkinematic sediments was continuously controlled by combining the constraints of the paleobathymetry with the subsidence of the basement of the model. No erosion was applied to the model.

Table 2 summarizes the values selected for the main modelling parameters, including (1) the lateral displacement of the main allochthonous unit (i.e., the module limited in the west by the major listric fault and to the east by the roll-over and associated reverse fault), (2) the instant velocity of this module during its displacement along the basal decollement, and (3) the vertical subsidence of the basement), and thus, for each of the successive stages of the modelling.

Four stages of deformation/sedimentation were simulated between the initial Oligocene stage and present in order to fit the main sequence boundaries interpreted on the seismic profiles. They comprise the Lower Miocene (lasting 2 Ma), the Upper Miocene (lasting 8 Ma), and the Holocene (lasting 1.62 Ma).

Intermediate geometries derived from this forward kinematic modelling were subsequently used as quality control for intermediate

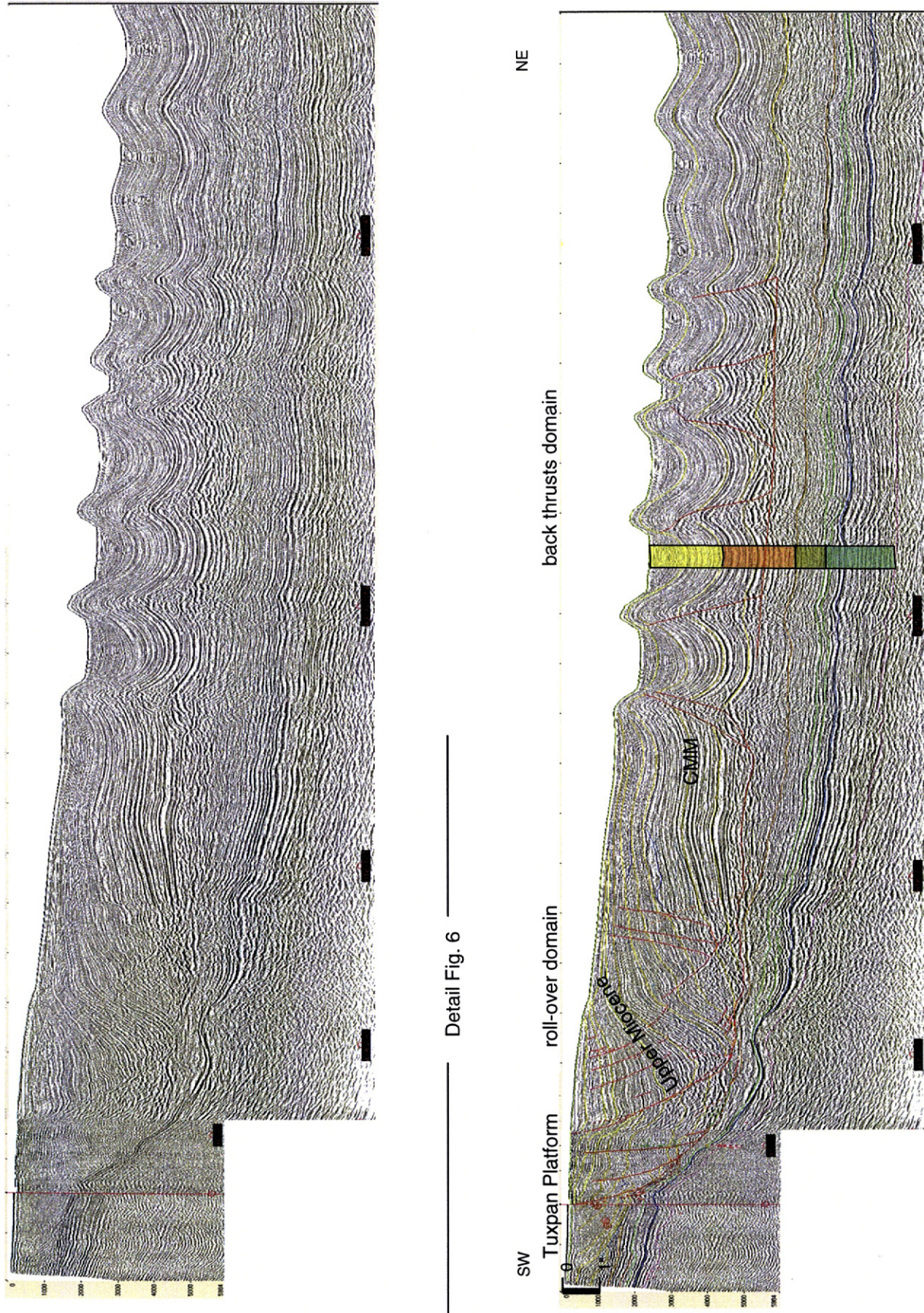


Fig. 5. Non-interpreted and interpreted seismic profile BB', (twf) outlining the gravitational system developing in the offshore. Notice the listric normal faults, growth strata and roll-over features in the nearshore domain, and the compressional structures in the deep offshore.

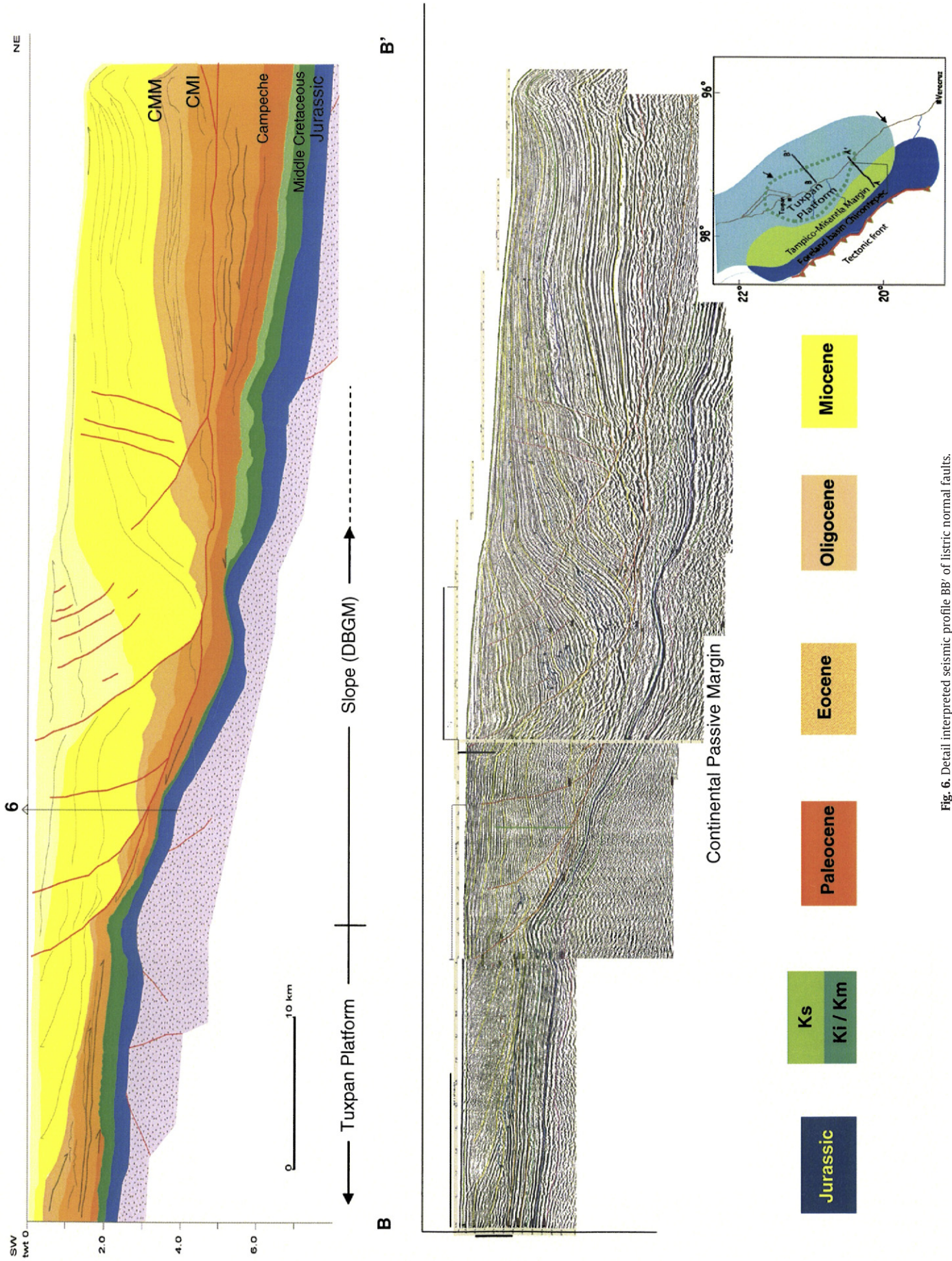


Fig. 6. Detail interpreted seismic profile BB' of listric normal faults.

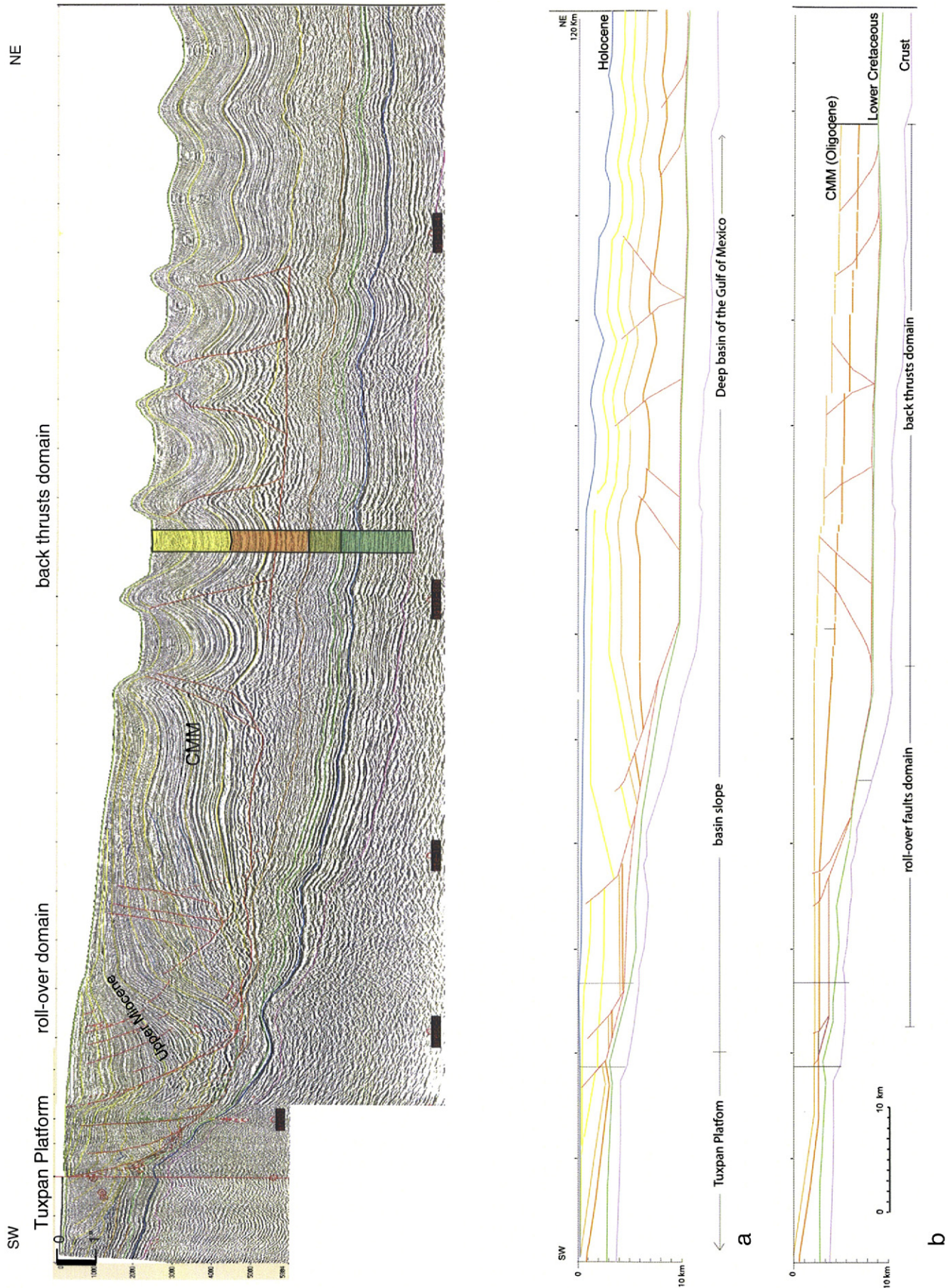


Fig. 7. Regional balanced cross-sections: a) Depth converted architecture of the profile (Present structural section); b) Pre-gravitational architecture of the section in Oligocene time.

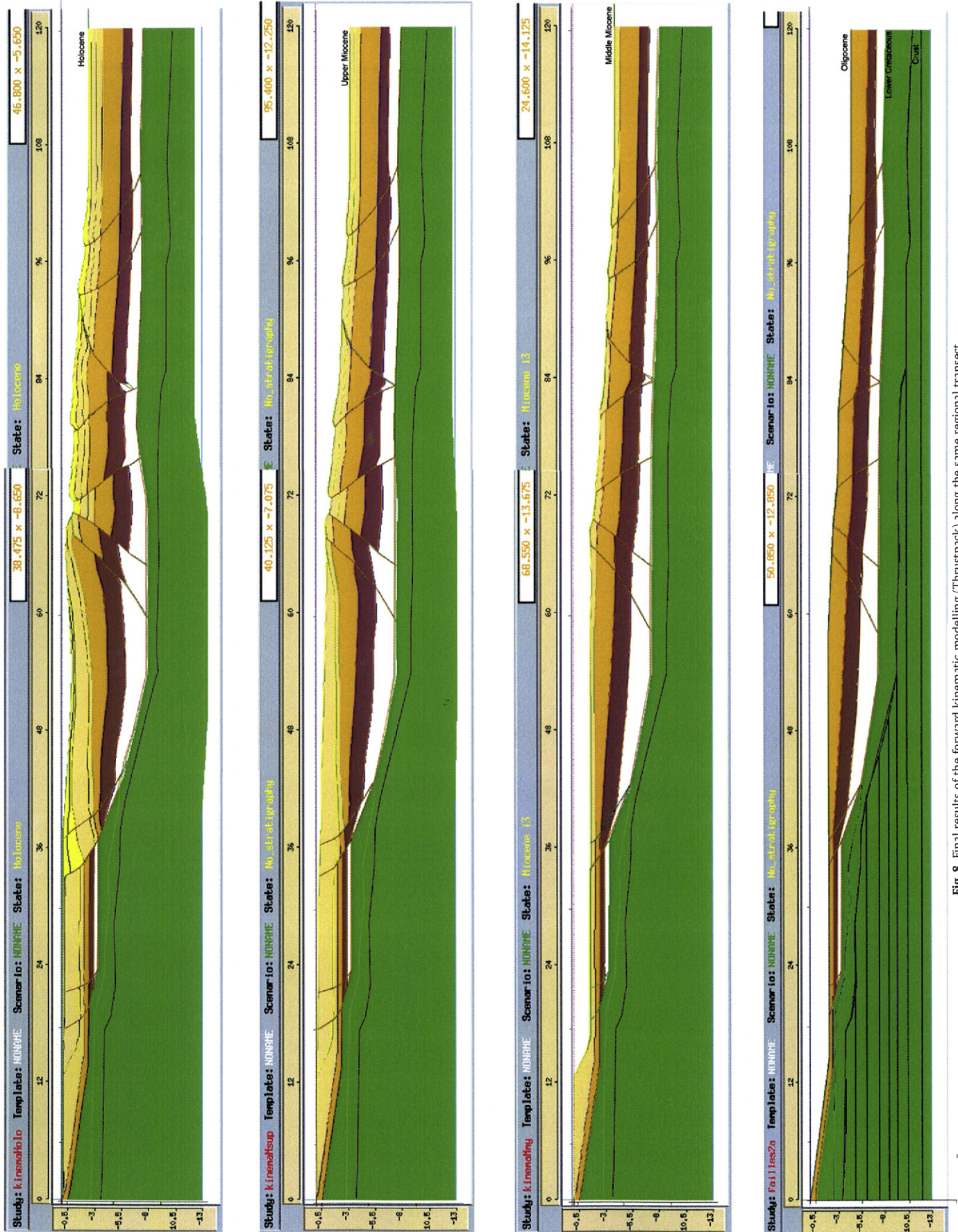


Fig. 8. Final results of the forward kinematic modelling (Thrustpack) along the same regional transect.

Table 2
Definition of variables used in Thrustpack modelling

Stage	Age Ma.	Displacement km	Fault velocity mm/yr	Subsidence m
Holocene	8–0 (1.62)	2.2	0.35	200/100
Upper Miocene	16–8	1.9	0.26	200/100
Lower Miocene	23–16	0.15	0.07	100

This table summarizes, for each deformation stage, the total horizontal displacement and average velocity of the fault system, as well as the value of vertical subsidence applied to the model.

stages computed with the Dionisos stratigraphic modelling described below.

5. Stratigraphic modelling and Neogene sediment transfer across the margin

Stratigraphic modelling is a powerful tool to create a 3D numerical model of a sedimentary basin. Such a modelling allows us to test and quantify the role and interaction of different sedimentary processes, and to better analyse a geological model or a seismic interpretation. In this paper, a 2D stratigraphic modelling along a 140 km long section (with a grid point spacing of 250 m), was performed to simulate the sediment transfer, from the littoral plain to the Deep Basin of the Gulf of Mexico (DBGM). Although the simulation started during the Upper Eocene at 38 Ma, the numerical study was focused on the Miocene and Pliocene, from 23.5 Ma up to today (with a time step of 0.5 Ma).

In the section below, we shall first describe the overall lithostratigraphy of the simulated section, then the sedimentary model deduced from outcrop studies and seismic interpretation, and finally the stratigraphic modelling.

5.1. Stratigraphic description

Seismic profiles, wells and outcrop data have been studied jointly and combined to derive a realistic sedimentary model of the Neogene series for the entire onshore-offshore transect. The seismic horizons correlated across DBGM comprise the top Basement, the top Jurassic, the top Cretaceous, the Campeche horizon, the Lower and the Middle Cordilleras Mexicanas horizons, which represent the bottom and the top of the Oligocene series, respectively, and the top Miocene. These horizons or seismic surfaces limit several seismic sequences that are coeval to stratigraphic units cropping out in the foothills of the Sierra Madre Oriental. Given our main objective here as the study of the Neogene sediment transfer and coeval development of a roll-over system, we shall focus below on the description of the lithostratigraphy of the Oligocene to Miocene series.

5.1.1. Oligocene and Neogene seismic sequences

Tables 3 and 4 show the seismic attributes or characters of the seismic reflection surfaces and seismic sequences used for seismic sections AA' and BB'.

5.1.1.1. Seismic sequences of section AA' (Fig. 4)

5.1.1.1.1. Oligocene seismic sequence. Onshore, the Oligocene seismic sequence extends from 0.25 to 1 s TWT. It constitutes a basin scale blanket, extending across the entire basin, covering the Eocene strata and underlying Quaternary deposits, even extending over the Tuxpan Platform (TxP) paleohigh. At the base, its internal forms and reflection patterns are subparallel, with downlaps towards the east. Near the top, its reflection patterns are either chaotic-contorted or hummocky. In the offshore and DBGM, the Oligocene sequence is referred to as the Middle Cordilleras Mexicanas sequence (MCM, Shaub et al., 1984). MCM rests on top of the Campeche horizon and is overlain by Neogene series. Oligocene reflectors display an average reflection intensity. They are broken, with lateral changes in average amplitude.

Table 3
Seismic attributes of section AA' (Fig. 4)

Reflection surface	Intensity strength	Reflection continuity	Amplitude
Oligocene	Medium	Discontinuous	Weak
Miocene	Strong	Continuous–discontinuous	Medium

Seismic sequence	Reflection patterns	Continuous	Amplitude	Frequency	External form
Oligocene (Middle Cordilleras Mexicanas)	Oblique–subparallel mounded hummocky	Discontinuous	Medium		Sheet drape
Miocene	Oblique	Continuous	Medium	High	Bank

5.1.1.2. Miocene seismic sequence. This unit rests in obvious concordance on the Oligocene seismic sequence. Its top displays downlap terminations with the older layers. Onshore, this unit is characterized by a horizontal reflection configuration. Farther east, the Miocene seismic sequence has an oblique reflection configuration with an eastward progradation, whereas its base displays a mounded reflection pattern. The Miocene seismic sequence is only documented in the central part of the seismic profile, east of the TxP.

5.1.1.2. Seismic sequences of section BB' (Fig. 6)

5.1.1.2.1. Oligocene seismic sequence (Middle Cordilleras Mexicanas, MCM). The Oligocene seismic sequence (MCM) has been calibrated in the seismic section BB', using the well # 6, which cuts 300 m of Oligocene sandstone and limestone. The MCM sequence shows apparent onlap termination on the main regional listric fault. This sequence displays clinoform progradation and oblique subparallel downlap terminations over the mounded Middle Cretaceous seismic sequence. On the slope the geometries are chaotic with lateral changes towards the bottom slope (to the east), where the MCM sequence displays subparallel reflection configuration and locally shingled-facies (i.e., at km 60 and 70).

5.1.1.2.2. Miocene and Pliocene seismic sequence (Fig. 6). The well # 6 cuts through 3500 m of Neogene neritic sand clay and displays an aggradational–progradational stacking pattern, with an upward increase of sand (Fig. 11). DSDP site 89 wells in the deep basin also contain Pliocene and upper Miocene siliciclastic sediments.

The offshore Neogene sequence (see seismic section AA') overlies the TxP and also extends laterally eastward. The Miocene seismic horizons have a strong intensity and continuity of reflection. The reflection configurations are oblique from west to east, progradational, subparallel, convergent and divergent in the roll-over system, and finally display subparallel scours. The top of this seismic sequence exhibits downlap terminations over the roll-over anticline. Distinct seismic facies occur locally, including lenses with downlap terminations on both sides,

Table 4
Seismic attributes of section BB' (Fig. 6)

Reflection surface	Intensity strength	Reflection continuity	Amplitude
Oligocene (Middle Cordilleras Mexicanas)	Strong	Continuous	Medium high
Miocene	Strong	Continuous	Medium

Seismic sequence	Reflection patterns	Continuous	Amplitude	Frequency	External form
Oligocene (Middle Cordilleras Mexicanas)	Subparallel–shingle	Continuous	High	Low	Bank-sheet
Miocene	Oblique progradational, subparallel	Continuous	Medium	High	Sheet

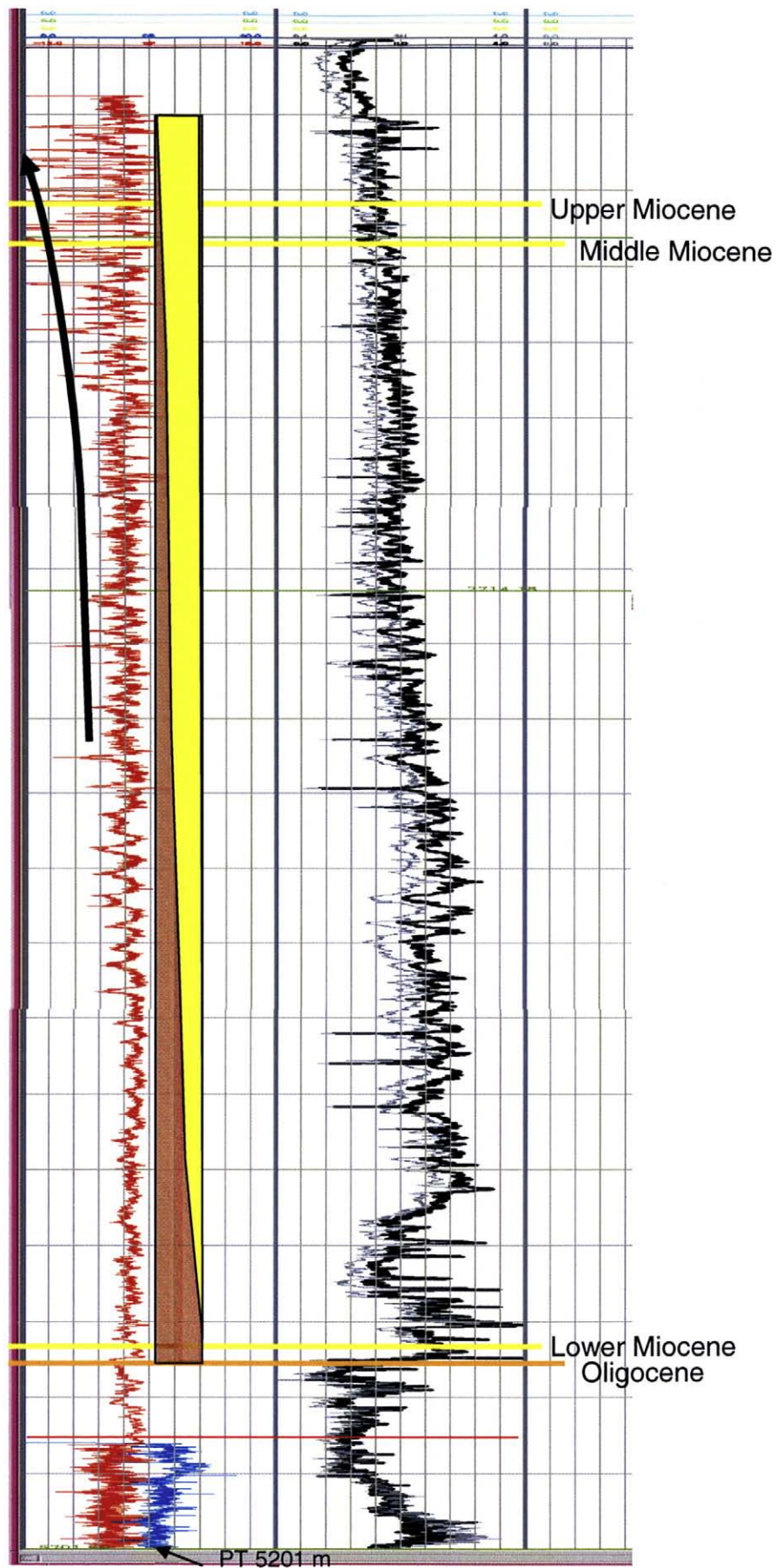


Fig. 9. Stratigraphic section cropping out close from seismic section AA', with schematic description of its sediments facies (see location Fig. 1).

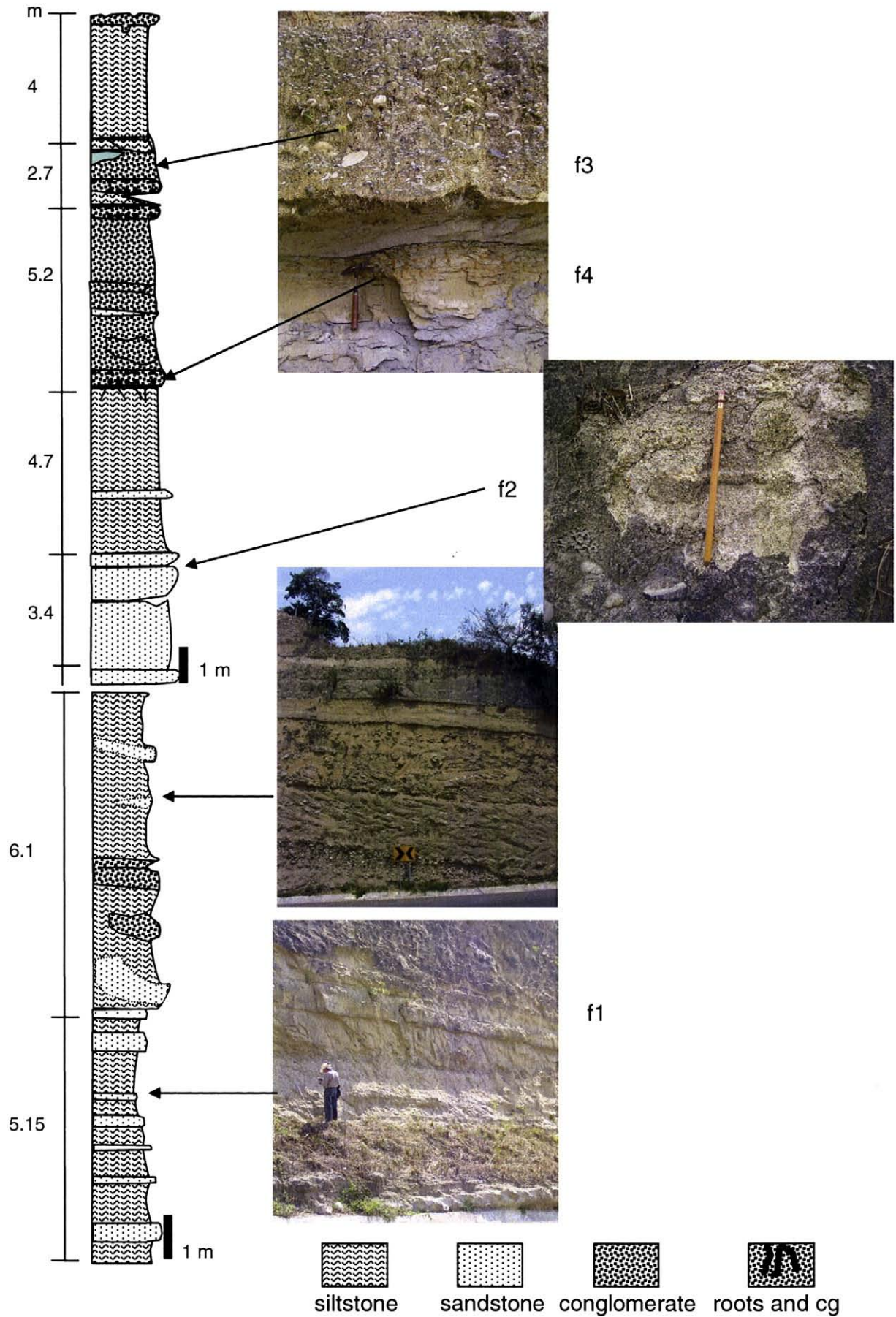


Fig. 10. Detail of the roll-over system and the types of clinoform, sedimentary load with arrows.

slumps, scours, channels, as well as hummocky seismic facies. The overall subparallel reflection configuration is therefore locally changed toward a shingle seismic sequence, characterizing a chaotic seismic facies.

5.1.2. Sedimentology based on outcrops and bore hole cores

5.1.2.1. Oligocene series

5.1.2.1.1. *Lower Palma Real and Upper Palma Real formations.* The Lower Palma Real Formation (Pri) overlies conformably the Tantoyunca and Chapopote formations. The Upper Palma Real Formation (Prs) underlies conformably the Coatzintla Formation. There is no unconformity between the Lower and Upper Palma Real formations.

Both formations are made up of shale and sand interbeds with grey greenish colour, and local conglomerates. Toward the top, it contains 450 up to 1300 m thick Oligocene reefal interbeds.

Biostratigraphic data from wells # 3 and 4 indicate that the Lower and Upper Palma Real formations are Early Oligocene and Late Oligocene in age, respectively. Their sediments are bathyal to neritic.

5.1.2.2. Miocene series

5.1.2.2.1. *Coatzintla Formation.* The Coatzintla Formation is an upward-coarsening succession of sandstone, siltstone and claystone. These sediments were deposited in a shallow water paleoenvironment and constitute a transgression–regression cycle. The Coatzintla Formation has an average thickness of 350 m in the wells # 3 and 4. The age of the Coatzintla Formation is Late Oligocene to Early Miocene (Carreño, 1986).

5.1.2.2.2. *Escolin and Tuxpan formations.* The Escolin and Tuxpan formations have an average thickness of 100 to 200 m (Hernandez et al., 2004). In the well # 4, these formations are 225 m thick. The Escolin Formation is Lower Miocene in age (Espinoza, 1992). The base of the Escolin Formation is concordant with the Coatzintla Formation; its top is disconformable with the Tuxpan Formation. Outcrop studies of the Escolin and Tuxpan formations focused on the description of some reference stratigraphic sections.

The Escolin Formation has been studied in detail in the Papantla section. This formation is composed of sandy siltstone of medium-coarse-grained sandstone, and calcareous sandstone. The sandy siltstone layers are 1 to 4 m thick, while the sand layers are 15 to 70 cm thick. The siltstone layers display oblique stratifications. In the more massive strata, pebbles occur locally. Conglomeratic siltstone units show structures indicative of gravity flow, and also contain levels of shells (mollusks). The chalky sands are middle grain with bioclasts and mollusks shells. Some sandstone layers are discontinuous and display U-shape structures or lenses. From bottom to top, the Papantla section (Fig. 9) comprises:

- 11 m of sandy siltstone. Thickness of individual beds ranges from 1.70 to 2.0 m. These layers sometimes show oblique stratification. Pebbles horizons contain also shells (*Turritella*) and other bioclasts, which occur also locally in 15 to 40 cm-thick sandy limestone beds. Sometime these layers are discontinuous and folded and display sedimentary figures indicative of gliding (facies 1). Conglomerates have a siltstone matrix and contain limestone,

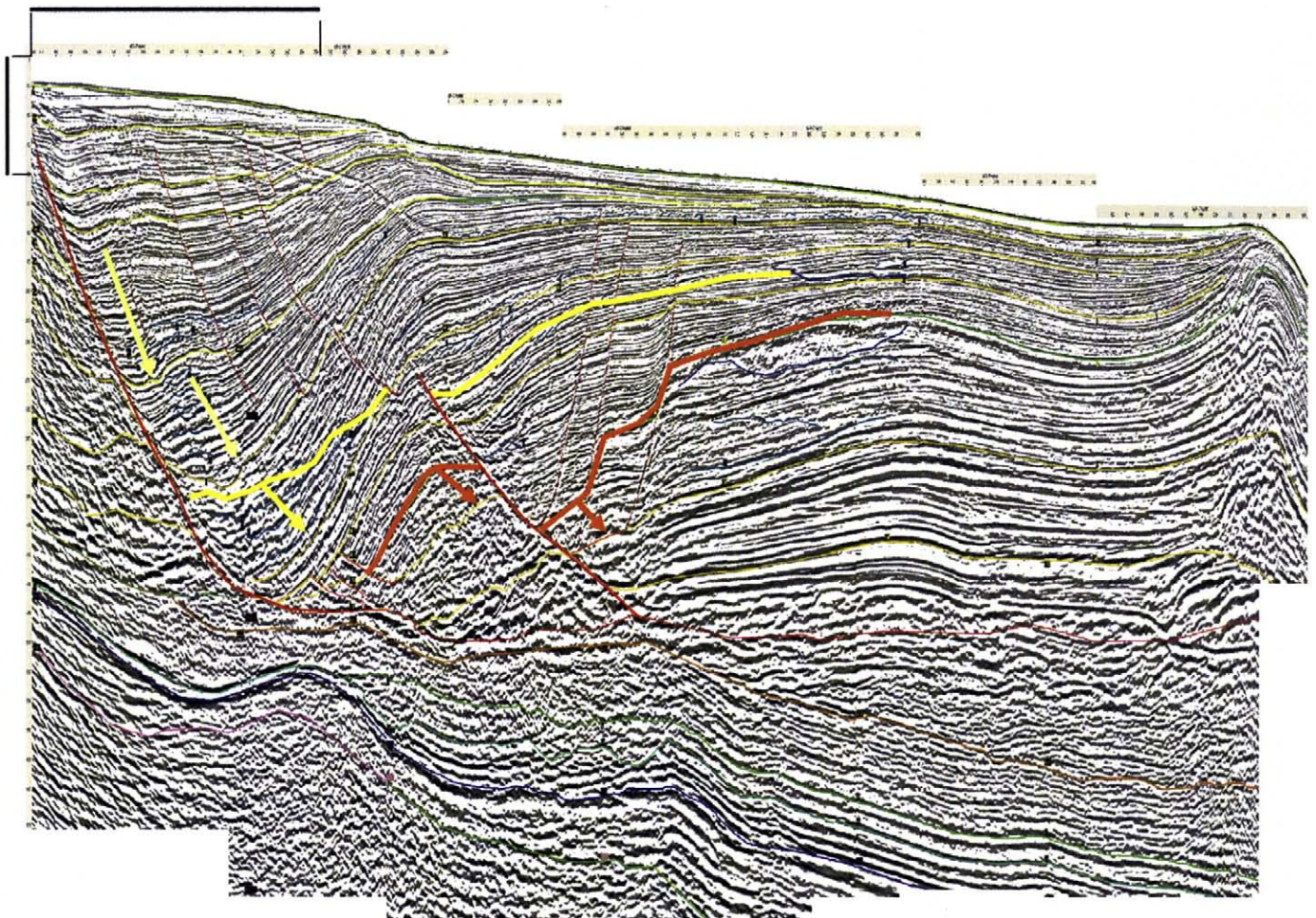
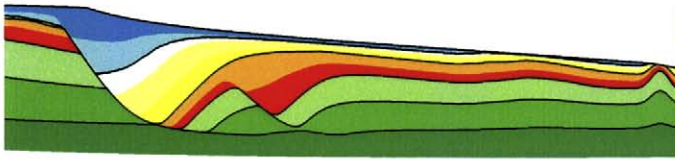


Fig. 11. Well log # 6 (Gr), outlining the Miocene prograding section.

T=0 Ma

Dioniso 3.72 mexico pro mexico_000.nv loaded



Vertical Exaggeration = x 2



Dioniso 3.72 mexico pro mexico_000.nv loaded

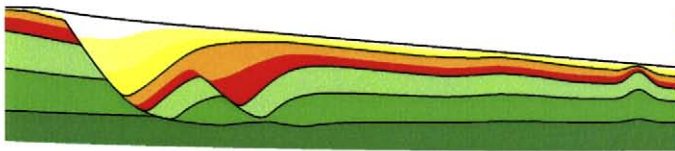


Vertical Exaggeration = x 2



T=5.5 Ma – Top Miocène

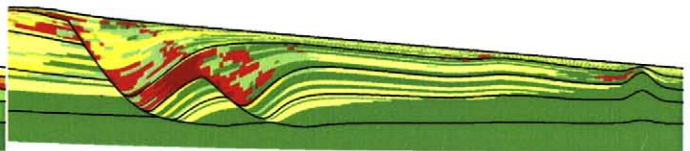
Dioniso 3.72 mexico pro mexico_055.nv loaded



Vertical Exaggeration = x 2



Dioniso 3.72 mexico pro mexico_055.nv loaded

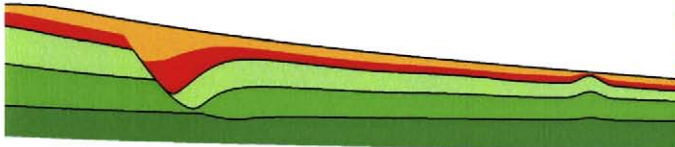


Vertical Exaggeration = x 2



T=16.0 Ma – Top Middle Miocène

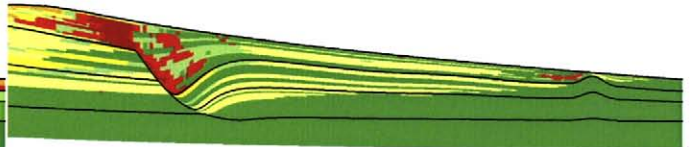
Dioniso 3.72 mexico pro mexico_160.nv loaded



Vertical Exaggeration = x 2



Dioniso 3.72 mexico pro mexico_160.nv loaded



Vertical Exaggeration = x 2



T=23.5 Ma – Top Oligocène

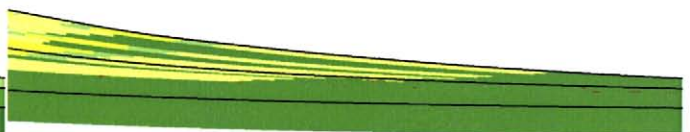
Dioniso 3.72 mexico pro mexico_235.nv loaded



Vertical Exaggeration = x 2



Dioniso 3.72 mexico pro mexico_235.nv loaded



Vertical Exaggeration = x 2

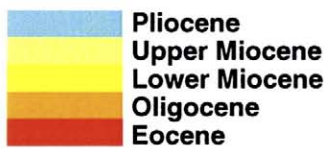


Fig. 12. Evolution through time of the roll-over system, showing an extensive domain in the west and a compressive domain in the east (see seismic section BB', Fig. 6), simulated with Dionisos (forward stratigraphic model).

chert pebbles, and bioclasts, the size of which ranging from 2 or 5 up to 15 cm (facies 3).

- 3.4 m of sandstones, locally poorly consolidated. Beds are 0.80 to 1 m-thick. These sandstones contain shells and small limestone pebbles. Sometimes the beds show a coarse grading (facies 2).
- 19.6 m of siltstone and conglomerate with coarse graded and pebbles layers with an oblique pattern. Sometimes the clayey siltstone beds display fossil roots prints (facies 4). Conglomerates are dominantly made up of chert pebbles, the size of which being comprised between 5 and 10 cm.

The Tuxpan Formation is made up of 20 to 50 cm-thick beds of grey laminated clayey siltstone, and 5 to 10 cm-thick sandstone beds with oblique stratification. Sandstone beds are overlain by discontinuous polygenetic conglomerates, with pebbles composed of limestone, and fragments of reef and volcanics.

5.2. Sedimentary model of the Neogene

During the Eocene–Oligocene the flexural subsidence was less than the sedimentation rate ($sf < rs$). The resulting decrease of the bathymetry was recorded by a progressive change from levee-channel deposits towards shelf edge and near-shore deposits and finally fluvial deposits in the Miocene. A generalized oblique progradation towards the east can be observed along the seismic sections AA' and BB'. Once the foreland basin became filled in the west, oblique progradational clinoforms draped over the TxP, and sediment transport continued downslope. Thus the sedimentary load applied on top of under-compacted Oligocene shales increased and gravity collapse of the slope toward the BPGM initiated (Fig. 10).

The well # 6 displays progradational sedimentary cycles in the lower to middle part of the well, characterized by gradual changes from sand to silt, consistent with upper slope deposits (Fig. 11). The

upper part of the well log records the change from deltaic bars to marine depositional environments. In the outcrops to the west, characteristic deltaic features are exposed, the facies f3 and f4 being fluvial–deltaic. In contrast, the facies f1 and f2 are shoreface deposits. Toward the top of the Escolin Formation the beds display oblique structures (facies f1, Fig. 9). Also in the seismic section, the shoreline results from a regression or sea level fall, after the Upper Miocene transgression cycle (the base is a conglomerate, i.e., the Tuxpan Formation). Upper Miocene sediments increased the load applied over the Lower and Middle Miocene series, the facies f1 accounting for sedimentary features which are characteristic for gravity gliding and ductile flow of the beds (Coleman et al., 1983).

Apart of this transfer of Neogene sediments towards the DBGM, the entire slope is dissected by an extensional fault system (roll-over), developing over the Eocene sediments (slide or decollement surface).

This roll-over system accounts also for a progradation of fluvial–deltaic sands and offshore bars. East of the roll-over, reflections in the Miocene series are subparallel, but still sometimes display channels, scours and slide facies. These facies probably relate to marine currents that circulated in the lower parts of growth anticlines, which developed synchronously with the roll-over systems.

5.3. Sensitivity of parameters by stratigraphic modelling

The stratigraphic modelling of these sediments requires numerous input data. Among the key parameters, we had to secure the calibration against wells and seismic data, the main output result being the present stratigraphic architecture of the margin. We have also performed a number of sensitivity tests of the stratigraphic modelling to specific parameters, in particular we have tested two basin models, the first one assuming a basin closure west of the deep water thrust domain (model focusing on the effect of the roll-over system), the other, wider regional model involving also the deep offshore.

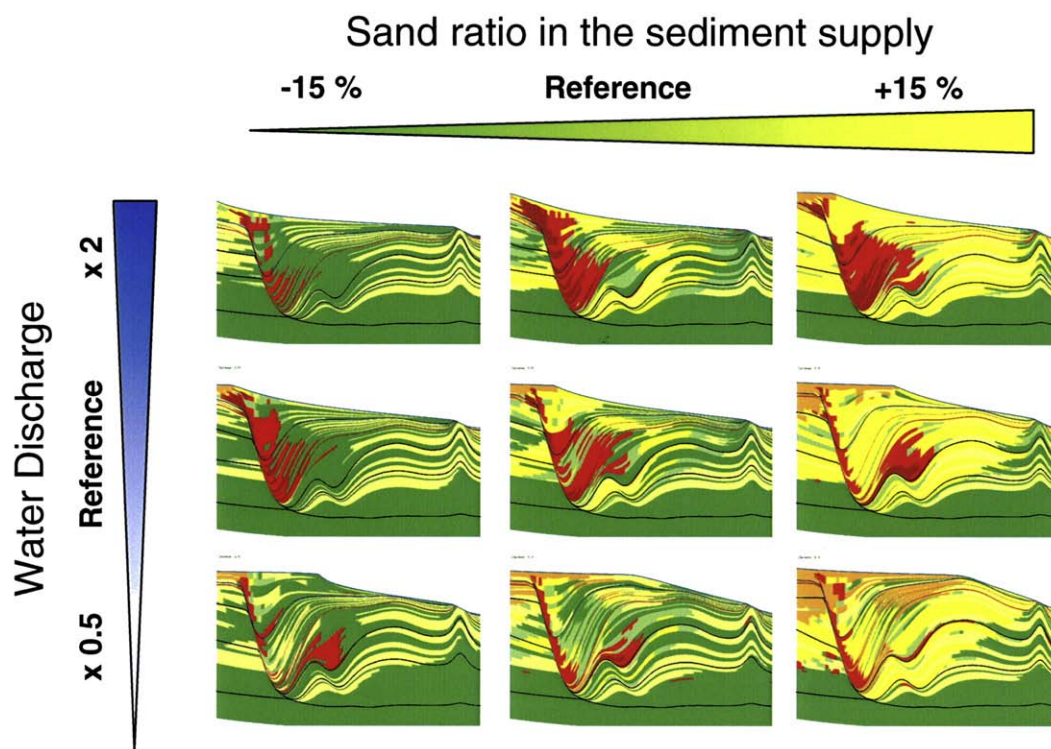


Fig. 13. Sensitivity tests of the facies distribution along the roll-over system, extensive and compressive domains (see Fig. 6), to key parameters of the sediment sources: the sand fraction and the water discharge. Notice (1) the increase of the depositional slope due to the increase of sand or decrease of the water discharge, enhancing the progradation of clinoforms, and (2) the relation between the debris flows (red facies) and the relative location of the shelf edge and the roll-over system.

5.3.1. Work flow

Based on the above seismic interpretation and sedimentary model, we used Dionisio, a numerical forward stratigraphic model, to simulate the evolution of the Gulf of Mexico during the Neogene (Granjeon, 1997; Granjeon and Joseph, 1999; Granjeon and Wolf, 2007). This simulation is performed from the top Eocene (38 Ma) up to the present in a sequence of time steps. At each time step, three main actions are performed:

The first action relates to the computation of the basin deformation: (1) the sedimentary depocenter is divided in two parts due to the decollement surface, i.e. a growth fault system in the west side (extensive part of the basin), and a reverse fault or diapirs domain in the east side (compressive domain), then (2) the sedimentary units above the decollement surface are moved eastward to take into account the horizontal gravitational deformation of the basin, assuming a vertical shear deformation, and finally (3) tectonic subsidence, flexure and compaction are simulated. The eustatic chart constructed by Pemex, and Hernandez et al. (2004) for the Tampico Mizantla basin, which outlines the sea level changes of the basin, is used to describe the eustatic variations.

The second action relates to the definition of sedimentary supply coming from the hinterland: (1) three lithologies, or grain classes, are defined, corresponding to sand (mean grain size=0.2 mm), silt (mean grain size=0.02 mm), and shale (mean grain size=0.002 mm). (2) Sedimentary supply at each time step is defined as a water discharge (m^3/s), containing a given concentration of each lithology. Due to the

large-scale progradation of the margin, the sand fraction introduced in the basin progressively increased from the Lower Miocene up to the present. Although the sand fraction coming from the hinterland might have been constant, the sand fraction introduced at the boundary of the simulated area should be increased, as sand that was trapped along the slope margin, outside of the simulated area, was later released into the study area, where it created the observed progradational clinoform deposits. In order to represent in a simple way the seasonal evolution of the water discharge, we assumed that there are two extreme seasons operating each year: a relatively dry period and a wetter period. In this paper, we assumed that the wet period is over 3 months per year (rain gauge chart of Veracruz, Mexico), the water discharge is multiplied by 10, accounting for 80% of the whole sedimentary supply being introduced in the basin during this period.

The third and last action relates to the simulation of the sediment transport using deterministic laws and the mass balance principles: (1) the overall physiography of the basin is first checked. If in some part of the basin, the basin slope is higher than a critical angle (assumed constant in this paper, and equal to 100 m/km, or 5.7°), then all sediments above this critical slope are assumed to be unstable, transformed in a debris flow, and moved downward. (2) Long-term sediment transport is then simulated assuming a low-concentration hyperpycnal flow transport regime, and thus using a water-driven diffusion equation, in which the volume of each lithology transported along the basin floor is proportional to the water discharge and basin slope.

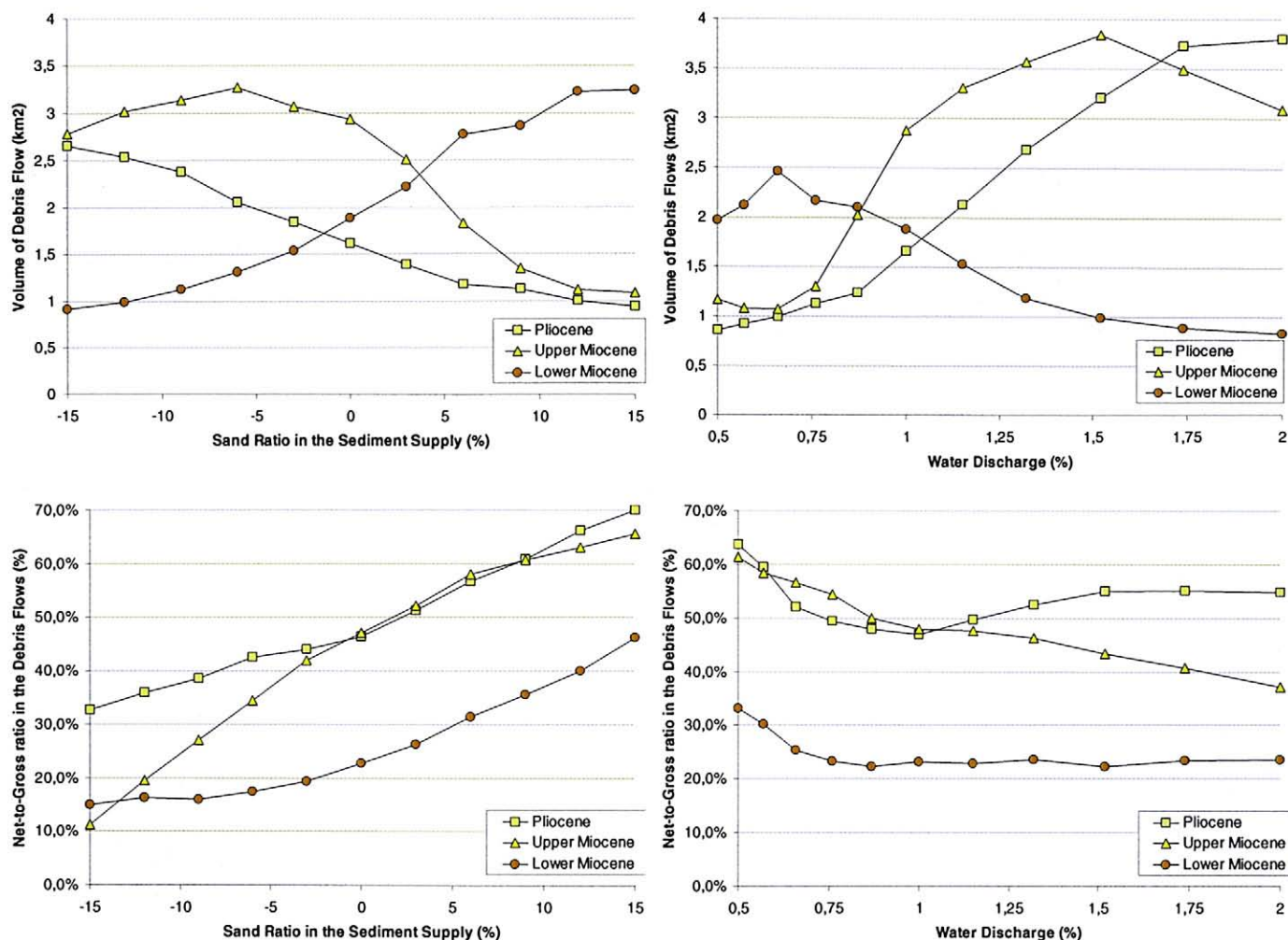


Fig. 14. Sensitivity of volume and net to gross ratio in debris flow as compared to sand ratio in the sediments supply and to water discharge.

5.3.2. Results of the stratigraphic modelling

Dionisos simulations provide two sets of results: (1) the stratigraphic architecture that represents the seismic reflection configuration and (2) the lithology fraction inside the sediments (sand versus silt versus shale) which accounts also for the seismic facies evidenced on the seismic section BB'.

The objective of stratigraphic modelling is to fit the final architecture of the model with the overall configuration of the intra-Miocene seismic reflectors of seismic section BB'. Subsequently, a predictive interpretation of the lithofacies can be proposed for distal portions of the transect where no calibration well is yet available (Fig. 12).

We have tested here the sensitivity of the model to two major parameters: the sand fraction inside the sedimentary supply and the relative water discharge, and their impact on the basin stratigraphy and in particular on the volume and net-to-gross ratio of the debris flows. Although all simulations (Fig. 13) gave more or less the same overall geometries, and the same distribution of debris flows, a detailed analysis of these debris flows and their lithological characteristics displays interesting results (Fig. 14).

5.3.2.1. Sensitivity to the sand fraction. Based on our reference simulation (Fig. 12), we modified the sand fraction in the sedimentary supply, removing or adding 15% of sand. The average sand fraction varies then from 7% to 37%, with an average of 22%. As it is harder to transport sandy than shaly sediments, taking all other parameters constant, an increase of the sand fraction induces a steeper depositional profile and less sediments are transported basinward, and thus a more important progradation of the basin shelf and a more sand starved basin. As the sand fraction in the sedimentary supply increases, the sand fraction of the shelf edge increases, and as the debris flow is mainly associated with shelf edge instability in our case, the overall net-to-gross ratio in the debris flows increases. However, the volume of debris flows observed during the Upper Miocene and the Pliocene decreases. Due to the steeped profile, the shelf edge has indeed prograded farther inside the basin, and is now located quite far east from the growth fault, in a more stable part of the basin.

5.3.2.2. Sensitivity to water discharge. Also based on our reference simulation (Fig. 12), we subsequently modified the water discharge and multiplied it by a ratio from 0.5 to 2.0. The result of this sensitivity test is quite similar to the previous one on the sand fraction (Fig. 12), but in the opposite way. If we reduce the water discharge, it becomes harder for the water flow to transport sediment, thus resulting in a steeper profile. Therefore a decrease of the water supply is more or less equivalent to an increase of the sand fraction for the steep edge, but also for the volume and net-to-gross ratio of the debris flows (Fig. 13).

6. Discussion and perspectives

The main processes controlling the Neogene sedimentary deposits are:

- The sediment supply which drives large volumes of clastics in the offshore and slope (such large sedimentary influx is responsible for a sedimentary load that induces the roll-over system);
- The roll-over system itself, which creates available space for the sediments and adjacent shortening and folding in the sedimentary wedge east of the roll-over system. This large sedimentary volume is produced by rapid sedimentation-rates or at least a sedimentation rate greater than rate of basin subsidence.

Rapid sedimentation of Neogene clastic and coeval development of a prograding sedimentary wedge are sufficient to account for the development of overpressured conditions in underlying Oligocene clays, resulting in ductile behaviour that causes the development of a decollement for the roll-over system and coeval compressional system

developing at the toe of the wedge, as well as to further transfer of sediments toward DBGM.

The present stratigraphic modelling was focused on the architecture and sand/clay ratio of Neogene siliciclastic deposits of an offshore segment of the western margin of the Gulf of Mexico, namely the shelf and slope of the Veracruz State. Further studies will be required to provide a more comprehensive mass balance at the scale of the entire passive margin and adjacent part of the abyssal plain.

At this stage (Late Paleogene and Neogene), paleothermometers (Ro, Tmax, Th of fluid inclusions) already provide information on the paleoburial of Mesozoic carbonates of the Cordoba Platform prior to its tectonic accretion in the Cordilleran foothills, thus accounting for up to 4 km of erosion of synflexural Late Cretaceous to Eocene siliciclastic flexural sequences near the current location of the Laramie thrust front (Ortuño et al., 2003; Ferket et al., 2003, 2004), which is in good agreement with the erosional profiles observed in the seismic sections west of the Golden Lane (Alzaga-Ruiz et al., 2007; Fig. 4).

However, only a fraction of the sedimentary pile of the deep offshore is likely to come from the eastward lateral transfer of sediments from adjacent onshore area in the Tamaulipas State, the sea currents reported in the Gulf of Mexico basin during the Neogene being dominated by a north-to-south flow direction (Araujo, 2004). The overall physiography of the Gulf of Mexico accounts for two major fan deltas sourced by the Rio Bravo and Mississippi in the north, but also for potential sedimentary influx from the south, i.e. Rio Grijalva and Usumacinta, from the Chiapas foothills, at a place where the oceanic basin narrows. Alternatively, pelagic sedimentation is also likely to contribute to part of the sedimentary thickness beneath the abyssal plain, and we are clearly missing deep wells in this domain to describe properly the respective contribution of redeposited continental material from local marine production in the final sedimentary budget. As it stands, our model probably still underestimates the amount of coarse grain (sandy) clastics likely to be trapped in the numerous mini-basins which have developed between the main listric fault and associated roll-over in the west, and the abyssal plain in the east. Further 3D structural and stratigraphic forward modelling will be required to better handle the interactions between the different tectonostratigraphic blocks, sediment sources and sediment pathways.

Acknowledgements

IMP and PEMEX provided continuous support and access to the subsurface data. William Sassi and Nicolaas Hardebol provided valuable recommendations for the kinematic modelling. Two reviewers contributed in improving/clarifying the initial manuscript.

References

- Alzaga-Ruiz, H., Lopez, M., Roure, F., Séranne, M., 2007. Interactions between the Laramian foreland and the passive margin of the Gulf of Mexico: Tectonics and sedimentation in the Golden Lane area, Veracruz State, Mexico. *Marine Petroleum and Geology*. Accepted 31 March 2008.
- Ambrose, W.A., et al., 2003. Miocene valley-fill, slope and submarine-canyon systems in the Laguna Madre-Tuxpan area. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.* 53, 11–18.
- Ambrose, W.A., Wawrzyniec, T.F., Fouad, K., Sakurai, S., Jennette, D.C., Brown, L.F., Guevara, E.H., Dunlap, D.B., Talukdar, S.C., Aranda-García, M., Hernandez-Romano, U., Alvarado-Vega, J., Macas-Zamora, E., Ruiz-Ruiz, H., Cardenas-Hernandez, R., 2005. Neogene tectonics, stratigraphy and play framework of the southern Laguna Madre, Tuxpan continental shelf, Gulf of Mexico. *AAPG Bull.* 89 (6), 725–751.
- Aranda-García, M., 1999. Evolution of Neogene contractional growth structures, southern Gulf of Mexico. Master's Thesis, Univ. of Texas at Austin, 169 pp.
- Araujo, M.J., 2004. Evolution tectonic-sedimentary recent and stratigraphic sequence of the Neogene of the SE of the Gulf of Mexico. PhD. Univ. Nacional Autónoma de Mexico (in Spanish).
- Bally, A., Garcia-Molina, G., Perez-Cruz, G., 1995. Folded Belt of the Western Gulf of Mexico. *AAPG, Nice, Abs.*
- Bouma, A.H., 1982. Intraslope basins of the northwest Gulf of Mexico: a key to ancient submarine canyons and fans. In: Watkins, J.S., Drake, C.L. (Eds.), *Continental margin geology*. *AAPG Mem.*, vol. 34, pp. 567–581.

- Bouma, A.H., Coleman, J.M., et al., 1986. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. NSF, Leg 96, Fort-Lauderdale, Florida, to Galveston, Texas, 9–11/1983. 824 pp.
- Buffler, R.T., 1983. Structure of the Mexican Ridges fold belt, southwest Gulf of Mexico. In: Bally, A.W. (Ed.), *Seismic expression of structural styles: a picture and work atlas*, vol. 2. AAPG, pp. 16–21.
- Buffler, R.T., 1985. Geologic history of deep Gulf of Mexico Basin. Association Round Table, Univ. Texas Marine Science Inst., Galveston, Texas.
- Buffler, R.T., 1991. Seismic stratigraphy of the deep Gulf of Mexico Basin and adjacent margins. In: Salvador, A. (Ed.), *The Gulf of Mexico Basin, GSA, The Geology of North America, J*, pp. 353–387.
- Buffler, R.T., Schlager, W., et al., 1984. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. NSF, Leg 77, Fort Lauderdale, Florida, to San Juan, Puerto Rico, 12/1980–2/1981. 750 pp.
- Camerlo, R.H., Benson, E.F., 2006. Geometric and seismic interpretation of the Perdido fold belt: Northwestern deep-water Gulf of Mexico. *AAPG Bull.* 90 (3), 363–386.
- Carfantán, J.C., 1985. Du système cordilléraire nord-américain au domaine caraïbe: étude géologique du Mexique méridional. Thèse d'Etat, Univ. of Chambéry, 2 volumes.
- Carreño, A. L. 1986. Los ostracodos de edad oligo-miocénica de la subprovincia de Tampico Mizantla, área centro oriental de México. Pater II. Mioceno: Formaciones Mesón y Tuxpan. Revista, Instituto de Geología, UNAM. V6. p. 178–192.
- Chapman, R.E., 1974. Clay diapirism and overthrust faulting. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 85, 1597–1602.
- Cobbold, P.R., Szatmari, P., Demercian, L.S., Coelho, D., Rossello, E.A., 1995. Seismic and experimental evidence for thin-skinned horizontal shortening by convergent radial gliding on evaporites, deep water Santos Basin, Brazil. *AAPG Mem.* 65, 305–321.
- Cobbold, P.R., Mourgues, R., Boyd, K., 2004. Mechanism of thin-skinned detachment in the Amazon fan: assessing the importance of fluid overpressures and hydrocarbon generation. *Mar. Pet. Geol.* 21 (8), 1013–1025.
- Coleman, J.M., Prior, D.B., Lindsay, J.F., 1983. Deltaic influences on shelf edge instability processes. In: Stanley, D.J., Moore, G.T. (Eds.), *The shelf break: Critical interface on continental margins*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Miner., vol. 33, pp. 121–137.
- Coogan, A.H., Bedout, D.G., Maggio, C., 1972. Depositional environments and geologic history of Golden Lane and Poza Rica trend, Mexico; an alternative view. *AAPG Bull.* 56, 1419–1447.
- Crans, W., Mandl, G., Haremboure, J., 1980. On the theory of growth faulting: a geomechanical delta model based on gravity sliding. *J. Pet. Geol.* 2, 265–307.
- Dailly, G.C., 1976. A possible mechanism relating progradation, growth faulting, clay diapirism and overthrusting in a regressive sequence of sediments. *Bull. Can. Pet. Geol.* 24, 92–116.
- Damuth, J.E., 1994. Neogene gravity tectonics and depositional processes on the deep Niger Delta continental margin. *Mar. Pet. Geol.* 11, 320–346.
- Dohmen, T.E., 2002. Age dating of expected MCSB seismic event suggests that it is the K–T boundary. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.* 52, 177–180.
- Espinoza, N.M., 1992. Informe Geológico Final “Estudio las Pilas” I.G.P.R. 002. Petróleos Mexicanos. (inedito).
- Ewing, T.E., 1991. Structural framework. In: Salvador, A. (Ed.), *The Gulf of Mexico basin, GSA, The geology of North America, J*, pp. 31–52.
- Ewing, M., Worzel, J.L., et al., 1969. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. NSF, Leg 1, Orange, Texas, to Hoboken, New-Jersey, 8–9/1968. . 672 pp.
- Feng, J., 1995. Post mid-Cretaceous seismic stratigraphy and depositional history, deep Gulf of Mexico. PhD Thesis, Univ. of Texas at Austin, 253 pp.
- Feng, J., Buffler, R.T., 1996. Post mid-Cretaceous depositional history, Gulf of Mexico Basin. In: Jones, J.O., Freed, R.L. (Eds.), *Structural framework of the northern Gulf of Mexico*, Gulf Coast Association of Geological Sciences. Special Publ., vol. 46, pp. 9–25.
- Feng, J., Buffler, R.T., Kominz, M.A., 1994. Laramide orogenic influence on Late Mesozoic–Cenozoic subsidence history, western deep Gulf of Mexico basin. *Geology* 22 (4), 359–362.
- Ferket, H., Ortuño, S., Swennen, R., Roure, F., 2003. Diagenesis and fluid flow history in reservoir carbonates of the Cordilleran fold- and thrust-belt: the Cordoba Platform. In: Bartolini, C., Burke, K., Buffler, R., Blickwede, J., Burkart, B. (Eds.), *Mexico and the Caribbean region: plate tectonics, basin formation and hydrocarbon habitats*. AAPG Memoir, vol. 79, pp. 283–304. Ch. 10.
- Ferket, H., Swennen, R., Ortuño-Arztate, S., Cacas, M.C., Roure, F., 2004. Hydrofracturing in the Laramide foreland fold-and-thrust belt of Eastern Mexico. In: Swennen, R., Roure, F., Granath, J. (Eds.), *Deformation, fluid flow and reservoir appraisal in foreland fold-and-thrust belts*. AAPG Hedberg Series, Memoir, vol. 1, pp. 133–156.
- Fiduk, J.C., Weimer, P., Trudgill, B.D., Rowan, M.G., Gale, P.E., Phair, R.L., Korn, B.E., Roberts, G.R., Gafford, W.T., Lowe, R.S., Queffelec, T.A., 1999. The Perdido fold belt, northwestern deep Gulf of Mexico. Part 2: seismic stratigraphy and petroleum systems. *AAPG Bull.* 83 (4), 578–612.
- Galloway, W.E., Ganey-Curry, P.E., Li, X., Buffler, R.T., 2000. Cenozoic depositional history of the Gulf of Mexico basin. *AAPG Bull.* 84 (11), 1743–1774.
- Gonzalez, R., Holguin, N., 2001. Las rocas generadoras de Mexico. *Asociacion Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. 49, 1–2, pp. 16–30.
- Granjeon, D., 1997. Modélisation stratigraphique déterministe: Conception et application d'un modèle diffusif 3D multilithologique. Mémoires Géosciences Rennes, PhD Dissertation, Univ. of Rennes, 189 pp.
- Granjeon, D., Joseph, P., 1999. Concepts and applications of a 3D multiple lithology, diffusive model in stratigraphic modelling. In: Harbaugh, J.W., et al. (Ed.), *Numerical experiments in stratigraphy*. SEPM Spec. Publ., vol. 62.
- Granjeon, D., Wolf, S., 2007. 3D stratigraphic modelling in complex tectonic area. AAPG Annual Convention, Long Beach, Abs.
- Guzman-Vega, M.A., Mello, M.R., 1999. Origin of oil in the Sureste basin, Mexico. *AAPG Bull.* 83 (7), 1068–1095.
- Guzman-Vega, M.A., Costro-Ortiz, L., Roman-Ramos, J.R., Medrano-Morales, L., Valdez, L.C., Vaquez-Covarrubias, E., Ziga-Rodriguez, G., 2001. Classification and origin of petroleum in the Mexican Gulf Coast basin: an overview. In: Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantu-Chapa, A. (Eds.), *The Western Gulf of Mexico basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems*. AAPG Mem., vol. 75, pp. 127–142.
- Hernandez, R.U., Vélez, S.D., Ruiz, R.H., Martínez, G.J., Ghosh, K.S.Y., Jacobo, A. J., 2004. Oligocene-Miocene Sedimentation along the Western Gulf Coast: Insights from Outcrops and Subsurface Data, Onshore–Offshore Northern Veracruz, México. Field Guide for AAPG International Conference and Exhibition.
- Hudec, M.R., Jackson, M.P.A., 2006. Advance of allochthonous salt sheets in passive margins and orogens. *AAPG Bull.* 90 (10), 1535–1564.
- Ladd, J.W., et al., 1976. Deep seismic reflection results from the Gulf of Mexico. *Geology* 4, 365–368.
- Le Roy, C., Rangin, C., Aranda, M., Le Pichon, X., 2005. Crustal shortening and gravity sliding processes along the western margin of the Gulf of Mexico. Thrust belts and foreland basins, First workshop of ILP task Force on Sedimentary Basins, SGF-SGE, Rueil-Malmaison, December 2005, Abs., vol. 231.
- Magoon, L.B., Hudson, T.L., Cook, H.E., 2001. Pimienta-Tamabra, a giant supercharged petroleum system in the southern Gulf of Mexico, onshore and offshore Mexico. In: Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantu-Chapa, A. (Eds.), *The Western Gulf of Mexico basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems*. AAPG Memoir, vol. 75, pp. 83–125.
- Mello, M.R., et al., 1996. Geochemical characterization of oils from the Gulf of Mexico and southeastern Mexican basins: a petroleum system approach to predict deep water probes. In: Gomez-Luna, E., Cortez, A.M. (Eds.), 5th Latin American congress of organic geochemistry, Cancun, Mexico, Memoir, Abs., pp. 106–109.
- Moore, G.W., del Castillo, L., 1974. Tectonic evolution of the southern Gulf of Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 85, 607–618.
- Mourgues, R., Cobbold, P.R., 2006. Sandbox experiments on gravitational spreading and gliding in the presence of fluid overpressures. *J. Struct. Geol.* 28 (5), 887–901.
- Nelson, T.H., 1991. Salt tectonics and listric normal faults. In: Salvador, A. (Ed.), *The Gulf of Mexico basin, GSA, The geology of North America, J*, pp. 73–90.
- Ortega-Gutierrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Sanchez-Rubio, G. and De La Fuente, M., 1990. North American continent–ocean transect program, Transect H3-Acalpuco Trench to the Gulf of Mexico across southern Mexico. *Geol. Soc. of America, Decade of North American Geology Program, map and sections, scale 1:500,000*, 9 pp.
- Ortuño, S., Ferket, H., Cacas, M.-C., Swennen, R., Roure, F., 2003. Late Cretaceous carbonate reservoirs in the Cordoba Platform and Veracruz Basin (Eastern Mexico). In: Bartolini, C., Burke, K., Buffler, R., Blickwede, J., Burkart, B. (Eds.), *Mexico and the Caribbean region: plate tectonics, basin formation and hydrocarbon habitats*. AAPG Memoir, vol. 79, pp. 476–514. Ch. 22.
- Peel, F.J., Travis, C.J., Hossack, J.R., 1995. Genetic structural provinces and salt tectonics of the Cenozoic offshore US Gulf of Mexico: a preliminary analysis. In: Jackson, M.P.A., Roberts, D.G., Snelson, S. (Eds.), *Salt tectonics: a global perspective*. AAPG Memoir, vol. 65, pp. 109–151.
- Pilger, R.H., 1981. The opening of the Gulf of Mexico: implications for the northern Gulf Coast. *Gulf Coast Ass. Geol. Soc. Transact.* 3, 377–381.
- Pindell, J.L., 1994. Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. In: SKD, T.A., Jackson (Eds.), *Caribbean geology: an introduction*. Univ. of the West-Indies Press, Kingston, Jamaica, pp. 13–39.
- Reed, J.M., 1994. Probable Cretaceous-to-Recent rifting in the Gulf of Mexico basin. Part I. *J. Pet. Geol.* 17 (4), 629–666.
- Rouby, D., Cobbold, P.R., 1996. Kinematic analysis of a growth fault system in the Niger Delta from restoration in map view. *Mar. Pet. Geol.* 13 (5), 565–580.
- Rowan, M.G., Jackson, M.P.A., Trudgill, B.D., 1999a. Salt-related fault families and fault welds in the Northern Gulf of Mexico. *AAPG Bull.* 83, 1454–1484.
- Rowan, M.G., Trudgill, B.D., Weimer, P., Fiduk, J.C., 1999b. Comparison of the Mississippi fan and Perdido deep water, salt-cored fold belt, northern Gulf of Mexico. *AAPG Bull.* 83 (8), 1296–1346.
- Ruiz, J.P., Salomon, L.E., Aranda-García, M., 2004. Structural Styles of the Perdido and Mexican Ridges Fold-belts. AAPG, Abs.
- Salvador, A. (Ed.), 1991a. *The Gulf of Mexico*. GSA, The geology of North America, J.
- Salvador, A., 1991b. Origin and development of the Gulf of Mexico basin. In: Salvador, A. (Ed.), *The Gulf of Mexico basin, GSA, The geology of North America, J*, pp. 389–444.
- Shaub, F.J., Buffler, R.T., Parsons, J.G., 1984. Seismic stratigraphic framework of the deep central Gulf of Mexico Basin. *AAPG Bull.* 68, 1790–1802.
- Suter, M., 1987. Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-and-thrust belt in east-central Mexico. *GSA Bull.* 98, 249–264.
- Tardy, M., 1980. Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre Orientale du Mexique. Thèse d'Etat, Univ. UPMC, Paris VI, 459 pp.
- Trudgill, B.D., Rowan, M.G., Fiduk, J.C., Weimer, P., Gale, P.E., Korn, B.E., Phair, R.L., Gafford, W.T., Roberts, G.R., Dobbs, S.W., 1999. The Perdido fold belt, northwestern deep Gulf of Mexico. Part I: structural geometry, evolution and regional implications. *AAPG Bull.* 83 (1), 88–113.
- van Mount, S., Suppe, J., Hook, S.C., 1990. A forward modeling strategy for balancing cross-sections. *AAPG Bull.* 74 (5), 521–531.
- Vendeville, B.C., Cobbold, P.R., Davy, P., Brun, J.P., Choukroune, P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. In: Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (Eds.), *Continental extensional tectonics*, London. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, vol. 28, pp. 95–107.
- Viniegra, O.F., 1971. Age and evolution of salt basins of southeastern Mexico. *AAPG Bull.* 55, 478–494.
- Viniegra, O.F., Castillo-Tejero, C., 1970. Golden Lane fields, Veracruz, Mexico. In: Halbouty, M.T. (Ed.), *Geology of giant petroleum fields*. AAPG Mem., 14, pp. 309–325.
- Watkins, J., Ladd, J.W., Buffler, R.T., Shaub, F.J., Houston, M.H., Worzel, J.L., 1978. Occurrence and evolution of salt in Deep Gulf of Mexico. *AAPG Bull.* 43–65.
- Wawrzyniec, T.F., Fouad, K., Schutz-Ela, D.a.n., Ambrose, W., A.A., Jennette, C.D., Sakurai, S., Guevara, H.E., Aranda, G.M., Alvarado, V.J., Hernandez, R.U., Macias, Z.E., Roman, J., Rosas, C., Rosas, K., Salomon, E.L., 2003. Cenozoic deformation styles of the

- Laguna Madre-Tuxpan shelf and Mexican Ridges fold belt, Mexico. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.* 54, 843–855.
- Wawrzyniec, T.F., Ambrose, W., Aranda-Garcia, M., Romano, U.H., 2004. Tectonic forcing of the shelf-ramp depositional architecture, Laguna Madre-Tuxpan Shelf, western Gulf of Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 31, L13614. doi:10.1029/2004GL020018.
- Weimer, P., Buffler, R.T., 1992. Structural geology and evolution of the Mississippian fold belt, deep Gulf of Mexico. *AAPG Bull.* 76, 225–251.
- Worzel, J.L., Bryant, W., et al., 1973. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. NSF, Leg 10, Galveston, Texas, to Miami, Florida, 2–4/1970. 750 pp.

V- INTEGRATION et DISCUSSION

L'un des objectifs de ce travail était de savoir comment s'effectuait le remplissage sédimentaire du Bassin Profond du Golfe du Mexique (BPGM). Nous avons ainsi identifié plusieurs processus sédimentaires qui sont plus ou moins contrôlés par l'évolution tectonique et géodynamique de la marge passive, les principales étapes de l'évolution tectonique et sédimentaire étant:

- Les périodes de rifting et post-rift;
- L'orogénèse laramienne;
- L'époque post-orogénèse;

Périodes de rifting et post-rift (210 à 92 M.a.)

Les premiers dépôts syn-tectoniques sont constitués par les couches rouges et d'évaporites. L'histoire de la marge passive du Golfe du Mexique démarre au Jurassique inférieur et moyen, avec l'individualisation de grabens intracontinentaux qui évolueront ensuite vers des bassins marins. Ces grabens se trouvent sur la marge orientale du Mexique, et se sont développés au cours de l'épisode géodynamique de rifting intra-continental. Sur les profils sismiques, le socle est représenté par une série de blocs. Son toit est bien différencié par ses réflexions chaotiques (Figs. 2.1 et 3.6). Dans le secteur considéré, il est attribué à la micro-plaque lithosphérique Maya (Maya Terrane, Campa et Coney, 1983) et a été atteint par les puits # 1 et 2. Il comprend des roches pluto-volcaniques datées entre 230 à 180 M.a.. (Jacobo, 1986).

Sur la section sismique BB', au pied de la pente (marge externe de la Plateforme de Tuxpan) l'interprétation de l'horizon sismique du toit du socle n'est pas claire, les horizons du Mésozoïque sus-jacents constituant un dôme (voir profil BB'), qui coïncide avec une anomalie magnétique et gravimétrique bien identifiée grâce aux méthodes potentielles.

La meilleure façon de rendre compte de cette anomalie dans les modèles gravimétriques et magnétométriques est de lui associer une masse avec une susceptibilité magnétique plus grande et une forte densité. La plupart des auteurs attribuent cette anomalie à un changement latéral de la nature du socle, lié aux étapes post-rift (juxtaposition de blocs de socle d'origines différentes par coulissage le long de grands linéaments; workshop, *et al.*, 2003) (Fig. 2.2).

J'ai construit une carte isochrone du sommet du socle grâce à ma base de données sismiques. Cette carte, fiable pour la partie haute de la marge où il le socle est constitué d'un substratum continental, devient de plus en plus interprétative dans l'offshore profond, avec encore de nombreuses incertitudes sur la position exacte de la transition continent-océan (Fig. 5.1).

La période post-rift est caractérisée par l'océanisation du BPGM, tandis que plus à l'ouest les bassins intracontinentaux de Sabina, Tampico-Mizantla, Veracruz, etc... poursuivent leur subsidence thermique. Leurs premiers dépôts sont constitués par des sédiments continentaux (grès rouges et évaporites) correspondant aux formations Huizachal, Cahuadas, Todos Santos, etc.... Dans la région d'étude, ces séries sont représentées par la Formation Cahuadas, datée du Jurassique moyen grâce aux études de palynologie (Quezada, 1983).

Les dépôts évaporitiques ont une grande distribution dans le BPGM. Ils sont localisés principalement au nord-nord-ouest et sud-est du BPGM et y constituent pour l'essentiel les

nappes de sel allochtone de Sigbee et de Campeche, respectivement (Figs. 2.4 et 2.10). Ces évaporites forment un coin allochtone qui s'est parfois propagé très loin au delà de la transition continent-océan, avec une flèche pouvant atteindre 200 km (Rowan, 2004).

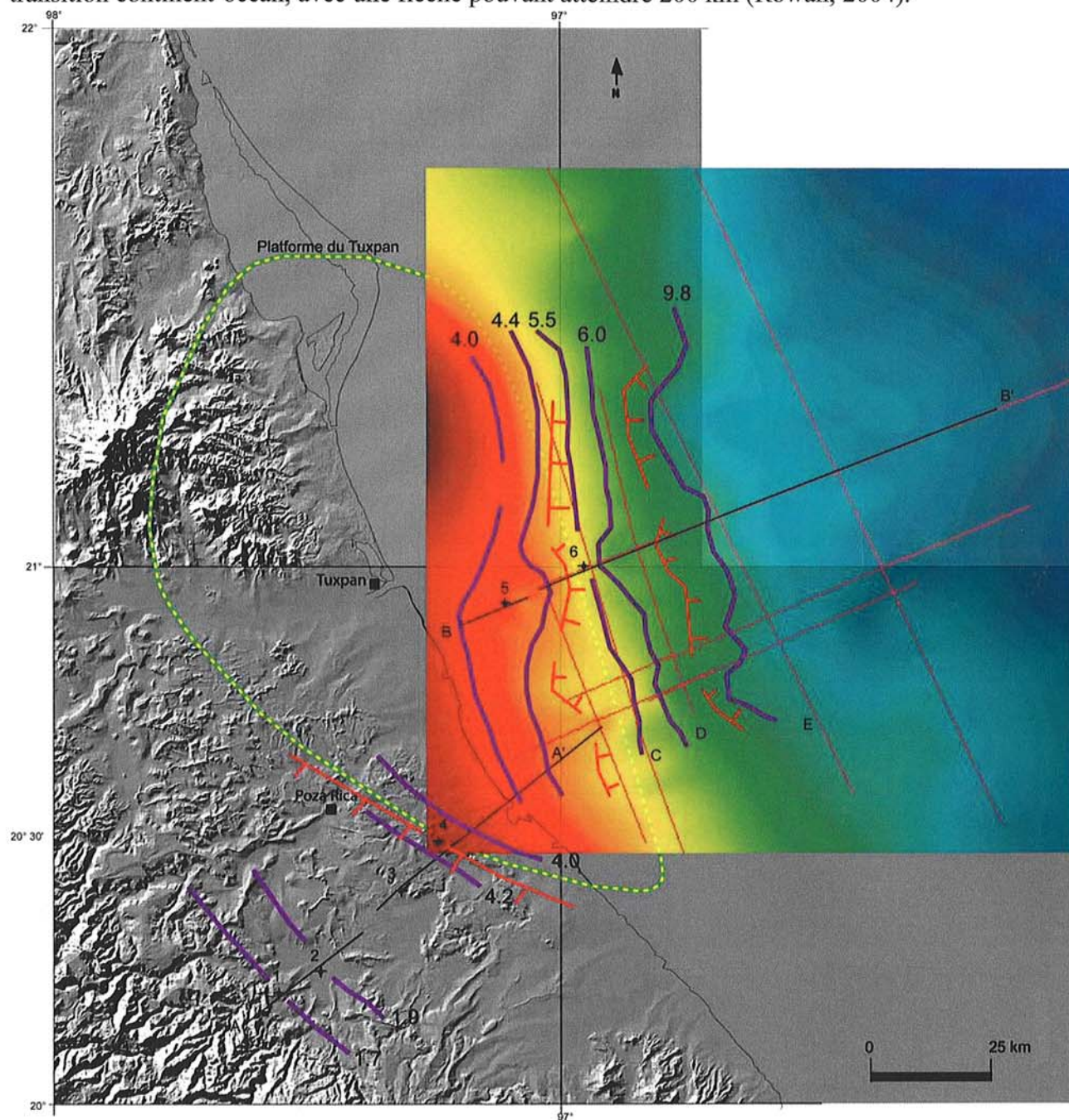


Figure 5.1: Carte isochrone du sommet de la croûte (en temps), rifting intra-continentale. Les courbes (violet) superposées au fond de couleurs sont en profondeur (km).

La sédimentation marine du BPGM se développe au dessus de la croûte océanique, et, elle est d'abord caractérisée par des downlaps (Fig. 5.2). La nature de ces premiers dépôts du BPGM reste inconnue. Par analogie avec le bassin de la Mer Rouge, on peut supposer qu'ils sont constitués de sédiments volcano-clastiques, de pélites et peut-être de calcaires. Leur âge est

certainement jurassique supérieur, puisqu'ils surmontent latéralement les dépôts continentaux du Jurassique moyen dans les bassins intracontinentaux périphériques (bassins de Sabina,

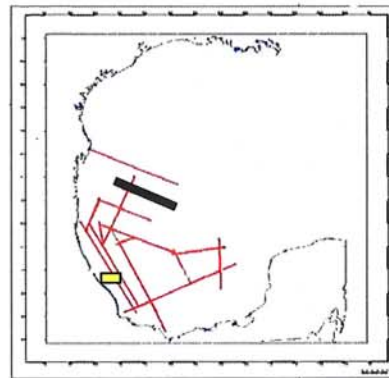
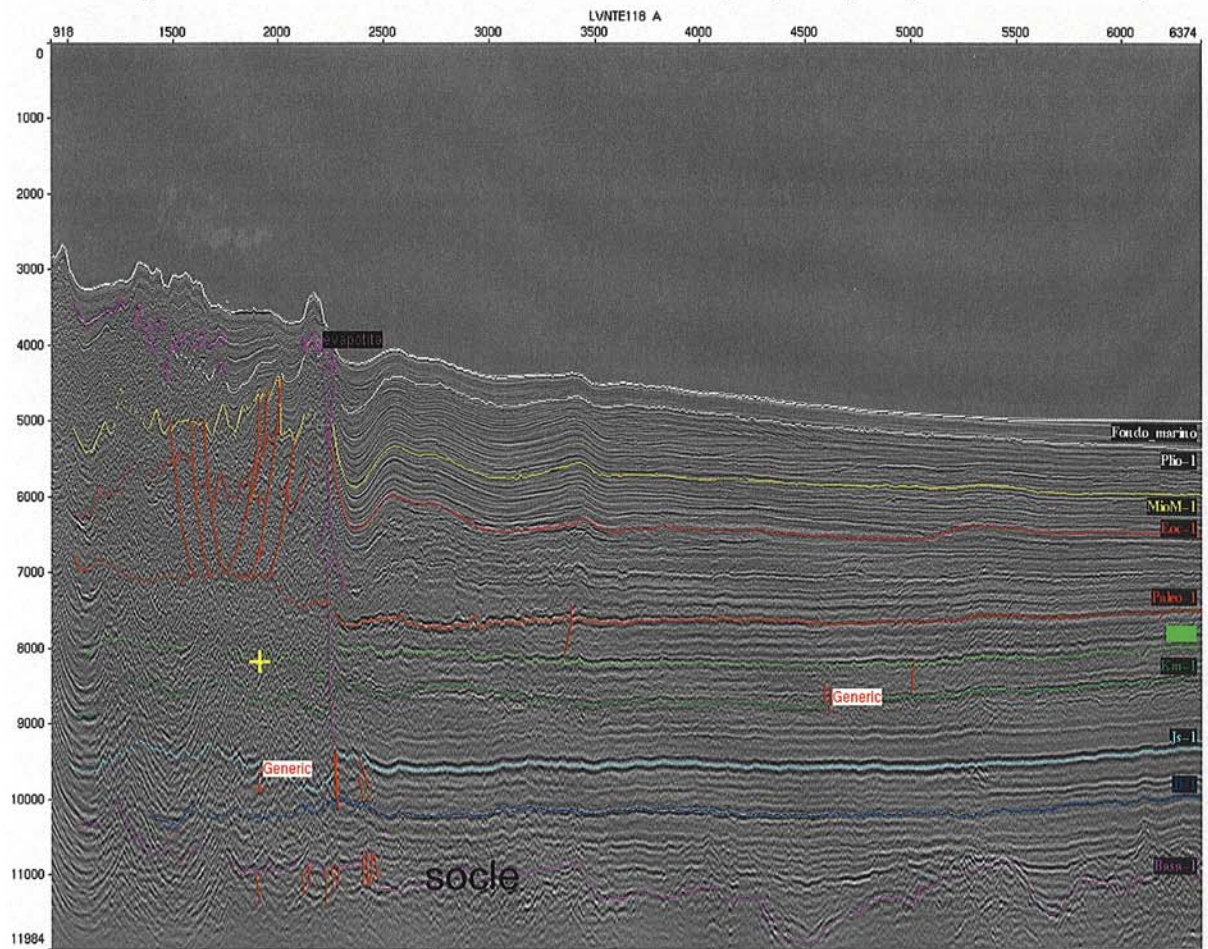


Figure 5.2: Section sismique montrant la sommet de la croûte océanique. Noter les derniers remplissages sédimentaires synrifts recouverts par la série post-rift (Js-1).

Tampico-Mizantla, etc...), dans lesquels les premiers dépôts marins commencent au Callovo-Oxfordien (Quezada, 1983; Alzaga, 1994). Ces dépôts correspondent à la sismoséquence jurassique. Sur la section AA', ils ont été atteints par les puits # 1, 2, 3 et 4, et sont constitués par des dépôts calcaires et marneux, le puits # 4 recoupant aussi des grès rouges.

L'installation et le développement des grandes plates-formes carbonatées débutent pendant le Néocomien et se poursuivent jusqu'au Cénomaniens sur la partie continentale de la marge, avec des faciès de plateforme externe et récifale sur les anciens grabens et horst hérités de la période de rifting. Il s'agit alors d'une étape de calme tectonique relatif, postérieure à l'accrétion de la croûte océanique. Cette étape géodynamique est contrôlée par la subsidence thermique de la marge passive du Golfe du Mexique.

Les faciès de plateforme externe et récifale constituent la sismoséquence du Crétacé moyen, traversée par les puits # 1, 2 et 4 sur la section AA'. Les sédiments du même âge du bassin profond du Golfe du Mexique imagés sur le profil BB' restent inconnus, le dernier contrôle direct par forage venant du puit # 6 qui a atteint des faciès subrécifaux de l'Albien.

Dans le bassin profond, le sommet de cette sismoséquence s'enfonce progressivement vers l'est, passant de 5000 m sur le bord oriental de la Plateforme de Tuxpan, jusqu'à 8000 m de profondeur dans le bassin profond, avec une configuration de réflexions subparallèle, de bonne intensité et continuité, ces caractéristiques et attributs sismiques faisant penser à des sédiments calcaires (Fig. 5.3; sections AA' et BB').

Orogenèse cordillère et laramienne (92 à 49 M.a.)

La subsidence thermique qui avait contrôlé l'évolution de la marge passive du Golfe du Mexique au Crétacé inférieur est brutalement perturbée dès le Crétacé supérieur par les effets collatéraux de l'orogénèse cordillère, résultant de la convergence oblique des plaques lithosphériques de l'Amérique du Nord et de Farallon (Fig. 2.8).

Le principal changement observé dans les bassins, du point de vue stratigraphique, est le passage d'une sédimentation calcaire à une sédimentation silicoclastique. L'architecture stratigraphique (liée à l'accommodation), a également changé à cette époque..

A cette époque, deux grands prismes sédimentaires se sont développés à la périphérie de la Plateforme de Tuxpan, correspondant aux sismoséquences du Paléocène et de Campeche sur les sections AA' et BB', respectivement. Le premier prisme sédimentaire est constitué de pélites et de marnes du Crétacé supérieur, et recouvre les carbonates plus anciens dans les puits # 1, 2, et 4 (sections AA' et BB', Fig. 2.7). Ce prisme sédimentaire correspond en fait au remplissage silicoclastique du bassin flexural développé dès le Crétacé supérieur dans l'avant-pays, par effet de charge exercé sur la lithosphère continentale amincie de la marge par la Cordillère (Sierra Madre Orientale). Ce changement différentiel de subsidence de la marge passive, entre le front orogénique à l'ouest et le BPGM, est responsable également de la surrection et de l'émersion de la Plate-forme du Tuxpan (Fig. 5.4), alors située en position de bulge périphérique, le reste de la marge plus à l'est et la partie océanique du Golfe poursuivant leur lente subsidence thermique.

La subsidence flexurale s'est poursuivie pendant le Paléogène inférieur, venant progressivement combler l'espace disponible à l'ouest de la Plateforme de Tuxpan (section AA' Fig. et Fig. 2.7). La Plateforme du Tuxpan est restée émergée pendant toute cette période, avec le développement de karsts dans les calcaires du Crétacé inférieur. Pendant le Paléocène, des dépôts de slumps et de glissements se sont développés à l'ouest de la PTx, à proximité du front tectonique (Formation Chicontepec, voir section AA' et Fig.3.16).

Sur la bordure orientale de la Plateforme de Tuxpan, la sismoséquence Campeche présente des terminaisons en onlaps (section BB' et Fig. 5.5), avec un sismofaciès chaotique passant

latéralement à des lentille, puis à des stratifications hummocky et subparallèles vers le BPGM.

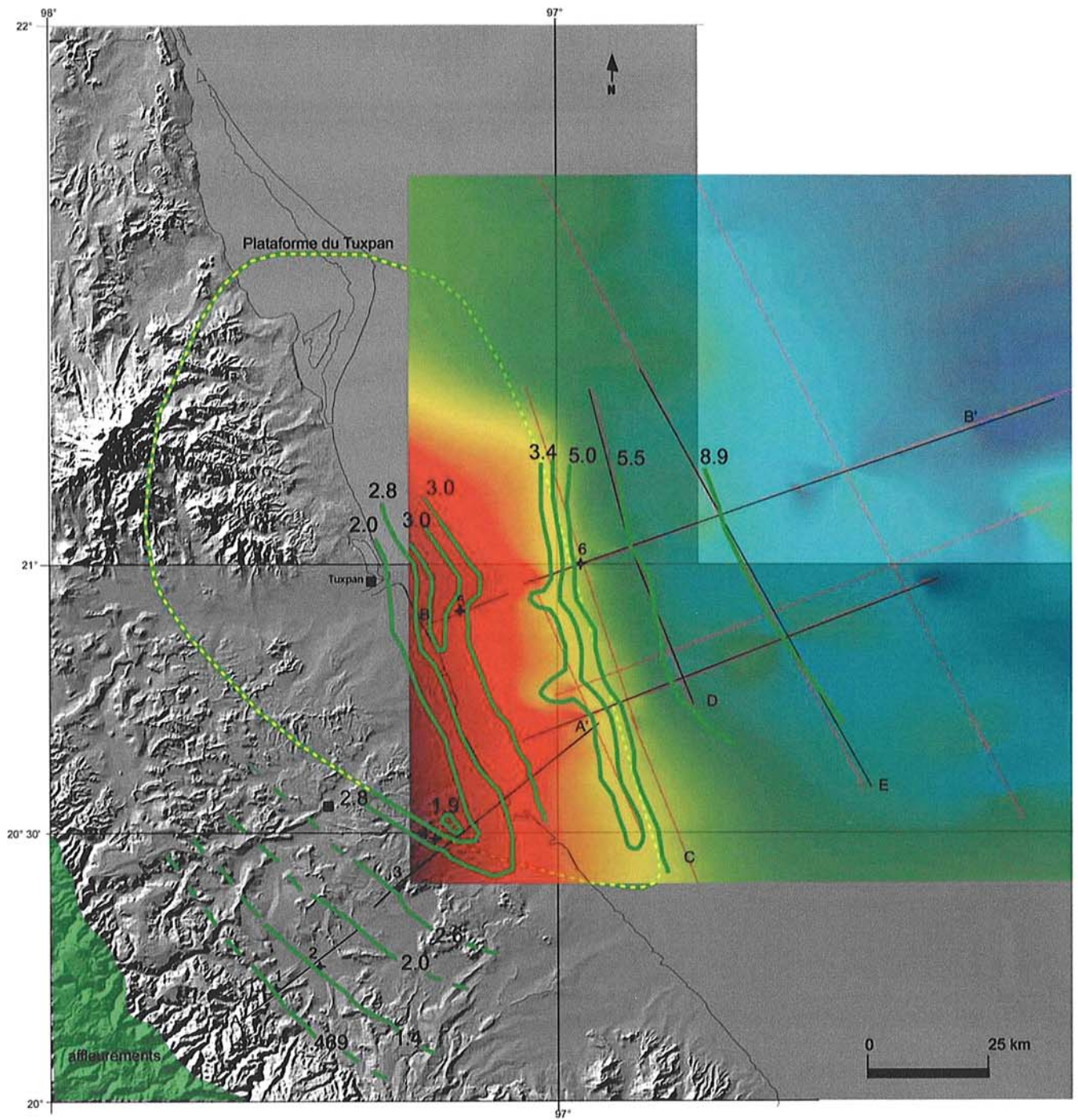


Figure 5.3: Carte isochrone du sommet du Crétacé moyen (en temps). Les courbes vertes sont en km.

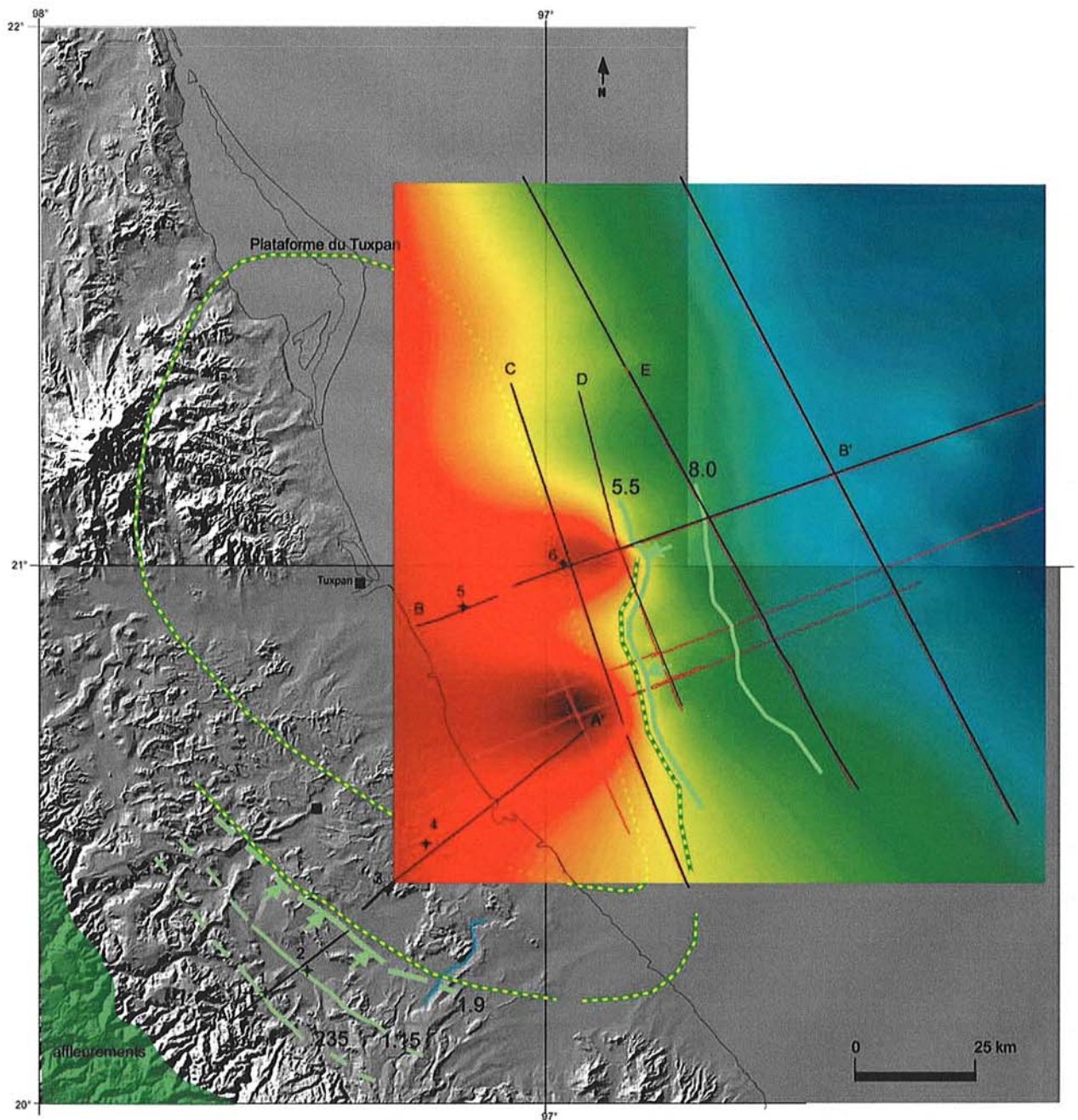


Figure 5.4: Carte isochrone du sommet du Crétacé supérieur. Noter qu'en raison de mouvements verticaux et basculement ultérieurs de l'avant-pays, le remplissage du bassin flexural est aujourd'hui caractérisé par des downlaps du Crétacé supérieur sur Crétacé moyen, qu'il convient de débasculer pour retrouver la configuration originelle au moment du dépôt.

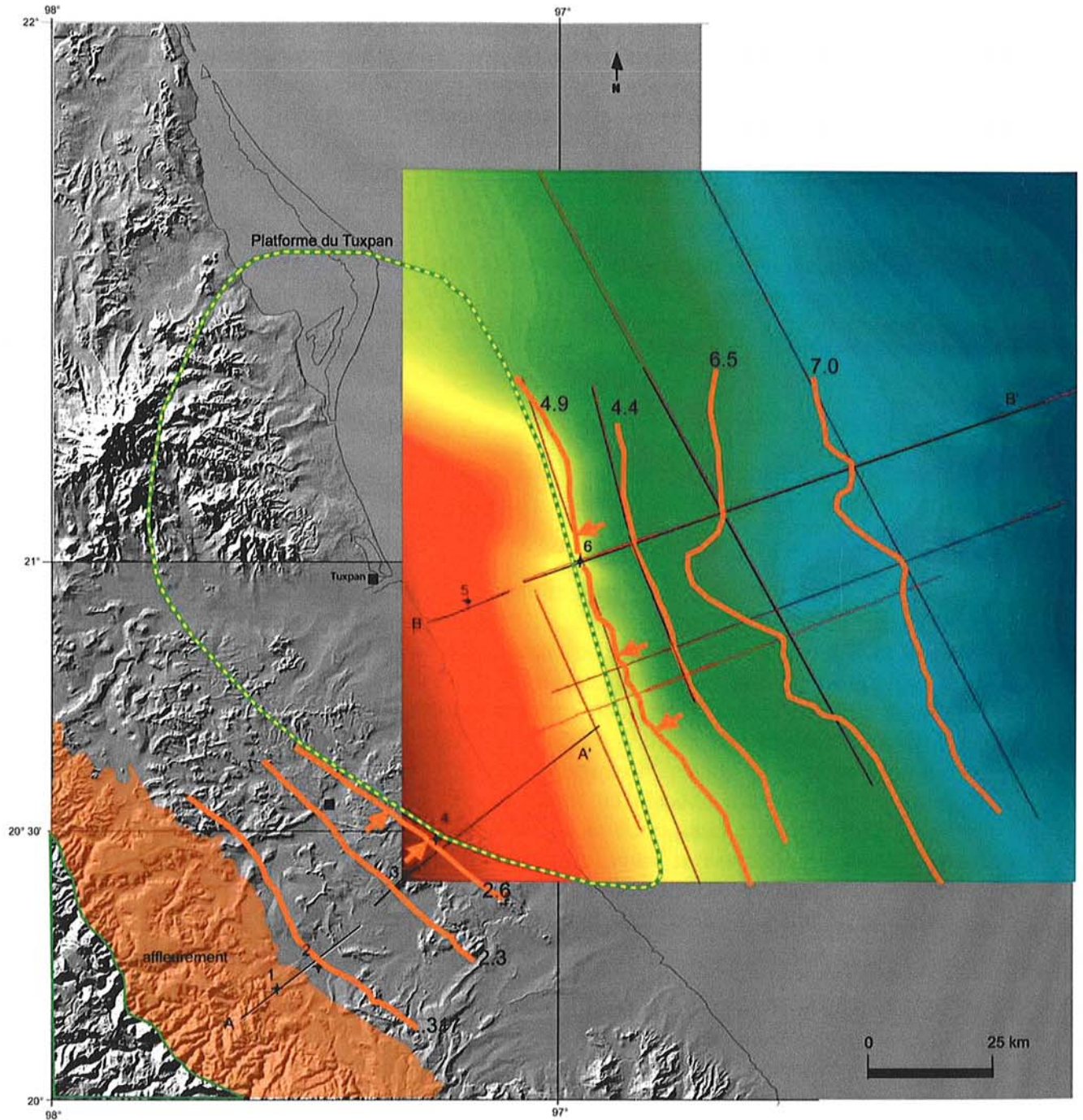


Figure 5.5: Carte isochrone du sommet de la sismoséquence Campeche du Paléocène. La subsidence flexure est toujours responsable d'un prisme sédimentaire à l'ouest de la Plate-forme du Tuxpan. Les flèches montrent des terminaisons en onlaps des deux côtés de la Plate-forme du Tuxpan (Crétacé moyen).

Les dépôts paléogènes des 2 côtés la PTx donnent l'impression qu'ils l'entourent petit à petit avant de pouvoir enfin la recouvrir au Néogène (PTx, voir les onlaps Figs. 3.15 et 3.17).

L'épisode flexural cordilléraire de la marge passive du Golfe du Mexique va s'arrêter après l'Eocène, lors de la fossilisation du front tectonique de la Sierra Madre Oriental (SMO). Une surface d'érosion et des paléokarts se sont développés sur la Plate-forme du Tuxpan de façon contemporaine au bassin flexural. Du point de vue morphologique, le bassin flexural créacé supérieur à Eocène s'étend actuellement sous la plaine côtière, et constitue le bassin d'avant-pays ou de Chicontepec.

La surrection et l'érosion de la Sierra Madre Orientale s'est poursuivie au Néogène, induisant le transfert des produits d'érosion vers le BPGM et son remplissage sédimentaire silicoclastique, entraînant un nouveau changement de l'architecture stratigraphique de la marge passive du Golfe du Mexique.

Etape post-orogénique (34 à 1.6 M.a.)

Après la fin des épisodes de déformation laramiens, le système sédimentaire silicoclastique a continué à remplir le bassin et l'espace disponible s'est progressivement réduit, le prisme sédimentaire progradant alors d'ouest en est.

Les sismo-séquences de l'Éocène et de la Formation Arcillosa (sur les sections AA' et BB', respectivement) constituent la partie sommitale des dépôts synorogéniques, et marquent le début de la sédimentations progradante. Les séries recoupées par les puits # 3 et 4 et les affleurements de la Formations Guayabal sont constitués de dépôts d'argile plus que de sable. Dans le BPGM, la sismo-séquence Arcillosa est sans doute aussi pour l'essentiel argileuse, comme semblent l'indiquer les sismofaciès. Le caractère argileux de cette sédimentation est peut-être dû au fait que ces dépôts se sont produits pendant un épisode de recul ou de chute du niveau de la mer. Bush et Goveia (1978) ont décrit un épisode d'érosion et de re-dépôt pendant l'Éocène inférieur (Formation Chicontepec supérieure), tandis que Verdugo (1964 *in* Espinoza, 1992) signale une discontinuité (discordance) entre la Formation Guayabal et les dépôts de l'Oligocène. La sismo-séquence éocène dans son ensemble est caractérisée par des chenaux d'érosion remplis de sédiments progradant qui petit à petit, vont envoyer partiellement de la Plate-forme du Tuxpan (section AA').

Pendant l'Oligocène, les sismo-séquences des Cordilleras Mexicanas sont constituées de dépôts sédimentaires totalement progradants (sections AA' et BB'), en liaison avec un recul ou une chute du niveau de la mer. La vitesse de la sédimentation est alors beaucoup plus rapide que la subsidence de la marge passive ($v_{sed} > v_s$). Au cours de cet épisode, la Plateforme de Tuxpan est recouverte par des cliniformes progradants, constitués de limons, qui créent une architecture stratigraphique drappante (Figs. 3.4 et 3.5).

À l'est de la Plate-forme du Tuxpan (vers le BPGM), on peut observer quelques géométries (faciès sismiques) caractéristiques d'éventails sous-marins (section BB', Fig. 5.6).

Entre le Paléogène et Néogène, le territoire mexicain a subi un épisode d'intense activité volcanique, contrôlé par la géodynamique, le déplacement du bloc Chortis (constituant actuellement l'Amérique Centrale) et la collision de la plaque lithosphérique de Cocos induisant alors l'Orogenèse Chiapaneca (Fig. 2.9).

La région d'étude est caractérisée par une intense activité volcanique (González, 1994), qui a induit la production de grands volumes de sédiments. La vitesse de sédimentation (v_{sed}) était

alors toujours supérieure à la vitesse de la subsidence (v_s , espace disponible), $v_{sed} \gg v_s$ sur la marge ouest du bassin du Golfe du Mexique.

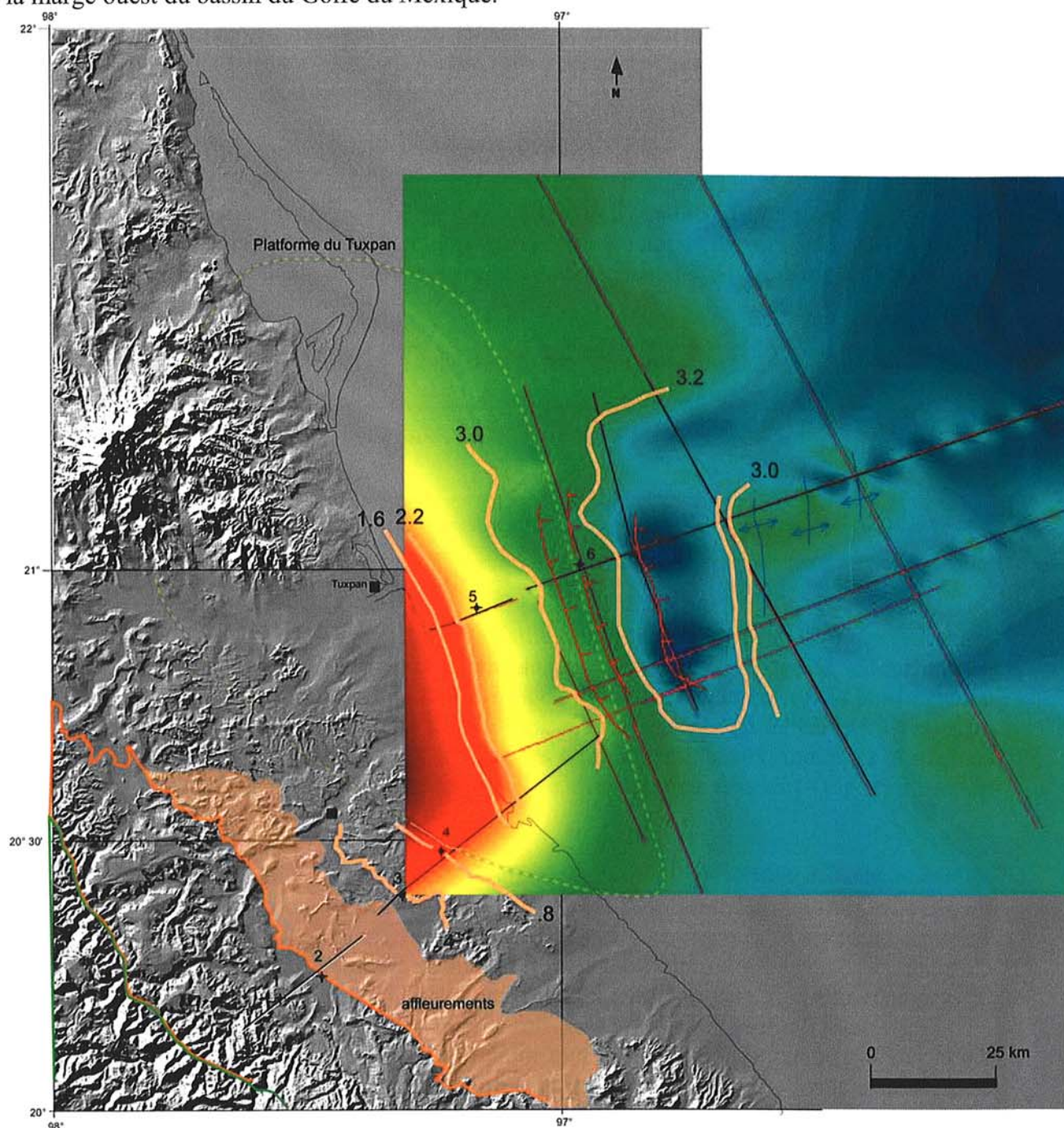


Figure 5.6: Carte isochrone de la sismoséquence Cordilleras Mexicanas moyennes (Oligocène). Ces dépôts marquent le début de l'ennoyage de la Plateforme de Tuxpan. Les lignes rouges soulignent le système de failles listriques, et vers l'est, les anticlinaux de pied de pente.

Ce très fort apport de sédiments a rempli le bassin et progressivement "by-passé" la bordure orientale de la PTx, venant alors alimenter les dépo-centres associés au système de failles listriques à proximité du roll-over (Figs. 4.6 et 5.7).

Le système faille listrique/roll-over a contrôlé le piégeage de larges volumes sédimentaires tout au long de son déplacement différentiel pendant le Néogène. Les déplacements les plus importants sont enregistrés pendant le Plio-Quaternaire, comme le montrent la valeur des vitesses de déplacement que j'ai dû mettre en oeuvre pour obtenir des géométries finales identiques à la coupe structurales lors de la modélisation cinématique Thrustpack (Fig. 4.8):

étape	âge M.a.	déplacement km	vitesse de faille mm/année	Subsidence m
Holocène	8 – 0 (1.62)	2.2	.35	200 /100
Miocène supérieur	16 – 8	1.9	.26	200 / 100
Miocène inférieur	23 - 16	.15	.07	100

Ces vitesses et déplacement du système de failles listriques contrôlent la distribution des lithofaciès (sable vs argile), ainsi que le volume sédimentaire piégé (vitesse de sédimentation, vsed). En raison du fort pendage des clinofformes de progradation, situés sur le bord externe, instable de la plateforme continentale, juste à l'aplomb du système de failles listriques et du roll-over, on observe un glissement progressif des clinofformes distaux, induisant la mise en place gravitaire de "débris flow - slump" dans le demi-graben adjacent (Fig. 5.8 section sismique).

L'architecture stratigraphique et les faciès sismiques de la sismo-séquence du Miocène du bord ouest du BPGM varient énormément de l'ouest vers l'est; avec des clinofformes obliques de progradation à l'ouest, une configuration de réflexions convergentes et divergentes plus à l'est au niveau du roll-over. Les faciès sismiques de chenaux, slumps, glissements et cicatrices d'arrachement se poursuivent sur l'ensemble de la pente, jusqu'au domaine compressif, assurant ainsi le transfert des sédiments entre le roll-over et le bassin profond Figure 5.8.

Les dépôts sédimentaires du Néogène ont rempli tout l'espace produit par le système faille listrique/roll-over. Ce remplissage est synchrone du glissement gravitaire associé au système de failles listriques et synchrone de la croissance des plis gravitaires de bas de pente (Fig. 5.9). Entre les structures anticlinales se sont alors développées des vallées sous-marines, caractérisées par des épisodes d'érosion et de dépôt, montrant des remaniements par les courants marins, mais avec aussi une composante hémipélagique.

Outre l'augmentation de la charge sédimentaire sur la marge, des changements ont pu aussi apparaître au cours du temps dans les contrôles exercés par les courants sous-marins sur la distribution des sédiments dans le Golfe du Mexique. Au Paléogène, une communication directe existait entre les Océans Atlantique et Pacifique. Au Néogène, le déplacement du Bloc Chortis vers le sud-est du Mexique est venu interrompre cette communication (Fig. 2.9), induisant alors une réorganisation complète des courants sous-marins et des dépôts sédimentaires du Golfe du Mexique (Fig. 5.10).

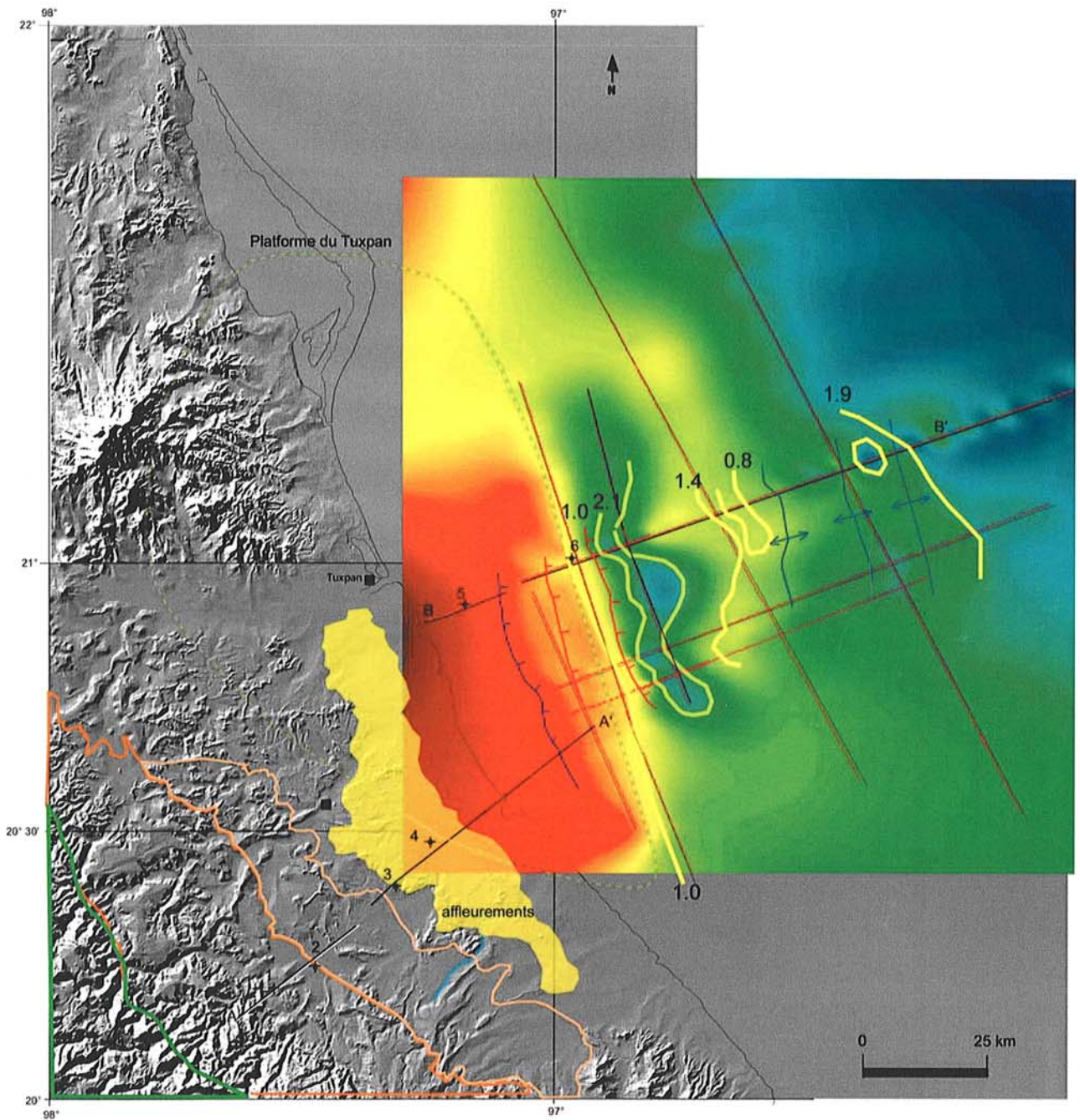


Figure 5.7: Carte isochrone du sommet de la sismo-séquence du Miocène (en temps, les lignes jaunes sont en km). Noter le principal dépocentre, qui est contrôlé par la faille listrique et le roll-over.

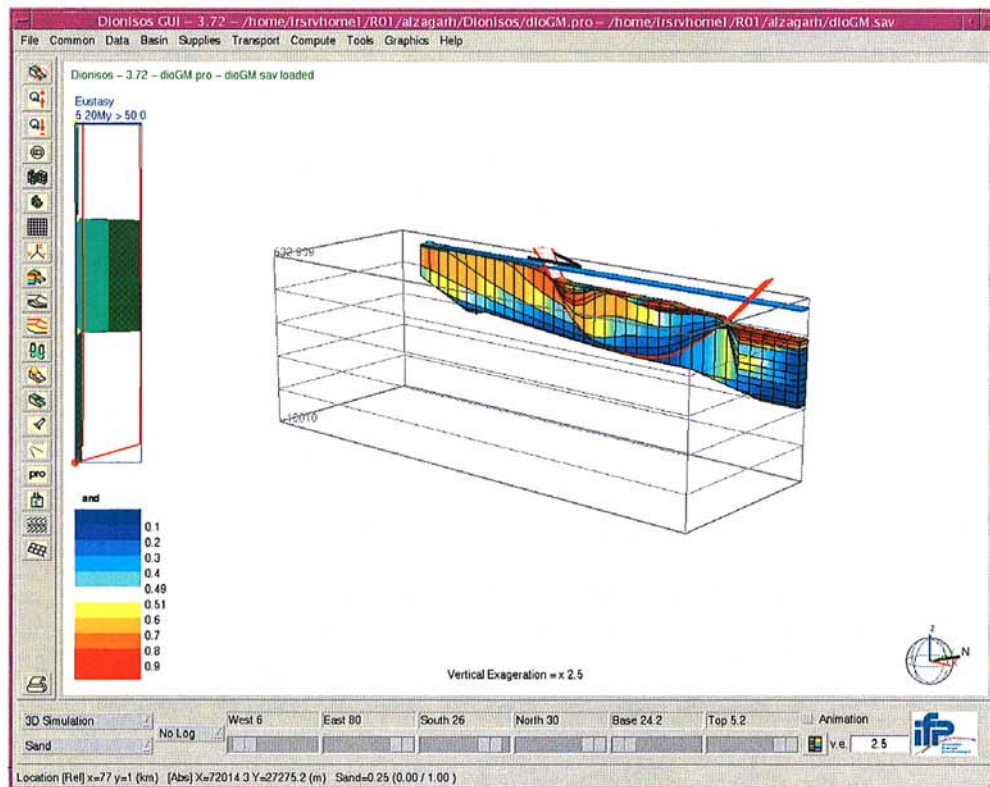
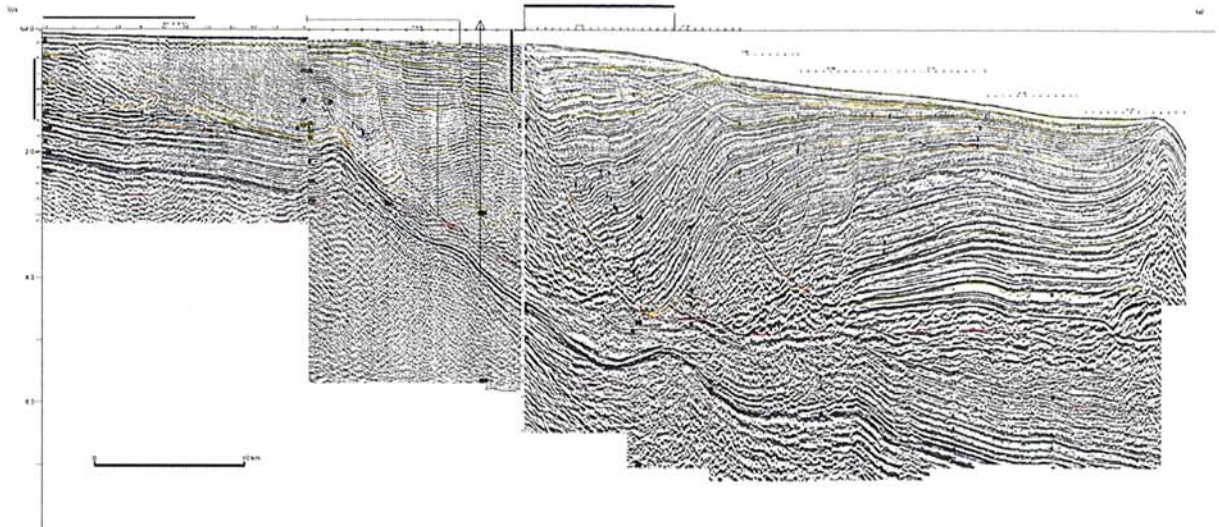


Figure 5.8: Bloc 3D obtenu par modélisation Dionisos, montrant l'architecture stratigraphique (clinoformes), et les lithofaciés: Bord nord de la maille.

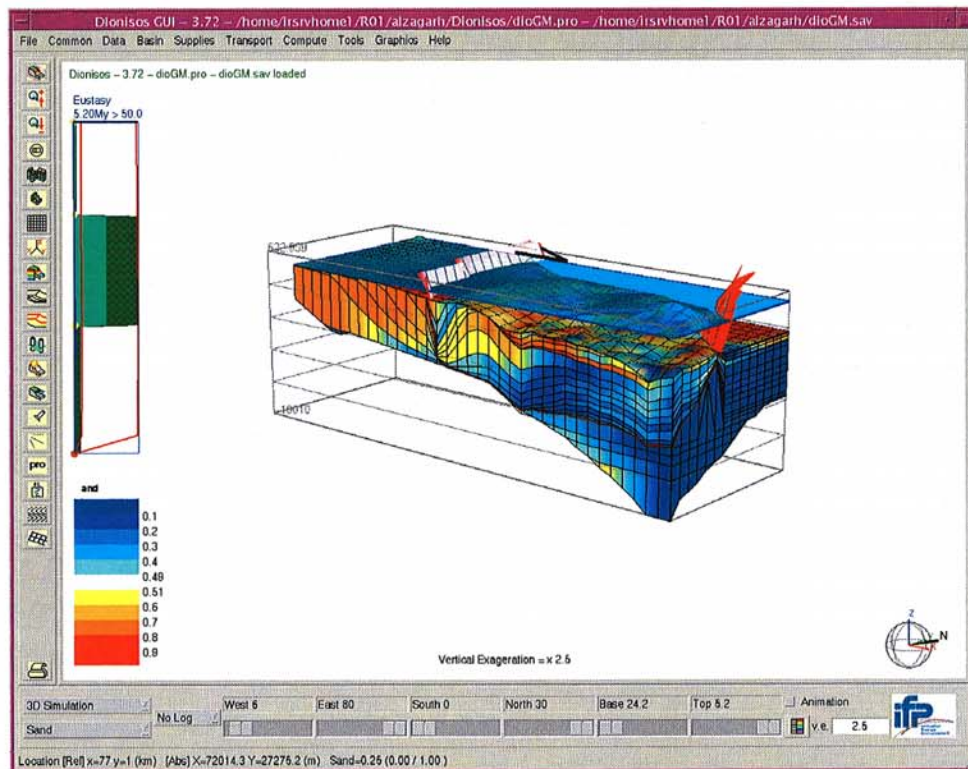
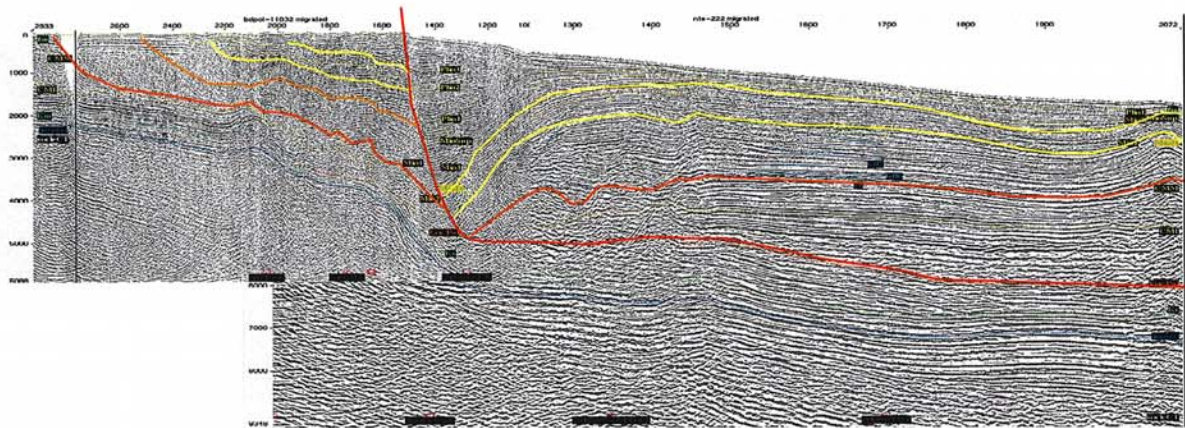


Figure 5.9: Bloc 3D obtenu par modélisation Dionisos, montrant la distribution des lithofaciès sable argile: a) Bord sud de la maille sismique.

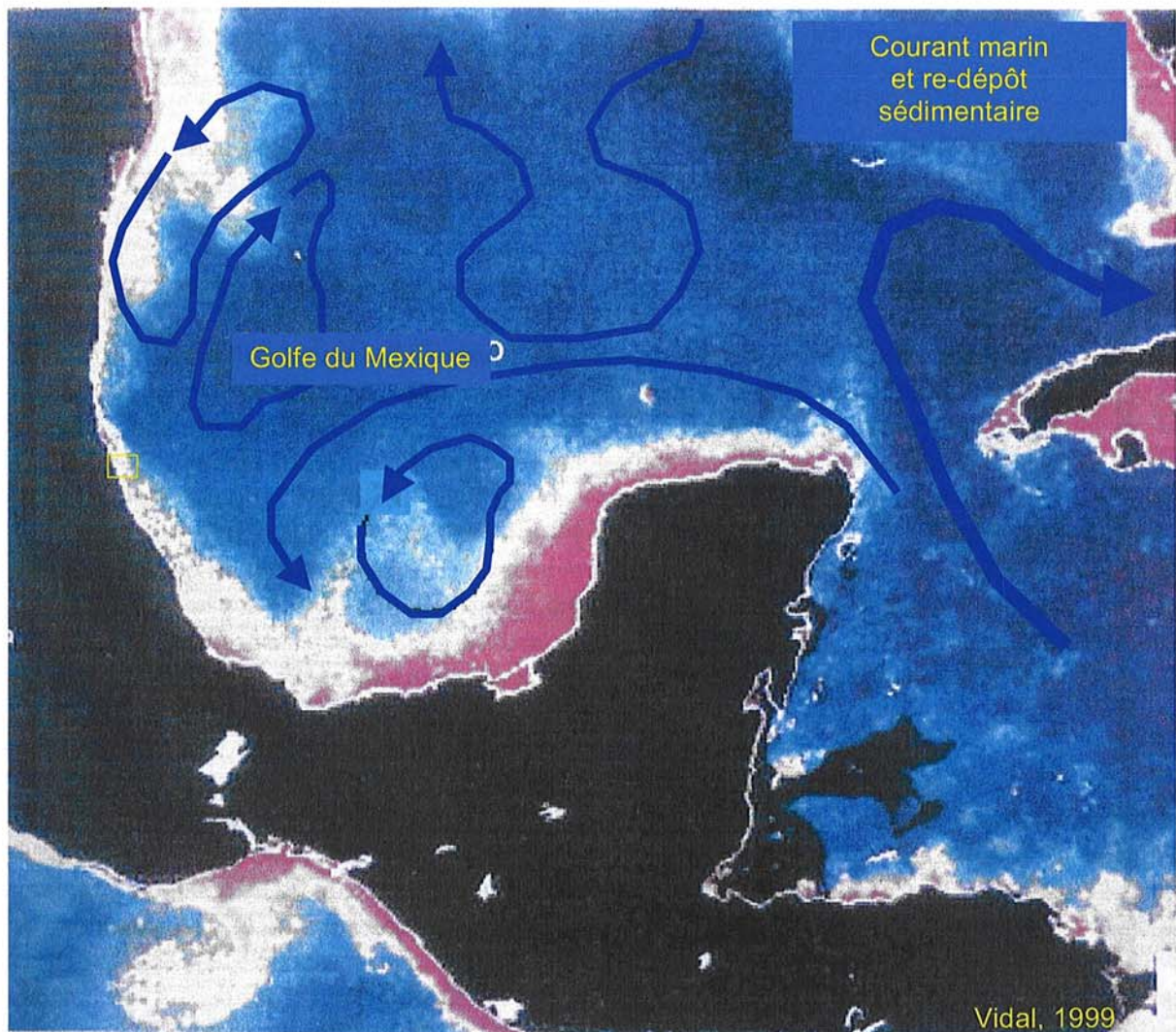


Figure 5.10: Courant marin du Golfe du Mexique depuis qui se ferme la communication entre les océans Pacifique et Atlantique à cause du Bloc Chortis.

DISCUSSION

L'intégration des données et la modélisation ont conduit à préciser, voir même modifier les modèles géologiques antérieurs pour cette portion de la marge mexicaine du Golfe du Mexique:

Période prérift et architecture du socle

Bien que l'on ne dispose pas d'informations directes (échantillons) de la croûte océanique du Golfe du Mexique, la transition progressive d'une croûte continentale à une croûte intermédiaire ou océanique peut être déduite des modèles d'ouverture océanique et de la tectonique du plaque, et semble bien confortée par les données potentielles.

A terre, les anomalies magnétiques et gravimétriques indiquent aussi un socle plus dense au sud de la région, dans les secteurs de Tuxtla-Veracruz, où l'on connaît des édifices volcaniques de nature alcaline du Miocène au Pléistocène (Gonzalez, 1994). On ne peut pas exclure non plus un contrôle plus profond, associé à une remontée de l'asthénosphère, ou à la réactivation en transtension puis en transpression des paléo-failles du rift, qui aurait permis la juxtaposition de blocs plus ou moins denses et de signatures magnétiques distinctes.

Période synrift-postrift

Les dépôts sédimentaires mésozoïques et paléogènes du BPGM n'ont été atteints par aucun forage. Nous pouvons seulement faire des hypothèses sur la nature des sédiments, soit par analogie avec autres bassins comme la Mer Rouge, soit en étudiant les changements latéraux et verticaux de faciès dans les bassins périphériques du BPGM, mais aussi en étudiant la configuration des réflexions sismiques.

Ainsi, le Jurassique supérieur des bassins intracontinentaux périphériques (Zongolica, Chiapas) est déjà caractérisé par des dépôts d'eau profonde. Plus à l'est, dans le DBGM, on devrait retrouver les mêmes conditions, voire même des sédiments d'eaux plus profondes, en considérant que les mêmes faciès d'affinités téthysiennes s'étendaient sur l'ensemble du Golfe du Mexique.

Les attributs sismiques permettent aussi de supposer que ces séries du Jurassique supérieur sont constituées de calcaires pélagiques et de pélites siliceuses.

Période orogénique

Pendant cette étape, les courbes de subsidences obtenues à partir des données des puits (1, 2, 3, 4 et 6) montrent des changements brutaux de pente, la subsidence flexurale du Crétacé supérieur venant s'ajouter à la subsidence thermique de la marge continentale du BPGM à l'ouest de la Plate-forme du Tuxpan. Inversement, le rebond élastique de la lithosphère au niveau du bulge permet à lui seul d'expliquer l'arrêt de la subsidence, voire même la surrection du secteur de la Golden Lane (Plate-forme du Tuxpan) à cette même période, même si l'on ne peut pas exclure aussi un contrôle eustatique avec chute globale du niveau marin.

Période post-orogénique

Au cours du Néogène, les changements géodynamiques sont encore responsables de l'évolution du remplissage sédimentaire, avec en particulier une augmentation considérable des volumes de sédiments transférés depuis l'orogène vers le bassin profond.

Les cliniformes de progradation situés sur le bord externe la plate-forme continentale peuvent alors dépasser l'apex du système de failles listriques, car ils se déplacent plus rapidement que l'action de la faille. Il en résulte une distribution particulière des lithofaciès (Fig. 5.8 et 5.9). On obtient par contre des lithofaciès très différents lorsque l'apport sédimentaire est moindre et les cliniformes restent cantonnés au domaine situé à l'ouest des failles listriques.

La simulation avec Dionisos et la calibration avec quelques puits et le profil sismique BB' montrent que l'augmentation de la vitesse de sédimentation et les déplacements du système de failles listriques/roll-over sont effectivement synchrones.

Du point de vue mécanique, on peut se demander si la charge sédimentaire constitue le contrôle unique de l'activation des failles listriques et du le système de roll-over. L'augmentation de la pente du substratum infra-éocène, induite par la lente subsidence de la marge, constitue aussi un facteur déclenchant probable. Il ne faut pas oublier non plus l'effet de la charge sédimentaire sur le développement de surpressions dans les niveaux argileux situés à la base de la série néogène. A mentionner aussi l'existence de failles de socle héritées de l'ouverture téthysienne, et qui semblent bien avoir été réactivées en transpression au Néogène, de façon plus ou moins synchrone au démarrage des glissements gravitaires (Leroy *et al.*, 2007).

Du point de vue sédimentaire, le facteur majeur reste néanmoins l'augmentation du volume sédimentaire, qui était déjà plus grand que l'espace disponible dans le bassin ($v_{sed} > v_s$) dès Oligocène, mais s'est encore accru au Miocène à cause de l'activité volcanique ($v_{sed} \gg v_s$). Il est possible aussi que les séismes associés au volcanisme aient causé un déséquilibre supplémentaire des sédiments sur le bord de la pente.

VI- CONCLUSIONS et PERSPECTIVES

L'évolution du bassin du Golfe du Mexique (BGM) est caractérisée par plusieurs épisodes tectono-sédimentaires distincts.

L'étape de rifting a permis d'individualiser des bassins intracontinentaux jurassiques comme ceux de Tampico-Mizantla et Veracruz, ainsi que des "horts" et des grabens remplis par les premiers dépôts continentaux.

Pendant l'étape post-rift se développeront les plate-formes crétacées et début du BGM. L'accrétion de la croûte océanique du Golfe du Mexique s'est effectuée au Crétacé inférieur, de façon synchrone avec la subsidence thermique de la marge passive adjacente.

Le domaine de la Plate-forme du Tuxpan et la pente continentale, faisant la jonction avec le bassin océanique, ont été influencés de façon continue par la subsidence de la marge.

Ultérieurement, la subsidence thermique de la marge passive sera perturbée par l'orogénèse laramienne (Turonien à Eocène). Celle-ci débute par une étape de sédimentation syntectonique, avec une transition de dépôts carbonatés à silico-clastiques, mais aussi, au cours du Crétacé supérieur et du Paléogène, par les effets parfois antithétiques de la flexuration d'avant-pays initiée par la charge tectonique de la Sierra Madre Orientale.

Enfin, les remplissages sédimentaires post-laramiens sont caractérisés par des progradations vers l'Est. Au cours du Néogène, la remontée asthénosphérique associée à l'effet de coin de la subduction du Pacifique a entraîné un basculement progressif du substratum de l'ancien bassin flexural, et une accélération du soulèvement et de l'érosion de la chaîne. Il en est résulté un accroissement considérable du transfert du volume des sédiments clastiques du continent vers l'océan (vers l'est), d'autant plus que cette érosion du socle et le recyclage des anciennes séries flexurales cordilléraires se sont accompagnées de la mise en place d'édifices volcaniques, qui ont eux même contribué à alimenter le bassin en produits détritiques.

Avant le début de l'orogénèse cordilléraire, l'évolution sédimentaire syn- et post-rift de la marge passive a été caractérisée par une subsidence relativement faible, l'espace disponible étant constamment comblé par la production carbonatée des plates-formes.

A l'inverse, l'évolution syn-orogénique est d'abord marquée par un accroissement brutal de l'espace disponible au niveau du bassin flexural, rapidement comblé par les produits détritiques silico-clastiques, i.e., turbidites, slumps et glissements du Paléocène et de l'Eocène. A cette époque, la Plateforme de Tuxpan était émergée (fore-bulge), et soumise à l'érosion, avec développement de paléo-karsts, augmentant ainsi ses caractéristiques de réservoir.

Après avoir développé un modèle sédimentaire qualitatif, j'ai pu quantifier les déformations et les transferts sédimentaires grâce à des modélisations numériques cinématiques et stratigraphiques des dépôts sédimentaires du Miocène à l'Actuel, et prédire les lithofaciès des eaux profondes.

L'architecture sédimentaire de l'étape post-orogénique est caractérisée par la mise en place d'un prisme sédimentaire néogène progradant dont l'effet de charge est venu déstabiliser les niveaux d'argiles éocènes sous-compactées de la pente continentale, induisant la mise en place d'un glissement gravitaire généralisé. Mes reconstructions palinspastiques et la modélisation cinématique directe de ce glissement, réalisée au moyen du logiciel Thrustpack, m'ont permis de préciser la dynamique du processus gravitaire, avec une vitesse de déplacement 35 mm/an.

Après avoir décrit les remplissages sédimentaires associés au système de failles listriques, de roll-over et de plis gravitaires du bas de la marge, essentiellement à partir des faciès sismiques (puisque'il n'y a pas de forages disponibles dans le secteur, hormis sur la portion très occidentale du transect), j'en ai entrepris la simulation stratigraphique de ce domaine à partir de modélisation avec Dionisos.

De fait, l'intérêt principal de ce travail pour l'industrie pétrolière mexicaine est de montrer que l'on doit pouvoir réduire à moyen terme les incertitudes sur la distribution des réservoirs et des couvertures potentielles. Les tests de faisabilité réalisés ici ont en effet montré la sensibilité des résultats de la modélisation à certains paramètres majeurs comme l'angle de la pente continentale, le pourcentage de sable dans les sédiments et le volume ou décharge de l'eau.

Ces scénarios ont été traités par une approche essai-erreurs corrigées, en s'attachant à faire varier tel ou tel paramètre jusqu'à ce que la géométrie des dépôts obtenue par calcul (onlaps, progradations, etc...) soit conforme à l'architecture des séquences sismiques observée. Seule la partie haute de la marge a pour l'instant bénéficié d'un calage au puits, mais l'on perçoit bien, par ces premiers résultats, l'impact que cette méthodologie intégrée (*work-flow*) pourra avoir dans le futur.

De fait, même si nous sommes ici encore peu contraints, une partie de mes simulations a porté aussi sur le devenir des sédiments clastiques au delà du roll-over ce qui m'a permis de discuter quelles étaient les conditions requises pour exporter des sédiments clastiques jusque dans les bassins perchés situés entre les plis gravitaires; voire même au delà vers l'est dans la plaine abyssale.

A ce stade cependant, mes modèles ne prennent pas encore en compte certains paramètres, comme par exemple le remplissage sédimentaire dans les bassins perchés et la plaine abyssale par l'apport sédimentaire des systèmes de levées-chenaux, mais aussi les dépôts pélagiques. L'existence probable de sources latérales pour les sédiments clastiques déposés dans la partie profonde de la marge (transferts possibles de fines depuis le nord à partir des cônes du Rio Grande ou du Mississippi, associés aux courants nord-sud de la bordure occidentale du Golfe du Mexique), ainsi que l'existence de dépôts pélagiques synchrones de la mise en place des turbidites et des slumps.

In fine, les couplages cinématique/dépôt réalisés ici avec Thrustpack et Dionisos devraient servir de données d'entrée pour de futurs modèles de bassin visant à calculer les pressions de pore (surpressions) et dater les périodes d'expulsion et de génération des hydrocarbures. Les outils nécessaires à ce type de modélisation existent déjà en 2D (Ceres). Leur mise en oeuvre sur ce transect pourrait de fait permettre de mieux apprécier l'impact possible de la sous-compaction des argiles et de l'augmentation de pression de pore liée à la genèse de pétrole dans les processus déclenchants des glissements; notamment en vérifiant que leur âge d'apparition est compatible avec le calendrier des glissements tel qu'il a pu être enregistré par les dépôts syncinématiques.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aguayo C. J. E. et Marin C. S., 1987. Origine et évolution des ensembles morphotectoniques post-crétacés du Mexique. *Bol. Soc. Geo. Mex.*, vol. XLVIII, 2, 15-39 (en Espagnol).
- Ambrose T.F., Wawrzyniec T.F., Sakurai S., Jennette D., Guevara E., Talukdar S., Aranda M., Alvarado J. Hernandez U., Macias E, Velez D., Sanchez F., Lopez G. et Flores J.C., 2004. Stratigraphic architecture of Lower Miocene deepwater slope-channel and levee systems, Tuxpan Platform and adjacent area, offshore continental shelf, Gulf of Mexico. *Gulf Coast Assoc. of Geol. Soc. Transactions*, vol. 54.
- Alaniz-Alvarez S., Nieto-Samaniego A., van der Hyden P. et Ortega-Gutiérrez, 1996, Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike slip faulting related to the opening of the Gulf of Mexico. *Geology*, vol. 24, 443-446
- Allen R.J., 1994. Depositional rhythms and cyclic sequences. *Analysis of basins*. Library London 271-310.
- Allen R.J., 1991. The Bouman division a and the possible duration of turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 61, 2, 291- 295.
- Alzaga R. H., 1991. Stratigraphie et paléogéographie du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur dans le secteur de Tomellin-Santiago Nacaltepec, Oaxaca, Mexique. *Subdirección de Tecnología de Exploración del IMP*, vol. 22, 2, 17-27 (en Espagnol).
- Alzaga R. H., 1997. 1997, Prismas sedimentarios de la Sierra de Chiapas (HST, TST y LST) en función de las Velocidades de Subsistencia y Sedimentación y Ambientes Sedimentarios: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, Vol. XLVI, Núm. 2, 1-33.
- Amos S., 1987. Late Triassic - Jurassic paleogeography and origin of the Gulf of Mexico Basin. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 71, 4, 419-451.
- Aranda G. M., 1999. Evolution of Neogene contractional growth structures, Southern Gulf of Mexico. Master Thesis, University of Texas at Austin, 169 pp.
- Araujo M.J., 2004. Evolution tectono-sédimentaire récente et stratigraphie séquentielle du Néogène du SE du golfe du Mexique. PhD. Univ. Nacional Autonoma de Mexico (en Espagnol).
- Babonneau N., 2002. Mode de fonctionnement d'un chenal turbiditique méandrique: Cas du système turbiditique actuel du Zaïre. Thèse de l'Université Bordeaux 1.
- Bahorich M. et Farmer S., 1995. 3-D Seismic discontinuity for faults and stratigraphic features: The coherence cube. *The Leading Edge*, 1053- 1057.
- Bohannon R. G. and Eittreim S. L., 1991. Tectonic development of passive continental margins of the southern central Red Sea with a comparison to Wilkes Land, Antarctica. *Tectonophysics*, 198, 129-154.
- Boillot G., 1984. Géologie des marges continentales. Masson, S.A.
- Bott W. F., Smith B. A., Oakes G., Sikander A. H. et Ibrahim A. I., 1992. The tectonic framework and regional hydrocarbon prospectivity of the Gulf of Aden. *Journal of Petroleum Geology*, vol. 15, (2), 221-243.
- Bouman A. H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, Elsevier
- Brian E. T., 1981. Geological significance of seismic reflectors in the Deep Western Atlantic Basin. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Bull.*, no. 32, pp. 23- 37.
- Brown F. L., Loucks G. R., Trevino H. R. et Hammes U., 2004. Understanding growth-faulted, intraslope subbasin by applying sequence-stratigraphic principles: Examples from the south Texas Oligocene Frio Formation. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 88, 11, 1501-1522.

- Buffler R. T. et Sawyer D. S., 1985. Distribution of crust and early history, Gulf of Mexico Basin. *Gulf Coast Assoc. of Geol. Soc. Transactions*, vol. 35, 333-344.
- Buffler R. T., 1980. Geologic history of Deep Gulf of Mexico Basin. Association Round Table, Univ. Texas Marine Science Inst., Galveston, Texas.
- Bush A. D. et Goveia S., 1978. Stratigraphy and structure of Chicotepec Turbidites, Southeastern Tampico - Misantla, Basin, Mexico. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 62, 2, 235-246.
- Campa M.F. and Coney P.J., 1983. Tectonostratigraphic terrane and mineral resources distribution in Mexico. *Canadian Journal Earth Sciences*, vol. 13, 1040-1051.
- Campa U.M.F., 1985. Métalogénie et tectonique des plaques. *Inf. Cient. y Tec.*, CONACYT, vol. 7, 25-56
- Cantu Ch. A., 2003. México as the Western Margin of Pangea, based on biogeographic evidence from the Permian to the Lower Jurassic. In (Claudio Bartolini, Richard T. Buffler, and Abelardo Cantu-Chapa; *The Western Gulf of Mexico Basin Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems*), *Am. Assoc. of Petrol. Geol.*, Memoir 75, 1-27.
- Carfantan J. C., 1981. Evolution structurale su Sud-Est du Mexique: Paléogéographie et histoire tectonique des zones internes mésozoïques. *Revista de la Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, vol. 5, 2, 207-216 (en Espagnol).
- Carreño A. L., 1986. Les Ostracodes oligo-miocènes de la province de Tampico-Mizantla, centre-est du Mexique. Partie II. Miocène: Formations Mesón et Tuxpan. *Revista, Instituto de Geología, UNAM*, vol. 6, 178-192.
- Chereé S.S., Shemin G., Weimer P. et Barry C. M., 2001. The effects of salt evolution, structural development and fault propagation on Late Mesozoic- Cenozoic oil migration: A two-dimensional fluid-flow along a megaregional profile in the northern Gulf of Mexico Basin. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 85, 11, 1945- 1996
- Clark J.D. et Pickering T.K., 1996. Architectural elements and grow patterns of submarine channels: Application to hydrocarbon exploration. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 80, 2, 194- 221.
- Cloetingh S. et Kooi H., 1992. Intraplate stresses and dynamical aspects of rifted basins. *Tectonophysics* 215, 167-185
- Contreras J. et Scholz Ch. H., 2001. Evolution of stratigraphic sequences in multisegmented continental rift basin: Comparison of computer models with the basin of the East African rift system. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 85, 9, 1565-1581.
- Coney P.J., 1976. Plate tectonics and the Laramide orogeny. *New Mexico Geological Society, Special Pub.*, 6, 5-10
- Coney P.J., 1983. Modèle tectonique du Mexique et ses relations avec l'Amérique du Nord, l'Amérique du Sud et les Caraïbes. *Rev. IMP*, vol. 15, 6-15 (en Espagnol).
- Colletta B. et Ortlieb L., 1979. Activité tectonique quaternaire à l'extrémité méridionale du système de San Andrés. *Instituto Regional de Tijuana, Tijuana B. C., México*, 75-89 (en Espagnol).
- Crossley R., Watkins C., Raven M., Cripps D., Carnell A. et Williams D., 1992. The sedimentary evolution of the Red Sea and Gulf of Aden. *Journal of Petroleum Geology*, vol. 15, (2), 157-172.
- Dibble T. W., 1984. Stratigraphy and tectonics of the San Felipe Hills, Borrego Badlands, Superstition Hills, and vicinity. In (Rigsby, C.A.; *The Imperial Basin-Tectonics, sedimentation, and thermal aspects, Pacific Section*) *Soc. Eco. Paleon. Mine.*, 31-44.

- Dietmar, M. R., Royer, J. Y., Cande, S., Roest, W. et Maschenkov, S., 2001. New Constraints on Caribbean Plate Tectonic Evolution Caribbean Basins included in the series Sedimentary Basins of the World, 4. Elsevier Science, Edited by P. Mann, UT Institute for Geophysics, 4412 Spicewood Springs Road, Building 600, Austin, TX 78759, USA.
- Dohmen T. E., 2002. Age dating of expected MCSB seismic event suggests that it is the K/T boundary. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Transactions*, vol. 52, 177-180.
- Dolan P., 1986. Deep water (200-1800 m) hydrocarbon potential of the U.S. Gulf of Mexico. In (Michel T. Halbouty, *Future Petroleum Provinces of World*), Am. Assoc. of Petrol. Geol., Memoir 40, 243-268.
- Eschard R., 2000. Geological factors controlling sediment transport from platform to deep basin: a review. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 487- 490
- Espinoza N. M., 1992. Rapport géologique final: Etude Las Pilas. I.G.P.R. 002, *Petróleos Mexicanos*, (en Espagnol).
- Ekdale, 1974. Geological history of the abyssal benthos: Evidence from trace fossil in Deep Sea Drilling. Rice University, PhD thesis, book 18501.
- Emery D. et Myers K., 1977. Sequence stratigraphy. Exploration, Stockley Park Uxbridge, London, Blackwell Science.
- Facultad de Ingeniería, 2002. Etude géologique Barra de Nautla. FIES UNAM. Reporte MGM-0074, *Petróleos Mexicanos* (en Espagnol).
- Feng J. et Buffler R., 1996. Post Mid-Cretaceous depositional history, Gulf of Mexico basin. *Gulf Coast Assoc. of Geol. Soc.*, 9-25.
- Feng J., 1995. Post Mid-Cretaceous seismic stratigraphy and depositional history, Deep Gulf of Mexico. PhD Thesis.
- Feng J. et Buffler T.R., 1991. Preliminary age determinations for new Deep Gulf of Mexico Basin seismic sequences. *Gulf Coast Assoc. of Geol. Soc.*, vol. XLI, 283- 289
- Fort X., Brun J. P. et Chauvel F., 2004. Salt tectonics on the Angola margin, syn-sedimentary deformation processes. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 88, 11, 1523-1544.
- Fuis G. S. et Kohler W. M., 1984. Crustal structure and tectonics of the Imperial Valley region, California. In (Rigsby, C.A.; *The Imperial Basin-Tectonics, sedimentation, and thermal aspects, Pacific Section*) *Soc. Eco. Paleon. Mine.*, 1-13.
- Galloway W. E., Ganey-Curry E.P., Xiang Li et Buffler T.R., 2000. Cenozoic depositional history of the Gulf of Mexico Basin. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 84, 11, 1743- 1774.
- Galloway W. E., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis: Application to Northwest Gulf of Mexico Cenozoic Basin. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 73, 143-154.
- Gary G., Pottorf J. R., Yurewicz A. D., Mahon I. K., Pever R. D. et Chuchla J. R., 2003. Thermal and chronological record of syn- to- post- Laramide burial and exhumation, Sierra Madre Oriental, Mexico. In (Claudio Bartolini, Richard T. Buffler, and Abelardo Cantu-Chapa; *The Western Gulf of Mexico Basin Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems*), *Am. Assoc. of Petrol. Geol.*, Memoir 75, 159-181.
- Gibson L. M., Malinconico L. L., Downs T. et Johnson N. M., 1984. Structural implications of gravity data from the Vallecito-Fish Creek Basin, Western Imperial Valley, California. In (Rigsby, C.A.; *The Imperial Basin-Tectonics, sedimentation, and thermal aspects, Pacific Section*) *Soc. Eco. Paleon. Mine.*, 15-29.
- Goldhammer K. R. et Johnson A. C., 2003. Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the Northwest Gulf of Mexico Rim. In (Claudio Bartolini, Richard T. Buffler, and Abelardo Cantu-Chapa; *The Western Gulf of Mexico Basin Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems*), *Am. Assoc. of Petrol. Geol.*, Memoir 75, 45-81.

- González, M. G. E., 2005. Le volcanisme monogénétique de la région de Xalapa, Veracruz. Géomorphologie, pétrologie et génèse. Thèse de mestre, Institut du Géologie – UNAM, 1-133 (en Espagnol).
- Granjeon, D., 1997. Modélisation Stratigraphique Déterministe: Institut Français du Pétrole.
- Hall S., 1999. A structural model for the belt in NW Gulf of Mexico. Mexico. StrucOil Ltd. (confidentiel).
- Haq B. U., Hardenbol J. et Vail P. R., 1987. Mesozoic - Cenozoic Cycle chart.
- Haq B. U., Hardenbol J. et Vail P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, vol. 235, 1156-1166.
- Hernández F. E. R., 2001. Delta del Bravo: Tectonique salifère ou argileuse? *Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración Boletín*, vol. 41, 3, 3-33 (en Espagnol).
- Hernández M., J., Eguizabal M., F. J. et Valencia I. J. J., 1990. Evolution structurale et tectonique de la plateforme Valles-San Luis Potosí. (Partie I). *Proyjet C-4028*, Instituto Mexicano. del Petróleo, (en Espagnol, inédit).
- Hernandez R. U., Vélez S. D., Ruiz R. H., Martinez G. J., Ghosh K. S. et Jacobo A. J., 2004. Oligocene-Miocene sedimentation along the Western Gulf Coast: Insights from outcrops and subsurface data, Onshore-offshore Northern Veracruz, México. *Field Guide for. Am. Assoc. of Petrol. Geol., International Conference and Exhibition*.
- Herrera S. M. et Estavillo G. C., 1991. Analyse stratigraphique et modèle sédimentologique de la Formation Todos los Santos dans le secteur de Uzpanapa-Matias Romero, Oaxaca. *Instituto Mexicano del Petróleo*, vol. 23, 1, 5-41 (en Espagnol).
- Hughes, G. W. et Beydoun, Z. R., 1992. The Red Sea - Gulf of Aden: Biostratigraphy, lithostratigraphy and palaeoenvironments. *Journal of Petroleum Geology*, vol. 15, 2, 135-156.
- Humphris Jr. C.C., 1978. Salt movement on slope, Northern Gulf of Mexico. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, 69- 85.
- Ibrahim W.A. et Kelleir V.G., 1981. Seismic velocities and electrical resistivity of Recent volcanics and their dependence on porosity, temperature and water Saturation. *Society of Exploration Geophysics*, vol. 46,10,1415- 1422.
- Jacobo A.J., 1986. Le socle du district de Poza Rica et son contrôle sur la génération d'hydrocarbures. *Rev. IMP*, vol. XVIII, 1, 5-24 (en Espagnol).
- Jarvis, G.T. et Mckenzie, O., 1980. Sedimentary basin formation with finite extension rates. *Earth and Planetary Science Letters* 48, 42-52.
- JOIDES, 1968. Deep Sea Drilling Project. Joint Oceanographic Institution for Deep Earth Sampling.
- Kenneth J.H., 1987. The geology of ocean floor. *American Geophysical Union*, 291- 300.
- Ladd J. W. et al., 1976. Deep seismic reflection results from the Gulf of Mexico. *Geology*, vol. 4, 365-368
- Lezzar E. K., Tiercelin J. J., Turdu L. C., Cohen S. A., Reynolds J. D., Gall L. B. et Scholz, A. Ch., 2002. Control of normal fault interaction on the distribution of major Neogene sedimentary depocenters, Lake Tanganyika, East African Rift. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 86, 6, 1027-1059.
- Lincoln F., Prastson et William R., 1994. Pliocene to Recent infilling and subsidence of intraslope basins offshore Louisiana. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, 1483-1506.
- Lopez M., 2001. Architecture and depositional pattern on the Quaternary deep-sea fan of Amazon. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 18, 4, 479- 486.
- Magoon B. L., Hudson L. T. et Cook E., H., 2003. Pimienta-Tamabra (!)-A giant supercharged petroleum system in the Southern part of Gulf of Mexico, onshore and offshore Mexico. In (Claudio Bartolini, Richard T. Buffler, and Abelardo Cantu-Chapa;

- The Western Gulf of Mexico Basin Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems), Am. Assoc. of Petrol. Geol., Memoir 75, 83-125.
- Martín B. A., Stock J. M., Layer P., Hausback B., Renne P. et López M. M., 1995. Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos volcanic province, Northeastern Baja California, Mexico. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, vol. 107, 4, 407-424.
- Martín B. A., Téllez D. M. et Stock J. M., 1997. Pliocene Volcanogenic Sedimentation Along an Accommodation Zone in Northeastern Baja California: The Puertecitos Formation. *Geol. Soc. of Am., Special Paper 318*, 1-24.
- Martín B. A., 2000. Volcanisme et extension dans le Golfe de Californie. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 58, 72-82 (en Espagnol).
- Martín B. A., 2001. Late Neogene stratigraphy and tectonic control on facies evolution in the Laguna Salada Basin, Northern Baja California, Mexico. *Sedimentary Geology*, 144, 5-35.
- McClay R. K., Dooley T., Whitehouse et Mills M., 2002. 4-D evolution of rift systems: Insights from scaled physical models. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 86, 6, 935-959.
- McLeod E. A., Underhill R. J., Davies J. S. et Dawers H. N., 2002. The influence of fault array evolution on synrift sedimentation patterns: Controls on deposition in the stratigraphic-Brent-Satafjord Half Graben, Northern North Sea. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 86, 6, 1061-1093.
- Meneses R.J., Lugo J., Aguilera L., Berlanga J., Miranda L., Ruiz M.J., Rojas R. et Solis, H., 2003. Geologic framework of Upper Miocene and Pliocene gas plays of the Macuspana Southeastern Mexico. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.* vol. 87, 9, 1411- 1435.
- Montgomery S. L., Barret F., Vickery K., Natali S., Roux R. et Dea P., 2001. Cave Gulch Field, Natrona County, Wyoming: Large gas discovery in the Rocky Mountain Foreland, Wind River Basin. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 85, 9, 1543-1564.
- Moore J. C. et Lundberg N., 1986. Tectonic overview of Deep Sea Drilling project transects of forearcs. *Geol. Soc. of Am., Memoir 166*, 1-12.
- Morley K. Ch., 2002. Evolution of large normal faults: Evidence from seismic reflection data. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 86, 6, 961-978.
- Moustafa R. A., 2002. Controls on the geometry of transfer zones in the Suez Rift and Northwest Red Sea: Implications for the structural geometry of rift systems. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 86, 6, 979-1002.
- Mushin I. A., Makarov V. V., Kozlov E. A. et Lowrie A., 2000. Structural-formational interpretation tools for seismic stratigraphy. *European Assoc. of Geoscientists & Engineers*, 953-981.
- Ornelas S.M. et Alzaga R.H., 1994. *Triplorella carrascoi*, nouvelle espèce d'algue Daciladacea du Crétacé supérieur du Chiapas. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, vol. 26, 1 (en Espagnol).
- Ortega G. F., Sedlock R. L. et Speed R. C., 1994. Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. In Speed R. C., ed., *Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions*, 265-306.
- Ortuño A. S., Xavier J. P. et Delfauld J., 1992. Analyse tectonique et structurale du bassin de Zongolica à partir d'images du satellite Landsat MSS. *Subdirección de Tecnología de Exploración del IMP*, vol.24, 1, 11-45 (en Espagnol).
- Ozdogan Yilmaz, 1987. *Seismic data processing*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.
- Passerat J., 1986. *Seismic stratigraphic investigation of the deep Eastern Gulf of Mexico*. Rice University.
- PEMEX, 1967. Expediente del Pozo # 1. *Petróleos Mexicanos*. Poza Rica, Veracruz, México.

- PEMEX, 1975. Expediente del Pozo # 2. Petróleos Mexicanos. Poza Rica, Veracruz, México.
- PEMEX, 1954. Expediente del Pozo# 3. Petróleos Mexicanos. Poza Rica, Veracruz, México.
- PEMEX, 1967. Expediente del Pozo# 4. Petróleos Mexicanos. Poza Rica, Veracruz, México.
- PEMEX, 1962. Expediente del Pozo # 7. Petróleos Mexicanos. Poza Rica, Veracruz, México.
- PEMEX, 1961. Expediente del Pozo# 8. Petróleos Mexicanos. Poza Rica, Veracruz, México.
- PEMEX et IMP, 2002. Tectonics and Analysis: Taller de Tectonica del Golfo de Mexico.
- Pickering T.K. et Hilton C.V., 1997. Turbidite systems of Southeast France, Application to hydrocarbon prospectivity. Vallis Press, London.
- Pindell J. L. et Dewey J. F., 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the Gulf of Mexico / Caribbean Region. *Tectonics*, vol. 1,179-212.
- Pindell J. L., 1985. Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics*, vol. 4, 1, 1-39.
- Poch S., Castelltort J., Van den Driessche J., Besnard K. et Gumiaux C., 2004. A simple method of determining sand/shale ratios from seismic analysis of growth faults: An example from upper Oligocene to lower Miocene Niger Delta deposits. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 88,10,1357- 1367.
- Pollack N. H. et Chapman F. L., 1977. Flux de chaleur terrestre. *Extraits du Scientific American*,13, 38-51 (en Espagnol).
- Posamentier W.H. et James P.D., 1993. An overview of sequence- stratigraphic concepts: Uses and abuses. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 3- 18.
- Posamentier W.H. et Erskine D.H., 1991. Seismic expression and recognition criteria of ancient submarine fans. Springer- Verlag New York, Inc.
- Prather E.B., Booth R.J., Steffens S.G. et Craig A.P., 1999. Classification, lithologic calibration, and stratigraphic succession of seismic facies of intraslope basin, deep-water Gulf of Mexico. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 82, 5A, 701- 728.
- Pratson L. et Gouveia W., 2002. Seismic simulations of experimental strata. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 86, 1, 129-144.
- Pratson L., 2001. A perspective on what is know and not know about seafloor instability in the context of continental margin evolution. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 499-501.
- Prost, G. et Aranda, M., 2001. Tectonics and Hydrocarbon Systems of the Basin, Mexico. In (Claudio Bartolini, Richard T. Buffler, and Abelardo Cantu-Chapa; *The Western Gulf of Mexico Basin Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems*), *Am. Assoc. of Petrol. Geol.*, *Memoir 75*, 271-291.
- Quezada, M. J., 1983. Las Formaciones San Ricardo y Jericó del Jurasico Medio-Cretácico Inferior en el SE de México, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, Vol. XXXV, Núm. 1, p. 37-64.
- Ray G.M. et Bouman H.A., 1977. Physiography of Gulf of Mexico. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, 3- 19.
- Ray G.M., 1977. Northern and eastern of Mexico continental margin: Stratigraphic and structural framework. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, 21- 42.
- Razin P., Mulder T. et Gérard J., 2003. Processus gravitaires et évolution de bassin: le Crétacé et le Tertiaire du Pays Basque. *Association des Sédimentologistes Français*, 1-89.
- Richter H., Makris J. et Rihm R., 1991. Geophysical observation offshore Saudi Arabia: Seismic and magnetic measurements. *Tectonophysics*, 198, 297-310.
- Rion H. C. et Benson E.F., 2006. Geometric and seismic interpretation of the Perdido fold belt: Northwestern deep-water Gulf of Mexico. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 90, 3, 363-386.

- Rodríguez F. D., Alvarado V. J., Pérez B. C., Zambrano A. M., González P. J. et Macias Z. E., 2001. Exploration gazière en zones frontières: Projet Lamprea, Mexique. Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración Boletín, vol. 41, 3. 34-43 (en Espagnol).
- Rosenfeld J. et Pindell J., 2003. Early Paleogene isolation of the Gulf of México from the World's Oceans? Implications for hydrocarbon exploration and eustasy. In (Claudio Bartolini, Richard T. Buffler, and Jon F. Blickwede, The Circum- Gulf of Mexico and the Cribbean Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics), Am. Assoc. of Petrol. Geol., Memoir 79, 89-103.
- Ross M. I. et Scotese Ch. R., 1988. A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean Region. Tectonophysics, 155, 139-168.
- Roth P. H. et Bowdler J. L., 1981. Middle Cretaceous calcareous nannoplankton biogeography and oceanography of the Atlantic Ocean. Soc. of Economic Paleontol. and Mineral., Special Pub., 32, 517-546.
- Rown G. M., Peel J. F. et Vendeville C. B., 2004. Gravity-driven fold belts on passive margins. In (K.R. McClay, Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems), Am. Assoc. of Petrol. Geol., Memoir 82, 157-182.
- Salazar G. M., 2003. Tertiary zonation based on planktonic Foraminifera from the marine region of Campeche, Mexico. In (Claudio Bartolini, Richard T. Buffler, and Abelardo Cantu-Chapa; The Western Gulf of Mexico Basin Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems), Am. Assoc. of Petrol. Geol., Memoir 75, 397- 419.
- Saller H.A., Noah T.J., Prama R.A. et Schneider R., 2004. Linked lowstand delta to basin-floor fan deposition, offshore Indonesia: An analog for deep- water reservoir systems. Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull., vol. 88, 1, 21- 46.
- Sangree B.J., Waylett D.E., Frazier G.B., Amery G.B. et Fennessy W.J., 1978. Recognition of continental-slope seismic facies, offshore Texas-Louisiana. Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull., 87- 116.
- Sassi, W. et Rudkiewicz, J. L., 1999. Thrustpack version 6.2:-2-D integrated maturity studies in thrust areas. Institut Français du Pétrole Report, 45372.
- Savoyat E., Shiferaw A. et Balcha T., 1989. Petroleum exploration in the Ethiopian Red Sea. Journal of Petroleum Geology, vol. 12, 2, 187-204.
- Shaub F.J., Buffler R.T. et Parson J.G., 1984. Seismic stratigraphic framework of the central Gulf of Mexico Basin. Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull., vol. 18, 802-1790.
- Schumm A.S., 1977. The fluvial system. Department of Earth Resources Colorado State University, A Wiley- Interscience Publication.
- Shunmagam G. *et al.*, 1995. Basin-floor fans in the North Sea: Sequence stratigraphic model vs. sedimentary facies. Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull., 79, (4), 477-512.
- Sheriff R. E. et Geldart P.L., 1991. Sismique d'exploration. Volumes I et II. Edt. Limusa (en Espagnol).
- Sheriff R. E., 1978. A first course in geophysical exploration and interpretation. International Human Resources Development Corporation, Boston Massachusetts, U.S.A.
- Sherlock D. H. et Evans B. J., 2001. The development of seismic reflection sandbox modeling. Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull., vol. 85, 9, 1645-1659.
- Silva R. G., 2002. Etude géologique Barra de Nautla. Facultad de Igenieria Universidad Nacional Autonoma de México. Convenio PEP-UNAM SRN N° 01/2002 (en Espagnol).
- Silva R. G., 2003. Etude géologique Barra de Cazonas. Facultad de Igenieria Universidad Nacional Autonoma de México. Convenio PEP-UNAM SRN N° 414103890 (en Espagnol).
- Steve H. 1999. A structural model for belt in NW Gulf of Mexico, Mexico. INO Strucoil LTD (confidentiel).

- Stock J. M. et Hodges K. V., 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California to the Pacific Plate. *Tectonics*, vol. 8, 1, 99-115.
- Stover S. Ch., Ge S., Weimer P. et McBride B. C., 2001. The effects of salt, structural development, and fault propagation on Late Mesozoic-Cenozoic oil migration: A two-dimensional fluid-flow study along a megaregional profile in the Northern Gulf of Mexico Basin. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 85, 11, 1945-1966.
- Sumner J. R., 1972. Tectonic significance of gravity and aeromagnetic investigations at the head of the Gulf of California. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, vol. 83, 3103-3120.
- Tardy M., 1980. Contribution à l'étude de la Sierra Madre Oriental du Mexico: stratigraphie, évolution paléogéographique et évolution tectonique sur un profil du secteur transverse de Parras. Organisation et géodynamique de la Sierra Madre Oriental au passage domaine Alpin-Caraïbe-Cordillère ouest-américaine. PhD Thesis, Univ. Paris VI, 459 p.
- Tesson M., Posamentier W.H. et Gensous B., 2000. Stratigraphic organization of Late Pleistocene deposits of the western part of the Gulf of Lion Shelf (Languedoc Shelf), Western Mediterranean Sea, using high-resolution seismic and core data. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 84, 1, 119-150.
- Thied J., Strand J. A. et Agdestein T., 1981. The distribution of major pelagic sediment components in the Mesozoic and Cenozoic North Atlantic Ocean. *Soc. of Econ. Paleont. and Mineral.*, 67-90.
- Torres V.R., Gallo I.P., Hernandez R. et Cruz C., 2001. Etude intégrée de sédimentologie, diagenèse, sismique et pétrophysique du secteur de Vernet, bassin de Macuspana. Rapport IMP, F00774 (inédit, en Espagnol).
- Torres V.R., 2000. Etude générale sur la provenance des sédiments tertiaires. Rapport IMP, P031 (inédit, en Espagnol).
- Trudgill B.D. et Underhill R.J., 2002. Introduction to the structure and stratigraphy of rift systems. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 86, 6, 931-933.
- Trudgill D.B., 2002. Structural controls on drainage development in the Canyon Lands grabens of Southeast Utah. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 86, 6, 1095-1112.
- Trudgill B. D., Rowan M. G., Fiduk J. C., Weimer P., Gale P. E., Korn B. E., Phair R. L., Gafford W. T., Roberts G. R. et Dobbs S. W., 1999. The Perdido Fold Belt, northwestern Deep Gulf of Mexico, Part 1: Structural geometry, evolution and regional implications. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 83, 1, 88-113.
- Tucholke B. E., 1981. Geologic significance of seismic reflectors in the Deep Western North Atlantic Basin. *Soc. of Econ. Paleont. and Mineral.*, Special Pub., 32, 23-37.
- Tye S.R., Hewlett S.J., Thompson R.P. et Goodman K.D., 1993. Integrated stratigraphic and depositional-facies analysis of parasequences in a transgressive systems tract, San Joaquin Basin, California. In (Weimer, P., Posamentier, W.; *Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications*) *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Memoir* 58, 99-133.
- Vakarcs G., Vail P., Tari G., Pogacssas G., Mattick R. et Szabo A., 1994. Third-order Middle Miocene-Early Pliocene depositional sequences in the prograding delta complex of the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 240, 81-106.
- Valencia I. J. et Fortune J. P., 1994. Nouvelles considérations sur la Formation Guaxcama et implications paléogéographiques. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, vol. 26, 1, 5-15 (en Espagnol).
- Valencia I. J. et Fortune J. P., 1992. Relations entre diagenèse minérale et organique dans le Jurassique supérieur du centre du Mexique. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, vol. 24, 3, 5-11 (en Espagnol).
- Van Wagoner C.J., Mitchum M.K., Campion M.K. et Rahmanian D.V., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: Concepts for high-resolution

- correlation of time and facies. *Am. Assoc. of Petrol. Geol., Methods in Exploration Series*, 7, 1 - 55.
- Vargas M.L. et Megchun R.J., 2003. Estimation des propriétés pétrophysiques du sous-sol par inversion sismique et analyse des attributs sismiques. Thèse, Facultad de Ingenieria de UNAM (en Espagnol).
- Vázquez M. M. E. et Villaseñor R. P. E., 1991. Intégration tectonique et structurale du prospect "Sierra de Chiapas". Projet CAO-4505. Rapport Instituto Mexicano del Petróleo (inédit, en Espagnol).
- Velez S.D., 1990. Modèle décrochant de l'évolution tectono-sédimentaire du Mexique. *Assoc. Mex. Geol. Petrol.*, vol. 40, 2, 1- 35
- Villagran Y.R., 1999. Sédimentologie et diagenèse du bassin turbiditique de La Ceiba, Puebla. Mémoire de licence, Instituto Politecnico Nacional (en Espagnol).
- Walker G.R. et James P.N., 1992. Facies Model Response to Sea Level Change. *Geological Association of Canada*, 1-409.
- Watkins S.T. et Buffer T.R., 1996. Gulf of Mexico deepwater frontier exploration potential. *Gulf Coast Assoc. of Geol. Soc.*, 79- 92.
- Watkins J.S., Ladd W.J., Buffler T.R. Shaub F., Houston H. et Worzel L.J., 1978. Occurrence and evolution of salt in deep Gulf of Mexico. *Am. Assoc. of Petrol. Geol.*, 43- 65.
- Watkins J.S. et al., 1975a. Deep seismic reflection results from the Gulf of Mexico, part 1. *Science*, vol. 187, 834-837.
- Wehr, L.F., 1993. Effects of variations in subsidence and sediment supply on parasequence stacking patterns. In (Weimer, P., Posamentier, W.; *Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications*) *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Memoir* 58, 369-380.
- Wawrzyniec F.T., Fouad K., Schutz-Ela D., Ambrose W. A. A., Jennette C.D., Sakurai S., Guevara H.E., Aranda G.M., Alvarado V.J., Hernandez R.U., Macias Z.E., Roman J., Rosas C., Rosas K. et Salomon E. L., 2003. Neogene tectonic, stratigraphic and play framework of the southern Laguna Madre-Tuxpan continental shelf, Gulf of Mexico. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 89, 6, 725 - 751.
- Woodbury, H.O., Spotts J.H. et Akers W.H., 1978. Gulf of Mexico continental - slope sediments and sedimentation. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, 117- 137.
- Younes I. A. et MaClay K., 2002. Development of accommodation zones in the Gulf of Suez - Red Sea Rift, Egypt. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 86, 6, 1003-1026.
- Zeng H. et Kerans Ch., 2003. Seismic frequency control on carbonate seismic stratigraphy: A case study of the Kingdom Abo Sequence, West Texas. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 87, 2, 273- 293.

RÉSUMÉ

Le bassin profond du Golfe du Mexique (BPMG) est localisé à l'est du Mexique, au sud-est des États-Unis et à l'ouest de l'Océan Atlantique. Cette étude de la partie profonde du Golfe du Mexique est basée sur l'intégration de données de sismique, de forages pétroliers et d'études de terrain; elle comprend toute la pente continentale et la plaine abyssale, avec une bathymétrie qui varie de 200 à 3750 m. La première partie de cette thèse est consacrée à la description du remplissage sédimentaire de la bordure occidentale du Golfe du Mexique, dans le secteur de Veracruz, en liaison avec son évolution géodynamique. L'évolution géodynamique du BPMG commence au Trias-Jurassique avec la rupture et la propagation d'un rift continental, dans le secteur sud de la plaque nord américaine. Cette ouverture et le déplacement relatif vers le sud-est du bloc crustal du Yucatan sont à l'origine du BPMG. Cette géodynamique de rift continental est suivie d'une étape post-rift accompagnée de l'océanisation du bassin. Les bassins de la marge passive ont poursuivi leur évolution sous l'effet de la subsidence thermique à l'ouest du Golfe du Mexique, tandis que de la croûte océanique se formait dans le BPMG. Cette subsidence thermique de la marge a ensuite été perturbée par l'orogénèse Laramienne, qui a remodelé l'architecture stratigraphique silico-clastique des dépôts du Tertiaire entre les éléments morphotectoniques suivants: le front tectonique de la Sierra Madre Orientale (SMO), le bassin d'avant-pays Chicontepec, la Plateforme de Tuxpan-Faja de Oro, la pente continentale et la plaine abyssale, ces deux dernières provinces morphotectoniques appartenant au BPMG. Pendant le Paléogène inférieur, les effets de la subsidence thermique de la marge passive ont été accentués par la charge tectonique de l'orogénèse laramienne (SMO), permettant ainsi le développement d'un bassin flexural d'avant-pays. Au cours de cette étape, les principaux transferts sédimentaires se sont effectués du front tectonique "SMO" vers le BPMG. La source principale de sédiments clastiques est liée à l'érosion de la chaîne de montagnes "SMO". Pendant le Paléocène et l'Éocène inférieur, l'architecture des premiers sédiments silico-clastiques syn-tectoniques déposés dans des éventails sous-marins sont caractérisés par des figures de glissement, des faciès turbiditiques A et B de Bouma, des chenaux-levées. Après l'arrêt de la subsidence flexurale, la subsidence thermique de la marge passive s'est poursuivie pendant l'Éocène supérieur, l'Oligocène et le Néogène, permettant le développement d'un nouveau prisme sédimentaire progradant. Les remplissages sédimentaires sont encore constitués de chenaux et de levées, avec des barres de sable associées à des systèmes deltaïques sur la plateforme. Pendant le Néogène, un système de failles listriques s'est développé sur la pente du BPMG, au-dessus d'une surface de décollement située, dans la région d'étude, dans les argiles de l'Éocène-Oligocène. Ce système de failles de croissance a piégé plus de 60% des sédiments silico-clastiques du Miocène. Ce remplissage sédimentaire évolue latéralement de faciès fluviaux deltaïques vers des faciès de pente affectés de glissements gravitaires et associés à des turbidites. La deuxième partie de cette thèse est consacrée à une approche quantitative basée sur des modélisations structurales (coupes équilibrées et modélisations cinématiques directes avec Thrustpack, couplant décollement gravitaire, flexure lithosphérique, érosion et sédimentation), puis sédimentaires (prise en compte des transferts de matériel clastique depuis la partie émergée de la chaîne jusqu'au bassin profond, à l'aide du logiciel Dionisos, afin de mieux comprendre les processus de piégeage des sédiments grossiers dans les structures de croissance et les bassins perchés de la marge.

ABSTRACT

The Deep Basin of the Gulf of Mexico (DBGM) extends over eastern Mexico, the southeastern part of the United States, west of the Atlantic Ocean. This study, based on the interpretation and integration of seismic profiles, exploration wells and outcrop studies, focus on the deep part of the Gulf of Mexico, where bathymetry varies from 200 to 3750 m, thus comprising both the continental slope and the abyssal plain. The first part of this thesis focus on the description of the sedimentary infill of the western part of the Gulf of Mexico, in the Veracruz State, and to its geodynamic controls. The geodynamic evolution of the Deep Basin of the Gulf of Mexico (DBGM) begins during the Triassic-Jurassic with the break-up and the opening of a continental rift, in the southern part of the North American lithospheric plate. This opening induced a relative movement of the Yucatan Block towards the southeast. This intra-continental rifting episode was followed by a stage of post-rift thermal subsidence in the basins of the continental margin in the west, coeval with oceanic accretion in the DBGM. The thermal subsidence of the margin was subsequently modified by the Laramian orogeny, which impacted strongly the overall architecture of the margin as well as its litho-stratigraphic evolution, inducing the deposition of siliciclastic deposits in various morphotectonic provinces: i.e., near the tectonic front of the Sierra Madre Oriental (SMO), within the adjacent Chicontepec foreland basin, over the Tuxpan Platform (Golden Lane), across the continental slope and up to the deep abyssal plain, these two last morphotectonic provinces belonging to the DBGM. During the Early Paleogene, the effects of the thermal subsidence of the passive margin were stressed by the tectonic load of the Laramian orogen (i.e., the Sierra Madre Oriental, SMO), thus allowing the development of a foreland basin flexural. In this geodynamic framework, the main sedimentary transfers developed from the tectonic front "SMO" in the west, towards the DBGM in the east, the main source for clastic sediments being linked to the erosion of the "SMO" mountains. During the Paleocene and the Early Eocene, the architecture of the silici-clastic syn-tectonic sediments deposited in submarine fans was characterized by sliding, turbidites with A and B Bouma facies, as well as levees and channels. After the stop of the flexural subsidence, the thermal subsidence of the passive margin resumed during the Late Eocene, the Oligocene and the Neogene, allowing the development of a new sedimentary prism, prograding eastwards toward the DBGM. This sedimentary infill was again made up of levees-channels, sand bars and delta systems. During the Neogene, an extensional system with listric faults and roll-over features developed across the slope of the DBGM, due to an active detachment developing within overpressured Eocene-Oligocene clays. This gravitational gliding of Neogene series accounted also for the development of compressional features at the toe of the slope. Approximately 60% of the Miocene siliciclastic sediments have been trapped in growth strata and slope basins associated with this complex gravitational system, ranging from river-delta features towards gravity slides associated with slump facies. The second part of this thesis aims at a quantification of these various processes, including the construction of balanced cross sections, forward Thrustpack kinematic modelling coupling the development of a basal detachment, lithospheric flexure, erosion and sedimentation, as well as subsequent stratigraphic modelling with the Dionisos software, the later aiming at predicting the sand versus clay ratios in Neogene siliciclastic deposits of the DBGM and its surroundings.