



HAL
open science

Rupture continentale oblique : évolution tectonique du Golfe de Californie (Basse californie du Sud) du Néogène à l'actuel

Anna Bot

► **To cite this version:**

Anna Bot. Rupture continentale oblique : évolution tectonique du Golfe de Californie (Basse californie du Sud) du Néogène à l'actuel. Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2016. Français. NNT : 2016BRES0050 . tel-01620302

HAL Id: tel-01620302

<https://theses.hal.science/tel-01620302>

Submitted on 20 Oct 2017

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.

UBO

université de bretagne
occidentale



**UNIVERSITE
BRETAGNE
LOIRE**

THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

sous le sceau de l'Université Bretagne Loire

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Mention : Géosciences Marines

École Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par

Anna Bot

Préparée à l'Unité Mixte de Recherche 6538

Domaines Océaniques

Institut Universitaire Européen de la Mer

Rupture continentale oblique: évolution tectonique du Golfe de Californie (Basse Californie du Sud) du Néogène à l'actuel

Thèse soutenue le 1^{er} septembre 2016

devant le jury composé de :

Lies LONCKE

MC, CEFREM, Perpignan / Rapporteur

Gianreto MANATSCHAL

PR, IPGS-EOST, Strasbourg / Rapporteur

Jacques DEVERCHERE

PR, Domaines Océaniques, Brest / Examineur

Méloody PHILIPPON

MC, Géosciences Montpellier, Montpellier / Examineur

Anne DESCHAMPS

DR, Géoazur, Nice / Examineur

Laurent GEOFFROY

PR, Domaines Océaniques, Brest / *Directeur de thèse*

Christine AUTHEMAYOU

MC, Domaines Océaniques, Brest / *Co-Directeur de thèse*

Julie PERROT

MC, Domaines Océaniques, Brest / *Co-Directeur de thèse*

Hervé BELLON

PRE, Domaines Océaniques, Brest / Invité

UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE
ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES DE LA MER

T H È S E

pour l'obtention du titre de

Docteur en Sciences

de l'Université de Bretagne Occidentale

Mention : Géosciences marines

Présentée par

Anna Bot

**Rupture continentale oblique:
évolution tectonique du Golfe de Californie
(Basse Californie du Sud) du Néogène à
l'actuel**

préparée au Laboratoire Domaines Océaniques UMR 6538

Soutenue le 1^{er} septembre 2016

Jury composé de :

Lies LONCKE	Maître de conférence	Rapporteur
Gianreto MANATSCHAL	Professeur	Rapporteur
Jacques DEVERCHERE	Professeur	Examineur
Mélody PHILIPPON	Maître de conférence	Examineur
Anne DESCHAMPS	Directrice de Recherche	Examineur
Laurent GEOFFROY	Professeur	Directeur de thèse
Christine AUTHEMAYOU	Maître de conférence	Co-Directeur de thèse
Julie PERROT	Maître de conférence	Co-Directeur de thèse
Hervé BELLON	Professeur Emérite	Invité

*À Georgette et Henriette
À mes parents*

Remerciements

Au terme de cette thèse, je souhaite remercier sincèrement toutes les personnes qui ont encouragé ce travail :

Laurent Geoffroy, pour m'avoir permis de réaliser un soit très cher, faire de la géologie et réaliser une thèse et je lui suis reconnaissante de m'avoir fait bénéficier tout au long de ce travail de sa grande compétence et de son dynamisme que je n'oublierai pas.

Christine Authemayou et Julie Perrot à qui j'adresse un grand merci pour leur aide, pour leur soutien constant et pour s'être aussi toujours souciées du bon déroulement de ma thèse.

Hervé Bellon pour m'avoir appris avec patience les secrets des datations K-AR.

Toute l'équipe du CICESE de La Paz, Roberto, Sergio, Alfredo et Hernando pour leur aide et leur accueil.

Actions Marges et à tous ces acteurs pour leur financement mais aussi pour les échanges très intéressants lors des différentes rencontres organisées.

Lies Loncke et Gianreto Manatschal de m'avoir fait l'honneur d'être les rapporteurs de cette thèse et je tiens à remercier les membres du jury Anne Deschamps, Jacques Deverchère et Mélodie Philippon qui ont accepté de donner leur avis sur ce travail de thèse et de partager leur réflexion.

Toute l'équipe du Laboratoire Domaines Océaniques pour leur accueil chaleureux et plus particulièrement aux agents administratifs et informatiques Audrey, Aurélie, Carole, Caroline, Christophe et Elodie, mais aussi Dominique et Lysiane.

Tous les doctorants, docteurs ou autre que j'ai cotoyé durant cette thèse avec j'ai passé de bon moments et en particulier mes co-bureaux Laurine, Virgile, Angélique, Aurélien et Bobbi.

Pour finir, je remercie sincèrement mon compagnon Olivier pour son soutien permanent et qui a supporté mes absences avec courage. Mille-merci à mes parents pour m'avoir toujours encouragé.

Résumé

Le Golfe de Californie (GOC) est un exemple de rift extrêmement oblique, au stade d'accrétion océanique depuis 3,6 Ma dans sa partie sud. La déformation continentale à l'origine du GOC commence au Miocène, dans un contexte arrière-arc, en relation avec la fin de la subduction de la plaque Pacifique sous la plaque Nord-Américaine. Dans le cadre de ce travail, je cherche à reconstituer l'histoire de la déformation continentale qui est à l'origine de la rupture continentale dans le GOC, ainsi que les phénomènes post-rupture. Cette étude utilise des données tectoniques pour les déformations anté-ruptures et sismologiques, comme géomorphologiques pour la déformation active. Ces données sont calées temporellement par des datations à partir d'isotopes radioactifs et à partir d'isotopes cosmogéniques, pour les déformations quaternaires. Elles ont été collectées au niveau de la marge occidentale du GOC en Basse Californie du Sud. Une histoire polyphasée de la déformation, essentiellement post-magmatique, est proposée en termes d'évolution des directions des failles et des directions de déformations relativement à la cinématique des plaques. Il est démontré qu'au niveau de la marge étudiée, la déformation qui conduit à l'amincissement et à l'étirement lithosphérique est d'abord fortement oblique et devient transtensive et moins oblique relativement à la cinématique à partir de 7-8 Ma, i.e. 4 Ma avant le break-up. En outre, un résultat majeur de la thèse est la mise en évidence d'un détachement miocène à pliocène à la pointe sud de la Basse Californie pré-datant la propagation de la ride Est Pacifique dans le GOC, et de deux niveaux de décollement crustaux actifs à 6 ± 1 km et 10 ± 1,5 km, le plus superficiel étant probablement un détachement accommodant un déplacement supra-crustal vers l'ENE. La marge étudiée est intégrée de manière cohérente à l'ensemble des domaines déformés associés à la formation du GOC. On montre notamment que les marges du GOC sont diachrones et qu'elles se forment par migration vers l'ouest de la déformation consécutif au changement de pendage du panneau plongeant de la subduction, qui devient inactif vers 12 Ma. La dynamique post-breakup du GOC est interprétée en termes de mobilisation par fluage de la croûte inférieure en relation avec un événement thermique consécutif de la rupture du panneau plongeant. En conclusion, l'évolution du GOC ne peut s'expliquer par les modèles simples de rifting oblique et a fortiori par aucun modèle de formation de marges passives.

Abstract

The Gulf of California (GOC) is an example of highly-oblique rift. Oceanic accretion started 3.6 Ma ago at its southern end. The earliest continental extension started during the Miocene, in a back-arc setting, in connection with the end of subduction of the Pacific plate (PAC) beneath North America (NAM). In this study, I reconstitute the past and active continental strain evolution along the proximal Baja California margin. For this, I mostly used original tectonic and seismological data which I collected in Baja California Sur. Those data were time-constrained with absolute dating (radiogenic and cosmogenic isotopes). A complete tectonic history is reconstructed over more than 20 Myrs displaying the angular relationships between faults, extension and kinematic directions over time. I outline that the main stretching and thinning of the Late Miocene-Pliocene Baja California margin was highly oblique regarding NAM-PAC kinematic vector, turning less oblique 3-4 Ma before plate break-up. In addition, we highlight a miocene to pliocene detachment fault predating the East Pacific Rise propagation and two decoupling zones at depths 6 ± 1 km and 10 ± 1,5 km, the upper one being probably a detachment fault accommodating a top to the ENE supra crustal displacement. By integrating the studied margin in the structure and evolution of the Gulf Extensional Province, it is proposed that the final break-up mechanism occurred within a broad semi-ductile right-lateral central shear-zone. It is shown that the two GOC passive margins didn't form at the same time, crustal strain migrating westward during the Miocene in response to a probable retreat of the dying slab. The active post-breakup deformation in the proximal Baja California is best interpreted in connection with an outward flow of the lower crust in a trend compatible with the margin shaping inherited from the major GOC-normal to GOC-oblique Miocene crustal deformation. This ductile flow would be enhanced by the heat input from the slab rupture. To conclude, the GOC evolution as an oblique rift system adjusts with no existing analogical or numerical model of strain field evolution of oblique rifting, a probable consequence to the complex dynamics in back-arc settings.

Table des matières

Remerciements	1
Résumé	3
Abstract	5
I Introduction-Problématiques	11
1 L'extension lithosphérique : du rift aux marges passives divergentes et transformantes	13
1.1 Modes d'extension	13
1.2 Moteur de l'extension	15
1.3 Typologie des marges passives divergentes	16
1.4 Développement d'une marge passive non-volcanique	17
1.4.1 Cisaillement pur et cisaillement simple	17
1.4.2 Extension uniforme ou non avec la profondeur?	20
1.4.3 Relier histoire géologique, structure crustale et rhéologie de la lithosphère	21
1.5 Marges transformantes	22
1.6 Conclusion	27
2 La divergence oblique	29
2.1 Définition de l'obliquité	29
2.2 Apport de la modélisation dans la compréhension des systèmes obliques	30
2.2.1 Description des modèles analogiques avec discontinuité de vitesse	31
2.2.2 Description des modèles analogiques et concepts avec héritage structural ou rhéologique	34
2.2.3 Modélisations numériques	40
2.3 Conclusion	43
3 Le Golfe de Californie	45
3.1 Cadre structural et cinématique actuelle des plaques	45
3.2 Evolution géodynamique	45
3.2.1 Convergence et histoire de la subduction	46
3.2.2 Divergence et ouverture du Golfe de Californie	48
3.3 Conclusion	62
4 Méthodologie scientifique et organisation de la thèse	63
4.1 Objectifs et cadre de l'étude	63
4.2 Matériel et méthodes	64
4.2.1 Etude tectonique et cartographique	65
4.2.2 Géomorphologie et datations U-Th	65
4.2.3 Datations ^{40}K - ^{40}Ar et analyses géochimiques	66
4.2.4 Sismologie	66
4.3 Plan du mémoire	66

II	Evolution tectonique précoce du Golfe de Californie	69
5	Expression de la déformation précoce du Golfe de Californie dans les formations volcano-sédimentaires du Comundu	71
5.1	Introduction	71
5.2	Unités lithologiques	71
5.3	Caractéristiques de la déformation syn-arc	77
5.3.1	Site 1	77
5.3.2	Site 2	78
5.3.3	Cinématique	81
5.4	Synthèse	84
6	Propagation de la dorsale Est-Pacifique (EPR) et individualisation du système d'ouverture	87
6.1	Introduction	87
6.2	« Miocene detachment faulting predating EPR propagation : Southern Baja California »	88
7	La terminaison sud du Grand Escarpement (MGE) et la déformation associée : expression en Basse Californie du Sud	113
7.1	Introduction	113
7.2	La faille de la Carrizal et ses satellites	113
7.2.1	Géométrie de surface	113
7.2.2	Etude structurale	118
7.3	Le détachement de Los Barriles	122
7.4	Synthèse	124
III	Déformation active en Basse Californie du Sud	127
8	Déformation Quaternaire en Basse Californie du Sud	129
8.1	Introduction	129
8.2	Etat de l'art	129
8.3	Méthodologie	131
8.3.1	Processus de formation des terrasses marines	131
8.3.2	Détermination des taux de surrection de la côte	132
8.4	Résultats	136
8.5	Synthèse	136
9	Déformation active en Basse Californie du Sud	139
9.1	Introduction	139
9.2	Réseau sismologique	139
9.2.1	Campagne d'acquisition des données	139
9.2.2	Données acquises	142
9.3	Traitement des données	142
9.3.1	Détection et extraction des événements	142
9.3.2	Base de données et lecture des temps d'arrivée	143
9.3.3	Localisation absolue	144
9.3.4	Magnitudes	146
9.4	Détermination des mécanismes au foyer et régime de contrainte	149
9.5	Distribution de la sismicité et tenseur des contraintes	149
9.5.1	Présentation	149
9.5.2	An active continental detachment fault in Baja California Sur ?	149

IV	Discussion et Conclusion	165
10	Discussion et Conclusion	167
10.1	Obliquité de la déformation au cours du temps	167
10.1.1	Extension et contraintes : utilisation de σ_h et σ_H	167
10.1.2	Etude des paramètres d'obliquité au cours du temps	168
10.2	Domaines de déformation finie à l'échelle du Golfe de Californie	172
10.3	Evolution géodynamique du Golfe de Californie	175
10.4	Conclusion : relation avec les modèles de déformation oblique	177
V	Annexes	181
A	Reconstruction des paléocontraintes tectoniques : principes, méthodes	183
A.1	Les contraintes	183
A.2	Etat de contrainte et jeux de failles	185
A.3	Méthodes de reconstruction des paléocontraintes	186
A.4	Interprétation des résultats	187
B	Datation isotopique ^{40}K-^{40}Ar	189
B.1	Principes généraux	189
B.2	Calcul de l'âge	191
B.3	Protocoles de préparation des échantillons	191
B.4	Dosage du potassium par spectrométrie d'absorption atomique	192
B.4.1	Préparation des solutions	192
B.4.2	Analyse par absorption atomique	192
B.4.3	Réalisation d'une courbe d'étalonnage	193
B.4.4	Détermination de la teneur en K_2O des échantillons	194
B.5	Dosage de l'argon par spectrométrie de masse	194
B.5.1	Principe de la spectrométrie de masse	194
B.5.2	Analyse de l'argon : de l'échantillon solide à l'échantillon gazeux	195
B.5.3	Exploitation des résultats : calcul de l'âge	198
C	Supporting Information for "Miocene detachment faulting predating EPR propagation : Southern Baja California"	201
D	Détermination des mécanismes au foyer et régime de contrainte	211
D.1	Principe et caractérisation de la source sismique	211
D.1.1	Moment sismique et notion de double couple	211
D.1.2	Polarités des ondes P	211
D.2	Calcul des solutions focales	212
D.2.1	Sélection des événements	212
D.2.2	Principe de FPFIT et FOCMEC	213
D.2.3	Incertitudes et qualité des solutions	213
D.3	Tenseur des contraintes	214
E	Supporting Information for "An active continental detachment fault in Baja California Sur?"	215
	Bibliographie	223

Première partie

Introduction-Problématiques

Chapitre 1

L'extension lithosphérique : du rift aux marges passives divergentes et transformantes

Une marge passive est une zone de transition entre une croûte continentale amincie et une croûte océanique. Elle est le résultat d'un processus géologique d'amincissement et d'étirement tectonique de la lithosphère continentale. Lorsque le stade de rupture continentale est atteint, l'extension lithosphérique est suivie par la mise en place d'une dorsale océanique au niveau de laquelle se produit l'expansion du plancher océanique qui est bordé par les deux marges passives conjuguées. On distingue comme pôle extrême de transition océan-continent, les marges passives divergentes, où l'essentiel des structures est orthogonal et parallèle (failles de transfert) à la cinématique des plaques et les marges passives transformantes, où les structures majeures sont subparallèles à la cinématique des plaques.

Des études approfondies de nombreuses marges passives à travers le monde ainsi que le développement de modèles conceptuels, analogiques et numériques ont permis de définir les paramètres majeurs qui contrôlent la déformation de la lithosphère continentale au cours de l'amincissement lithosphérique parmi lesquels la rhéologie et l'épaisseur des enveloppes lithosphériques, la température du manteau et le taux de déformation.

1.1 Modes d'extension

Le premier stade de l'extension de la lithosphère continentale correspond au développement de rifts intra-plaques. Buck (1991) a proposé trois modes de rifting en fonction de l'épaisseur crustale, de l'état thermique de la lithosphère et du taux de déformation conduisant à la formation de rifts étroits, larges ou de type « metamorphic core complex » ou dômes métamorphiques (FIGURE 1.1). Les rifts étroits ont une zone de déformation inférieure à 100km (e.g. rifts Est Africain, Baïkal, du Rhin) et résultent de l'extension d'une lithosphère possédant une croûte d'épaisseur normale (30-40km; FIGURE 1.1a). Ce type de rift a pour origine une instabilité mécanique de type « necking » (amincissement localisée de la lithosphère) et aboutit souvent à la rupture de la lithosphère continentale (break-up) et à la formation d'une marge passive (Brun, 1999). Au contraire, un rift large se forme aux dépens d'une croûte épaissie (50-60 Km), chaude et peu résistante, l'amincissement affecte uniformément la lithosphère sur une large zone de déformation (FIGURE 1.1b). Les « metamorphic core complexes » correspondent à l'exhumation de la croûte inférieure à la faveur d'un détachement lors de l'extension (FIGURE 1.1c). Brun (1999) estime que ce mode serait une anomalie locale à l'intérieur des rifts larges plutôt qu'un mode en lui-même (FIGURE 1.1d).

Tirel et al. (2008) ont clairement montré qu'à la fois le gradient géothermique et l'épaisseur crustale contrôlent le développement d'un « core complex ». Ces résultats ont été obtenus à partir de différents modèles numériques à quatre couches reproduisant la lithosphère continentale en faisant varier les paramètres précédents. Ainsi ils montrent que pour une croûte de 60 km

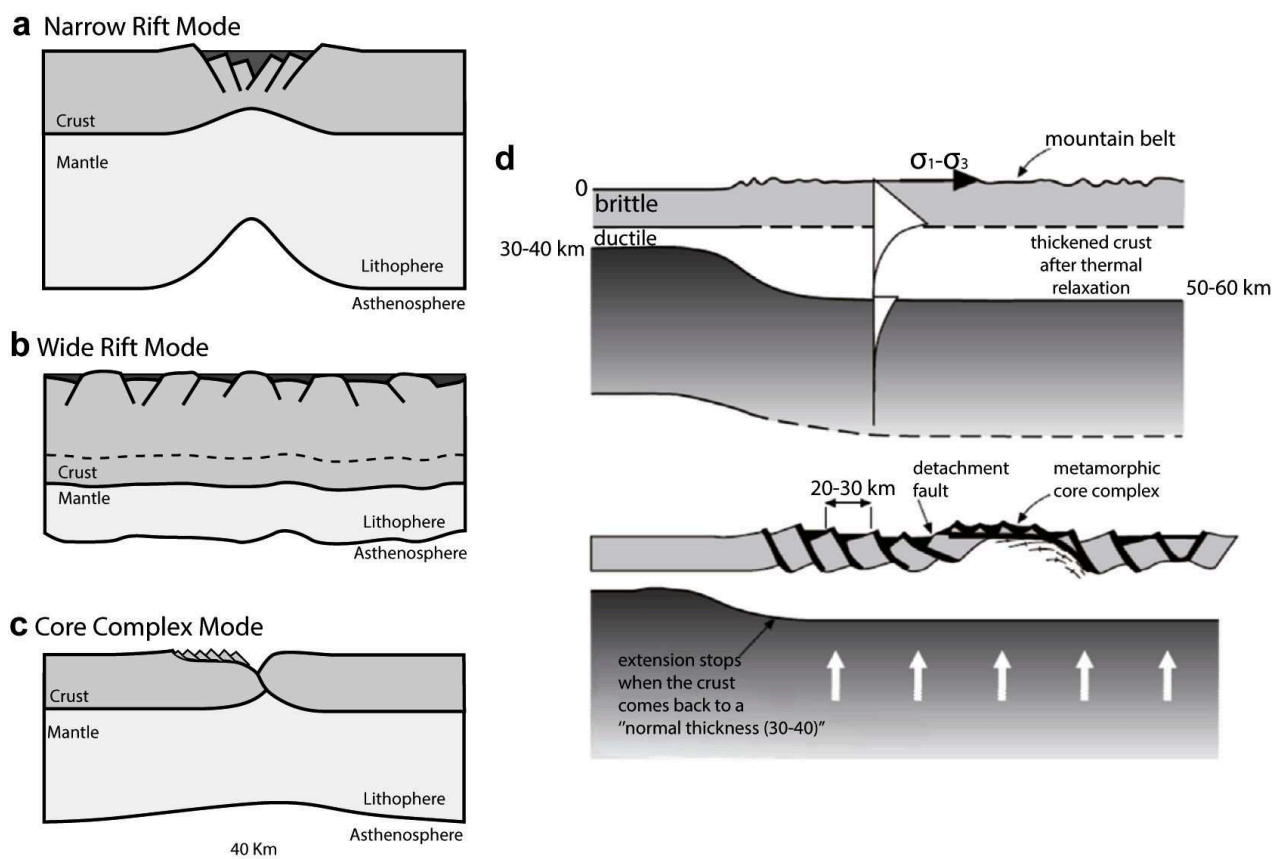


FIGURE 1.1 – Représentation des trois modes d’extension suivant Buck (1991) : (a) les rifts étroits, (b) les rifts larges et (c) les rifts associés à des « core complexes » (exagération verticale $\times 2$; d’après Buck, 1991). (d) Structures et évolution des rifts larges (Brun, 1999).

d’épaisseur, une température supérieure à 800°C au Moho est nécessaire pour produire une structure en « core complex » (FIGURE 1.2). Alors qu’une température au Moho inférieure à 800°C , entrainera une déformation par boudinage crustal (necking) grâce à la contribution d’un manteau lithosphérique supérieur résistant.

Brun (1999) estime que le mode de rifting large associé ou non à des « core complexes » est

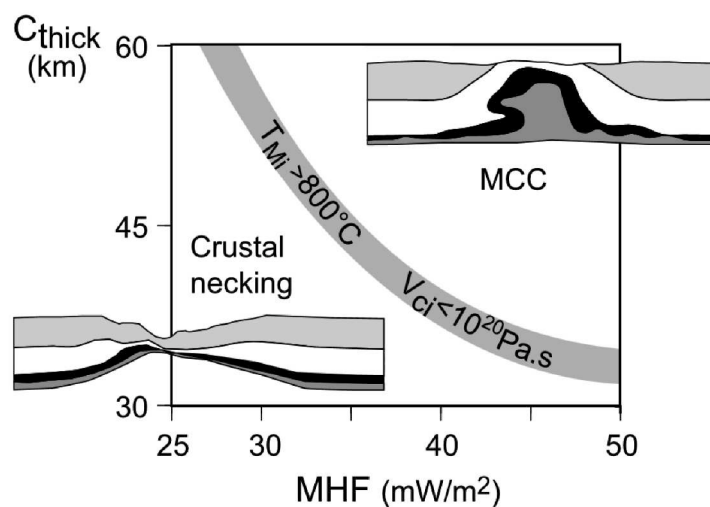


FIGURE 1.2 – Domaines de développement des structures en « core complex » ou en boudinage crustal (necking) en fonction de l’épaisseur initiale de la croûte (C_{thick}) et du gradient géothermique du manteau (MHF). D’après Tirel et al. (2008).

généralement la conséquence d'un rééquilibrage isostatique pendant (e.g. Tibet) ou juste après (e.g. Basin and Range) la convergence lithosphérique, ce qui entraîne l'étalement de la lithosphère sous son propre poids (forces gravitaires) et aboutit à une géométrie de type « spreading » (Brun, 1999).

Cette notion importante de largeur de rift a été étudiée également par Kusznir et Park (1987) en fonction de différents paramètres. Pour cela ils utilisent un modèle analytique reproduisant la réponse élastique et ductile d'une lithosphère continentale à l'extension, avec un paramètre de rupture (notion de seuil élastique). La rhéologie du modèle, de type Maxwellienne, est basée sur les propriétés physiques contrôlant le fluage par dislocation du quartz, du plagioclase et de l'olivine, respectivement pour la croûte supérieure, la croûte inférieure et le manteau lithosphérique et sur une hypothèse de conservation de la contrainte intégrée sur l'épaisseur de la lithosphère en cours de déformation. Suivant ce modèle, la déformation ductile à une profondeur donnée, va entraîner une augmentation du différentiel de contrainte dans les niveaux lithosphériques moins ductiles. Ils montrent que le mode d'extension et la structure thermique de la lithosphère continentale sont fortement contrôlés par le taux de déformation. En effet un taux de déformation fort (e.g. $5 \cdot 10^{-14} \text{s}^{-1}$; FIGURE 1.3a) entraîne l'adoucissement (« softening ») thermique de la lithosphère qui a pour conséquence une forte localisation de la déformation pouvant entraîner la rupture de la lithosphère ($5 \cdot 10^{-14} \text{s}^{-1}$; FIGURE 1.3b). Le gradient géothermique dans la zone de déformation est très fort et permet le break-up malgré le durcissement lithosphérique compositionnel provoqué par l'amincissement tectonique de la croûte continentale. Au contraire, un taux de déformation faible (FIGURE 1.3a) va entraîner le durcissement (« hardening ») de la lithosphère continentale, la zone déformée est alors large. Le flux de chaleur est faible en surface car il se dissipe latéralement au fur et à mesure de la déformation ce qui entraîne l'élargissement progressif de la zone de déformation et non la localisation de la déformation (FIGURE 1.3b).

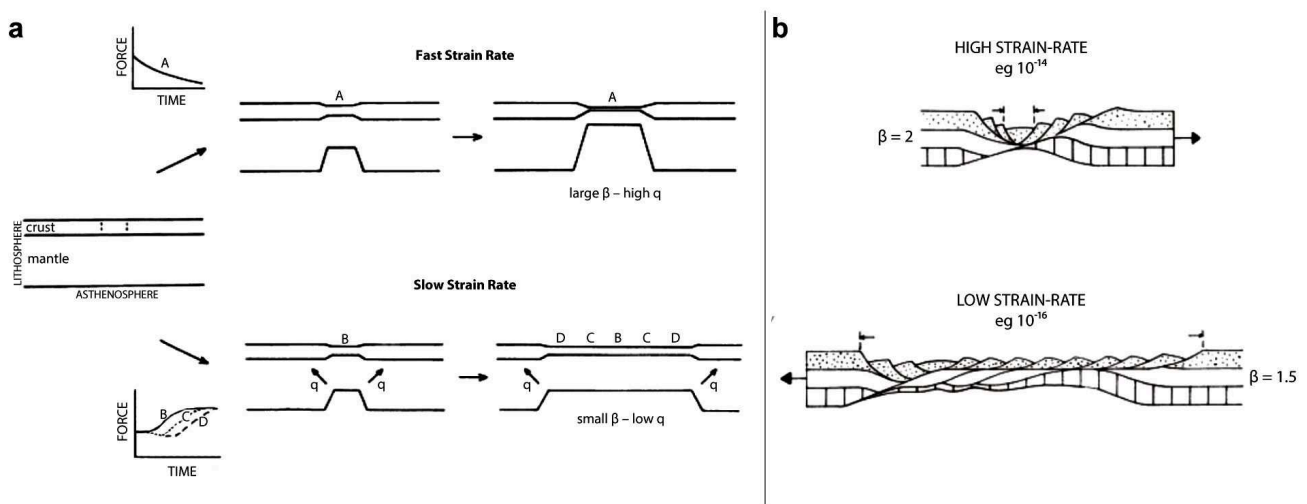


FIGURE 1.3 – (a) Effets du taux de déformation sur le mode d'extension d'une lithosphère continentale et sur sa structure thermique. Un fort taux de déformation a pour effet d'amollir la lithosphère et permet ainsi de localiser fortement la déformation avec un flux de chaleur très fort dans la zone de necking. Un faible taux de déformation a pour conséquence de durcir la lithosphère par déperdition latérale de chaleur entraînant une déformation sur une zone large, le flux de chaleur est alors faible en surface. (b) Modèles illustrant les deux modes d'extension obtenus en fonction du taux de déformation (d'après Kusznir et Park, 1987).

1.2 Moteur de l'extension

L'extension continentale peut être aussi abordée sous l'angle des relations entre processus lithosphériques et asthénosphériques. On parle de rifting passif ou actif en fonction du

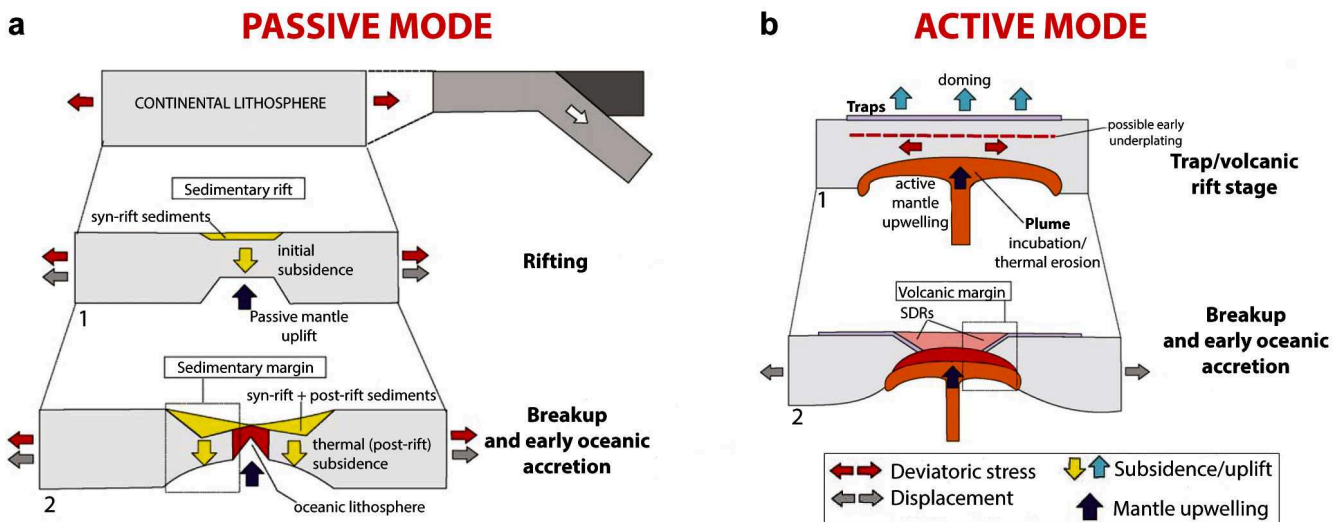


FIGURE 1.4 – Représentation schématique des processus au cours du rifting passif (a) et actif (b) (d'après Geoffroy, 2005). SDRs : Seaward Deeping Reflectors.

comportement de l'asthénosphère pendant l'extension (FIGURE 1.4). Sengör et Burke (1978) décrivent le rifting passif comme étant un rifting dirigé par les forces aux limites des plaques lithosphériques agissant sur une zone de faiblesse (FIGURE 1.4a). La lithosphère est ainsi étirée entraînant la formation d'un bassin sédimentaire syn-rift avec un magmatisme rare ou inexistant. Le manteau occupe passivement la base de la lithosphère amincie, vue sous sa définition thermique.

Dans le cas d'un rifting actif (FIGURE 1.4b), la lithosphère est d'abord marquée par un bombement topographique causé par l'impact d'un panache mantellique. Le magmatisme précède l'extension et il est dû à la décompression de l'asthénosphère en réponse à l'érosion thermique de la base de la lithosphère. Ce soulèvement va entraîner la rupture de la lithosphère et s'accompagner d'un important magmatisme. La subsidence et la sédimentation sont dans ce cas-là généralement tardives et correspondent à la phase de refroidissement thermique postérieure au break-up.

1.3 Typologie des marges passives divergentes

Selon le « timing » de la mise en place d'intrusions et/ou d'extrusions magmatiques dans la croûte continentale lors de l'extension continentale, on distingue les marges passives volcaniques et non-volcaniques (FIGURES 1.4 et 1.5).

Au premier ordre, les marges passives non-volcaniques (FIGURE 1.5a) encore appelées marges passives sédimentaires ou peu-volcaniques sont généralement caractérisées par la présence de blocs basculés contrôlés par des failles normales syn-sédimentaires à vergence vers l'océan dans la croûte supérieure. La croûte océanique adjacente à la marge (et donc la plus ancienne) est généralement d'épaisseur normale (environ 6.5 km). Ces marges ne sont souvent associées à aucun magmatisme observable avant ou pendant les stades initiaux voire évolués de l'extension. Certaines marges non-volcaniques présentent une transition océan-continent marquée par la présence de manteau exhumé (Boillot et al., 1988 ; Beslier et al., 1993 ; Whitmarsh et al., 2001). L'exemple type de ces marges est la marge ouest-ibérique (e.g. Whitmarsh and Wallace, 2001).

Les marges passives volcaniques présentent une architecture très différente et sont caractérisées par un magmatisme volumineux, avant, pendant et après l'extension ; toute la croûte étirée est intrudée et recouverte par des laves syn-tectoniques. La lithosphère peut avoir subi une extension continentale précoce (FIGURE 1.5b) mais qui est généralement non corrélée avec la formation de la marge, qui se développe régulièrement en dehors de ces anciennes zones de rifting. L'extension syn-volcanique est exprimée par des prismes de laves inclinés vers l'océan ou SDRs (Seaward Deeping Reflectors ; FIGURES 1.4b et 1.5b). Ces SDRs sont des séquences épaisses de

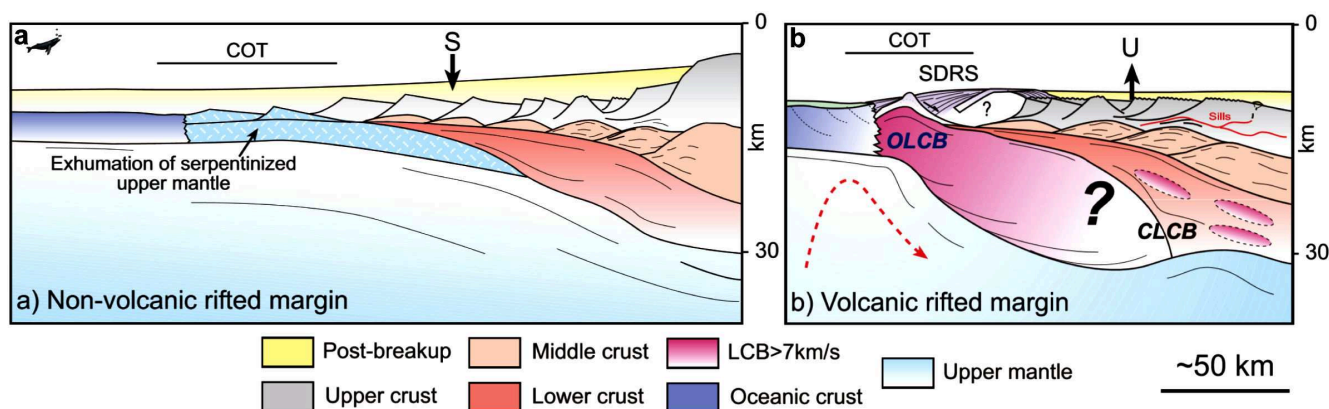


FIGURE 1.5 – Schéma illustrant les structures majeures des marges non-volcaniques (a) et volcaniques (b) (Gernigon et al., 2006). COT : Transition Océan-Continent ; SDRs : Seaward Deeping Reflectors ; CLCB et OLCB : respectivement partie Continentale et zone de transition Océanique du « Lower Crustal Bodies » (zones à fortes vitesses sismiques), S : Subsidence, U : Soulèvement.

coulées de laves contrôlées par des failles normales peu inclinées à pendage vers le continent. Les vitesses sismiques anormalement élevées indiquent également l'existence d'un volume important d'intrusions dans la croûte inférieure. La croûte océanique adjacente est souvent anormalement épaisse. Le manteau est anormalement chaud et probablement convectif à petite échelle (Geoffroy, 2005) et l'exemple type est la marge Est du Groenland.

Dans cette thèse a été étudiée une marge non-volcanique, ainsi dans la suite de ce chapitre je ne présenterai que les différents modèles d'évolution des marges non-volcaniques.

1.4 Développement d'une marge passive non-volcanique

1.4.1 Cisaillement pur et cisaillement simple

De nombreux auteurs ont proposé des modèles de rifting pour les marges passives non-volcaniques. Deux modèles conceptuels dominant au premier ordre les mécanismes de l'extension lithosphérique. Le premier (McKenzie, 1978 ; FIGURE 1.6a) propose un processus d'amincissement uniforme et instantané à l'échelle lithosphérique (β croûte = β manteau ; β

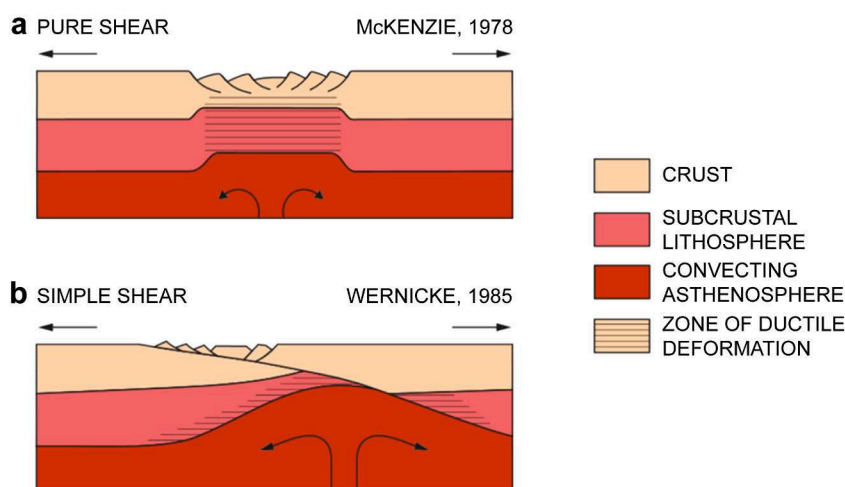


FIGURE 1.6 – (a) Modèle d'extension en cisaillement pur présentant un rift symétrique (McKenzie, 1978). (b) Modèle d'extension en cisaillement simple, le rift est asymétrique (Wernicke, 1985). Figure modifiée de Ziegler et Cloetingh (2004).

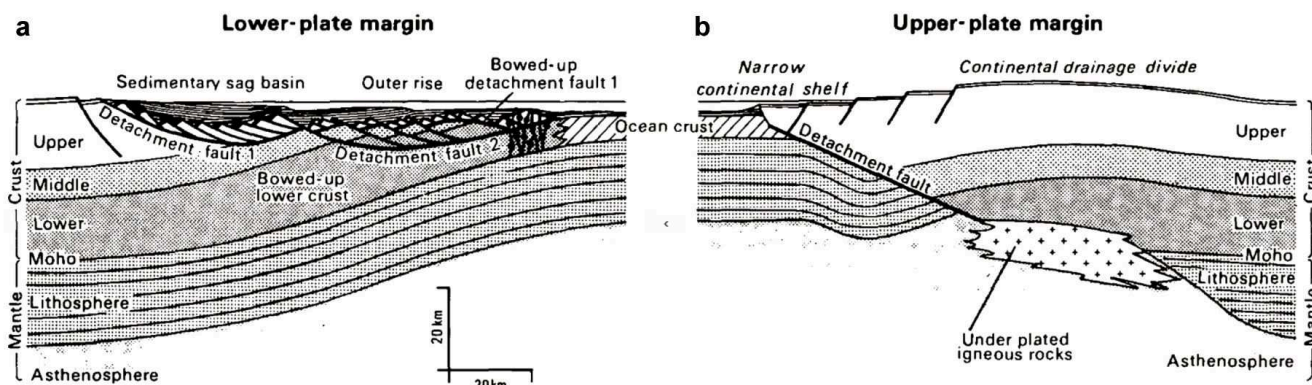


FIGURE 1.7 – Modèle conceptuel de formations des marges passives utilisant des failles de détachement successives associées à la plaque inférieure (a, lower-plate margin) et supérieure (b, upper-plate margin). Figure modifiée de Lister et al. (1986).

correspond au coefficient d'extension) en cisaillement pur, ce qui produit une symétrie des marges conjuguées. Il permet pour cet auteur d'expliquer l'épaisseur et la distribution des dépôts syn-rift et post-rift des marges passives sédimentaires. Le modèle de McKenzie, très simplifié et non géométrique est basé sur des calculs isostatiques et sur la résolution de l'équation de la chaleur, avec des hypothèses aux limites très simples. Il a longtemps été très populaire, même si les hypothèses initiales sont toutes critiquables (la déformation n'est pas instantanée, par exemple). Comme je le détaille plus loin, l'une de ces hypothèses, celle de l'extension uniforme avec la profondeur, a été critiquée par McKenzie lui-même (White et McKenzie, 1988).

Le second modèle, proposé par Wernicke (1985), a été développé à la suite de travaux sur les « core complexes » du le Basin and Range (FIGURE 1.6b). Ils proposent que l'extension lithosphérique soit contrôlée par un mécanisme de cisaillement simple associé à un détachement d'échelle lithosphérique à faible pendage. Les marges conjuguées sont alors asymétriques et l'amincissement lithosphérique est variable en fonction de la profondeur. Dans la continuité, Lister et al. (1986) proposent un modèle conceptuel de formation des marges passives utilisant ces failles de détachement. Ils mettent en place les notions de plaque supérieure (« upper-plate margin » ; FIGURE 1.7b) et inférieure (« lower-plate margin » ; Figure 7a) qui correspondent respectivement au bloc supérieur (« hanging-wall ») du détachement associé au break-up final de la lithosphère, et au bloc inférieur (« footwall ») tectonisé. Lister et al. (1991) proposent cinq modèles d'extension par cisaillement simple, leur objectif étant d'incorporer la notion de faille de détachement dans le développement d'une marge passive. Pour cela, ils font varier la géométrie de la faille de détachement (FIGURE 1.8). De plus la modélisation numérique des mouvements verticaux montre que leurs variations peuvent être liées à un changement de géométrie de la faille de détachement et à des variations d'étirement au sein de la lithosphère. Ils prédisent que des sous-plaquages se développent s'il y a une remontée de l'asthénosphère entraînant un soulèvement important des structures crustales.

Les modèles en cisaillement pur ou simple à l'échelle lithosphérique ne permettent pas d'expliquer toutes les observations. D'autres modèles de rifting, combinant les deux modes de cisaillement à l'échelle lithosphérique ont vu le jour ayant pour conséquence une symétrie ou non des marges conjuguées.

Bosworth (1985) étudie plus particulièrement la géométrie 3D des rifts lors de leur propagation. Il propose un modèle conceptuel s'appuyant sur des observations provenant de rifts continentaux jeunes. Ainsi, lors des premiers stades de l'extension continentale, il observe un développement diffus des failles listriques puis rapidement un système de deux détachements en opposition se met en place le long des structures existantes contrôlant l'ensemble du système (FIGURE 1.9a). Les deux détachements, pour rester actifs doivent se recouper mutuellement plusieurs fois (FIGURE 1.9a), jusqu'à ce qu'un des détachements se bloque, tandis que l'autre va se propager le long de l'axe du rift (FIGURE 1.9b). Lorsque ce système arrête de se propager, un nouveau système de détachements opposé au précédent se développe. Les deux systèmes seront

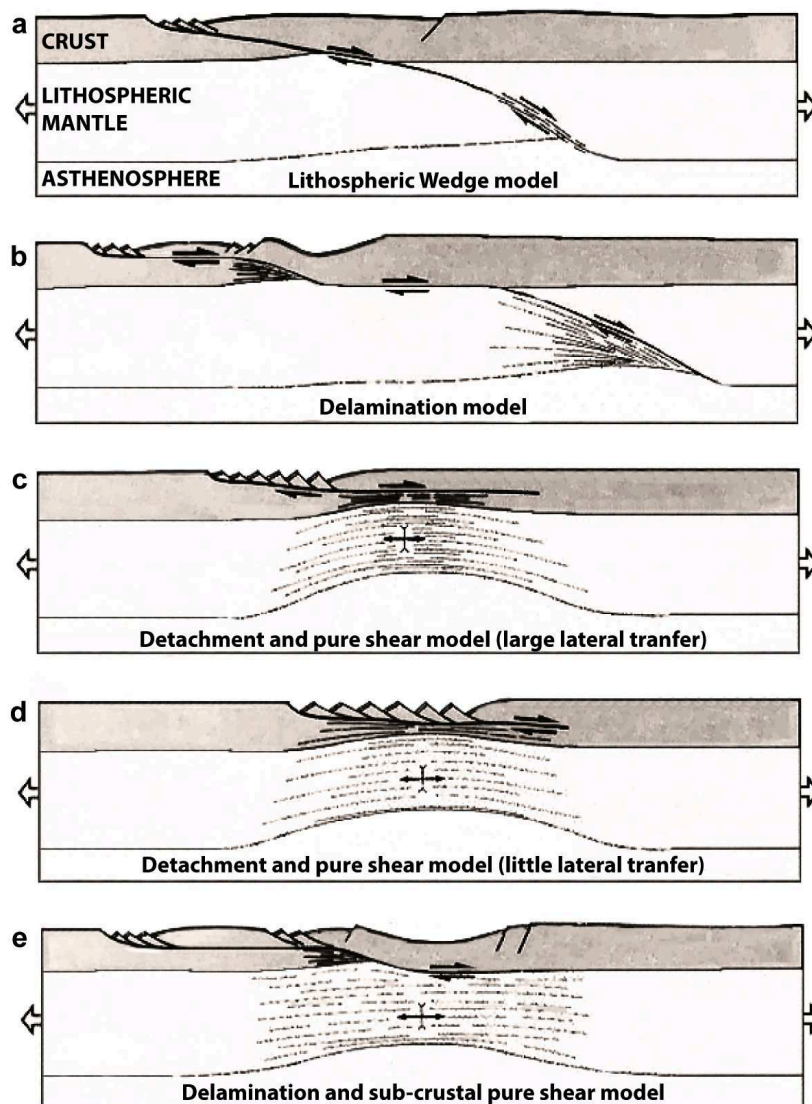


FIGURE 1.8 – Modèles conceptuels d’extension par faille de détachement (Lister et al., 1991). (a) « Lithospheric Wedge model » est un modèle d’extension reposant sur une ou plusieurs générations de détachements d’échelle lithosphérique amenant à former deux marges séparées. Ce modèle est identique à celui de Wernicke (1985). (b) « Delamination model » ou modèle d’extension par délamination. Le détachement se développe le long des interfaces rhéologiques, les zones de plus forte rigidité contrôlant son développement horizontal. (c) « Detachment and pure shear model (large lateral transfer) » et (d) « little lateral transfer ». Modèles d’extension combinant des détachements et une déformation en cisaillement pur dans la croûte et/ou le manteau lithosphérique. Il en résulte un transfert horizontal de l’extension au travers du détachement contribuant à dissocier latéralement les zones d’extension sous et sur le détachement. (e) « Delamination and sub-crustal pure shear model ». Modèle combiné d’extension se basant sur l’existence de rampes et de failles de détachement à géométrie plate avec un étirement ductile sous les failles de détachement (combinaison des modèles précédents).

séparés par une zone d’accommodation (AZ; FIGURE 1.9b). Ainsi la géométrie du rift devient asymétrique en réponse au développement des détachements.

Brun et Beslier (1996) proposent un modèle analogique à quatre couches représentant les niveaux rhéologiques frictionnels et ductiles de la croûte et du manteau (FIGURE 1.10). Le modèle produit une architecture relativement symétrique (cisaillement pur) liée au développement de zones cisailantes conjuguées aux interfaces entre les niveaux ductiles et fragiles (niveaux de découplage), l’ensemble de la déformation s’apparentant à un boudinage

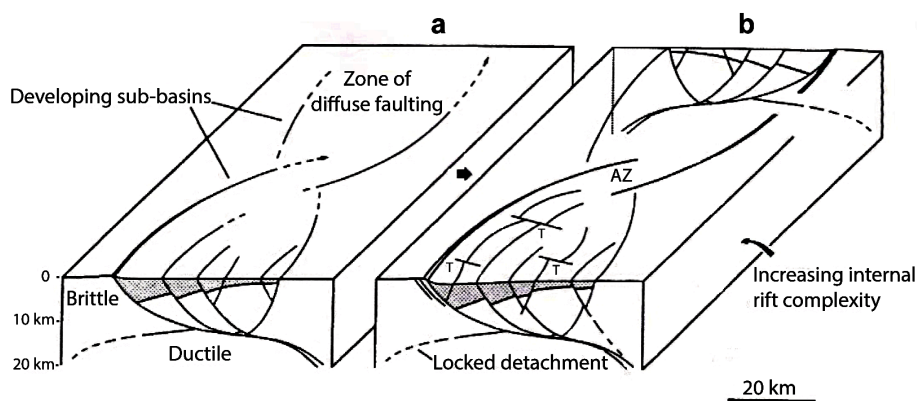


FIGURE 1.9 – Modèle de propagation d'un rift continental proposé par Bosworth (1985). (a) Lors du premier stade de l'extension continentale des failles listriques, puis rapidement un système de deux détachements en opposition se met en place le long des structures existantes contrôlant l'ensemble du système. Les deux détachements se recoupent mutuellement plusieurs fois. (b) Lorsqu'un des détachements se bloque, l'autre va se propager le long de l'axe du rift. Lorsqu'il arrête de se propager, un nouveau système de détachements opposé au précédent se développe. Les deux systèmes seront séparés par une zone d'accommodation (AZ). T : faille de transfert.

lithosphérique. Cependant la localisation de la déformation dans les niveaux frictionnels peut entraîner une asymétrie du système de ces zones amincies. La rupture totale des niveaux frictionnels peut entraîner l'exhumation du manteau.

1.4.2 Extension uniforme ou non avec la profondeur ?

Plusieurs auteurs ont suggéré que l'extension pouvait ne pas être uniforme avec la profondeur, même en cisaillement pur à l'échelle lithosphérique. Depuis longtemps, il a été constaté au niveau des zones extrêmes de certaines marges avec hyper-extension, que la croûte inférieure semblait être, beaucoup plus amincie sinon absente que ne le laisseraient prévoir les calculs d'amincissement à partir des failles et des blocs basculés dans la croûte supérieure.

Le modèle de McKenzie (1978) impose que la distribution des dépôts post-rift soit superposée au-dessus de celle des dépôts syn-rift. White et McKenzie (1988) rappellent que, dans beaucoup de rifts continentaux, il existe des épaules de rift lors de l'extension et que les séries post-rift sont en onlap sur les séries syn-rift (« steer's head basin »). Ils montrent que les épaules de rift peuvent s'expliquer par une extension non uniforme avec la profondeur (FIGURE 1.11a), où le manteau lithosphérique subit un étirement plus distribué que celui de la croûte, focalisé dans la zone de necking. L'érosion de ces épaules de rift entraîne un amincissement crustal en dehors de la zone d'extension de la croûte et par rééquilibrage isostatique, la subsidence thermique intéresse une zone plus large que la subsidence tectonique (FIGURE 1.11b).

Davis et Kusznir (2004) présentent un modèle conceptuel symétrique en combinant l'effet de deux zones de détachement à regard vers l'extérieur de la zone en extension (FIGURE 1.12a). Cette géométrie est accompagnée par un étirement variable en profondeur produit par le découplage entre la croûte et le manteau lithosphérique entraînant l'exhumation du manteau. Weinberg et al. (2007) reprennent ce modèle et montrent que le rifting symétrique peut être contrôlé par des détachements sur l'ensemble de la lithosphère avec des taux d'extension variables en fonction de la profondeur (FIGURE 1.12b).

Reston (2007) remet néanmoins en question l'existence d'un étirement variable avec la profondeur. En effet, Il montre que dans les marges non-volcaniques où les vitesses sismiques sont bien contraintes, le coefficient d'extension serait identique pour les croûtes supérieure et inférieure. Il en conclut que l'écart de taux d'étirement observé serait dû à des phases multiples de déformation non reconnues et à des failles non reconnues assimilées au toit du socle, correspondant à des rotations extrêmes de failles précoces.

Huismans et Beaumont (2008) ont récemment développé un modèle numérique symétrique

montrant que le couplage entre la croûte ductile et manteau lithosphérique est déterminant dans le style de déformation en extension. Ils montrent que si ce couplage est important, le manteau lithosphérique finit par être exhumé (FIGURE 1.12c). Dans le cas contraire, c'est la croûte inférieure qui sera exhumée avec une distribution très inhomogène de la déformation avec la profondeur (FIGURE 1.12d).

1.4.3 Relier histoire géologique, structure crustale et rhéologie de la lithosphère

Récemment, de nouveaux modèles conceptuels sont apparus, ils sont basés sur l'étude détaillée des structures et de l'évolution temporelle d'exemples très documentés comme la marge jurassique inversée des Alpes (e.g. Froitzheim et Manatschal, 1996) ou la marge ibérique (e.g. Boillot et Froitzheim, 2001).

Manatschal (2004) puis Lavier et Manatschal (2006) conceptualisent puis modélisent numériquement une déformation lithosphérique en trois phases majeures à partir du croisement de données géologiques et géophysiques (FIGURES 1.13a et b). Ils montrent que la première phase dite d'étirement est caractérisée par la formation de multiples failles de détachement recoupant la croûte continentale cassante et s'enracinant dans les niveaux plus ductiles de la croûte moyenne. Les failles bordent des bassins syn-rift d'une profondeur de 4 km et 30 km de

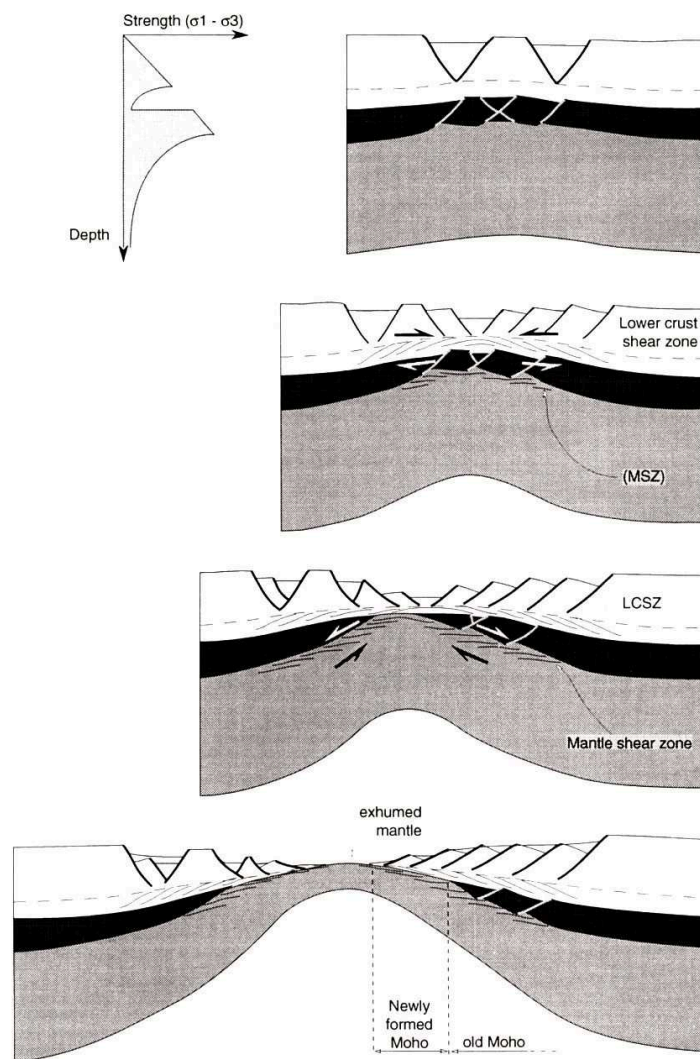


FIGURE 1.10 – Modèle analogique à quatre couches de rifting de Brun et Beslier (1996) permettant l'exhumation du manteau (en blanc, les croûtes inférieure et supérieure, en gris et noir respectivement le manteau ductile et fragile).

large, le déplacement horizontal observé sur ces failles est inférieur à 10km. L'extension totale est limitée. La deuxième phase, dite d'amincissement, se concentre dans la future marge distale et montre le développement de zones de cisaillement à l'échelle de la croûte qui l'amincissent jusqu'à moins de 10 km d'épaisseur. La croûte moyenne ductile flue le long de la croûte inférieure considérée comme plus rigide. Les niveaux cassants (croûte et manteau supérieurs) sont déformés par des failles normales qui exhument la croûte moyenne et le manteau inférieur. Enfin la troisième phase, dite d'exhumation (qualifiée d'accrétion lente dans le modèle de Manatschal, 2004), se caractérise par l'influence croissante de la serpentinsation du manteau lithosphérique qui permet la genèse de failles concaves à l'origine de l'exhumation des niveaux profonds de la croûte et du manteau, en produisant des déplacements importants. Dans le cas de la propagation d'un rift les différentes phases se superposent et se succèdent spatialement et temporellement (FIGURE 1.13c).

1.5 Marges transformantes

Les marges transformantes, contrairement aux marges passives divergentes, ne se développent pas orthogonalement à la direction cinématique mais parallèlement ou avec un angle très faible. Elles sont caractérisées par une transition océan-continent très raide avec un Moho qui peut remonter d'environ 10 à 12 km brutalement (zone d'hyper-necking; FIGURES 1.14a et c). La pente continentale est linéaire, étroite et raide (pente de la marge du Ghana de 10 à 20; e.g. Basile et al., 1998). Elle est soumise à d'importants processus d'érosion, les sédiments étant fréquemment remobilisés par gravité à différentes échelles (e.g. Loncke et al. 2009). D'autre part, il existe souvent une ride marginale (FIGURE 14b) ou une structure analogue en bordure du continent qui se développe parallèlement à la marge et qui piège les sédiments en arrière de celle-ci où se développe un bassin sédimentaire.

Le modèle de formation de ces marges peut être divisé en trois grandes étapes (Masclé et Blarez, 1987). Le premier stade fait coulisser de part et d'autre d'une faille transformante

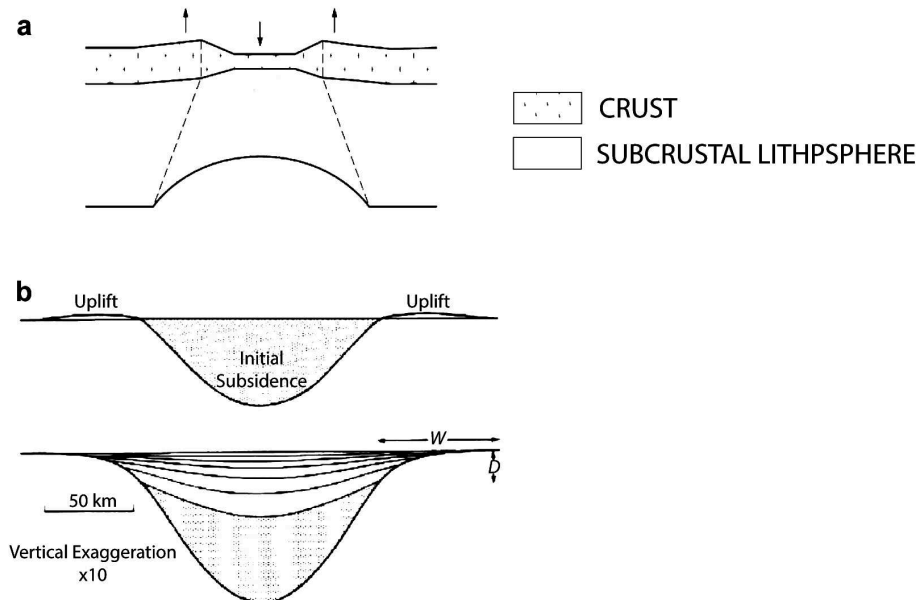


FIGURE 1.11 – (a) Modèle d'étirement et d'amincissement différents entre la croûte et le manteau lithosphérique utilisé par White et McKenzie (1988; d'après Rowley et Sahagian, 1986). (b) Modèle de White et McKenzie (1988), le schéma du haut représente la subsidence initiale du modèle lors de l'épisode syn-rift. En bas, est représentée la subsidence totale du modèle (tectonique puis thermique). Les bords du rift s'enfoncent isostatiquement et une plateforme post-rift (onlap sédimentaire) recouvre le socle de part et d'autre de la région amincie tectoniquement.

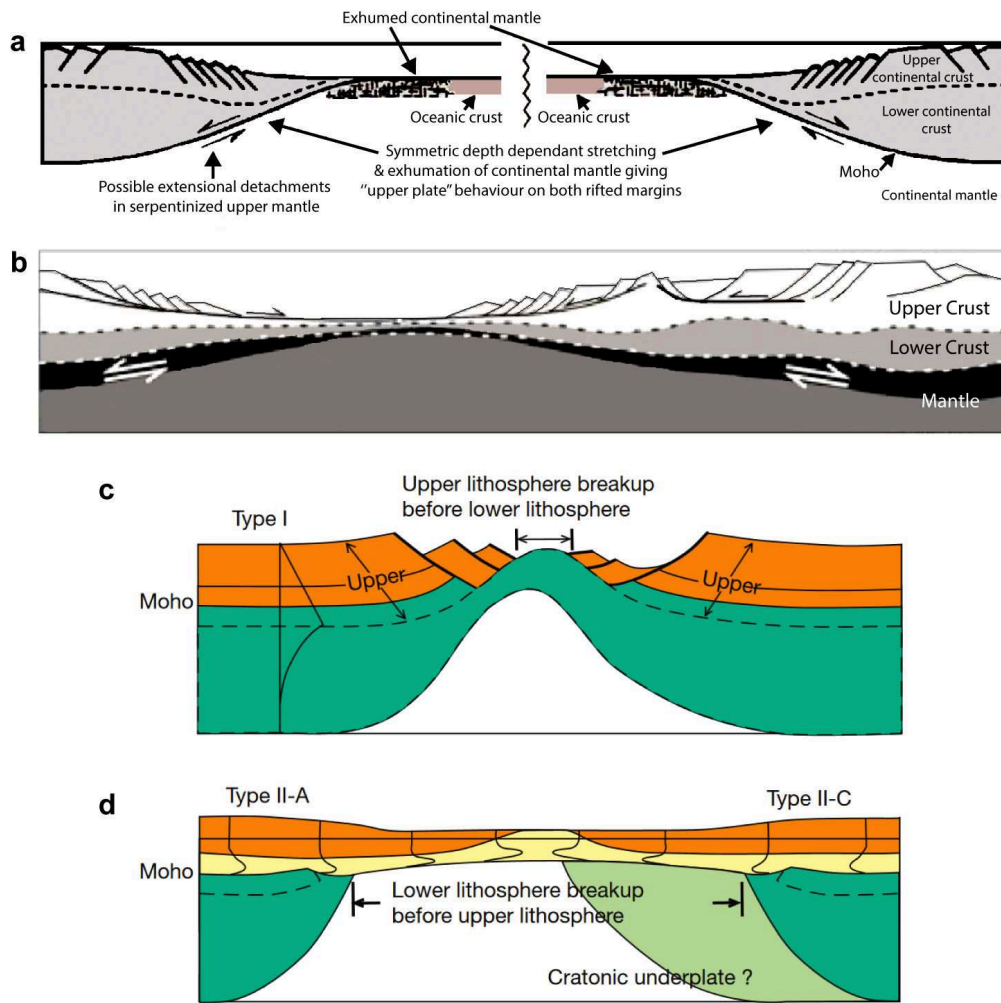


FIGURE 1.12 – (a) Modèle conceptuel de Davis et Kusznr (2004) repris (b) en modélisation numérique par Weinberg (2007) montrant un développement symétrique et une exhumation du manteau par étirement variable avec la profondeur. (c et d) Modèles numériques de Huismans et Beaumont (2008) montrant l'exhumation du manteau lithosphérique si le couplage entre la croûte ductile et le manteau lithosphérique est important (c), et l'exhumation de la croûte inférieure avec une distribution très inhomogène de la déformation avec la profondeur si le couplage entre la croûte ductile et le manteau lithosphérique est faible.

continentale deux lithosphères continentales similaires (FIGURE 1.15a). Cette faille connecte deux zones en divergence, avec deux paires de marges conjuguées. Cette période de contact continent-continent se termine quand la lithosphère continentale d'épaisseur normale entre en contact avec une lithosphère continentale étirée (FIGURE 1.15b). Cette configuration marque le début d'une asymétrie thermique et mécanique entre les deux lithosphères continentales. Par la suite (2nd stade), le mouvement transformant implique la juxtaposition d'une lithosphère continentale et d'une lithosphère océanique entraînant le balayage de la dorsale le long de la limite de la marge transformante (FIGURE 1.15c). A ce stade, la transition océan-continent entre les deux lithosphères est brutale avec un changement drastique de la nature thermique et mécanique des lithosphères. Le troisième stade commence quand la dorsale a entièrement balayée la marge transformante. Le coulisage entre les deux lithosphères s'arrête le long de la transition océan-continent et les deux plaques océanique et continentale n'en font plus qu'une, formant une marge passive transformante (FIGURE 1.15d).

Suivant ce modèle d'évolution, des modélisations thermo-mécaniques ont été réalisées (e.g. Sage et al., 2000) en utilisant comme principe le refroidissement au cours du temps de la lithosphère océanique au contact de la lithosphère continentale par conduction le long de la

1.5. MARGES TRANSFORMANTES

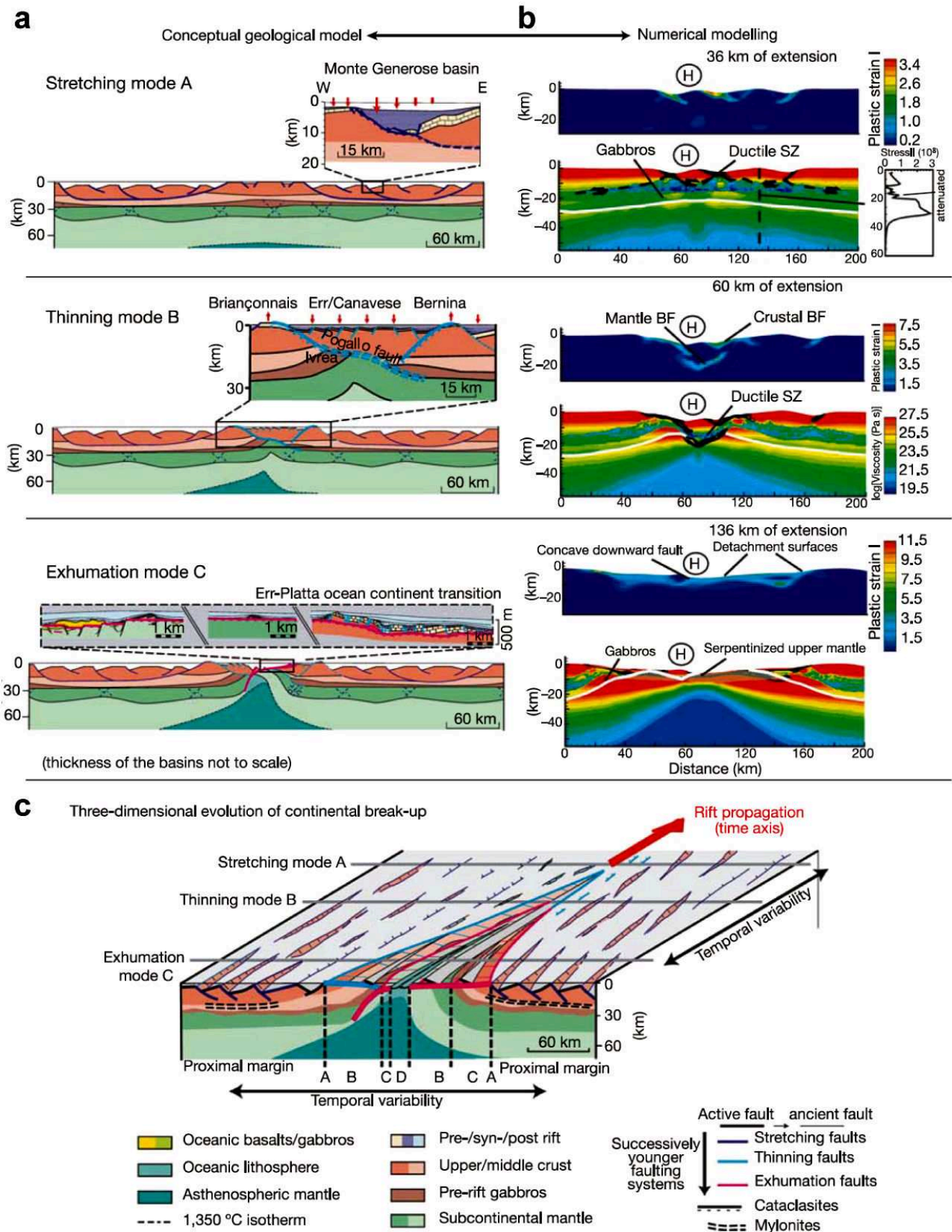


FIGURE 1.13 – Modèle d’extension polyphasé conduisant à la rupture continentale (Lavie et Manatschal, 2006) : (a) le modèle conceptuel basé sur les observations (Manatschal, 2004) et (b) le modèle numérique de la déformation plastique et de la viscosité (la ligne blanche représente le Moho). Les différentes phases d’extension sont : le mode A ou mode d’étirement, le mode B ou mode d’amincissement et le mode C ou mode d’exhumation. (c) Représentation schématique en 3D de l’évolution spatio-temporelle des trois phases de rifting lors de la propagation d’un rift.

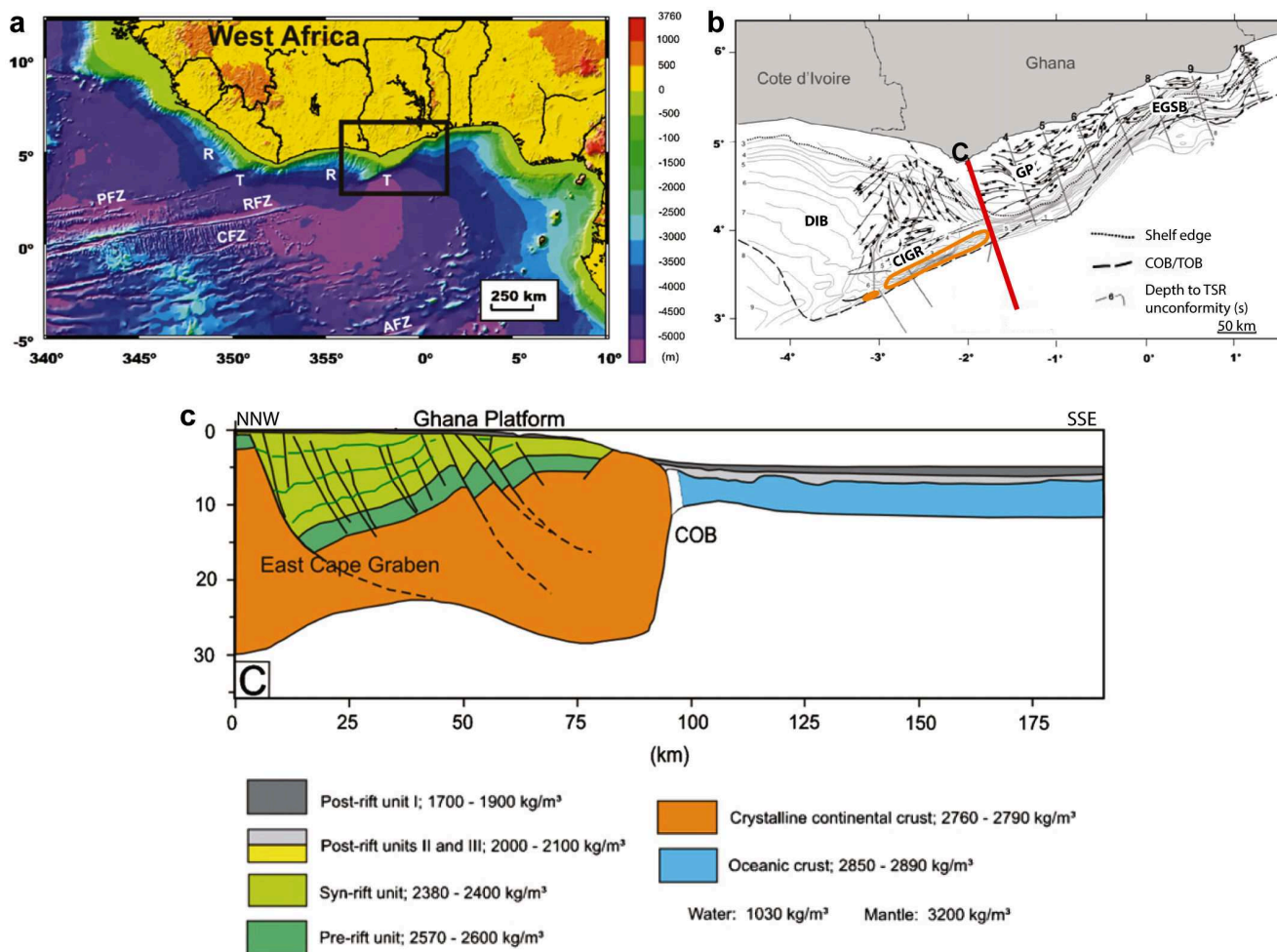


FIGURE 1.14 – (a) Carte bathymétrique de la marge transformante du Ghana (cadre noir; R : marge en rifting; T : marge transformante; PFZ, RFZ, CFZ, AFZ : zones de fracture, respectivement, de St Paul, de la Romanche, de Chain et de l'Ascension). (b) Carte structurale de la marge transformante du Ghana. Les iso-contours représentent la profondeur du toit des sédiments syn-rift (TSR; en temps double). Les quatre grands domaines de la marge sont : le bassin profond ivoirien (DIB), la ride marginale Côte d'Ivoire-Ghana (CIGR) dont la limite est marquée en orange, la plateforme du Ghana (GP) et le bassin de pente Est-Ghana (EGSB). La COB/COT correspond à la bordure/transition océan-continent. (c) Modèle 2D de gravité le long du profil C, localisé dans la figure 14b. D'après Antobreh et al. (2009)

limite transformante (FIGURE 1.15). Il apparaît que la conduction joue un rôle important dans le transfert de chaleur et est maximale lors du stade 2 pour ensuite diminuer lors du stade 3 avec l'éloignement de la dorsale. Le flux de chaleur généré par l'activité tectonique le long de la faille transformante apparaît négligeable par rapport au flux de chaleur dû à la conduction. Au cours des stades 1 et 2, les modèles suggèrent que le flux de chaleur modifie les propriétés mécaniques ce qui a pour effet de diminuer la viscosité et les contraintes le long de la bordure, produisant un fluage de croûte continentale parallèlement à la déformation. De plus, au cours des stades 2 et 3, la différence d'épaisseur crustale entre les lithosphères adjacentes induit des changements de densité important et entraîne un fort gradient lithostatique qui conduit à un fluage ductile perpendiculaire à la bordure. Au cours du stade 2, la conduction latérale entraîne un soulèvement par expansion thermique de la marge continentale, l'exposant à l'érosion aérienne. Une fois la dorsale passée le long de la marge (stade 3), le soulèvement progresse vers l'intérieur du continent pendant un certain temps alors que la bordure continentale subside. Cependant les données géologiques et géophysiques de la marge transformante du Ghana montrent que le soulèvement maximum de la marge se produit pendant le stade 1, ce qui laisse à penser

que les échanges thermiques le long de la limite seraient moins importants que prédit par le modèle. Cette différence pourrait être le fait d'un gradient thermique plus faible lorsque la dorsale balaye la marge ou de structures proches de la transition océan-continent qui empêcheraient une conduction thermique efficace entre la lithosphère chaude et la lithosphère froide.

Le modèle d'évolution d'une marge transformante (FIGURE 1.15) dérivée de la marge du Ghana (FIGURE 1.14) traite la géométrie de la limite de plaque comme étant un domaine

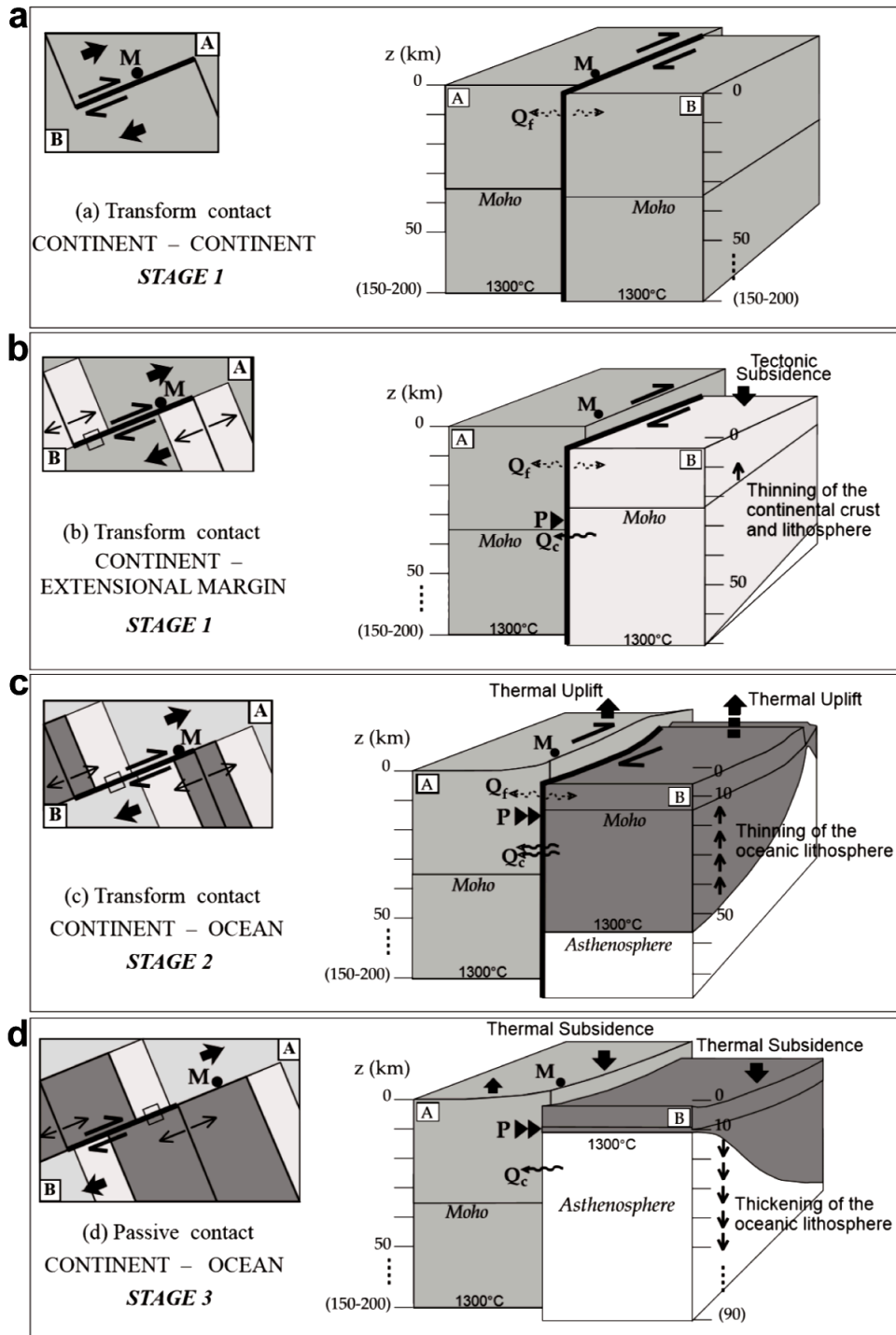


FIGURE 1.15 – Evolution schématique en 3D d'une marge transformante (Sage et al., 2000). Le gris moyen représente une lithosphère continentale, le gris clair, une lithosphère continentale étirée et le gris foncé, une lithosphère océanique. Le point M situé sur une des bordures continentales permet de suivre l'évolution de la marge (P : pression lithostatique ; Q_f : flux de chaleur de friction ; Q_c : flux de chaleur conductif).

entièrement transformant le long d'un seul segment. En réalité, les marges transformantes apparaissent souvent plus complexes (e.g. Antobreh et al., 2009). En effet, Antobreh et al. (2009) ont montré que dans l'exemple de la marge du Ghana, la marge est segmentée, chaque segment reflétant une dynamique soit purement divergente (le segment du bassin profond ivoirien (DIB) par exemple) soit purement cisailante (le long de la ride marginale de la Côte d'Ivoire-Ghana (CIGR)) soit des dynamiques intermédiaires (Plateforme du Ghana (PG) ou bassin de pente Est-Ghana (EGSB)) (FIGURE 1.14b), ce qui se reflète dans la géométrie de la transition continent-océan et dans la structure crustale de la marge. Ainsi, par exemple, le bassin profond ivoirien (FIGURE 1.14b) est à l'origine un pull-apart, et son amincissement crustal est attribué au prolongement de l'étirement de la lithosphère continentale durant la phase de rifting divergent dans un régime transtensionnel. Le bassin de pente Est-Ghana (FIGURE 1.14b) est le résultat de la coalescence de deux bassins structurés en pull-apart, dû à la localisation de l'extension crustale provenant du rifting continental associée à du cisaillement le long de failles décrochantes en échelon.

1.6 Conclusion

La formation des marges passives depuis le rifting continental jusqu'à l'accrétion océanique est toujours largement débattue. De nombreux auteurs ont proposé de nombreux modèles conceptuels, analogiques et numériques généralement considérés sur la base d'un problème à deux dimensions avec un objectif d'intégrer ces dernières années les données géologiques et géophysiques obtenues sur les différentes marges passives fossiles ou non. Depuis les concepts des modèles de cisaillement pur et simple, les marges passives actuelles tendent à être considérées comme des objets ayant subis plusieurs générations de déformation à géométrie variable avec comme influence majeure les paramètres de rhéologie, de thermicité et de structuration pré-rift.

Les marges passives divergentes et transformantes sont les pôles extrêmes de transitions continent-océan. Le chapitre suivant est consacré à l'évolution des connaissances et des concepts sur le rifting et les marges obliques.

Chapitre 2

La divergence oblique

2.1 Définition de l'obliquité

Dans le cas d'un rifting classique, la direction du rift et de ses structures associées sont perpendiculaires à la direction d'extension de la lithosphère. Dans le cas d'un rifting oblique, la direction générale du rift est oblique par rapport à la direction de l'extension. Une marge oblique est donc un intermédiaire entre une marge divergente et une marge transformante (FIGURE 2.1) et son degré d'obliquité sera défini par l'angle (α) entre la perpendiculaire à l'axe général du rift et la direction cinématique.

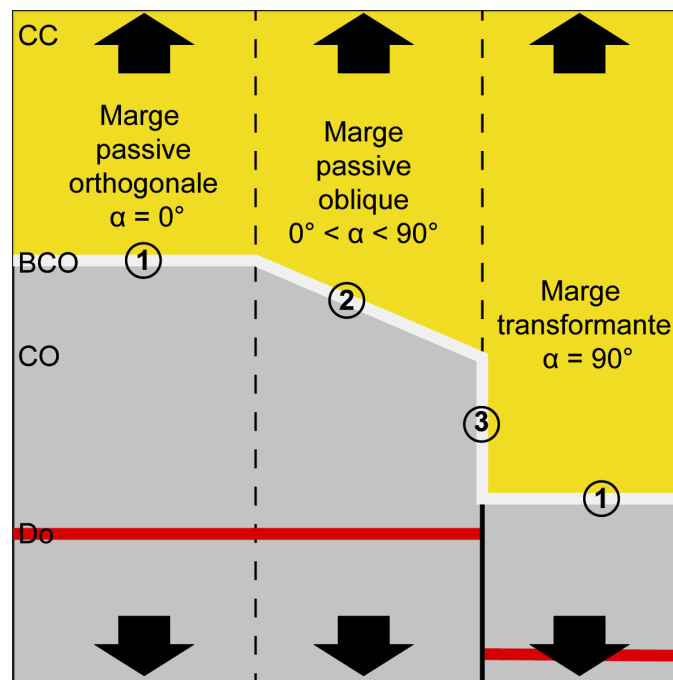


FIGURE 2.1 – Représentation schématique des trois types de transition continent-océan en contexte divergent. (1) marge passive orthogonale aux forces aux limites, (2) marge passive oblique aux forces aux limites et (3) marge transformante. CC : croûte continentale, CO : croûte océanique, BCO : bordure continent-océan, Do : dorsale océanique. Figure modifiée de J. Autin.

Selon l'orientation des structures accommodant la divergence oblique et le mouvement observé sur celles-ci, plusieurs cas de figure peuvent a priori se présenter (FIGURE 2.2) :

1. l'orientation générale du rift est oblique par rapport à la direction cinématique u et les failles accommodant l'extension sont orthogonales à la divergence et disposées en échelon. Dans ce cas de figure, je considérerai qu'il ne s'agit pas à proprement parler d'un rift oblique au sens où extension ϵ et direction cinématique u sont parallèles (FIGURE 2.2a).
2. L'orientation générale du rift et les structures accommodant la déformation sont

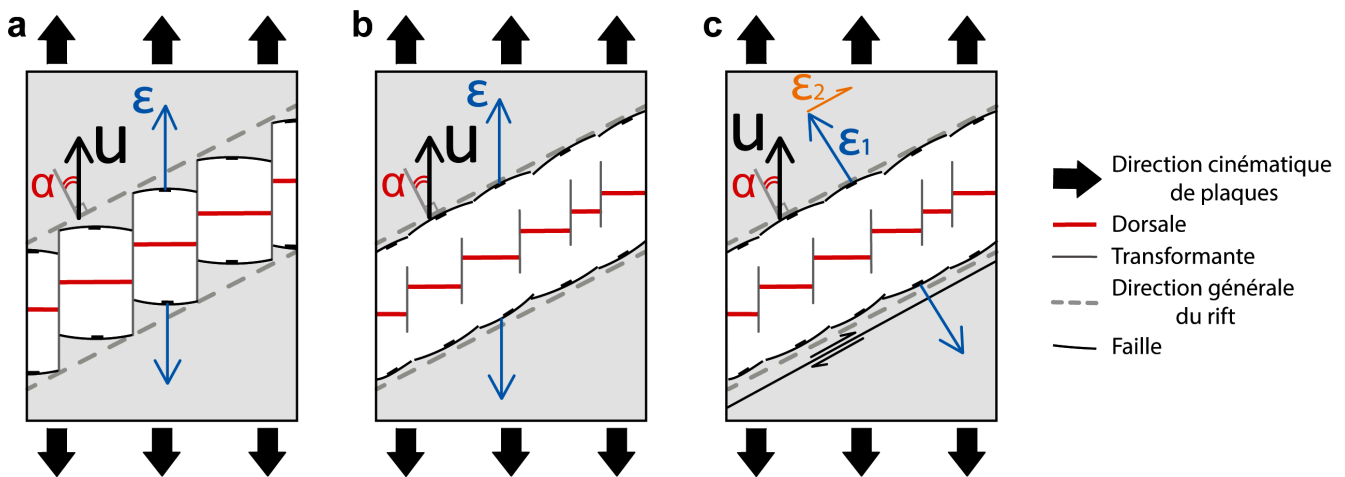


FIGURE 2.2 – Représentation schématique de différents types d’obliquité. (a) rifting en échelon, sans déformation oblique; (b) rifting oblique en transtension, la déformation est oblique sur les structures du rift pouvant être héritées; (c) rifting oblique avec partitionnement de la déformation. u : direction cinématique, ϵ : déformation, α : angle d’obliquité entre la direction générale du rift et la direction cinématique.

globalement obliques par rapport à la direction cinématique u (FIGURE 2.2b). La direction d’extension ϵ observable sur ces structures est colinéaire à la direction cinématique u , le régime tectonique est alors transtensif (failles obliques; FIGURE 2.2b).

3. Comme dans le cas précédent, la direction générale du rift et les structures sont obliques par rapport à la direction cinématique u (FIGURE 2.2c), cependant la déformation extensive ϵ_1 observée est oblique à la direction cinématique u . L’accommodation de la déformation se fait alors par un partitionnement entre une composante purement normale sur des failles extensives et une composante décrochante pouvant s’exprimer sur des failles décrochantes néoformées ou non (FIGURE 2.2c).

Dans les cas 2 et 3 (FIGURES 2.2b et c), les failles normales obliques, qui définissent l’obliquité générale du système, peuvent être des failles héritées d’une déformation antérieure ou être liées à des forces contemporaines de l’extension mais indépendantes des forces aux limites (ex : drag-forces, forces d’origine gravitationnelles...). Bien entendu les trois cas illustrés dans la FIGURE 2.2 peuvent être également combinés dans l’espace comme dans le temps.

Les mécanismes propres au rifting oblique sont assez mal contraints tant au niveau du développement de leur structure que de leur évolution; néanmoins il existe de nombreux cas de rifting oblique en différents endroits de la planète (Golfe d’Aden, Golfe de Suez, Golfe de Californie, Graben Viking; e.g. Brun et Tron, 1993; Colletta et al., 1988; Leroy et al., 2012; Stock et Hodges, 1989) ainsi que d’accrétion oblique en domaine océanique (rides de Mohns, Reykjanes, SO Indienne; e.g. Tuckwell et al., 1998; Dauteuil et al., 2001). Pour améliorer la compréhension de ces systèmes et la diversité de leur géométrie, des modélisations analogiques et plus récemment numériques ont été entreprises.

2.2 Apport de la modélisation dans la compréhension des systèmes obliques

Différents modèles analogiques ont permis de caractériser la formation et l’évolution de la géométrie des failles en réponse à un rifting oblique mais aussi de déterminer le rôle de l’héritage structural et rhéologique.

Les auteurs recourent à deux grands types de modélisation. Dans le premier cas, la localisation de la déformation est obtenue par une discontinuité de vitesse à la base du modèle et l’obliquité est provoquée soit par un déplacement oblique imposé aux bords du modèle qui est une

combinaison entre écartement et cisaillement du modèle, soit par une rotation de la discontinuité. Dans le second cas, l'obliquité est imposée par une structure héritée profonde oblique par rapport à l'écartement du modèle, matérialisée la plupart du temps par un matériau plus faible dans la croûte ou le manteau.

2.2.1 Description des modèles analogiques avec discontinuité de vitesse

L'un des premiers modèles analogiques de rifting oblique a été développé par Withjack et Jamison (1986). Il est composé d'une monocouche d'argile humide et ne reproduit que le comportement frictionnel de la croûte. Le modèle est constitué d'un bord mobile et l'obliquité (de 0 à 90) est obtenue par la position de la discontinuité de vitesse R entre les deux parties de l'appareillage (FIGURE 2.3a) par rapport au bord mobile. La discontinuité (R) est recouverte par une fine bande de caoutchouc qui s'apparente au toit de la surface de la lithosphère ductile. Pour un angle d'obliquité relativement faible (inférieur à 60; FIGURE 2.3b), les résultats montrent que des failles normales à pendage modéré sont créées avec une direction intermédiaire entre la direction générale du rift et celle du déplacement. Si l'obliquité est égale à 60, des failles normales, décrochantes et normales-décrochantes se forment; la direction générale des failles normales présente un angle d'environ 30 avec l'axe du rift, les failles décrochantes senestres se forment sub-parallèlement au rift et leurs conjuguées dextres sont fortement obliques au rift. Lorsque l'obliquité devient supérieure à 60, les failles décrochantes deviennent majoritaires.

Le modèle monocouche en argile humide de Clifton et al. (2000), reprend le même appareillage que le modèle de Withjack et Jamison (1986) et corrobore les travaux précédents (FIGURE 2.4). Ils ajoutent que lorsque l'obliquité est faible (α inférieur ou égal à 45), la distribution directionnelle des failles est uni-modale mais néanmoins plus étalée que dans le cas d'un rifting orthogonal; toutes les failles même de direction légèrement différente à celles de l'axe du rift ont un jeu purement normal. A partir de l'angle critique d'obliquité de 45, la cinématique des failles devient purement normale, purement décrochante ou oblique. La dispersion azimuthale

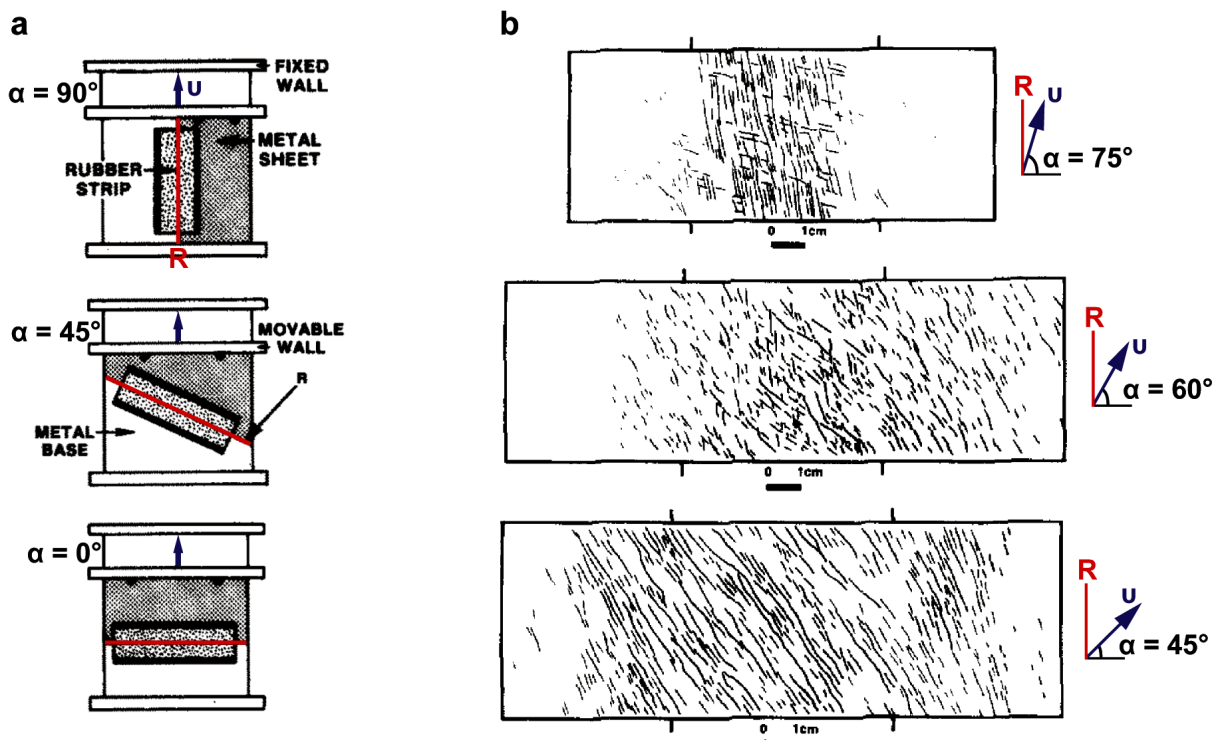


FIGURE 2.3 – Modèle analogique de rifting oblique de Withjack et Jamison (1986). (a) vues du dessus de l'appareillage du modèle. R correspond à la direction générale du rift, u est la direction du déplacement. L'angle α est défini comme l'angle entre (R-90) et u. (b) Tracé des failles à la surface de l'argile pour les modèles ayant une obliquité α de 75°, 60° et 45°.

2.2. APPORT DE LA MODÉLISATION DANS LA COMPRÉHENSION DES SYSTÈMES OBLIQUES

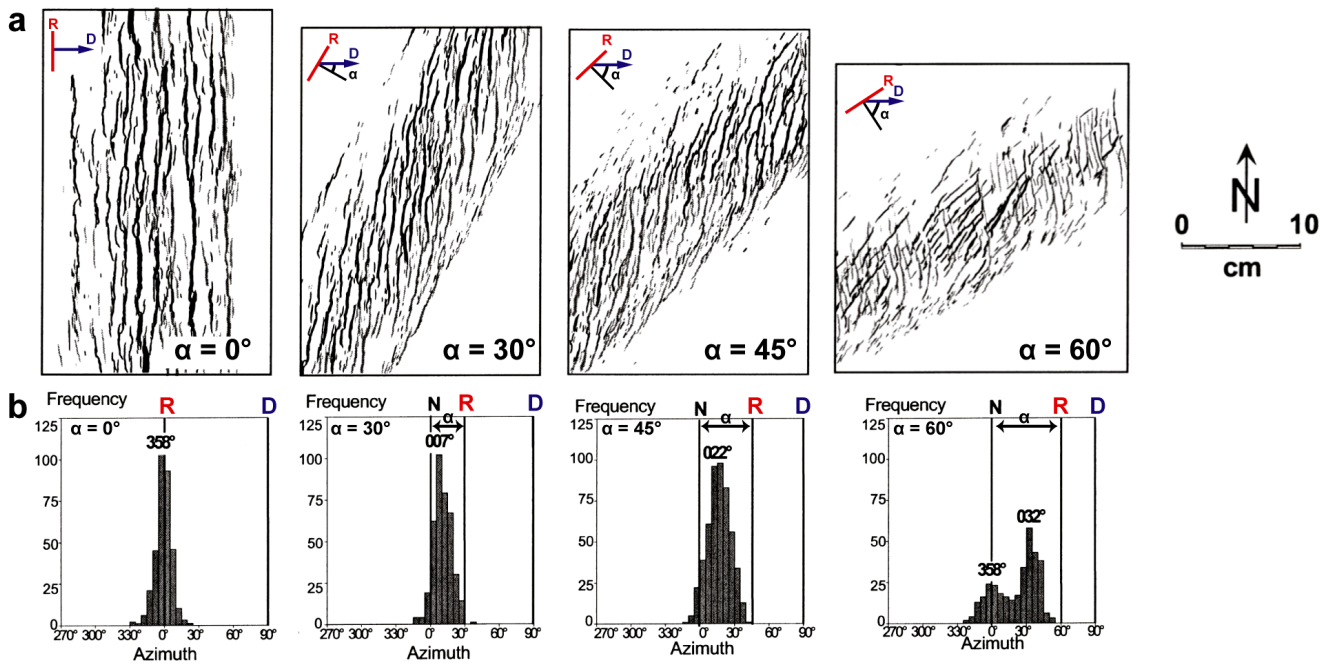


FIGURE 2.4 – Modèle de rifting oblique de Clifton et al. (2000). (a) Tracé des failles à la surface et (b) l’histogramme de l’azimut des failles pour un angle d’obliquité de 0° , 30° , 45° et 60° . R représente le direction générale de la zone de déformation, D est la direction du déplacement et α est l’angle d’obliquité.

de ces failles augmente puis devient bimodale : les unes sont perpendiculaires à la direction de l’extension et les autres sont parallèles à l’axe du rift. Ces auteurs observent également que plus l’obliquité augmente plus la largeur de la zone de déformation impliquée va diminuer, de même que la longueur des failles les plus longues et la longueur cumulée des failles. De plus dans les rifts obliques dominés par les failles normales, il apparaît que plus les failles sont longues plus leur tortuosité sera grande (aspect sigmoïdal).

McClay et White (1995) ont réalisé un modèle monocouche avec un appareillage semblable au précédent avec une obliquité allant de 0 à 45 par incrément de 15. L’objectif de ces modèles est de caractériser le développement progressif du système de failles dans un bassin sédimentaire.

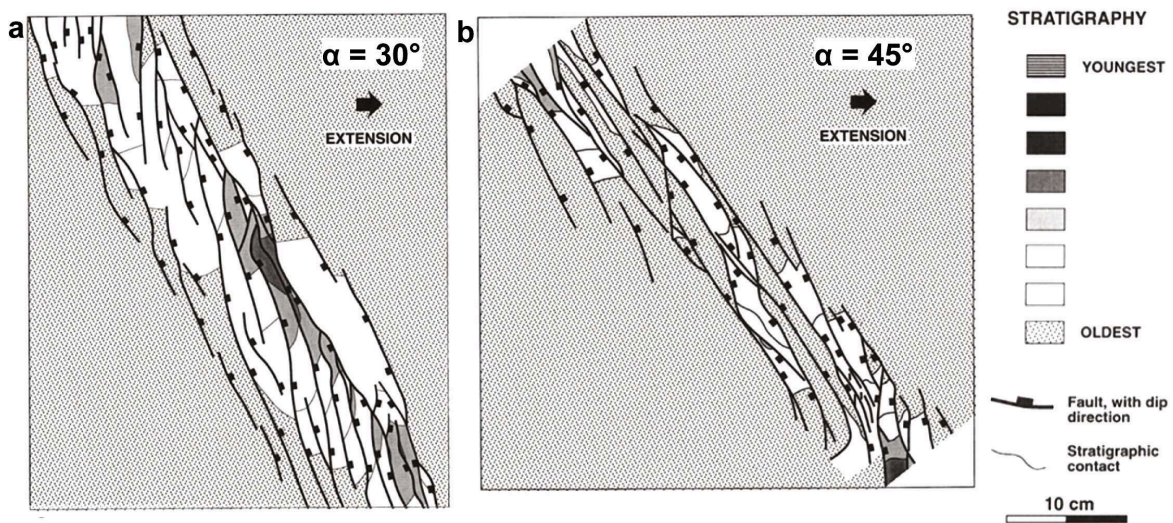


FIGURE 2.5 – Interprétation des modèles monocouches de McClay et White (1995) pour une extension oblique modérée (30°) et une extension oblique (45°).

Pour cela le modèle est réalisé en sable afin de simuler la déformation fragile des sédiments. Au cours des expériences, l'espace créé par l'extension est comblé afin d'observer la répartition de la sédimentation syn-rift. Les modèles présentant une obliquité faible à modérée (15, 30 et 45) ne sont caractérisés que par des failles purement normales. Les failles bordières sont segmentées en échelon et sont parallèles à l'axe du rift alors que les failles intra-rifts sont perpendiculaires à l'extension. Pour une obliquité de 30 et 45, les failles intra-rift effectuent une rotation pour devenir parallèles à l'axe du rift lorsque l'extension augmente (FIGURE 2.5). De plus, ils montrent que les dépôts centres intra-rifts sont arrangés en échelon et qu'ils sont séparés par des zones d'accommodation qui correspondent aux zones où les failles se recoupent.

Tron et Brun (1991) ont proposé un modèle analogique de rifting oblique à deux couches (sable et silicone) afin de reproduire au mieux le comportement de la croûte dans son intégralité (fragile et ductile; FIGURE 2.6). Dans ce modèle, l'obliquité est obtenue par un déplacement oblique aux bords du modèle qui est une combinaison entre un écartement et un cisaillement du modèle; la localisation de la déformation est obtenue par une discontinuité de vitesse à la base des matériaux. Les résultats obtenus sont un peu différents des modèles monocouches et montrent avant tout une organisation en échelon des structures. Lorsque l'obliquité est faible (30), ils observent deux familles de failles, une première correspond aux failles qui bordent le modèle et qui sont subparallèles à l'axe du rift, une seconde correspond à des failles obliques situées au centre de la bande de déformation. Cette seconde famille présente souvent des failles incurvées, le long desquelles, le glissement observé varie de purement normal à purement décrochant. Lorsque l'obliquité augmente, une troisième famille de failles s'individualise. Le mouvement est alors partitionné entre des failles à glissement oblique et des failles décrochantes. De manière générale, ces auteurs observent que les premières failles à se former ont un pendage plus fort que les failles normales andersoniennes, et que les failles parallèles à l'axe sont en proportion plus importantes par rapport aux modèles monocouches en argile. De plus, les failles décrochantes apparaissent pour une obliquité de 45 pour ce modèle bicouche, contre 60 pour les modèles monocouches en argile. Cette différence pourrait provenir du comportement différent de la couche frictionnelle et/ou des conditions différentes à la base des modèles (Tron et Brun, 1991). Les diagrammes synthétisant la distribution des azimuts obtenus par les modélisations de Tron et Brun (1991) ont été comparés avec des cas de rifts obliques naturels (Graben nord Viking : Brun et Tron,

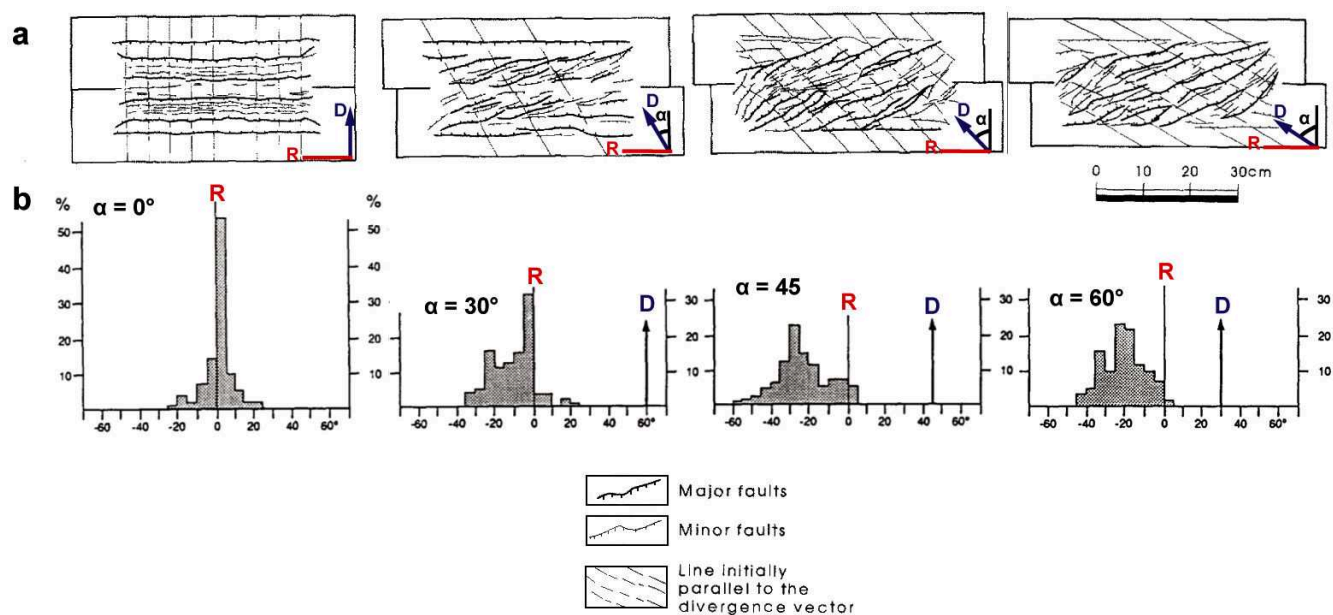


FIGURE 2.6 – Modèle de rifting oblique de Tron et Brun (1991). (a) Tracé des failles en surface et (b) histogramme de l'azimut des failles pour un angle d'obliquité de 0° , 30° , 45° et 60° . R représente la direction générale de la zone de déformation, D est la direction du déplacement et α est l'angle d'obliquité.

1993 et Ride de Mohns : Dauteuil et Brun, 1993) et montrent de nombreuses similitudes. La similitude entre réseaux de failles naturelles et modèles permet à ces auteurs de déduire pour des cas naturels une estimation de l'angle d'obliquité et par conséquent de la direction d'extension (Brun et Tron, 1993).

2.2.2 Description des modèles analogiques et concepts avec héritage structural ou rhéologique

D'autres auteurs ont testé les effets d'un héritage structural ou d'une anomalie rhéologique sur la distribution de la déformation en contexte oblique. Il s'agit soit d'une manière différente de localiser la déformation, soit d'une recherche réellement focalisée sur la notion d'héritage.

Philippon et al. (2015) ont créé un modèle analogique bicouche à l'échelle crustale, avec une zone de faiblesse constituée d'une mixture de silicone, de sable de corindon et d'acide oléique. Cette zone de faiblesse plus ou moins oblique par rapport à la divergence, est située dans la croûte ductile. Elle permet d'une part de localiser le rifting et d'autre part de comprendre l'effet de cette zone de faiblesse sur la déformation (FIGURE 2.7). Ils observent, quel que soit le degré d'obliquité, que deux populations de failles sont créées dans la « croûte supérieure » : la première, caractérisée par de grandes failles, se forme à l'extérieur de la zone de faiblesse (mais sub-parallèlement à celle-ci) et la seconde au-dessus de la zone de faiblesse. Leurs modèles de 15 à 45 d'obliquité montrent que les failles bordières ont une direction intermédiaire entre l'orientation de la zone de faiblesse et la perpendiculaire à la divergence et présentent un glissement purement normal. Le jeu de failles qui se crée à l'intérieur de la zone de faiblesse, a une orientation sub-perpendiculaire à la divergence et une direction de glissement quasi parallèle à celle-ci (déviations d'environ 5). Ils en concluent qu'une zone de faiblesse héritée située dans la croûte ductile favorise la réorientation des contraintes qui s'observe par la réorientation du glissement le long des failles, de purement normal au centre à décrochant en terminaison des failles normales, et le glissement le long des failles obliques se réorientent en glissement purement normal.

Sokoutis et al. (2007) ont aussi testé les conséquences de la présence d'hétérogénéités crustales ou mantelliques plus ou moins obliques soumises à une divergence. Le modèle présente trois couches reproduisant une lithosphère chaude non épaissie (croûte supérieure frictionnelle, croûte inférieure ductile et manteau ductile) ; l'obliquité est obtenue par une ou deux zones de faiblesses au sein du manteau supérieur et/ou de la croûte inférieure, de direction perpendiculaire à oblique par rapport à la direction d'étirement (FIGURE 2.8). La déformation observée se développe dans tous les cas suivant un mode d'extension de type rift large. Une zone de faiblesse localisée dans la croûte ductile localise cependant mieux la déformation dans la croûte cassante qu'une zone de faiblesse appartenant au manteau qui produisent une zone de déformation large (FIGURE 2.8). L'amincissement localisé dans la croûte fragile est accompagné par une remontée sous forme de dômes des niveaux ductiles. De plus, indépendamment de la profondeur et de l'orientation de la zone de faiblesse, les domaines les plus amincis de la croûte (cassante et ductile) sont systématiquement en opposition par rapport à celui du manteau. Ces résultats contrastent avec ceux obtenus pour une lithosphère dite froide et résistante, où la haute résistance du manteau entraîne une déformation par necking à l'échelle de la lithosphère. Du fait de la rhéologie de la lithosphère, ces modèles sont appropriés pour comprendre des systèmes extensifs d'arrière-arc, comme en mer Egée ou dans le domaine Tyrrhénien.

Autin et al. (2010) ont réalisé une modélisation analogique reproduisant l'intégralité de la lithosphère, en se rapprochant au mieux des caractéristiques naturelles des rifts obliques et plus particulièrement de celles observées au niveau du Golfe d'Aden, afin d'étudier la propagation du rift, l'évolution des failles, la segmentation des bassins et l'exhumation du manteau au cours du rifting oblique (FIGURE 2.9). Ils utilisent un modèle à quatre couches avec deux couches cassantes (croûte et manteau supérieurs) et deux couches ductiles (croûte et manteau inférieurs) similaire à celui de Brun et Beslier (1996 ; FIGURE 1.10) dans le cas d'un rifting orthogonal reposant sur une asthénosphère très faiblement visqueuse. Ce modèle se rapprocherait d'une lithosphère rigide et froide. Ils ont fait le choix de présenter deux modèles, un sans faiblesse lithosphérique antérieure au rifting (FIGURE 2.9a) alors que le second en présente une (FIGURE

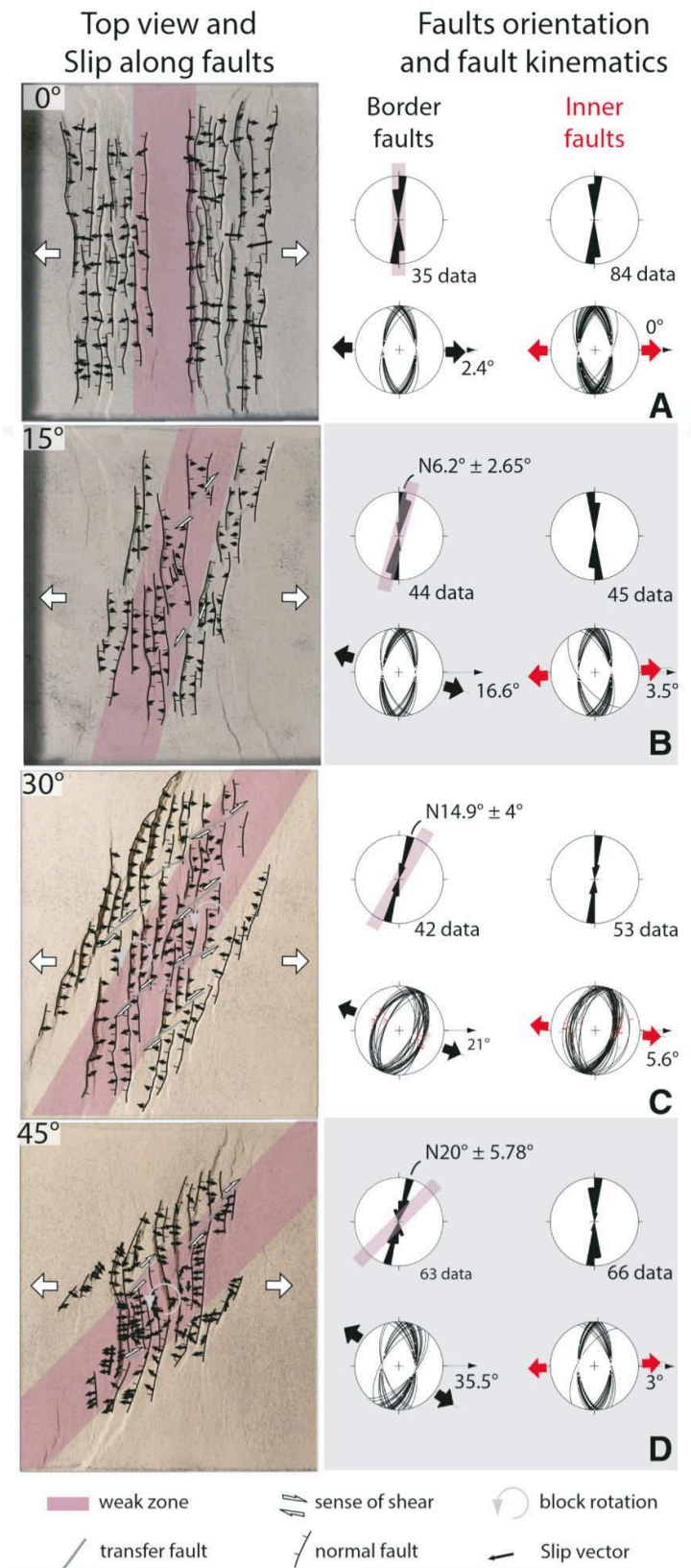


FIGURE 2.7 – Modèle analogique de Philippon et al. (2015) faisant varier l'angle entre la direction d'extension et une zone de faiblesse située dans la croûte ductile. A gauche, vue sur les modèles expérimentaux obtenus avec la zone de faiblesse représentée en rose, le glissement des failles est matérialisé par les flèches noires sur les failles. A droite, rosaces de l'orientation des failles bordières et internes et projection stéréographique de ces mêmes failles avec la contrainte minimale horizontale calculée (respectivement flèches rouges et noires).

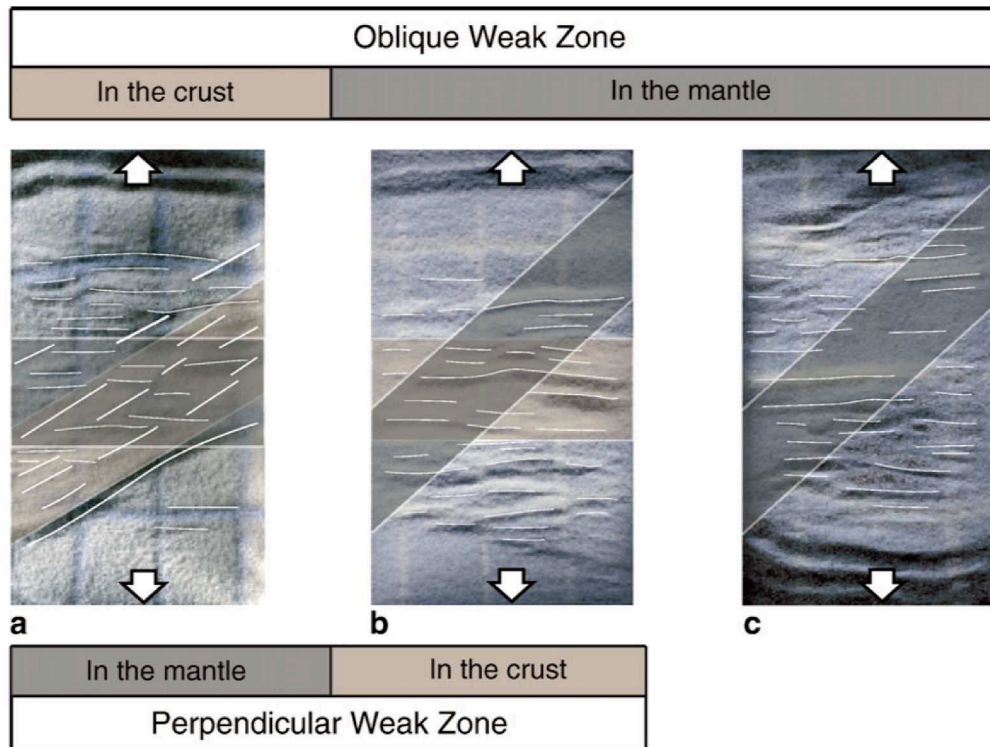


FIGURE 2.8 – Résumé du tracé des failles en fonction de l'orientation des zones de faiblesse dans la croûte inférieure et/ou dans le manteau des modèles de Sokoutis et al. (2007). (a) Lorsque la zone de faiblesse située dans la croûte inférieure est oblique à la divergence, on observe le développement de failles parallèles à la zone de faiblesse et donc obliques par rapport à la divergence. Au contraire, quand la zone de faiblesse oblique à la divergence est située dans le manteau (b, c), on n'observe pas de faille oblique à la divergence. Les flèches blanches indiquent la direction d'extension et les lignes blanches, le tracé des failles.

2.9a); cette faiblesse lithosphérique se caractérise par un manteau supérieur moins épais par rapport au modèle sans zone de faiblesse. Les deux modèles ont une obliquité d'environ 40, l'obliquité est obtenue grâce à aux bords du modèle asymétriques . Ils décrivent une évolution similaire en trois étapes : pendant le stade précoce du rifting, les populations de failles sont composées essentiellement par des failles d'orientation intermédiaire entre l'orientation du rift et la perpendiculaire à la divergence comme montré dans les études précédentes. Au cours du second stade, la déformation se localise sur des failles parallèles au rift oblique qui deviennent plus nombreuses dans les deux modèles. Les contraintes lithostatiques liées aux variations d'épaisseur de la lithosphère pendant la localisation du rifting semblent jouer un rôle significatif et contrôlent l'initiation des failles parallèles au rift. Durant le stade final de l'extension, dans le modèle avec la zone de faiblesse héritée, la déformation est accommodée par des failles normales parallèles au rift et de nouvelles failles d'orientation intermédiaire à parallèle au rift se développent au centre du rift, localisant la zone d'amincissement maximale entraînant un possible exhumation du manteau (FIGURE 2.9d). Au contraire, dans le modèle sans zone héritée, la divergence tend à être accommodée essentiellement par des failles normales perpendiculaires à celle-ci, développant des structures en échelon portant le maximum d'amincissement et qui contrôlent donc probablement la remonté du manteau, une partie de la déformation reste accommodée par les failles parallèles au rift (FIGURE 2.9c). Du fait des structures en échelon, la zone de déformation est plus large que celle d'un modèle avec héritage. Ces résultats tendent à démontrer que l'évolution structurale d'un rift oblique est dépendante de la relation hiérarchique entre les contraintes aux limites et les contraintes lithostatiques au cours du temps et permet de contraindre le calendrier de mise en place des failles.

Pour aller plus loin dans la compréhension du rifting oblique, Corti et al. (2001) ont exploré

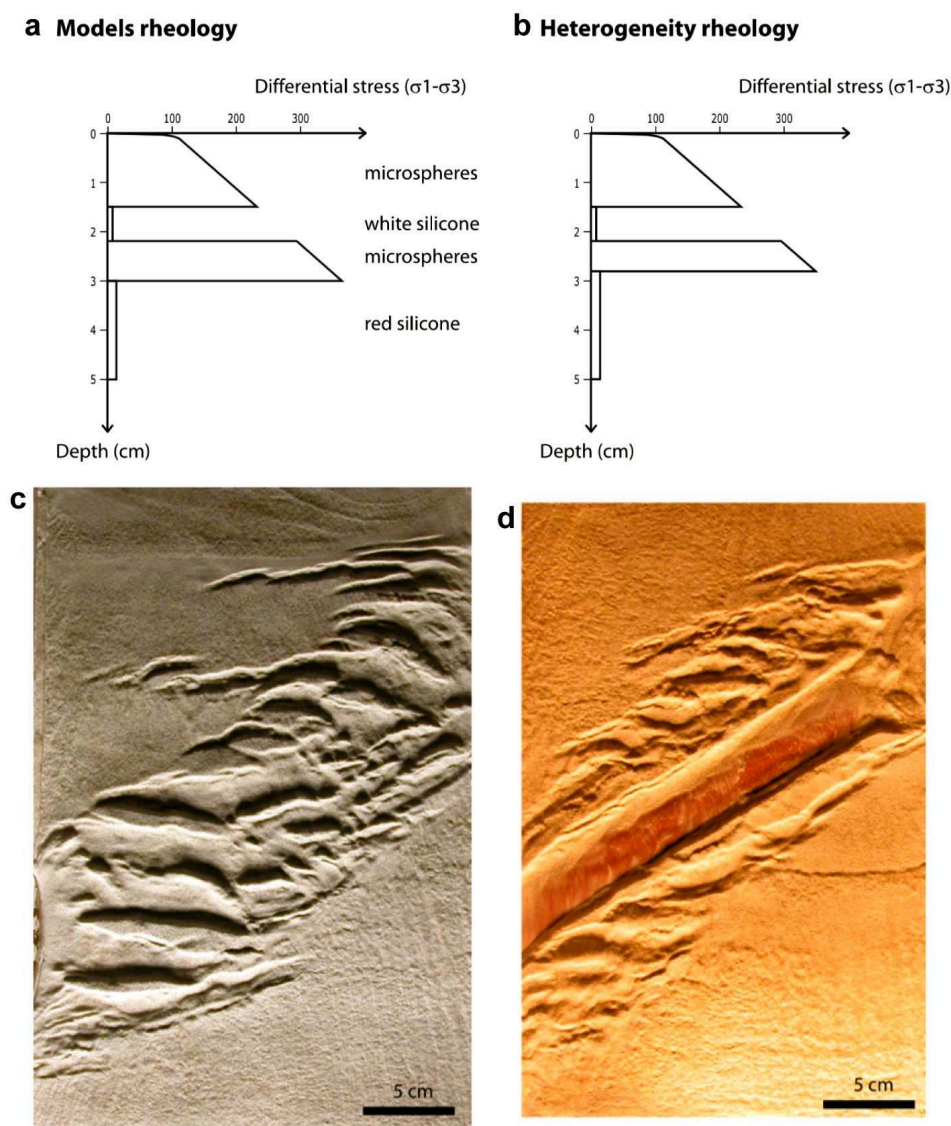


FIGURE 2.9 – Profils de résistance des modèles analogiques à quatre couches d’Autin et al. (2010), (a) dans le cas d’un milieu homogène normal et (b) dans le cas d’un milieu initial présentant une zone de faiblesse (modélisé par un manteau supérieur moins épais). (c) et (d) Photographies des deux modèles prises correspondant respectivement aux modèles sans (c) et avec une faiblesse initiale (d). On peut voir dans cette dernière la zone d’exhumation du manteau (zone plus foncée) à l’axe du rift. Les flèches noires représentent la direction d’extension imposée aux modèles. Figure modifiée d’après Autin et al. (2010).

la relation entre l’évolution structurale et l’emplacement du magma dans la croûte continentale et ont ainsi réalisé des modèles avec et sans magma pour des obliquités différentes. Pour cela, ils ont utilisé un modèle tri-couche représentant les couches frictionnelles et ductiles de la croûte ainsi que la partie supérieure du manteau ductile lithosphérique auquel s’ajoute un réservoir magmatique sous-crustal modélisé par un fluide newtonien (glycérol ; FIGURE 2.10a), simulant un stade de rifting déjà avancé. Le modèle possède une discontinuité de vitesse à la base des matériaux et l’obliquité est obtenue par une direction cinématique oblique imposée aux bords du modèle qui est une combinaison entre écartement et cisaillement du modèle. Les résultats obtenus reproduisent les principales caractéristiques du rifting oblique déjà mises en évidence par Tron et Brun (1991). Ainsi le style de déformation observé est fortement contrôlé par l’obliquité. Pour une obliquité inférieure ou égale à 35° (FIGURE 2.10b), la déformation est partitionnée entre des failles normales et obliques, alors que pour une obliquité supérieure à 45° (FIGURE 2.10c), elle se partitionne entre des failles à mouvement oblique et des décrochements. Pour une

2.2. APPORT DE LA MODÉLISATION DANS LA COMPRÉHENSION DES SYSTÈMES OBLIQUES

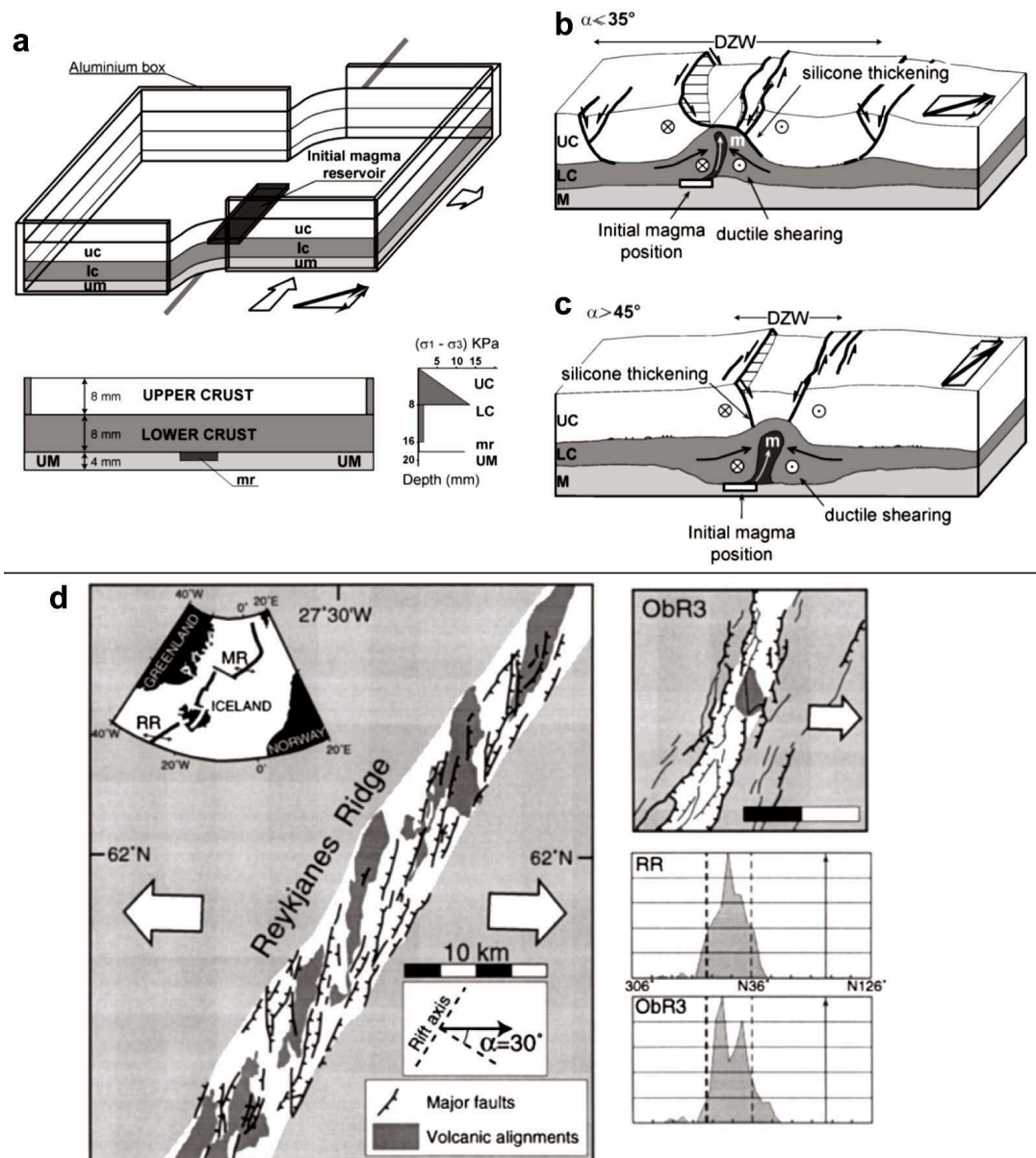


FIGURE 2.10 – Modèle analogique explorant la relation entre l'évolution structurale d'un rift oblique et l'emplacement du magma dans la croûte continentale (Corti et al., 2001). (a) Dispositif et rhéologie de la lithosphère initiale du modèle (UC : croûte supérieure; LC : croûte inférieure UM : manteau supérieur; mr : réservoir magmatique). (b) et (c) Représentation synthétique des mécanismes de formation des dômes ductiles et de l'emplacement du magma dans les modèles avec (b) une faible obliquité (inférieure ou égale 35°) et (c) une forte obliquité (supérieure à 45° ; m : magma; DZW : largeur de la zone déformée). (d) Comparaison entre un modèle avec une obliquité de 35° (ObR3) et la ride de Reykjanes soumise à un rifting oblique de 30° . A gauche, carte structurale de la ride de Reykjanes (RR; d'après Murton and Parson, 1993), qui présente des alignements volcaniques en échelon. A droite en haut, vue finale du modèle ObR3. En dessous, les histogrammes de distribution des failles pour respectivement la ride de Reykjanes (RR) et le modèle ObR3. Les flèches représentent la direction d'extension et les pointillés en gras sa perpendiculaire, les traits en pointillés fins correspondent à l'orientation de l'axe du rift. On peut noter que les deux histogrammes des failles (du modèle ObR3 et de la de ride Reykjanes) sont très similaires.

obliquité inférieure ou égale à 35° , la déformation montre un fort couplage entre déformation et magma sous-plaqué; la présence de magma détermine donc la localisation de la déformation et réduit le partitionnement de la déformation. En retour la déformation focalise l'emplacement

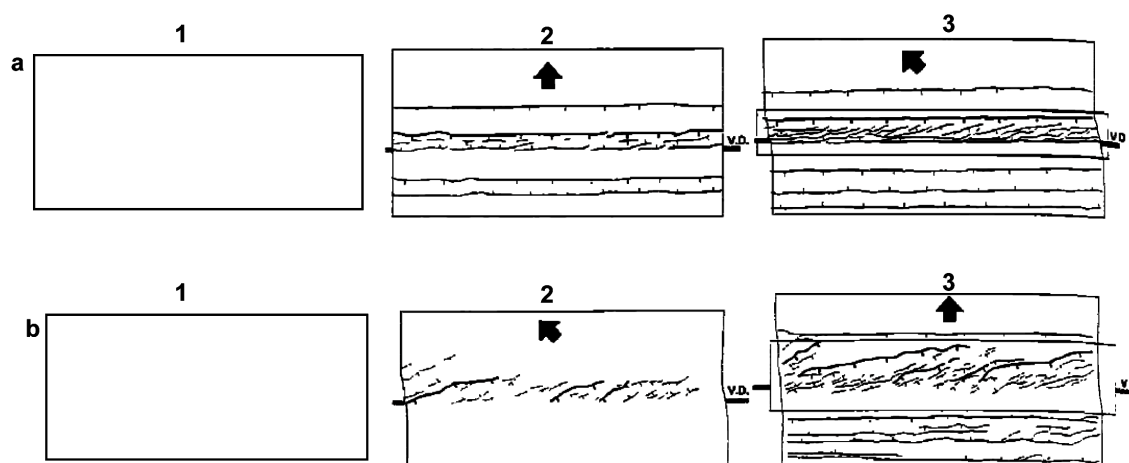


FIGURE 2.11 – Modèle analogique de Bonini et al. (1997) subissant deux phases de rifting consécutifs. (a) Dans un premier cas, le modèle subit une divergence perpendiculaire à la discontinuité de vitesse (VD), puis le modèle est contraint à une divergence oblique de 45° par rapport à la discontinuité de vitesse. (b) Dans le second cas, le modèle subit les deux même phases de rifting mais l'ordre est inversé.

du magma. Le réservoir magmatique forme un dôme de forme allongée à l'intérieur de la croûte inférieure, avec une orientation oblique par rapport à sa situation initiale. Leurs résultats sont comparables à des exemples naturels de rifting oblique en domaine continental (Grand Rift Africain) ou océanique (Rides de Reykjanes (FIGURE 2.10d) et de Mohns), montrant des structures volcaniques et des failles en échelon par rapport à l'axe du rift.

Certains auteurs se sont également intéressés à l'effet de l'héritage tectonique sur le rifting oblique. Pour cela Bonini et al. (1997) testent les effets d'une succession de phases d'extension orthogonale et oblique. Le modèle est composé d'une seule couche de sable (croûte frictionnelle) située au-dessus d'une discontinuité de vitesse. L'écartement du modèle peut être orthogonal (divergence orthogonale) ou oblique (divergence oblique) à la discontinuité de vitesse. Ils testent deux modèles : le premier subit d'abord une divergence orthogonale puis une divergence oblique ; dans le second, les phases d'extension orthogonale et oblique sont inversées. L'obliquité exercée sur les modèles va de 15 à 75 (FIGURE 2.11). Ces modèles ont pour objectifs de montrer comment les failles formées lors du premier épisode tectonique contrôlent la géométrie des failles du second. Dans le cas d'un rifting orthogonal puis d'un rifting oblique, on observe tout d'abord la formation de failles perpendiculaires à la direction d'extension puis la formation de failles obliques, souvent en échelon (obliquité inférieure à 45) ou décrochantes (obliquité supérieure à 45) à l'intérieur du système préexistant (FIGURE 2.11a). La déformation est alors partitionnée entre les failles préexistantes et les failles néoformées. Dans le cas d'un rifting oblique puis orthogonal, les premières failles formées sont disposées en échelon, avec une apparition des décrochements à partir de 45 comme observé dans les modèles de Tron et Brun (1991). Si la première phase d'extension avait un angle d'obliquité inférieur à 45 , lors de la réactivation en cisaillement pur les failles les plus importantes développées lors du premier rifting et les mieux orientées jouent obliquement et si l'extension continue, elles tendent progressivement à se connecter (FIGURE 2.11b). Dans le cas d'un premier rifting oblique avec une d'obliquité supérieur à 45 , lors de la réactivation en rifting orthogonal, presque aucune des failles préexistantes rejouent, de nouvelles failles se développent parallèlement à la discontinuité de vitesse.

De même, Morley et al. (2004) montrent, au niveau du rift de Thaïlande, que la fabrique antérieure au rifting peut jouer un rôle majeur dans le développement et la géométrie du rift. Ils proposent une synthèse de l'influence des structures préexistantes (taille, distribution spatiale, résistance) sur le développement des failles qui résultent de la compétition entre les fractures orientées de manière optimales par rapport à la direction de l'extension et la réactivation des fractures obliques (FIGURE 2.12).

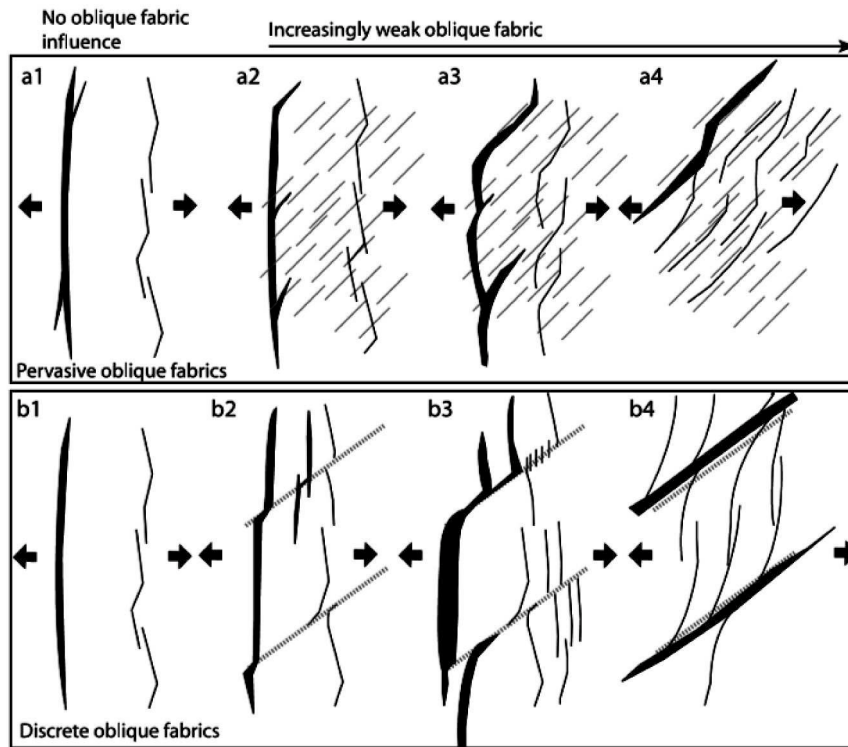


FIGURE 2.12 – Représentation schématique illustrant comment les failles (représentées en noir) lors d'un rifting peuvent changer en fonction de l'intensité et de l'obliquité de la fabrique préexistante (représentée en gris). Plus l'obliquité de la fabrique initiale est importante plus cette fabrique aura de l'influence sur la géométrie des failles. L'angle d'obliquité n'est pas le seul paramètre influençant la géométrie du rift : le type, l'espacement et l'intensité de la fabrique oblique sont également des paramètres importants (d'après Morley et al., 2004).

Pour conclure, les modélisations analogiques, qu'elles soient mono-(e.g. Withjack et Jamison, 1986 ; McClay et White, 1995 ; Bonini et al., 1997 ; Clifton et al., 2000), bi-(e.g., Tron et Brun, 1991 ; Philippon et al., 2015), tri-(e.g., Corti et al., 2001 ; Sokoutis et al., 2007) ou quadri-(e.g. Autin et al., 2010) couches, montrent que de multiples paramètres contrôlent la géométrie et l'évolution d'un système extensif oblique. Parmi ces paramètres, l'angle d'obliquité exerce un contrôle majeur sur la géométrie structurale du rift fini (orientation des failles et mouvement sur ces failles). Par ailleurs, l'existence d'anomalies rhéologiques, qu'elles soient mantelliques et surtout crustales est un paramètre crucial dans le développement, la géométrie et l'évolution du rift oblique. Ces anomalies, peuvent avoir des origines géologiques variées mais elles dépendent souvent de l'état thermique de la lithosphère. Certains modèles suggèrent que le champ gravitationnel lié par exemple à un amincissement lithosphérique ou crustal précoce (ou à une anomalie thermique sous-lithosphérique) peut interagir voire dominer les contraintes aux limites.

2.2.3 Modélisations numériques

Il existe depuis peu des modèles numériques de la déformation oblique en trois dimensions et en fonction du temps. La modélisation numérique, contrairement à celle analogique permet d'étudier l'évolution thermique de la lithosphère au cours du rifting et de faire varier de manière continue la rhéologie avec la profondeur.

Brune et al. (2012) ont utilisé un modèle thermodynamique basé sur des conditions rhéologiques élasto-viscoplastiques réalistes avec une dépendance de la viscosité en fonction de la pression et de la température à l'échelle de la lithosphère (jusqu'à 150 km de profondeur ; FIGURE 2.13). Le résultat principal de ces modèles est de démontrer que l'extension oblique

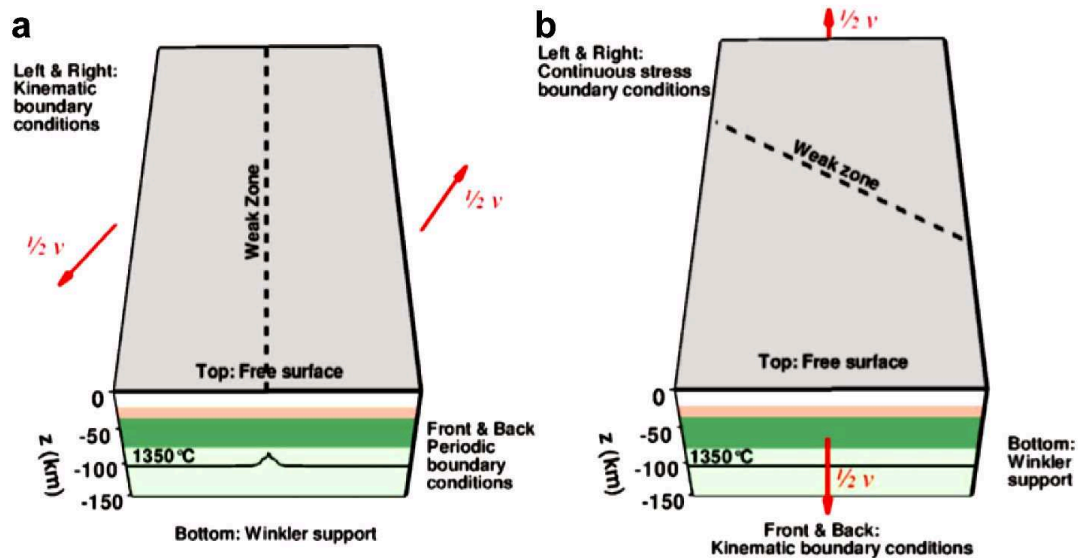


FIGURE 2.13 – Modèles élasto-viscoplastiques de Brune et al. (2012). Le choix de la position de la zone de faiblesse lithosphérique dans un modèle numérique en extension oblique influe, même pour le même angle d’obliquité, sur le résultat final en raison des conditions aux limites différentes.

facilite le processus de rifting. En effet le rifting oblique nécessiterait moins de force pour atteindre la limite de plasticité de la lithosphère que le rifting orthogonal à l’extension. A l’extrême, il faudrait deux fois moins de temps pour atteindre ce seuil en contexte purement décrochant qu’en contexte purement extensif.

Brune (2014) s’intéresse à l’évolution des failles au cours du rifting oblique, il propose un modèle similaire au précédent d’un point de vue mécanique avec des conditions aux limites obliques par rapport à la zone de faiblesse initiale (FIGURE 2.13a). La rhéologie utilisée ne permet pas de visualiser directement le tracé des failles cependant pour obtenir la direction des failles, il utilise une méthode de post-traitement qui identifie le régime de contrainte et en déduit l’azimut optimale des failles néoformées pour chaque élément de surface. Il montre une étonnante variété d’orientation de failles causée uniquement par la tridimensionnalité du système oblique (FIGURE 14). L’évolution des contraintes crustales et les directions des failles suivent un schéma temporel caractéristique dépendant des variations latérales de densité liées à la maturité du système du rifting oblique. Selon l’obliquité du Rift, ces orientations peuvent être regroupées en terme de failles normales ou obliques parallèles à la direction générale du rift R, orthogonale à l’extension O, ou intermédiaires I ainsi que des décrochements (FIGURE 2.14). Les résultats obtenus pour une obliquité faible à modérée (15 à 45) sont similaires aux modèles analogiques de rifting oblique (45). Ceux acquis pour une obliquité plus forte (60 à 75) diffèrent. En effet, il montre que dans les stades initiaux, la déformation se repartie sur des failles normales et décrochantes d’orientation intermédiaire sur l’ensemble de la zone de déformation. Puis la déformation se partitionne entre des failles décrochantes situées au centre du rift et des failles normales en bordure, ce qui coïncide avec le necking de la lithosphère. Au cours du break-up, les décrochements occupant la région centrale du rift sont remplacés par des failles normales intermédiaires. Cependant, pour une obliquité supérieure à 75, les décrochements persistent avant et après la rupture continentale.

Ces nouvelles modélisations numériques apportent une nouvelle compréhension des systèmes d’un point de vue thermomécanique et permettent d’étudier le rifting depuis les stades initiaux et jusqu’au stade d’accrétion. La modélisation numérique ouvre des nouvelles possibilités de compréhension du rifting oblique, cependant la résolution des modèles reste encore faible par rapport aux modèles analogiques.

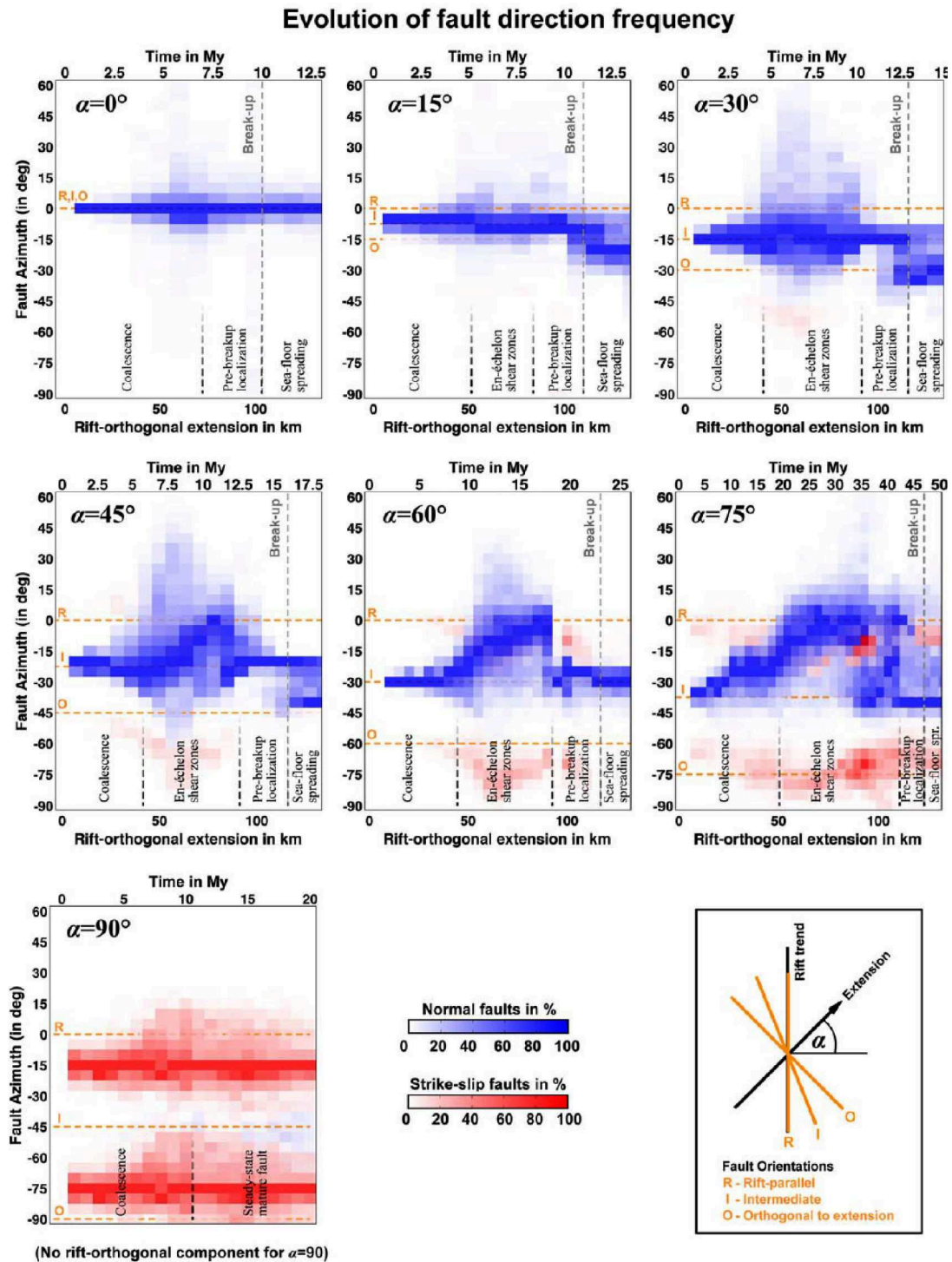


FIGURE 2.14 – Fréquence des azimuts des failles obtenue par le modèle numérique de Brune (2014) en fonction du temps pour différentes obliquités (α). La modélisation va jusqu’au break-up (partie droite de chaque figure). Les failles normales sont en bleu et les failles décrochantes en rouge. Le stade de break-up est indiqué par une ligne en pointillés grise. Pour les modèles présentant une obliquité de 15° à 75° , l’évolution des failles lors du rifting suit quatre étapes : (1) les failles intermédiaires (I) entre la direction d’extension O (son orthogonale) et la direction du rift (R) sont coalescentes et dominant le système ; (2) les failles normales se parallélisent au rift (R) pendant que la déformation se développe en échelon ; (3) s’ensuit une phase de localisation de la déformation au centre du rift avec des failles de direction intermédiaire (I) ; (4) après le break-up, l’expansion océanique se développe de manière intermédiaire et orthogonalement (O) à la direction d’extension pour les modèles avec une obliquité modérée à intermédiaire (15° à 45°) et seules les failles intermédiaires sont observées pour les modèles à forte obliquité (60° à 75°).

2.3 Conclusion

Les modèles analogiques et plus récemment les modèles numériques ont apporté beaucoup à la compréhension du rifting oblique. Contrairement aux modèles a priori de la FIGURE 2.2, il apparait que les directions de failles dans un contexte de rifting oblique sont beaucoup plus complexes. Il existe dans la plupart des cas plusieurs familles de failles, les unes sont perpendiculaires à la direction d'extension, les autres sont parallèles à la direction du rift. On retrouve en particulier ces dernières en bordure de rift où ces failles sont de grandes envergures délimitant l'axe du rift. De plus, une troisième famille de failles de direction intermédiaire est souvent représentée. Le modèle de partitionnement avec un régime extensif centré sur le rift et un régime décrochant en dehors de la zone de rift (FIGURE 2.2c) n'est pas reproduit en modélisation ce qui pourrait venir du fait que l'étirement n'est appliqué que le long d'une discontinuité de vitesse ou d'une zone de faiblesse, forçant la localisation de la déformation. Il est montré que pour des angles d'obliquité faibles, les décrochements ne sont pas présents; le seuil d'apparition des décrochements dans la déformation est variable en fonction le type de modélisation et des matériaux utilisés. En revanche, il est clair que lorsque l'obliquité augmente, les décrochements apparaissent au sein même du rift et jouent un rôle important dans l'accommodation de la déformation. D'autre part, l'étude de l'héritage structural par la présence d'hétérogénéités faibles et ses effets sur le développement du rifting oblique a montré que la géométrie générale de la déformation au cours du rifting oblique dépend de l'état thermique de la lithosphère et serait le résultat de l'addition des contraintes tectoniques aux limites et des contraintes lithostatiques.

La combinaison des deux types de modélisation est actuellement le meilleur moyen pour comprendre les mécanismes du rifting oblique au cours de son évolution. Cette thèse se concentre à analyser l'évolution temporelle et spatiale de la déformation du Golfe de Californie, un rift oblique actuellement au stade d'accrétion. Un parallèle sera fait dans la discussion entre les données de terrain et les modèles présentés ci-dessus qui permettra de mieux appréhender les facteurs mécaniques, rhéologiques et thermiques qui contrôlent la distribution de la déformation au cours du rifting oblique.

Chapitre 3

Le Golfe de Californie

3.1 Cadre structural et cinématique actuelle des plaques

Le Golfe de Californie (GOC) est situé à l'ouest du Mexique, entre la péninsule de Basse Californie et le continent Nord-Américain (FIGURE 3.1). S'étendant sur 1200 km pour une largeur de 100 à 150 km, il s'ouvre à son extrémité sud sur l'océan Pacifique. Le Golfe de Californie est un rift intra-continental oblique qui évolue en divergence depuis le Miocène, avec localement un début d'accrétion océanique. Il résulte de l'interaction entre les plaques Pacifique et Nord-Américaine (Atwater, 1970 ; Stock et Hodges, 1989 ; Lonsdale, 1989 ; 1991). Comme je le développerai dans ce chapitre, le Golfe de Californie s'est formé dans un contexte géodynamique d'arc volcanique consécutif à la subduction de la plaque Pacifique sous la plaque Nord-Américaine (Hausback, 1984 ; Sawlan, 1991 ; Umhoefer et al., 2001). A 12,5 Ma, la subduction s'arrête, la plaque supérieure Nord-Américaine subit de l'extension et se déchire pour former un nouveau domaine océanique, le Golfe de Californie (Lonsdale, 1991). A l'ouest de cette limite de plaque, la marge continentale de Basse Californie (ex-partie sud-ouest de la Plaque Nord-Américaine) est incorporée à la plaque Pacifique. Cette limite de plaque divergente se caractérise actuellement par de courts segments de dorsales de type « pull-apart » entrecoupés de grandes failles transformantes et d'un système de failles normales affectant la marge passive de Basse Californie (FIGURE 3.1). Le système est relié au sud à la dorsale Est-Pacifique et au Nord au système décrochant dextre de San Andreas.

Le vecteur déplacement entre les plaques Pacifique et Nord-Américaine est actuellement de direction N125E 1, avec une norme de 51 0,4 mm/an (Plattner et al., 2007). Le déplacement entre la Basse Californie et la plaque Nord-Américaine est d'environ 43 à 47 mm/an du nord au sud de la péninsule (e.g. Plattner et al., 2007). Cette différence de vitesse signifie que la Basse Californie n'est pas encore totalement couplée à la plaque Pacifique et qu'environ 4 à 8 mm/an de déplacement sont encore accommodés entre la plaque Pacifique et la Basse Californie le long des systèmes décrochants dextres situés à l'ouest de la Basse Californie (FIGURE 3.1 ; Dixon et al., 2000 ; Plattner et al., 2007).

La direction générale du Golfe de Californie est environ N150E. En terme de direction générale relativement au déplacement cinématique (cf FIGURE 2.2), le Golfe de Californie forme l'un des rifts dont l'obliquité de direction est des plus marquée, avec un angle de 65° entre la perpendiculaire à l'axe du rift et le vecteur de déplacement relatif des plaques Pacifique et Nord-Amérique, effectif depuis 8 Ma. De 30 à 8 Ma, Atwater and stock (1998) ont montré que la direction cinématique était d'environ N110E et l'obliquité était alors de 50°.

3.2 Evolution géodynamique

L'histoire de la marge de Basse Californie est indissociable de celle de la subduction des plaques océaniques sous la marge Nord-Américaine et de son arc volcanique, dont la compréhension est essentielle pour appréhender l'origine du Golfe de Californie.

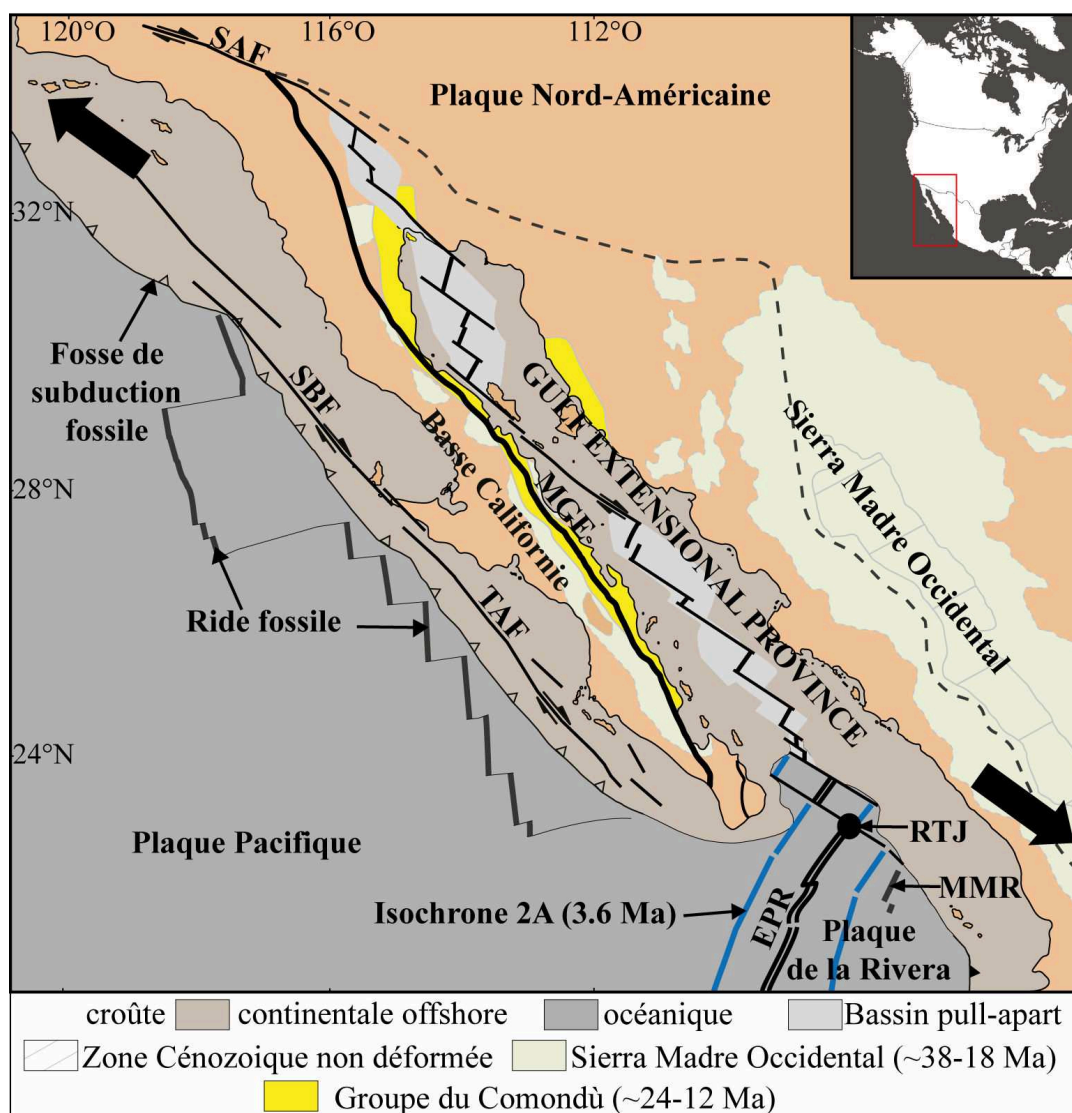


FIGURE 3.1 – Carte tectonique du Golfe de Californie. Modifiée d’après Bryan et al. (2014 ; pour les contours des formations volcaniques), Axen (1995 ; pour le contour de la « Gulf Extensional Province » délimitée à l’ouest par la ligne en pointillés) et Lonsdale (1991 ; pour les structures en mer) ; TAF : Failles de Tosco-Abreojos ; SBF : Failles San Benito ; EPR : Dorsale Est-Pacifique ; MGE : Main Gulf Escarpment ; MMR : Ride de Maria Magdalena ; RTJ : Point triple de la Rivera. Les flèches noires indiquent la direction cinématique des plaques (Plattner et al., 2009).

3.2.1 Convergence et histoire de la subduction

La marge ouest de l’Amérique du Nord est une zone en convergence du Crétacé au Miocène moyen, les plaques océaniques Farallon puis Pacifique subductant sous la plaque Nord-Américaine (e.g. Atwater, 1970 ; Lonsdale, 1989). L’évolution de la zone de subduction est marquée par différentes fragmentations successives des plaques océaniques subductantes.

Vers 55 Ma, la plaque océanique subductante se fragmente, la nouvelle ride océanique, la dorsale Est Pacifique, sépare la plaque Pacifique à l’ouest et la plaque Farallon à l’est (Atwater, 1989). La plaque Farallon subducte sous la plaque Nord-Américaine avec une vitesse plus importante que le demi-taux d’accrétion au niveau de la dorsale. Cette différence entraîne le rapprochement de la dorsale de la fosse de subduction (FIGURE 3.2a).

Vers 30 Ma, la plaque Farallon se fragmente à son tour en deux en les plaques Juan de Fuca au nord et Cocos au sud (Atwater, 1989). Vers 28-29 Ma, les plaques Pacifique et Nord-Américaine entrent en contact au niveau de la Californie du Sud ce qui conduit à la formation de deux points triples, Mendocino au nord et Rivera au sud, de types RTF (Ride

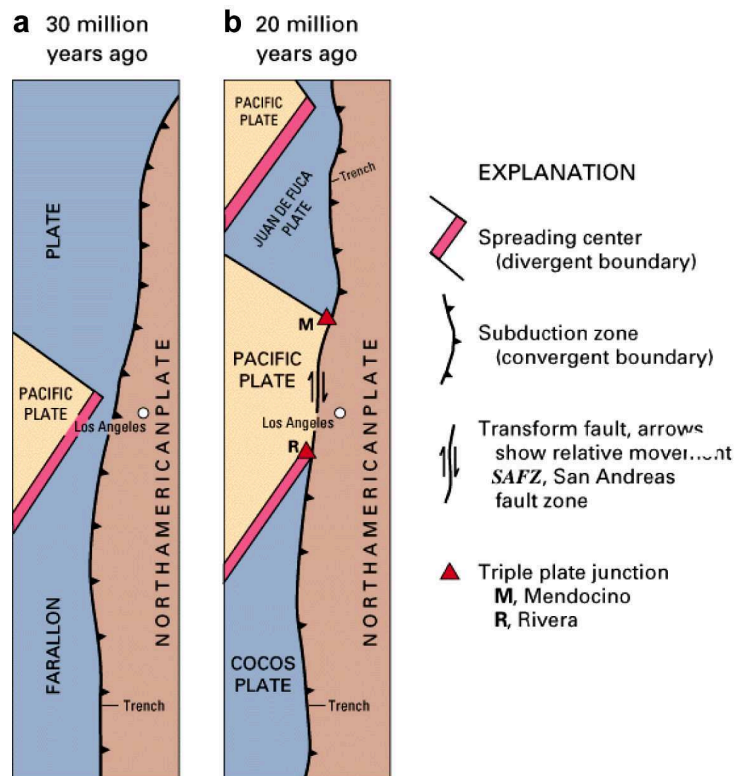


FIGURE 3.2 – Evolution de la configuration des plaques Pacifique, Farallon et Nord-Américaine à (a) 30 Ma et (b) 20 Ma (modifié d'après Dickinson, 1981).

océanique-Fosse de subduction-Faille transformante; FIGURE 3.2b). La convergence oblique entre les plaques Pacifique et Nord-Américaine dans la région située entre les deux points triples Mendocino et Rivera est alors accommodée en jeu dextre (FIGURE 3.2b et 3.3; Atwater, 1970), c'est la naissance du système de failles de San Andreas (FIGURE 3.2b). Le point triple de la Rivera migrera progressivement jusqu'à l'actuel embouchure du Golfe de Californie (e.g. Atwater, 1970, 1989; Lonsdale, 1991; Nicholson et al., 1994), la subduction s'inactivant au fur et à mesure du déplacement du point triple vers le sud (FIGURE 3.3).

L'histoire Miocène de la marge de la Basse Californie est contrôlée par la subduction Farallon. A partir de 20 Ma, cette plaque se fragmente à nouveau et forme la plaque Guadalupe (FIGURE 3.3a; Lonsdale, 1991; Stock and Lee, 1994). A 16 Ma, le point triple de la Rivera a migré au niveau de la péninsule de Viscano (FIGURE 3.3a). La partie nord de la dorsale va entrer alors en subduction au sud de la fracture de Shirley (25°N; FIGURE 3.3a). A partir de 14 Ma, au sud de cette fracture, la plaque Magdalena va s'individualiser (Lonsdale, 1991; Stock and Lee, 1994; FIGURE 3.3b). Le point triple de la Rivera migre ensuite à sa position actuelle à l'entrée du futur Golfe (Lonsdale, 1989) annonçant la fin de la subduction au large de la péninsule de Basse Californie à 12,5 Ma (Lonsdale, 1991). Différents lambeaux des plaques Guadalupe et Magdalena sont toujours observables au large de la péninsule (FIGURE 3.3; Atwater, 1970; Lonsdale, 1995).

Durant toute cette période (30-12 Ma), la vitesse de déplacement en convergence est de 33 mm/an (Atwater et Stock, 1998) obtenu à partir de la reconstruction globale du déplacement des plaques.

La subduction tertiaire de la plaque Farallon sous la plaque Nord-Américaine est accompagnée par la formation d'un important complexe magmatique d'arc, la Sierra Madre Occidentale, qui a fonctionné à partir de 38 Ma, avec deux pics d'activité ignimbritique à l'Oligocène et au Miocène inférieur (FIGURE 3.1; Ferrari et al, 2002; Bryan et al, 2013). Dès la fin de l'Oligocène et le début du Miocène, l'arc migre plus à l'ouest, à l'emplacement actuel du Golfe de Californie, les causes et les détails de cette migration étant peu connus. Ce nouvel arc appelé arc du Comondu (Hausback, 1984; Sawlan, 1991; Umhoefer et al., 2001) aurait

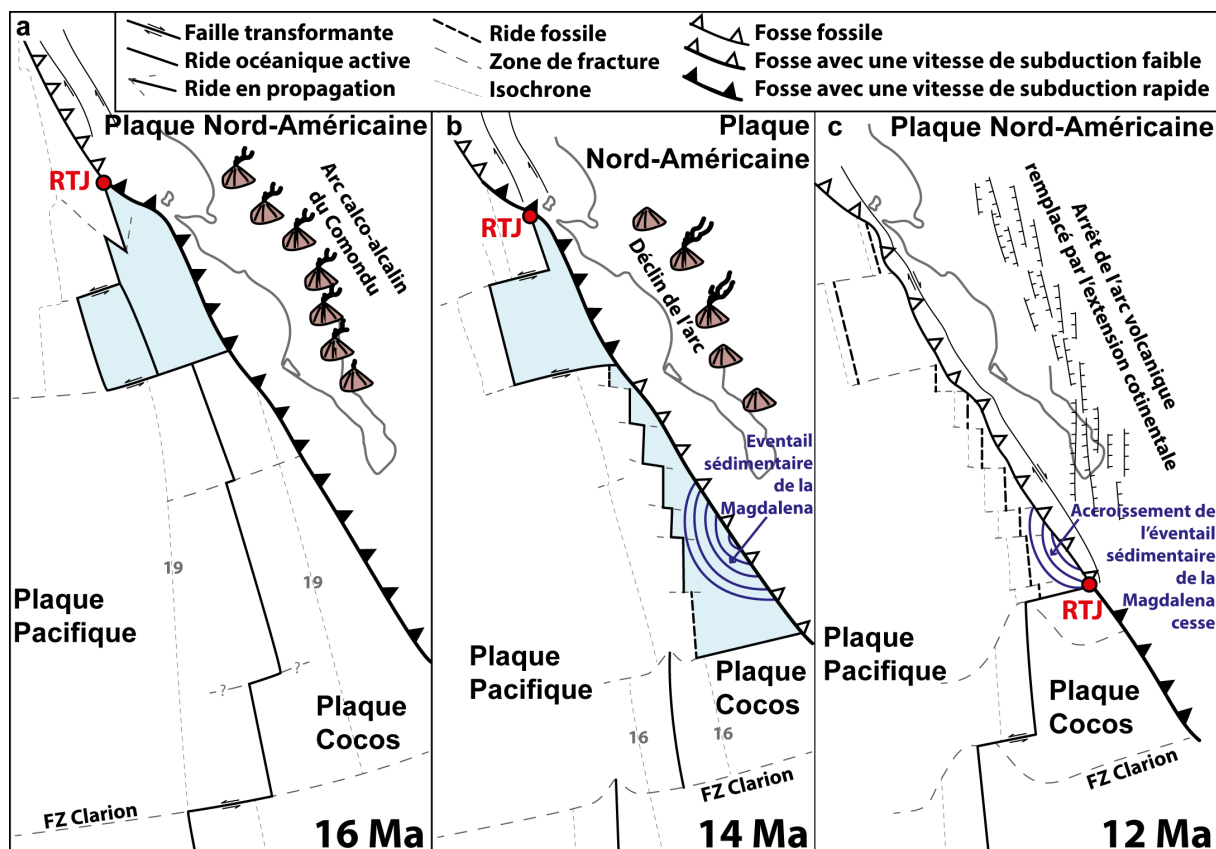


FIGURE 3.3 – Evolution des plaques subductantes sous la marge de Basse Californie entre 16 et 12 Ma et les structures majeures de la zone (modifié 'après Lonsdale, 1991); RTJ : point triple de la Rivera, FZ : zone de fracture; plaques Guadalupe et Magdalena en bleu clair.

été actif en Basse Californie du Sud entre 24 Ma et 11 Ma (FIGURE 3.4; Hausback, 1984; Sawlan et Smith, 1984; Umhoefer et al., 2001). En Basse Californie du Nord, les formations correspondant à l'arc du Comondu ne s'observent qu'en quelques points avec des âges compris entre 21 et 16 Ma (Martin-Barajas et al., 2000). La formation du Comondu consiste en des unités volcano-sédimentaires interprétées comme des dépôts de bassin d'arrière arc et de volcanisme d'arc dont la mise en place précéderait l'ouverture du Golfe de Californie (Hausback, 1984; Umhoefer et al., 2001; Umhoefer, 2011; voir Chapitre 5). Les formations inférieures du Comondu (24-18 Ma) ont été réinterprétées par Bryan et al. (2014) comme appartenant à la partie distale de l'arc de la Sierra Madre Occidental. Hausback (1984) propose que les centres d'émissions (« core »; FIGURE 3.5) se situaient en bordure et dans le Golfe de Californie actuel et que les faciès les plus distaux s'étendaient vers l'ouest (FIGURES 3.1 et 3.5). L'arc du Comondu présente un volcanisme bimodal, avec des laves de type rhyolithique calco-alcalin et des laves de type basalte andésitique et dacite (Hausback, 1984).

3.2.2 Divergence et ouverture du Golfe de Californie

L'histoire de l'ouverture du Golfe de Californie est généralement divisée en deux stades : le stade initial dit du « proto-golfe » (Karig and Jansky, 1972) entre 12,5 Ma et 6 Ma, et le stade du régime moderne, de 6 Ma jusqu'à l'actuel.

Réorganisation de la limite de plaque et timing du début de l'extension

L'évolution cinématique devient plus complexe à partir du Miocène moyen. Il est généralement admis que la divergence au sein du Golfe de Californie débute lors de l'arrêt de la subduction. A environ 12,5 Ma, la subduction s'arrête (Lonsdale, 1989) après la migration du point triple de la Rivera au niveau de la future pointe sud du Golfe de Californie. Cet arrêt

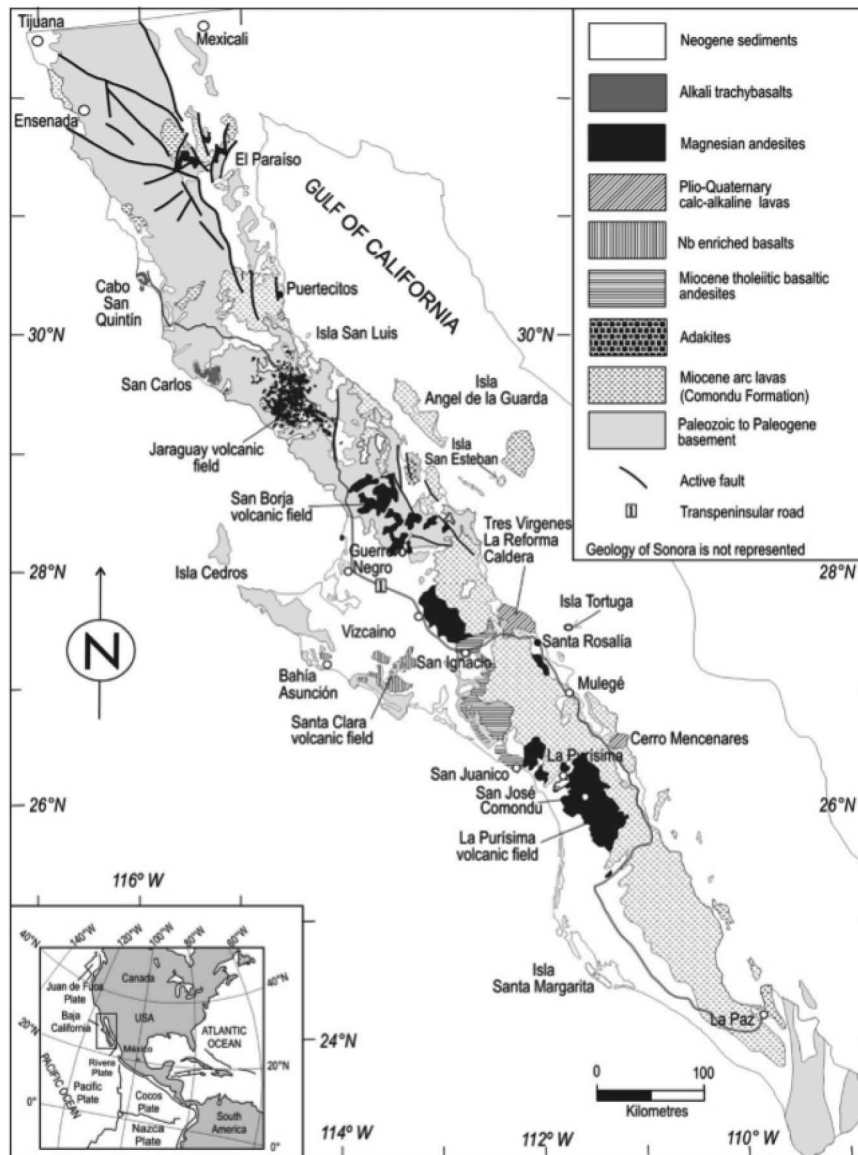


FIGURE 3.4 – Carte géologique régionale de la Basse Californie, montrant les formations de l’arc du Comondu et la distribution des principaux types de laves postérieures (d’après Pallares et al., 2007).

de la subduction serait associé à une rupture du panneau plongeant parallèlement à l’ancienne fosse de subduction sur environ 200 km sous la Basse Californie entre 13 et 7 Ma (FIGURE 3.6; Pallares et al., 2007; Calmus et al., 2011). Cette hypothèse repose sur la nature de laves plus récentes que l’arc du Comondu montrant l’existence généralisée d’adakites et de bajaites (andésites magnésiennes). Ces laves dont la nature et la distribution caractériseraient l’ouverture d’une fenêtre asthénosphérique par déchirure du slab, sont formées par fusion partielle de basaltes tholéiitiques contaminés par la fusion partielle des bordures du slab déchiré (FIGURES 3.4 et 3.6; Benoit et al., 2002; Calmus et al., 2011).

L’arrêt de la subduction marque le début de l’extension et du transfert progressif de la Basse Californie à la plaque Pacifique (Karig et Jansky, 1972; Stock and Hodges, 1989). Les micro-plaques Guadalupe et Magdalena sont capturées par la plaque Pacifique et deviennent partiellement couplées à la marge Nord-Américaine (FIGURE 3.3c; Nicholson et al., 1994; Stock and Lee, 1994). Des études récentes tendent à montrer que la capture complète de la micro-plaque Magdalena par la plaque Pacifique ne serait totalement effective qu’à 8 Ma (Brother et al., 2012). La vitesse de divergence entre les plaques Pacifiques et Nord-Américaine était alors de 52 mm/an suivant un axe N060E (Atwater et Stock, 1998). A ce stade, la divergence oblique serait

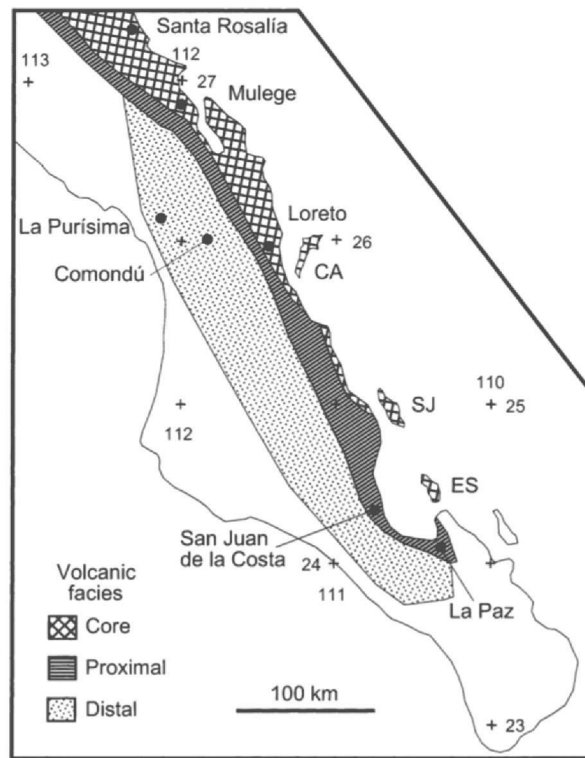


FIGURE 3.5 – Carte des faciès volcaniques des formations du Comondú (d’après Umhoefer et al., 2001 modifié de Hausback, 1984; CA : île Carmen; SJ : île San José; ES : île Espíritu Santo).

accommodée par un partitionnement de la déformation entre l’extension affectant le proto-golfe (FIGURE 3.7b; Stock and Hodges, 1989; Lonsdale, 1989) et les failles décrochantes dextres de San Benito et de Tosco-Abrejos (Spencer et Normark, 1979; Spencer et Normark, 1989).

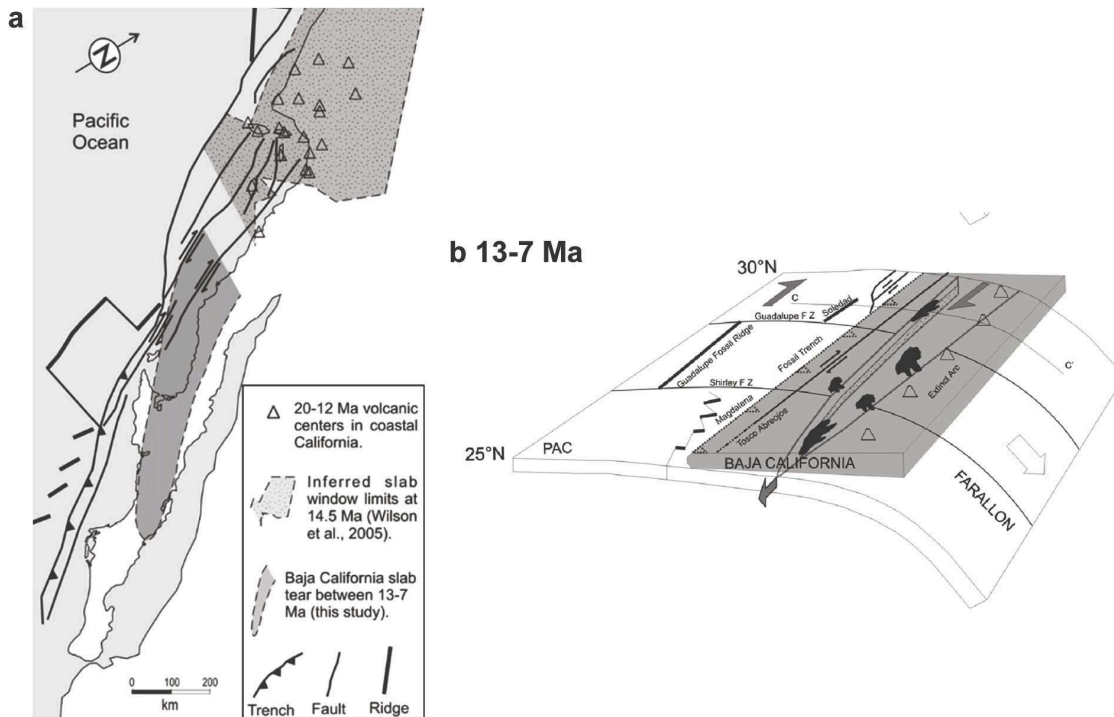


FIGURE 3.6 – (a) Localisation et (b) représentation en 3D de la fenêtre asthénosphérique sous la Basse Californie résultant de la déchirure du panneau plongeant se propageant du nord au sud entre 13 et 7 Ma (d’après Pallares et al. (2007)).

Cependant, il semblerait que ces failles décrochantes ne soient actives qu'à partir de 8 Ma, lors de la capture définitive de la micro-plaque de Magdalena (Brother et al., 2012).

Le proto-golfe est associé à une zone de déformation plus large appelée « Gulf Extensional Province » (GEP; FIGURE 3.1; Gastil et al., 1975; Stock and Hodges, 1989). La bordure est de la GEP se caractérise par un grand escarpement de faille (MGE, Main Gulf Escarpment; FIGURE 3.1). Le segment nord du Grand Escarpement Principal montre un début d'activité tectonique entre 9 et 7 Ma (Seiler et al., 2011) mais d'autres déformations extensives dans cette même zone sont suggérées entre 16 et 10 Ma (Lee et al., 1996) et 12,5 et 6 Ma (Lewis and Stocks, 1998). Dans les parties centrale et sud de l'escarpement, l'essentiel de la déformation est inscrite entre 11 et 5 Ma (Angelier et al., 1981; Colletta and Angelier, 1983; Zanchi, 1994).

Par conséquent, dans cette partie occidentale de la GEP, même si peu de datations absolues sont disponibles, le début de la déformation extensive est en accord avec une déformation post-subduction (FIGURE 3.7).

En revanche, au niveau de la partie orientale de la GEP, cette relation chronologique avec la subduction est moins claire car le début de l'extension y est plus précoce. L'extension est documentée à partir de 25 Ma dans la région de Sonora (FIGURE 3.8), et elle est associée à des « metamorphic core complexes » (Nourse et al., 1994; Gans, 1997; Gans et al., 2003; Wong et al., 2010). Cette activité se poursuit jusqu'à 15 Ma (Nourse et al., 1994; Wong et Gans, 2003, 2008; Wong et al., 2010) et est suivie par une déformation en faille normale jusqu'à 10 Ma (Gans, 1997). Plus au sud, la déformation associée à la GEP débute vers 11 Ma et entre 12 et 9 Ma respectivement dans les régions de Sinaloa et Nayarit (Henry and Aranda-Gomez, 2000; FIGURE 3.8). De manière générale, la GEP est très mal délimitée géographiquement dans sa

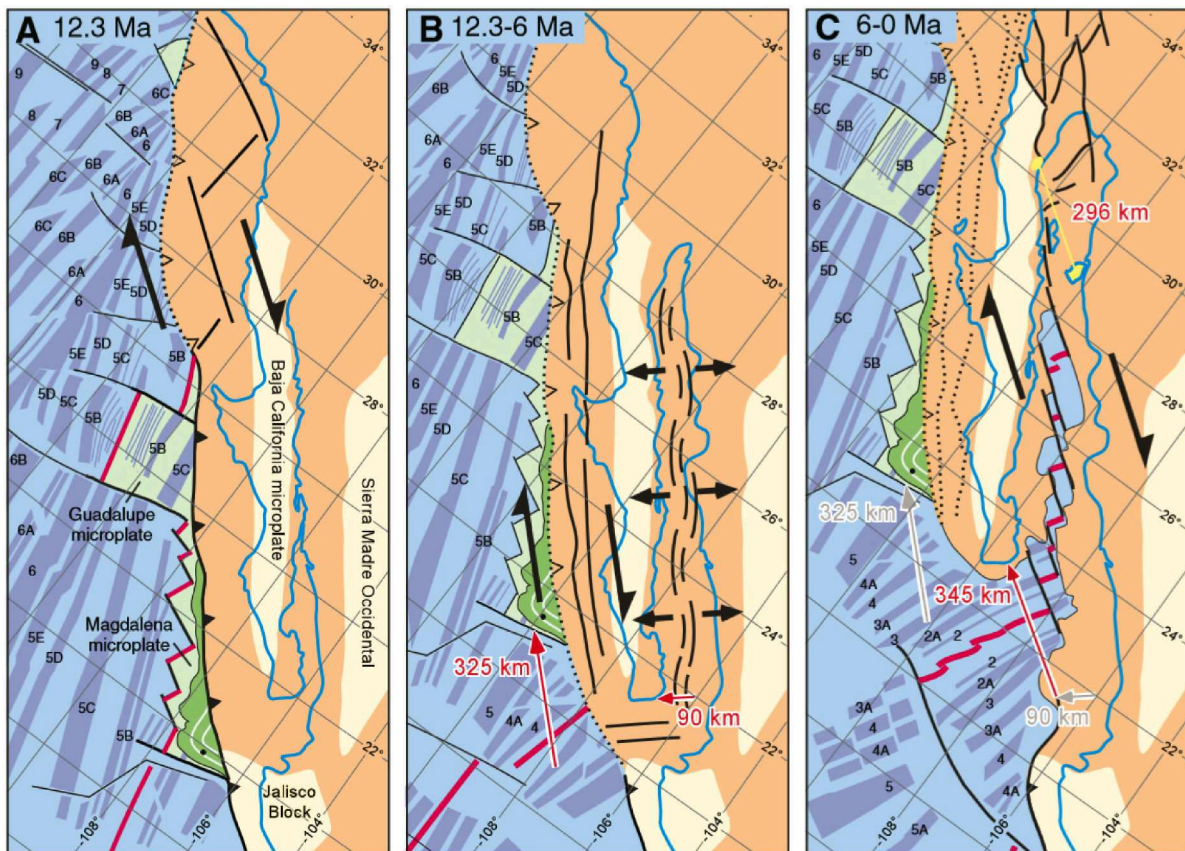


FIGURE 3.7 – Modèle d'ouverture classique du Golfe de Californie en deux phases distinctes. Une première phase dite de proto-golfe entre 12 et 6 Ma, où la déformation est partitionnée entre une extension orthogonale au Golfe de Californie et des failles décrochantes dextres situées à l'ouest de la Péninsule de Basse Californie. A partir de 6 Ma, la déformation transtensive se localiserait au sein du futur Golfe de Californie (d'après Fletcher et al., 2007).

partie est, et aurait pour limite la bordure ouest de la Sierra Madre Occidental qui n'a pas subi de déformation tertiaire (FIGURES 3.8 et 3.9). La partie est de la Sierra Madre Occidental est affectée par une déformation qui débute à l'Oligocène et potentiellement à l'Eocène (FIGURE 3.9; e.g. Bryan et Ferrari, 2013; Bryan et al., 2014); elle est définie comme le « Basin and Range Mexicain » (Henry and Aranda-Gomez, 2000). De manière générale, la proximité géographique, la continuité temporelle et la similitude de la déformation entre le « Basin and Range Mexicain » et la GEP ont amené certains auteurs à proposer qu'ils ne soient qu'une seule entité avec une migration d'est en ouest de la déformation (FIGURES 3.8 et 3.9; Henry, 1989; Stewart, 1998; Henry and Aranda-Gomez, 2000; Calmus et al., 2011).

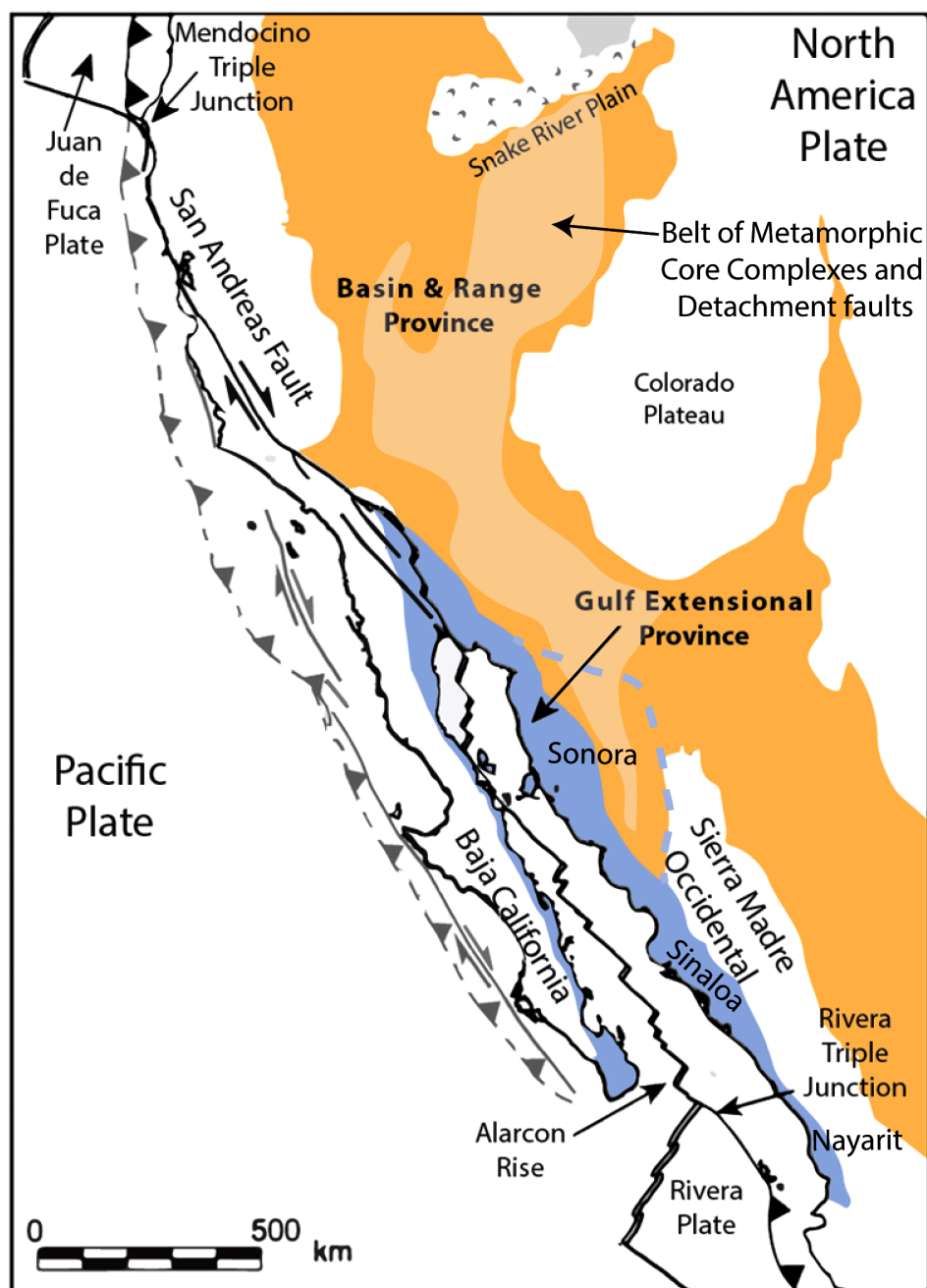


FIGURE 3.8 – Limites géographiques des épisodes extensifs associés à la Province du Basin and Range et à la « Gulf Extensional Province (GEP) ». La ligne en tiretés bleu montre l'extension possible de la GEP incluant les metamorphic core complexes de la région de Sonora (Stock et Hodges, 1989). Modifiée d'après Axen et al. (2000).



FIGURE 3.9 – Migration spatio-temporelle de la déformation. Les lignes pointillées roses représentent la limite actuelle de la Sierra Madre Occidental. Modifiée d’après Bryan et Ferrari (2013).

Style de la déformation extensive

La déformation extensive au sein de la GEP (Gulf Extensional Province) se caractérise par des détachements et failles normales subordonnées ayant une orientation moyenne NO-SE et associées à des déplacements SO-NE à OSO-ENE (FIGURE 3.10). Sa bordure ouest est marquée par le MGE (Main Gulf Escarpment ; FIGURE 3.1) qui forme une ligne de crête culminant jusqu’à plus de 2000 m d’altitude et qui correspondrait à la zone de « break-away » principal des détachements les plus proximaux. Axen (1995) a observé une segmentation le long de l’axe du MGE dans sa partie nord et a documenté une alternance de polarité des structures majeures de trois segments adjacents séparés par des zones d’accommodation. Il extrapole cette segmentation à l’ensemble du MGE (Figure 3.11, Axen 1995).

Il est indéniable que dans la partie nord du MGE, la déformation ait été accommodée par des détachements dont l’âge de début de fonctionnement serait entre 9 et 7 Ma (FIGURES 3.10 et 3.12c ; Axen, 1995 ; Axen et al., 2000 ; Seiler et al., 2010, 2011, 2013). Il en est de même dans la partie nord-est de la GEP (Sonora) où plusieurs « métamorphique core complexes » ont été mis en évidence (FIGURES 3.10 et 3.12a ; Nourse et al. 1994 ; Gans 1997 ; Gans et al. 2003 ; Wong et al. 2010). Plus au sud, Henry et Aranda-Gomez (2000) proposent que la région du Sinaloa se soit développée au-dessus de failles de détachement à vergence ouest (FIGURES 3.10 et 3.12b) avec un début de fonctionnement vers 11 Ma. Cependant dans la partie centrale et sud du MGE, seul le fonctionnement d’un détachement est démontré, dans la région de Los Barriles (Geoffroy et Pronost, 2010). Le reste du MGE serait contrôlé par le fonctionnement de failles normales formant des grabens et demi-grabens (Umhoefer et al., 2001 ; Umhoefer et al., 2014).

L’extension observée le long du MGE et plus généralement dans l’ensemble de la GEP, que

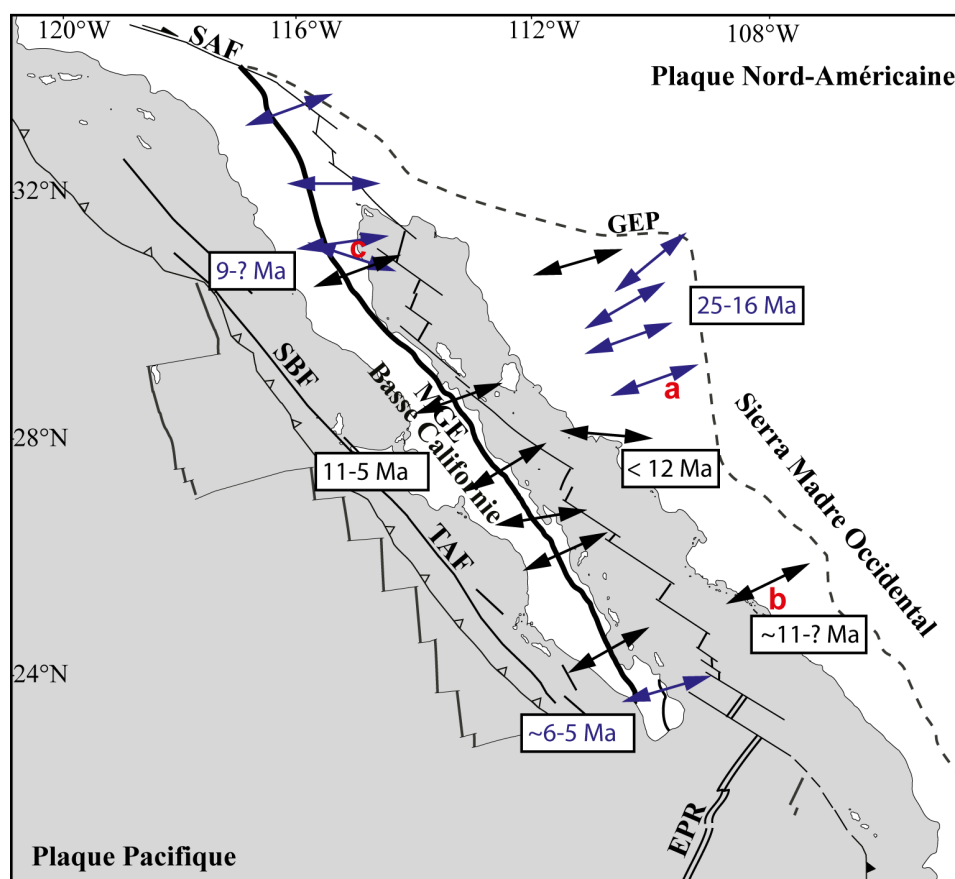


FIGURE 3.10 – Extension Miocène au sein de la GEP (« Gulf Extensional Province »). L'axe des flèches noires montre la direction d'extension obtenu à partir de sites de microfracturation ; les flèches bleues montrent la direction d'extension associées à des « métamorphic core complexes » ou à des détachements ; TAF : Failles de Tosco-Abrejos ; SBF : Failles de San Benito ; EPR : Dorsale Est-Pacifique ; MGE : Main Gulf Escarpment ; d' après Angelier et al., 1981 ; Colletta et Angelier, 1983 ; Nourse et al., 1994 ; Zanchi, 1994 ; Axen, 1995 ; Gans, 1997 ; Lewis et Stocks, 1998 ; Henry et Aranda-Gomez, 2000 ; Wong et Gans, 2003 ; Geoffroy et Pronost, 2010 ; Seiler et al., 2010 ; e.g. Murray et al., 2013 ; Bot et al., 2016. Les lettres a, b et c correspondent à la localisation des coupes de la FIGURE 3.12.

ce soit à partir de microstructures ou de structures à grande échelle (extension accompagnant la formation des metamorphic core complexes) est orientée SO-NE à OSO-ENE (FIGURE 3.10), ce qui montre non seulement que l'axe du rift mais aussi de la déformation sont obliques par rapport au vecteur cinématique, même si localement, au nord du MGE, Seiler et al. (2010 et 2013) ont caractérisé une direction d'extension NO-SE le long de détachements sub-perpendiculaires au vecteur cinématique (Figures 10 et 12c).

Régime moderne et accréation océanique

A partir de 6 Ma, l'essentiel de la déformation se localise au niveau du Golfe actuel en contexte transtensif (Oskin et al., 2001 ; Oskin et Stock, 2003a et b ; FIGURE 3.7c). La déformation est alors principalement accommodée par des bassins en pull-apart en échelons en ouverture NO-SE contrôlés par des failles transformantes de direction N120E-N125E (FIGURE 3.1). Sur la marge, Colletta et Angelier (1983) ont montré que la déformation est accommodée par une extension est-ouest plus faible portée par des failles normales N-S et par des failles décrochantes. En Basse Californie du Sud, on observe une rotation de la direction des failles entre le domaine à terre où les failles sont NO-SE à N-S, pour certaines associées à la déformation du proto-golfe, et le domaine offshore, où la direction des failles est N-S à SSO-NNE (FIGURE 3.13a). Ces dernières contrôlent le développement de demi-grabens présentant une séquence sédimentaire

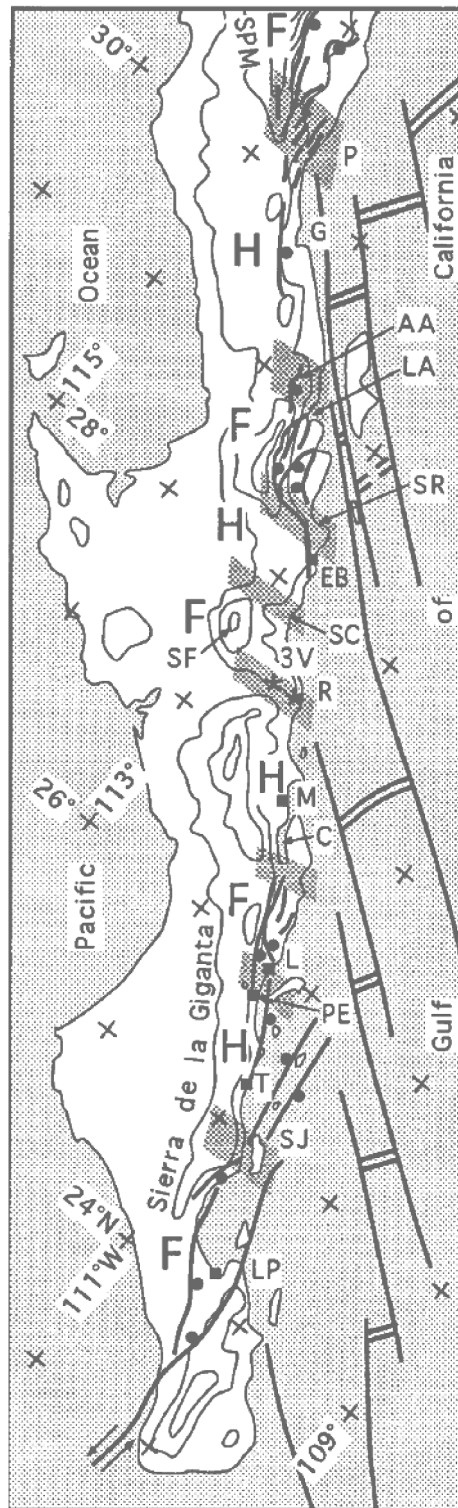


FIGURE 3.11 – Segmentation du rift et zones d’accommodation proposés par Axen (1995) le long du MGE (Main Gulf Escarpment). Les segments F (« Footwall segments ») et H (« Hanging wall segments ») se caractérisent respectivement par une vergence est et ouest des structures principales.

syn-rift et post-rift peu épaisse discordante sur les formations de l’arc du Comondu (FIGURES 13b, c et d; Brother, 2009; Sutherland et al., 2012). Sutherland et al. (2012) estiment que ces bassins offshore se sont mis en place en deux phases de déformation suivant une extension NO-SE : la première correspondrait aux bassins les plus larges qui auraient commencé à s’ouvrir pendant la période proto-golfe vers 12 Ma (âge déduit à partir des vitesses de sédimentation

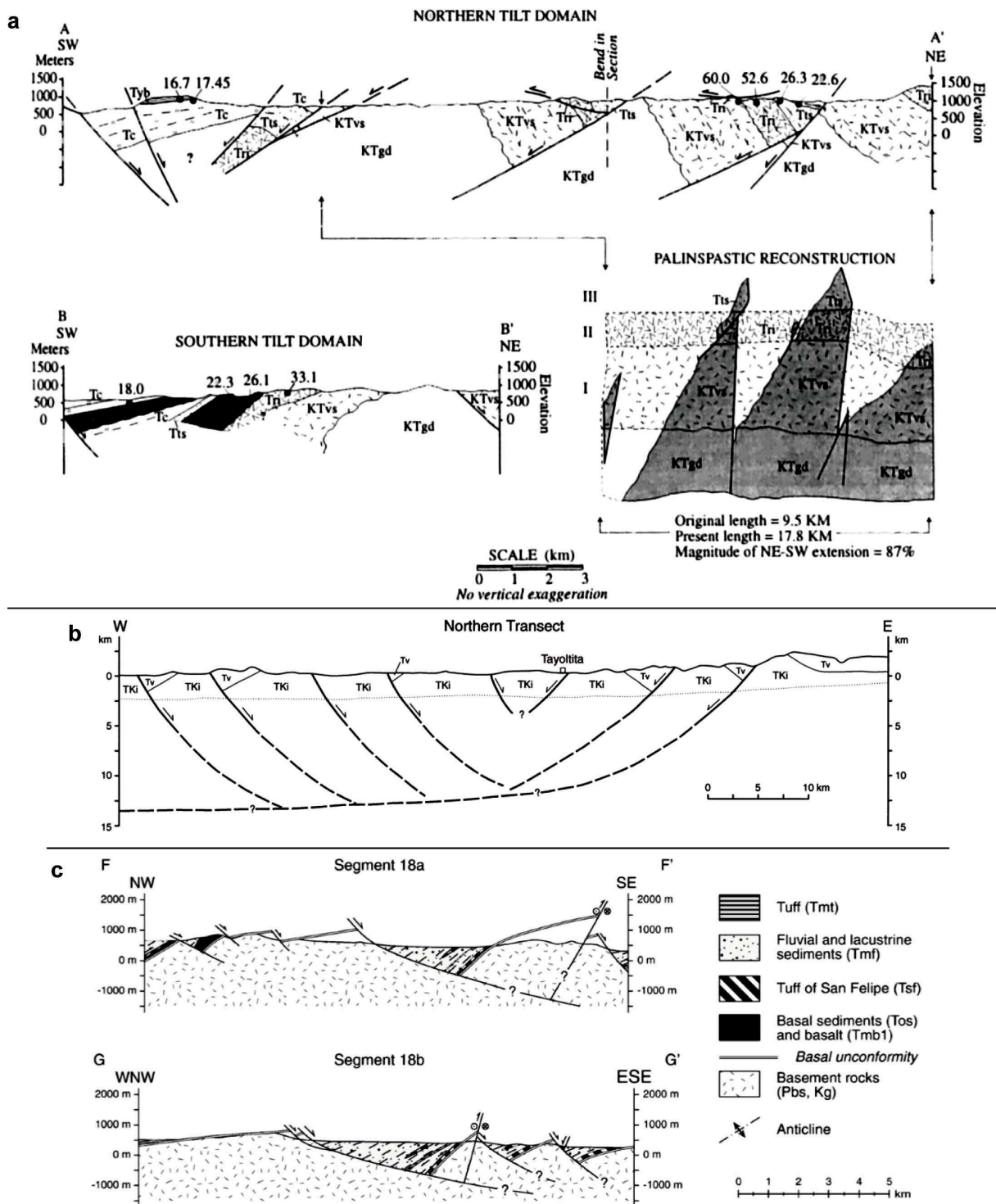


FIGURE 3.12 – Différentes coupes montrant la géométrie de la déformation dans la « Gulf Extensional Province » associée à des failles de détachement (les coupes sont localisées sur la Figure 3.10). (a) Coupes de la zone de Santa Rosa dans la région de Sonora (Gans, 1997). (b) Coupe du sud de la province de Sinaloa (Henry et Aranda-Gomez, 2000). (c) Coupes parallèles à la direction de l'extension locale au travers des détachements de Santa Rosa et Huatamote dans la région de San Pedro de Matir (Seiler et al., 2010).

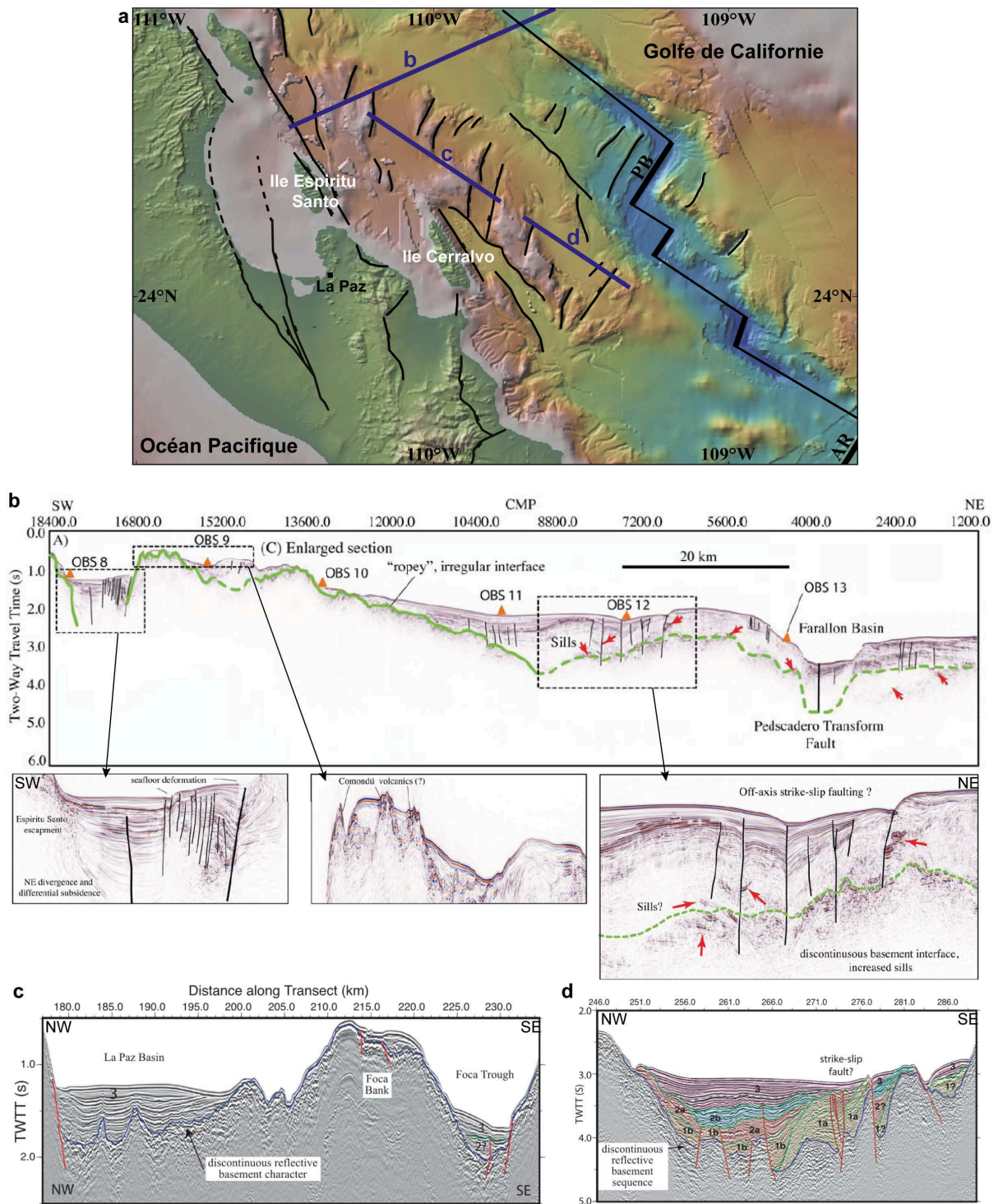


FIGURE 3.13 – (a) Carte des failles de la région de la Paz (Basse Californie du Sud). Fonds bathymétrique et topographique créés à partir de GeoMapApp (<http://www.GeoMapApp.org>) ; AR : ride d'Alarcon. (b) Profil de sismique réflexion perpendiculaire à la marge de Basse Californie avec trois sections élargies, la ligne en pointillés verte représente la limite entre les sédiments et le socle (formations volcaniques du Comondu incluses ; Brother, 2009). (c) et (d) Profils de sismique réflexion perpendiculaires à la ride d'Alarcon (Sutherland et al., 2012). 1 et 2 correspondent à la sédimentation syn-rift dont l'âge du début de la séquence serait respectivement à 12 Ma et 8-5 Ma, et 3 à la séquence post-rift.

et des épaisseurs sédimentaires ; FIGURE 3.12d) et la seconde phase serait caractérisée par des bassins de plus petite taille dont la mise en place aurait débuté entre 8 et 5 Ma. Il apparaît qu'une partie de la déformation est toujours accommodée d'une part sur les failles normales le long de la Basse Californie qui enregistrent une sismicité importante (Fletcher et Munguia, 2000 ; Wong et Munguia, 2006 ; Munguia et al., 2006) en particulier au large de l'île d'Espiritu Santo allant jusqu'à une magnitude de 6 (Fletcher et Munguia, 2000 ; Munguia et al., 2006 ; Figure 3.14) et d'autre part le long du système de décrochements dextres de Tosco-Abreojos (Michaud et al., 2004) à l'ouest de la péninsule (FIGURE 3.1).

Le Golfe de Californie montre une différence d'évolution et de maturité entre le stade de rifting continental et d'accrétion océanique le long de son axe (Zhang et al., 2009). En effet, la partie sud du Golfe de Californie montre l'accrétion d'une croûte océanique avec présence d'anomalies magnétiques alors que les segments situés plus au Nord ne montrent pas d'anomalies magnétiques (Lizarralde et al., 2007). Au sud du Golfe, la ride d'Alarcon forme une proto-croûte océanique entre 3 et 3,5 Ma (anomalies magnétiques 2a ; FIGURE 3.15 ; DeMets, 1995), probablement alimentée par une source magmatique provenant de la dorsale Est Pacifique (Lizarralde et al., 2007) et l'accrétion océanique aux taux actuels se met en place vers 2,4 Ma (Sutherland, 2006). De plus environ 1 Ma avant la propagation de la ride Est Pacifique au sein du Golfe, la ride de Magdalena s'est mise en place au large des îles de Tres Marias (FIGURES

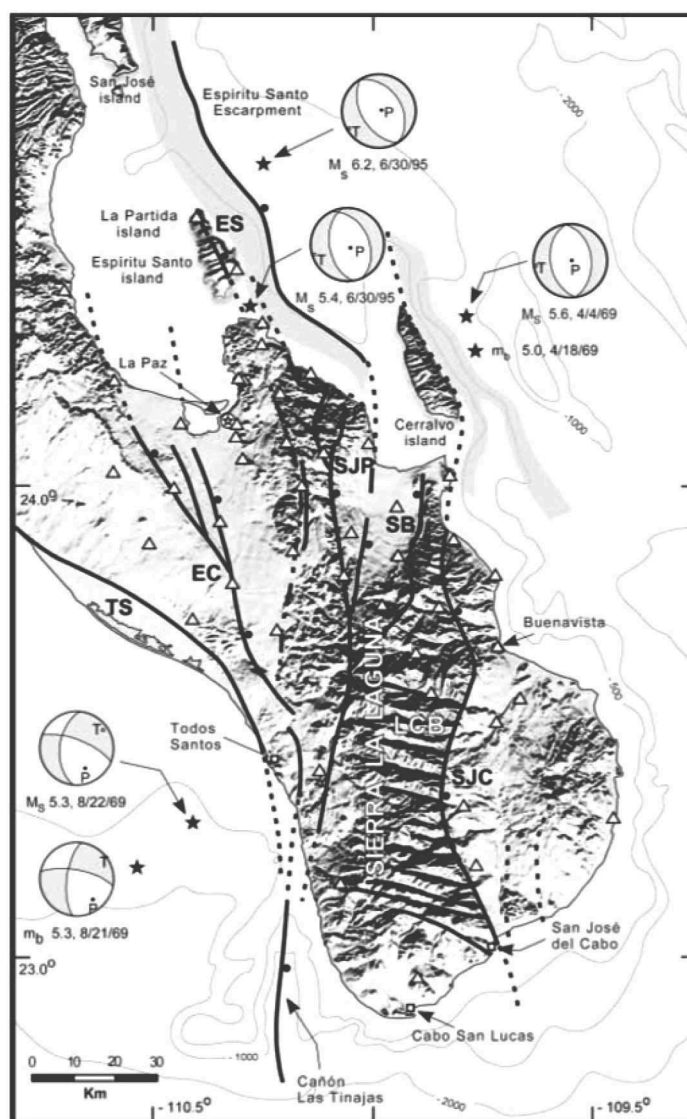


FIGURE 3.14 – Carte de la sismicité historique de la Basse Californie du Sud (Munguia et al., 2006)

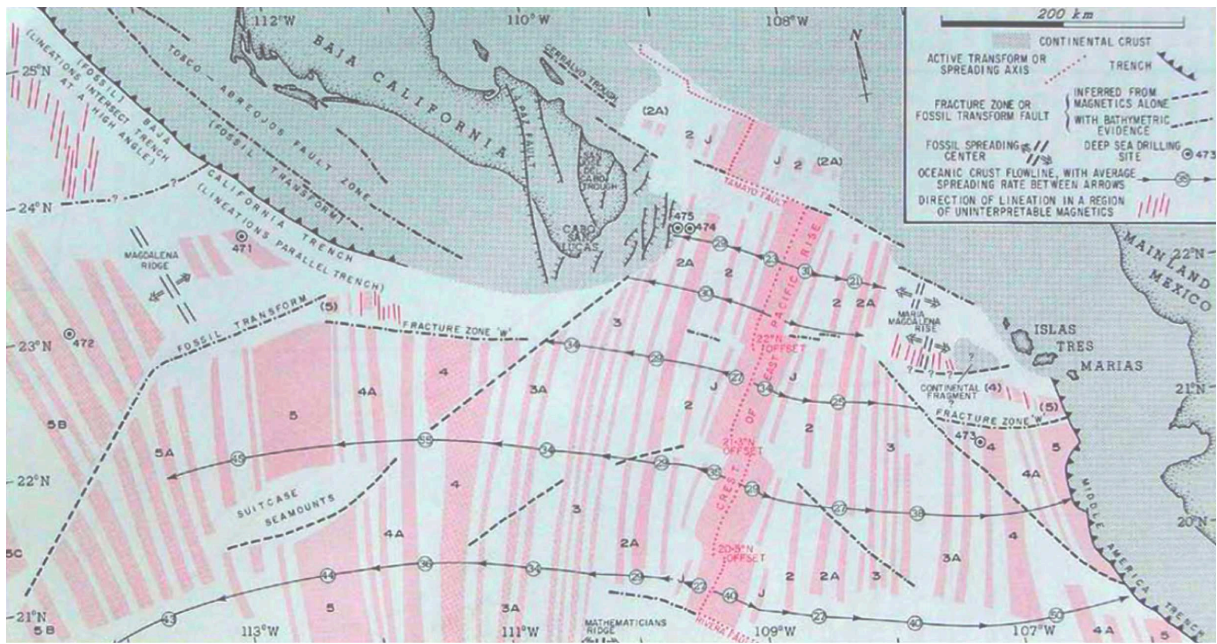


FIGURE 3.15 – Carte des anomalies magnétiques à l'entrée du Golfe de Californie (Lonsdale, 1989).

3.15 et 3.16b). Néanmoins, le bassin de Guaymas au nord du Golfe, localisé au-dessus d'une zone de fortes vitesses sismiques, présente une forte production magmatique depuis la rupture continentale (FIGURE 3.16b; Lizarralde et al., 2007; Martin-Barajas et al., 2013), la croûte serait une croûte magmatique surmontée de sédiments intrudés (FIGURE 3.17; Martin-Barajas et al., 2013).

Selon Lizarralde et al. (2007), le style de rifting est très différent entre le sud et le nord du Golfe de Californie. Les bassins dans le sud et le centre du Golfe varient de rift large à rift étroit sur une courte distance (200 Km). Le bassin de Guaymas est interprété comme étant un rift étroit (inférieur à 200 km) présentant environ 70 Km d'extension crustale alors que le bassin d'Alarcon serait un rift large associé à 350 Km d'extension continentale. Le segment de Cabo-PV (FIGURE 3.16b) serait lui aussi un rift étroit (Lizarralde et al., 2007). Le style du rifting pourrait avoir été contrôlé par la différence de rhéologie initiale de la croûte liée à l'apport magmatique pendant la subduction, plus fort au sud qu'au nord (FIGURE 3.16b; Lizarralde et al., 2007; Zhang et al., 2009). La différence de style de rifting pourrait être due également à l'influence de la couverture sédimentaire entre le nord, où l'épaisseur sédimentaire est très importante, et le sud du Golfe de Californie, où les sédiments sont peu épais (Bialas et Buck, 2009). La localisation de l'extension se serait fait en deux étapes (Aragon-Arreola et Martin Barajas, 2007) : une première localisation de la déformation crustale et de la subsidence aurait eu lieu sur les bassins est de la marge (exemple : bassin de Tubiron au nord; FIGURE 3.17, et le Tamayo trough plus au sud; FIGURE 3.16b), et qui auraient été abandonnés au profits de bassins situés plus à l'ouest (ex : Bassins de Delfin et Wagner; FIGURE 3.17).

Cependant, l'interprétation de la géométrie de cette marge à partir de ces profils sismiques est critiquable et la quantification de la déformation continentale est difficile à appréhender puisqu'une grande partie de l'amincissement et de l'étirement crustal associée au proto-golfe est accommodée par un déplacement quasi-orthogonal au vecteur cinématique et aux profils sismiques de Lizarralde et al. (2007; FIGURE 3.17).

Partitionnement de la déformation

Quantifier la déformation finie dans un contexte de divergence oblique exige de se pencher sur les modes d'accommodation de la divergence oblique et donc sur la quantité de partitionnement effective au cours du temps et de sa localisation.

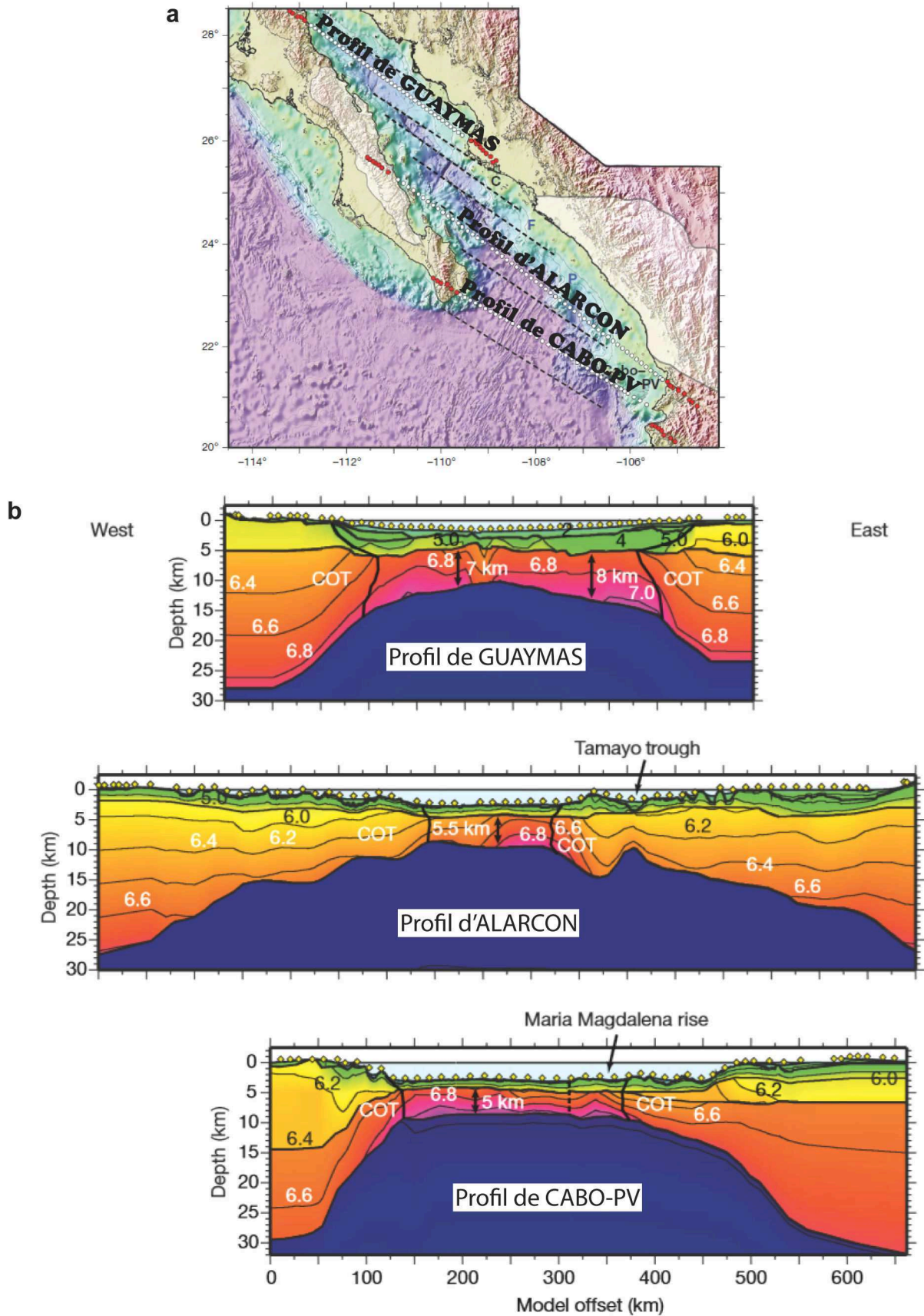


FIGURE 3.16 – Profils sismiques de Lizarralde et al. (2007). (a) localisation des trois profils sismiques. (b) Modèles des structures des vitesses des transects de Guaymas, Alarcon et Cabo-Puerto Vallarta (PV); COT : Transition Continent-Océan.

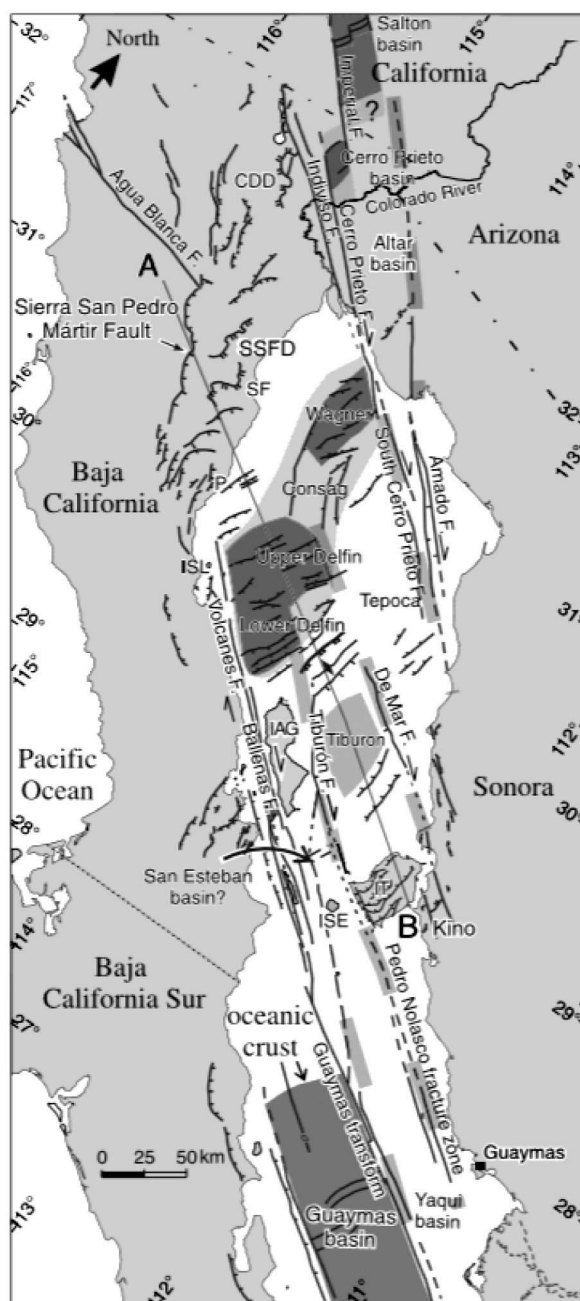


FIGURE 3.17 – Carte tectonique de la partie nord du Golfe de Californie montrant la segmentation du système. La croûte magmatique néoformée est représentée en gris foncé. Les zones en gris clair représentent la croûte très fortement étirée (Martin-Barajas et al., 2013).

Le modèle de déplacement entre la plaque Pacifique et la plaque Nord-Américaine, reconstruit à partir des mouvements globaux des plaques (Atwater et Stocks, 1998), suggère que l'évolution du Golfe de Californie requière un total d'environ 325 km de déplacement vers le nord-ouest de la Basse Californie pendant la période du proto-golfe (12,5-6 Ma), et d'environ 300 km de déplacement à l'est de la Basse Californie durant le régime moderne du Golfe de Californie. Pendant le régime moderne post-6 Ma, la quantité de déformation par extension est bien contrainte à partir d'arguments géologiques : elle serait de 276 ± 13 km (Oskin et al., 2001 ; Oskin and Stock, 2003a et b), corroborant le déplacement attendu depuis 6 Ma. Les 24 ± 13 km restant pour parvenir à 300 km de déplacement total seraient accommodés par la système décrochant de Tosco-Abreojos à l'ouest de la péninsule de Basse Californie (Michaud et al., 2004 ; Fletcher et al., 2007) auquel s'ajoute une déformation purement normale et oblique sur

les structures de la marge (Munguia et al., 2006; FIGURES 3.14). Ceci suggère que depuis 6 Ma, le partitionnement de la divergence oblique est relativement faible sur la marge de Basse Californie.

En revanche, la quantification de la déformation pendant le stade du proto-golfe est moins bien contrainte. Le déplacement attendu de 325 km devrait être similaire à celui du régime moderne. Le déplacement associé au système décrochant de Tosco-Abreojos, estimé à partir de l'étude de l'éventail sédimentaire de la Magdalena, serait d'environ 300 Km entre 12 et 6 Ma (Spencer et Normark, 1979) et est synchrone de l'extension OSO-ENE associée au proto-golfe. Il ne resterait donc que 25 km de déplacement à accommoder par extension. L'âge de mise en place du système décrochant de Tosco-Abreojos à 12 Ma est remis en cause. Michaud et al. (2004) montrant qu'il est actif au moins depuis 5 Ma et Brother et al. (2012) proposant que sa mise en place commence à 8 Ma. De plus, Fletcher et al. (2007) ramène le déplacement le long des failles décrochantes à l'Ouest de la péninsule à 100-50 Km à partir l'étude des sources sédimentaires de l'éventail sédimentaire de la Magdalena, ce qui impose près de 150 km de déplacement dextre à l'est de la Basse Californie à l'intérieur du proto-golfe. Ils en concluent que la déformation lors du stade de proto-golfe aurait été accommodée par transtension depuis 12,5 Ma. De plus l'interprétation des profils de sismique réfraction au travers de la ride d'Alarcon montrerait que depuis le proto-golfe l'amincissement de la marge aurait été accommodé par 400 km de déformation purement normale avec une direction NO-SE (e.g. Sutherland et al., 2012). Dans le nord du Golfe de Californie, Gans (1997) et Bennet et al. (2013), proposent qu'une bonne partie de la composante décrochante restante ait été accommodée sans partitionnement par cisaillement dextre transtensif dans le « Gulf Extensional Province » entre 12,5 et 6 Ma (FIGURE 3.12). Ces différents travaux suggèrent qu'une partie de la composante dextre durant le proto-golfe ne soit pas uniquement accommodée sur les décrochements dextres situées à l'ouest de la Péninsule de Basse Californie, mais qu'une partie soit accommodée à l'intérieur même du futur Golfe de Californie par de la transtension.

3.3 Conclusion

Le Golfe de Californie a bénéficié de nombreuses études depuis 40 ans, cependant il reste des controverses majeures quant à son histoire tectonique. L'un des principaux questionnements est l'origine du Golfe de Californie et sa relation avec d'une part, l'arrêt de la subduction et la propagation de la dorsale Est Pacifique et d'autre part avec l'extension régionale Oligo-Miocène associée au Basin and Range Mexicain. De plus lors la première phase de déformation (environ 12-6 Ma), deux hypothèses dont chacune est étayée par diverses études et dont la question n'est pas tranchée, cohabitent sur le partitionnement ou non de la déformation avec soit une ouverture purement normale au sein du Golfe et le fonctionnement de décrochements dextres à l'ouest de la péninsule de Basse Californie, soit un mouvement transtensif quasi-permanent à l'intérieur de la « Gulf Extensional Province » (GEP).

Chapitre 4

Méthodologie scientifique et organisation de la thèse

4.1 Objectifs et cadre de l'étude

L'objectif premier de cette thèse est de comprendre la genèse et l'évolution tectonique d'un système extensif dans un contexte de forte obliquité entre la direction générale du rift et la cinématique des plaques. Ce travail traite ainsi de la dynamique du Golfe de Californie (Figure 4.1), depuis les stades initiaux du rifting et jusqu'au début de l'accrétion océanique. En effet, le Golfe de Californie est l'un des rifts les plus obliques du monde (angle d'obliquité (α) jusqu'à 70). L'étude bibliographique démontre qu'il s'agit d'un système réellement oblique, au sens où l'obliquité de la direction générale du rift relativement au vecteur cinématique n'est pas liée, au niveau des marges, à un ensemble de segments en échelons orthogonaux à la direction cinématique (FIGURES 3.1 et 3.13). Au niveau des marges du Golfe de Californie, les failles subparallèles à l'axe du rift et associées à la phase du « proto-golfe », montrent une forte composante d'extension orthogonale à la direction cinématique, système encore partiellement actif actuellement (FIGURES 2.2, 3.10 et 3.14). Ce n'est manifestement pas le cas dans l'axe du rift, lorsque les systèmes en pull-apart (actuellement en position offshore) se sont mis en place (cf FIGURES 3.1 et 3.13 ; cf Partie 3.2.2). L'intérêt du GOC est également lié au fait qu'il s'agit d'un rift jeune (environ 12 Ma) qui n'a pas encore entièrement atteint le stade d'accrétion océanique. Il s'agit d'un système ultra-dynamique pour lequel la position des axes de primo-accrétion n'est pas stable, avec de fréquents changements dans la position des failles transformantes (cf FIGURE 3.17). En relation avec cette dynamique d'ouverture, il s'agit d'une région de forte sismicité, la sismicité n'étant pas seulement localisée au niveau des segments en accrétion, mais aussi sur les marges elles-mêmes (cf FIGURES 3.14).

L'étude géologique et sismologique présentée dans cette thèse s'est focalisée sur la région sud de la péninsule de Basse Californie (FIGURE 4.1). Cette région présente plusieurs points d'intérêts qui ont justifié son choix :

1. la présence des séries volcano-sédimentaires du Comondu, formées entre 24 et 11 Ma, en particulier dans la région de la Paz, permet d'avoir un regard sur la tectonique contemporaine de la mise en place de ces formations volcaniques acides dans une position d'arc ;
2. la zone d'étude permet d'étudier les phénomènes précoces de l'ouverture du Golfe de Californie en relation avec la propagation au sud de la dorsale Est Pacifique (EPR ; FIGURE 3.15) ;
3. elle est composée de quatre bassins sédimentaires contrôlés par des failles majeures qui sont décrites, pour certaines, comme appartenant au « Main Gulf Escarpment » (FIGURE 3.11) et qui sont donc liées à l'ouverture du Golfe de Californie, tel que le détachement de Los Barriles. Le bassin le plus au sud, le bassin de San José del Cabo (FIGURE 4.1), présente une sédimentation continue du Miocène moyen à l'Actuel. Les séries les plus anciennes sont

décrites comme syn-rifts et caractérisent la phase précoce du rifting qui a été encore peu étudiée jusqu'à maintenant dans cette région ;

4. cette zone enregistre une activité sismique permanente maquée par plusieurs séismes de magnitude supérieure à 6 ces dernières décennies, en particulier au large de l'île Espiritu Santo malgré sa position en contexte de marge passive (FIGURE 3.14).

Par ces différents aspects, cette région de Basse Californie du Sud est d'un intérêt majeur pour comprendre la dynamique d'évolution du rifting oblique depuis les stades précoces de l'extension jusqu'à l'océanisation.

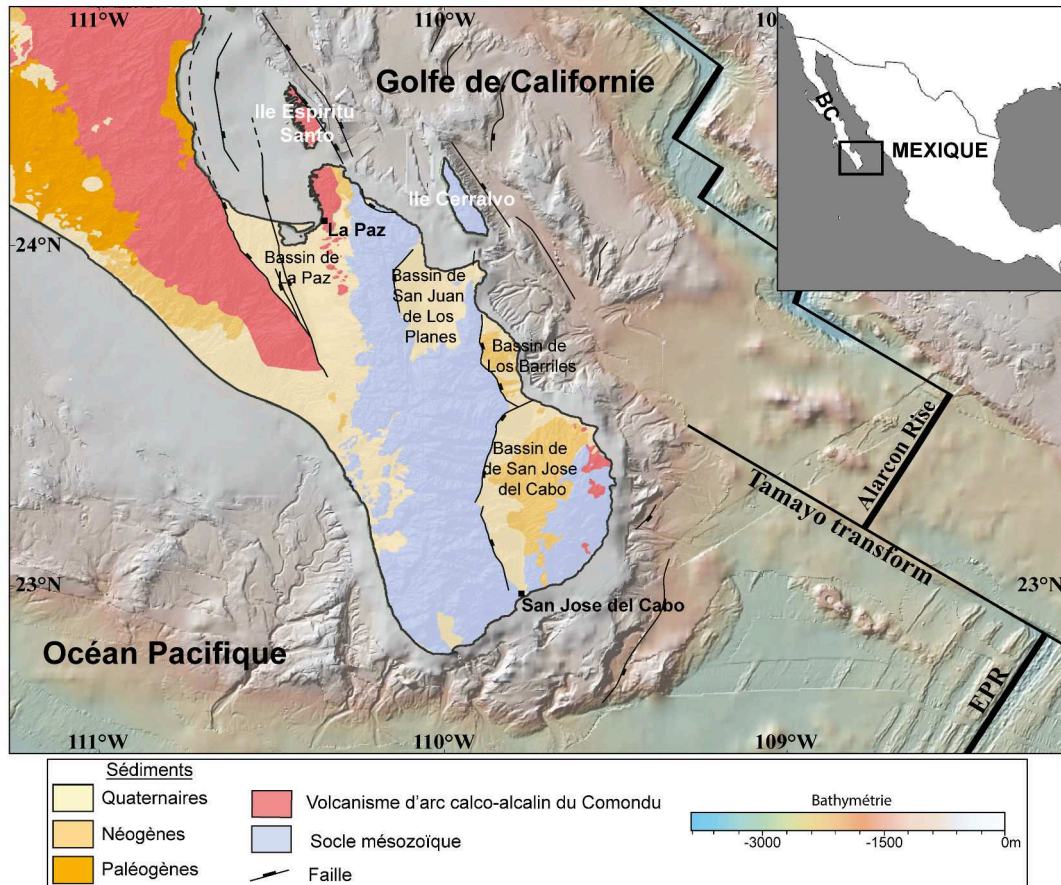


FIGURE 4.1 – Carte géologique de la zone d'étude située à la terminaison sud de la péninsule de Basse Californie (BC, Mexique) et nomenclature des éléments structuraux majeurs. Carte bathymétrique créée à partir de GeoMapApp (<http://www.GeoMapApp.org>; modifiée de Hausback, 1984; Romero et al., 2002; Umhoefer et al., 2014).

4.2 Matériel et méthodes

J'ai mené une étude de terrain approfondie des structures relatives à l'extension afin de caractériser les différentes phases du rifting dans la région de Basse Californie du Sud. L'activité précoce d'une de ces structures a pu être datée par datation ^{40}K - ^{40}Ar sur minéraux dans la zone de faille. Une analyse morphologique de ces structures à partir de MNT a permis de compléter cette étude. En outre, un réseau sismologique terre-mer a été déployé pendant 8 mois dans le bassin de La Paz dans le but d'étudier la micro-sismicité, de caractériser les failles actives, leur géométrie, leur cinématique, ainsi que le tenseur des contraintes actuel au niveau de la marge. L'analyse des terrasses marines soulevées a enrichi ces données en permettant de visualiser la déformation active de la zone à l'échelle du Quaternaire.

Deux missions de terrains ont été effectuées au cours de cette thèse en 2012 (deux semaines) et en 2013 (quatre semaines). La première mission a été principalement consacrée à l'étude structurale du bassin de San José del Cabo (FIGURE 4.1). La seconde mission a permis d'une part de compléter l'étude du bassin de San José del Cabo, et d'autre part d'étudier les déformations de la marge du Miocène à l'actuel dans la région de la Paz, en incluant les formations volcaniques (FIGURE 4.1). Trois autres missions ont été nécessaires au déploiement et au retrait des stations sismologiques et des OBS. Cette étude a été financée par Action Marges. Compte tenu du sujet, mon approche scientifique lors de cette thèse a dû être pluridisciplinaire, la Figure 4.2 synthétise les différentes méthodes utilisées en distinguant ce que j'ai réalisé et ce qui a été délégué.

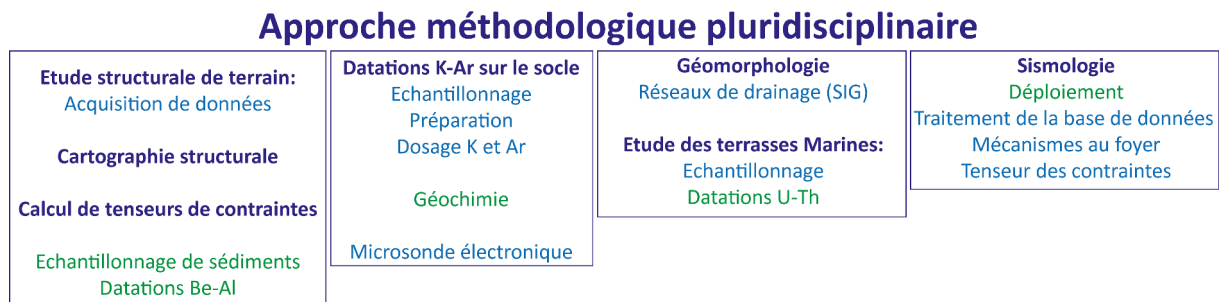


FIGURE 4.2 – Figure synthétisant l'approche méthodologique pluridisciplinaire utilisée pour l'étude de la terminaison sud de la Basse Californie.

4.2.1 Etude tectonique et cartographique

L'acquisition de données de tectonique et de microtectonique sur le terrain a permis localement de reconstituer l'orientation des contraintes principales et de caractériser les régimes tectoniques à partir de l'analyse de populations de failles et de stries observées. Cette étude est venue en complément d'une étude antérieure très détaillée menée dans le bassin de Los Barriles au cours des années précédentes (Geoffroy et Pronost, 2010; Masini et al., en prep.). Pour cela, j'ai utilisé la méthode numérique d'inversion directe INVD d'Angelier et al. (1990) qui a l'avantage de présenter une solution unique pour un jeu de données, en minimisant les écarts angulaires entre strie observée et strie calculée (cette méthode est développée en Annexe A.1).

Outre cette approche micro-tectonique, l'étude litho-structurale des bassins (dispositifs stratigraphiques et structuraux, géométrie des failles principales, variations des facies...), en particulier dans le bassin de San José del Cabo, a permis de compléter les cartes géologiques et structurales existantes.

4.2.2 Géomorphologie et datations U-Th

J'ai essentiellement analysé la géométrie spatiale du réseau de drainage et la topographie associée au massif à l'ouest du bassin San José del Cabo afin de déterminer l'impact de l'activité de la faille bordière sur la morphologie du massif. Pour cela j'avais à ma disposition deux MNT (Aster 30 m et SRTM 90 m). Cette étude a été réalisée à l'aide de systèmes d'information géographiques (Arcgis, Global Mapper et River Tool) afin d'extraire, notamment, le réseau de drainage. Des vallées sèches et zones de captures ont été cartographiées. Des profils topographiques ont complété l'analyse.

En outre, lors de la première mission de terrain, j'ai pu étudier cinq terrasses marines situées en bordures des bassins de Los Barriles et de San José del Cabo afin de déterminer les taux de soulèvements quaternaires et de détecter des variations spatiales du soulèvement en relation avec l'activité des failles de la marge. Ces données complètent celles d'études antérieures dans la même région (Squires, 1959; Ortlieb, 1991; Sirkin et al., 1990; Muhs et al., 1992; Halfar et al., 2001; DeDiego-Forbis et al., 2004; Umhoefer et al., 2014). La hauteur maximale des dépôts a été mesurée par télémétrie laser en tenant compte de la marée. Des échantillons ont été prélevés

sur quatre d'entre elles, et ont pu être datés par la méthode de datation ^{234}U - ^{230}Th sur des coquilles fossiles. Bassam GhalebLe du laboratoire de radiochronologie GEOTOP à l'Université du Québec à Montréal a réalisé les datations. Les terrasses marines, formées par l'érosion marine, se mettant généralement en place au cours des hauts niveaux marins (Pedoja et al., 2014) et les âges U/Th ont ainsi été corrélés avec les stades interglaciaires (MIS). Des corrections eustatiques ont été ensuite apportées aux altitudes mesurées afin de pouvoir obtenir les taux de soulèvement côtiers finaux.

4.2.3 Datations ^{40}K - ^{40}Ar et analyses géochimiques

Les datations ont été réalisées sur les installations de géochronologie de l'UMR 6538 situées sur le campus de l'Université de Bretagne Occidentale. Six échantillons ont été datés sur roche totale et minéraux (méthodologie en Annexe A.2). L'intégralité des préparations et des analyses de datation géochronologique ont été faites par moi-même sous la supervision du Pr. H. Bellon.

Ces datations ont été accompagnées d'analyses chimiques en éléments majeurs et traces qui ont été réalisées par Cécile Liorzou par ICP-AES (UMR 6538). J'ai complété cette étude par des analyses chimiques ponctuelles et des cartographies chimiques qualitatives par microsonde électronique sur les lames minces de ces mêmes échantillons. Ces analyses ont été réalisées à la plate-forme technologique « Microsonde Ouest » (CNRS/IUEM-Ifremer) avec l'aide de Jessica Langlade.

4.2.4 Sismologie

Le déploiement continu pendant huit mois de stations sismologiques et d'OBS s'est fait en collaboration avec le CICESE de la Paz (collaboration avec le Pr. R. Ortega Ruiz et son équipe technique). Les six stations à terre ont été déployées de juin 2012 à Janvier 2014. La gestion des stations a été confiée pendant la phase d'acquisition. Toujours en collaboration avec le CICESE-La Paz, trois OBS ont été déployés entre le 19 et le 20 juillet par R. Daniel de l'IPGP, dont un dont les données n'ont pu être récupérées. Nous avons pu accéder aux données (partielles ou complètes) de trois autres stations appartenant au CICESE.

L'extraction et la création de la base de données a été faite avec l'aide de J. Perrot, maître de conférence au LDO. Cette base de données comporte plus de 6000 détections. J'ai pointé avec le logiciel SEISAN environ 840 événements dont j'ai pu extraire une trentaine de mécanismes au foyer de qualité moyenne à très bonne et calculer un tenseur des contraintes.

4.3 Plan du mémoire

Mon travail est structuré en quatre parties et annexes :

1. Introduction-Problématiques
2. Evolution tectonique précoce et ouverture du Golfe de Californie
3. Déformation active en Basse Californie du Sud
4. Discussion et Conclusion

Partie 1 : L'introduction évoque le contexte thématique des marges passives et spécifiquement celui des marges obliques, le contexte géodynamique et géologique du Golfe de Californie, ainsi que le cadre de cette étude et ses problématiques scientifiques précises.

Partie 2 : Cette partie comprend trois chapitres qui traitent des différentes déformations observables dans la zone étudiée depuis le Miocène. Le premier chapitre est consacré à la déformation syn-arc observable dans la formation du Comondu. Dans la seconde partie est présentée une publication publiée dans *Tectonics*, « Miocene detachment faulting predating EPR propagation : Southern Baja California ». Cet article, qui correspond à une partie importante de mon travail de thèse, expose les résultats obtenus sur le bassin de San José del Cabo et

montre la relation qui existe entre l'évolution précoce de ce bassin, la marge passive et le système oblique du Gilfe de Californie, avec la propagation vers le nord-est de la dorsale Est Pacifique. La « supplementary information » est présentée en Annexe A.3. Le dernier chapitre s'attache à caractériser les principales structures associées au « Main Gulf Escarpment » et à l'ouverture du Golfe de Californie.

Partie 3 : Cette partie se concentre sur l'étude de la déformation récente (Quaternaire) et active. Dans un premier chapitre, je présente des évidences de structures (failles réactivées, terrasses marines...) démontrant une activité quaternaire importante de la marge de Basse Californie du Sud. Dans le second chapitre, je présente les résultats obtenus à partir de l'étude de la micro-sismicité mais aussi l'interprétation que j'en fais sur les mécanismes actuels de déformation de la marge. Cette présentation se fait sous forme d'un article en soumis à GRL (Geophysical Research Letters).

Partie 4 : Cette partie de discussion synthétise tout d'abord l'histoire tectonique de la Basse Californie du Sud telle que j'ai pu la reconstituer sur une période de 20 Ma. Je replace cette histoire nouvelle et inédite dans le contexte des hypothèses débattues sur l'ouverture du GOC. En allant plus loin, je reviens sur les modèles d'ouverture oblique en confrontant données et théories.

Annexes A : Je détaille ici la méthode d'inversion des contraintes utilisée et la manière de traiter les populations de failles avant inversion.

Annexes B : Dans cette partie sont précisées les techniques d'analytiques mises en œuvre pour les datations ^{40}K - ^{40}Ar des échantillons.

Annexes C : Cette annexe correspond la « supplementary information » du papier publié dans Tectonics « Miocene detachment faulting predating EPR propagation : Southern Baja California » et présenté au Chapitre 6.

Annexes D : Dans cette partie est présentée la méthodologie utilisée pour calculer les mécanismes au foyer et le tenseur de contrainte.

Annexes E : Cette annexe comprend la « supplementary information » du papier du Chapitre 9, « An active continental detachment fault in Baja California Sur ? ».

Deuxième partie

Evolution tectonique précoce du Golfe de Californie

Chapitre 5

Expression de la déformation précoce du Golfe de Californie dans les formations volcano-sédimentaires du Comundu

5.1 Introduction

La région de La Paz est marquée par la forte présence des formations volcaniques de l'arc du Comundu (FIGURE 5.1) qui a fonctionné dans cette région entre 24 Ma et 11 Ma (Hausback, 1984). Cet arc se compose d'unités volcano-sédimentaires interprétées comme des dépôts de bassin d'arrière arc et de volcanisme d'arc dont la mise en place a immédiatement précédé l'ouverture du Golfe de Californie (Hausback, 1984 ; Umhoefer et al, 2001 ; Umhoefer, 2011). La tectonique d'ouverture du Golfe de Californie au Miocène supérieur est associée entre autre à la mise en place de la faille de la Carrizal, faille majeure orientée NO-SE qui recoupe les formations du Comundu et qui contrôle la géométrie du bassin de La Paz (FIGURE 5.1 ; Umhoefer et al., 2014).

Les formations du Comundu sont composées de séries gréseuses à conglomératiques où s'intercalent des ignimbrites rhyolitiques, coulées andésitiques et avalanches de débris. La séquence supérieure ne présente pas de déformation, en revanche dans la séquence inférieure, Hausback (1984) puis Clarens (2006) ont mis en évidence qu'il existait une déformation syn-dépôt. L'objectif de cette partie est de mieux contraindre et comprendre cette déformation anté-rift. Pour cela, notre étude s'est concentrée sur la région proche de la faille de la Carrizal (FIGURE 5.1).

5.2 Unités lithologiques

L'ensemble de la couverture sédimentaire et volcano-sédimentaire recouvre en discordance le socle pré-tertiaire. J'ai fait le choix de conserver la stratigraphie de Hausback (1984) car elle est la plus complète sur notre zone d'étude pour les formations volcano-sédimentaires.

La série sédimentaire paléogène débute par la formation de Tepetate qui est constituée d'arénites indurées stratifiées et riches en foraminifères (FIGURE 5.2). Elle repose en discordance sur le socle pré-tertiaire (Hausback, 1984). Elle serait d'âge Eocène inférieur à moyen. Suit ensuite en discordance, la formation San Gregorio qui s'étend géographiquement de la région de la Purisma (26N ; FIGURE 3.5) jusqu'à la sierra la Giganta (FIGURE 5.1). Son épaisseur varie du sud au nord d'environ 120 m à 72 m. Elle s'est déposée en contexte d'estuaire au sud et en milieu marin plus profond (1500 à 2000 m de profondeur) au nord (McLean et al, 1984). Cette formation est constituée en des grés riches en particules volcano-clastiques, diatomées, ostracodes et pellets phosphatiques. Les fragments volcano-clastiques proviennent de l'arc de la Sierra Madre occidentale (Hausback, 1984). L'âge de la formation est Oligocène supérieur à Miocène inférieur.

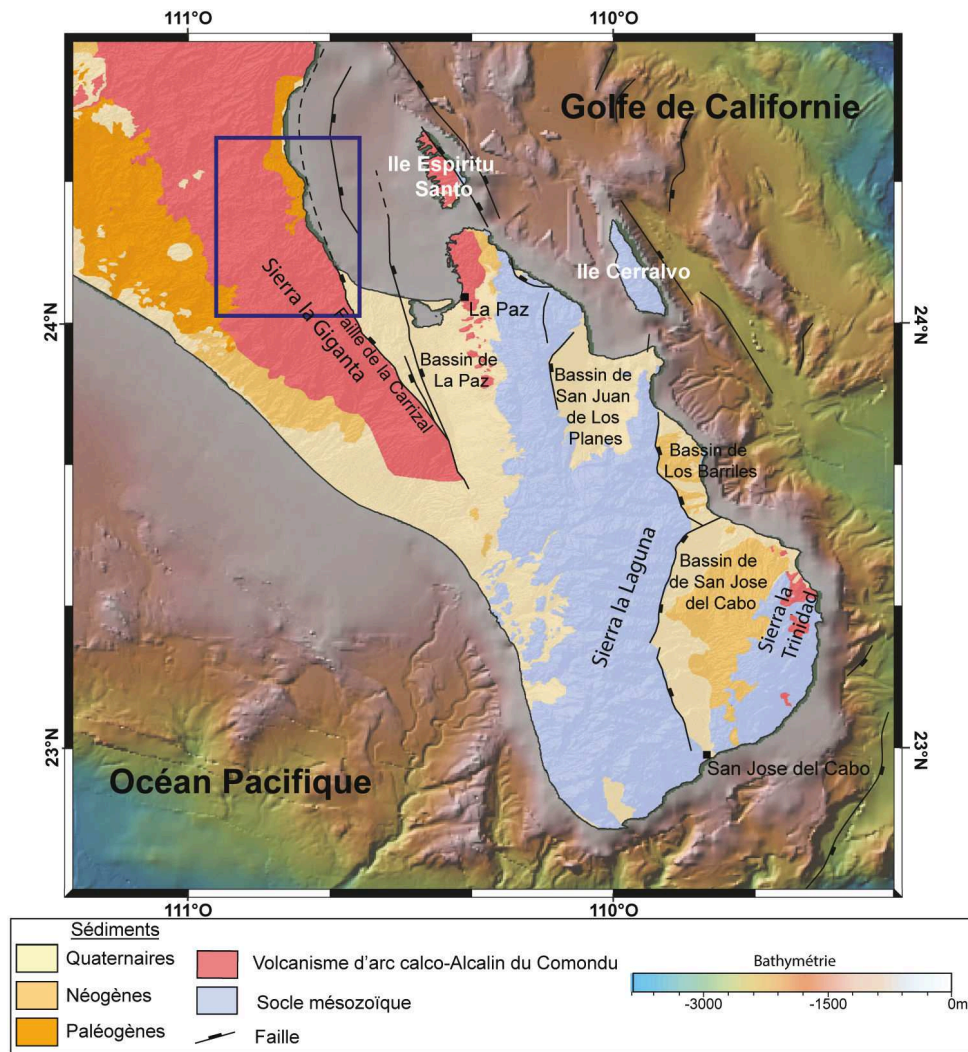


FIGURE 5.1 – Carte géologique simplifiée de la région d'étude (modifiée de Hausback, 1984; Ronero et al., 2002; Umhoefer et al., 2014 et bathymétrie de GeoMapApp (<http://www.GeoMapApp.org>)). Le cadre bleu représente la localisation de la FIGURE 5.2.

Hausback (1984) y a daté par la méthode K-Ar sur biotite des tufs rhyolitiques intercalés à 23,4 et 27,2 Ma.

La formation Isidro marque le début de l'intensification du volcanisme dans la région (Heim 1922, Hausback, 1984). Dans la région de San Juan de la Costa (FIGURE 5.2), son épaisseur est de 37 m, elle se compose de limons, de sables coquillés, de conglomérats et de tufs volcaniques verts. Dans la région de la Purisma, son épaisseur est de plus de 80 m, elle est constituée de tufs arénitiques jaunes à marrons à fossiles tels que des lamellibranches, des gastéropodes ou des barnacles. Cette formation serait d'après Hausback (1984) l'équivalent marin des formations du Comondu. Clarens (2006) a montré que la sédimentation entre les formations Isidro et San Gregorio est continue et que ces deux unités correspondraient à une même séquence sédimentaire divisée en deux paraséquences progradantes de « fan delta », dont la formation Isidro représenterait la séquence la plus marine et qui traduirait l'évolution de la marge et plus précisément marquerait une période de subsidence en réponse à la subduction de la plaque Pacifique.

Les formations volcano-sédimentaires du Comondu se développent au-dessus de la formation Isidro. La transition entre les deux formations est graduelle (Hausback, 1984) et est difficile à déterminer. Elle a été datée du Miocène inférieur entre 25,4 et 22 Ma dans la région de la baie de La Paz, et du Miocène inférieur à moyen, entre 23,4 et 14,5 Ma dans la région de La Purisma (Hausback, 1984). On trouve la formation du Comondu en continu de la région de La Paz à la région de la Purisma, puis au nord en discontinu et de l'autre côté du Golfe de

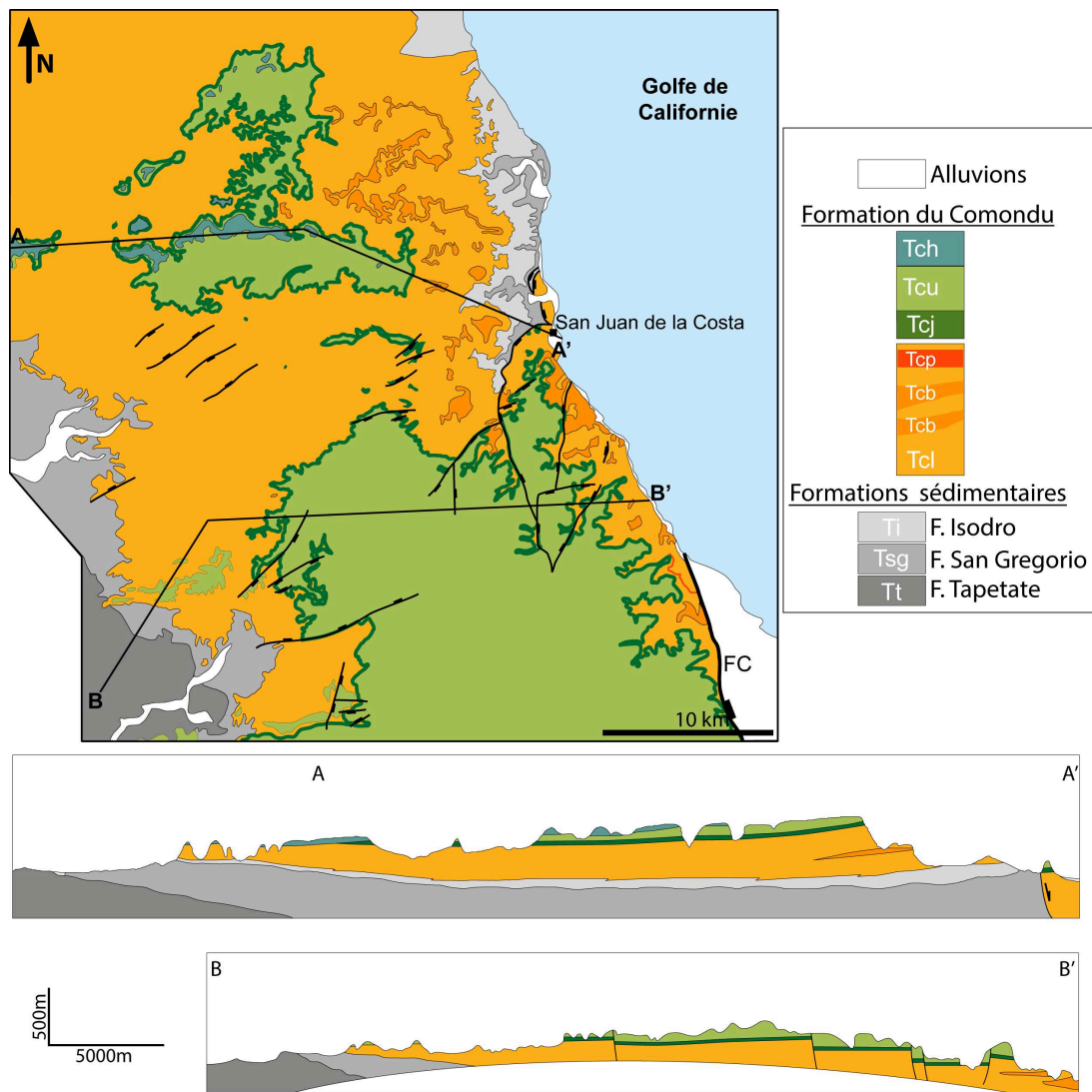


FIGURE 5.2 – Carte et coupes géologiques de l’ouest de baie de La Paz (d’après Hausback, 1984). La formation Isodro (Ti), peu épaisse n’est pas cartée au sud-ouest de la carte et est incluse à la formation inférieure du Comondu (Tcl). Seule la base des tufs de San Juan (Tcj) est cartée, le reste est inclus à la formation supérieure (Tcu). FC : Faille de la Carrizal. L’âge des différentes unités est présenté sur la FIGURE 5.4. Localisation de la carte sur la FIGURE 5.1.

Californie. Au sud de La Paz, on l’observe uniquement dans la Sierra Trinidad (FIGURE 5.1). Hausback (1984) estime que cette formation a une épaisseur de 1500 m ou plus. Dans le bassin de Loreto, la séquence aurait pour épaisseur 1,5 à 2 km en prenant en compte les formations du Comondu, Isidro et San Gregorio (« Comondu Group » ; Umhoefer et al., 2001).

La formation du Comondu est constituée de faciès de « fan-delta » avec des conglomérats proximaux passant à des faciès plus distaux de grès fins où viennent s’intercaler des faciès volcaniques traduisant l’influence et le contrôle de l’activité volcanique dans la région de La Paz (Hausback, 1984 ; Clarens, 2006).

Dans notre région d’étude, la Sierra Giganta (FIGURES 5.1 et 5.2), la partie inférieure de la série, nommée Tcl (FIGURE 5.3), puissante d’environ 450 m, est caractérisée par des grès fins et des conglomérats granoclassés composés de matériaux d’origine volcanoclastique. Elle est érodée par quatre coulées pyroclastiques (ignimbrites) et par deux brèches andésitiques (Tcb ; Hausback, 1984). Ces dernières sont interprétées aujourd’hui comme des avalanches de débris. La plus récente a été nommée formation de Heim par Clarens (2006 ; FIGURE 5.4). Chronologiquement apparaît donc une première avalanche de débris, datée entre 22,7 1,7 Ma et 23,9 0,7 Ma (FIGURE 5.4) puis trois coulées ignimbristiques, recoupée, pour la plus récente, par

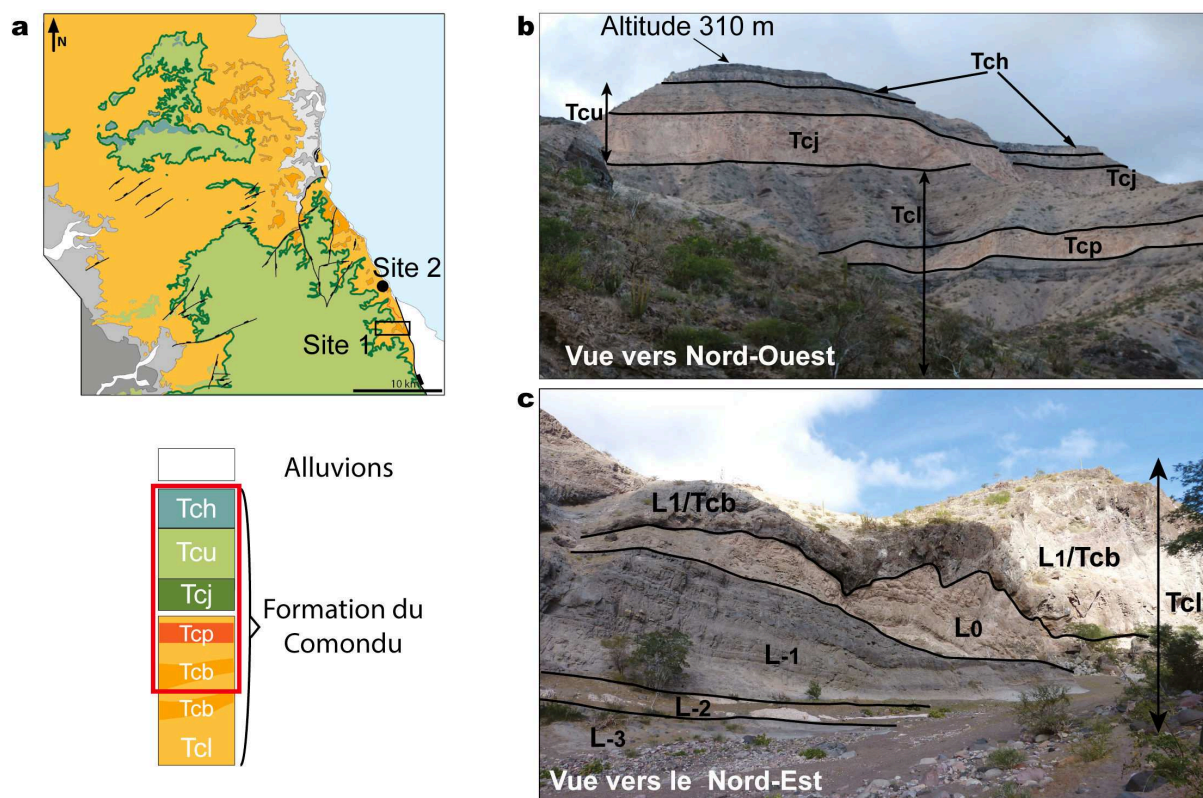


FIGURE 5.3 – (a) Localisation du site 1 et unités observables sur le site. Le cadre rouge montre les formations observées. (b) Vue sur les unités supérieures de la formation du Comondu. (c) Vue sur l'unité Tcl moyenne avec les noms donnés aux différentes unités.

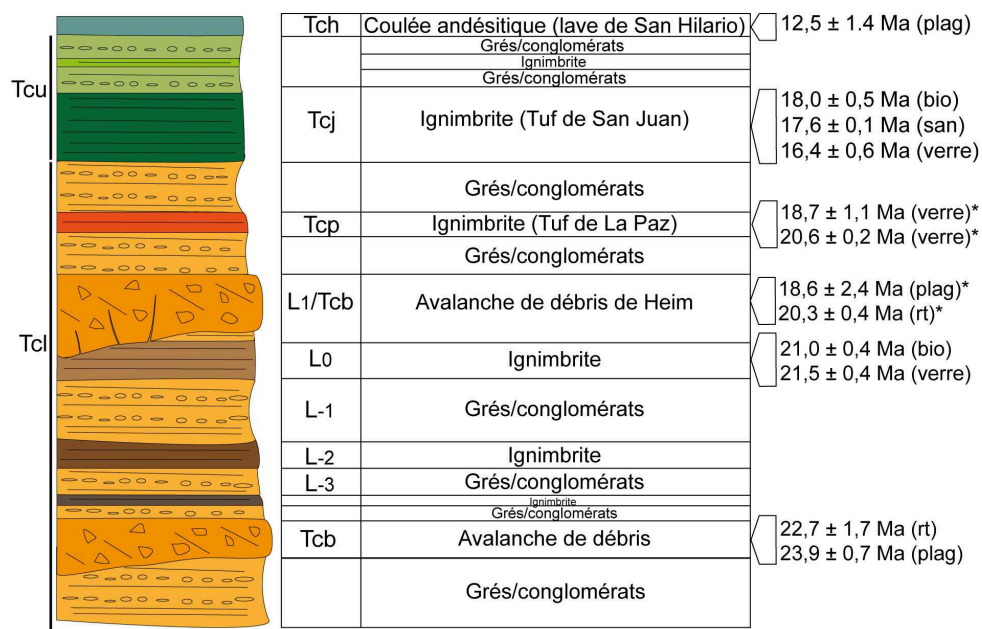


FIGURE 5.4 – Log stratigraphique des unités observées dans le canyon de Los Reyes (Site 1 localisé sur la FIGURE 5.3a) d'après la stratification proposé par Hausback (1984) et les dénominations supplémentaires. Les âges sont obtenus par datation K-Ar sur minéraux, verre ou roche totale (Hausback, 1984; plag : plagioclase; bio : biotite; san : sanidine; rt : roche totale). Les datations accompagnées d'un astérisque proviennent de corrélations stratigraphiques avec des échantillons de la région proche de La Paz.

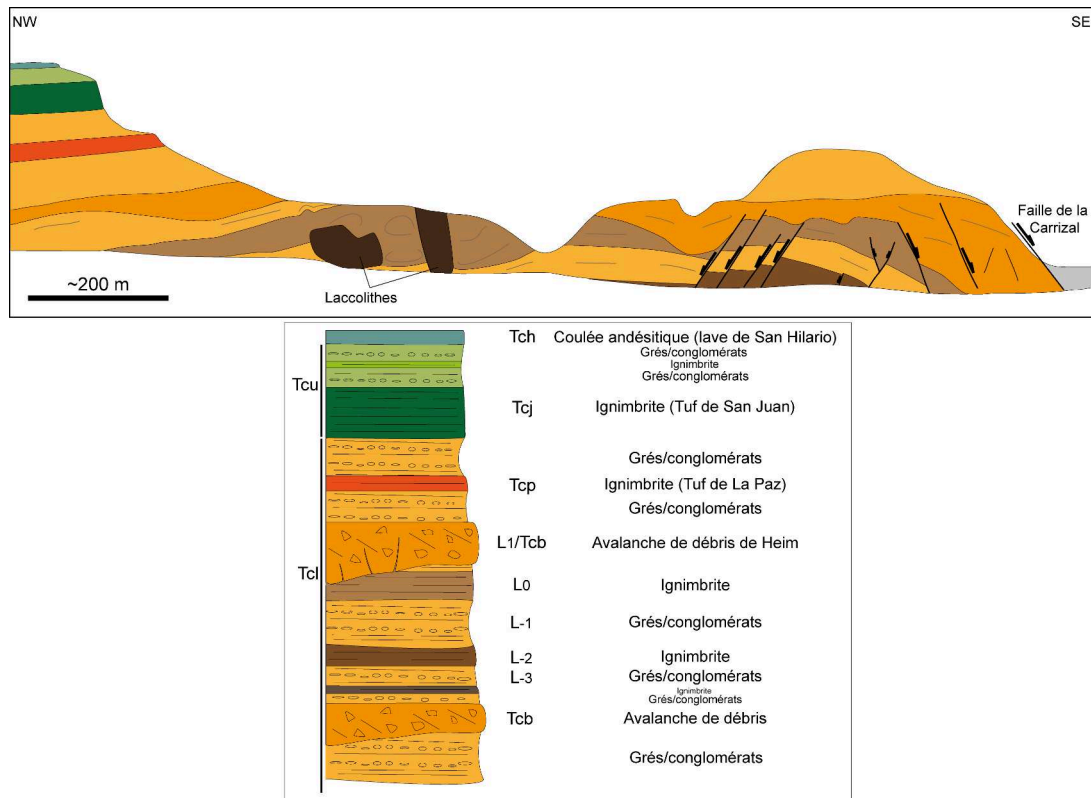


FIGURE 5.5 – Coupe et log synthétique du Canyon de Los Reyes (Site 1 localisé dans la FIGURE 5.3a).

la seconde avalanche de débris de Heim (FIGURE 5.4).

Dans nos deux sites d'études tectoniques, correspondant à deux canyons orientés globalement SO-NE (site 1 : Canyon de Los Reyes, et plus au nord Site 2; FIGURE 5.3a), on observe la série du Comondu à partir des dépôts sédimentaires intercalés entre la première et la deuxième ignimbrite et la deuxième et la troisième ignimbrite respectivement pour les sites 1 et 2. Par facilité pour la suite, nous avons dénommé la deuxième ignimbrite « L₋₂ », la troisième ignimbrite « L₀ » et l'avalanche de débris la plus récente « L₁ » (FIGURES 5.3 à 5.5). Les ignimbrites se caractérisent par une couleur rose à orangée, et une épaisseur à l'affleurement variable ; le maximum d'épaisseur observé pour L₋₂ est d'environ deux mètres et de moins de dix mètres pour L₀. D'après nos observations, l'écoulement aurait été d'orientation NE-SO mais nous ne pouvons généraliser. L'ignimbrite L₀ est datée entre 21,0 ± 0,4 Ma et 21,5 ± 0,4 Ma (Hausback, 1984 ; FIGURE 5.4). L'avalanche de débris L₁ est composée d'éléments anguleux centimétriques à métrique dans une matrice fine. L'épaisseur maximum observée dans le canyon de Los Reyes est d'environ 40 m. On peut observer des filons clastiques de matériaux boueux remaniés (ignimbrite L₀ pour l'essentiel) injectés dans sa partie inférieure (FIGURE 5.6). La base des dépôts, largement visible, présente des injections verticales à sub-verticales, de quelques centimètres à quelques décimètres d'épaisseur, et pouvant atteindre 10 m de long . Cette avalanche de débris n'est pas datée dans la région de la Giganta, cependant Hausback (1984) puis Clarens (2006) ont montré par corrélation stratigraphique que cette avalanche était la même que celle présente au nord de La Paz où elle est datée entre 18,6 ± 2,4 Ma et 20,3 ± 0,4 Ma (Hausback, 1984 ; FIGURE 5.4). L'ignimbrite dite « tufs de La Paz », la plus puissante du Tcl, présente une épaisseur de 15 m d'épaisseur dans la Sierra Giganta et jusqu'à 37,5 m au nord de La Paz, où elle est datée à entre 18,7 ± 1,1 Ma et 20,6 ± 0,2 Ma (Hausback, 1984), Clarens (2006) estime qu'elle correspond à un volume total émis dans la région de la Giganta d'environ 14 km³. Localement ces unités sont perturbées par des laccolithes basaltiques de dimension pluri-décamétriques qui entraînent des mouvements de masse importants dans la série volcano-sédimentaire visibles par de beaux contacts lobés (FIGURE 5.7). Ces contacts suggèrent une mise en place de ces intrusions dans



FIGURE 5.6 – Exemple d’un filon clastique injecté de matériaux remaniés du substratum à la base du dépôt de l’avalanche de débris (L_1).

un sédiment encore riche en eau et non induré, les formations impliquées sont au moins les ignimbrites L_0 et L_{-2} , en revanche, nous n’avons pu observer si ces intrusions recoupent ou non l’avalanche de débris.

La partie supérieure du Comondu (Tcu ; FIGURES 5.2, 5.3b, 5.4 et 5.5), puissante d’une centaine de mètres dans notre zone d’étude, présente elle aussi une alternance entre des grès et conglomérats d’origine volcanoclastique et des ignimbrites. Cependant le volume des ignimbrites par rapports aux sédiments est plus important. Cette série débute par une séquence de téphra blancs surmonté par l’ignimbrite la plus épaisse de la région, dite « tuf de San Juan » (Tsj ;

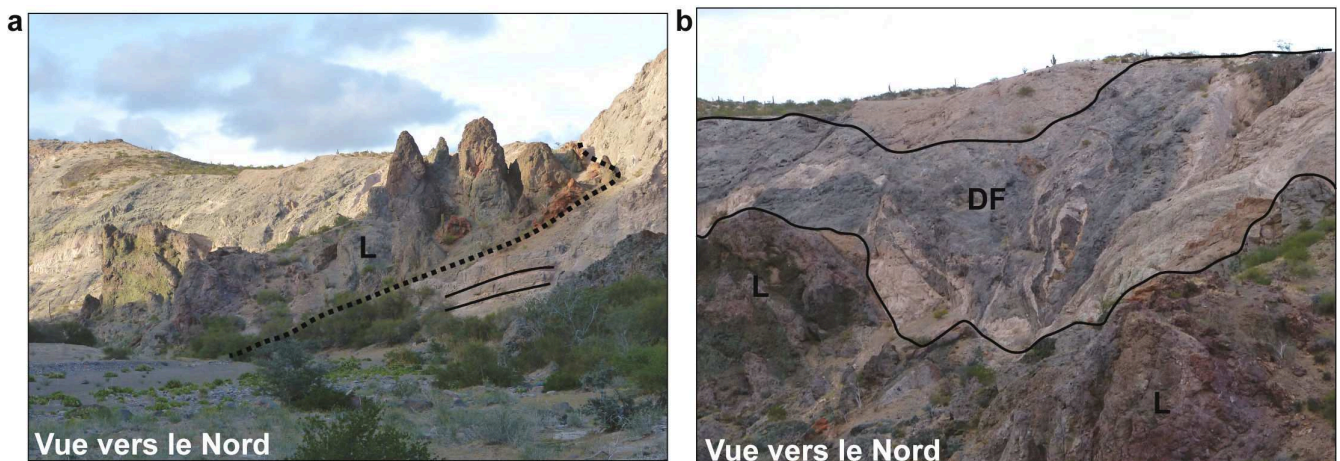


FIGURE 5.7 – Intrusions de laccolithes basaltiques (L) entraînant des déstabilisations des séries sédimentaires (DF) antérieures au tuf de La Paz.

FIGURES 5.2, 5.3b et 5.5), dont la puissance dans la région de la Giganta est de 50 m et elle atteint 108 m sur l'île d'Espiritu Santo (FIGURE 5.1), pour un volume respectif de 47 km³ et 8,5 Km³ (Clarens, 2006). Cette formation est datée par Hausback (1984) à 16,4-0,6 Ma et 18,0-0,5 Ma (FIGURE 5.4). Le tuf de San Juan est suivi par un épisode sédimentaire entrecoupé par une coulée ignimbritique de dimension plus modeste (FIGURE 5.4).

L'ensemble est recouvert par une coulée andésitique, les laves de San Hilario (Tch; FIGURES 5.2, 5.3b, 5.4 et 5.5) qui sont datées à 12,5-1,4 Ma et qui marquent la fin de l'activité de l'arc du Comondu dans la région de La Paz. L'ensemble des tufs représente environ 20% du log stratigraphique de la région de la Sierra Giganta.

5.3 Caractéristiques de la déformation syn-arc

Les formations supérieures du Comondu ne présentent pas de déformation postérieure à leur mise en place; en revanche Hausback (1984) montre qu'il existe des évidences de déformation syn-dépôt au sein de la formation du Comondu. Il note la présence de discordances angulaires dans les séquences de grès et de tufs. Il existe aussi une déformation probablement syn-sédimentaire et relativement chaotique qui comprend le détachement de blocs le long de failles planes avec une direction de déplacement NE-SO. Une étude plus récente (Clarens, 2006) a montré que la déformation syn-dépôt se situe essentiellement sous l'avalanche de débris L₁, en accord avec nos observations (FIGURES 5.3 et 5.4); cette déformation affecte les dépôts gréseux et conglomératiques et les ignimbrites. Il note aussi la présence de slumps reprenant les formations pyroclastiques illustrant une déstabilisation de pente liée au basculement de blocs le long de failles normales avec un écoulement des dépôts vers le sud-ouest. L'activité serait contrôlée par des failles de direction NO-SE et NE-SO marquant un début de jeu extensif, formant des grabens et demi-grabens.

Notre étude s'est concentrée sur deux talwegs profonds entaillés dans le mur de la faille de la Carrizal (FIGURE 5.1), où des déformations syn-volcaniques dans la série Tc1 appartenant à la formation du Comondu ont été observées (FIGURE 5.2; Hausback, 1984).

5.3.1 Site 1

Le premier site de notre étude se situe dans le Canyon de Los Reyes qui expose une bonne partie du Tc1 (FIGURES 5.3 et 5.5) et dont sa terminaison avale est affectée par la faille du Miocène supérieur de la Carrizal (FIGURES 5.2 et 5.3a).

On observe dans ce canyon une déformation extensive antérieure à l'avalanche de débris. En effet, de nombreuses failles sont scellées par L₁ (FIGURE 5.8). Ces failles affectent les ignimbrites L₀ et L₋₂. Elles ont une orientation N-S à NNO-SSE. La plupart d'entre elles montrent un décalage faible, du centimètre au mètre, cependant plusieurs d'entre elles sont de plus grande dimension et ont un décalage décamétrique (FIGURE 5.8a).

Dans ce site, nous avons observé peu d'indices de déformation syn-sédimentaire. La FIGURE 5.9 montre néanmoins une faille normale fortement atténuée vers le haut qui présente un décalage vertical d'environ 20 cm et qui décale des bancs gréseux et conglomératiques appartenant à L₋₂. Les bancs appartenant au toit de la faille montrent une épaisseur plus importante que ceux du mur ce qui laisse à penser que cette faille pourrait être contemporaine de la sédimentation ou qu'il y a eu un décalage horizontal de bancs gréseux à épaisseur variable (le pendage de faille étant proche de la verticale, il peut s'agir d'une faille à composante décrochante).

Pour finir, la sortie du canyon montre une paléo-topographie plane qui est clairement drapée par l'avalanche de débris L₁ (FIGURE 5.10). Cette paléo-topographie très marquée dans le paysage marque la transition entre la topographie de l'arc du Comondu et la topographie basse de la baie de La Paz (FIGURE 5.1). Elle pourrait être interprétée comme le paléo-plan d'une faille majeure à pendage vers l'est, dont l'activité serait antérieure à L₁.

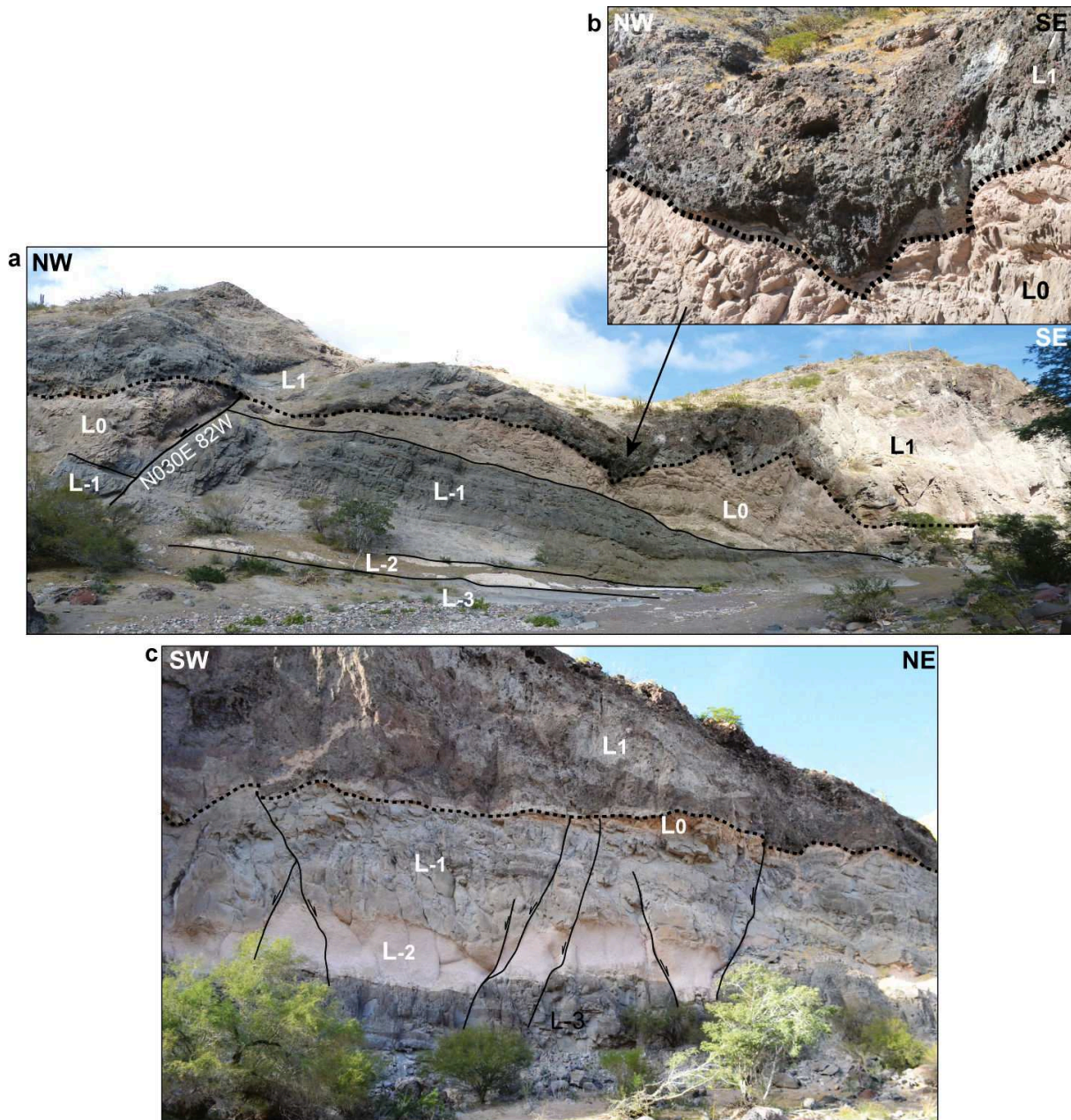


FIGURE 5.8 – Déformation affectant les ignimbrites L_0 et L_{-2} . L’avalanche de débris L_1 s’est déposée en discordance sur L_0 (a et b), qu’elle érode localement de manière importante (c). Les failles affectant les ignimbrites sont systématiquement scellées par l’avalanche de débris L_1 .

5.3.2 Site 2

Le site 2 se situe dans un talweg incisant la formation du Comondu (FIGURE 5.11a). L’affleurement principal de ce site présente différents types et directions de déformation. Les différents plans d’observation de l’affleurement ne sont parfois pas idéalement orientés pour les étudier.

Sur cet affleurement, on observe des unités faillées appartenant au Tc1 (FIGURES 5.4 et 5.11) : chronologiquement, dans la partie ouest de l’affleurement, à la base se développent des bancs silteux à gréseux blancs (L_{-1} ; FIGURES 5.11b, 5.11c et 5.12), puis l’ignimbrite L_0 orange plurimétrique et enfin l’avalanche de débris L_1 reposant sur l’ensemble. Dans la partie est, sous l’avalanche de débris discordante, l’affleurement montre plusieurs unités sédimentaires composées de bancs gréseux à conglomératiques ayant une granulométrie de l’ordre du centimètre maximum alternant avec des unités ignimbritiques métriques à infra-métriques (FIGURES 5.11b, 5.11c et 5.13b). Ces unités sont faillées, plissées et discordantes entre-elles. L’ensemble est chapoté par

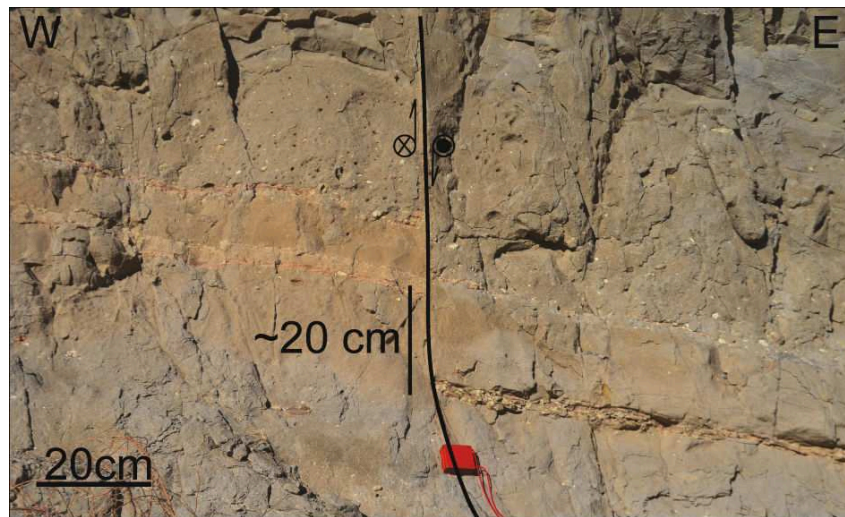


FIGURE 5.9 – Faille normale située dans L_{-1} qui s’atténue fortement vers le haut et qui décale des bancs gréseux à conglomératique montrant une variation d’épaisseur de part et d’autre de celle-ci. Les bancs appartenant au toit de la faille montrent une épaisseur plus importante que ceux du mur ce qui laisse à penser que soit cette faille pourrait est contemporaine de la sédimentation, soit cette faille a une composante décrochante qui décalerait horizontalement le banc gréseux à épaisseur variable.

une terrasse alluviale (T_a) plus récente (FIGURES 5.11b et c). On observe deux déformations successives au niveau de cet affleurement :

1. la première est une déformation en extension. Cette déformation se caractérise par des failles de petite dimension affectant les formations L_0 et L_{-1} surtout dans la partie ouest de l’affleurement (FIGURES 5.11b, c et 5.12). Cette déformation n’affecte pas la formation L_1 , celle-ci s’est déposée en discordance en épousant une paléo-topographie contrôlée par les failles normales antérieures (FIGURE 5.12). De plus cette déformation syn-sédimentaire est accompagnée de plis hydroplastiques (FIGURE 5.14a), décimétriques à métriques dans l’ignimbrite L_0 ainsi que des figures d’échappements entre les sédiments L_{-1} et l’ignimbrite L_0 (FIGURE 5.14b). Ceci témoigne que la déformation des sédiments est précoce avec une circulation de fluide importante. Cette déformation extensive est aussi exprimée par un magnifique éventail syn-sédimentaire associé à de nombreuses discordances intra-dépôts et



FIGURE 5.10 – Potentiel paléo-plan de faille majeure recouvert par l’avalanche de débris L_1 , situé à la terminaison du canyon de Los Reyes

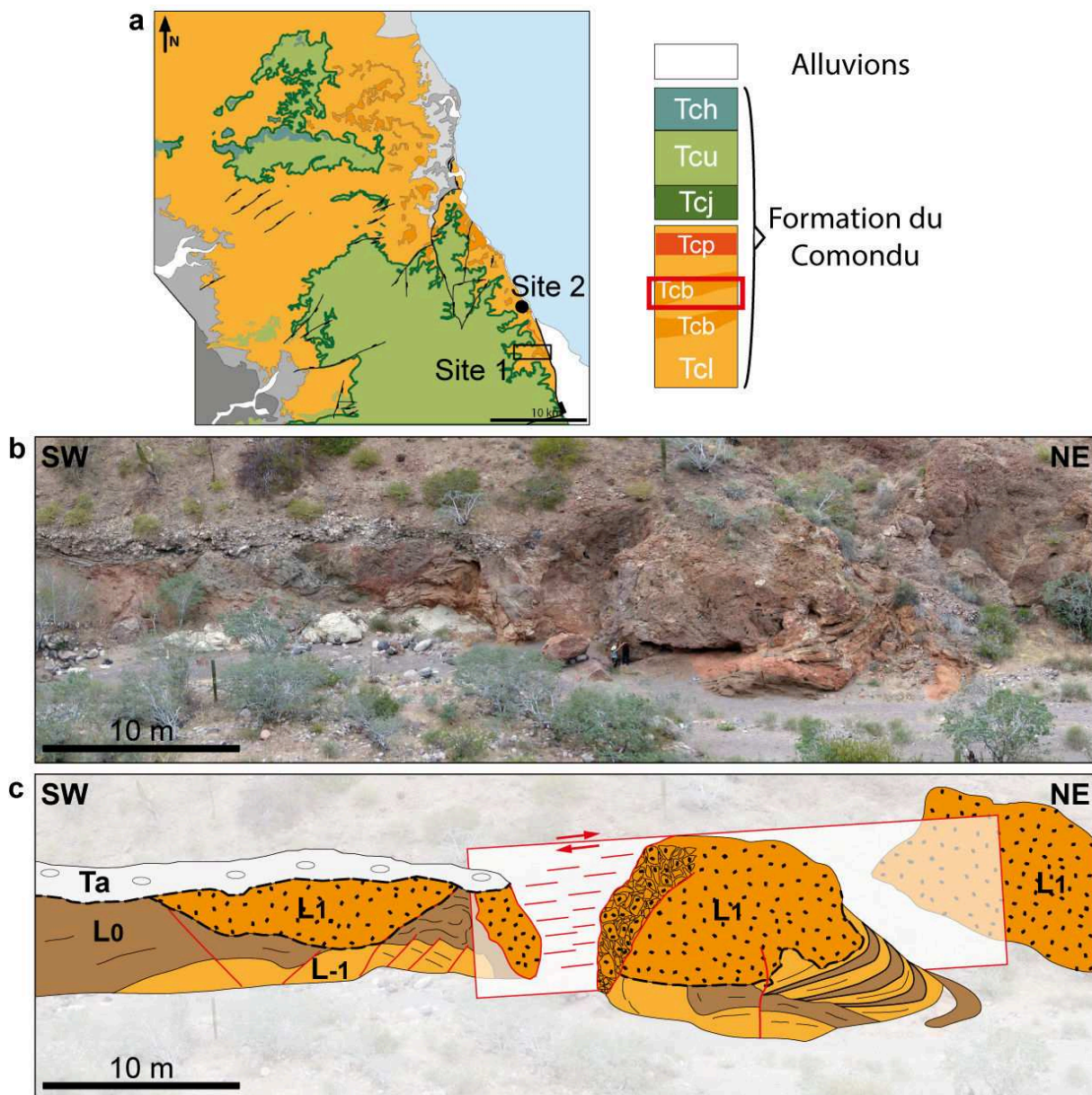


FIGURE 5.11 – Déformation du site 2. (a) Localisation du site 2 et unités lithologiques affectées par la déformation (entouré en rouge). (b) et (c) Photo générale de l'affleurement et son interprétation. Les unités L_1 , L_0 et L_{-1} appartiennent à la formation du Comondu. Ta : Terrasse alluviale.

un épaissement des unités vers la faille normale majeure au NE (FIGURE 5.13).

- la seconde déformation est décrochante avec la présence d'une faille majeure dextre séparant les unités des parties ouest et est (FIGURES 5.11c et 5.15). La faille présente une structure en fleur avec une zone de déformation métrique où la brèche de faille est composée d'éléments provenant de l'avalanche de débris L_1 . Le plan majeur encore visible est sub-vertical avec une orientation N030E (FIGURES 5.11b et 5.11c). Ce système décrochant affecte l'ensemble des unités du Comondu visible sur cet affleurement et reprend l'emplacement de certaines failles normales qu'il déforme.

La chronologie entre ces deux « phases » de déformation est clairement exposée. En effet la déformation extensive est syn-sédimentaire, contemporaine de la mise en place des unités L_0 et L_{-1} ; ceci est montré par le fait que les failles sont surmontées systématiquement par la discordance de L_1 au travers de laquelle elles ne se prolongent pas (FIGURE 5.12). Par ailleurs les décrochements affectent L_1 qu'ils « bréchifient » au contact (FIGURE 5.15).

La FIGURE 5.15 montre les différentes étapes de la déformation. On peut y voir une faille

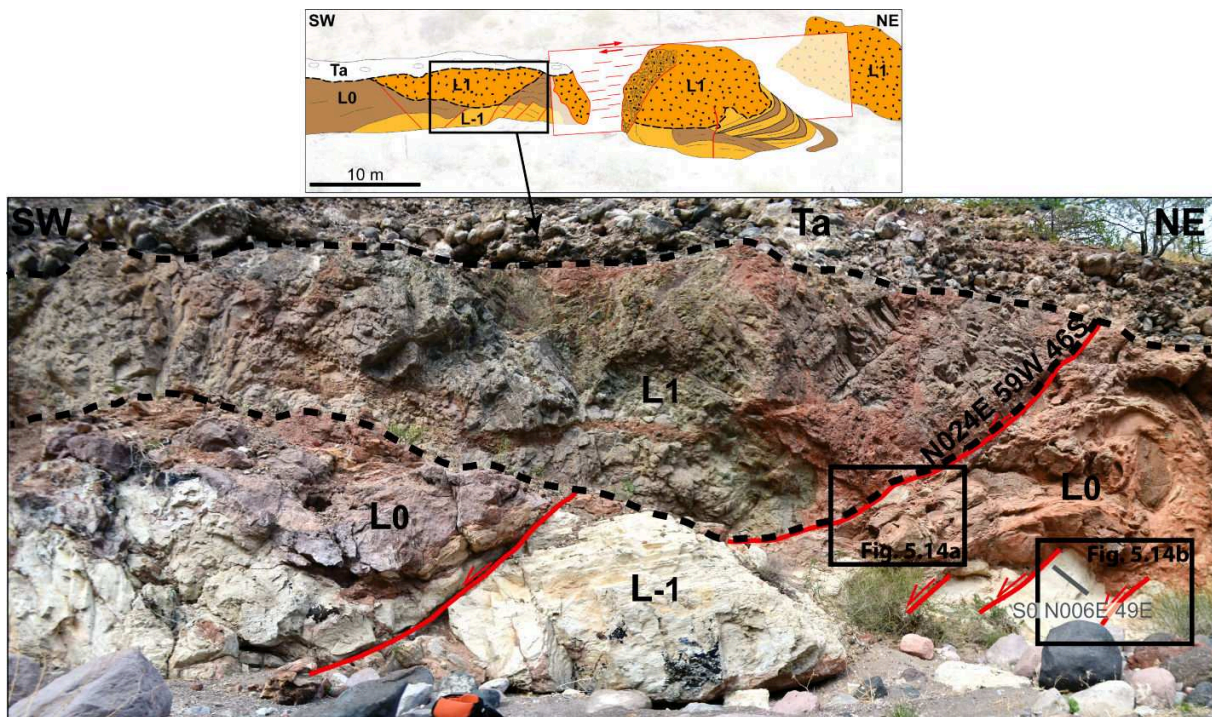


FIGURE 5.12 – Photo d’une partie de l’affleurement (localisé sur l’encart par le rectangle noir). On peut y voir les unités L_0 et L_{-1} affectées par des failles précoces (en rouge) avec des rejets verticaux pluri-décimétriques à pluri-métriques. L’unité L_1 s’est déposée en discordance sur L_0 et L_{-1} (trait noir discontinu) et sur la paléo-topographie formée par le plan de faille principal.

normale mineure syn-sédimentaire actuellement très peu pentée vers le NO mais qui initialement avait un pendage SE (étape 1, FIGURE 5.15b). Elle a été basculée dans un crochon produit par le mouvement d’une faille normale majeure (étape 2, FIGURE 5.15b). Au cours de cette étape, les unités sédimentaires et ignimbriques se sont déposées sous forme d’un éventail syn-sédimentaire pendant l’activité d’une autre faille majeure situé plus à l’est (FIGURE 5.13). Postérieurement à l’arrêt de la déformation extensive et suivi probablement d’une phase d’érosion, l’avalanche de débris vient érodée la partie sommitale de ces unités (étape 3, FIGURE 5.15b). Finalement, l’ensemble est affecté par un décrochement dextre reprenant la trace de la faille normale majeure à l’initiative du crochon (étape 4, FIGURE 5.15b).

5.3.3 Cinématique

L’analyse de la population de failles des deux sites étudiés a été effectuée par la méthode numérique inverse de reconstitution des paléocontraintes INVD (Angelier, 1990), qui calcule le tenseur de contraintes ainsi que leur rapport des magnitudes $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, où σ_1 , σ_2 et σ_3 sont respectivement la contrainte maximale, intermédiaire et minimale. Elle permet d’obtenir pour chaque faille l’angle entre la strie théorique et la strie mesurée (α) et le rapport upsilon (RUP) qui dépend à la fois de l’angle entre les stries et de la magnitude de la contrainte cisailante. Dans le cas d’une population monophasée, les critères α et RUP de la majorité des failles sont tel que : $0 < RUP < 50$ et $0 < \alpha < 22,5^\circ$ (cette méthode est détaillée en Annexe A).

Le jeu de données est constitué uniquement des failles déterminées comme étant syn-sédimentaires et anté- L_1 au nombre de 21. Les failles basculées présentes dans le site 2 n’ont pas été prises en compte. Un seul tenseur de paléocontraintes ne peut expliquer l’ensemble de ce jeu de données. Plusieurs failles présentent des valeurs anormales de α et RUP. Les failles non cohérentes sont retirées et le calcul est recommencé de façon itérative jusqu’à l’obtention d’un résultat satisfaisant. Les failles rejetées font l’objet d’un autre calcul suivant la même procédure et ainsi de suite jusqu’à ce que l’ensemble des données soit contraint par un tenseur.

En définitive, deux tenseurs ont été calculés et montrent tous deux un régime extensif

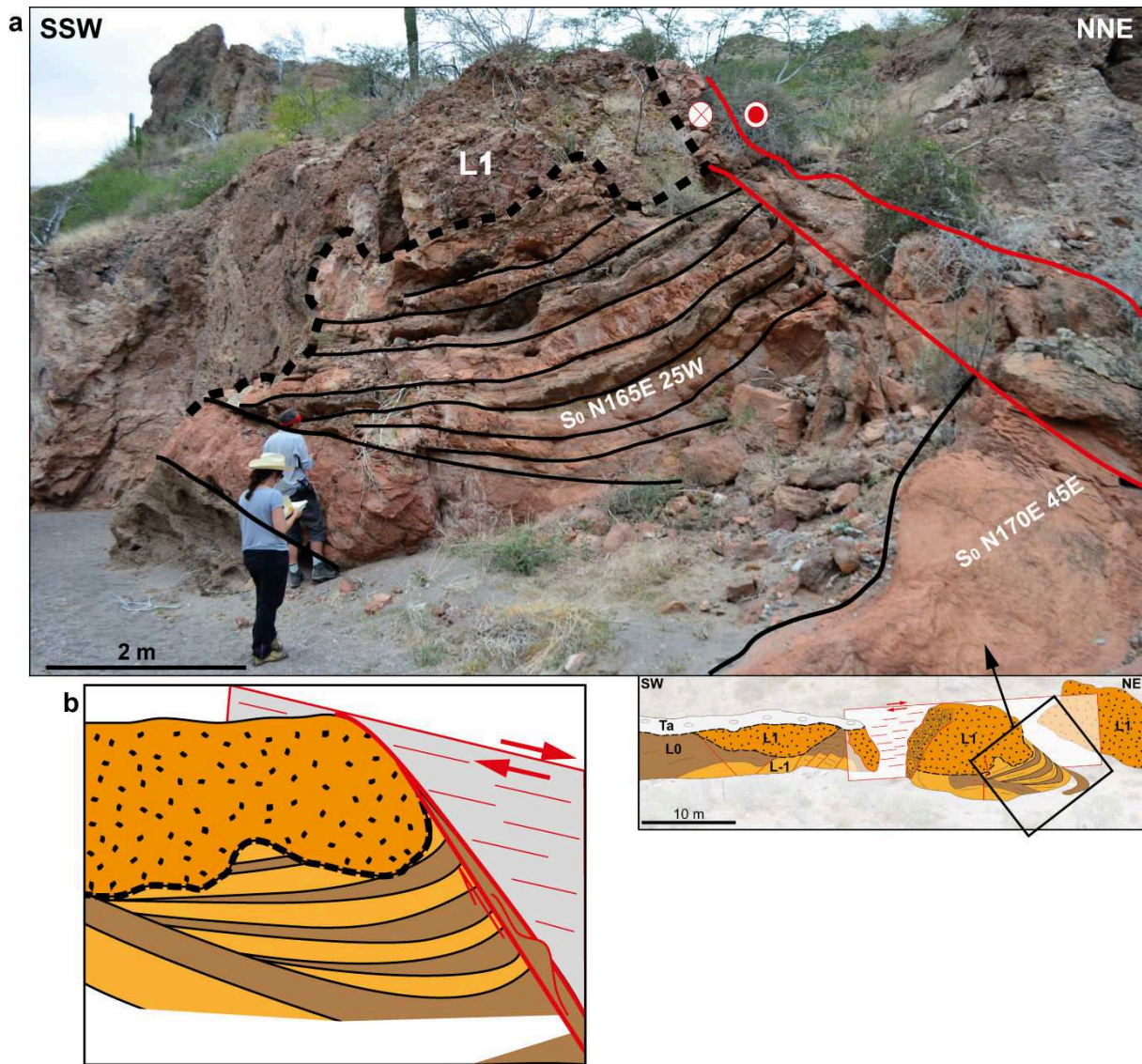


FIGURE 5.13 – (a) Photo d'un éventail syn-sédimentaire et (b) représentation schématique de cet éventail repris par le décrochement dextre.

(FIGURE 5.16) :

1. le premier (T_1), calculé à partir de 8 plans striés, est extensif et a une contrainte principale

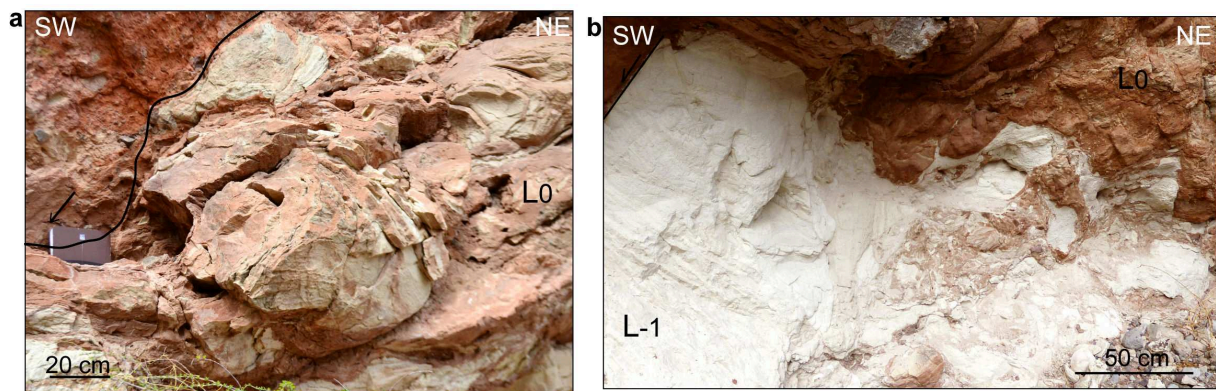


FIGURE 5.14 – (a) Plis hydroplastiques dans l'ignimbrite L_0 et (b) figures d'échappement accompagnant la déformation syn-sédimentaire (L_0 à et L_{-1}) en faille normale (localisations sur la FIGURE 5.12).

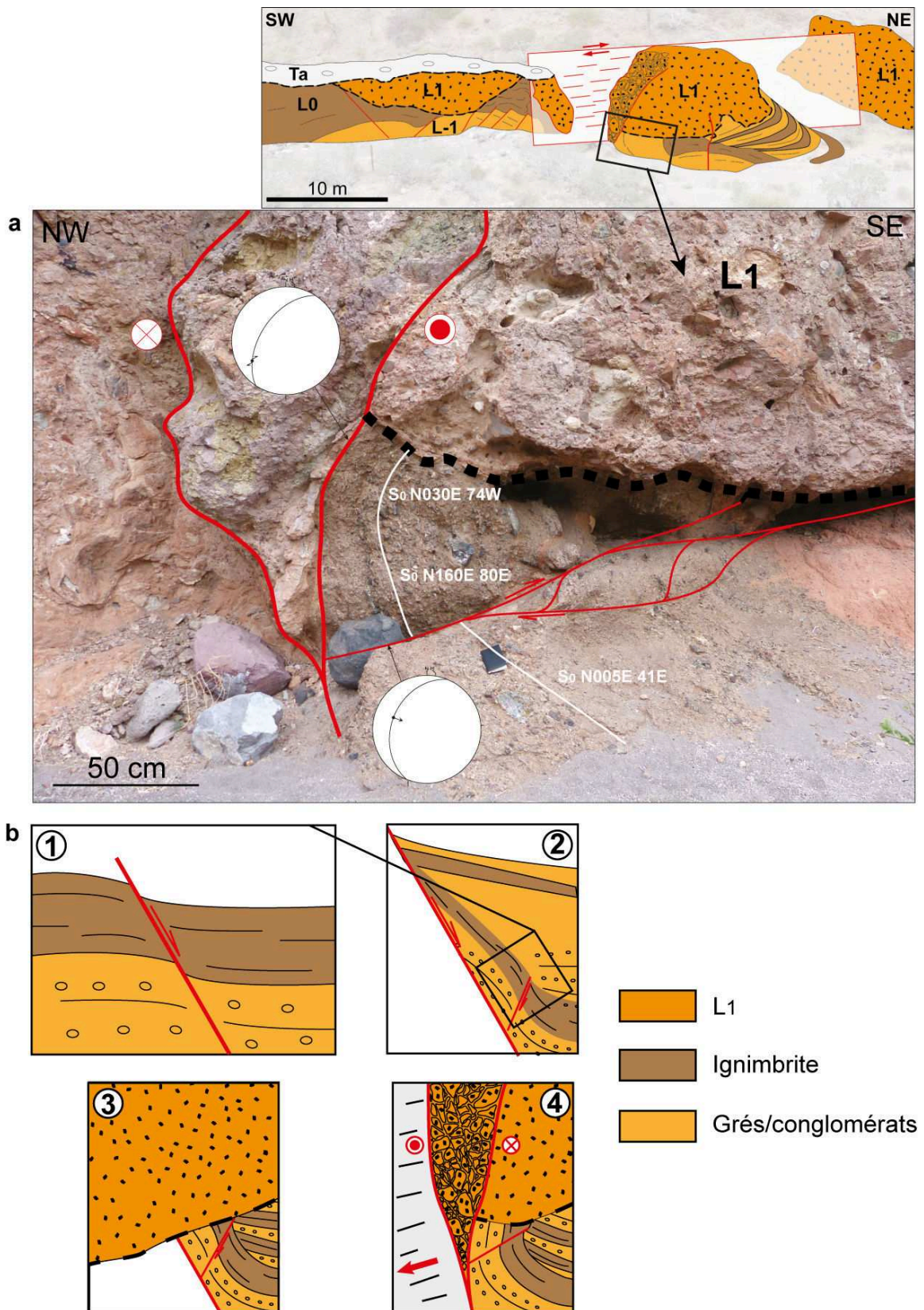


FIGURE 5.15 – Tectonique polyphasée du site 2. (a) Photo du décrochement dextre reprenant la trace d'une faille normale majeure à l'origine d'un crochon et basculant une faille normale mineure. L₁ est discordante sur les unités sédimentaires et ignimbritiques mais est affectée par le décrochement (Localisation de la photo sur l'encart). (b) Schéma simplifié de l'évolution de cette partie de l'affleurement : (1) mise en place d'une faille normale mineure ; (2) mise en place d'une faille normale de plus grande envergure formant un crochon et basculant la faille mineure. (3) érosion d'une partie du crochon, et mise en place de l'avalanche de débris L₁ en discordance ; (4) mise en place du décrochement dextre recoupant l'intégralité des unités (voir texte pour les explications).

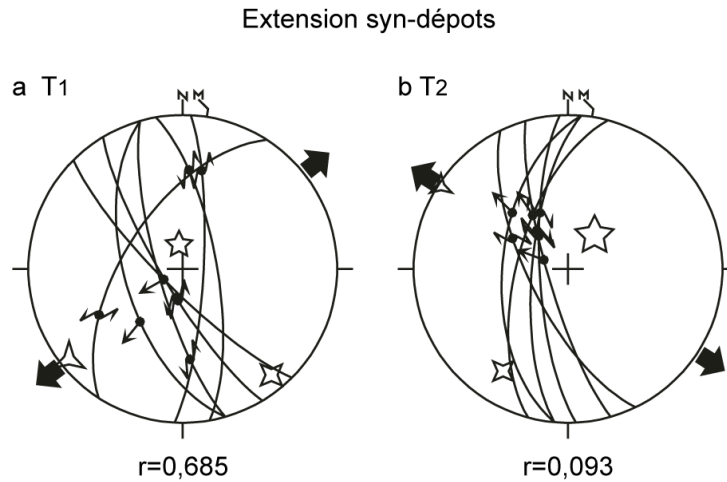


FIGURE 5.16 – Tenseurs des contraintes obtenues à partir des failles syn-sédimentaires de l’ignimbrite L_0 . Les étoiles correspondent aux axes des contraintes principales : σ_1 (cinq branches), σ_2 (quatre branches), σ_3 (trois branches). Les flèches montrent la direction de la contrainte horizontale minimale (projection dans la demi-sphère inférieure).

minimale σ_3 orientée en N052E, les axes σ_1 et σ_2 sont basculées d’environ 10 et un rapport des magnitudes R de 0,685 ;

2. le second (T_2), calculé également à partir de 8 stries, présente un axe σ_3 orientés N123E ; les axes σ_1 et σ_2 sont basculées d’environ 20 et R est proche de 0 ; ce tenseur est non contraint par des jeux conjugués et la valeur de σ_2 est très proche de celle de σ_1 (permutation à $R=0$).
3. Six failles ont été rejetées et sont incohérentes avec les deux tenseurs calculés ; certaines d’entre elles, proche de la verticale et probablement basculées (axe de basculement mal contraint) montrent individuellement une contrainte minimale similaire au tenseur T_2 , cependant leur nombre est insuffisant pour calculer un tenseur (minimum 4 plans striés).

5.4 Synthèse

Cette étude ponctuelle, limitée à deux talwegs dans le mur de la faille de La Carrizal, a confirmé la présence d’une déformation syn-dépôt affectant la série Tc1 du Comondu. Le caractère syn-dépôt de cette déformation est clairement démontré dans le site 2 (FIGURES 5.13 à 5.15). Cette déformation se caractérise par des failles normales N-S à NNO-SSE, formant des grabens et demi-grabens recouverts et scellés par l’avalanche de débris de Heim L_1 . La limite inférieure de la déformation syn-sédimentaire est mal déterminée, en effet, je n’ai pas d’argument pour affirmer que l’ignimbrite L_{-2} et les séries sous-jacentes sont affectées par de la déformation syn-sédimentaire. Seule l’ignimbrite L_0 est datée, à 21,0 ± 0,4 Ma sur biotite et 21,5 ± 0,4 Ma sur verre volcanique (Hausback, 1984). L’avalanche de débris de Heim (L_1) qui scelle la déformation est datée dans la région de La Paz à 18,6 ± 2,4 Ma et 20,3 ± 0,4 Ma. Une autre avalanche de débris qui serait stratigraphiquement au-dessous des unités affectées par la déformation est datée à 22,7 ± 1,7 Ma sur roche totale et à 23,9 ± 0,7 Ma sur plagioclases (FIGURE 5.4 ; Hausback, 1984). Les déstabilisations gravitaires de grande ampleur que l’on a pu observer dans le canyon de Los Reyes (FIGURE 5.7), ne sont pas liées au basculement de blocs le long de failles normales (Clarens, 2006) mais à la mise en place d’intrusions laccolitiques même si on ne peut pas exclure, faute de datation, que les intrusions laccolitiques soient contemporaines de la déformation car leur contacts lobés avec les sédiments suggèrent une mise en place dans des sédiments non indurés. De plus, compte tenu du peu d’affleurements visibles, il est difficile d’estimer l’importance de cette déformation, cependant si, l’affleurement en entrée du canyon de Los Reyes (FIGURE 5.10) est bien un paléo-scarp, la déformation a pu être importante. La déformation extensive date donc probablement du tout début du Miocène vers 21 Ma.

Les formations postérieures à l'avalanche de débris ne montrent aucune déformation syn-sédimentaire. Le décrochement dextre observé dans le site 2, ainsi que plusieurs failles normales du canyon de Los Reyes sont postérieurs à l'avalanche de débris de Heim (L_1). Cet autre épisode tectonique, associé à l'ouverture propre du Golfe de Californie, est discuté dans le chapitre 7.

Les deux tenseurs calculés ont des axes de contraintes principales horizontales apparemment quasi-orthogonaux (70) mais le tenseur T_2 est associé à un rapport R des contraintes principales quasi-nul. Aucune faille mesurée ne présente deux générations de stries, ne me permettant pas d'établir une chronologie entre deux états de contraintes distincts. J'interprète ces deux tenseurs comme étant issus d'un unique champ de contrainte où l'un d'eux aurait subi une permutation de ces contraintes horizontales principales (σ_2 et σ_3 ; FIGURE 5.16), comme cela a déjà été montré dans divers endroits (Bergerat et al., 1998; Fournier et al., 2001; Fournier et al., 2004). Compte tenu du nombre de données, il est difficile d'être certain du tenseur principal. Cependant, le tenseur T_2 présente un rapport de magnitude proche de zéro (FIGURE 5.16), ce qui revient à dire que σ_2 et σ_3 sont radiales. De plus, les failles appartenant à ce tenseur sont situées proches les unes des autres alors que pour le tenseur T_1 , les failles se répartissent sur les deux sites. Donc le régime principal serait caractérisé par le tenseur T_1 avec une direction d'extension d'environ N052E.

Cet épisode extensif correspond à une déformation intra-arc, dans un contexte de subduction de la plaque Pacifique sous la plaque Nord-Américaine ayant comme axe de convergence N110E (Atwater and Stock, 1998). Les premiers dépôts volcano-sédimentaires sont caractéristiques d'un front deltaïque soumis à la subsidence, les clastes et cendres d'origine volcanique proviennent de l'arc volcanique de la Sierra Madre Occidentale. A partir du Miocène Moyen, le nouvel arc du Comondu se met en place avec de édifices situés plus à l'ouest (dans Golfe de Californie actuel; Hausback, 1984; Clarens, 2006). Nos sites d'études se situent alors en position proximale par rapport aux centres d'émissions. A la même époque, sur l'actuelle marge conjuguée du Golfe de Californie, il existe sur la bordure ouest et sud de la Sierra Madre Occidental des épisodes extensifs syn-magmatiques formant des grabens datées entre 29 et 18 Ma avec une cinématique NE-SO à E-O (e.g. Ferrari et al, 2013), qui aurait permis un écartement précoce vers l'ouest de la Basse Californie du Sud par rapport à la Sierra Madre Occidental d'environ 85 Km entre 30 et 18 Ma. Ces épisodes seraient donc contemporains et de cinématique similaire à la déformation syn-dépôt observée dans le Comondu. Plus généralement, à la même époque, il existe une déformation majeure en extension présentant une cinématique similaire mais bien plus importante (metamorphic core complexes de la région de Sonora; c.f. Chapitre 3.2.2). Contrairement à ces déformations, la déformation observée dans notre zone d'étude semble transitoire et il serait nécessaire d'agrandir le champ d'étude afin d'estimer son ampleur et de contraindre le taux d'extension.

En conclusion, les formations du Comondu sont affectées par une déformation syn-sédimentaire datée autour de 21 Ma avec un axe d'ouverture NE-SO, à environ 70 de l'axe cinématique de convergence. Cette déformation se développe dans un contexte intra-arc, parallèlement à l'arc et à la fosse de subduction.

Chapitre 6

Propagation de la dorsale Est-Pacifique (EPR) et individualisation du système d'ouverture

6.1 Introduction

Le bassin de San José del Cabo, situé à la terminaison Sud de la péninsule de Basse Californie, est un élément essentiel dans la compréhension de l'ouverture et de l'évolution du Golfe de Californie. En effet, le bassin de San José del Cabo est considéré comme un graben asymétrique contrôlé à l'Ouest par la faille « high-angle » de San José del Cabo (FIGURE 6.1b; Martínez-Gutiérrez et Sethi, 1997; Fletcher et al., 2000; Busch et al., 2011) dont l'origine est associée à l'ouverture du Golfe de Californie (McCloy, 1984; Martínez-Gutiérrez et Sethi, 1997). Le remplissage sédimentaire, d'un maximum de 2,7 km (Bush et al., 2011), consiste en des sédiments continentaux et marins dont l'âge pour les plus anciens daterait du Miocène Moyen, avec une séquence complète jusqu'à l'Actuel (Martínez-Gutiérrez et Sethi, 1997), ce qui en fait un des seuls bassins de la région qui ait enregistré l'intégralité de la séquence sédimentaire depuis la phase du Proto-golfe.

Plusieurs questions se posent quant à la structure de ce bassin syn-tectonique ainsi que sur son évolution. Le mur de la faille de San José del Cabo enregistre une exhumation verticale de 5,2 à 6,5 Km à partir 10-12 Ma (Fletcher et al., 2000), ce qui paraît en inadéquation avec la profondeur sédimentaire d'un bassin contrôlé par une faille high-angle. D'autre part, Lizarralde et al. (2007) et Páramo et al. (2008) montrent, à partir d'une combinaison de profils sismiques et gravimétriques le long du segment Cabo-Puerto Vallarta (FIGURE 3.16), que la marge Ouest est non-magmatique et présente une zone d'amincissement crustale importante (necking) d'une largeur d'environ 75 Km, débutant au niveau du bassin de San José del Cabo (FIGURE 6.1b). Bien qu'une partie notable de l'amincissement crustal se produise en domaine offshore dans l'extrémité sud de la péninsule (Curry et al., 1982; Páramo et al., 2008), où seul des failles à pendage Sud-Est bordant de petits bassins syn-tectoniques non datés sont identifiées (FIGURE 6.1b), l'amincissement proximal n'apparaît que difficilement corrélable avec la géométrie à fort pendage de la faille principale de San José del Cabo. L'âge minimum de la déformation est indirectement contraint à partir des premières anomalies magnétiques de la dorsale Est-Pacifique (EPR) du domaine offshore, c'est-à-dire avant 3,6 Ma (DeMets, 1995). Dans le segment d'Alarcon, situé juste au Nord du segment de Cabo-Puerto Vallarta, Sutherland et al. (2012) montrent une extension continentale NO-SE qui aurait débutée entre 14 et 11 Ma, âge estimé à partir des taux de sédimentation des bassins syn-tectoniques offshore. La formation de la marge passive précède donc la propagation de la dorsale Est-Pacifique.

Le premier objectif de ce chapitre est de comprendre la structure du bassin de San José del Cabo à terre dans un contexte de necking de la marge. Le second objectif est la compréhension de la déformation et du champ de contrainte dans le contexte général de l'ouverture du Golfe de Californie et de la propagation vers le Nord-Ouest de l'EPR.

6.2. « MIOCENE DETACHMENT FAULTING PREDATING EPR PROPAGATION : SOUTHERN BAJA CALIFORNIA »

Pour cela, nous avons utilisé une approche multi-méthodes. En plus d'une étude structurale du bassin et du footwall, nous avons étudié la morphologie des bassins versants de la Sierra Laguna, auxquels s'ajoutent des datations cosmogéniques sur des sédiments ainsi que des datations K-Ar sur six échantillons du socle appartenant au footwall afin de dater les différentes phases de déformation de la région. La méthode de datation K-Ar est développée dans l'Annexe B. Ce chapitre se compose d'un article paru à *Tectonics*, et intitulé « Miocene detachment faulting predating Est Pacific Rise (EPR) propagation : Southern Baja California », qui s'articule autour des différentes données acquises permettant une discussion sur l'évolution de la déformation et du champ de contrainte de la région en relation avec la géodynamique de cette région, la « supporting information » du papier est présentée dans l'Annexe C.

6.2 « Miocene detachment faulting predating EPR propagation : Southern Baja California »



Tectonics

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2015TC004030

Key Points:

- An unrecognized detachment fault allowed the opening of the San Jose del Cabo Basin
- The detachment fault accommodated the crustal necking with a N118E trending σ_3
- The detachment fault activity occurred from approximately 13 to 5 Ma, predating the EPR propagation

Supporting Information:

- Supporting Information S1
- Table S1
- Table S2

Correspondence to:

A. Bot,
anna.bot@univ-brest.fr

Citation:

Bot, A., L. Geoffroy, C. Authemayou, H. Bellon, D. Graindorge, and R. Pik (2016), Miocene detachment faulting predating EPR propagation: Southern Baja California, *Tectonics*, 35, doi:10.1002/2015TC004030.

Received 14 SEP 2015

Accepted 22 APR 2016

Accepted article online 27 APR 2016

©2016. American Geophysical Union.
All Rights Reserved.

Miocene detachment faulting predating EPR propagation: Southern Baja California

Anna Bot¹, Laurent Geoffroy¹, Christine Authemayou¹, Hervé Bellon¹, David Graindorge¹, and Raphaël Pik²

¹LDO, UMR 6538, Université de Bretagne Occidentale, IUEM, Plouzané, France, ²CRPG, UMR 7358, Université de Lorraine-CNRS, Nancy, France

Abstract At the southern tip of the Baja California peninsula, we characterize the onshore structures and kinematics associated with crustal necking leading up to the Pliocene breakup and early East Pacific Rise seafloor spreading. From a combination of tectonic field investigations, K-Ar and cosmogenic isotope dating and geomorphology, we propose that the Los Cabos block represents the exhumed footwall of a major detachment fault. This north trending detachment fault is marked by a conspicuous low-dipping brittle-ductile shear zone showing a finite displacement with top to the SE ending to the ESE. This major feature is associated with fluid circulations which led to rejuvenation of the deformed Cretaceous magmatic rocks at a maximum of 17.5 Ma. The detachment footwall displays kilometer-scale corrugations controlling the present-day drainage pattern. This major detachment is synchronous with the development of the San José del Cabo Basin where syntectonic sedimentation took place from the middle Miocene to probably the early Pliocene. We propose that this seaward dipping detachment fault accommodates the proximal crustal necking of the Baja California passive margin, which predates the onset of formation of the East Pacific Rise spreading axis in the Cabo-Puerto Vallarta segment. Our data illustrate an apparent anticlockwise rotation of the stretching direction in Baja California Sur from ~17 Ma to the Pliocene.

1. Introduction

The stress and strain fields prevailing during oblique rifting and consecutive breakup are poorly constrained. Most studies focus on experimental modeling. A number of these experiments reproduce the patterns of faulting developed at upper crustal, bulk crustal, or lithospheric scales when divergence occurs at $<90^\circ$ relative to an (inherited) mechanical discontinuity [e.g., *Autin et al.*, 2010a; *Brune*, 2014]. Concerning the specific topic of oblique rifting, the modeling clearly needs to be better constrained by further observational data describing the evolution in space and time of strain in developing oblique extensional systems. There are indeed few passive margins where it is possible to describe in detail the finite geometry of oblique rifting and the evolution of deformation with time [e.g., *Fournier et al.*, 2004; *Leroy et al.*, 2012; *Autin et al.*, 2013; *Bellahsen et al.*, 2013a; *Pik et al.*, 2013]. In particular, there is little understanding of the 3-D finite architecture of successive sedimentary basins developing over major normal faults with different orientations. This aspect appears to be a key to understanding the complexity of nested basins formed in oblique to transform-like settings. Here we present new data from Baja California which improve our knowledge about the geometry of basins developing in the framework of a highly oblique extensional system.

The NNW trending Gulf of California (GOC) forms an oblique boundary between the Pacific and the North America plates, connecting the San Andreas fault in the north to the East Pacific Rise (EPR) farther south (Figure 1). It consists of a pull-apart system of short en echelon NE trending spreading segments which are subordinate to long NW trending dextral transform faults [*Lonsdale*, 1989] trending parallel to the present-day plate motion vector [e.g., *Plattner et al.*, 2009]. The relative divergent motion between the Pacific and North America plates was relatively constant from 30 to 8 Ma according to a N120°E trend. From 8 Ma, the motion vector became reoriented along a N143°E direction [*Atwater and Stacks*, 1998].

The continental breakup and incipient oceanization occurred between 3 and 3.5 Ma along the Alarcon Rise (Figure 1b) [*Demets*, 1995]. According to *Lonsdale* [1989], an aborted phase of early oceanic spreading started in the southernmost Cabo/Puerto-Vallarta segment (Maria Magdalena Rise, Figure 1a) at 4.5 Myr, i.e., ~1 Ma before the main northeastward propagation of the East Pacific Rise [*DeMets*, 1995] (Figure 1). The age of true oceanic crust (if any) and, thus, the age of breakup, is unknown for the short divergent segments located farther north within the GOC itself.

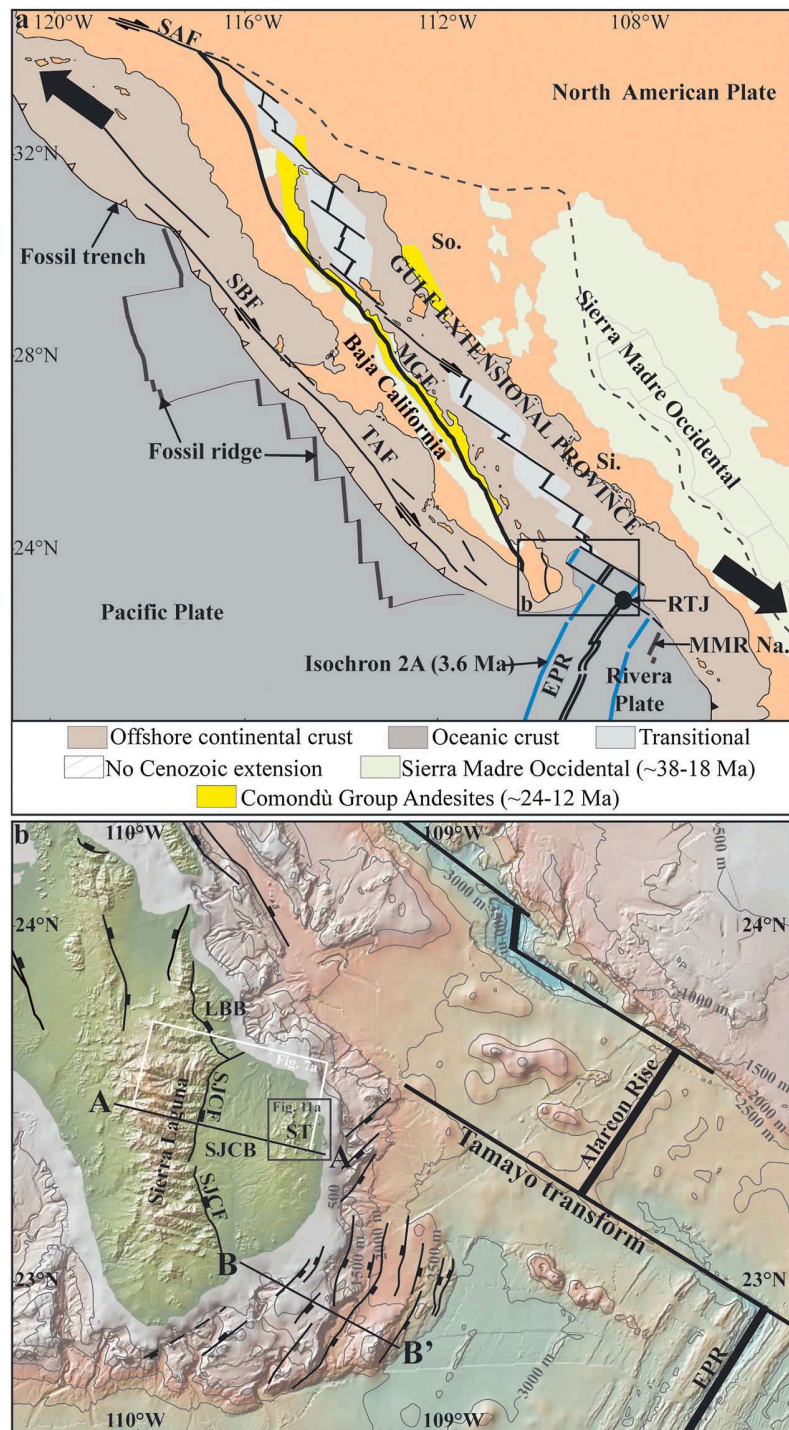


Figure 1. (a) Tectonic map of the Gulf of California region. Volcanic formations contours are from Bryan *et al.* [2014], GEP contour are from Axen [1995], and offshore structures are from Lonsdale [1991]. TAF: Tosco-Abrejos fault, SBF: San Benito fault, EPR: East Pacific Rise, MGE: Main Gulf Escarpment, MMR: Maria Magdalena Rise, RTJ: Riviera Triple Junction, Na.: Nayarit, Si.: Sinaloa, and So.: Sonora. Black arrows indicate the current relative plate motion [Plattner *et al.*, 2009]. (b) Shaded relief map of Los Cabos area. The offshore faults are located after Curray *et al.* [1982]. AA' and BB' lines show locations of cross sections on Figure 11, the white box indicates the area of the geological map on Figure 10a, and the grey box indicates area of map on Figure 12a. Digital elevation model was created using GeoMapApp (<http://www.GeoMapApp.org>). ST: Sierra La Trinidad, SJC: San José del Cabo Basin, LBB: Los Barriles Basin, SJC: San José del Cabo fault, and SJPF: San Juan de Los Planes fault.

From the Late Cretaceous to the Miocene, the Baja California/Sierra Madre Occidental area consisted of a magmatic arc developed above the Farallon Plate subduction zone [e.g., *Karig and Jensky, 1972; Hausback, 1984; Ferrari et al., 2007*]. From the end of the subduction process (at ~12.5 Ma) [*Lonsdale, 1989*], it is generally proposed that the oblique divergence during continental stretching and thinning was partitioned. From 12 to 6 Ma, dextral shearing occurred on the western edge of the Peninsula along the WNW trending San Benito and Tosco-Abreojos strike-slip faults [*Spencer and Normark, 1979; Lonsdale, 1991*] (Figure 1a), while NE to ENE trending pure extension took place along NW-SE trending faults bounding the GOC. The related extensional zone, called the Gulf Extensional Province or GEP [*Gastil et al., 1975; Stock and Hodges, 1989*] (Figure 1a), is focused on the Gulf of California area: it is bounded to the west by the Main Gulf Escarpment (MGE) in Baja California and extends eastward to the Sierra Madre Occidental (Figure 1a). As described further below, these NW trending extensional structures are suborthogonal to the regional minimum stress vector computed from the inversion of fault slip data set [*Angelier et al., 1981; Colletta and Angelier, 1983*] and are subparallel to and superimposed onto the Paleogene to Miocene volcanic arc. This configuration suggests a causal relationship between the overthickened arc-related crust and a possible gravity-driven extensional collapse [e.g., *Liu, 2001; Lewis et al., 2001*]. In the eastern part of the GEP, this pure NE to ENE trending extension is well documented from 25 Ma onward in the Sonora area (Figure 1a), producing low-dipping detachment faults associated with core complexes. This activity continued until 15 Ma [*Nourse et al., 1994; Wong and Gans, 2003, 2008; Wong et al., 2010*], followed by high-angle faulting until 10 Ma [*Gans, 1997*]. According to different authors, extension began farther south in the Sinaloa and Nayarit areas (Figure 1a) between 17 and 11 Ma [*Henry and Aranda-Gomez, 2000*] or between 12 and 9 Ma [e.g., *Henry and Aranda-Gomez, 2000*]. To the west, along the Baja California peninsula, the NW trending Main Gulf Escarpment (Figure 1a) represents the breakaway zone of a major detachment fault system segmented by transfer faults [*Axen, 1995; Drake, 2005*]. Fault slip data recorded throughout central and southern Baja California indicate that the minimum stress σ_3 trended N060°E to N080°E and was suborthogonal to the Main Gulf Escarpment [*Angelier et al., 1981; Colletta and Angelier, 1983*]. Tectonic activity in the northern part of the Main Gulf Escarpment [*Seiler et al., 2011*] began at 9–7 Ma, but earlier extensional deformation, at 16–10 Ma [*Lee et al., 1996*] or 12.5–6 Ma [*Lewis and Stocks, 1998*], is also documented in the same area. In the central part of the peninsula, this major suborthogonal extensional deformation is bracketed between 11 and 5 Ma [*Angelier et al., 1981; Colletta and Angelier, 1983; Zanchi, 1994*]. This is consistent with the age of the Los Barriles detachment fault [*Geoffroy et al., 2009; Geoffroy and Pronost, 2010; Masini et al., 2010*], which is now dated as older than 5 Ma (this study).

Since ~6 Ma, the main deformation appears to have become localized in the present-day oceanic GOC [*Oskin et al., 2001; Oskin and Stock, 2003a, 2003b*]. However, part of this deformation is still active and would be accommodated along the Tosco-Abreojos fault (Figure 1a) [*Michaud et al., 2004*] and across the Baja California continental margin [*Munguía et al., 2006*].

Some authors [*Gans, 1997; Fletcher et al., 2007; Seiler et al., 2010*] question the amount of finite dextral displacement along the western edge of Baja California and hence the amount of strain partitioning during continental extension, proposing that deformation in the GEP has been accommodated by dextral transtensive shearing since 12.5 Ma ago.

To elucidate the origin and tectonic evolution of the GOC, a major issue to be addressed is related to the strain field associated with the northeastward reorientation and propagation of the EPR across the present-day Baja California Peninsula following the extinction of the NNE-SSW trending Maria Magdalena Rise at ~4.5 Ma [see *Lonsdale, 1989, Figures 8 and 10*] (Figure 1a). The specific continental extensional strain field predating the propagation of the northeastward EPR ridge has never been clearly described, and no explanation has so far been proposed for its timing and relation with the pure extensional strain field affecting the GEP since the Miocene. The formation of a continental passive margin predating the EPR propagation has been revealed by a combination of seismic and gravity data along the “Cabo-PV” profile acquired during the Pescador experiment [*Lizarralde et al., 2007; Páramo et al., 2008*]. These authors [*Lizarralde et al., 2007; Páramo et al., 2008*] proposed that the ~75 km width passive margin is nonmagmatic, being associated with a significant crustal necking from the approximate location of the San José del Cabo fault at the southern tip of the Baja California peninsula (Figure 1b). The minimum age for this tectonic thinning is indirectly constrained from the first (postdating) seafloor magnetic anomalies of the EPR, i.e., 2A (i.e., ~3.6 Ma) [*DeMets, 1995*] offshore SE Baja California (Figure 1). In the Alarcon segment, north of the Tamayo transform (Figure 1b), *Sutherland et al. [2012]* infer

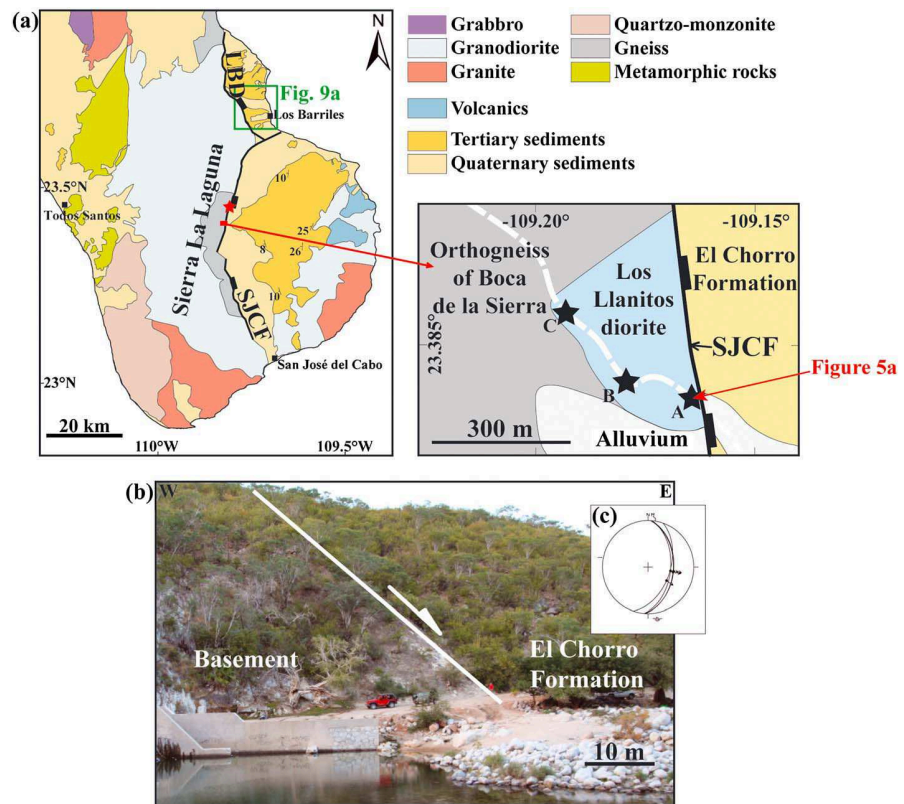


Figure 2. (a) Simplified geological map of the Los Cabos area modified from Pérez-Venzor [2013] and Romero *et al.* [2002] with a zoom view on the site of the Los Cabos detachment outcrop showing sample locations for K-Ar dating (Stars = A: GOC04 and GOC05; B: GOC06 and GOC07; C: GOC08 and GOC09). LBD: Los Barriles detachment and SJCF: San José del Cabo fault. (b) View of the San José del Cabo fault (23°26.4'N; 109°48.47'W). (c) Stereogram (lower hemisphere projection) of the San José del Cabo fault-related fault plane with striae (same location as Figure 2b).

an early continental NW trending extension episode beginning around ~14–11 Ma based on sedimentation rates in syntectonic basins formed in connection with offshore faults trending NE-SW [Sutherland, 2006].

Although a substantial part of the crustal thinning probably occurred onshore at the southern extremity of the Baja California Peninsula, the geometry and fault pattern of this deformation is poorly described in the upper crust (see next section). Offshore, Curray *et al.* [1982] and Páramo *et al.* [2008] identified an array of predominantly southeast dipping normal faults bounding small-scale undated syntectonic basins.

In the present study, using a combination of tectonic, geomorphic, and radiometric age data, we characterize the onshore expression of the margin crustal necking, as illustrated by Páramo *et al.* [2008], which ended with Pliocene breakup and early EPR seafloor spreading at the southernmost extremity of the Baja California peninsula. We discuss the significance of the related strain and stress field in the general framework of the opening of the GOC.

2. Geological Setting

A range and basin topography with ~N-S trending structures characterizes the southern tip of the Baja California Peninsula (Figures 1b and 2a). The Miocene to Quaternary San José del Cabo Basin (SJCB) is bounded to the east by the Sierra La Trinidad (ST), mainly composed of Cretaceous intrusive rocks locally covered by Miocene acidic volcanics [Lyle and Ness, 1991; Martínez-Gutiérrez and Sethi, 1997]. To the west, the San José del Cabo Basin is bounded by the Sierra La Laguna (SL) or Los Cabos Block (Figures 1b and 2a) [Schaaf *et al.*, 2000], where a major intrusive suite of tonalitic-quartz-dioritic granitoids yields Rb-Sr ages of 115 ± 4 Ma and a biotite cooling age of 90 ± 2 Ma (Figure 2a) [Schaaf *et al.*, 2000]. These granitoids are intruded into older metasedimentary and metaigneous rocks of Mesozoic age. More recent intrusive bodies

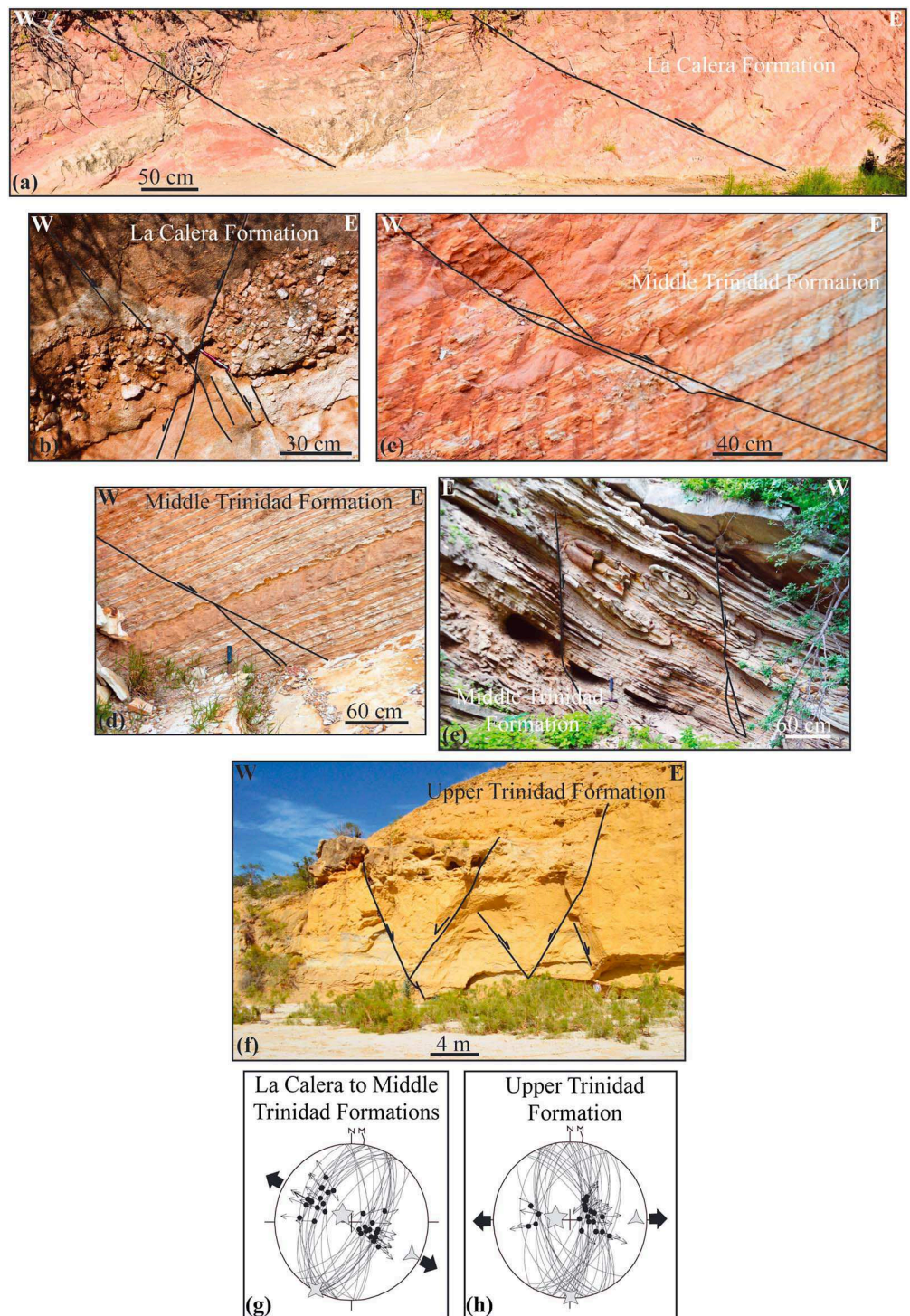


Figure 3. (a–e) Examples of synsedimentary tilted faults in the La Calera formation (23°24.26'N; 109°35.51'W, Figures 3a and 3b) and in diatomite beds belonging to the Middle Trinidad formation ([23°21.76'N; 109°36.65'W] Figures 3c and 3d and [23°21.72'N; 109°36.68'W] Figure 3e) with probable paleosmrite (Figure 3d) and tilted syndeposition normal faults sealed by sediments and syntectonic sediment deformation slump features (Figure 3e). (f) Conjugate faults affecting the Upper Trinidad formation (23°25.15'N; 109°38.85'W). (g) Untilted fault slip data and associated stress tensors recorded in the La Calera to Middle Trinidad formations with a minimum stress σ_3 trending N118°E (lower hemisphere projection). (h) Fault slip data and associated stress tensors recorded in the Upper Trinidad formation with σ_3 trending N088°E (lower hemisphere projection).

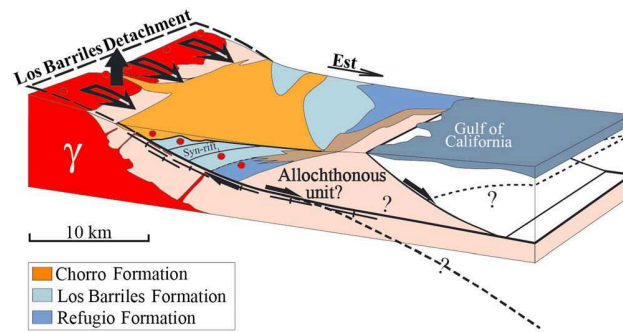


Figure 4. The Los Barriles detachment fault, according to Geoffroy and Pronost [2010] modified by Geoffroy et al. [2009].

such as diorites (78 to 58 Ma) have been detected to the east of the Sierra La Laguna [Pérez-Venzor, 2013]. The Los Cabos Block is bounded to the east by the east dipping San José Del Cabo normal fault (SJCF; Figures 2a and 2b). This fault is described as high angle [Fletcher et al., 2000]. The San José del Cabo fault locally cuts Quaternary alluvial deposits ("El Chorro formation") [see Martínez-Gutiérrez and Sethi, 1997] and was recently reactivated in its southern part [Fletcher and Munguia, 2000].

The San José del Cabo Basin (Figures 1b and 2a) was considered as an asymmetric graben basin controlled to the west by the San José del Cabo fault [Martínez-Gutiérrez and Sethi, 1997; Fletcher et al., 2000; Busch et al., 2011]. Its infilling consists in middle Miocene to Pleistocene continental and marine sediments [Martínez-Gutiérrez and Sethi, 1997] deposited on crystalline bedrock down to 2.7 km depth [Busch et al., 2011]. Its origin is associated with the opening of the GOC [McCloy, 1984; Martínez-Gutiérrez and Sethi, 1997; McTeague et al., 2005]. Martínez-Gutiérrez and Sethi [1997] have established and formally defined the stratigraphy of the San José del Cabo Basin and have tentatively proposed some ages. The lowermost sedimentary unit, the La Calera formation, corresponds to conglomerates and sandstones (Figures 3a and 3b) of presumed middle Miocene to upper Miocene age. It is overlain by the Trinidad formation, a conformable transgressive unit characterized by lateral changes of lithology from the south to north across the basin. Martínez-Gutiérrez and Sethi [1997] suggest late Miocene to Early Pliocene age, and McTeague et al. [2006] estimate that the lower member of the Trinidad formation was deposited beginning from 9 to 13 Ma ago based on sedimentation rates and foraminifera and coccoliths. The fauna-rich lowermost facies is composed of shales, siltstones, and sandstones. The middle facies represents a deeper depositional environment with siltstones and muddy sandstones containing diatomite beds (Figures 3c–3e). It is also characterized by slumps often faulted controlled mainly observed in the muddy sandstones (Figure 3e). The upper facies reflects shallow marine conditions with deposition of cross-bedded sandstones and siltstones containing shell fragments (Figure 3f). The regressive deposits of the overlying Refugio formation (considered as early Pliocene to late Pliocene) are composed of sandstones interbedded with fossiliferous limestones and shales, passing progressively upward (and also laterally) into the continental Los Barriles formation at the top which consists of sandstones and conglomerates containing submetric to metric boulders. In the northern part of the basin, and near the San José del Cabo fault, Arreguín-Rodríguez and Schwennicke [2013] describe some evidence of interfingering between the Los Barriles and Trinidad formations that implies their coeval deposition, probably during the Pliocene, which would modify the chronology established by Martínez-Gutiérrez and Sethi [1997].

Finally, the widespread upper Pleistocene to Holocene continental El Chorro formation is a classical fan deposit which unconformably overlies the older strata [Martínez-Gutiérrez and Sethi, 1997], representing everywhere a post-rift deposit.

Toward the north, the Los Barriles Basin (Figure 1b), distinct from the San José del Cabo Basin, developed subsequent to tectonic collapse of the Los Cabos Block following a NE trend along the Los Barriles detachment fault (Figure 4). Geoffroy et al. [2009] and Geoffroy and Pronost [2010] and Masini et al. [2010] clearly show that the Los Barriles and Refugio formations were syntectonic with respect to the Los Barriles detachment fault (Figure 3).

3. Tectonics, Uplift, and Sedimentation in Southern Baja California Sur

3.1. The Boca de la Sierra Shear Zone

According to previous studies, the San José del Cabo fault appears to represent the dominant fault of the region since the middle to late Miocene, being the major structure controlling the development of the San José del Cabo Basin [e.g., Fletcher and Munguia, 2000].

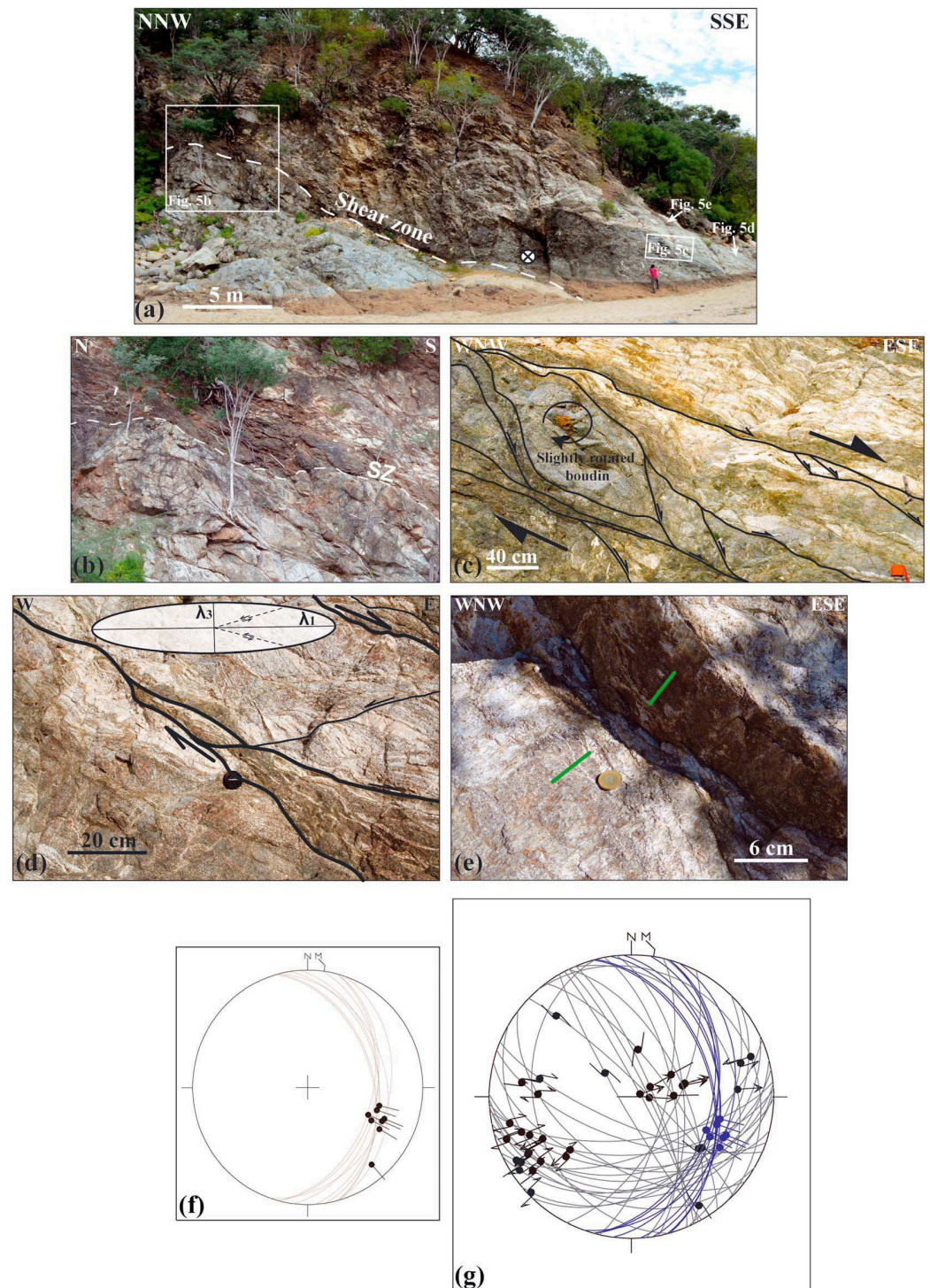


Figure 5. The Boca de la Sierra site. (a) View of the Los Cabos detachment and the associated brittle-ductile shear zone (location on Figure 2a). (b) Zoom views on the shear zone (location on Figure 5a). (c) Zoom views of shear zone structures with boudinaged structures (location in Figure 5a). (d) Zoom views of shear zone structures with transposed intrusions (location in Figure 5a) and interpreted deformation ellipsoid. (e) Zoom views of brittle structures in the shear zone with ubiquitous syntectonic chlorite (location in Figure 3a); the green features represent the slips on the faults planes. (f) The foliation and the mineral lineation associated on shear planes. The mean value corresponding to the $N115^{\circ}E \pm 5^{\circ}$ extension compatible with the semiductile stretching direction inferred from the boudinage structures (lower hemisphere projection). (g) Relation between lineation of ductile structures and fault slips of late shear planes and minor brittle faults with ubiquitous syntectonic chlorite.

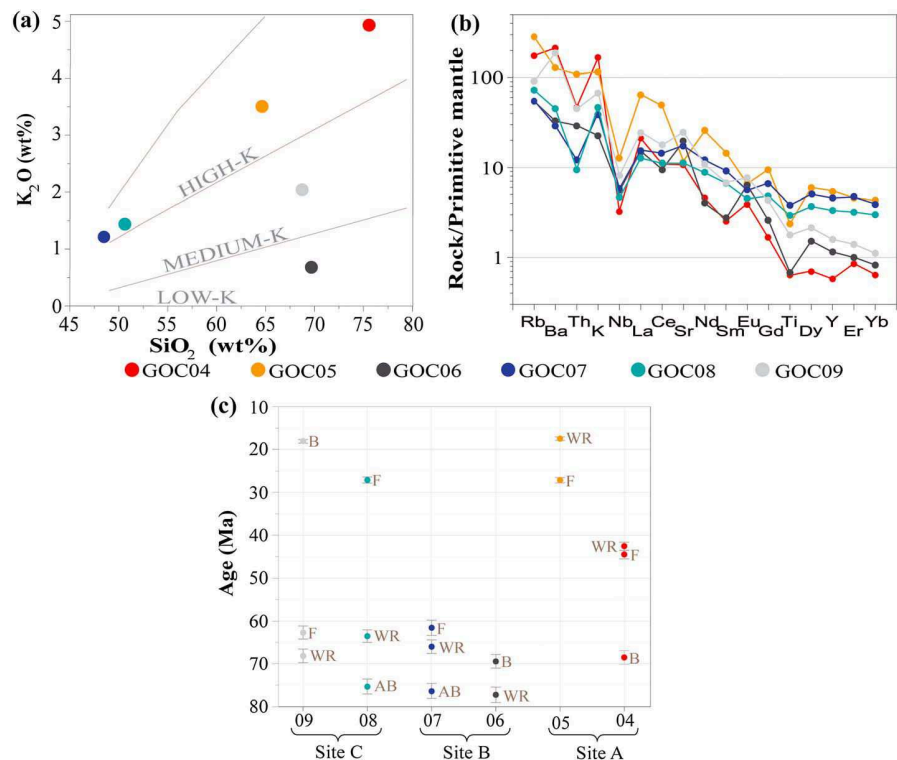


Figure 6. (a) K₂O-SiO₂ plot for GOC04 to GOC09 samples according to Peccerillo and Taylor [1976] (locations on Figure 2a). (b) Incompatible multielement pattern of same samples normalized to Primitive Mantle [Sun and McDonough, 1989]. (c) K-Ar dating on whole rocks (WR) and separated minerals (AB: Amphibole and Biotite and F: Feldspar (plagioclase)) of samples 04 to 09 (corresponding to GOC04 to GOC09 on Figure 2a).

It is important to note that in contradistinction to Fletcher and Munguia [2000], we consider that the low-dipping Los Barriles detachment fault (Figures 1b and 4) [Geoffroy et al., 2009; Geoffroy and Pronost, 2010; Masini et al., 2010] is not the northwestward continuation of the San José del Cabo fault (see section 4). However, our observations on the San José del Cabo fault, as illustrated on Figure 2b, suggest that the dip angle of this fault could be as low as 45°, at least locally (Figure 2c). This fault shows no significant cataclastic deformation at its footwall and locally displays tectonic slickensides striking N090°E to N120°E (Figure 2c). It is noteworthy that while these observations are quite clear, they are insufficiently numerous to characterize the entire tectonic history of this fault. We propose hereafter that this fault crosscut a major ductile to cataclastic low-dipping shear zone.

Here we especially study the contact between the basin sediments and the basement at the Boca de la Sierra site (Figures 2a and 5). This site locally exposes the Los Llanitos diorite, of ~90 to 78 Ma (Figure 2a) [Pérez-Venzor, 2013], which is intruded by a number of nondated acid planar intrusions, predominantly dikes. The Los Llanitos diorite displays a clear magmatic fabric without any superposed significant solid-state (plastic) deformation. However, at the footwall of the San José del Cabo fault, there is a >10 m wide ductile to cataclastic extensional shear zone dipping ~20° to the SE which reworks and transposes the initial magmatic fabric (Figures 5a and 5b). All previous dikes are transposed and intensely stretched, showing boudinage structures within the shear zone (Figures 5c and 5d) which is otherwise characterized by a penetrative ductile-to-brittle planar fabric (Figure 5d). The associated kinematic direction is dominantly ~N115°E ± 5° (Figure 5f) top to the east. The shear zone itself appears to be slightly corrugated along strike. Late shear planes and minor brittle faults with ubiquitous syntectonic chlorite (Figure 5e) crosscut the main shear zone with apparent extension direction parallel to the E-W to NE-SW trend (before any untilting of those faults; Figure 5g).

Six samples (GOC04 to GOC09) were analyzed for major and trace element geochemistry as well as K-Ar dating on whole rocks and separated minerals (Figures 2a and 6 and Tables 1 and 2; K-Ar method is explained

Table 1. Geochemical Analyses of Samples GOC04 to 09 (for Location: See Figure 2a)

Sample	GOC07	GOC08	GOC05	GOC09	GOC06	GOC04
Rock type	Diorite	Diorite	Granodiorite	Granitic Dike	Granitic Dike	Granite
<i>Major Elements (wt %)</i>						
SiO ₂	48.48	50.61	64.63	68.72	69.68	75.55
TiO ₂	0.83	0.63	0.52	0.39	0.15	0.14
Al ₂ O ₃	16.88	11.54	15.40	16.32	17.42	12.86
Fe ₂ O ₃	9.22	9.74	4.64	2.60	1.35	0.89
MnO	0.17	0.14	0.08	0.03	0.03	0.02
MgO	8.26	13.21	1.02	1.00	0.66	0.30
CaO	10.73	8.21	3.05	3.86	4.90	1.34
Na ₂ O	1.48	1.22	4.49	3.84	4.48	2.98
K ₂ O	1.22	1.44	3.51	2.04	0.68	4.94
P ₂ O ₅	0.15	0.10	0.17	0.13	0.06	0.04
LOI	1.33	1.76	1.96	0.65	0.40	1.00
Total	98.74	98.64	99.47	99.57	99.80	100.05
<i>Trace Elements (ppm)</i>						
Rb	34.51	46.17	178.07	57.22	34.72	111.16
Ba	203.60	313.42	881.48	1329.25	229.30	1513.04
Th	1.03	0.82	9.24	3.80	2.49	4.02
Nb	4.13	3.25	8.95	5.82	3.90	2.36
La	10.76	8.71	44.58	17.21	10.46	13.98
Ce	26.21	20.48	82.09	31.91	17.73	20.19
Sr	370.07	235.22	248.50	529.36	410.92	225.72
Nd	16.42	11.85	34.57	14.60	5.42	6.03
Sm	3.99	2.97	6.51	3.02	1.20	1.13
Zr	26.58	22.84	26.83	16.85	9.11	29.11
Eu	0.94	0.75	1.11	1.27	1.07	0.67
Gd	4.00	2.87	5.70	2.51	1.54	0.98
Dy	3.72	2.72	4.40	1.58	1.13	0.52
Y	20.76	15.18	25.19	7.24	5.23	2.63
Er	2.24	1.54	2.20	0.68	0.48	0.41
Yb	1.94	1.47	2.12	0.55	0.41	0.32
Sc	37.39	31.53	14.74	5.51	3.83	2.53
V	262.34	203.06	53.81	34.19	21.66	13.66
Cr	306.12	334.13	9.14	14.75	7.82	7.39
Co	30.36	49.53	6.69	5.19	2.97	1.10
Ni	20.11	35.04	2.58	2.21	1.79	0.93

in the footnote of Table 2). Four samples were collected in the Los Llanitos diorite away from the shear zone (sites B and C on Figure 2a) comprising two high K basic diorites (GOC07 and 08) and two crosscutting granitic dikes with low K (GOC06) and medium K (GOC09) (Figure 6a and Table 1). Finally, two samples (a granite, GOC04, and a granodiorite, GOC05) were collected within the shear zone itself (site A on Figure 2a). All samples are relatively fresh, with Loss On Ignition values lower than 2 wt % (Table 1), even if intense fluid circulation is suspected, as discussed further below. All samples display extended trace element patterns with similar shapes and the presence of a negative Nb anomaly typical of arc-related rocks (Figure 6b). The shear zone is associated with a clear enrichment in potassium (Figure 6a).

The dating results show a wide spread of K-Ar ages, which more or less reflects disturbances of the whole rock systems. Two main groups of ages can be distinguished as well as a third intermediate group (Figure 6c and Table 2):

1. The ages of the first group are 77 to 75 ± 2 Ma for samples from the footwall (whole rock of granitic dike (GOC06) and amphiboles and biotites separated from the Los Llanitos diorite (GOC07 and 08)). Some younger ages (66 to 61 Ma) are determined from whole rocks and separated feldspars (plagioclases) in granitic dike (GOC09) or solely from biotites in granite (GOC04).
2. The second group of ages younger is than 30 Ma, between 27 and 17.5 Ma, for newly crystallized biotites in granitic dike (GOC09), plagioclases in diorite (GOC08), as well as whole rock and plagioclases in granodiorite (GOC05; within the shear zone).

Table 2. ^{40}K - ^{40}Ar Ages of Whole Rocks and Separated Minerals (WR: Whole Rock, AB: Amphibole and Biotite, and F: Feldspar (Plagioclases) From Samples GOC04 to 09 (for Location: See Figure 2a)^a

Sample	Coordinates		Rock Type Fraction	Age (Ma) $\pm 1\sigma$	$^{40}\text{Ar}_R$ ($10^{-7} \text{ cm}^3/\text{g}$)	$^{40}\text{Ar}_R/^{40}\text{Ar}_T$ (%)	$^{36}\text{Ar}_{\text{exp}}$ (10^{-10} cm^3)	K_2O (wt %)	Ref. Analysis	
	Latitude North	Longitude West								
GOC04	23°23.078'	109°49.047'	Granite	WR	42.6 ± 1.0	71.7	90.2	9.0	5.16	B7513-6
				F	44.5 ± 1.0	71.9	90.5	14.0	4.95	B7522-3
				B	68.5 ± 1.6	141.2	85.0	8.0	6.27	B7534-7
GOC05	23°23.078'	109°49.047'	Granodio-rite	WR	17.5 ± 0.4	20.3	93.2	1.3	3.59	B7511-4
				F	27.1 ± 0.6	26.3	80.2	9.9	2.99	B7543-4
GOC06	23°23.106'	109°49.149'	Granitic Dike	WR	77.2 ± 1.78	18.6	89.3	2.6	0.73	B7514-7
				B	69.4 ± 1.6	197.9	90.9	6.1	8.67	B7549-10
GOC07	23°23.106'	109°49.149'	Los Llanitosdiorite	WR	66.0 ± 1.6	23.9	65.8	14.7	1.52	B7520-1
				F	61.6 ± 1.8	4.6	39.5	13.4	0.23	B7533-6
GOC08	23°23.205'	109°49.240'	Los Llanitosdiorite	AB	76.4 ± 1.8	130.5	87.8	9.4	5.19	B7521-2
				WR	63.5 ± 1.5	32.3	85.7	6.3	1.55	B7512-5
				F	27.1 ± 0.7	8.4	49.1	7.3	0.95	B7544-5
GOC09	23°23.205'	109°49.240'	Granitic Dike	AB	75.3 ± 1.7	171.6	90.2	6.2	6.92	B7550-11
				WR	68.2 ± 1.6	38.1	81.7	9.6	1.70	B7510-3
				F	62.7 ± 1.5	24.9	63.4	27.7	1.20	B7527-8
				B	18.2 ± 0.4	51.1	72.5	6.1	8.70	B7536-9

^a $^{40}\text{Ar}_R$: radiogenic ^{40}Ar ; $^{40}\text{Ar}_T$: total ^{40}Ar ; $^{36}\text{Ar}_{\text{exp}}$: ^{36}Ar of the sample. Potassium-argon ages were determined at the K-Ar dating platform of CNRS-Université de Bretagne Occidentale in Brest (France), after crushing and subsequent sieving of the solid samples to prepare grains 0.3 to 0.15 mm in size of whole rock and separated minerals (amphibole, biotite, and feldspar with quartz in the more acid rocks). One aliquot of grains was powdered in an agate grinder, providing around 0.1 g of powder subjected to chemical attack with 4 cm³ of hydrofluoric acid, before analysis of K content by atomic absorption spectrometry. A second aliquot of grains was reserved for argon analysis. About 0.3 g to 0.8 g of grains were heated and fused under vacuum in a molybdenum crucible, using a high-frequency generator. The gases released during this step were cleaned successively on three quartz traps containing a titanium sponge, with temperature decreasing from 800°C to ambient during 10 min; at the final step, the remaining gas fraction was ultrapurified with an Al-Zr SAES getter. Isotopic composition of argon and concentration of $^{40}\text{Ar}_R$ were measured in a stainless steel mass spectrometer with a 180° geometry. Isotopic dilution was performed along with the fusion step, using precise concentrations of ^{38}Ar buried as ions in aluminum targets [Bellon *et al.*, 1981]. The resulting ages listed in Table 2 are calculated using the decay constants and errors recommended by Steiger and Jäger [1977], following the equation of Cox and Dalrymple [1967].

3. The third group concerns a cluster of results with intermediate ages around 42–44 Ma for whole rock and plagioclases in granite (GOC04; within the shear zone).
4. We assume that the oldest ages of ~77 Ma represent the age of cooling of the igneous rocks following the crystallization in-so-far as the ages are concordant with Rb-Sr dating results obtained from other diorites in the same area [Pérez-Venzor, 2013]. Together with the other diorite outcrops in the eastern part of the Los Cabos Block, the Los Llanitos diorite appears to represent an arc-related Late Cretaceous/Paleocene intrusion emplaced within the main Cretaceous batholith [Pérez-Venzor, 2013].

We observe an apparent whole rock “rejuvenation” (nonweathering alteration) for both samples collected from the shear zone which is also clearly expressed for the plagioclases (GOC04 and GOC05; Figure 6c).

In the following, we infer that this rejuvenation within the shear zone is associated with the development of adularia formed from Fe- and K-rich fluids circulating in a network of syntectonic microfractures.

Microprobe analyses show that the granite (GOC04) and the granodiorite (GOC05) are indeed affected by intense fracturing picked out by Fe oxides (Figure 7a), especially the plagioclases. Along these Fe-rich fractures and even if the fractures themselves contain no K (Photo in Figure 7a, GOC05), we observe the development of tiny spots of adularia containing up to 15–17 wt % of K_2O within the plagioclase crystals (Figure 7a and Figure S2 and Table S2 in the supporting information). The size of the adularia micrometric spots is about 50 μm in GOC05 and 30 μm in GOC04 (Figure 7a). The plagioclases from these two samples show evidence of rejuvenation leading at least the primary ages to younger dates at 44.5 ± 1.0, 27.1 ± 0.6, and 27.1 ± 0.6 Ma, respectively. These ages are correlated with the K content and thus probably also with the adularia content. The observed K enrichment within the shear zone, which is associated with younger ages, corresponds here to the synkinematic breakdown of part of the biotite to chlorite, with both Fe and K being dissolved into hydrous fluids circulating along the detachment zone [Parry and Downey, 1982].

Away from the shear zone, even though the spots are smaller (10 to 20 μm), the diorite (GOC08) also contains some adularia as well as plagioclases with large patches moderately enriched in potassium (~10 wt %;

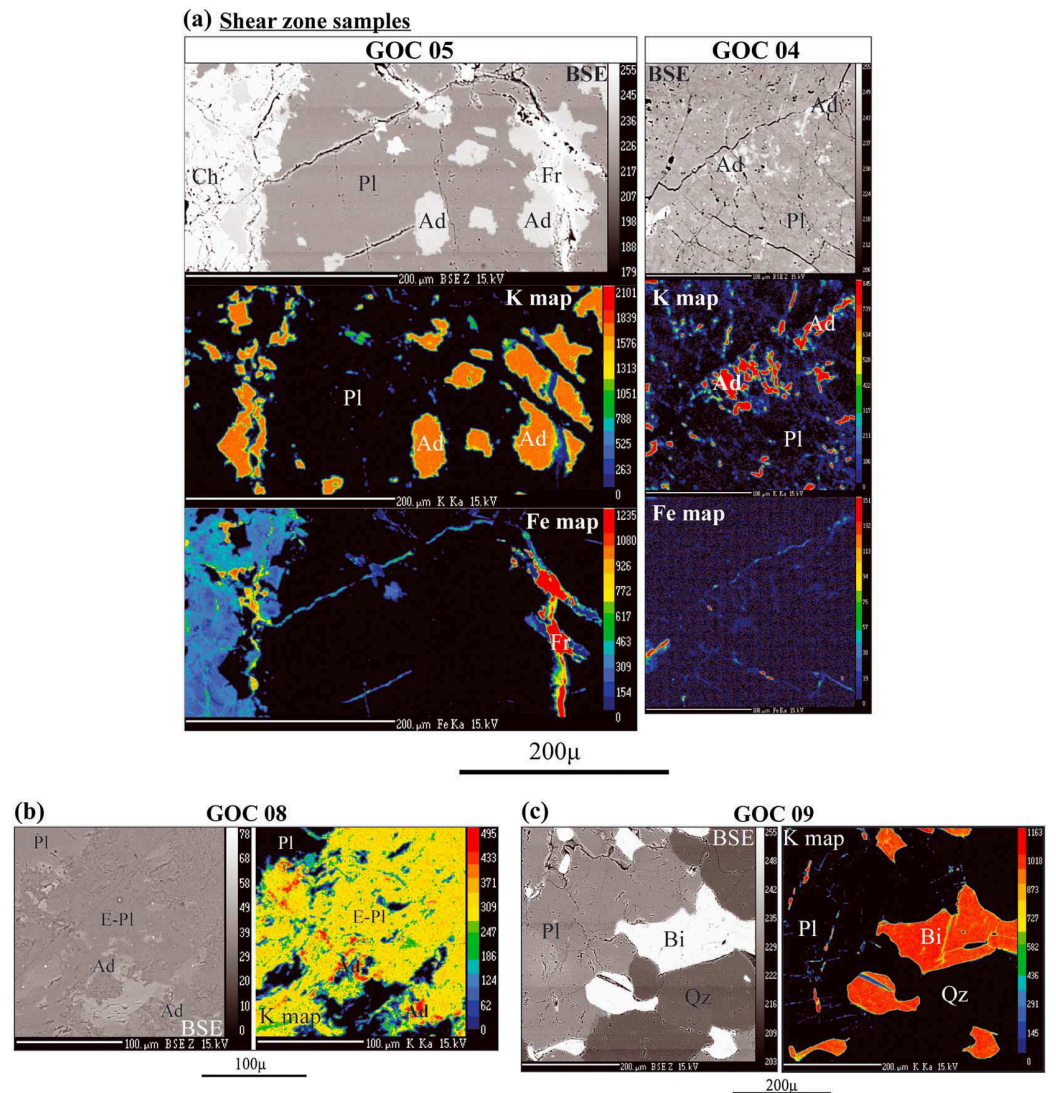


Figure 7. (a) Microprobe analyses with backscattered electron images (BSE) and K and Fe qualitative element maps for samples coming from the shear zone (GOC04 and GOC05). The plagioclases (Pl) show intense fracturing and include little spots of adularia containing up to 15 wt % K₂O. Some of the adularia spots are clearly related to the fracture network. (b) BSE image and K qualitative element maps for GOC08, the feldspars (Pl: plagioclase) show large altered areas moderately enriched in potassium (~10 wt %; E-Pl), in yellow in the K qualitative element map. BSE image and K qualitative element maps for GOC09 (Figure 7b). The biotites are small in size, anhedral habit and show remarkable freshness suggesting they crystallized at a late stage. Contrary to the previous samples, the plagioclases (Pl) show no enrichment in potassium. (Qz: Quartz and Ch: Chlorite).

Figures 7b and S5). This suggests that adularia formed here due to a temperature-controlled intracrystalline diffusion of K at the footwall of the shear zone.

The plagioclase ages obtained from a granitic dike (GOC09) indicate only a slight rejuvenation, and the feldspars display no enrichment in potassium (Figure 7c and Table S4).

The biotites from a granitic dike (GOC09; Figure 7c) have a very small size compared to the general size of minerals in the rock, displaying an anhedral habit and remarkable freshness. Therefore, these biotites are considered as newly crystallized phases with a young age at 18.15 ± 0.43 Ma and not as resulting from a rejuvenation process.

To summarize, the younger ages obtained in the shear zone were rejuvenated as a result of the circulation of potassic fluids, while samples away from the shear zones (GOC8 and GOC9) were affected by a rise in

temperature possibly in connection with the shear zone. 18.15 ± 0.43 Ma determined on newly crystallized biotites for granitic dike (GOC09) possibly marks the major thermal pulse of associated with the extensional tectonics.

Although the top of the shear zone is covered by slope deposits and vegetation, it is highly suggested that this low-dipping decametric extensional shear zone is related to the exhumed footwall deformation of an eastward dipping major detachment fault. As seen hereafter, this interpretation seems to be strengthened by footwall topography and syntectonic deposition within the hanging-wall basin.

3.2. Footwall Morphology of the Sierra La Laguna

The NS trending Sierra La Laguna (SL) culminates at an elevation of more than 2000 m. This massif was considered as the exhumed footwall of the high-angle San José del Cabo fault. This mountain range exhibits several morphologic characteristics. Here we try to find morphologic indices of the detachment fault activity recorded on the topography.

1. It displays asymmetric flanks (Figures 8a and 8c), the eastern flank (bounded by the Los Cabos detachment fault, and the San José del Cabo fault) being wider, while the western flank is steeper (Figure 8c). Furthermore, across-strike topographic profiles along the secondary interfluvies of the eastern flank show a convex shape (Figure 8c).
2. The eastern basins are characterized by elongated catchment with a rectilinear parallel pattern of the major streams extending from the fault trace to the main drainage divide (Figure 8a), showing a mean orientation of $\sim N103^\circ E \pm 3^\circ$ (Figure 8d) from north to south and are relatively regularly spaced at intervals of 4.5 ± 2.2 km (Figure 8a). This rectilinear pattern is only disrupted by four stream captures in the south (Figure 8a). The second-order streams are not much developed and trend generally orthogonal to the main stream. A dendritic shape of the drainage pattern is solely obtained when the main drainage are affected by stream capture (Figure 8a).
3. The upstream parts of the eastern basins are systematically beheaded, with the valley appearing too wide at its upper end with respect to the present-day catchment surface area (Figure 8b). These beheaded catchments are dry relic valleys which are systematically in continuity with the western basins on both sides of the main drainage divide (Figure 8a).
4. Several faceted spurs up to 400 m high can be observed overhanging the San José del Cabo fault (Figure 8a).

As developed in section 4, we interpret these observations in the geomorphology as the overprint in the footwall topography of a detachment fault and then a high-angle fault activity.

3.3. The Syntectonic San José del Cabo Basin

3.3.1. Age of the Basin

To better constrain the development of the San José del Cabo Basin, we performed four analyses of the cosmogenic nuclides ^{26}Al and ^{10}Be on quartz grains extracted from granitic boulders sampled at the foot of recent and large road cuttings within the Los Barriles formation (Figures 9a and 9b and Table 3). All samples were prepared at the LN²C laboratory, and the analyses were carried out using the French national accelerator mass spectrometry (AMS) facility located at ASTER (CEREGE, France). The ^{26}Al counts measured by the AMS were comparable to results obtained by running blanks and are therefore quoted in Table 3 as maximum values. The resulting $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio is consequently very low, with all measured samples yielding values lower than 0.4. By comparing the ^{10}Be concentrations and $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratios as shown in Figure 9c, we can estimate the age of burial of these detrital samples based on differential decay of these two cosmogenic nuclides after complete shielding from cosmic rays (see *Granger and Muzikar* [2001] for a complete discussion of this approach). Such very low $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratios, due to the almost complete decay of the previously produced ^{26}Al , indicate that these sediments have been buried for a minimum of 5 Ma (Figure 9c). The position of the representative points on the graph, combined with the fact that the amount of remaining ^{10}Be is higher, also allows us to estimate the initial concentration of cosmogenic nuclides accumulated during erosion processes at the surface, leading to erosion rates of about 50–100 m/Ma.

The very low content of cosmogenic Al in the samples clearly demonstrates that the Los Barriles formation is no younger than 5 Ma (Figure 9c), i.e., early Pliocene at the latest. By establishing that the Los Barriles formation is lower Pliocene (or even older), we need to reconsider significantly the previous age estimates for the southern Baja California sedimentary formations. The Refugio formation is clearly confined to the early Pliocene or even

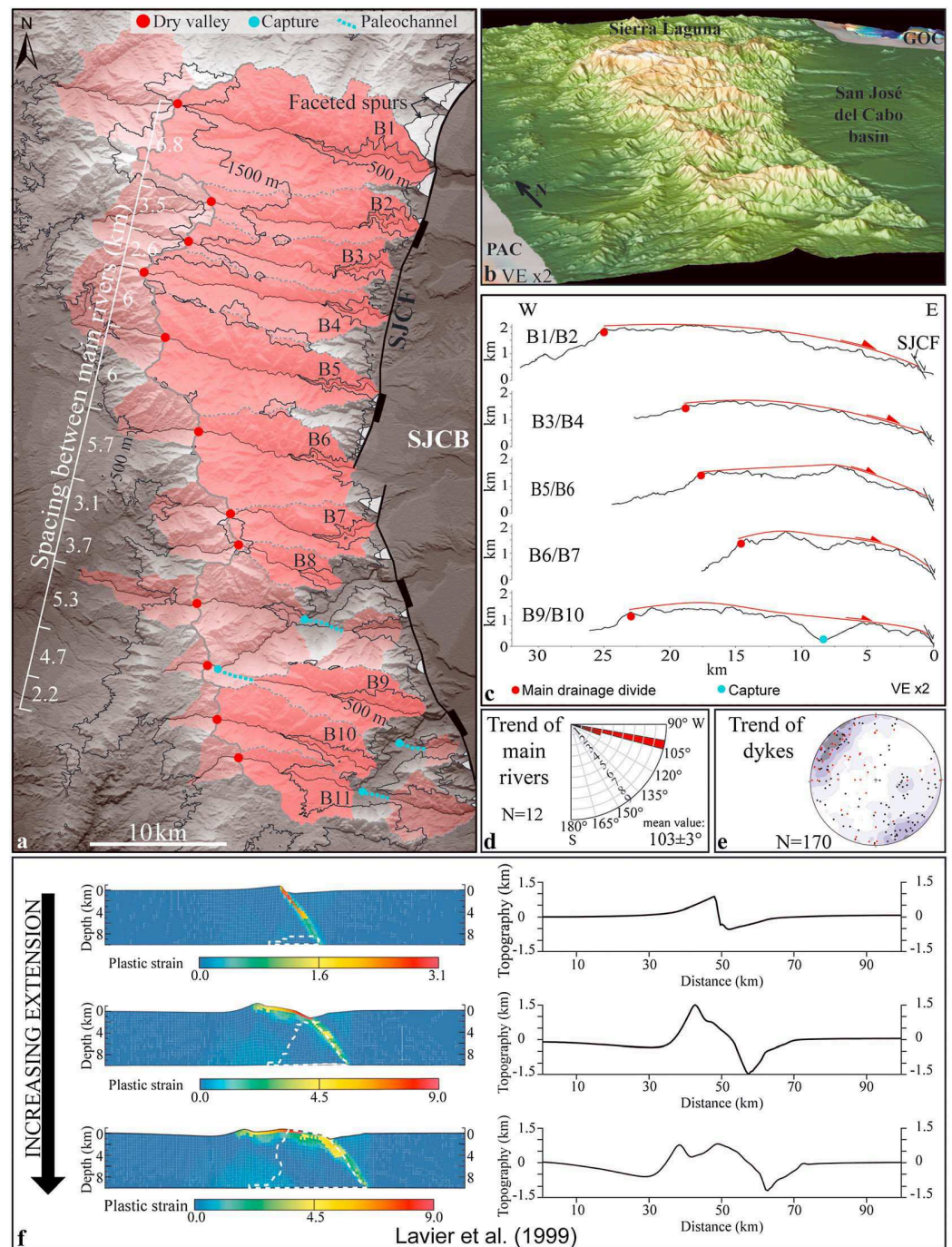


Figure 8. (a) Geomorphologic map of the Sierra la Laguna (SL) showing spacing between the main eastern rivers. The pink catchments represent the inherited drainage network associated with exhumation of the rolling-hinge footwall. Preserved faceted spurs are represented by white triangular shapes, and eroded faceted spurs by light grey triangular shapes. (b) View of a 3-D digital elevation model of the Sierra La Laguna looking toward the east, showing a dry relic valley (Basin n°5; location in Figure 8a). Digital elevation model was created using *GeoMapApp* (<http://www.GeoMapApp.org>). (c) EW trending interfluvial profiles, location in Figure 8a. (d) Rose diagram of directional trends of eastern rivers, with average trend of $N103^{\circ}E \pm 3^{\circ}$ value. (e) Lower hemisphere projection of poles from mafic and acid dikes crosscutting the Sierra La Laguna basement (black squares: present data; red squares: values from Pérez-Venzor [2013]) and density contour plots (Kamb method provided by Stereonet program V9.2.0) with 2σ contour interval and 3σ significance level. (f) Model of topography and plastic strain plotted for three steps in the evolution of a detachment fault according to Lavier *et al.* [1999].

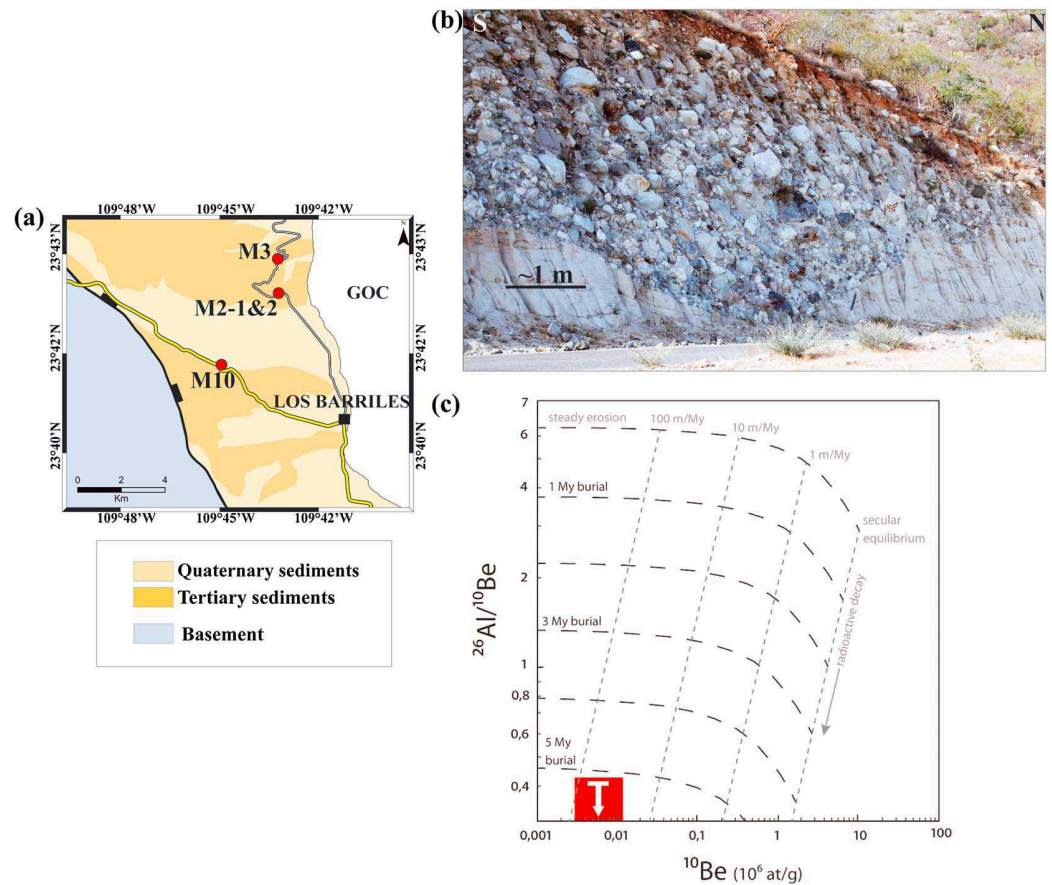


Figure 9. (a) Map of Los Barriles samples of Table 3 (location in Figure 2a). (b) Example of sample site of granitic boulders from Los Barriles formation (M2-1 and M2-2 samples). (c) Burial age plot obtained from concentrations and ratios of cosmogenic nuclides ^{26}Al and ^{10}Be measured in samples of detrital quartz from the Los Barriles formation (calculations from Granger and Muzikar [2001]). The very low amount of remaining ^{26}Al (see Table 3) prevents accurate estimation of the $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio, so samples are not plotted individually. Samples plot in the red field, which extends down to $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratios as low as 0.009. Whatever the precision of measurements at such low concentrations, the minimum burial age can be estimated at ~ 5 Ma.

the end Miocene, whereas the Trinidad formation is end Miocene in age at the latest. Therefore, all exposed sedimentary formations, with the exception of the El Chorro formation, appear to be older than 3.6 Ma, so they must predate the lithospheric breakup and the early oceanic spreading at ~ 3.6 Ma.

Finally, the upper Pleistocene to Holocene El Chorro formation [Martínez-Gutiérrez and Sethi, 1997], which unconformably overlies the older strata, corresponds to a postrift deposit.

Table 3. Concentrations of ^{10}Be and ^{26}Al Measured in Shielded Samples of Detrital Quartz From the Los Barriles Formation (Location in Figure 9a)^a

Sample	Latitude	Longitude	^{10}Be		^{26}Al	$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$
			(at/g)	(\pm)	(at/g)	
M2-1	N23°43.845	W109°43.651	6773	709	<771	<0,11
M2-2	N23°43.845	W109°43.651	11205	1134	<4593	<0,41
M3	N23°44.700	W109°43.740	10742	936	<905	<0,09
M10	N23°42.263	W109°44.955	3083	536	<1140	<0,37

^aSamples were prepared at the LN²C laboratory and measured at the ASTER national AMS facility (CEREGE, France). The total counts acquired for ^{26}Al during AMS measurements ranged from 1 to 2, yielding values comparable to the running blanks. Hence, these results only allow estimation of maximum concentrations. The total initial sample mass used for these measurements was 150 to 250 g of pure quartz.

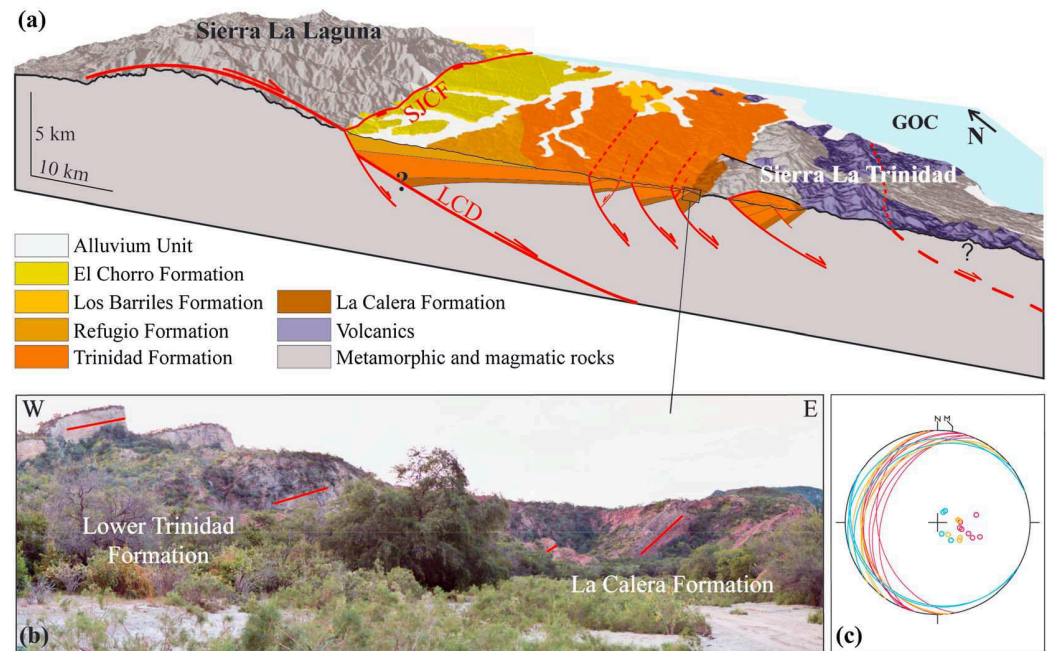


Figure 10. (a) Geological block diagram and cross-section interpretation of the northern part of the San José del Cabo Basin (SJCF: San José del Cabo fault, LCD: Los Cabos detachment; location: white box in Figure 1b; stratigraphy according to *Martínez-Gutiérrez and Sethi* [1997]; sedimentary rock contours from our cartographic analysis and direct observations and from *Martínez-Gutiérrez and Sethi* [1997], and contours of volcanic rocks from *Romero et al.* [2002]); the crustal structure at depth in this area is not known. (b) View of syntectonic sedimentary deposits with fanning bed dip geometry, covering interval from the La Calera formation to the Middle Trinidad formation. (c) Fanning bed dips measured in the same area as Figure 10b (in blue; Lower Trinidad formation; in yellow: upper part of La Calera formation; in red; Lower part of La Calera formation).

3.3.2. Basin Structure

From our cartographic analysis and direct observations, the stratigraphic succession from the middle Miocene La Calera formation to the middle facies of the Trinidad formation is very clearly involved in synsedimentary rift tectonics associated with major normal faults dipping to the east (Figures 10 and 3a–3e). A general fanning bed dip geometry may be observed affecting both formations (Figures 10b and 10c). At the outcrop scale, numerous small-scale faults with normal slip ranging from 1 dm to ~10 m are seen to cross-cut both formations. Most of these faults form conjugate sets (Figure 3b). In the La Calera formation up to the Middle Trinidad formation, many of these small-scale normal faults are conjugate and crosscut subhorizontal layers that are sealed by more recent strata and tilted to the west during ongoing extension (Figure 3e). In the claystones of Trinidad formation, many of those faults were associated with local destabilization of the unconsolidated sediments in the hanging walls (slumps; Figure 3e). The amount of stretching within the basin is difficult to estimate as the dip of the major faults is so far unknown.

We used the INVDIR inversion method [*Angelier, 1990*] to determine the reduced stress tensor associated with mechanically compatible fault slip data. This reduced stress tensor [see *Angelier, 1990*] was obtained after untilting the earliest faults (from the La Calera formation to the Middle Trinidad formation) around the averaged strike direction of the strata (Figure 3g). We can compute a minimum stress σ_3 trending N118°E by extracting the stress tensor obtained from the syntectonic deposits of the La Calera formation up to the Middle Trinidad formation (Figure 3g). This stress field probably acted during the middle Miocene to the latest Miocene, i.e., from ~14 to 6 Ma.

We did not observe any strong deformation (i.e., fault-controlled tilting) affecting the Upper Trinidad formation (Figure 3f) within the basin itself, apart from some northern outcrops close the Los Barriles area showing northwestward dipping strata (and probably involved in more recent deformation, see section 4). However, within the San José del Cabo Basin, this formation is cut by a number of minor faults (Figure 3f) recording a stress field with σ_3 trending N088°E (Figure 3h), suggesting an anticlockwise rotation of the horizontal stresses in an extensional regime.

4. Discussion

4.1. The Los Cabos Detachment Fault and Syntectonic Basin

The Los Cabos Block was considered until now as the exhumed footwall of the high-angle San José del Cabo fault. This fault bounds the Sierra La Laguna to the east and trends N010°E in the north and N160°E in the south. It is picked out by spur features that suggest a high-angle fault activity.

However, several arguments contradict this hypothesis. (1) The footwall topography (Figures 8a and 8c) is opposite to that expected for a high-angle normal fault with asymmetric flanks, the eastern flank bounded by the fault being wider, while the western flank is steeper [Leeder and Jackson, 1993]. (2) Across-strike topographic profiles along the secondary interfluvies of the eastern flank show a convex shape (Figure 8c), a geomorphic characteristics already highlighted on detachment-fault surface in Sulawesi [Spencer, 2011]. (3) The remarkably parallel and rectilinear pattern of streams to the east of the main drainage divide (Figure 8a) could indicate recent surface tilting or the presence of a major active normal faults since parallel drainage patterns generally occur as a transitional phase of treillis or dendritic drainage [Howard, 1967; Deffontaine and Chorowicz, 1991]. But the San José del Cabo fault is currently assumed to be inactive or with a negligible slip rate [Fletcher and Munguia, 2000] that makes it difficult to explain the parallel-fault drainage of the Sierra La Laguna. However, such parallel drainage has already been associated to detachment-fault surfaces in New Papua New Guinea [Miller et al., 2012]. (4) The N103°E rectilinear and parallel stream pattern (Figures 8a and 8d) cuts obliquely across the fault trace, in particular, in the southern fault segment (Figure 8a).

The dry relic valleys (Figure 8b) in the upper parts of the eastern basins, the continuity and parallelism between the western and eastern basins, as well as the obliquity between the stream trend and the high-angle fault trace seem all controlled by a common parameter. However, this factor is not lithological because the major boundaries between the magmatic basement units have a N-S trend (Figure 2a). The only potential erosional channels in the area are dikes (Figure 8e), but our measurements show, in accordance with the results of Pérez-Venzor [2013], that these features trend dominantly NE-SW, i.e., highly oblique to the drainage pattern (Figure 8e). We propose below a structural control of these geomorphic features.

Indeed, we suspect that the parallel geometry of the eastern streams in continuity with the western streams by dry valleys was constrained by regularly spaced corrugations that formed on the convex footwall of a major detachment fault plane, either reflecting the presence of "megamullions" [Christie et al., 1998] or folding in a transtensional context [Seiler et al., 2010; Fossen et al., 2013].

If the river network was contemporaneous to the detachment-fault activity, those dry valleys could be indicative of a drainage reversal during the development of a convex-shaped topography associated with the exhumation of the rolling-hinge footwall [Lavier et al., 1999; Spencer, 2010] (Figure 8f). The modeling of Lavier et al. [1999] indicates that the exhumed detachment fault surface changes from a plane surface dipping toward the hanging wall to a convex shape (Figure 8f). During the first step, the streams on the detachment fault surface must drain only toward the hanging wall, and during the bulging, a new stream network draining toward the opposite sense must develop and piracy the previous stream network by regressive erosion. The dry valleys would correspond to the previous pathway of the first stream network in the hinge of the folded detachment-fault surface.

Considering the estimated dip of the detachment fault plane (<20° eastward; Figure 5f) and assuming a 25° C/km thermal gradient, we estimate from fission-track data [Fletcher et al., 2000] that rolling hinge deformation of the footwall exhumed at least ~13 km of basement, in accordance with the width of footwall exposure.

The relatively regularly spaced main drainage could be provided a supplementary sign of a structural control even if it is not an argument to a detachment-fault surface since Hovius [1996] demonstrates that the regular spacing of the drainage outlets is common during the mountain belt growth. However, it is the combination of a parallel drainage and a regular drainage spacing from upstream to outlet that suggests a drainage network developed on a corrugated detachment fault surface [Miller et al., 2012].

As several faceted spurs can be observed overhanging the fault, the particular Los Cabos footwall morphology would therefore result from a superposition of the successive development of upward-convex flexural topography associated with the exhumation of the rolling-hinge footwall due to the observed detachment-fault [Lavier et al., 1999; Spencer, 2010] (Figures 8c and 8f) with a breakaway zone that is now eroded (Figures 8c and 8f) and late imprint of footwall uplift associated with the San José del Cabo higher-angle fault.

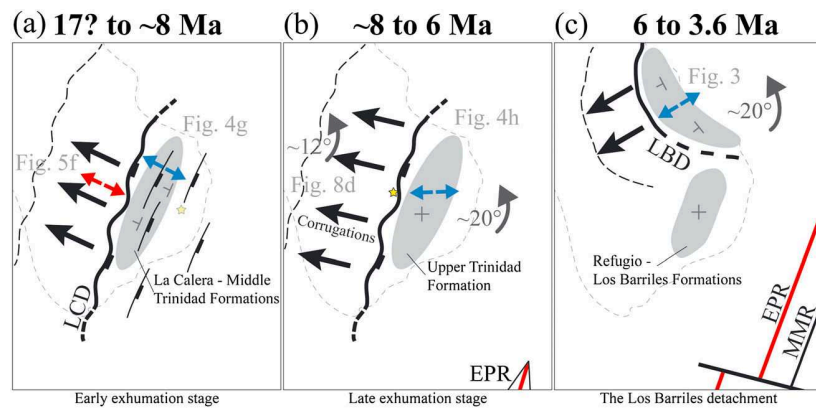


Figure 11. Evolution of the Los Cabos area from ~17 Ma to the breakup stage (3.6 Ma). (a) Early (17?–~8 Ma) and (b) late (~8–6 Ma) exhumation stages of the Los Cabos detachment (LCD) footwall; (c) Later (6–3.6 Ma) Los Barriles detachment (LBD). Red arrows are for stretching directions (Figure 5f). Blue arrows are trends of σ_3 recorded in the La Calera and Lower and Middle Trinidad formations (Figure 11a) (see Figure 3g), in the Upper Trinidad formation (Figure 11b) (see Figure 3h), and in the Los Barriles formation (Figure 11c) [see Geoffroy and Pronost, 2010]. Black arrows represent the kinematics at the footwall. The grey dashed lines are the present-day onshore limits. The yellow star is for the displacement of a point located on the detachment plane (buried in Figure 11a and exposed in Figure 11b). EPR: East Pacific Rise and MMR: Maria Magdalena Rise.

4.2. Kinematics and Chronology of the Deformation

We discuss hereafter the detailed kinematics of the Los Cabos area and tentatively replace it in the frame of the GOC opening. We show that the extensional strain field in this area is associated with a continuous anticlockwise rotation of the stretching direction (supposing southern Baja California as fixed) from ~17 to ~3.6 Ma.

4.2.1. Early Exhumation Along the Los Cabos Detachment (Figure 11a)

The motion along the detachment fault has produced ductile to brittle stretching, with synkinematic lineations trending ~N115°E in the exposed shear zone, developed parallel to the N118°E orientation of σ_3 recorded in the basin during syntectonic sedimentation (Figures 3g, 5f, and 11a).

We can assign a middle Miocene age (~17 to 12 Ma; Figure 11a) for the onset of the Los Cabos detachment considering (1) the age of the earliest observable syntectonic sediments, (2) the apatite and zircon fission track data [Fletcher *et al.*, 2000], and (3) the maximum 17.5 Ma age for the rejuvenation of the basement along the exposed brittle-ductile shear zone (taking into account possible input of allogenic radiogenic Ar within the fluid phase).

In the basin, the earliest sedimentation was controlled by the detachment fault itself and by synthetic faults, expressed notably at the eastern edge of the basin (Figure 10a). The geometry of the basin is hypothetical in its central and western parts, being based on the attitude of bedding from the geological map and from our own dip measurements (Figures 2a and 10a). This geometry suggests a thickening of the basin to the west, which is incompatible with a gravity-derived profile in the northern part of the basin, suggesting a maximum sediment thickness at the center of the basin assuming a constant density for the sediments (from 2 to 2.2 g cm⁻³) and constant density also for the basement [Busch *et al.*, 2011, Figure 6]. However, these latter authors [Busch *et al.*, 2011] point out that the overall geometry of the basin is asymmetric, highlighting the importance of east facing faults in its structure and excluding the San José del Cabo fault as a major synsedimentary structure during the Mio-Pliocene, in contrast with previous considerations. Although we agree with that, we consider that the inversion of gravity data in the southern Baja California basins should take better account of the footwall-related sedimentary facies as described by Martínez-Gutiérrez and Sethi [1997]. These authors stressed that conglomeratic formations with abundant submetric to metric basement boulders are common along the basin boundary faults, even at distance from them. This could indicate that large lateral density gradients are to be expected within these basins. For example, 50% of boulders of density >2.6 g cm⁻³ contained in a matrix of density 2.2 g cm⁻³ gives an average conglomerate density of >2.4 g cm⁻³, which would significantly thicken the basin along the faults. Alternatively, although our reconstruction from Figure 10a fits with the exposed geology, it does not take into account possible concealed

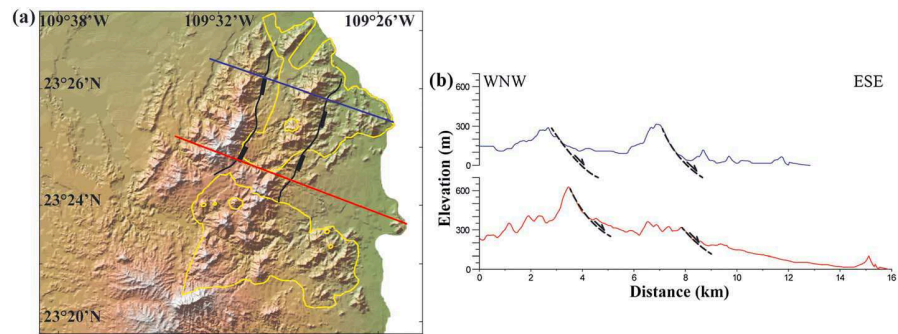


Figure 12. (a) Shaded relief map of the Sierra La Trinidad and mapping of probable synthetic detachment faults associated with the Los Cabos detachment (for location: see Figure 1b). The dotted yellow lines correspond to contours of volcanic rocks [Romero *et al.*, 2002]. Digital elevation model and profiles were created using *GeoMapApp* (<http://www.GeoMapApp.org>). (b) Topographic profiles located in Figure 12a. Dashed lines indicate probable fault planes.

normal faults dipping to the east at the western edge of the basin and sealed by the Trinidad formation and later sedimentary deposits.

To the east of the basin, the upper plate Trinidad basement block is probably itself dissected eastward by an array of at least two large normal faults dipping ESE, considering both the topography and the location of outcropping Miocene-related volcanics (Figures 10a, 12, and 13).

4.2.2. Late Exhumation Along the Detachment Fault (Figure 11b)

The detachment is thought to have been inactive from the end Miocene (Figure 11b), just before the development of the Los Barriles detachment and the onset of the earliest oceanic crust accretion in the nearby EPR propagator segment (Figures 1 and 11c). These ages are in very good agreement with major exhumation of the eastern part of the Sierra La Laguna during the middle to early Pliocene, as inferred by Fletcher *et al.* [2000] from apatite and zircon fission track data.

We infer that a slight (~10°) anticlockwise rotation in the strain field occurred during the late footwall exhumation as expressed both in the sole of the detachment (which is made up of the Sierra La Laguna basement) and in the hanging-wall basin.

We note indeed a ~12° anticlockwise discrepancy between the N103°E trending rivers equated with corrugations (Figure 8d) and the initial N115°E kinematic trend (Figure 5f). These corrugations on detachments can be interpreted as megamullions formed by frictional shear or, alternatively, by basement folding in a trans-tensional context [Seiler *et al.*, 2010; Fossen *et al.*, 2013]. In the latter case, the corrugation could either be parallel to the instantaneous X axis (maximum stretching direction) or the initial hinge lines, which were formed at 90° to the shear plane and passively rotated during increasing transtension [Fossen *et al.*, 2013]. Although we do not observe any folding in the basin itself, and even if short-wavelength folding of an upper/middle crustal basement would imply unexpected high thermal gradients, we should not completely rule out this hypothesis of a slight strike-slip shear component during extension.

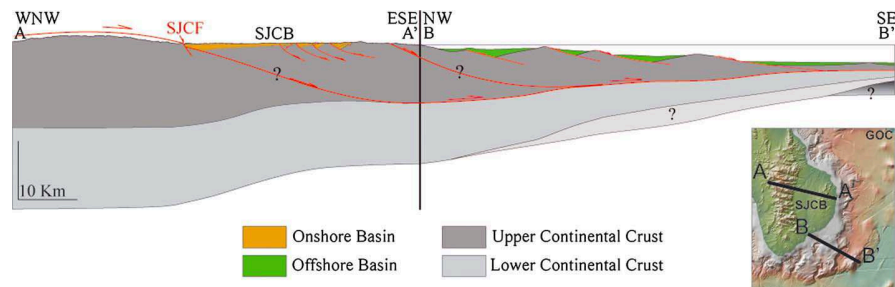


Figure 13. Composite AA' and BB' (see inset and Figure 1b) cross section of the Los Cabos margin. The offshore faults and basins location after Páramo *et al.* [2008]; crustal structures modified from Páramo *et al.* [2008]. The crust thins from 28 km in continental crust to 6.7 km in oceanic crust, and the thinned continental crust occupies a 75 km wide zone.

However, synsedimentation faulting within the basin shows also a $\sim 20^\circ$ anticlockwise rotation of the minimum stress associated with the deposition of the Upper Trinidad syntectonic formation (compare Figures 3g and 3h). We are thus prone to conclude that the inferred N103°E corrugations in the detachment footwall (Figure 8d) represent the tectonic imprint of the latest stages of the footwall exhumation in the frame of a general anticlockwise rotation of the stretching direction.

4.2.3. Final Exhumation: The Los Barriles Detachment (Figure 11c)

Contrary to what is observed in the Los Cabos Basin, the Refugio and Los Barriles formations which postdate the Trinidad are clearly involved in detachment-type tectonics in the Los Barriles area, to the north of the San José del Cabo Basin (Figures 1b and 4) [Geoffroy *et al.*, 2009; Geoffroy and Pronost, 2010; Masini *et al.*, 2010]. The related detachment fault bordering the Los Barriles Basin (LBB in Figures 1b and 11c) was initially mapped as the northwestward continuation of the San José del Cabo Fault [Fletcher and Munguia, 2000; Busch *et al.*, 2011] in clear contradiction with detailed mapping [Romero *et al.*, 2002] as well as field observations. The kinematic vector of the N160°E trending Los Barriles detachment fault is N070°E $\pm 20^\circ$ thus anticlockwise rotated compared to the previous N088°E to N118°E vector inferred from the San José del Cabo Basin.

4.2.4. Latest Tectonics

From this stage onward, the high-angle San José del Cabo fault (as well as a number of other faults in the area such as San Juan de Los Planes fault, Figure 1b) crosscuts the Los Cabos area detachment fault, apparently accommodating only minor extension in the \sim N090 to N120°E trend. This renewed E-W to NW-SE extension, coeval with the El Chorro deposition (Figure 10a), is of regional distribution [Coletta and Angelier, 1983; Umhoefer *et al.*, 2002].

4.3. Geodynamic Interpretation (Figure 14)

The geometry and kinematics of the postulated detachment, as well as development of the coeval basin, are clearly related in time and space to the continental strain field associated with the NE ward propagation of the EPR axis during the Miocene [Curray *et al.*, 1982; Lonsdale, 1991, 1989] (Figure 13 with location in Figure 1b). The Los Cabos detachment fault is associated with continental margin necking as imaged by Páramo *et al.* [2008] farther south from seismic refraction and gravity survey data (Figure 13). We propose a synthesis of the available and new data in Figure 13. The Los Cabos detachment would represent continentward crustal necking related to a seaward dipping detachment fault on the passive margin, as proposed in recent models of nonmagmatic continental breakup [Manatschal, 2004; Mohn *et al.*, 2010; Unternehr *et al.*, 2010]. We also suggest that this fault could root along the brittle/ductile interface at depth [Whitney *et al.*, 2013] (Figure 13). This hypothesis is in agreement with the NW-SE extension affecting basins on the Alarcón spreading corridor subsequent to approximately 14–12 Ma [Sutherland *et al.*, 2012]. Because the Upper Trinidad Formation seems to postdate extensional tectonics within the Los Cabos basin, we tentatively correlate this formation with the early Pliocene continental breakup and earliest thermal relaxation of the margin lithosphere in this area.

On the other hand, there is abundant evidence that NE-SW to ENE-WSW extension occurred during the middle to late Miocene across most of the future GOC in a trend nearly orthogonal to the Comundu volcanic arc [Angelier *et al.*, 1981; Stock and Hodges, 1989; Zanchi, 1994].

Therefore, we may tentatively infer the following tectonic evolution in southern Baja California (Figure 14):

1. During an early late Miocene stage, from 14 to 6 Ma, two strain fields coexisted in southern Baja California when the EPR ridge propagator was approaching the Cabo-PV area: NE-SW to ENE-WSW extension across most of the Peninsula (acting since the Miocene) and NW-SE (N118°E) in the Cabo-PV and Alarcón areas (Figure 13a); the NW-SE extension would have been driven by tensional tectonic stresses associated with the tip of the EPR propagator, whereas the NE-SW to ENE-WSW extension was probably driven by slab-related deep processes [Martin *et al.*, 2000] and/or by gravity collapse of the Comundu arc inducing lower crustal flow [e.g., Persaud *et al.*, 2007]. It is probable that at this stage, the southern prolongation of the San Andreas dextral shear zone (partly?) jumped from the San Benito and Tosco-Abreojos faults (Figures 1a and 14a) and became localized toward the center of the GOC, adopting an en echelon pattern corresponding to a purely dextral shear zone [Bennett *et al.*, 2013] (Figure 14a).
2. Probably ~ 1 – 2 Ma before definitive breakup in the Cabo-Puerto Vallarta area (i.e., at about ~ 6 Ma), the NW-SE to E-W continental extension ceased and displacement was mainly transferred into the breakup

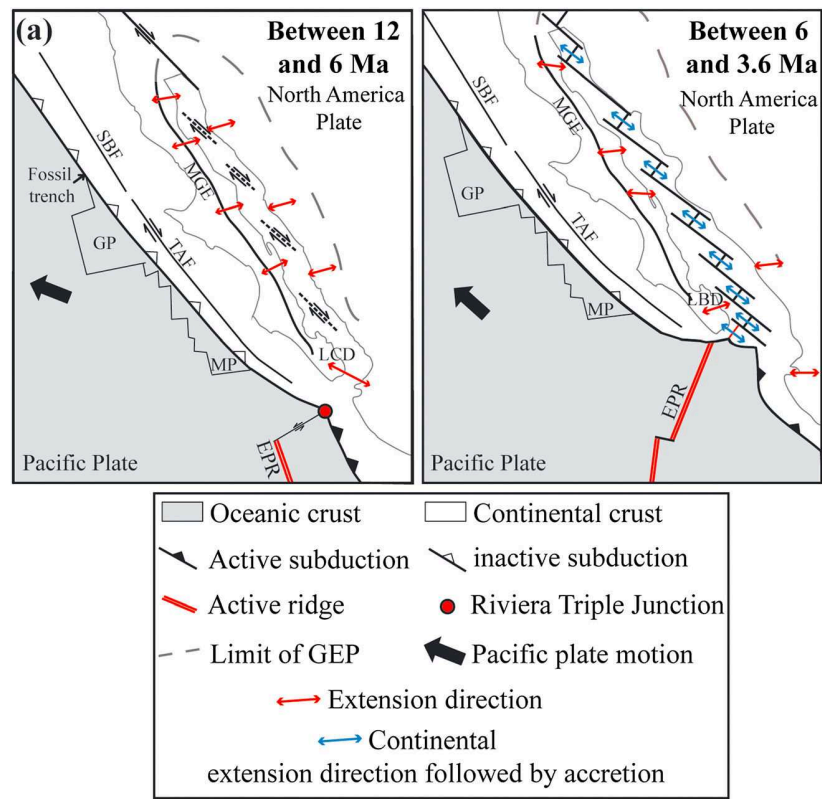


Figure 14. Proposed tectonic evolution with extension directions recorded along the structures of the Gulf of California during continental extension according to our data and the results of *Angelier et al.* [1981], *Bennett et al.* [2013], *Gans* [1997], *Geoffroy and Pronost* [2010], *Henry and Aranda-Gomez* [2000], *Lee et al.* [1996], *Oskin and Stock* [2003a], *Stock and Hodges* [1989], and *Zanchi* [1994]. Plate motion vectors are from *Atwater and Stock* [1998]. Oceanic structures are from *Lonsdale* [1989, 1995]. GEP and MGE are modified from *Axen* [1995]. Onshore limits are modified from *Fletcher et al.* [2007] and *Drake* [2005]. (a) Stage from ~12 Ma and 6 Ma; (b) stage from 6 Ma. GEP: Gulf Extensional Province, MGE: Main Gulf Escarpment, EPR: East Pacific Rise, MP: Magdalena Plate, GP: Guadalupe Plate, LCD: Los Cabos Detachment, LBD: Los Barriles detachment, TAF: Tosco-Abreojos fault, and SBF: San Bonito fault.

area, as indicated by the late-rift attitude of the Upper Trinidad formation. Within the central GOC, continental extension followed by early accretion seems parallel to the regional NW-SE plate motion vector [*Plattner et al.*, 2009], as suggested by the observed pattern of normal faults trending NNE-SSW, accommodating the pull-apart breakup of the central part of the GOC (Figure 14b) [*Lonsdale*, 1989; *Umhoefer*, 2011; *Sutherland et al.*, 2012]. At the same period, along the GOC onshore margins, the inherited Gulf-parallel faults continued to act as pure dip-slip faults and dextral oblique-slip faults accommodating an ENE-WSW trending extension.

This GOC normal extension turned finally to NW-SE [*Angelier et al.*, 1981, *Colletta and Angelier* 1983; *Geoffroy and Pronost*, 2010; *Umhoefer et al.*, 2007]. The development of some newly formed N-S to NE-SW high-angle normal faults [*Umhoefer et al.*, 2014], including possibly the San José del Cabo fault, is consistent with this latest evolution. However this late NW-SE extension is weak and probably transient since the present-day stress field indicated by earthquakes along the margin is more consistent with NE-SW extension [*Munguía et al.*, 2006]. This active tectonics could be connected to lateral displacement currently observed in the western part of Baja California along the Tosco-Abreojos faults [*Michaud et al.*, 2004], suggesting some strain partitioning in this area.

The general pattern, with extension parallel to the kinematic vector in the central GOC area, but oblique along rift-parallel normal faults at the borders of the Gulf, is in very good agreement with the recent model of oblique rifting proposed by *Philippon et al.* [2015]. In this model, this particular pattern would arise in relation with the deformation of a linear belt of weak crust trending oblique to the kinematic vector. This weak crust would here represent the thickened arc-related Oligo-Miocene crust of the GOC.

5. Conclusions

1. A crustal-scale detachment along the Sierra La Laguna in southern Baja California, unrecognized until now, exhibits a >10 m wide ductile to cataclastic shear zone dipping ~20° to the SE. The ~E-W trending regularly spaced drainage pattern of the convex detachment footwall is best interpreted as representing megamullions. The continuity between the eastern and western basins away from the dry relic valleys in the detachment footwall could suggest an upward-convex flexural doming of the detachment fault plane with a breakaway zone that has been eroded. The present morphology of the Sierra La Laguna would represent the fossilized and partly eroded exhumed footwall of the Los Cabos detachment fault which was inactive from ~6 Ma.
2. At the hanging wall of the detachment fault, the stratigraphic succession from the middle-Miocene La Calera formation to the middle member of the Trinidad formation in the San Jose del Cabo Basin is clearly involved in synsedimentary rift tectonics, which is kinematically coherent with the motion vectors along the detachment fault. In addition, the age of synsedimentary extension, constrained by cosmogenic isotopes, is globally consistent with the ages inferred from K-Ar dating along the shear zone itself (~17 Ma for the maximum age of rejuvenation from K/Ar ages in the basement) and also from fission track data [Fletcher *et al.*, 2000]. A minimum stress σ_3 vector trending N118°E anticlockwise rotating lately to N088°E is obtained in the basin from the inversion of fault slip data derived from synsedimentary normal faults.
3. To the north of the Sierra La Laguna, along the shore of the NW-SE trending GOC, another synsedimentary detachment structure crosscuts and postdates the Los Cabos detachment fault [Geoffroy and Pronost, 2010]. The Los Barriles detachment was active during the deposition of the Refugio and Los Barriles formations, which we show here to be no younger than 5 Ma. The kinematic vector associated with this detachment trends N070°E ± 20° outlining the anticlockwise rotation of the stretching directions during a ~12 Ma period in southern Baja California. The San José del Cabo fault and a number of minor faults in the nearby Quaternary basins of southern Baja California record a late extension in the E-W to NW-SE trend. These faults accommodate a minor deformation compared to the deformation associated with detachment structures.

The pattern of extension on the southern Baja California margin thus appears to be much more complex than initially suggested from studies focused on high-angle recent to active faults [Busch *et al.*, 2011; Fletcher and Munguia, 2000; Fletcher *et al.*, 2000; Umhoefer *et al.*, 2014]. To the south of the area, an overlapping of detachment faults and basins is observed with different kinematics and ages. By integrating the data at the scale of the GOC, it appears that southern Baja California was greatly influenced by the northeastward EPR propagation during the Miocene-Pliocene. The related strain field should not be confused with more recent late Pliocene-Quaternary tectonics. Apart from this strain field that was localized in time and space, the overall deformation of the GOC and its margins since the Miocene seems to be best explained by the existence of a central weak zone (corresponding to the GOC). This latter domain is highly oblique to the plate motion vector, with faults showing contrasted geometries in the center of the weak zone and along its borders [Philippon *et al.*, 2015].

Acknowledgments

This project is supported by the "Action Marges" program (CNRS-INSU, TOTAL, IFREMER, BRGM). Céline Liorzou and Jessica Langlade are warmly thanked for their technical assistance in geochemical and microprobe analyses, respectively. We thank Luc Lavier for permission to display the figure of his model. We are also grateful to Gary Axen and the anonymous reviewers for their constructive comments and suggestions that have contributed to improve this paper. Michael Carpenter proofread the English style and grammar. The data for this paper are available by contacting the corresponding author.

References

- Angelier, J. (1990), Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress—III, A new rapid direct inversion method by analytical means, *Geophys. J. Int.*, 103(2), 363–376, doi:10.1111/j.1365-246X.1990.tb01777.x.
- Angelier, J., B. Colletta, J. Chorowicz, L. Ortlieb, and C. Rangin (1981), Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico, *J. Struct. Geol.*, 3(4), 347–357, doi:10.1016/0191-8141(81)90035-3.
- Arreguín-Rodríguez, G. D. J., and T. Schwennicke (2013), Estratigrafía de la margen occidental de la cuenca San José del Cabo, Baja California Sur, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 65(3), 481–496.
- Atwater, T., and J. Stock (1998), Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States, *Int. Geol. Rev.*, 40(5), 375–402.
- Autin, J., N. Bellahsen, L. Husson, M.-O. Beslier, S. Leroy, and E. d'Acromont (2010a), Analog models of oblique rifting in a cold lithosphere, *Tectonics*, 29, TC6016, doi:10.1029/2010TC002671.
- Autin, J., N. Bellahsen, S. Leroy, L. Husson, M.-O. Beslier, and E. d'Acromont (2013), The role of structural inheritance in oblique rifting: Insights from analogue models and application to the Gulf of Aden, *Tectonophysics*, 607, 51–64.
- Axen, G. (1995), Extensional segmentation of the Main Gulf Escarpment, Mexico and United States, *Geology*, 23, 515–518, doi:10.1130/0091-7613(1995)023<0515:ESOTMG>2.3.CO;2.
- Bellahsen, N., L. Husson, J. Autin, S. Leroy, and E. d'Acromont (2013a), The effect of thermal weakening and buoyancy forces on rift localization: Field evidences from the Gulf of Aden oblique rifting, *Tectonophysics*, 607, 80–97, doi:10.1016/j.tecto.2013.05.042.
- Bellon, H., N. Quoc Buù, J. Chaumont, and J. C. Philippet (1981), Implantation ionique d'argon dans une cible support: Application au traçage isotopique de l'argon contenu dans les minéraux et les roches, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 292, 977–980.
- Bennett, S. E. K., M. E. Oskin, and A. Iriando (2013), Transensional rifting in the proto-Gulf of California near Bahía Kino, Sonora, México, *GSA Bull.*, 125, 1752–1782, doi:10.1130/B30676.1.

- Bryan, S. E., T. Orozco-Esquivel, L. Ferrari, and M. López-Martínez (2014), Pulling apart the Mid to Late Cenozoic magmatic record of the Gulf of California: Is there a Comondú Arc?, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 385(1), 389–407.
- Brune, S. (2014), Evolution of stress and fault patterns in oblique rift systems: 3-D numerical lithospheric-scale experiments from rift to breakup, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 3392–3415, doi:10.1002/2014GC005446.
- Busch, M. M., J. R. Arrowsmith, P. J. Umhoefer, J. A. Cohan, S. J. Maloney, and G. M. Gutiérrez (2011), Geometry and evolution of rift-margin, normal-fault–bounded basins from gravity and geology, La Paz–Los Cabos region, Baja California Sur, Mexico, *Lithosphere*, 3, 110–127, doi:10.1130/L113.1.
- Christie, D. M., B. P. West, D. G. Pyle, and B. B. Hanan (1998), Chaotic topography, mantle flow and mantle migration in the Australian-Antarctic discordance, *Nature*, 394(6694), 637–644, doi:10.1038/29226.
- Colletta, B., and J. Angelier (1983), Tectonique cassante du nord-ouest mexicain et ouverture du Golfe de Californie, *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 7, 433–441.
- Cox, A., and G. B. Dalrymple (1967), Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating, *J. Geophys. Res.*, 72(10), 2603–2614, doi:10.1029/JZ072i010p02603.
- Curry, J. R., D. G. Moore, K. Kelts, and G. Einsele (1982), Tectonics and geological history of the passive continental-margin at the tip of Baja California, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 64(OCT), 1089.
- Deffontaines, B., and J. Chorowicz (1991), Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin, *Tectonophysics*, 194(3), 237–263.
- DeMets, C. (1995), A reappraisal of seafloor spreading lineations in the Gulf of California: Implications for the transfer of Baja California to the Pacific Plate and estimates of Pacific-North America Motion, *Geophys. Res. Lett.*, 22(24), 3545–3548, doi:10.1029/95GL03323.
- Drake, W. R. (2005), Structural analysis, stratigraphy, and geochronology of the San José Island accommodation zone, MS thesis, Northern Arizona Univ., Baja California Sur, Mexico.
- Ferrari, L., M. Valencia-Moreno, and S. Bryan (2007), Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of the western margin of North America, in *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México*, edited by S. A. Alaniz-Álvarez and Á. F. Nieto-Samaniego, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 422, 1–39.
- Fletcher, J. M., and L. Munguia (2000), Active continental rifting in southern Baja California, Mexico: Implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California, *Tectonics*, 19(6), 1107–1123, doi:10.1029/1999TC001131.
- Fletcher, J. M., B. P. Kohn, D. A. Foster, and A. J. Gleadow (2000), Heterogeneous Neogene cooling and exhumation of the Los Cabos block, southern Baja California: Evidence from fission-track thermochronology, *Geology*, 28(2), 107–110.
- Fletcher, J. M., M. Grove, D. Kimbrough, O. Lovera, and G. E. Gehrels (2007), Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 119, 1313–1336, doi:10.1130/B26067.1.
- Fournier, M., N. Bellahsen, O. Fabbri, and Y. Gunnell (2004), Oblique rifting and segmentation of the NE Gulf of Aden passive margin, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 5, Q11005, doi:10.1029/2004GC000731.
- Fossen, H., C. Teyssier, and D. L. Whitney (2013), Transtensional folding, *J. Struct. Geol.*, 56, 89–102, doi:10.1016/j.jsg.2013.09.004.
- Gans, P. B. (1997), Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico, *Tectonics*, 16(3), 388–408, doi:10.1029/97TC00496.
- Gastil, R. G., R. P. Phillips, and E. C. Allison (1975), Reconnaissance geology of the state of Baja California, *Geol. Soc. Am. Mem.*, 140, 1–201, doi:10.1130/MEM140-p1.
- Geoffroy, L., and J. Pronost (2010), Late Pliocene to Early Quaternary extensional detachment in the La Paz–El Cabo area (Baja California Sur, Mexico): Implications on the opening of the Gulf of California and the mechanics of oblique rifting, *Terra Nova*, 22, 64–69.
- Geoffroy, L., E. Masini, C. Robin, and P. Strzeczynski (2009), Detachment tectonics and hangingwall sedimentation: The Late Pliocene-Holocene Los Barriles Basin, Baja California Sur (Mexico): AGU Fall Meeting Abstracts, v. 1, p. 1828.
- Granger, D. E., and P. F. Muzikar (2001), Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: Theory, techniques, and limitations, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 188(1), 269–281.
- Hausback, D. E. (1984), Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, in *Geology of the Baja California Peninsula: Bakersfield, California, Pacific Section*, edited by V. A. Frizzell, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, pp. 219–236.
- Henry, C. D., and J. J. Aranda-Gomez (2000), Plate interactions control middle–late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range, *Tectonophysics*, 318(1), 1–26, doi:10.1016/S0040-1951(99)00304-2.
- Hovius, N. (1996), Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts, *Basin Res.*, 8, 29–44.
- Howard, A. D. (1967), Drainage analysis in geologic interpretation: A summation, *AAPG Bull.*, 51(11), 2246–2259.
- Karig, D. E., and W. Jensky (1972), The proto-gulf of California, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 17(1), 169–174, doi:10.1016/0012-821X(72)90272-5.
- Lavier, L. L., W. R. Buck, and A. N. Poliakov (1999), Self-consistent rolling-hinge model for the evolution of large-offset low-angle normal faults, *Geology*, 27(12), 1127–1130.
- Leeder, M. R., and J. A. Jackson (1993), The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the western United States and central Greece, *Basin Res.*, 5(2), 79–102.
- Lee, J., M. M. Miller, R. Crippen, B. Hacker, and J. L. Vazquez (1996), Middle Miocene extension in the Gulf extensional province, Baja California: Evidence from the southern Sierra Juárez, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108(5), 505–525, doi:10.1130/0016-7606(1996)108<0505:MMEITG>2.3.CO;2.
- Leroy, S., et al. (2012), From rifting to oceanic spreading in the Gulf of Aden: A synthesis, *Arab J. Geosci.*, 5, 859–901, doi:10.1007/s12517-011-0475-4.
- Lewis, C. J., and J. M. Stock (1998), Paleomagnetic evidence of localized vertical axis rotation during Neogene extension, Sierra San Fermin, northeastern Baja California, Mexico, *J. Geophys. Res.*, 103(B2), 2455–2470.
- Lewis, J. L., S. M. Day, H. Magistrale, R. R. Castro, L. Astiz, C. Rebollar, J. Eakins, F. L. Vernon, and J. N. Brune (2001), Crustal thickness of the peninsular ranges and gulf extensional province in the Californias, *J. Geophys. Res.*, 106(B7), 13,599–13,611.
- Liu, M. (2001), Cenozoic extension and magmatism in the North American Cordillera: The role of gravitational collapse, *Tectonophysics*, 342(3), 407–433, doi:10.1016/S0040-1951(01)00173-1.
- Lizarralde, D., G. J. Axen, H. E. Brown, J. M. Fletcher, A. González-Fernández, A. J. Harding, W. S. Holbrook, G. M. Kent, P. Paramo, and F. Sutherland (2007), Variation in styles of rifting in the Gulf of California, *Nature*, 448, 466–469, doi:10.1038/nature06035.
- Lonsdale, P. (1989), Geology and tectonic history of the Gulf of California, in *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*, vol. N, edited by E. L. Winterer et al., pp. 499–521, Geol. Soc. of Am., Boulder.
- Lonsdale, P. (1991), Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California, in *The Gulf and the Peninsular Province of the Californias*, edited by J. P. Dauphin and B. R. T. Simoneit, *Mem. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 47, 87–125.
- Lonsdale, P. (1995), Segmentation and disruption of the East Pacific Rise in the mouth of the Gulf of California, *Mar. Geophys. Res.*, 17(4), 323–359.

- Lyle, M., and G. E. Ness (1991), The opening of the southern Gulf of California, in *The Gulf and the Peninsular Province of the Californias*, edited by J. P. Dauphin and B. R. T. Simoneit, *Mem. Am. Assoc. Pet. Geol.*, **47**, 403–423.
- Manatschal, G. (2004), New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps, *Int. J. Earth Sci.*, **93**, 432–466.
- Martínez-Gutiérrez, G., and P. S. Sethi (1997), Miocene-Pleistocene sediments within the San José del Cabo Basin, Baja California Sur, Mexico, in *Pliocene Carbonates and Related Facies Flanking the Gulf of California*, edited by M. E. Johnson and J. Ledesma-Vázquez, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **318**, 141–166.
- Martín, A., J. M. Fletcher, M. López-Martínez, and R. Mendoza-Borunda (2000), Waning Miocene subduction and arc volcanism in Baja California: The San Luis Gonzaga volcanic field, *Tectonophysics*, **318**(1–4), 27–51, doi:10.1016/S0040-1951(99)00305-4.
- Masini, E., C. Robin, L. Geoffroy, and P. Strzeczynski (2010), The supra-detachment tectono-sedimentary record of rifted margins: The example of the Los Barriles Basin, SE Baja California Sur (resumen) en EGU General Assembly Conference Abstracts, **12**, EGU2010-12049.
- McCloy, C. (1984), Stratigraphy and depositional history of the San José del Cabo trough, Baja California Sur, Mexico, in *Geology of the Baja California Peninsula*, vol. 39, edited by V. A. Frizzell, pp. 253–265, Pac. Sect. Soc. Of Econ. Paleontol. and Mineral, Calif.
- McTeague, M. S., P. J. Umhoefer, T. Schwennicke, and J. C. Ingle (2005), Sedimentary record of Miocene rifting along the eastern side of the San Jose del Cabo Basin, Baja California Sur, Mexico: Critical early evidence of the proto Gulf of California. In 2005 Salt Lake City Annual Meeting.
- McTeague, M. S., P. J. Umhoefer, T. Schwennicke, J. C. Ingle, and M. Cortes Martinez (2006), Evolution of the east-central San Jose del Cabo Basin, Baja California Sur, Mexico, in AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 1, p. 1611).
- Michaud, F., M. Sosson, J. Y. Royer, A. Chabert, J. Bourgois, T. Calmus, and B. Pontoise (2004), Motion partitioning between the Pacific plate, Baja California and the North America plate: The Tosco-Abreojos fault revisited, *Geophys. Res. Lett.*, **31** L08604, doi:10.1029/2004GL019665.
- Miller, S. R., S. L. Baldwin, and P. G. Fitzgerald (2012), Transient fluvial incision and active surface uplift in the Woodlark Rift of eastern Papua New Guinea, *Lithosphere*, **4**(2), 131–149.
- Mohn, G., G. Manatschal, O. Muntener, M. Beltrando, and E. Masini (2010), How does the continental crust thin during rifting in magma-poor rifted margins: Evidence from the Bernina/Campo/Grosina units in the Central Alps (SE-Switzerland and N-Italy), *Int. J. Earth Sci.*, **99**, 75–101, doi:10.1007/s00531-010-0566-6.
- Munguía, L., M. González, S. Mayer, and A. Aguirre (2006), Seismicity and State of Stress in the La Paz–Los Cabos Region, Baja California Sur, Mexico, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **96**(2), 624–636.
- Nourse, J. A., T. H. Anderson, and L. T. Silver (1994), Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico, *Tectonics*, **13**(5), 1161–1182, doi:10.1029/93TC03324.
- Oskin, M., and J. Stock (2003a), Pacific–North America plate motion and opening of the Upper Delfin Basin, northern Gulf of California, Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **115**(10), 1173–1190, doi:10.1130/B25154.1.
- Oskin, M., and J. Stock (2003b), Marine incursion synchronous with plate-boundary localization in the Gulf of California, *Geology*, **31**(1), 23–26, doi:10.1130/0091-7613(2003)031<0023:MISWPB>2.0.CO;2.
- Oskin, M., J. Stock, and A. Martín-Barajas (2001), Rapid localization of Pacific–North America plate motion in the Gulf of California, *Geology*, **29**(5), 459–462, doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0459:RLOPNA>2.0.CO;2.
- Páramo, P., W. S. Holbrook, H. E. Brown, D. Lizarralde, J. Fletcher, P. Umhoefer, G. Kent, A. Harding, A. Gonzalez, and G. Axen (2008), Seismic structure of the southern Gulf of California from Los Cabos block to the East Pacific Rise, *J. Geophys. Res.*, **113**, B03307, doi:10.1029/2007JB005113.
- Parry, W. T., and L. M. Downey (1982), Geochemistry of hydrothermal chlorite replacing igneous biotite, *Clays Clay Miner.*, **30**(2), 81–90.
- Pik, R., N. Bellahsen, S. Leroy, Y. Denèle, P. Razin, A. Ahmed, and K. Khanbari (2013), Structural control of basement denudation during rifting revealed by low-temperature (U-Th-Sm)/He thermochronology of the Socotra Island basement—Southern Gulf of Aden margin 2013, *Tectonophysics*, **607**, 17–31, doi:10.1016/j.tecto.2013.07.038.
- Peccerillo, A., and S. R. Taylor (1976), Geochemistry of Eocene calc-alkaline rocks from Kastamonu area, northern Turkey, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**(1), 63–81.
- Pérez-Venzor, J. A. (2013), Estudio geológico-geoquímico del borde oriental del Bloque de los Cabos, tesis doctoral, Univ. Nacional Autónoma de México, Baja California Sur, México.
- Persaud, P., X. Pérez-Campos, and R. W. Clayton (2007), Crustal thickness variations in the margins of the Gulf of California from receiver functions, *Geophys. J. Int.*, **170**, 687–699.
- Philippon, M., E. Willingshofer, D. Sokoutis, G. Corti, F. Sani, M. Bonini, and S. Cloetingh (2015), Slip re-orientation in oblique rifts, *Geology*, **43**(2), 147–150.
- Plattner, C., R. Malservisi, and R. Govers (2009), On the plate boundary forces that drive and resist Baja California motion, *Geology*, **37**, 359–362, doi:10.1130/G25360A.1.
- Romero, D. A. M., V. S. Unda, A. M. Rodrigues, and J. C. Aguilera Hale (2002), Carta Geológico-Minera San José Del Cabo F12-2-3-5-6, Baja California Sur, Esc. 1:250,000, map.
- Schaaf, P., H. Böhnell, and J. A. Pérez-Venzor (2000), Pre-Miocene palaeogeography of the Los Cabos Block, Baja California Sur: Geochronological and palaeomagnetic constraints, *Tectonophysics*, **318**(1), 53–69, doi:10.1016/S0040-1951(99)00306-6.
- Seiler, C., J. M. Fletcher, M. C. Quigley, A. J. Gleadow, and B. P. Kohn (2010), Neogene structural evolution of the Sierra San Felipe, Baja California: Evidence for proto-gulf transtension in the Gulf Extensional Province?, *Tectonophysics*, **488**, 87–109, doi:10.1016/j.tecto.2009.09.026.
- Seiler, C., J. M. Fletcher, B. P. Kohn, A. J. Gleadow, and A. Raza (2011), Low-temperature thermochronology of northern Baja California, Mexico: Decoupled slip-exhumation gradients and delayed onset of oblique rifting across the Gulf of California, *Tectonics*, **30** TC3004, doi:10.1029/2009TC002649.
- Spencer, J. E. (2010), Structural analysis of three extensional detachment faults with data from the 2000 Space-Shuttle Radar Topography Mission, *GSA Today*, **20**, 4–10.
- Spencer, J. E. (2011), Gently dipping normal faults identified with Space Shuttle radar topography data in central Sulawesi, Indonesia, and some implications for fault mechanics, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **308**, 267–276.
- Spencer, J. E., and W. R. Normark (1979), Tosco-Abreojos fault zone: A Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, Mexico, *Geology*, **7**(11), 554–557, doi:10.1130/0091-7613(1979)7<554:TFZANT>2.0.CO;2.
- Steiger, R., and E. Jäger (1977), Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**(3), 359–362.
- Stock, J. M., and K. V. Hodges (1989), Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate, *Tectonics*, **8**(1), 99–115, doi:10.1029/TC008i001p00099.
- Sun, S.-S., and W. F. McDonough (1989), Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **42**(1), 313–345.

- Sutherland, F. H. (2006), Continental rifting across the southern Gulf of California, PhD thesis, Univ. of Calif., San Diego.
- Sutherland, F. H., G. M. Kent, A. J. Harding, P. J. Umhoefer, N. W. Driscoll, D. Lizarralde, J. M. Fletcher, G. J. Axen, W. S. Holbrook, and A. González-Fernández (2012), Middle Miocene to early Pliocene oblique extension in the southern Gulf of California, *Geosphere*, 8(4), 752–770, doi:10.1130/GES00770.1.
- Umhoefer, P. J. (2011), Why did the Southern Gulf of California rupture so rapidly?—Oblique divergence across hot, weak lithosphere along a tectonically active margin, *GSA Today*, 21, doi:10.1130/G133A.1.
- Umhoefer, P. J., L. Mayer, and R. J. Dorsey (2002), Evolution of the margin of the Gulf of California near Loreto, Baja California peninsula, Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 114(7), 849–868.
- Umhoefer, P. J., T. Schwennicke, M. T. Del Margo, G. Ruiz-Geraldo, J. C. Ingle, and W. McIntosh (2007), Transtensional fault-termination basins: An important basin type illustrated by the Pliocene San Jose Island Basin and related basins in the southern Gulf of California, Mexico, *Basin Res.*, 19, 297–322.
- Umhoefer, P. J., S. J. Maloney, B. Buchanan, J. R. Arrowsmith, G. Martínez-Gutiérrez, G. Kent, N. Driscoll, A. Harding, D. Kaufman, and T. Rittenour (2014), Late Quaternary faulting history of the Carrizal and related faults, La Paz region, Baja California Sur, Mexico, *Geosphere*, 10, 476–504, doi:10.1130/GES00924.1.
- Untermeier, P., G. Péron-Pinvidic, G. Manatschal, and E. Sutra (2010), Hyper-extended crust in the South Atlantic: In search of a model, *Pet. Geosci.*, 16, 207–215.
- Whitney, D. L., C. Teyssier, P. Rey, and W. R. Buck (2013), Continental and oceanic core complexes, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 125, 273–298.
- Wong, M. S., and P. B. Gans (2003), Tectonic implications of early Miocene extensional unroofing of the Sierra Mazatán metamorphic core complex, Sonora, Mexico, *Geology*, 31(11), 953–956, doi:10.1130/G19843.1.
- Wong, M. S., and P. B. Gans (2008), Geologic, structural, and thermochronologic constraints on the tectonic evolution of the Sierra Mazatán core complex, Sonora, Mexico: New insights into metamorphic core complex formation, *Tectonics*, 27, doi:10.1029/2007TC002173.
- Wong, M. S., P. B. Gans, and J. Scheier (2010), The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of core complexes and other basement rocks in Sonora, Mexico: Implications for Cenozoic tectonic evolution of northwestern Mexico, *J. Geophys. Res.*, 115 B07414, doi:10.1029/2009JB007032.
- Zanchi, A. (1994), The opening of the Gulf of California near Loreto, Baja California, Mexico: From basin and range extension to transtensional tectonics, *J. Struct. Geol.*, 16(12), 1619–1639.

Chapitre 7

La terminaison sud du Grand Escarpement (MGE) et la déformation associée : expression en Basse Californie du Sud

7.1 Introduction

Après avoir développé dans le chapitre précédent le lien entre la propagation de la dorsale Est Pacifique et le détachement de Los Cabos, ce chapitre se consacrera aux structures mises en place dans la partie sud de la Basse Californie lors de la formation de la « Gulf Extensional Province » (GEP). A cette époque, la déformation extensive au sein de la GEP se localise sur des failles normales d'orientation NO-SE bordant le futur Golfe de Californie. L'axe d'extension principal, observé à partir de microstructures ou de structures à grande échelle, est orienté SO-NE à OSO-ENE (FIGURE 3.10). La bordure ouest de la GEP est marquée par un long escarpement principal, le « Main Gulf Escarpment » (MGE), qui correspondrait à la zone de « break-away » (zone de rupture ; Axen, 1995). Il a été clairement démontré que la déformation a été accommodée par des détachements dans la partie nord de la GEP (e.g. Axen et al., 2000 ; Martin-Barajas et al., 2013 ; Seiler et al., 2013) à partir de 9-7 Ma (Seiler et al., 2011). Cependant dans la partie centrale et sud du MGE, le système d'ouverture associé au proto-golfe est beaucoup moins bien contraint. Dans notre zone d'étude, Axen (1995) décrit la faille de la Carrizal comme étant la terminaison sud de MGE (FIGURE 7.1). Cependant une étude récente tend à montrer que la faille de la Carrizal et plus généralement tout le système de faille de la région associé au rifting, formeraient des grabens et demi-grabens mineurs (Busch et al., 2011 ; Umhoefer et al., 2014). Notre étude a pourtant mis en évidence plus au sud, un détachement majeur, le détachement de los Cabos, accompagnant la propagation de la dorsale Est Pacifique lui-même recoupé par un détachement plus récent, le détachement de los Barriles, qui est associé à la GEP (Figure 7.1 ; cf. chapitre 6 ; Geoffroy et Pronost, 2010).

Ce chapitre présente une étude structurale de la région de la Paz autour de la faille Carrizal dans l'objectif de compléter et de contraindre au mieux le fonctionnement et la géométrie de la terminaison sud du « Main Gulf Escarpment ».

7.2 La faille de la Carrizal et ses satellites

7.2.1 Géométrie de surface

La région de la Paz est caractérisée par un bassin s'ouvrant au nord sur la baie de la Paz (FIGURE 7.2). Le bassin est bordé à l'est par les Sierras Laguna et Novillo (FIGURE 7.1), composées d'un batholite Crétacé et de roches métasédimentaires (Schaff et al, 2000), culminant à plus de 1000 m d'altitude (FIGURE 7.2). La limite entre bassin et socle semble être une limite

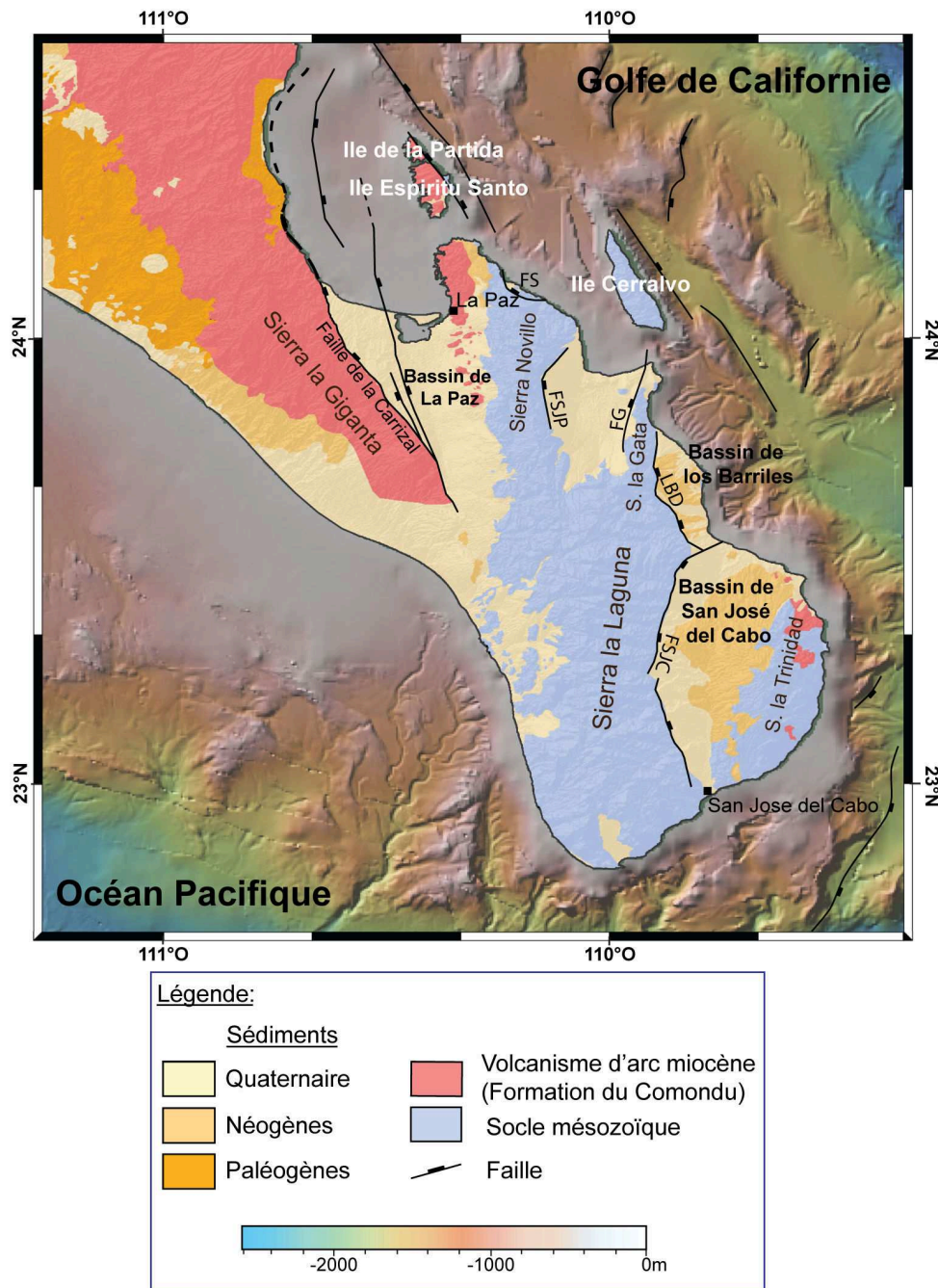


FIGURE 7.1 – Carte géologique de la région d'étude (modifiée d'après Hausback, 1984, Ronero et al, 2002, Umhoefer et al, 2014, et bathymétrie de GeoMapApp (<http://www.GeoMapApp.org>)); FSJC : Faille de San José del Cabo; LBD : Détachement de Los Barriles; FSJP : Faille de San Juan de los Planes; FS : Faille de Saltito

stratigraphique même si, pendant longtemps, il a été proposé une limite tectonique par une faille décrochante sénestre majeure (Hausback, 1984), hypothèse basée essentiellement sur la linéarité de cette limite, et sur l'existence de zones de cisaillement verticales dans le socle, à proximité de cette faille supposée. Cette hypothèse est très controversée (Fletcher et Munguia, 2000; Fletcher et al., 2000). En revanche la bordure ouest du bassin est contrôlée tectoniquement par la faille de la Carrizal. La trace de la faille à terre est orientée globalement N150E et sa terminaison sud en N170E (FIGURE 7.2). Le mur de la faille est composé quasi exclusivement par les formations du Comondu (FIGURE 7.1). Ces formations sont largement érodées en arrière de la faille et l'emplacement de la ligne de crête actuelle traduit l'érosion de l'escarpement de faille (FIGURE 7.2). Cette ligne de crête diminue en altitude du nord au sud et se rapproche progressivement

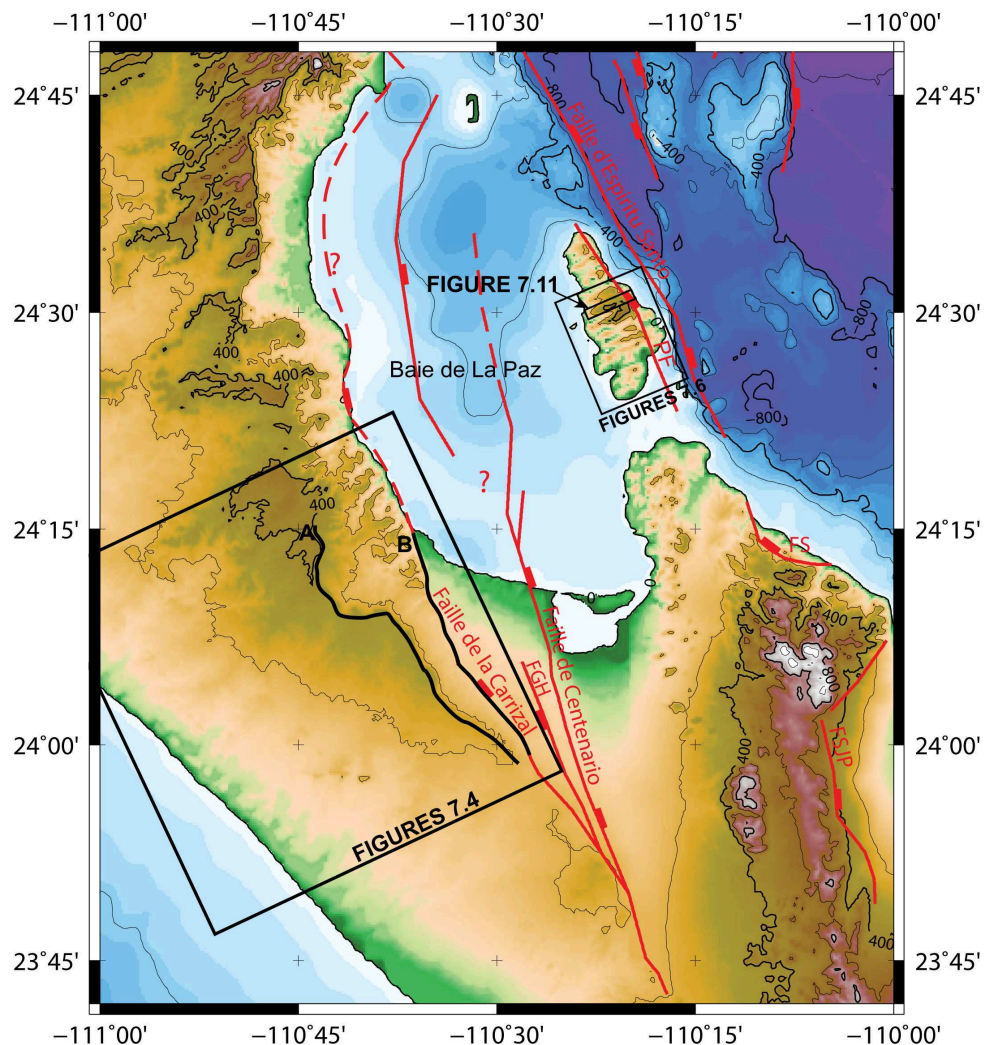


FIGURE 7.2 – MNT de la région de la Paz (MNT : GeoMapApp (<http://www.GeoMapApp.org>)). Le tracé en mer de la faille de la Carrizal est discuté. FGH : Faille de Garambullo Hills ; FS : Faille de Saltito ; FSJS : Faille de San Juan de los Planes ; FP : Faille de la Partida ; les tracés en noir A et B correspondent respectivement au profil de la ligne de crête et au profil du tracé de la faille de la Carrizal (FIGURE 7.4).

de la trace de la faille de la Carrizal (350 m à 210 m, tracé A, FIGURE 7.3) alors que le profil topographique du tracé de la faille montre une diminution d'altitude du sud vers le nord (tracé B, FIGURE 7.3). La variation latérale de hauteur entre le tracé de la faille et la ligne de crête représente le rejet vertical minimal de cette faille. Cette différence apparente de rejet vertical minimum entre le sud et le nord de la faille à terre suggère que la partie sud de la faille est soit plus jeune, ou que le taux de soulèvement y est moins fort. Le tracé de la faille en domaine marin est incertain (FIGURE 7.2). Il est généralement proposé que la faille se prolonge en mer parallèlement au trait de côte actuel, ce qui est montré au niveau de San Juan de La Costa, où la faille recoupe le trait de côte avec un rejet cumulé depuis son fonctionnement d'au moins 500 m (Hausback 1984 ; coupe AA' de la FIGURE 5.2). Néanmoins, et sans tenir compte de cette dernière contrainte géologique, Umhoefer et al. (2014) proposent, à partir d'analyses de profils sismiques de réflexion réalisés à distance de la côte que cette faille pourrait être localisée plus à l'est dans la baie de la Paz (à 15 Km de la ligne de côte) dans la continuité des failles annexes situées au cœur du bassin, et que le tracé actuel de la faille à terre n'apparaîtrait qu'après 2,5 Ma (ce qui exclurait une interprétation de type MGE). D'après ces mêmes profils cette faille aurait produit un escarpement récent sur le fond bathymétrique d'environ 43 m de haut. A terre, les profils projetés de la topographie sur la zone de terminaison sud de la faille, le long d'un axe perpendiculaire à celle-ci (« swath-profile » ; FIGURE 7.4) indiquent que le mur de la faille de

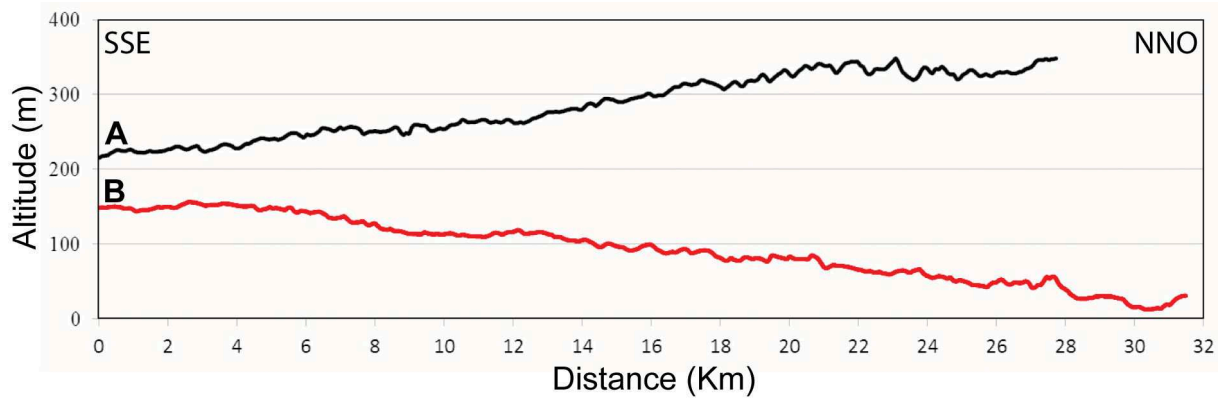


FIGURE 7.3 – Profils de la ligne de crête en arrière de la faille de la Carrizal (A) et du tracé de la faille de la Carrizal à terre (localisation des profils sur la FIGURE 7.2).

la Carrizal n'a subi qu'un basculement minimal (inférieur à un degré; FIGURES 7.4).

À terre, à l'est de la faille de Carrizal, le bassin de la Paz est affecté par deux failles parallèles orientées N170E, la faille de Centenario, à pendage est et la faille de Garambullo Hills, à pendage Ouest, dont les footwalls forment un haut topographique (horst). Les sédiments affleurant dans ce bassin sont quasi-exclusivement quaternaires (FIGURE 7.1). L'épaisseur totale de la série sédimentaire postérieure à la formation du Comondu est très peu épaisse (environ 200 à 500 m au maximum, épaisseur estimée à partir d'un profil gravimétrique d'est en ouest dans le bassin de la Paz; Bush et al., 2011), l'épaisseur maximum serait atteinte au pied de la faille de Centenario (FIGURE 7.2). Cette faille se prolonge au nord dans la baie de la Paz (FIGURE 7.2).

La baie se caractérise par une profondeur maximale d'environ 400 m au nord, où se développent des sédiments marins récents d'origine biogénique et terrigène (Halfar et al., 2001; Clarens, 2006). Elle est délimitée à l'est par la faille d'Espíritu Santo qui marque la transition avec le Golfe Californie au sens propre (FIGURE 7.2). Le fond marin au pied de cette faille à pendage est, orientée N150E, se situe entre 750 et 800 m de profondeur indiquant un rejet vertical majeur le long de cette faille. Les îles d'Espíritu Santo et de la Partida sont situées à l'ouest de la faille d'Espíritu Santo et culminent à 260 m (FIGURES 7.1 et 7.2). Ces îles sont composées de la série du Comondu basculée vers l'O-SO reposant sur le socle granitique arénitisé, affleurant sur la partie Est de l'île d'Espíritu Santo (FIGURES 7.1). La faille de la Partida affectant la partie Est des îles, est une faille mineure normale orientée N143E à pendage est de 70 (FIGURES 7.2 et 7.4; Munguia et al., 2006). Le mur de cette faille est associé à un réseau de drainage incisant la

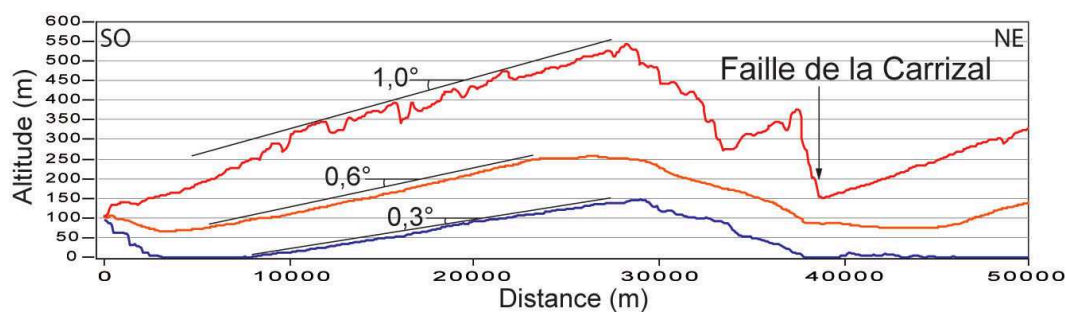


FIGURE 7.4 – Profils projetés de direction SO-NE et perpendiculaires à la faille de la Carrizal des altitudes minimales (bleu), moyennes (orange) et maximales (rouge) de la zone rectangulaire présentée dans la FIGURE 7.2. Les pentes du flanc obtenues opposées à la faille de la Carrizal sont très faibles (inférieure à 1°) ce qui montre que la série volcano-sédimentaire du Comondu n'a subi qu'un basculement minimal.



FIGURE 7.5 – (a) Image GOOGLE EARTH des îles Espiritu Santo et de la Partida. (b) Photo de la faille de la Partida affectant l’est des îles de la Partida et Espiritu Santo.

formation du Comondu, parallèlement à l’axe de basculement des îles. Les profils projetés de l’île d’Espiritu Santo, perpendiculaires à la faille de la Partida montrent que la pente des altitudes maximales est d’environ 8° , cette dernière correspondant à la pente des lignes de crêtes et donc au basculement du bloc supérieur de la faille d’Espiritu Santo (FIGURE 7.6). Ce basculement est donc bien plus important que celui du bloc inférieur associé à la faille de Carrizal (maximum 1° , FIGURE 7.4). Le pied de la faille est marqué par des dépressions endoréiques dans les deux îles (FIGURE 7.5). La zone entre l’île d’Espiritu Santo et la côte est un haut fond situé à seulement 13 m de profondeur (Halfar et al., 2001). Au Sud de l’île d’Espiritu Santo, la faille de Saltito présente un tracé concave, d’orientation N160E à N130E (FIGURES 7.1 et 7.2). Cette faille se prolonge en mer (Coyan et al., 2013) et pourrait être la continuité de la faille de la faille d’Espiritu Santo (Umhoefer et al., 2014; Coyan et al., 2013).

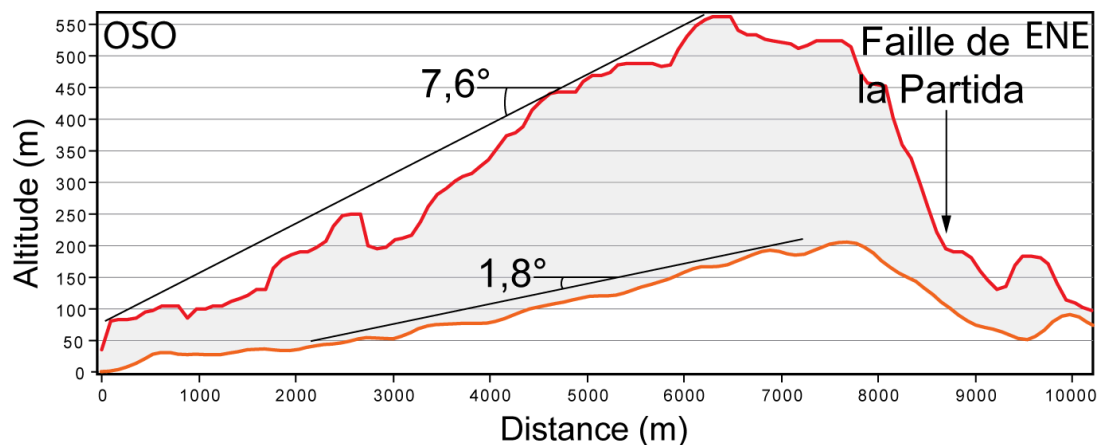


FIGURE 7.6 – Profils projetés de direction SO-NE des altitudes moyennes (orange) et maximales (rouge). Ces profils sont obtenus en projetant les altitudes moyennes et maximales le long d’un profil perpendiculaire aux failles de la Partida et d’Espiritu Santo (localisation FIGURE 2.2).

7.2.2 Etude structurale

Structures du bassin de la Paz

L'étude de terrain a été menée sur la région de la Paz au cours de la mission de décembre 2013. Les données structurales et microstructurales ont été mesurées en différents endroits, les sites sont représentés sur la carte (FIGURE 7.7).

La faille de la Carrizal est une faille normale majeure de la zone, orientée à terre NO-SE à pendage de 60 environ vers l'est (FIGURE 7.8a). Sur le site C1, elle présente une zone de brèche cataclasique pluri-métrique avec, dans la zone la plus cisailée des éléments arrondis, traduisant une longue et forte activité (FIGURE 7.8b). Des dépôts quaternaires sont déformés traduisant son activité actuelle (FIGURE 7.8c; Umhoefer et al., 2014). On observe deux mouvements sur le plan de cette faille, le premier associé à une direction d'extension N050E sub-perpendiculaire au tracé de la faille (C1, FIGURES 7.7 et 7.9) et le second représenté par des cannelures indiquant une extension principale orientée N122E traduisant un mouvement plus oblique et donc probablement postérieur.

Un deuxième site d'observation de la faille Carrizal, C2 (FIGURE 7.7), montre un plan de faille en NO-SE majeur enregistrant une direction d'extension N053E (FIGURE 7.9).

Des mesures prises sur le footwall de la Carrizal montrent une déformation extensive similaire en orientation de celle de la faille de la Carrizal. Cette déformation affecte la formation du Comondu. La plupart des failles mesurées sont des failles normales conjuguées. Les stries

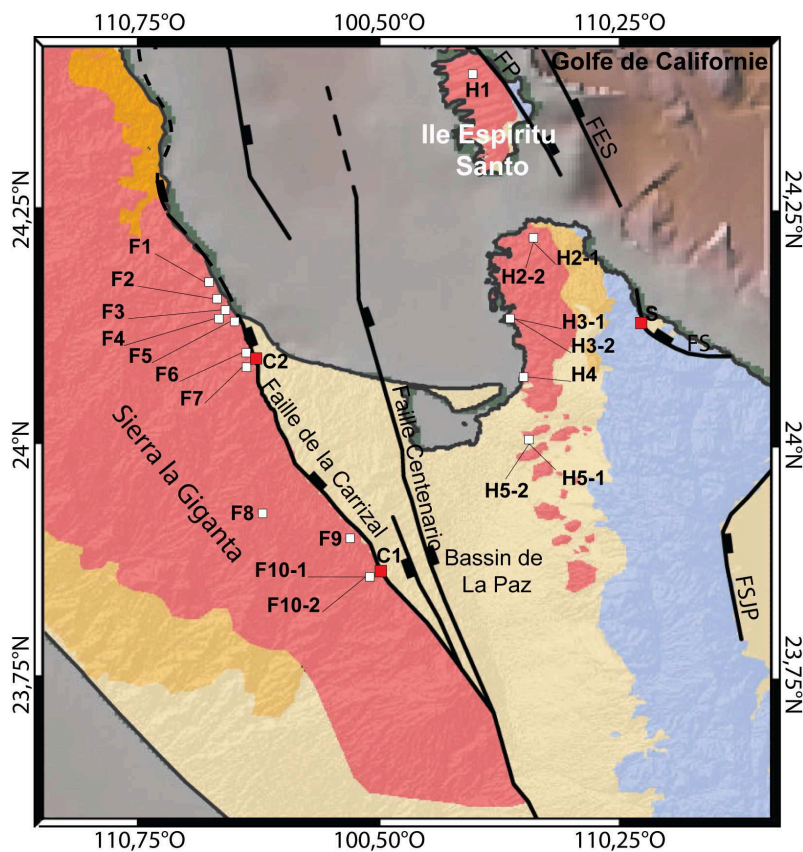


FIGURE 7.7 – Carte des sites de mesures structurales et de microstructurales, ne sont représentés que les sites où un à plusieurs tenseurs de contrainte ont pu être calculés (FIGURE 7.9). C1 et C2 correspondent aux sites d'études de la faille de la Carrizal, F1 à F10 et H1 à H aux sites dans les formations du Comondu appartenant respectivement au footwall et au Hanging-wall de la faille de la Carrizal, et S est le site d'étude de la faille de Saltito (FES : faille d'Espiritu Santo; FP : Faille de la Partida; bathymétrie de GeoMapApp (<http://www.GeoMapApp.org>); modifiée de Hausback, 1984; Ronero et al., 2002; Umhoefer et al., 2014).



FIGURE 7.8 – Vues de la faille de la Carrizal.(a) Plan de faille de la Carrizal (Site C1, FIGURE 7.7), (b) avec une zone de brèche cataclasique plurimétrique. (c) Vue sur les alluvions quaternaires déformés, témoins de l'activité récente de la faille de la Carrizal (Umhoefer et al., 2014).

caractérisent des jeux purement normaux (exemple : failles normales du Site F1 et F2) ou obliques (par exemple site F4) avec une orientation majoritairement NE-SO (FIGURES 7.7 et 7.9). Le rejet observable le long de ces failles annexes peut être pluri-métrique (FIGURE 7.10). D'autre part, on trouve deux systèmes de failles décrochantes : l'un montre des failles décrochantes conjuguées dextres NE-SO et sénestres ONO-ESE (F10-2, FIGURE 7.9) Le second est décrit dans le chapitre 5, il correspond est un ensemble de failles mineures dextres orientées N030E (localisation F3 sur la FIGURE 7.7), postérieures à la mise en place de l'avalanche de débris de Heim (voir chapitre 5 ; FIGURE 5.15), faute d'avoir le système conjugué nous n'avons pas calculé de tenseur mais ait compatible avec le tenseur F10-2. L'analyse des mesures met en évidence soit des mécanismes décrochants avec σ_1 orienté N-S et σ_3 E-O, soit des mécanismes extensifs obliques avec un σ_1 proche de la verticale et σ_3 dirigée NO-SE (avec une déviation importante FIGURE 7.9).

Une tectonique comparable est observable dans les dépôts du Comondu proche de La Paz à l'est du bassin. Ces dépôts volcaniques et volcano-sédimentaires sont en position haute par rapport au bassin de La Paz, et sont peu ou pas basculés. On y observe des dépôts faillés mais aucune faille majeure n'a été observée. Nous avons étudié quatre sites de microtectonique (sites H2 à 5, FIGURE 7.7). Les azimuts des failles normales sont très variables. Il est parfois difficile de distinguer les différentes familles de failles sur les sites les plus riches en mesures (par exemple, site H5 ; Figures 7.7 et 7.9). Ces sites sont caractérisés par des failles de petite dimension de direction variable souvent dip-slip et verticales et quelques failles plus importantes sont à noter. On observe essentiellement des failles en jeu purement normal à oblique, et peu de décrochement pur. Les directions des stries sur les failles sont le plus souvent NE-SO, N-S et SE-NO. Deux directions d'extension se distinguent, une première NE-SO, similaire à celle de la faille de la Carrizal, et une direction NE-SO (FIGURE 7.9).

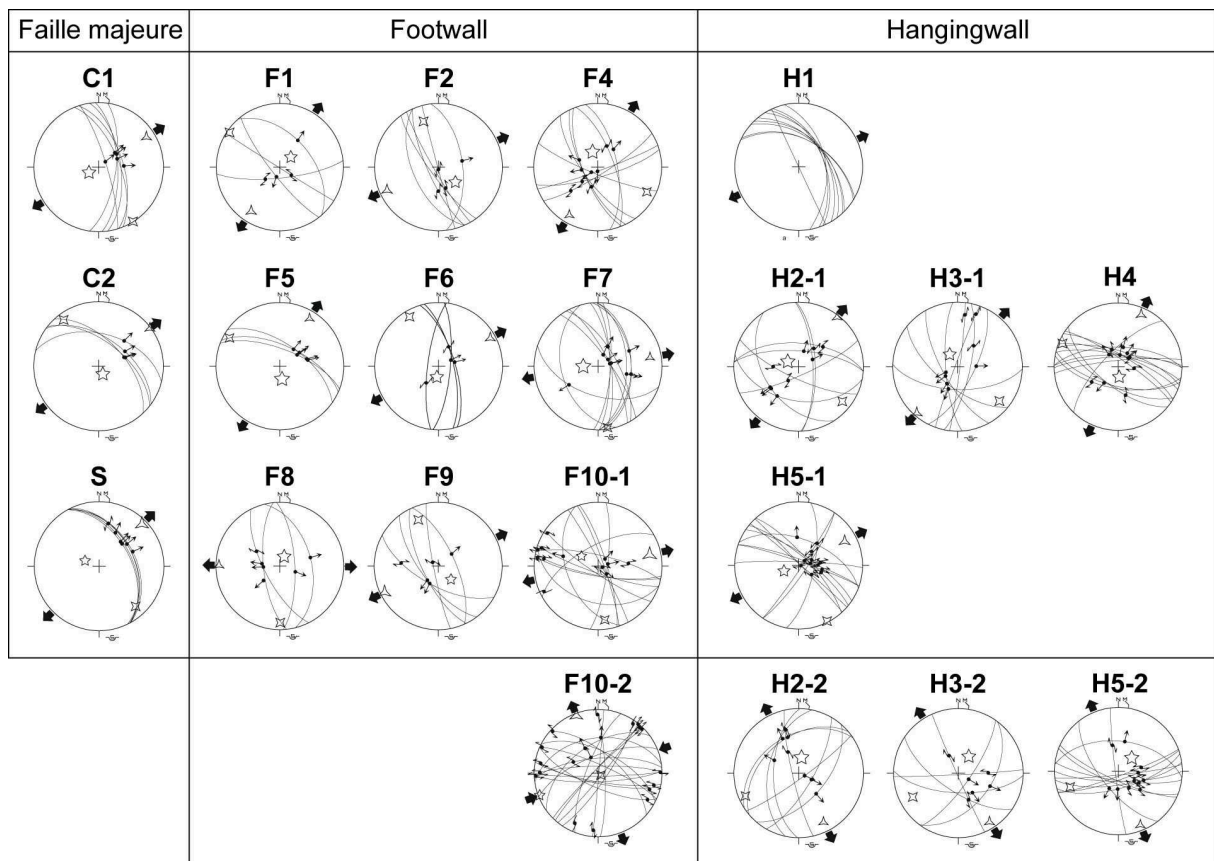


FIGURE 7.9 – Tenseurs des contraintes calculés à partir des données de micro-tectoniques de la région de la Paz. La localisation individuelle des sites de mesures est sur la FIGURE 7.7. Les sites F10, H2, H3 et H5 sont associés à deux tenseurs des contraintes.

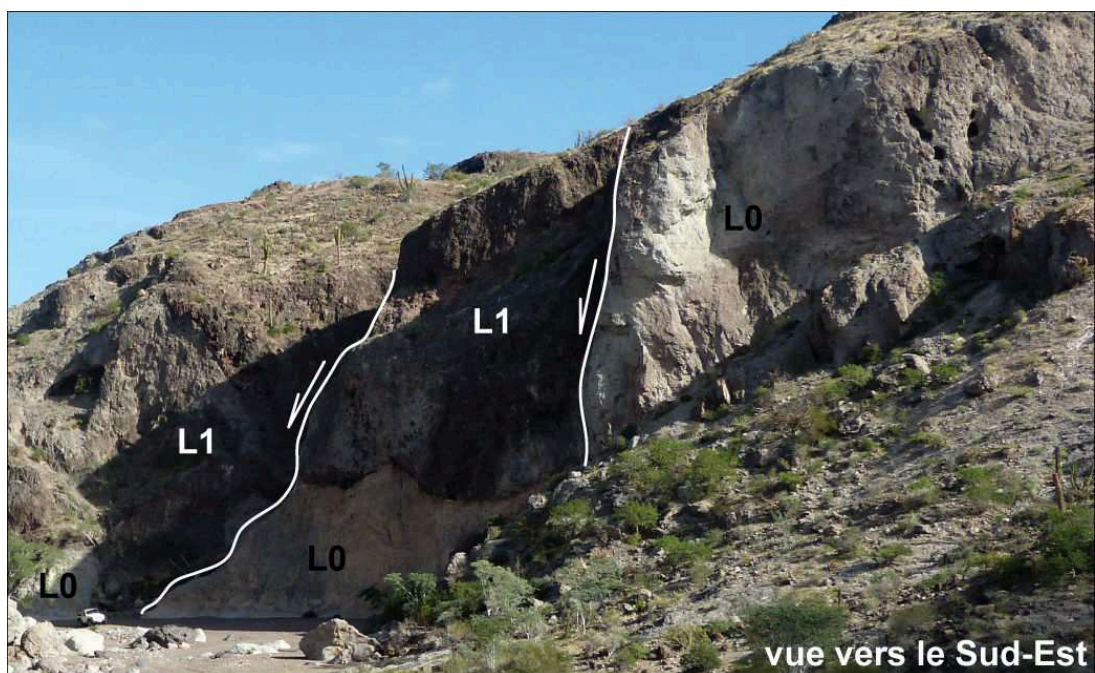


FIGURE 7.10 – Déformation extensive affectant les séries du Comondu (Site F7; FIGURE 7.7). L1 correspond à l'avalanche de débris de Heim et L0 à l'ignimbrite affectée par la déformation syn-arc (voir chapitre 6).

Etude de la fracturation sur l'île d'Espiritu Santo

Parallèlement à l'étude de terrain, il a été mené une étude de la fracturation sur l'île Espiritu Santo. L'étude concerne un interfluve de l'île sur lequel la fracturation (essentiellement des joints de mode I et des failles normales) est la plus distincte sur les images satellites GeoEye (FIGURE 7.11a; Ansberque, 2012). Ces structures mineures affectent les dépôts néogènes de l'île qui sont inclinés vers l'Ouest d'environ 8 (FIGURE 7.8) et sont donc situées au niveau du bloc inférieur de la faille de la Partida (FIGURES 7.2 et 7.5).

Neuf failles ont pu être cartographiées (numérotées de 1 à 9 d'est en ouest ; FIGURE 7.11a). Compte tenu de leur tracé relativement à la topographie, ces failles sont probablement toutes à pendage est et synthétiques à la Faille de la Partida. Les failles 1, 2 et 3 ont des rejets verticaux apparents respectivement de 65 m, 100 m et 24 m (FIGURE 7.11a).

Les joints de tension cartographiés sont bien réglés et orientés entre N150E-N160E (FIGURE 7.11); leur direction est cohérente avec celles des failles 2 à 7 (FIGURE 7.11a). De plus, la densité de joints est maximale auprès des failles 6 à 9. Celle-ci devient moins interprétable à l'est à proximité des failles plus importantes (faille en mer, failles 1, 2 et 3). Cette diminution peut s'expliquer simplement par le fait que la partie est de la ligne de crête est soit plus érodée ou encore qu'il y ait une différence de lithologie.

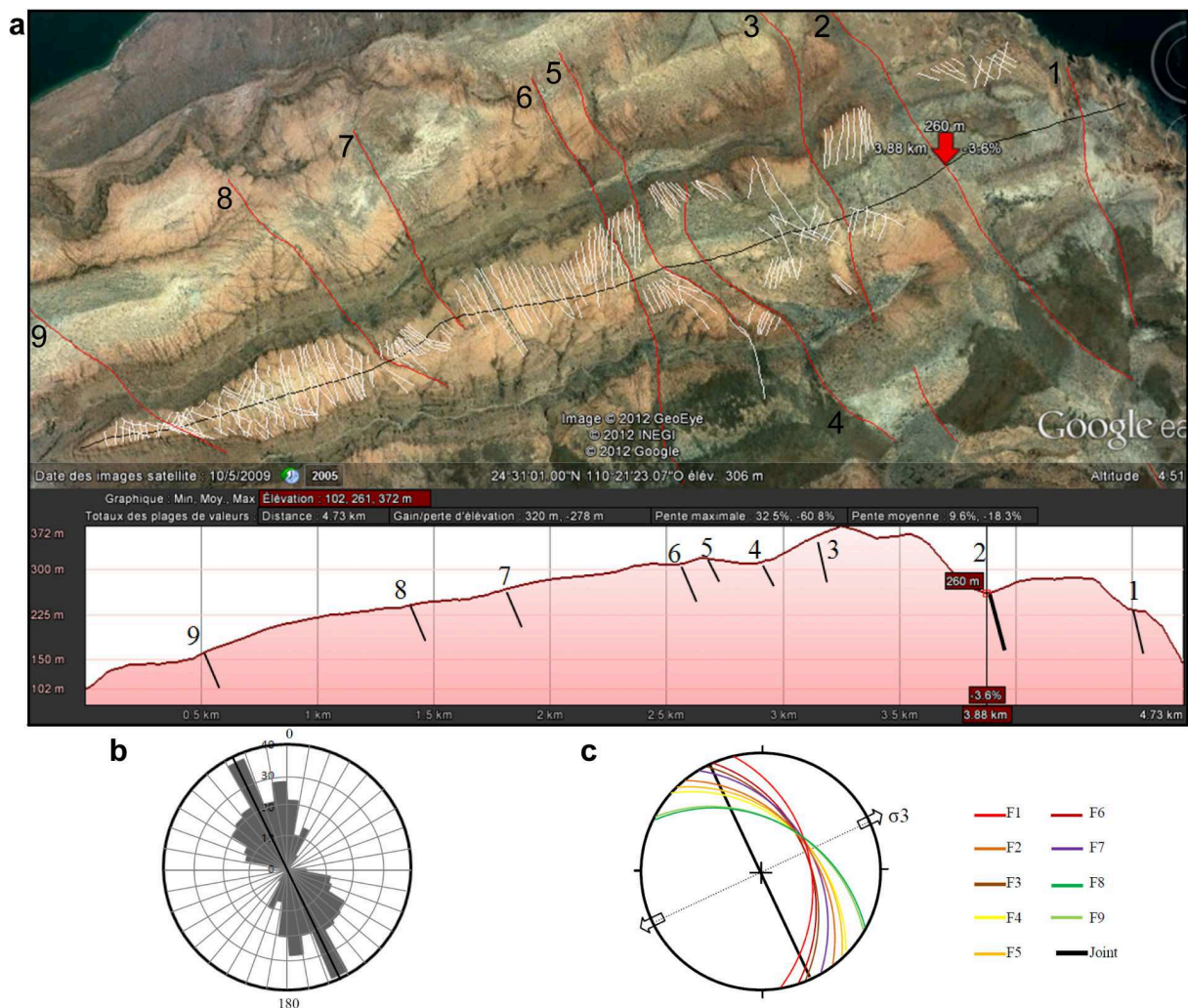


FIGURE 7.11 – (a) Cartographie des failles (en rouge) et joints (en blanc) sur une des crêtes de l'île d'Espiritu Santo (localisation du site sur la FIGURE 7.2) ainsi que le profil topographique de la ligne de crête. (b) Diagramme de la distribution spatiale des joints cartographiés. (c) Contrainte minimale principale (N060°) déduite des joints cartographiés, le pendage des failles n'est pas connu, elles sont représentées comme des failles andersonniennes (d'après Ansberque, 2012).

L'analyse de la fracturation montre que la majorité des joints de tension (fracture de mode I) et les failles 2 à 7 sont subparallèles et orientées globalement N150E-160E comme la faille de la Partida et accommodent probablement une extension N060E (FIGURE 7.11c). Cette direction d'extension est cohérente avec la direction d'extension enregistrée sur l'essentiel des failles de la région (FIGURE 7.9). Notons seulement que les failles 1, 8 et 9 sont obliques aux joints et donc non perpendiculaires à la direction d'extension, ce qui suggère que la faille 1, orientée N170E est normale-senestre et que les failles 8 et 9, orientées N120E, sont normale-dextres (FIGURE 7.11c).

La faille de Saltito

La faille de Saltito est située au nord de la sierra Novillo (FIGURE 7.1). La faille présente un tracé concave, son orientation à l'ouest est d'environ N160E puis elle s'oriente progressivement en N130E vers l'est. Le mur de la faille est essentiellement constitué de granite, et de granite et tonalite dans sa partie SE. On retrouve des pointements de granite et de tonalites dans le toit de la faille à l'est (FIGURE 7.1).

Le plan de faille est principalement observable dans la partie NO (Site S; FIGURE 7.7). On y observe un plan de faille orienté environ N145E avec un pendage compris entre 45 et 50 vers le NE; il présente une brèche cataclasique argileuse d'environ 15 cm d'épaisseur (FIGURE 7.12). Les sédiments quaternaires composés d'une arène granitique sont sans déformation notable. La faille présente une strie principale dip-slip avec quelques variations en normale-senestre. L'extension est orientée N045E (FIGURE 7.9).



FIGURE 7.12 – (a) La faille de Saltito (localisation du Site voir FIGURE 7.7); (b) strie "dip-slip" portée par la brèche argileuse; (c) vue sur la prolongation en mer de la faille.

7.3 Le détachement de Los Barriles

Le détachement de Los Barriles se situe en bordure est de la Sierra La Gata (FIGURE 7.1). Il met en contact le socle Crétacé et le bassin syn-tectonique de Los Barriles. Il se caractérise par une direction générale N160E avec un pendage d'environ 25 vers l'est (FIGURE 13a; Geoffroy et al., 2009; Geoffroy et Pronost, 2010; Masini et al., 2010). Le contact est marqué par une déformation extensive associée au développement de minéraux syn-tectoniques métamorphiques

CHAPITRE 7. LA TERMINAISON SUD DU GRAND ESCARPEMENT (MGE) ET LA DÉFORMATION ASSOCIÉE : EXPRESSION EN BASSE CALIFORNIE DU SUD

(épidotes et quelques chlorites). Il est associé à deux failles de transfert orientées N120E (FIGURE 7.13c). Ce détachement s'est accompagné de la formation d'un bassin syn-tectonique, dont les sédiments ont été datés à plus de 5 Ma (voir chapitre 6).

Dans le bassin, on trouve de nombreuses failles syn-sédimentaires essentiellement orientées N165E. De plus, l'axe de basculement de la stratification est quasi-parallèle à la direction moyenne des failles. Le pendage des failles principalement ENE, est synthétique du détachement, et la stratification quant à elle pend vers l'ouest ou le sud-ouest (flexure de l'est vers l'ouest contre le détachement ce qui est en accord avec le contrôle structural du bassin par le détachement ; FIGURE 7.13c). La majorité des failles ont une strie montrant un mouvement purement normal ou très proche. La contrainte minimale principale moyenne (σ_3) dans le bassin est de N090E 10 dans les sédiments syn-tectoniques (SED 2 ; FIGURE 7.13b). Pour les sites du bloc inférieur (Deta5 et 4), σ_3 est d'environ N060E, alors que pour les sites Deta 1 et 2, 3 tend à devenir E-O comme dans le bassin (FIGURE 7.13b). Une troisième extension est mesurée en NO-SE dans la zone du détachement et à l'intérieur du bassin (Site Deta5 et Pesc). Dans de nombreux cas les failles associées à l'extension NE-SO sont réactivées par l'extension NO-SE, qui est donc clairement postérieure. La déformation associée à ce dernier régime extensif est plus faible et plus tardif que l'extension NE-SO. Le régime NO-SE est probablement associé à l'activité plus récente

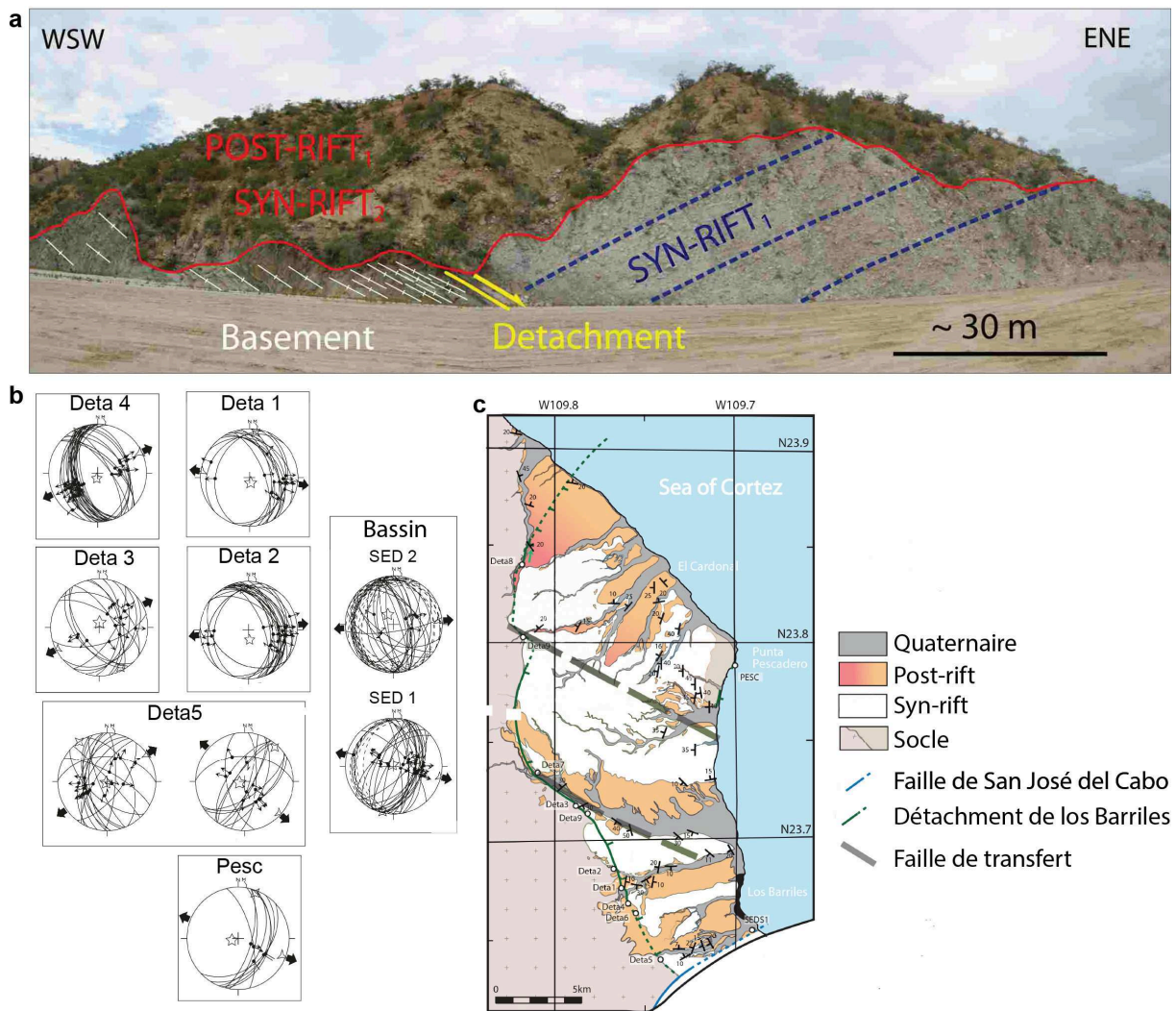


FIGURE 7.13 – (a) Détachement de Los Barriles basculant les séries syn-tectoniques vers le SO (photo située au site Deta 1 ; Geoffroy et Pronost, 2010). (b) tenseurs calculés à partir de failles situées dans le détachement (Deta) et des failles syn-tectoniques appartenant au bassin de Los Barriles (Sed ; les sites sont localisés sur la carte (c) ; modifié de Masini et al., en prep.). (c) Carte du bassin de Los Barriles (modifiée de Masini et al., 2010).

de la faille de San José del Cabo qui recoupe clairement le détachement de Los Barriles (FIGURE 7.1). Les failles de transfert semblent actives pendant le dépôt des sédiments syn-tectoniques (extension NE-SW) ce qui pose la signification de ces failles N120E dans le développement du bassin. Un héritage tectonique est probable suivant une direction N120E qui pourrait être compatible avec le développement du bassin de San José del Cabo.

En conclusion, la direction d'extension dominante du système est N083E durant les dépôts syn-tectoniques mais il n'est pas exclu que le mouvement précoce du détachement soit marqué par une extension N060E.

7.4 Synthèse

En résumé, l'examen du système de failles associé à la faille de la Carrizal montre deux directions distinctes d'extension (FIGURES 7.7 et 7.9) :

1. Une extension globalement NE-SO, visible sur les failles majeures (Carrizal, Saltito, Los Barriles) ainsi qu'à partir des données microtectoniques, pouvant varier localement N30E à N080E;
2. Une extension NO-SE à N-S portée par des failles normales et décrochantes.

Il est difficile à partir de nos données non-systématiques de trancher si ces deux extensions correspondent à une variabilité dans l'espace ou à une évolution dans le temps de la déformation. Cependant, là où les deux jeux de failles sont présents au même endroit (site F10; FIGURES 7.7 et 7.9), il semble mécaniquement impossible même avec un champ de contrainte légèrement perturbé par quelques hétérogénéités et interactions entre failles, de regrouper l'ensemble des failles observées dans un même tenseur avec une direction d'extension moyenne. Le timing entre ces deux épisodes n'est pas déterminé. Cependant plusieurs arguments laissent à penser que l'extension NE-SO est le régime le plus précoce et le plus important :

1. les failles principales présentent une orientation NO-SE à NNO-SSE ce qui veut dire que le régime associé à la formation de ces structures est probablement NE-SO. Cette cinématique est similaire à celle observée dans le stade de proto-golfe dans l'ensemble de la « Gulf Extensional Province » (GEP) auquel est associé le « Main Gulf Escarpment » (chapitre 3.2.2.1; Figure 3.10);
2. l'orientation des stries sur le plan de faille de la Carrizal montre une cinématique en NE-SO et une cinématique plus oblique en N120E ce qui confirmerait que la cinématique NE-SO est à l'origine du bassin;
3. d'autre part, les données du bassin de Los Barriles montrent une évolution similaire des axes de déformation (FIGURE 7.13b), l'extension en NO-SE est tardive par rapport à l'extension NE-SO à ENE-OSO.

La datation de la déformation associée aux failles du bassin de la Paz est très mal contrainte. La seule certitude est que les failles les plus importantes sont toujours actives ou ont été réactivées récemment (cf. Partie 3). Comme cela a été indiqué antérieurement, Umhoefer et al. (2014) estiment à partir de la vitesse actuelle de la faille de Carrizal (0,13 mm/a, 0,1 mm), que cette faille (tracé à terre) serait apparue il y a seulement 2,5 Ma. L'équivalent en mer de cette faille présente un escarpement plus important et serait donc plus âgée suivant ces auteurs, entre 2,5 et 6,8 Ma.

A partir de nos données, dans le mur et le toit de la faille de la Carrizal, et des datations K-Ar de Hausback (1984; Figure 5.4) sur les unités de la formation du Comondu, on peut estimer que la déformation post-date :

1. l'ignimbrite « L0 » (21,0 ± 0,4 Ma sur plagioclases et 21,5 ± 0,4 Ma sur verre) pour le site F2;
2. l'avalanche de débris de Heim « Tcb-L1 » et son équivalent dans région de la Paz (18,6 ± 2,4 Ma sur plagioclases et 20,3 ± 0,4 Ma sur roche totale) pour les sites F1, F3 à F7 et H2 à 4;

3. le tuf de la Paz « T_{cp} » (18,7 ± 1,1 Ma et 20,6 ± 0,2 sur verre) pour le site H5 ;
4. le tuf de San Juan « T_{cj} » (18,0 ± 0,5 Ma sur biotites, 17,6 ± 0,1 Ma sur sanidines et 16,4 ± 0,6 sur verre) pour les sites F8 à F10, ainsi que pour le tenseur H1 déduit de l'étude aérienne de la fracturation.

En résumé la déformation a débutée au maximum à 16 Ma et au plus tard à 2,5 Ma. De plus, il est envisageable que certaines failles du footwall de la Carrizal, associées à la déformation syn-Comondu (chapitre 6) aient pu être réactivées étant donné qu'elles présentent une cinématique similaire entre la déformation associée au MGE et la déformation syn-Comondu datée à environ 21 Ma (FIGURE 7.10).

La géométrie du système en coupe reste confuse, on a d'une part au nord un grand escarpement (MGE) décrit comme un breakaway de détachement situé le long de toute la péninsule de Basse Californie (Axen, 1995) et d'autre part des études montrant que le bassin de la Paz serait formé par des failles « high angle » antithétiques (Busch et al., 2011 ; Umhoefer et al, 2014).

Pour abonder dans le sens d'Axen (1995) qui lie le grand escarpement (MGE) à la faille de la Carrizal, on peut souligner que le mur de celle-ci est caractérisé par un basculement faible à inexistant (moins de 1 vers le NO ; FIGURE 7.4) alors que cette faille présente un rejet potentiel de plus de 300 m (FIGURE 7.3 ; estimation de Umhoefer et al. (2014) à 325 m). Il est difficile d'expliquer ces simples données par le fonctionnement d'une faille « high angle » dans un système en domino. De plus, le plan de faille de la Carrizal est associé à une zone de déformation la plus importante des failles à terre du bassin de la Paz avec une cataclase plurimétrique (FIGURE 7.8b). De plus les observations de Hausback (1984) près de San Juan de la Costa (FIGURE 5.2 ; Coupe AA') montrent qu'il existe une faille décalant les séries Comondu d'environ 500 m, Cette faille est probablement la continuité nord de la faille de la Carrizal ; le reste de la trace de la faille est probablement proche du trait côte mais n'est toujours pas identifiée. Ce qui réfute l'interprétation d'Umhoefer et al. (2014), qui proposent que la partie nord de la faille de la Carrizal se situe en mer à 15 Km des côtes (FIGURES 7.2).

Il en découle un modèle d'ouverture du bassin de la Paz, où la faille de Carrizal serait le « breakaway » d'un système en détachement à géométrie plane, et qui serait faiblement penté sous la baie de La Paz. Les failles du bassin de la Paz (faille de Centenario, la faille située à 15 Km de la côte dans la baie de la Paz d'une part et la faille de Garambullo Hills d'autre part) seraient des failles probablement « high angle » respectivement synthétiques et antithétique au dessus de la surface du détachement de la Carrizal (FIGURE 7.2).

D'autre part le complexe des îles d'Espiritu Santo et de la Partida serait donc un bloc supérieur du détachement de la Carrizal. De plus le fort basculement visible les îles d'Espiritu Santo et de la Partida (environ 8 vers l'NNO ; FIGURE 7.6) peut être lié d'une part au basculement du bloc supérieur le long du plan de détachement de la Carrizal mais aussi à l'activité de la faille « high angle » de la Partida (FIGURE 7.2). Pour discriminer l'origine du basculement, une étude de terrain complémentaire est nécessaire pour contraindre le pendage des failles en arrière de la faille de la Partida et déterminer potentiellement leur âge, même si compte tenue de leur état conservation, elles sont potentiellement associées à une déformation récente (FIGURE 7.11). Il apparaît cependant que la faille de la Partida, même si son activité est démontrée et est probablement une faille mineure puisque le socle est visible à l'est (dans le toit de la faille). En effet l'épaisseur de Comondu estimé sur les îles est de 300 m (Hausback, 1984) alors que l'altitude maximale des îles est de 260 m, ce qui veut probablement dire que l'affleurement de socle sur l'île d'Espiritu Santo soit un paléo-haut-topographique.

La faille majeure d'Espiritu Santo (FIGURE 7.2), présentée comme une faille « high angle » à pendage est par Munguia et al. (2006), ne semble pas jouer de rôle dans le basculement des îles. En effet, cette faille se prolonge le long de la bordure nord du bassin de la Paz (FIGURE 7.2). Les formations du Comondu, qui y sont présentes ne sont pas basculées. Donc, cette faille, qui est montrée active (Munguia et al, 2006) n'est probablement pas à l'origine du basculement des îles, en revanche, si on ne lui attribue aucun basculement à son mur, cette faille pourrait être interprétée comme un breakaway de détachement secondaire, synthétique du détachement de la

Carrizal.

La faille de la Saltito ne semble pas être la terminaison sud de la faille d'Espiritu Santo comme le montre Umhoefer et al. (2014), compte tenue de la différence de profil. On a d'une part une faille moyennement pentée et ayant subit une déformation peu importante du fait de la présence de socle dans son toit (faille de la Saltito; FIGURE 7.12) et d'autre part la faille d'Espiritu Santo, anciennement appelé Escarpement d'Espiritu Santo, qui présente un pendage normal et surtout un rejet apparent de plus de 700 m. En revanche, la forme concave de la faille de la Saltito ainsi que son pendage moyen (45 et 50) pourrait signifier un détachement (FIGURES 7.2 et 7.12).

En conclusion, le système d'ouverture du bassin de la Paz est probablement associé à un système de failles de détachement, auquel s'ajoute des failles « high angle » (plus récentes?). Cette déformation est associée dans son stade précoce à une extension NO-SE (FIGURE 7.9), puis, ou localement contemporanément à une déformation d'une moindre ampleur en transtension orientée NE-SO à N-S. On retrouve une similarité dans l'évolution de la déformation entre les systèmes de la Carrizal et de Los Barriles. Le timing de la déformation est très mal contraint, mais il semble que l'essentiel déformation associée au système de la Carrizal soit postérieur à l'arrêt de l'arc du Comondu et donc de la subduction (environ 12 Ma). L'activité du détachement de Los Barriles montrant une évolution similaire de la déformation au bassin de la Paz, montre une activité antérieure à 5 Ma (chapitre 6). La déformation liée à l'ouverture du Golfe de Californie a donc probablement cohabité pendant plusieurs Ma avec la déformation associée à la propagation de la dorsale Est Pacifique et au détachement de Los Cabos (17-12 à 6 Ma; chapitre 6).

Troisième partie

Déformation active en Basse Californie
du Sud

Chapitre 8

Déformation Quaternaire en Basse Californie du Sud

8.1 Introduction

Plusieurs études récentes en Basse Californie du Sud dont l'objectif était de quantifier les vitesses quaternaires des failles actives ont permis d'avancer dans la connaissance de la tectonique active de la zone. J'exposerai dans un premier temps les résultats de ces travaux puis je présenterai une étude complémentaire faite au cours de cette thèse à partir de données de terrasses marines soulevées échantillonnées sur de nouveaux sites. Ces données ont permis d'estimer des taux de soulèvement. Ces estimations ont été regroupées avec les autres données bibliographiques et présentées ci-dessous afin de discuter de la répartition des déformations quaternaires en basse Californie du Sud (FIGURE 8.1).

8.2 Etat de l'art

La vitesse quaternaire de la faille de la Carrizal a été estimée à partir de datation OSL sur des alluvions quaternaires décalés proche du site 3 (FIGURE 8.1) entre 0,1 et 0,4 mm/an depuis 10 ka (Umhoefer et al., 2014). Maloney (2009) l'avait estimé auparavant entre 0,11 et 1,6 mm sur cette même zone mais avec moins de contraintes de datation. Ce taux est probablement constant depuis 500 Ka car cohérent avec le taux de soulèvement déduit des terrasses marines datées par U/Th au MIS 11 (390 ka) localisées dans le bloc inférieur le long de cette faille proche du site 3 (FIGURE 8.1; Umhoefer et al., 2014). Dans cette zone, des terrasses marines soulevées plus récentes datées au MIS 5e (120 ka) impliquent le même taux de soulèvement (Umhoefer et al., 2014; site 3 de la FIGURE 8.1). Le long de cette même côte au nord de ce site d'autres terrasses marines datées du MIS 5e ont été analysées et ont permis de déterminer un taux de soulèvement entre 0,08 et 0,15 mm/an (sites 1 et 2, FIGURE 3; DeDiego-Forbis et al., 2004; Umhoefer et al., 2014).

Au sein du bassin de La Paz, grâce à la réalisation de profils sismiques haute résolution, des indices de mouvements récents ont été décelés sur la prolongation en mer de la faille de Centenario et sur une faille située entre la précédente et la côte Ouest (Umhoefer et al., 2014). Les escarpements tectoniques mesurés sont respectivement de 3 à 5m et de 21 à 86 m pour la faille de Centenario et la faille seconde faille. Plus à l'est, sur l'île Espiritu Santo, des terrasses coralliennes localisées de part et d'autre de l'île sur une coupe EW perpendiculaire aux faille d'Espiritu Santo et de la Partida, ont été datées et leur altitudes mesurées (sites 4 et 5, FIGURE 8.1; Halfar et al., 2001). Les résultats obtenus montrent bien un basculement récent vers l'ouest en accord avec le basculement des formations du Comondu sur l'île produit par le mouvement vertical le long de la faille Partida et le basculement du bloc supérieur du détachement de la Carrizal (cf chapitre 7). La terrasse corallienne occidentale à 1 m d'altitude a été datée par U/Th à 142 ± 2 ka et a été associée au stade MIS 5e. A partir de l'hypothèse des auteurs sur la profondeur initiale de la mise en place des coraux (-4 m), les auteurs estiment un taux de subsidence de -15

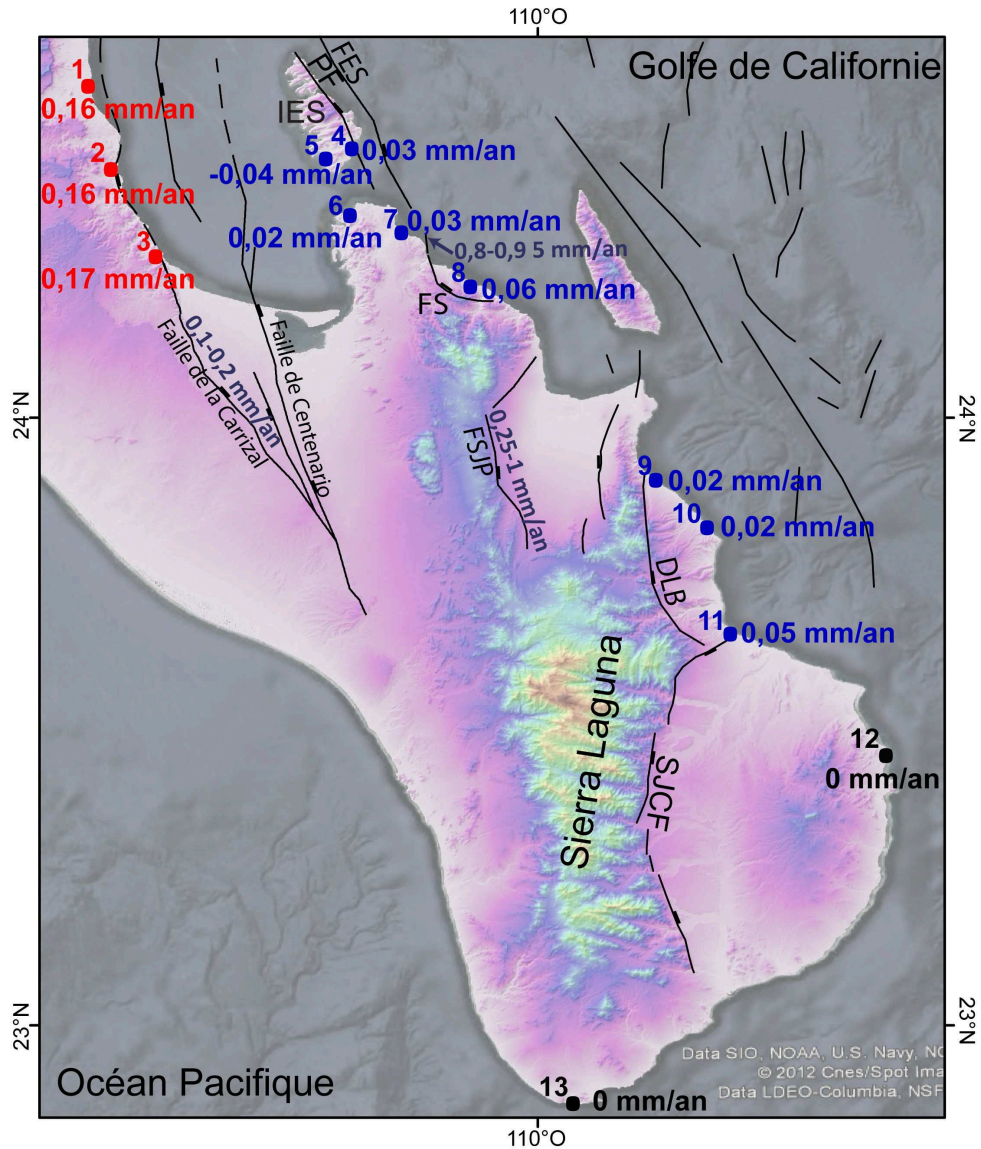


FIGURE 8.1 – Synthèse des données de tectonique active de Basse Californie du Sud intégrant les données de cette thèse (sites 9, 10, 11) et celles des références citées dans le texte. Les numéros des sites cités dans le texte ainsi que les taux de soulèvement moyens recalculés dans cette thèse à partir des analyses de terrasses marines de travaux antérieurs (Références dans le texte) et de cette thèse (sites 9 à 11) sont indiqués pour chacune d’elles. En gris sont indiquées les vitesses de déplacement quaternaires le long des failles déduites aussi de la bibliographie. FES, Faille d’Espiritu Santo; FSJC : Faille de San José del Cabo; LBD : Détachement de Los Barriles; FSJP : Faille de San Juan de los Planes; FS : Faille de Saltito, PF, Faille de la Partida.

mm/ka. La terrasse corallienne orientale localisée à 9 m au dessus du niveau marin actuel (site 4, FIGURE 8.1), a été datée à 103 ± 2 Ka. Cet âge se rapproche du stade interglaciaire 5c (105 ka) impliquant un taux de soulèvement majeur de 0.3 mm/an. Cependant, considérant la corrélation de l’âge de la terrasse occidentale au stade MIS 5e, il est possible que cet âge U/Th soit le produit d’une réouverture du système rajeunissant l’âge U/Th. Si l’on considère que ces deux terrasses se sont formées de manière synchrone au cours du stade MIS 5e, comme suggéré par leur continuité topographique, le taux de soulèvement déduit pour la terrasse orientale atteint 0,045 mm/yr (Halfar et al., 2001).

Dans le bloc inférieur de la faille de Saltito, au lieu dit de Tecolote (Site 6; FIGURE 8.1), une terrasse corallienne localisée à 8 m d’altitude, a été datée par U/Th à 121 ± 5 Ka, la corrélant facilement avec le stade interglaciaire MIS 5e (Sirkin et al., 1990). Ces données permettent

d'estimer un taux de soulèvement de l'ordre de 0,02 mm/an. Dans ce même bloc inférieur mais plus proche de la faille, au site El Coyote (Site 7; FIGURE 8.1) une autre terrasse dont l'altitude fut estimée entre 7 et 10 m, a été datée à 123 ± 6 ka, la corrélant aussi avec le stade MIS 5e et impliquant un taux de soulèvement de 0,01 à 0,03 mm/an (Sirkin et al., 1990). Plus à l'est, dans le bloc supérieur de la faille de Saltido au site de playa Ventana (site 8; FIGURE 8.1), une autre terrasse marine localisée à 15-20 m d'altitude a pu être datée à 320 ka par aminostratigraphie et corrélée au stade MIS 9 (320 ka; Bushanan, 2010). Ces données impliquent un taux de soulèvement de 0,06-0,07 mm/an ce qui est supérieur aux taux trouvés dans le bloc inférieur de la faille de Saltido, donc incohérent avec le signal d'une activité récente de la faille. Cependant en mer dans la prolongation de la faille, un escarpement tectonique de 9,5m révélé par un profil sismique CHIRP a été estimé, sans contrainte absolue, à un âge de 10-12 ka. Cette estimation implique donc des vitesses verticales de faille très élevées entre 0,8 et 0,95 mm/an. Plus au sud est, le long de la faille de San Juan de Los Planes, limitant à l'ouest le bassin du même nom, des marqueurs géomorphologiques décalés ont pu être datés. Ces mesures donnent un taux de déplacement entre 0,25 mm/an et 1 mm/an pour cette faille (Busch et al., 2011). Enfin plus au sud, la faille de San José del Cabo n'a pas montré de véritables décalages de marqueurs quaternaires. Elle a donc été classée comme faille inactive à faiblement active par Busch et al. (2011). A l'est de celle-ci, sur la cote est au site de Cabo Pulmo (site 12, Figure 8.1), une terrasse marine culminant à 6 m du niveau marin actuel et datée à 121 ± 3 ka et 132 ± 4 ka par U/Th, a été corrélée au stade MIS 5e impliquant un taux de soulèvement nul après corrections eustatiques (Ortlieb, 1987 et 1991). A la pointe sud de la Basse Californie, proche de la ville San José del Cabo (site 13, Figure 8.1), une terrasse d'abrasion sans sédiments a été mesurée à 6 m d'altitude. Sans contrainte d'âge, elle a quand même été corrélée par Ortlieb (1997 et 1991) au stade MIS 5e impliquant aucun mouvement vertical de la cote depuis 120 ka.

8.3 Méthodologie

8.3.1 Processus de formation des terrasses marines

Une terrasse marine résulte de l'interaction entre tectonique et eustatisme. Il existe deux types de terrasses : la terrasse marine d'abrasion (avec ou sans sédiments associés) et la terrasse corallienne. La première est une ancienne plateforme d'abrasion émergée formée sous l'action de l'érosion marine du littoral (vagues, marées et altération chimique ou biologique). La seconde correspond à un ancien récif corallien émergé formé à très faible profondeur. Le premier type de terrasse se présente sous la forme d'une marche d'escalier avec une surface haute légèrement pentée vers le large (terrasses d'abrasion; FIGURE 8.2). Elles peuvent être recouvertes de dépôts variés : les dépôts de plage qui sont des accumulations hétérogènes de galets, sables et coquilles.

Le seconde type de terrasses marines, les terrasses coralliennes, ont la même morphologie mais la surface haute est plane et est accompagnée parfois d'une ride topographique correspondant à l'ancienne crête récifale marquant l'ancien paléo-niveau marin (e.g., Montaggioni, 2009; FIGURE 8.3). Elles émergent soit par eustasie si le niveau marin baisse, soit par soulèvement (FIGURE 8.2). Elles sont donc des empreintes des anciens niveau de la mer le long des côtes (e.g., Murray-Wallace et Woodroffe, 2014; Pedoja et al., 2014).

Le niveau marin mondial a largement varié au cours du Pléistocène et est contrôlé par des cycles eustatiques (e.g. Murray-Wallace et Woodroffe, 2014; Pedoja et al., 2014). Un cycle eustatique pléistocène complet est constitué d'une baisse du niveau marin associé à une période glaciaire et d'une montée du niveau marin associée à une période interglaciaire qui est dominée par un haut niveau marin qui correspond à l'altitude maximale atteinte par le niveau des océans au cours du cycle eustatique (FIGURE 8.2). Ces variations eustatiques ont pu être retracées à partir des variations isotopiques de l'oxygène enregistrées dans les carottes des grands fonds océaniques. Généralement les terrasses marines sont associées au haut niveau marin d'un stade interglaciaire car elles restent généralement préservées de l'érosion marine postérieure (James et al., 1971; Chappell, 1974; Bull, 1985; Ota, 1986; FIGURE 8.2). Le stade le plus documenté est le dernier stade interglaciaire MIS 5 qui inclue trois hauts niveaux marins, MIS 5a (85 ± 5 ka),

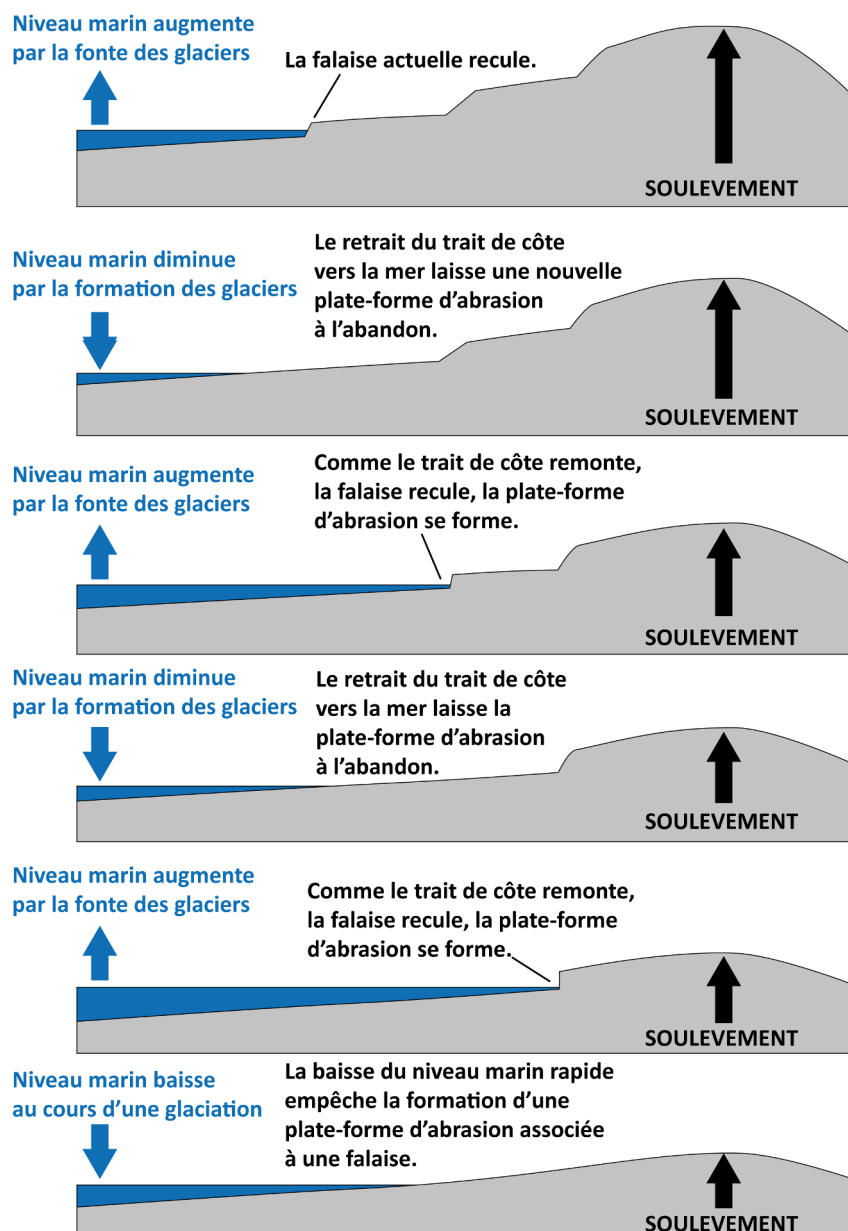


FIGURE 8.2 – Formation d'une séquence de terrasses marines d'abrasion

MIS 5c (105-5 ka) et MIS 5e 5 (128 ka à 116 ka; e.g., Stirling et al., 1998; Pedoja et al., 2011; Murray-Wallace et Woodroffe, 2014). Le haut niveau marin au cours du MIS 5e est estimé plus haut de 6 m plus par rapport au niveau marin actuel.

A cause de la répétitivité des niveaux marins quaternaires, dans une zone en surrection, l'objet enregistré ne correspond généralement pas uniquement à une paléo-côte isolée mais à une séquence de terrasses marines émergées (FIGURE 8.2). Dans le cas des terrasses coralliennes, l'altitude de la crête récifale est aussi un bon indicateur du paléo-niveau marin (e.g. Nexer et al., 2015; FIGURE 8.3).

8.3.2 Détermination des taux de surrection de la côte

L'équation pour calculer des taux de surrection à partir des paléo-côtes quaternaires émergées est la suivante (e.g., Lajoie, 1986) :

$$V = \frac{E - e}{A} \quad (8.1)$$

Où V est la vitesse de soulèvement (mm/a ou m/ka), E est l'altitude actuelle du pied de

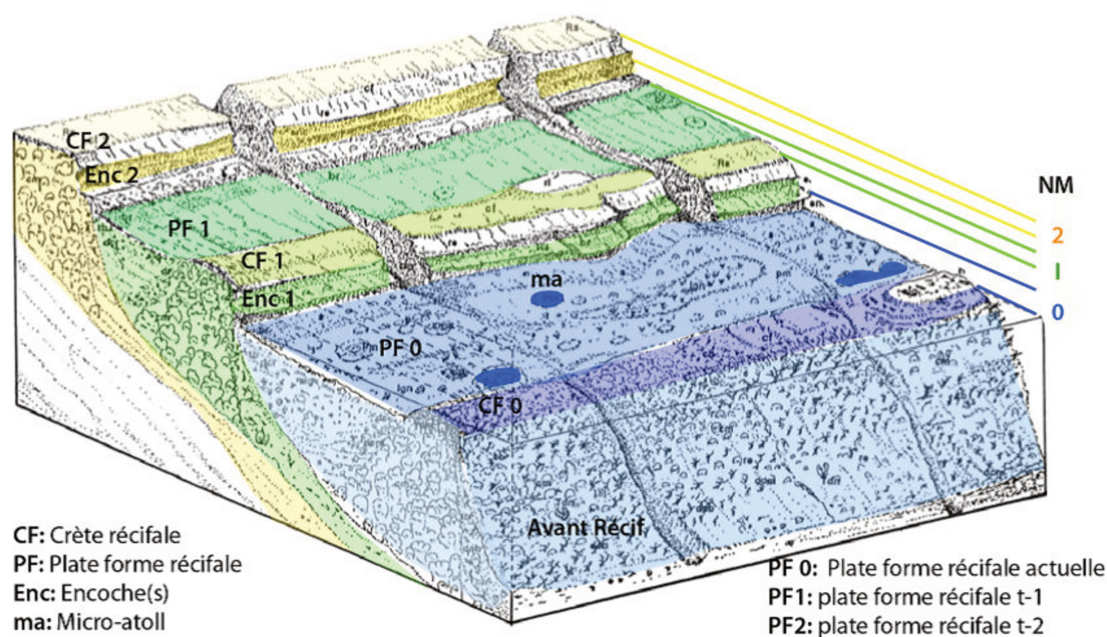


FIGURE 8.3 – Bloc 3D d'une séquence de terrasses coralliennes (modifié d'après Hantoro, 1992)

falaise pour une terrasse marine d'abrasion ou l'altitude actuelle de la paléo-crête récifale en ce qui concerne les terrasses coralliennes et e est l'altitude eustatique (par rapport à l'actuel) du haut niveau marin responsable de la formation de la terrasse. A est l'âge du haut niveau marin.

Soustraire l'altitude « eustatique » à l'altitude actuelle de la terrasse marine est définie comme la correction eustatique. Elle a été estimée à 6-4 m pour les terrasses formées au stade MIS 5e, à entre -38 à -5m au stade MIS 5c, à 0-2m au stade MIS 9 et 5-5 m au stade MIS 11 (e.g., Murray-Wallace et Woodroffe, 2014).

Au cours de la mission de terrain en 2013, nous avons visités 5 sites (TM1 à TM5, sites 9 à 13, FIGURE 8.4) présentant des terrasses marines. Deux de ces sites (Calbo Pulmo (site 12, TM4) et San Jose del Cabo (site 13, TM5)) ont déjà été répertoriés auparavant (Orltieb, 1991; Muhs et al., 1992). Les terrasses marines des sites 9 à 12 sont associées à des dépôts sédimentaires qui ont été échantillonnés pour datation U/Th (FIGURE 8.4). Cinq datations ont été réalisées par l'ingénieur Bassam Ghaleb au laboratoire de radiochronologie GEOTOP à l'Université du Québec à Montréal (TABLE 8.1).

La méthode de datation radiogénique à l'U-Th permet de mesurer l'âge des dépôts par le biais de son contenu faunistique (coraux, coquilles de lamellibranches, mollusques fossilisés etc.), grâce à la désintégration de l'uranium en thorium. Cette méthode permet de dater des éléments jusqu'à 400 ka, ce qui est particulièrement adapté pour dater les terrasses marines quaternaires (e. g., Edwards et al., 1987).

L'uranium (^{234}U), soluble dans l'eau de mer, se désintègre naturellement en thorium (^{230}Th), insoluble dans l'eau. Au cours de leur vie, les coraux piègent uniquement, dans le réseau cristallin des carbonates de leur organisme, de l'uranium dissous dans l'eau de mer. Puis, à la mort de l'organisme, l'uranium se désintègre en thorium (avec une demi-vie de 245 500 ans). Ainsi, il ne reste plus qu'à calculer le rapport U/Th (déséquilibre U/Th) qui fournit le temps écoulé depuis la désintégration de l'uranium en thorium, sachant que la quantité de départ en thorium dans l'organisme est nulle. Il en est de même pour les organismes marins ayant une coquille carbonatée mais qui ne donne pas toujours de résultats probants car les coquilles fixent de l'uranium que lors de leur fossilisation et les âges ne sont fiables que si elle est assez rapide.

Les âges U/Th déterminés à partir des échantillons de bivalves récoltés au cours de cette thèse a permis de corréliser la formation de chaque terrasse marine à un stade interglaciaire (TABLE 8.2).

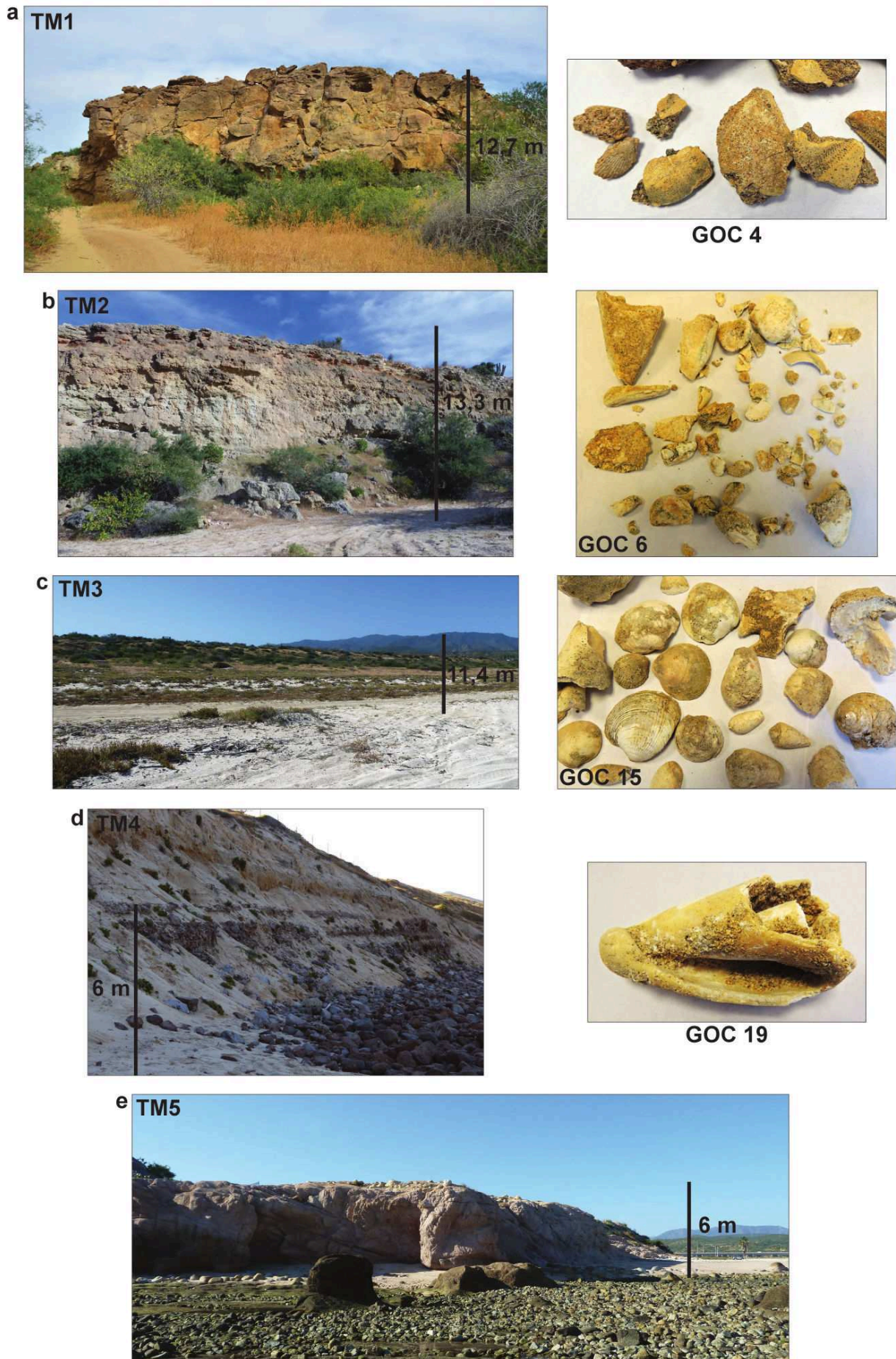


FIGURE 8.4 – (a) à (d) Photos des terrasses marines et des échantillons datés au cours de cette thèse, nommées TM1, TM2, TM3, TM4, TM5 localisées respectivement par les sites 9, 10, 11, 12 et 13 de la FIGURE 8.1.

Echantillon	^{238}U ppm \pm	^{232}Th ppb \pm	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ \pm	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ \pm	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ \pm	Age du stade MIS Min Max	Correction eustatique Min Max	Déplacement (m) Min Max	Taux de soulèvement (mm/an) Min Max	Err.				
GOC-4 (TM1)	1,662	0,010	0,354	1,008	0,006	0,983	0,008	0,990	0,008	0,950	423,790	58,693		
GOC-5 (TM1)	6,516	0,041	1,110	1,013	0,006	0,992	0,008	1,005	0,008	1,366	469,855	89,019		
GOC-6 (TM2)	3,195	0,020	14,636	0,089	1,532	0,011	1,097	0,008	1,681	0,011	1121,250	28,170		
GOC-15 (TM3)	1,848	0,011	1,535	0,010	1,142	0,006	0,702	0,005	0,802	0,005	2950,118	126,844	2,037	
GOC-19 (TM4)	1,633	0,010	0,725	0,005	1,836	0,011	0,684	0,005	1,255	0,009	8636,283	85,885	111,462	1,648

TABLE 8.1 – Datation U/Th des échantillons des terrasses marines (FIGURE 8.4)

n°	Nom de l'échantillon	Élévation TM (m; avec correction tidale) Min Max	Site	longitude	latitude	Référence	MIS	Age du stade MIS Min Max	Correction eustatique Min Max	Déplacement (m) Min Max	Taux de soulèvement (mm/an) Min Max	Bibliographie
1	Qll : Qmt 77	20,3	Faïlle de la Carrizal - Nord	-110,739	24,561	Umhoefer et al. (2014)	5e	116 128	2 10	14,9 22,9	0,116 0,197	~0,13 mm/an
2	Las NO7 KM26	13	Faïlle de la Carrizal - Centre	-110,693	24,421	DeForbis et al. (2004)	5e	116 128	2 10	15 23	0,117 0,198	0,08-0,15 mm/an
3	Qll : Qmt10 36 34 10	27	Faïlle de la Carrizal - Sud	-110,621	24,273	Umhoefer et al. (2014)	5e	116 128	2 10	17 25	0,133 0,216	~0,13 mm/an
4	BONZ	9	Ile d'Espiritu santo - Est	-110,311	24,453	Halfar et al. (2001)	5e	116 128	2 10	-1 7	-0,008 0,060	0,045 mm/an
5		1	Ile Espiritu santo - Ouest	-110,348	24,434	Halfar et al. (2001)	5e	116 128	2 10	-9 -1	0,127 0,470	0,31 mm/an
6	SS S6	8	Tecolote	-110,307	24,337	Sirkin et al 1990	5e	116 128	2 10	-2 6	-0,016 0,052	0,025 mm/an
7	COY 009	7	El Coyote	-110,231	24,312	Sirkin et al. (1990)	5e	116 128	2 10	0 8	0,000 0,069	0,04 à 0,07mm/an
8	S7	15	Ventana	-110,116	24,228	Sirkin et al. (1990)	9	306 343	-2 2	18 22	0,052 0,072	0,07 mm/an
9	GOC-4 (TM1)	10,7	Bahia las Palmas - Nord	-109,82	23,906	Cette étude	11	360 420	0 10	2,7 12,7	0,006 0,035	0,02
10	GOC-6 (TM2)	11,3	Bahia las Palmas - Centre	-109,725	23,824	Cette étude	11	360 420	0 10	3,3 13,3	0,008 0,037	0,02
11	GOC 15 (TM3)	9,6	Faïlle de Los Barriles - Sud	-109,676	23,644	Cette étude	5e	116 128	2 10	1,4 9,4	0,011 0,081	0,05
12	CP	6	Cabo Pulmo	-109,435	23,46	Squires (1959) Ortlieb (1987)	5e	116 128	2 10	-4 4	-0,031 0,034	0 0 mm/an
	GOC 19 (TM4)	4	Cabo Pulmo	-109,435	23,46	Muhs et al. (1992) Cette étude	5e	116 128	2 10	-4 4	-0,031 0,034	0,00
13	no age (TM5)	6	San Jose Del Cabo	-109,941	22,876	Cette étude Ortlieb (1987)	5e?	116 128	2 10	-4 4	-0,031 0,034	0 0 mm/an

TABLE 8.2 – Synthèse des données des terrasses marines étudiées en Basse Californie du Sud avec les taux de soulèvement déduits. La localisation des sites est sur la FIGURE 8.1.

8.4 Résultats

Les terrasses marines observées correspondent à des affleurements isolés où l'ancien pied de falaise n'a pas été préservé. Nous avons donc utilisé le point le plus haut de la surface sommitale afin de calculer un taux de soulèvement se rapprochant au maximum du taux de soulèvement réel. Cette altitude a été mesurée à l'aide de profils GPS et de mesures par télémétrie laser auquel a été corrigée la marée (TABLE 8.2). Afin d'obtenir le taux de soulèvement, après avoir corrélé l'âge U/Th de la terrasse marine à un stade interglaciaire, son altitude a été corrigée par l'altitude eustatique correspondante. Pour avoir une cohérence entre nos données (sites 9 à 12) et les données bibliographiques (sites 1 à 8), nous avons recalculé les taux de soulèvement de ces études à partir des altitudes publiées des terrasses marines en les corrigeant par les mêmes altitudes eustatiques que pour nos propres données.

Cinq échantillons de bivalves correspondant à quatre terrasses marines des sites 9 à 12 (Figure 8.1) ont pu être datés par U/Th (TABLE 8.1). Les sites 9, 10, 11 sont localisés dans le bloc inférieur de la faille de San Jose del Cabo dans le bassin de Los Barriles, le site 11 se trouvant très proche de cette faille. La terrasse Tm1 du site 9 (FIGURE 8.1) a été datée à partir de deux échantillons (Goc-4 et 5). Les âges obtenus de 423,79 ± 59 Ka (Goc-4) et 469 ± 89Ka (Goc-5) sont à rapprocher avec le stade interglaciaire MIS 11 (360-420ka). L'âge de l'échantillon Goc 5 est relativement plus vieux mais en prenant en compte la barre d'erreur, il reste cohérent avec ce stade. La terrasse Tm2 du site 10 a été datée par l'échantillon Goc-6 à 396,61 ± 28 ka en accord aussi le stade MIS 11. L'échantillon Goc-15 de la terrasse Tm3 du site 11 a été daté à 126,84 ± 2 ka. Cet âge est corrélable avec le stade interglaciaire MIS 5e (120ka). Enfin la terrasse Tm4 localisé au site 12 de Cabo Pulmo a été datée à 111,46 ± 1,6 ka (échantillon Goc-19) permettant une corrélation similaire au stade MIS 5e. Ce dernier résultat est donc cohérent avec les datations des études antérieures sur ce même site (Orttieb, 1991 ; Muhs et al., 1992).

Après avoir corrigé les altitudes par la correction eustatique, les taux de soulèvement moyens obtenus pour les terrasses Tm1 à Tm4 (site 9 à 11) du bassin de los Barriles varient de 0,02 à 0,05 mm/an en se rapprochant vers la faille de San Jose del Cabo (Table 8.2, FIGURE 8.1). Comme déduit des études antérieures, la terrasse Tm5 du site 12 de Cabo Pulmo implique un taux de soulèvement nul depuis 120 ka. Concernant les données bibliographiques, nous obtenons pour les terrasses marines du footwall de la faille de Carrizal des taux de soulèvement moyens très homogènes de 0,16 à 0,17 mm/an le long de la côte de la baie de la Paz. Au nord-Est de la Paz, les terrasses marines dans le footwall de la faille de la Saltito montrent un soulèvement moyen de 0,02 mm/an et 0,03 mm/an (Sites 6 et 7). En revanche, le taux de soulèvement moyen estimé au site 8 au toit de cette faille est plus important (0,06 mm/an). Les terrasses coralliennes orientales et occidentales de l'île Espiritu Santo (Sites 4 et 5, FIGURE 8.1) ont été datées par Halfar et al., 2001. Les âges obtenus de 142 ± 2 ka (terrasse ouest) et 103 ± 2 ka (terrasse Est) ont amenés les auteurs à corrélés la première au stade MIS 5e (120 ka) et à faire deux hypothèses de corrélation pour la seconde, l'une avec le stade MIS 5c (105ka) et l'autre avec le stade MIS 5e (120 ka). Nous avons repris ces deux hypothèses dans les calculs de la TABLE 8.2, mais vu que ces deux terrasses sont continues au travers de l'île, il est plus probable qu'elles aient le même âge. De plus le stade MIS 5e étant généralement le mieux représenté dans les enregistrements des terrasses marines à l'échelle mondiale car associé au plus haut niveau eustatique et sur une plus longue période de temps (Pedoja et al., 2011), nous considérerons la seconde hypothèse comme plus probable impliquant un taux de soulèvement moyen de 0,03 mm/an pour la terrasse corallienne proche de la faille de la Partida, et un taux de subsidence moyen de 0,04 mm/an pour la terrasse corallienne ouest. Ces deux résultats indiquant bien un basculement actif du bloc inférieur du système de faille de la Partida.

8.5 Synthèse

L'ensemble des taux de soulèvement calculés par l'analyse des terrasses marines en Basse Californie du Sud (FIGURE 8.1) sont inférieurs à 0.2 mm/an. D'après la synthèse mondiale des données de terrasses marines du dernier stade interglaciaire MIS 5e faite par Pedoja et al.

(2011), ces vitesses sont faibles mais cohérentes avec le contexte de marge passive et de rifting. En outre, un résultat majeur à exploiter dans la discussion de la répartition des déformations actives au sein de la zone est l'augmentation vers l'est de ces taux de soulèvement depuis la côte est au site 12 de Cabo Pulmo (0 mm/an) jusqu'au bloc inférieur de la faille de la Carrizal aux sites 1 à 3 (0,16-0,17 mm/an). Cette distribution met en évidence le rôle majeur de la faille de la Carrizal dans le système de failles de la marge Sud de la Basse Californie. Ce résultat n'était pas si évident en analysant seulement les valeurs des vitesses de déplacement des failles obtenues par la datation et la mesure du décalage de marqueurs géomorphologiques terrestres (Figure 8.1). En effet, les estimations de vitesses pour la faille de San Juan de los Planes sont plus fortes que celles de la faille de la Carrizal (Bush et al., 2011). Cependant, la faible contrainte sur l'âge OSL de la surface géomorphologique des alluvions affectées par la faille de San Juan de los Planes ne permet de valider une activité plus forte de cette faille par rapport aux failles avoisinantes. D'autant plus que ce genre d'imprécision a déjà été relevé pour la faille de Carrizal dont la vitesse verticale avait d'abord été estimée par Maloney (2009) entre 1,6 et 0,11 mm/an par des datations OSL de dépôts de colluvions dans une tranchée de paléosismicité proche du site 3, puis ré-estimée par Umhoefer et al. (2014) entre 0,1 et 0,4 mm/an par de nouvelles datations de dépôts holocènes sur de nouveaux sites de paléosismicité. Il en est probablement de même pour la vitesse verticale de la faille sous-marine dans le prolongement nord de la faille de Saltito estimée à 0,8-0,95 mm/an sans véritable contrainte in situ de l'âge de l'escarpement tectonique. En effet, cette vitesse dénote par rapport aux résultats de taux de soulèvement obtenus à terre par l'analyse des terrasses marines n'indiquant pas de mouvements tectoniques récents sur la faille de Saltito (sites 7 et 8, FIGURE 8.1). Enfin les résultats de cette thèse ont permis de détecter une activité récente sur l'extension NE de la faille San José del Cabo. En effet, dans le bloc inférieur, des taux de soulèvement moyen de 0,02 (sites 9 et 10, FIGURE 8.1) et de 0,05 mm/an proche de la faille (sites 11, FIGURE 8.1) ont été estimés par rapport à un taux de soulèvement nul déterminé au site 12 de Cabo Pulmo dans le bloc supérieur.

Chapitre 9

Déformation active en Basse Californie du Sud

9.1 Introduction

Comme vu dans le chapitre précédent de nombreuses failles à terre situées dans la région de La Paz ont eu une activité quaternaire. Cette activité se poursuit actuellement (Fletcher et Munguia, 2000; Munguia et al., 2006). En effet, on observe une sismicité diffuse dans le domaine offshore avec une sismicité importante au N-E de l'île d'Espiritu Santo marquée par deux événements majeurs d'une magnitude supérieure à 6 (30 juin 1995 et 25 septembre 2012; FIGURE 9.1; Fletcher et Munguia, 2000). Cette sismicité se retrouve dans une moindre mesure dans la baie de La Paz et à terre, et en particulier, avec l'activité de la faille de Centenario. Munguia et al. (2006) montre qu'il existe une activité microsismique permanente généralisée à l'ensemble de la zone. Les mécanismes au foyer de cette zone montrent majoritairement un régime extensif, avec un axe T d'orientation N080E (Fletcher et Munguia, 2000; Munguia et al., 2006).

Dans le but d'étudier cette microsismicité, un réseau temporaire terre-mer a été déployé de juin 2013 à janvier 2014 équipé d'OBS et de stations sismologiques autour de la baie de La Paz (FIGURE 9.2). L'objectif est de caractériser les failles actives, leur géométrie et leur cinématique, ainsi que de caractériser le tenseur des contraintes actuel de la marge.

9.2 Réseau sismologique

9.2.1 Campagne d'acquisition des données

L'installation du réseau sismologique temporaire autour de la baie de La Paz a été effectuée dans le cadre d'une collaboration avec l'antenne du CICESE (Centre d'Investigation Scientifique et d'Education Supérieure d'Ensenada) de La Paz. La campagne a été financée par le programme de recherche Actions Marges (TOTAL, CNRS, BRGM, IFREMER).

Les sites des stations ont été choisis pour couvrir au mieux l'ensemble de la zone mais ont aussi été déterminés par la sécurité des stations (de préférence sur des propriétés privées), le bruit environnant, le type de sol et l'ensoleillement. Cette étape a été réalisée par l'équipe du CICESE.

Le déploiement du réseau à terre s'est effectué entre le 3 et le 11 juin 2013. L'équipe d'installation était constituée de deux membres du LDO (Laboratoire Domaines Océaniques), J. Perrot et C. Prunier, et des membres du CICESE de La Paz, R. Ortega Ruiz, A. Aguirre Estrada, S. Mayor et H. Torres Chávez. Huit stations à trois composantes ont été installées, deux appartenant au CICESE et 6 au LDO/INSU. La FIGURE 9.2 illustre la configuration du réseau.

Le réseau déployé en juin 2013 comprend :

- 5 Stations OSIRIS à courte période avec capteur NOEMAX (LDO), échantillonnage à 100 Hz et 125Hz (FIGURE 9.3);

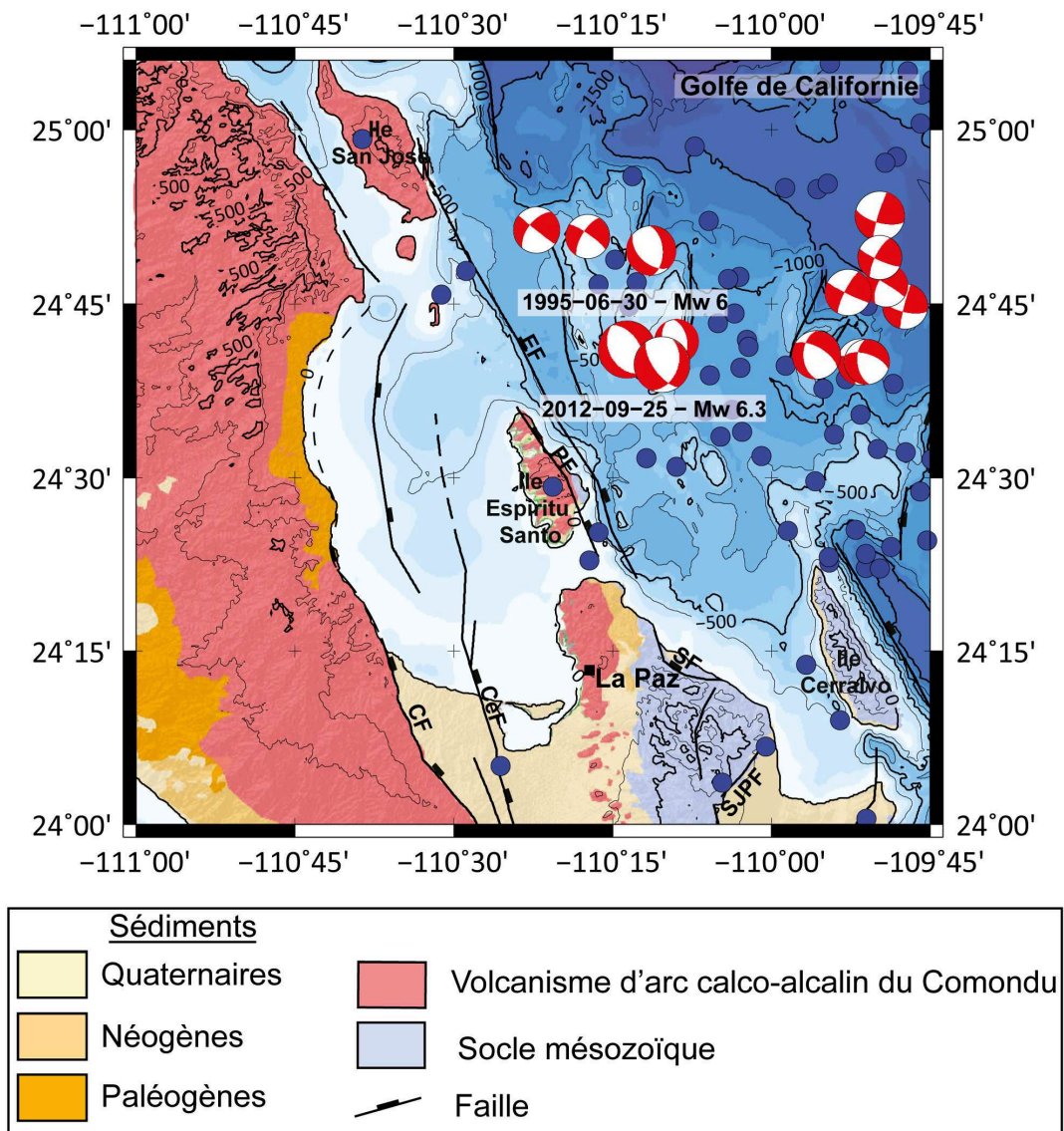


FIGURE 9.1 – Carte de la sismicité de la région de La Paz (points bleus; International Seismological Centre, 2014a) et des mécanismes au foyer (International Seismological Centre, 2014b) de 1960 à 2013. Les deux mécanismes au foyer dont la date et la magnitude sont précisées sont affichés en plus grande taille; SF : Faille de Saltito; SJSF : Faille de San Juan de los Planes; PF : Faille de la Partida; CF : Faille de la Carrizal; CeF : Faille de Centenario; EF : Faille d'Espiritu Santo; MNT : GeoMapApp (<http://www.GeoMapApp.org>).

- 1 Station KEPHREN à courte période avec capteur NOEMAX (Parc INSU), échantillonnage à 100 Hz,
- 2 Stations GURALP avec capteur large-bande avec module d'acquisition (CICESE), échantillonnage à 100 Hz.

Les missions de maintenance des stations et le relevé des données ont été effectués pour l'essentiel par nos partenaires mexicains et par moi-même au cours d'une mission de terrain en décembre 2013. Divers problèmes ont été rencontrés comme le vol de panneaux solaires et d'une antenne GPS, le dysfonctionnement de disque dur, et l'impossibilité d'aller relever à temps la station IPAR sur l'île de La Partida à cause d'une panne de bateau (FIGURE 9.2). Les stations appartenant au LDO ont été démontés par l'équipe du CICESE entre février et mars 2014.

En parallèle, trois sismomètres fond de mer (OBS) de courte-période (SPOBS) possédant un géophone trois axes 4,5 Hz et un hydrophone ont été déployés au large de l'île d'Espiritu Santo et de la pointe Coyote le 19 et 20 juillet 2013 (FIGURE 9.4). Cette opération a été effectuée à R. Daniel (Ingénieur de recherche, IPGP) aidé par l'équipe du CICESE. Initialement, cette

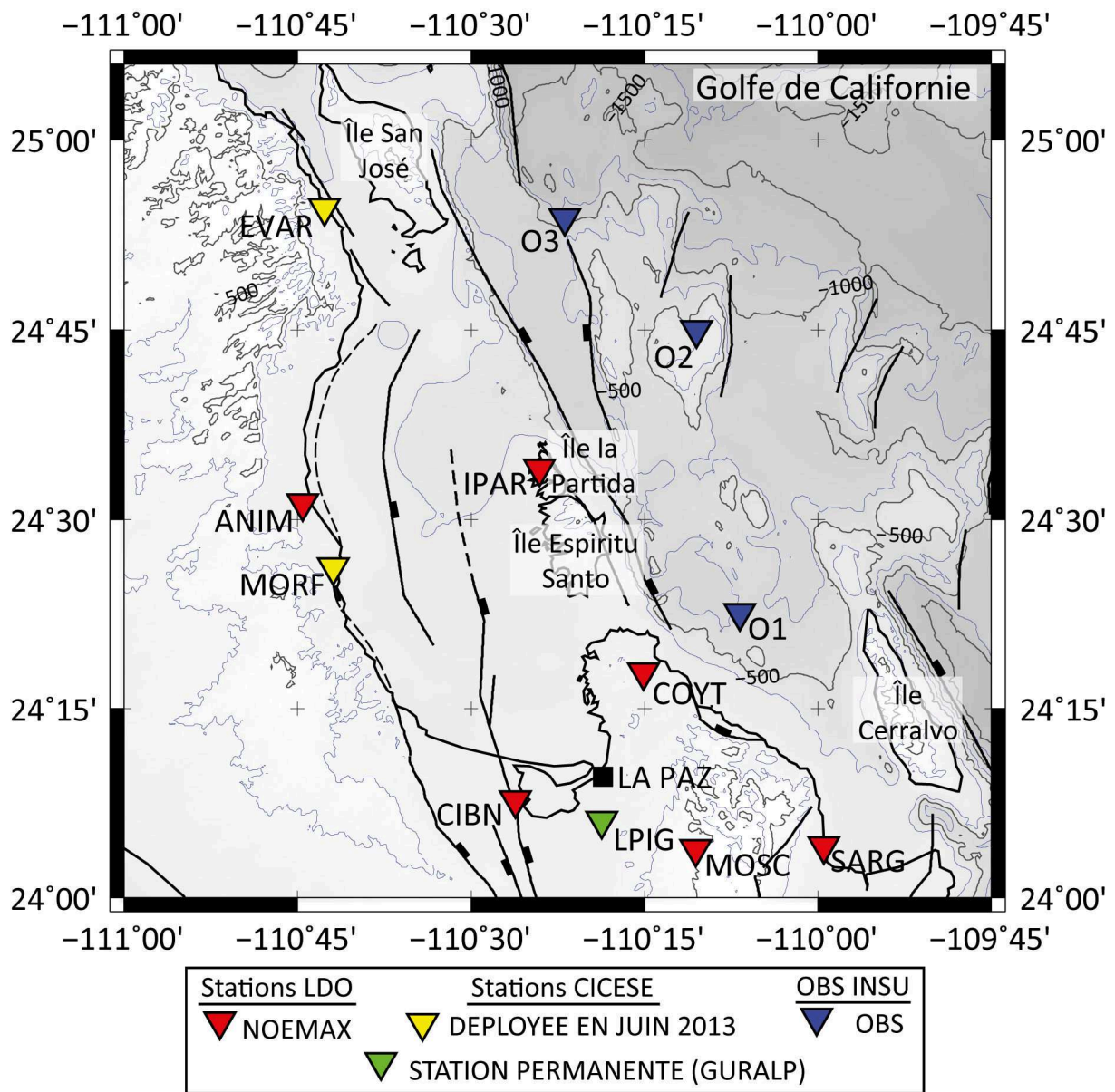


FIGURE 9.2 – Configuration du réseau et types de capteurs entre Juin 2013 et Janvier 2014 autour de la baie de La Paz.

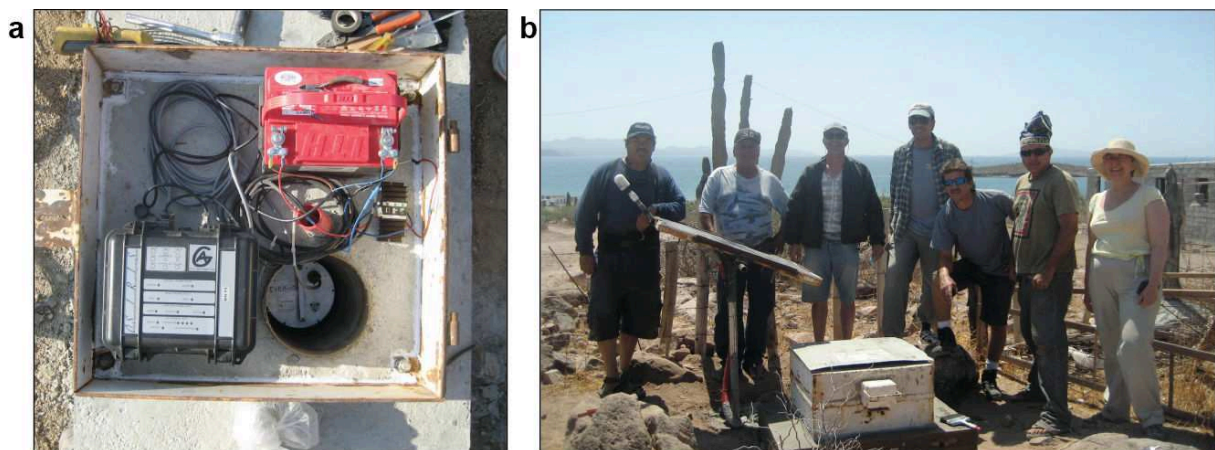


FIGURE 9.3 – (a) Déploiement d'une station sismologique OSIRIS. (b) Configuration complète d'une station (EVAR) avec l'équipe franco-mexicaine (LDO-CICESE).



FIGURE 9.4 – (a) Sismomètre fond de mer (OBS) de courte-périodes (SPOBS). (b) Déploiement d'un OBS au large de La Paz (photo R. Daniel).

opération aurait dû être effectuée en même temps que le déploiement des stations à terre mais des problèmes de douane ont reporté l'opération. La récupération des OBS a eu lieu le 30 janvier 2014 pour les OBS 02 et 03. L'OBS 01 n'a été retrouvé que plusieurs semaines plus tard et les données étaient inexploitable. Nous n'avons pas pu effectuer des tirs pour localiser les OBS. Nous avons estimé que les décalages en distance entre la position de largage et leur positionnement au fond de l'océan étaient inférieures à 50 m compte tenu des courants marins de surface inférieure à 0,1 m/s (OSCAR project, Bonjean et Lagerloef, 2002), de la vitesse de descente de l'OBS (environ 1 m/s) et de la profondeur des fonds océaniques au niveau des OBS 2 et OBS 3 d'environ 710 m et 830 m respectivement.

9.2.2 Données acquises

L'intégralité du réseau de stations à terre a été opérationnel à partir du 10 juin et jusqu'en février 2014. Cependant plusieurs stations ont eu des périodes de disfonctionnement, en particulier la station CIBN, qui a eu à deux reprises un problème de disque dur. Pour combler cette lacune de données, le CICESE a mis à notre disposition les données de leur station permanente (LPIG, FIGURE 9.2). De plus, nous n'avons pu accéder à l'intégralité des données de la station MORF, appartenant au CICESE et déployé dans l'usine de minerai ROFOMEX. D'autre part, les problèmes d'accès à la station IPAR, sur l'île de la Partida ainsi que la perte de l'OBS 01 restreint le réseau à l'est de la baie de La Paz (FIGURE 9.2).

La FIGURE 9.5 montre les données exploitables par station au cours du déploiement, nous avons en fin de compte entre 8 et 10 stations et/ou OBS disponibles par jour du 10 juin 2013 au 12 janvier 2014

9.3 Traitement des données

9.3.1 Détection et extraction des événements

La construction de la base de données débute par l'extraction des signaux des séismes. Pour cela, on a utilisé une procédure automatique basée sur l'algorithme STA/LTA qui compare le rapport des moyennes à court terme (STA) et à long terme (LTA) du signal par rapport à une valeur seuil (R_{min}) sur une fenêtre de temps spécifique. Si la valeur du rapport STA/LTA est supérieure à R_{min} , alors le temps de début de la fenêtre STA est conservé dans la liste des détections.

La base de données a été créée en deux temps en fonction de l'arrivée des données. Une première base de données a été créée du 10 juin au 17 août. Pour cette base de données nous avons choisi des valeurs de 0,5 s et 30 s pour les fenêtres temporelles associées respectivement

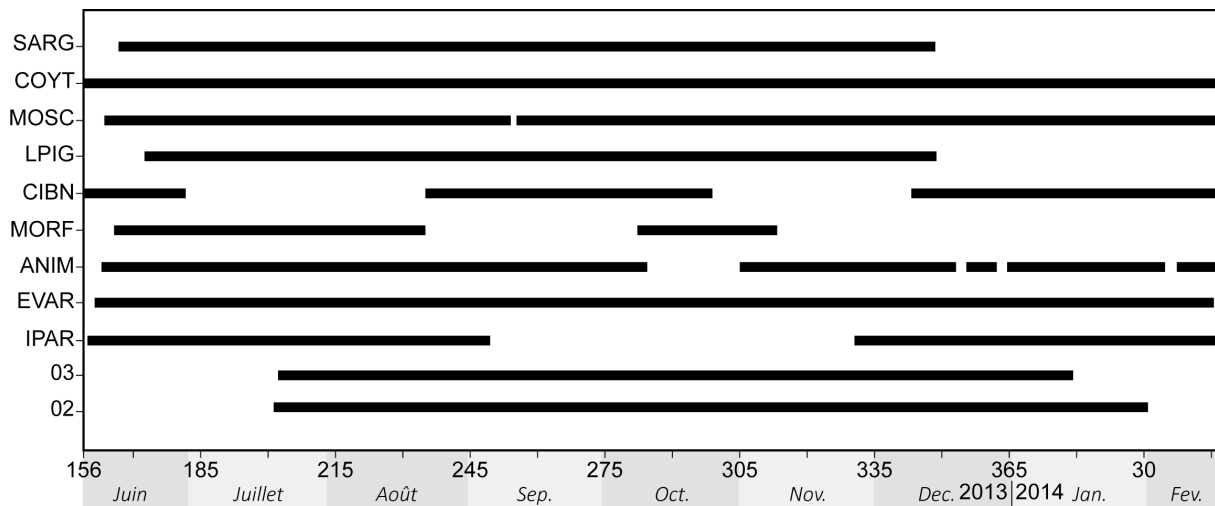


FIGURE 9.5 – Données disponibles pour chaque station par jours juliens pour les années 2013 et 2014.

à STA et LTA et un seuil R_{min} de 5. Afin de limiter l'extraction de bruit, une détection est conservée seulement si elle est observée sur 5 stations et 15 composantes (trois composantes des stations auxquelles s'ajoutent les hydrophones des OBS) sur une fenêtre temporelle de 50 s.

Après que cette première base de données a été traitée, nous avons ajusté les paramètres de détection pour la seconde période (18 août au 12 janvier) afin de réduire le nombre de détections liée à des événements non-sismiques. Les valeurs STA/LTA n'ont pas été changées et le seuil R_{min} a été fixé à 7. Le nombre de stations et composantes sont inchangées sur une fenêtre temporelle de 30 s.

D'une manière générale, l'intégration des données des OBS à partir de fin juillet augmente considérablement le nombre de détection (TABLEAU 9.1). La diminution du nombre de détection pour la fin d'année peut être liée au fonctionnement partiel de certaines stations (IPAR, ANIM).

JUIN	JUILLET	AOÛT	SEPTEMBRE	OCTOBRE	NOVEMBRE	DÉCEMBRE	JANVIER
982	1108	1635	916	892	380	278	74

TABLE 9.1 – Nombre de détections relevées entre le 10 juin et le 12 janvier 2014 sur les enregistrements des stations et OBS du réseau.

9.3.2 Base de données et lecture des temps d'arrivée

La base de données a été construite à partir du logiciel SEISAN (Havskov et Ottemoller, 1999), qui permet de visualiser les sismogrammes issus des détections et de pointer les temps d'arrivée des ondes P et S lorsque la qualité du signal le permet (FIGURE 9.6). Une qualité inférieure de moitié a été attribuée aux pointés des ondes S par rapport à celui des ondes P. Nous avons utilisés le logiciel HYPOCENTER (Lienert et al., 1986) pour effectuer le localisation des événements.

On a pu déterminer la localisation d'environ 840 séismes dont 623 sont localisés à l'intérieur du réseau (FIGURE 9.7). Les séismes extérieurs au réseau sont issus pour la plupart de l'activité des centres d'accrétion et de leurs transformantes situés dans le Golfe (FIGURE 9.1).

La grande majorité des séismes locaux sont situés à proximité voir à l'aplomb des deux OBS et de ce fait en bordure du réseau déployé, cependant les séismes issus de cette zone sont pour la plupart identifiables sur l'ensemble du réseau (FIGURE 9.2). La géométrie de notre réseau ainsi que la faible intensité des séismes a rendu par contre plus difficile le pointé des séismes situé au sud du réseau.

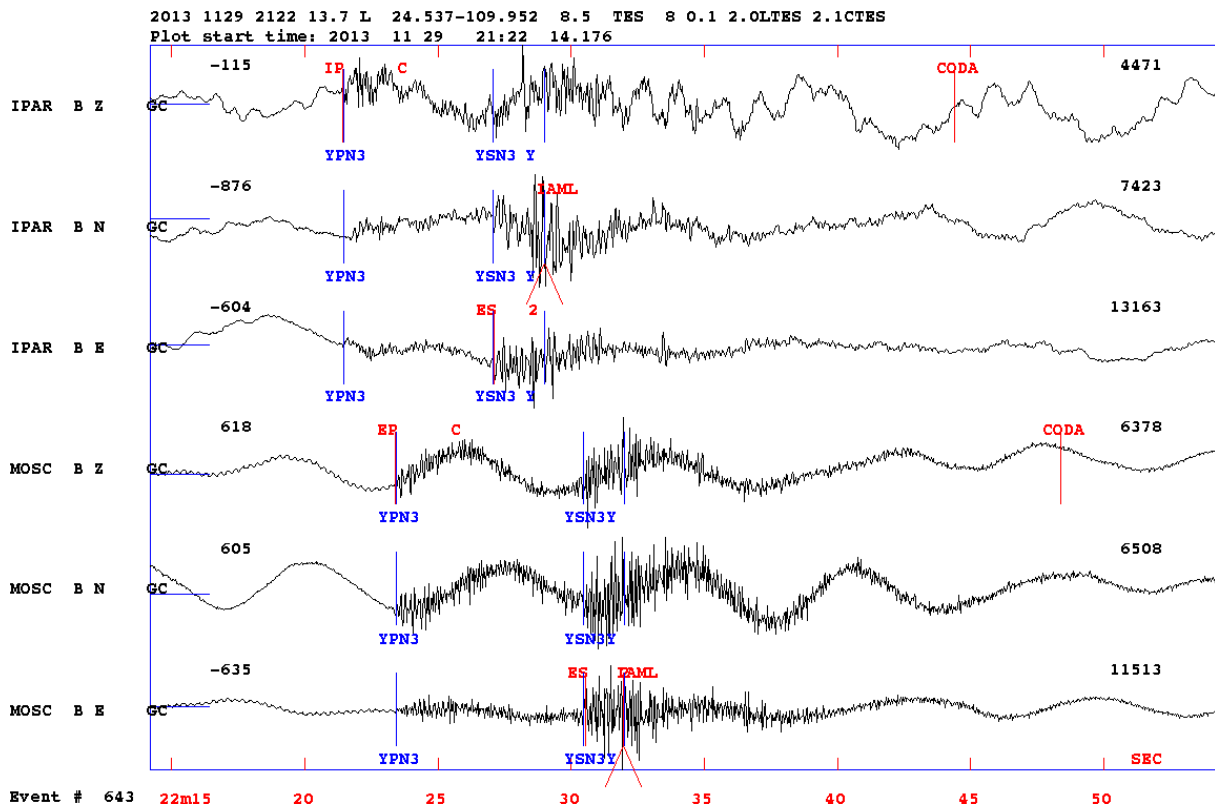


FIGURE 9.6 – Exemple d’un sismogramme pour un événement situé respectivement à 45 et 57 km des stations IPAR et MOSC à une profondeur de 6,6 km. En rouge, les lettres P et S indiquent le type d’onde, la lettre I ou E qui leur est ajoutée signifie impulsif ou émergent, le mot CODA indique la fin du signal et enfin IAML est le pointé de l’amplitude selon les critères Wood-Anderson. En bleu est indiqué le choix des temps d’arrivées proposés par HYPOCENTER avec YPN et YSN qui sont des ondes qui se sont propagées le long du Moho ou juste en dessous du Moho.

9.3.3 Localisation absolue

Le modèle de vitesse utilisé a été mis au point par Fletcher et Munguia (2000). Il consiste en un modèle à quatre couches au-dessus d’un demi-espace, qui présente des vitesses d’onde P et épaisseurs caractéristiques tel que : 4,0 km/sec, 2 km ; 6,0 km/sec, 5 km ; 6,4 km/sec, 7 km ; et 6,9 km/sec, 10 km. Le demi-espace inférieur a une vitesse des ondes P de 7,6 km/sec. Le Moho est défini à 24 Km. Nous avons prolongé le modèle jusqu’à 300 Km car le réseau a une extension d’environ 150 Km en latitude, la propagation des rais se fait souvent en dessous du Moho à 24 Km (TABLEAU 9.2). D’ailleurs un grand nombre d’ondes Pn (onde conique le long du Moho) ont été observées (FIGURE 9.6). Le rapport V_p/V_s moyen de 1,73 utilisé a été déterminé pour la zone d’étude par Munguia et al. (2006).

De plus, nous avons ajouté un délai de 0,2 secondes sur l’OBS 02 qui présentait des résidus en temps RES importantes ($RES = T_o - T_c$ avec T_o , temps d’arrivée d’une onde P ou S observé sur les signaux et T_c , celui prédit par le modèle de vitesse) pour les ondes P et S (FIGURES 8 et 9). Cette différence de RES pourrait être dû à la présence d’une couche sédimentaire d’environ 200 m sous l’OBS observée grâce au profil sismique de réflexion (Sutherland et al., 2012; FIGURE 3.13). Ce changement a permis non seulement d’améliorer les valeurs des RES de l’OBS 2, mais ceux des stations et OBS les plus proches. En dehors de l’OBS 2, les autres stations ne montrent pas d’écart en temps importants, la plupart des écarts en temps sont centrés sur 0 (FIGURES 9.8 et 9.9).

De ce fait, les valeurs de RMS ($RMS = \text{racine carrée de la moyenne des différences } (T_o - T_c)$) des événements sont bons et dans une grande majorité compris entre 0 et 0,1 (FIGURE 9.10). De plus, 87% des événements présentent une erreur de localisation horizontale inférieure à 2,5 Km et erreur de localisation verticale inférieure à 4 km (Figure 9.10). Ce qui semble montrait

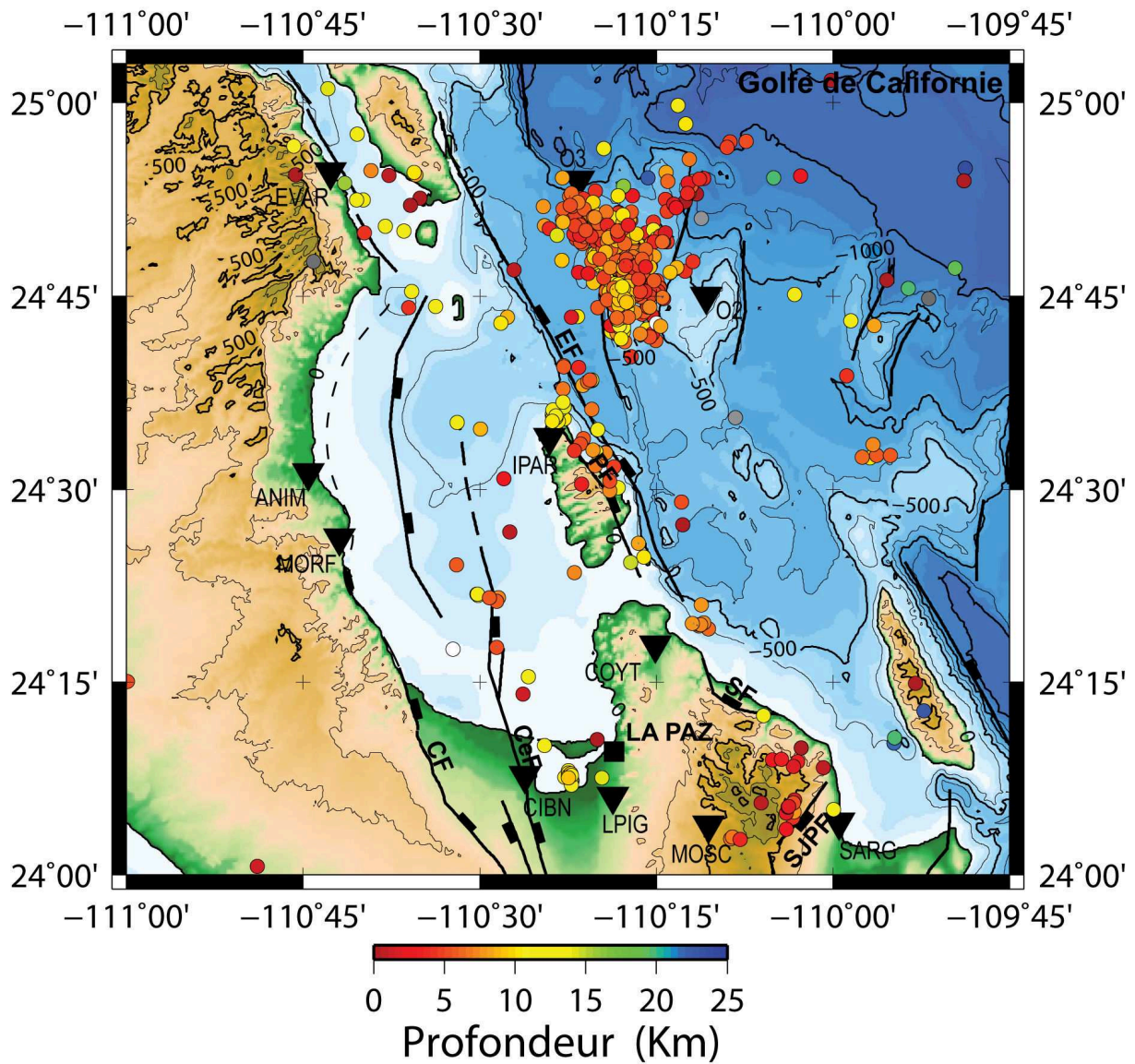


FIGURE 9.7 – Carte de la sismicité enregistrée par le réseau entre Juin 2013 et Janvier 2014. SF : Faille de Saltito; SJSF : Faille de San Juan de los Planes; PF : Faille de la Partida; CF : Faille de la Carrizal; CeF : Faille de Centenario; EF : Faille d’Espiritu Santo; MNT : GeoMapApp (<http://www.GeoMapApp.org>).

Toit de la couche (Km)	Vp (Km.S ⁻¹)
0	4
2	6
7	6,4
14	6,9
24	7,6
80	8
300	8,5

TABLE 9.2 – Modèle de vitesse (modifié d’après Fletcher et Munguia, 2000). Le Moho est situé à 24 km.

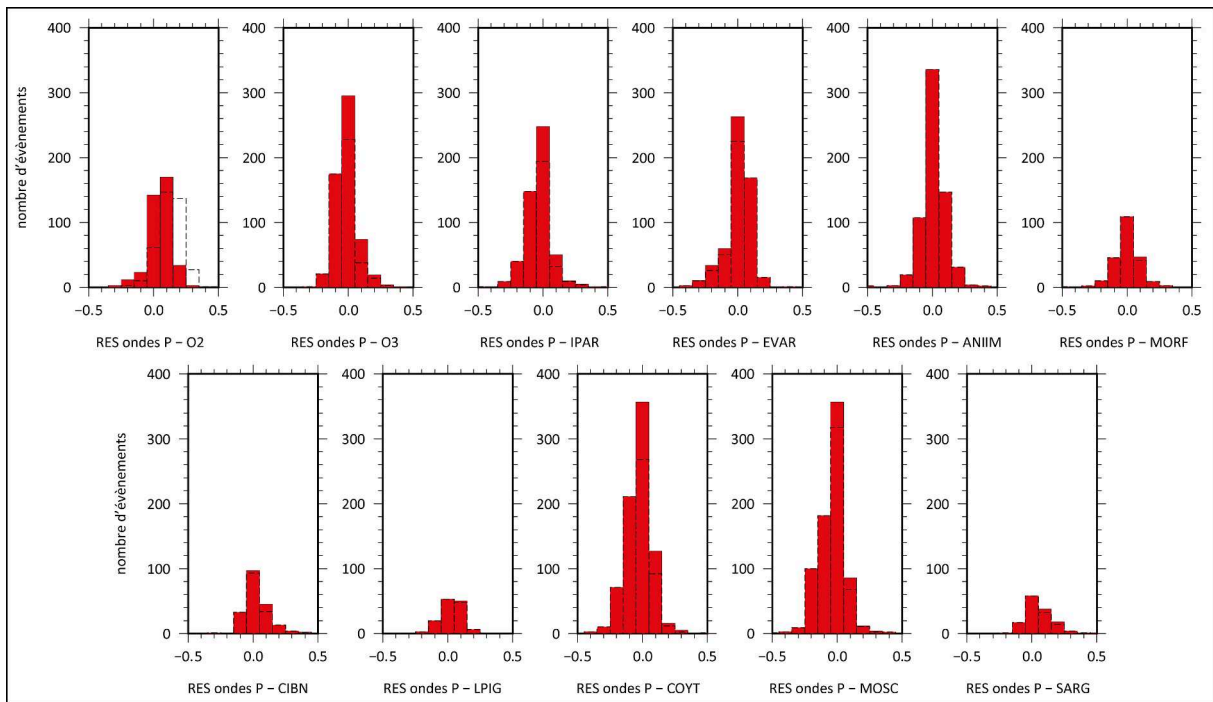


FIGURE 9.8 – Histogramme des RES en seconde pour les ondes P à chaque station, en rouge avec la correction appliquée sur l'OBS 02 et en trait tiret sans correction.

que le modèle utilisé est adéquate pour les séismes situés dans et en bordure du réseau.

9.3.4 Magnitudes

J'ai déterminé deux magnitudes différentes. Tout d'abord, la magnitude de Coda (M_c) est estimée à partir de la durée du signal d'un séisme sur la composante verticale (FIGURE 9.6) en utilisant la relation empirique de Lee et al. (1972). Cette relation est obtenue pour des

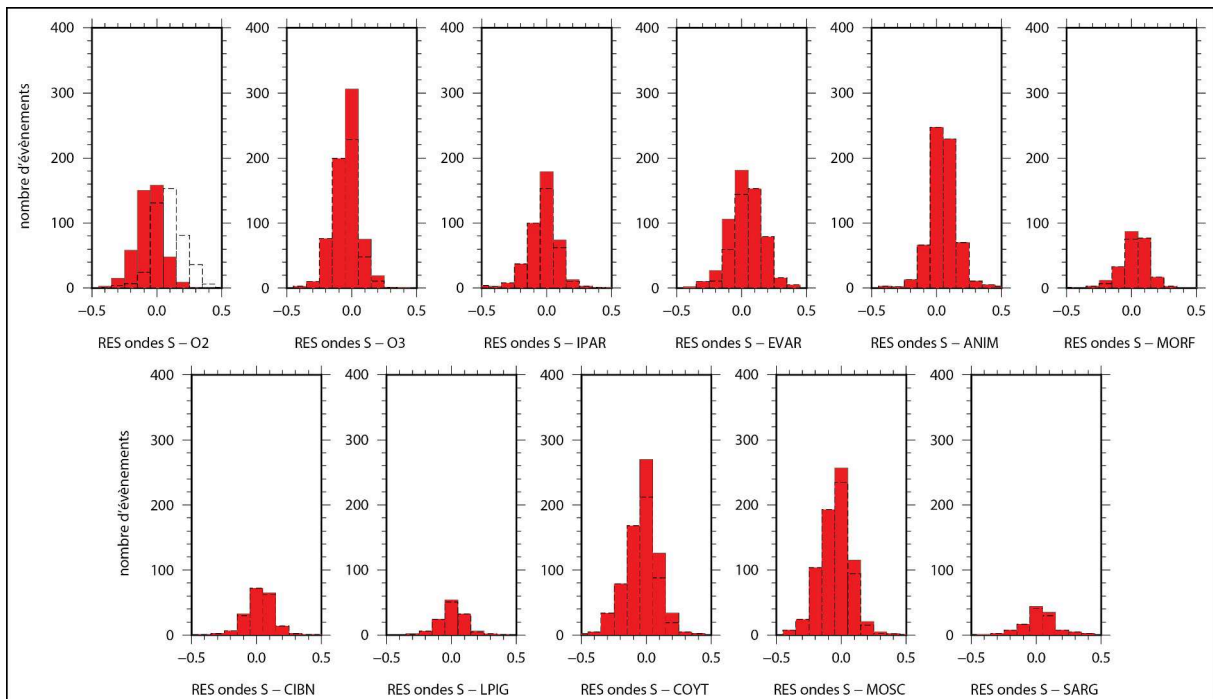


FIGURE 9.9 – Histogramme des RES en seconde pour les ondes S à chaque station, en rouge avec la correction appliquée sur l'OBS 02 et en trait tiret sans correction.

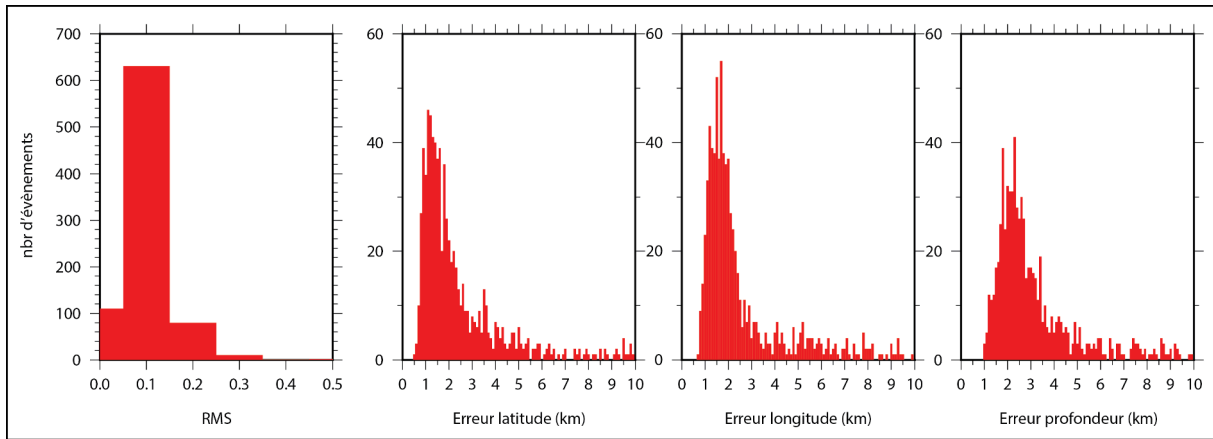


FIGURE 9.10 – Histogrammes des RMS en seconde et des erreurs de localisation en latitude, longitude et profondeur pour l'ensemble du catalogue.

séismes localisés en Californie, nous avons donc utilisé cette relation pour les événements de Basse Californie du Sud :

$$Mc = -0,87 + 2,0 \cdot \log(t) + 0,0035 \cdot \Delta \quad (9.1)$$

Avec t , la durée du signal (en seconde) et Δ la distance de l'épicentre (en kilomètres).

La seconde magnitude calculée est la magnitude locale (Ml). Elle est obtenue en mesurant l'amplitude maximale des ondes S du séisme. Elle est définie par l'équation :

$$Ml = a \cdot \log(A) + b \cdot \log(D) + cD + d \quad (9.2)$$

Avec A , l'amplitude maximale (en nanomètres), D la distance épacentrale (en kilomètre), $a=1$, $b=1,11$, $c=0,00189$ et $d=-2,09$ (Hutton et Boore, 1987).

La plus part des événements ont une magnitude de Coda entre 1,5 et 2,5 et une magnitude locale entre 0,5 et 2 (Figure 9.11).

La relation Gutenberg-Richter (Gutenberg et Richter, 1944) met en relation le nombre cumulé d'événements en fonction de la magnitude sur la période d'enregistrement. Cette loi est définie par :

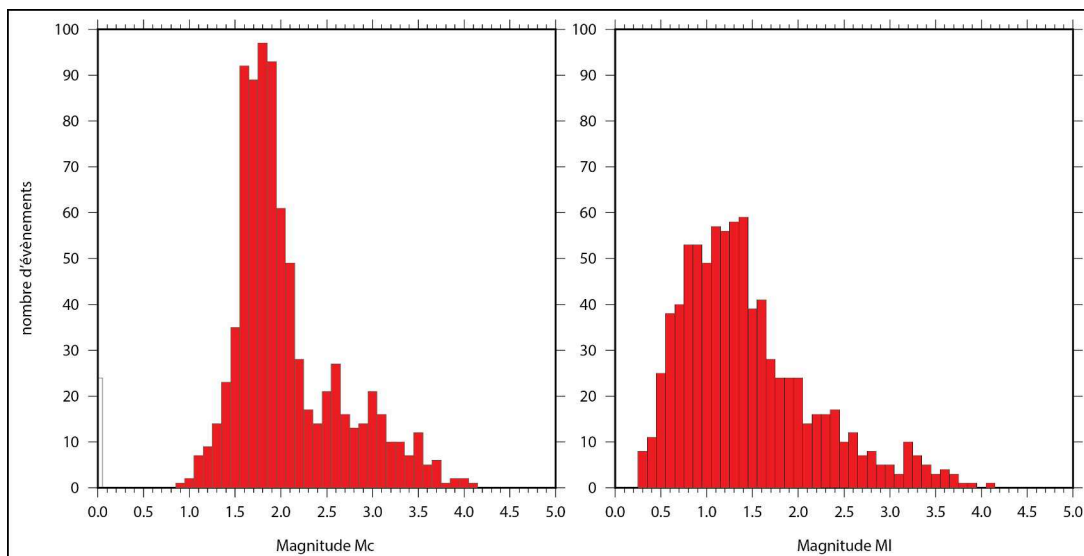


FIGURE 9.11 – Histogramme des magnitudes de Coda (Mc) et locale (Ml) pour l'ensemble du catalogue de données.

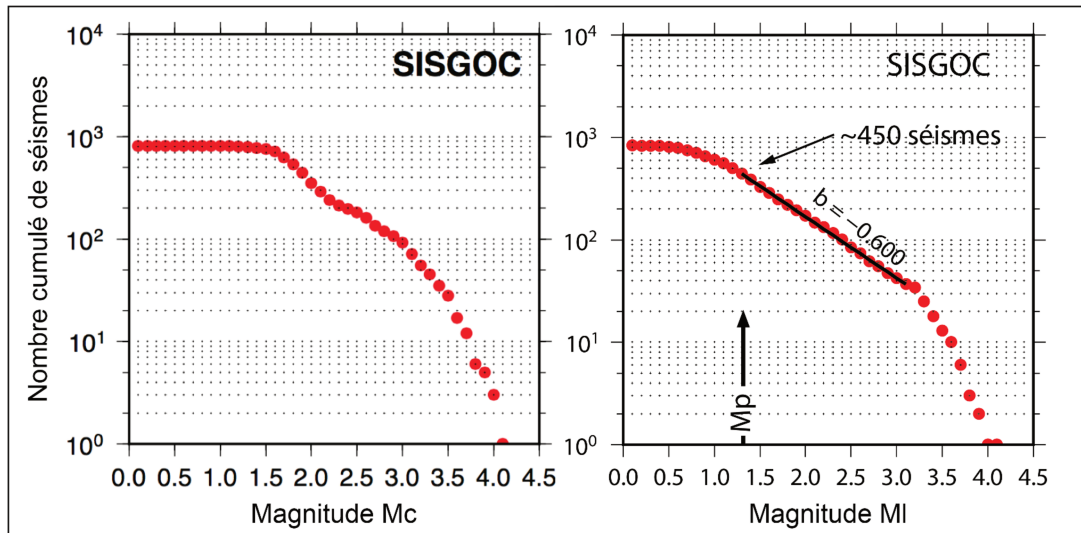


FIGURE 9.12 – Loi de Gutenberg-Richter pour les magnitudes de coda et locale. Un réseau sismologique a une taille spécifique et ne permet d’enregistrer les séismes que depuis une magnitude minimum et la durée de l’expérience contraint aussi l’enregistrement des magnitudes supérieures. le domaine où le logarithme du nombre cumulé de séismes est linéaire à la magnitude permet de déduire une magnitude de complétude ($M_p=1,3$) qui équivaut à la plus petite magnitude pour laquelle nous enregistrons tous les séismes et la valeur $b=0,6$ montre qu’il y a une surreprésentation des magnitudes les plus fortes par rapport aux magnitudes plus petites.

$$\log(N) = a + bM \quad (9.3)$$

avec N , le nombre cumulé d’événements sur une période donnée ayant magnitude supérieure ou égale à M . La variable a caractérise le taux de sismicité et b représente le rapport entre grands et petits séismes. A l’échelle du globe b est égal à 1.

Dans notre cas, on observe que la magnitude de Coda ne vérifie pas la partie linéaire de la loi de Gutenberg-Richter contrairement à la magnitude locale (FIGURE 9.12). Nous avons calculé la magnitude de complétude (M_p ; FIGURE 9.12) à partir des magnitudes locales, la magnitude de complétude est la magnitude pour laquelle notre catalogue est dit complet, c’est-à-dire que le catalogue est représentatif d’une région donnée de toutes les magnitudes égales ou supérieures à M_p . Nous obtenons M_p est égal à 1,3 et b est égal à 0,6 pour les magnitudes locales (FIGURE 9.12). Ces deux valeurs sont faibles. De plus, on a comparé les magnitudes M_I et M_c obtenues avec notre réseau et celles (de type de calcul non précisé) obtenues par le réseau SSN (Servicio

SSN-MEXICO				
Jour/heure	Localisation de l’épicentre	Magnitude	M_I	M_c
11/06/2013 09:07	116 km al ESTE de LA PAZ, BCS : 24.24°, -109.17°	4,3	4,1	3,6
24/06/2013 06:57	9 km al NORESTE de LA PAZ, BCS : 24.21°, -110.25°	3,4	2,4	3,7
11/10/2013 04:32	90 km al NORESTE de LA PAZ, BCS : 24.9°, -109.98°	3,6	3,2	2,4
11/10/2013 04:30	90 km al NORTE de LA PAZ, BCS : 24.95°, -110.36°	3,6	3,2	2,7
18/10/2013 16:24	57 km al NORESTE de LA PAZ, BCS : 24.3°, -109.78°	3,7	2,4	2,5
09/12/2013 07:15	136 km al ESTE de LA PAZ, BCS : 24.18°, -108.97°	3,7	2,7	3,1

TABLE 9.3 – Comparaison des magnitudes provenant du catalogue SSN (Servicio Simologico Nacional - Mexico) et les magnitudes de coda et locale de notre catalogue pour six événements communs.

Sismologico National – Mexico), pour des événements locaux et régionaux enregistrés par nos deux réseaux (TABLEAU 9.3). On observe que d'une manière générale, nos magnitudes sont plus faibles (jusqu'à 1,3 d'écart). D'une part le fait que les magnitudes de coda ne suivent pas la loi de Gutenberg-Richter et qu'elles sont plus faibles par rapport au catalogue SSN (TABLEAU 9.3) tend à dire qu'elles sont probablement sous évaluées. Mais les magnitudes locales restent plus faibles. Le calcul des magnitudes locales n'a pu être effectué que pour les stations OSIRIS pour lesquelles nous disposons d'une réponse instrumentale des stations. Or la majeure partie de la sismicité provient de l'essaim, éloigné de la plupart des stations OSIRIS et cela peut expliquer une sous-estimation des magnitudes locales.

9.4 Détermination des mécanismes au foyer et régime de contrainte

Dans le cadre de cette étude, j'ai déterminé les mécanismes au foyer qui sont une représentation du plan de rupture qui contient le point de départ des ondes sismiques, qui est par définition le foyer ou hypocentre du séisme. Un mécanisme au foyer est défini par ses deux plans nodaux, dont l'un est le plan de faille et l'autre le plan auxiliaire, perpendiculaire au mouvement sur le plan de faille. La caractérisation des deux plans nodaux est déterminée à partir du rayonnement des ondes P, les plans nodaux délimitant des zones où le premier mouvement de l'onde P est en compression (polarité positive) et celle où le premier mouvement est en dilatation (polarité négative). Le pointage de la polarité de l'arrivée des ondes P s'effectue sur la composante verticale du signal lorsque la qualité le permet. Ainsi pour le jeu de données disponible, j'ai sélectionné 144 séismes ayant entre 6 et 9 polarités clairement distinguables. J'ai utilisé deux programmes de calcul des mécanismes au foyer, FPFIT (Reasenberg and Oppenheimer, 1985) et FOCMEC (Snoke et al., 1984) et ainsi obtenue 31 mécanismes au foyer classés suivant trois catégories très bonne (A), bonne (B) et correcte (C), une quatrième catégorie compte tous les autres mécanismes au foyer ne comptant aucune solution correcte (D). Enfin à partir des mécanismes au foyer, j'ai pu calculé le tenseur des contraintes de ma zone d'étude à partir du programme d'Etchecopar et al. (1981) et Etchecopar (1984) qui est une méthode numérique d'inversion qui calcule le tenseur de contrainte ainsi que leur rapport des magnitudes R. L'ensemble de la méthodologie et des classes de qualité est exposée en détail en Annexe D.

9.5 Distribution de la sismicité et tenseur des contraintes

9.5.1 Présentation

La suite de ce chapitre est consacré à la présentation de l'ensemble des résultats (sismicité, mécanismes au foyer et tenseur de contrainte) qui y sont discutés. Il est présenté sous forme d'un article en vue d'être soumis à *Geophysical Research Letter*, la "Supplementary Information" est présenté en Annexe E.

9.5.2 An active continental detachment fault in Baja California Sur ?

An active detachment fault in Baja California Sur

BOT Anna¹, GEOFFROY Laurent¹, PERROT Julie¹, ORTEGA Roberto², MAYER Sergio², AGUIRRE Alfredo², DANIEL Romuald³ & PRUNIER Christophe¹

¹LDO, Université de Bretagne Occidentale, UMR/CNRS 6538, IUEM, Plouzané, France.

²Unidad La Paz, Centro de Investigacion Cientifica y de Educacion Superior de Ensenada, Miraflores 334, Col. Bellavista, 23050 La Paz, BCS, Mexico.

³Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Univ. Paris Diderot, UMR 7154 CNRS, F-75005 Paris, France.

Major points:

1. A mixed marine/onland seismic experiment was conducted offshore La Paz, Baja California
2. We highlight superposed sub-horizontal seismic zones within the upper crust of the Gulf of California SW passive margin
3. The upper seismic zone is interpreted to be an active detachment fault, while analysis of the lower seismic zone would indicate high shear-stresses at the lower crust/upper crust transition
4. The active upper-crustal deformation could be a consequence of the thermally-activated oceanward flow of the lower crust

Key words: seismicity, detachment fault, passive margin, lower crust, Gulf of California

Abstract. The southern Gulf of California is proposed to be an early oceanic spreading axis dating back to ~3.6 Ma. However, the related passive margins are seismically active, especially onshore and offshore Baja California Sur, where large extensional earthquakes regularly strike. Our onshore-offshore seismological survey illuminates an active seismic area to the NNE of Espiritu Santo Island, close to the epicenters of two recent 6.2 and 6.3 events. We establish that the seismicity is distributed along one or two sub-horizontal planar zones at depths of 6 +/- 1 km and 10 +/-1.5 km, respectively. Considering both the regional and crustal structure, we propose that this seismicity is distributed above two decoupling zones, the upper one being a probable detachment fault, accommodating a top-to-the-ENE supra-crustal displacement. These data are best explained by an active outward flow of the Baja California lower crust in a trend sub-parallel to the main margin thinning gradient, at ~45° from the present-day kinematic vector.

Tectonic setting and problematics

Coeval or not with huge mantle melting, continental extension involves stretching and thinning of the continental lithosphere [e.g. *Mohn et al.*, 2012 ; *Geoffroy et al.*, 2015]. When continents complete their break-up, most of the divergence is transferred to the nascent oceanic domain. Although most of the seismic energy is relieved along the oceanic accretion axis and transforms, ocean-continent transitions generally remain seismically active [e.g. *Schulte and Mooney*, 2005], frequently with the reactivation of rift-related faults. This activity proves that passive margins are submitted to differential stresses that could be consecutive to local effects, such as isostatic flexural stresses [e.g. *Stein et al.*, 1989 ; *Schulte and Mooney*, 2005 ; *Wolin et al.*, 2012] or plate-scale far-field stresses, such as ridge push or basal drag [*Hillis et al.*, 2008 ; *Zoback and Zoback*, 1989]. However, intraplate seismicity at passive margins, which may be of high magnitude [e.g. *Stein et al.*, 1979 ; *Schulte and Mooney*, 2005], is generally characterized by scarce events. In addition, and although the stress regime often varies across-strike the margin [e.g. *Stein et al.*, 1989], those events are generally purely compressive with σ_H (maximum horizontal stress) sub-parallel (e.g. the US East Coast) or sub-normal (e.g. Labrador Sea and Norwegian margins) to the margin strike [e.g. *Zoback et al.*, 1989].

These characteristics of seismicity at passive margins differ from observations made along the young passive margins associated with Neogene plate separation between the NAM and PAC plates along the Gulf of California (GOC ; Fig. 1). In the southern Gulf of California (GOC), continental break-up is thought to have occurred at ~ 3.6 Ma [e.g. *De Mets*, 1995 ; *Bot et al.*, 2016] with the onset of a highly segmented system of long-offset and closely-spaced transform faults, delimiting short oceanic spreading segments (Fig. 1). For example, about 150 km of Neogene oceanic spreading is thought to have occurred in the N125E trend within the Alarcon segment [*Lizzaralde et al.*, 2006], in good agreement with the 47 mm/yr NAM-PAC kinematic vector at this latitude [*Plattner et al.*, 2007] (Fig. 1). However, major earthquakes with extensional mechanisms regularly strike the nearby continental margins, especially in Baja California Sur (BCS) where three events up to $M_s = 6.3$ have occurred offshore La Paz since 1995 [*Fletcher and Munguia*, 2000 ; Figs. 1 and 2a]. This seismicity is dominated by extensional mechanisms both onshore and offshore, along GOC-parallel to NS-trending normal faults [*Munguia et al.*, 2006 ; Fig. 1]. It is characterized by T axes trending $\sim N080E$ [*Fletcher and Munguia*, 2000 ; *Munguia et al.*, 2006]. Noteworthy, a major strike-slip event ($M_w: 6.1$), followed by a long-term aftershock sequence, occurred in 2007 offshore the bathymetric slope, along a left-lateral fault trending $\sim N030E$ [*Ortega and Quintanar*, 2010 ; Fig. 2a]. Aiming to better illustrate the geometry and mechanisms of active faults in the La Paz area, we performed a mixed offshore-onshore passive seismic survey to obtain a full 3D view of the distribution of the seismicity.

Experiment design and data processing

A temporary network of six onshore, short-period LDO/INSU-CNRS and two CICESE broadband stations were settled in early June 2013 in the La Paz area (sampling rates 100 to 125 Hz) (Fig. 2a). In parallel, two short-period INSU/CNRS OBS with a three-axes geophone and a hydrophone (sampling rate: 125 Hz) were dropped in the La Paz basin on the 19th and 20th of July 2013 at depths of 710 m and 830 m, respectively (Fig. 2a). From eight to ten mixed offshore-offshore receivers were then active between the 10th of June 2013 and the 14th of January 2014. The database was constructed using SEISAN software [Haskov and Ootomöller, 1999]. The events were localized using HYPOCENTER [Lienert *et al.*, 1986], adopting the Fletcher and Munguia [2000] and Munguia *et al.* [2006] crustal velocity model, which proposes an averaged 1.73 Vp/Vs ratio for the BCS continental crust (see Supporting Information, Table S1). Our RMS values lie between 0 and 0.3 s (see Supporting Information, Fig. S1). In the horizontal plane and along the vertical, the uncertainty in earthquake location is lower than 2.5 km and 4 km, respectively, for 87% of the events. The HypoDD software [Waldhauser and Ellsworth, 2002] was used to relocate the best-constrained events, but without significant improvement in hypocenter distribution. The method for focal mechanism solutions is presented in Supporting Information (see text and Tables S2 and S3 and Figures S2 and S3).

Main results

A total of 840 events were recorded, among which 623 are local – i.e. within the network – with local magnitudes (Ml) ranging from 0.5 to 4. In accordance with former studies [Fletcher and Munguia, 2000], we observe a significant seismicity in several areas around La Paz, both onshore and offshore (Fig. 2a). Most of those events are concentrated NNE to Esperito Santu Island, to the east of the Espiritu Santo Escarpment (Fig. 2a). This seismogenic area is hereafter designed as the La Paz Basin Seismic Zone (LPBSZ ; Fig. 2a). The epicenters of the 6/30/1995 Ms = 6.2 and 9/25/2012 Mw = 6.3 events were located at the SE-edge of the LPBSZ (Fig. 2a). Those two earthquakes occurred at depths of ~10 km and ~12.5 km respectively (ISC, 2013). Apart from the LPBSZ, the recorded seismicity around La Paz is distributed: (a) along the eastern edge of Espiritu Santo Island where a NNW-trending seaward-dipping active fault (La Partida Fault, Fig. 2a) is exposed, (b) within the channel west of San José Island, and (c) within the La Paz Bay along the Centenario Fault [Umhoefer *et al.*, 2014 ; Fig. 2a]. We also observe significant shallow activity west of El Sargento, along the footwall of the San Juan de Los Planes Fault [Coyan *et al.*, 2013] (Fig. 2a). The focal mechanisms in the entire studied area are generally consistent with extensional dip-slip to extensional oblique-slip faulting (Fig. 2a).

Using the Etchecopar *et al.* [1981] iterative algorithm, we inverted the regional principal stresses σ_1 , σ_2 , and σ_3 from the orientation of the P and T axes issued from the best resolved focal mechanisms, mostly stemming from the LPBSZ events (Fig. 2b ; see Supporting Information, Figs. S2 and S3). After a preliminary test, we extracted out three mechanisms

from the final inversion. The resultant stress tensor with minimum uncertainties is extensional, with σ_1 striking N051E \pm 15° with a 68° \pm 8 plunge, σ_2 striking N165E \pm 10° with a 9° \pm 8 plunge, and σ_3 striking N258E \pm 12° with a 20° \pm 6 plunge (Fig. 2b). Note that the reduced stress ratio R [e.g. *Angelier, 1984*] is 0.52 \pm 0.26, suggesting some stability in the stress regime (values are away from 0 or 1, so no principal stress permutations are expected, σ_2 being close to the averaged stress in the medium ; see *Ritz and Tabaoda, 1993*).

Focusing on the LPBSZ, we observe a particular distribution of seismicity with depth, without significant differences in the focal mechanisms (Figs. 2a and 3 ; Supporting Information, Figure S4). Taking into account the entire dataset, or solely the best resolved one (depth uncertainty < 2.5 km), we observe that the seismicity is distributed within two planar zones, with depths ranging respectively between 6 \pm 1 and 10 \pm 1.5 km (Fig. 3b). The shallower planar zone is better characterized than the deepest. The seismicity was broadly continuous with time during our experiment in the LPBSZ, without any distinctive crisis except during week 41 (Fig. 3c).

Discussion

Fault interpretation

The seismicity we observe in the La Paz area (Fig. 2a) shares some common features with the one described in former studies [*Munguia et al., 2006*]. In particular, a set of normal faults within the La Paz Bay were already found to be active, an observation recently confirmed by high-resolution seismic profiles across the bay [*Munguia et al., 2006 ; Umhoefer et al., 2014 ; Fig. 2a*]. Those faults, which clearly postdate the Miocene activity in this area, controlled the tectonic development of the La Paz Bay and La Paz basin (Fig. 2a) since, at least, 6 Ma [*Umhoefer et al., 2014*]. We notably recorded a clear hypocenter cluster of 15 events at a depth of 11.5 \pm 1 km (epicenters between stations CIBN and LPIG, “C” in Fig. 2a), associated with the so-called Centenario Fault [*Umhoefer et al., 2014*] (Fig. 2a). The Centenario Fault is a splay of the active El Carrizal Fault that bounds continent-ward the La Paz Bay (Fig. 2a). Hypothesizing a planar fault surface down to 11 km and combining the hypocenters positions and the fault trace as mapped, we propose a 47 \pm 4° dip for this particular fault.

A major outcome of this study is the bimodal distribution of earthquakes with depths in the LPBSZ (Figs. 3 and 4a). The \sim 10-11 km peak (Figs. 3a and 4ab) suggests a level of maximum mechanical strength, possibly located above the brittle-ductile transition in the continental crust [e.g. *Scholtz, 1988 ; Burov & Diament, 1995 ; Albaric et al., 2009*]. Seismicity at this depth level is also probably indicative of high shear stresses. Significantly, this is the resolved depth of the major earthquakes in the area (Fig. 2a). A major issue from our study is the interpretation of the sub-horizontal planar seismicity distribution at \sim 6 km in the LPBSZ (i.e. \sim 5 km from sea-bottom ; Figs. 3b and 4a). We hypothesize here that this seismicity distribution indirectly images a decoupling level within the upper-crust, possibly a major low-dipping, semi-brittle detachment-type shear-zone. A similar distribution in seismicity was

observed in the active Corinth Rift system at ~ 8 km, which was best interpreted as fluid-induced seismicity within the fractured medium above a major extensional low-dipping detachment fault, reactivating in extension a thrust fault [Sorel, 1999 ; Bernard *et al.*, 2006 ; Jolivet *et al.*, 2010 ; Lecomte *et al.*, 2012]. The LPBSZ is located eastward of the major northeastward-dipping Espiritu Fault (Figs. 2a and 3a), a conspicuous bathymetric and tectonic discontinuity trending NNW-SSE [Espiritu Fault ; Brothers *et al.*, 2012 ; Brothers, 2009 ; Umhoefer *et al.*, 2014]. As imaged in the few available seismic reflection profiles from the area, the Espiritu Fault bounds a 7-8 km-in-width tectonized basin developing eastward, whose basement is probably sub-horizontal (see Fig. 6-5 in Brothers, 2009), due to antithetic higher-angle normal faults at its NE edge (Figs. 2a and 4b). Taking into account the absence of subsidence northeastward this basin (clear Miocene volcanic basement topography with depth < 700 m ; see Brothers, 2009), the overall geometry would be that of a planar detachment fault associated with a hanging-wall compensation graben [e.g. Faure and Chermette, 1989 ; Velasco *et al.*, 2010] (Fig. 4b). It is possible for this fault to be part of a wider extensional system extending westward to the Main Gulf Escarpment [Axen, 1995 ; Hausback, 1984 ; Fig. 4b], possibly inherited from a former Pliocene to Pleistocene detachment fault system in Baja California Sur [Geoffroy and Pronost, 2010 ; Fig. 4 in Bot *et al.*, 2016]. The eastward plunge of the inverted σ_1 , which makes an $\sim 80^\circ$ angle with the main seismic area, as well as the frequent strong dip of one of the nodal plane (Fig. 2a), could be compatible with an overall mixed-mode of tensional-shear faulting around the decoupling level in a fluid-rich environment [e.g. Axen and Silverstone, 1994].

Crustal-scale interpretation

It is noticeable that the T and N axes inferred from the 6/30/1995 $M_s = 6.2$ (T: strike 246, plunge 17 ; N: strike 338, 6) and 9/25/2012 $M_w = 6.3$ (T: strike 257, plunge 7 ; N: strike 349, 15) events are close to our tensor solution for σ_h (σ_3) and σ_H (σ_2), respectively, although those large earthquakes and our measurements refer to surface rupture ratios as large as 10^5 [e.g. Wells and Coppersmith, 1994]. The present-day N080E trend for σ_3 ($=\sigma_h$) seems to be a regional feature across the proximal Baja California passive margins, whenever the stress regime is purely extensional (e.g. this study) or locally strike-slip [Wong and Munguia, 2006]. Although Baja California moves northwestward more slowly than the PAC plate with regards to the fixed NAM plate, thus acting as a partly decoupled microplate [Plattner *et al.*, 2007], the principal stress, σ_H (i.e. σ_2), is sub-parallel with the GOC and makes a $\sim 40^\circ$ clockwise angle with respect to the GPS-determined PAC or the BAJA/NAM-fixed N305E kinematic vector. There is therefore no obvious relationship between the surface displacement field and the principal stresses (or strain field) within the horizontal plane in the studied area, and controls other than far-field stresses have to be found. Gravitational potential stresses across the margin cannot fully explain our stress tensor because they should be compressional with σ_H (not σ_h) parallel to the crust thinning gradient, i.e. normal to the GOC trend [e.g. Pascal and Cloetingh, 2009].

We tentatively correlate the active faulting in the BCS as a consequence of an active flow to the ENE of the lower BCS crust, i.e. in a trend sub-normal to the GOC trend (Fig. 4b). Crustal thickness along Baja California are not correlated with topography, notably to the north of the Peninsula, suggesting that active flow of the lower crust did or still does exist in this area [Lewis *et al.*, 2001 ; Persaud *et al.*, 2007]. In southern Baja California, the NE-ward margin necking gradient [Brothers *et al.*, 2012] is associated with a clear GOC-normal anisotropy in low-period Rayleigh wave propagation [Zhang *et al.*, 2009]. When its viscosity is low enough (especially in hot lithospheric environments), thick lower crust tends to flow in the trend of the crustal-thinning gradient, in order to smooth out variations in crustal thicknesses [Kusznir and Matthews, 1988 ; McKenzie *et al.*, 2000]. The lower the viscosity and the thicker the lower crust, the more efficient this flow is. In southern Baja, S-wave attenuation shows the presence of a hot lithospheric mantle in the passive margin area [Fig. 4b ; Di Luccio *et al.*, 2014]. Hot thermal fluxes at the Moho would considerably favor the lower crust flowing process. The fault pattern in the upper crust (occurrence, dip, spacing...) has a clear connection with lower crust flow or shear-zones at the brittle-ductile transition [e.g. Brun *et al.*, 1994 ; Brun, 1999 ; Nagel and Buck, 2006]. We therefore infer that the stress regime we measure, as well as active faulting, is a possible consequence of shear stresses transmitted within the upper crust by the lower crust flow. McKenzie *et al.* [2000] additionally suggest that detachment faulting in the upper crust may keep pace with the propagating front of the outward-flowing lower-crust, especially in hot environments (e.g. arc and magma-rich settings).

The active N020E left-lateral fault highlighted close to the oceanic crust domain [Ortega and Quintanar, 2010] could be alternatively interpreted as a transtensional left-lateral reactivation of an inherited fault within the active strain field. A mixed transtensional and tension-shear rupture mechanism in a fluid-rich environment [e.g. Miller *et al.*, 1998] could explain the number of non-double-couple events as recorded in the aftershock sequence along this fault following the Mw=6.1 2007/09/01 event.

Conclusion

1. Following others, we outline that the young Baja California Sur margin releases significant seismic energy associated with extensional faulting. Offshore the La Paz area, we first establish that this seismicity is distributed within sub-horizontal extensional areas, interpreted as major cataclastic shear-zones. We thus suggest that the BCS lower crust is not equilibrated and flows oceanward in a ~N80E trend ;
2. Lower crust mobilization could have been favored by an increase in buoyancy and decrease in viscosity associated with increased sub-Moho thermal flux from an underlying slab rupture zone.

Bibliography

- Albaric, J., J. Déverchère, C. Petit, J. Perrot, and B. Le Gall (2009), Crustal rheology and depth distribution of earthquakes: insights from the central and southern East African Rift System, *Tectonophysics*, 468(1), 28–41.
- Angelier, J. (1984), Tectonic analysis of fault slip data sets, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7), 5835–5848.
- Axen, G. (1995), Extensional segmentation of the main gulf escarpment, Mexico and United States, *Geology*, 23(6), 515–518, doi:10.1130/0091-7613(1995)023<0515:ESOTMG>2.3.CO;2.
- Axen, G. J., and J. Selverstone (1994), Stress state and fluid-pressure level along the Whipple detachment fault, California, *Geology*, 22(9), 835–838.
- Bernard, P., H. Lyon-Caen, P. Briole, A. Deschamps, F. Boudin, K. Makropoulos, P. Papadimitriou, F. Lemeille, G. Patau, and H. Billiris (2006), Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth: New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL), *Tectonophysics*, 426(1), 7–30.
- Bot, A., L. Geoffroy, C. Authemayou, H. Bellon, D. Graindorge, and R. Pik (2016), Miocene detachment faulting predating EPR propagation: Southern Baja California, *Tectonics*, 35, 1153-1176.
- Brothers, D. (2009), New insights into North America-Pacific plate boundary deformation from Lake Tahoe, Salton Sea and Southern Baja California [Ph.D. thesis], San Diego, University of California, pp. 181.
- Brothers, D., A. Harding, A. González-Fernández, W. S. Holbrook, G. Kent, N. Driscoll, J. Fletcher, D. Lizarralde, P. Umhoefer, and G. Axen (2012), Farallon slab detachment and deformation of the Magdalena Shelf, southern Baja California, *Geophysical Research Letters*, 39(9).
- Brun, J. (1999), Narrow rifts versus wide rifts: inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments, *Philosophical Transactions-Royal Society of London Series A Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 695–709.
- Brun, J.-P., D. Sokoutis, and J. Van Den Driessche (1994), Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes, *Geology*, 22(4), 319–322.
- Burov, E. B., and M. Diament (1995), The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: What does it really mean?, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B3), 3905–3927.

Coyan, M. M., J. R. Arrowsmith, P. Umhoefer, J. Coyan, G. Kent, N. Driscoll, and G. M. Gutiérrez (2013), Geometry and Quaternary slip behavior of the San Juan de los Planes and Saltito fault zones, Baja California Sur, Mexico: Characterization of rift-margin normal faults, *Geosphere*, 9(3), 426–443.

DeMets, C. (1995), A reappraisal of seafloor spreading lineations in the Gulf of California: Implications for the transfer of Baja California to the Pacific Plate and estimates of Pacific-North America Motion, *Geophysical Research Letters*, 22(24), 3545–3548, doi:10.1029/95GL03323.

F. Di Luccio, P. Persaud, P. and Clayton, R.W. (1994), Seismic structure beneath the Gulf of California: a contribution from group velocity measurements, *Geophys. J. Int.*, 199, 1861–187

Etchecopar, A., G. Vasseur, and M. Daignieres (1981), An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis, *Journal of Structural Geology*, 3, 51–65.

Faure, J. L., and J. C. Chermette (1989), Deformation of tilted blocks, consequences on block geometry and extension measurements., *Bull. Soc. Geol. Fr.*, DOI: 10.2113/gssgfbull.V.3.461.

Fletcher, J. M., and L. Munguia (2000), Active continental rifting in southern Baja California, Mexico: Implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California, *Tectonics*, 19(6), 1107–1123.

Geoffroy, L., and J. Pronost (2010), Late Pliocene to Early Quaternary extensional detachment in the La Paz–El Cabo area (Baja California Sur, Mexico): Implications on the opening of the Gulf of California and the mechanics of oblique rifting, *Terra Nova*, 22, 64–69.

Geoffroy, L., E.B. Burov, P. Werner (2015), Volcanic passive margins: another way to break up continents, *Scientific Reports* 5, doi:10.1038/srep14828.

Hausback, D. E. (1984), Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico. In: Frizzell Jr., V.A. (Ed.), *Geology of the Baja California Peninsula*. Pacific Section, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 219–236.

Havskov, J., and L. Ottemoller (1999), SEISAN earthquake analysis software, *Seismological Research Letters*, 70(5), 532–534.

Heidbach, O., M. Tingay, A. Barth, J. Reinecker, D. Kurfeß, and B. Müller (2010), Global crustal stress pattern based on the World Stress Map database release 2008, *Tectonophysics*, 482(1), 3–15.

Hillis, R., M. Sandiford, S. Reynolds, M. Quigley, H. Johnson, A. Doré, R. Gatliff, R. Holdsworth, E. Lundin, and J. Ritchie (2008), The Nature and Origin of Compression in Passive Margins, *Geological Society, London Special Publications*, 306, 201–204.

Jolivet, L., E. Lecomte, B. Huet, Y. Denèle, O. Lacombe, L. Labrousse, L. Le Pourhiet, and C. Mehl (2010), The north cycladic detachment system, *Earth and Planetary Science Letters*, 289(1), 87–104.

Kusznir, N., and D. Matthews (1988), Deep seismic reflections and the deformational mechanics of the continental lithosphere, *Journal of Petrology*, (1), 63–87.

Lecomte, E., L. Le Pourhiet, and O. Lacombe (2012), Mechanical basis for slip along low-angle normal faults, *Geophysical Research Letters*, 39(3).

Lewis, J.L. et al. (2001), Crustal thickness of the Peninsular Ranges and Gulf Extensional Province in the Californias, *Journal of Geophysical Research*, 106(B7), 13599–13 611. Lienert, B. R., E. Berg, and L. N. Frazer (1986), HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(3), 771–783.

Lizarralde, D., G. J. Axen, H. E. Brown, J. M. Fletcher, A. González-Fernández, A. J. Harding, W. S. Holbrook, G. M. Kent, P. Paramo, and F. Sutherland (2007), Variation in styles of rifting in the Gulf of California, *Nature*, 448(7152), 466–469, doi:10.1038/nature06035.

McKenzie, D., F. Nimmo, J. A. Jackson, P. Gans, and E. Miller (2000), Characteristics and consequences of flow in the lower crust, *Journal of Geophysical Research*, 105(B5), 11–029.

Miller, A. D., G.R. Foulger and B.R. Julian (1998), Non-double-couple earthquakes, *Reviews of Geophysics*, 36, 4, 551-568.

Mohn, G., G. Manatschal, M. Beltrando, E. Masini, and N. Kusznir (2012), Necking of continental crust in magma-poor rifted margins: Evidence from the fossil Alpine Tethys margins, *Tectonics*, 31(1).

Munguía, L., M. González, S. Mayer, and A. Aguirre (2006), Seismicity and State of Stress in the La Paz–Los Cabos Region, Baja California Sur, Mexico, 96(2), 624–636.

Nagel, T. J., and W. R. Buck (2006), Channel flow and the development of parallel-dipping normal faults, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B8).

Ortega, R., and L. Quintanar (2010), Seismic evidence of a ridge-parallel strike-slip fault off the transform system in the Gulf of California, *Geophysical Research Letters*, 37(6).

Pascal, C., and S. A. Cloetingh (2009), Gravitational potential stresses and stress field of passive continental margins: Insights from the south-Norway shelf, *Earth and Planetary Science Letters*, 277(3), 464–473.

Persaud, P., X. Pérez-Campos, and R.W. Clayton (2007), Crustal thickness variations in the margins of the Gulf of California from receiver functions, *Geophys. J. Int.*, 170, 687–699.

Plattner, C., R. Malservisi, T. H. Dixon, P. LaFemina, G. Sella, J. Fletcher, and F. Suarez-Vidal (2007), New constraints on relative motion between the Pacific plate and Baja California microplate (Mexico) from GPS measurements, *Geophysical Journal International*, 170(3), 1373–1380.

Ritz, J., and A. Taboada (1993), Revolution stress ellipsoids in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods, *Bull. Soc. Geol. France*, 164, 519–519.

Schaff, D. P., G. H. Bokelmann, G. C. Beroza, F. Waldhauser, and W. L. Ellsworth (2002), High-resolution image of Calaveras fault seismicity, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B9).

Scholz, C. (1988), The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting, *Geologische Rundschau*, 77(1), 319–328.

Schulte, S. M., and W. D. Mooney (2005), An updated global earthquake catalogue for stable continental regions: reassessing the correlation with ancient rifts, *Geophysical Journal International*, 161(3), 707–721.

Sorel, D. (1999), Evolution d'un bassin sédimentaire en extension au dessus d'une faille de détachement active: Le rift pleistocene de Corinthe-Patras (Grece), *ASF Association des sédimentologues français*, 283–284.

Stein, S., N. H. Sleep, R. J. Geller, S. Wang, and G. C. Kroeger (1979), Earthquakes along the passive margin of eastern Canada, *Geophysical Research Letters*, 6(7), 537–540.

Stein, S., S. Cloetingh, N. H. Sleep, and R. Wortel (1989), Passive margin earthquakes, stresses and rheology, in *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound*, pp. 231–259, Springer.

Umhoefer, P. J., S. J. Maloney, B. Buchanan, J. R. Arrowsmith, G. Martinez-Gutiérrez, G. Kent, N. Driscoll, A. Harding, D. Kaufman, and T. Rittenour (2014), Late Quaternary faulting history of the Carrizal and related faults, La Paz region, Baja California Sur, Mexico, *Geosphere*, 10(3), 476–504.

Velasco, M. S., R. A. Bennett, R. A. Johnson, and S. Hreinsdóttir (2010), Subsurface fault geometries and crustal extension in the eastern Basin and Range Province, western US, *Tectonophysics*, 488(1), 131–142.

Wolin, E., S. Stein, F. Pazzaglia, A. Meltzer, A. Kafka, and C. Berti (2012), Mineral, Virginia, earthquake illustrates seismicity of a passive-aggressive margin, *Geophysical Research Letters*, 39(2).

Wong, V., and L. Munguía (2006), Seismicity, focal mechanisms, and stress distribution in the Tres Vírgenes volcanic and geothermal region, Baja California Sur, Mexico, *Geofísica internacional*, 45(1), 23–37.

Zoback, M. L., and M. D. Zoback (1989), Tectonic stress field of the continental United States, *Geological Society of America Memoirs*, 172, 523–540.

Zoback, M. L., M. D. Zoback, J. Adams, M. Assumpcao, S. Bell, E. Bergman, P. Blümling, N. Brereton, D. Denham, and J. Ding (1989), Global patterns of tectonic stress, *Nature*, 341(6240), 291–298.

Figure captions

Fig. 1. Main tectonic and bathymetric features of the Gulf of California and experimental seismicity from 1960 to present (International Seismological Centre, *On-line Bulletin*, <http://www.isc.ac.uk>, Internatl. Seismol. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2013). Red dots: $M_w > 6$; orange dots: $4 \leq M_w \leq 5.9$. Black arrows refer to the motion of the Baja California and Pacific Plates relative to NAM fixes (black dot) after Plattner et al. [2007]; Approximately: BAJA/NAM: 46.8 ± 0.4 mm/y. PAC/NAM: 51.1 ± 0.4 mm/y at the considered latitude.

Figure 2. a: Tectonic map of La Paz area (Baja California Sur), with location and focal mechanisms of major earthquakes ($M_w > 6$) since 1995 [International Seismological Centre, *On-line Bulletin*, <http://www.isc.ac.uk>, Internatl. Seismol. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2013 ; see also *Fletcher and Munguia*, 2000]. Note the ENE-WSW trend of the T axes. Triangles indicate the location of the onshore and offshore stations from our seismic network. Dots: earthquake epicenters from our experiment (color for magnitudes, see scale) with a selection of resolved focal mechanisms (distinguished by quality; red: high-quality (A); blue: good-quality (B); light blue: acceptable (C); see criteria in Supplementary Information, Table S3); LPBSZ: La Paz Basin Seismic Zone; CF: El Carrizal Fault, CeF: Centenario Fault, PF: La Partida Fault, EF: Espiritu Santo Fault, C: Centenario Fault Cluster.

b: Best stress tensor solution from 28 focal mechanisms (see Supplementary Information, Figs. S2 and S3).

Figure 3. a: Focus on the LPBSZ epicenter distribution and location of Fig. 3b cross-sections and the focal mechanisms. b. Two orthogonal cross-sections through the LPBSZ (see a, for location). The hypocenters are distinguished as a function of their depth resolution. Black dots denote resolution better than 2.5 km and grey dots denote resolution better than 4.5 km; c. Evolution of seismicity with time within the LPBSZ from network. The number (N) of active stations with time is represented as a black line.

Figure 4. a: Frequency of seismicity versus depth from the LPBSZ area (510 events were considered). b. Tectonic model taking into account, in addition to our data, crustal-scale cross-sections from seismic refraction data [*Brothers et al.*, 2012; *Lizzaralde et al.*, 2006] as well as from more detailed seismic reflection observations from *Brothers* [2009] and *Umhoeffer et al.* [2014].

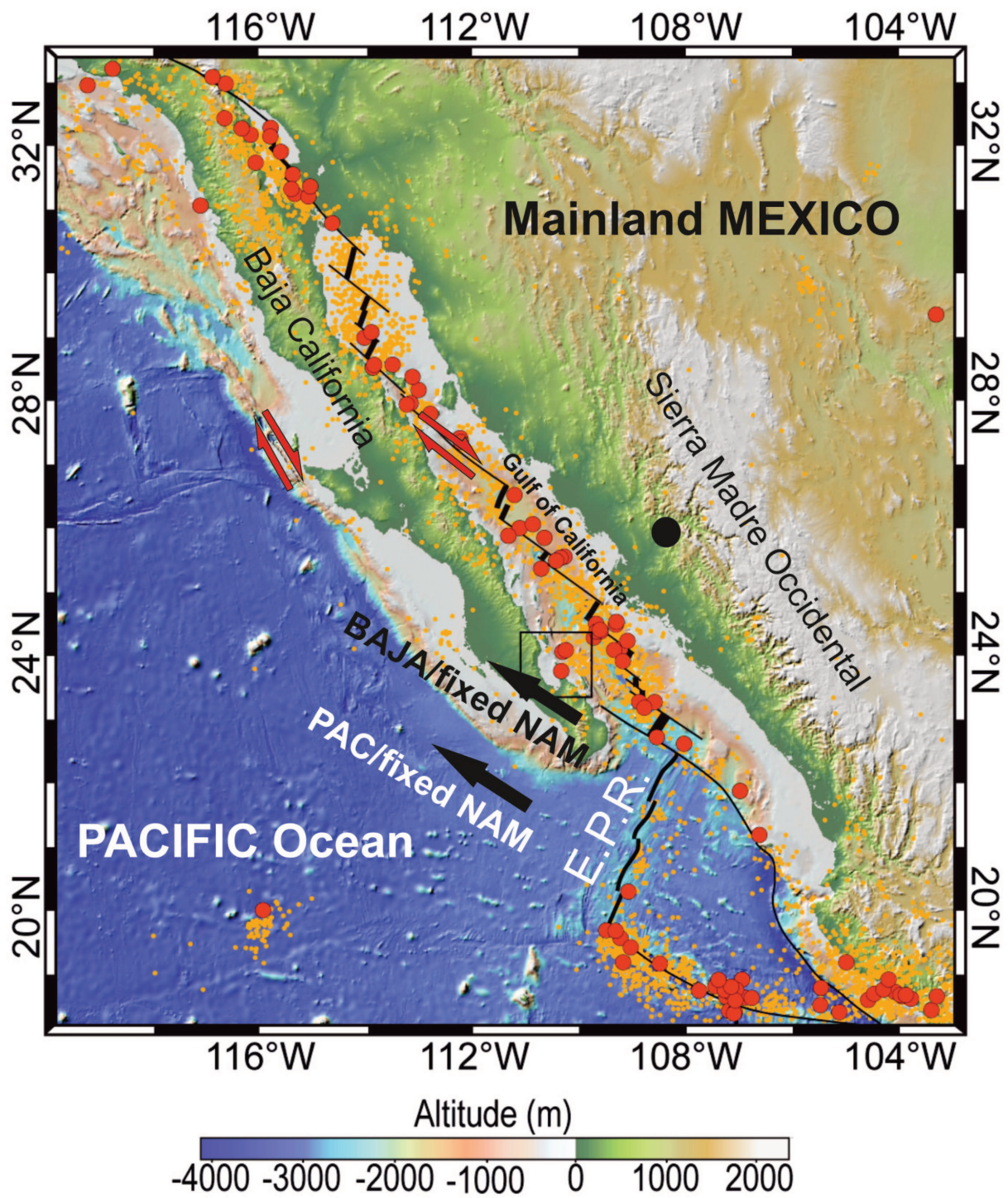


Figure 1

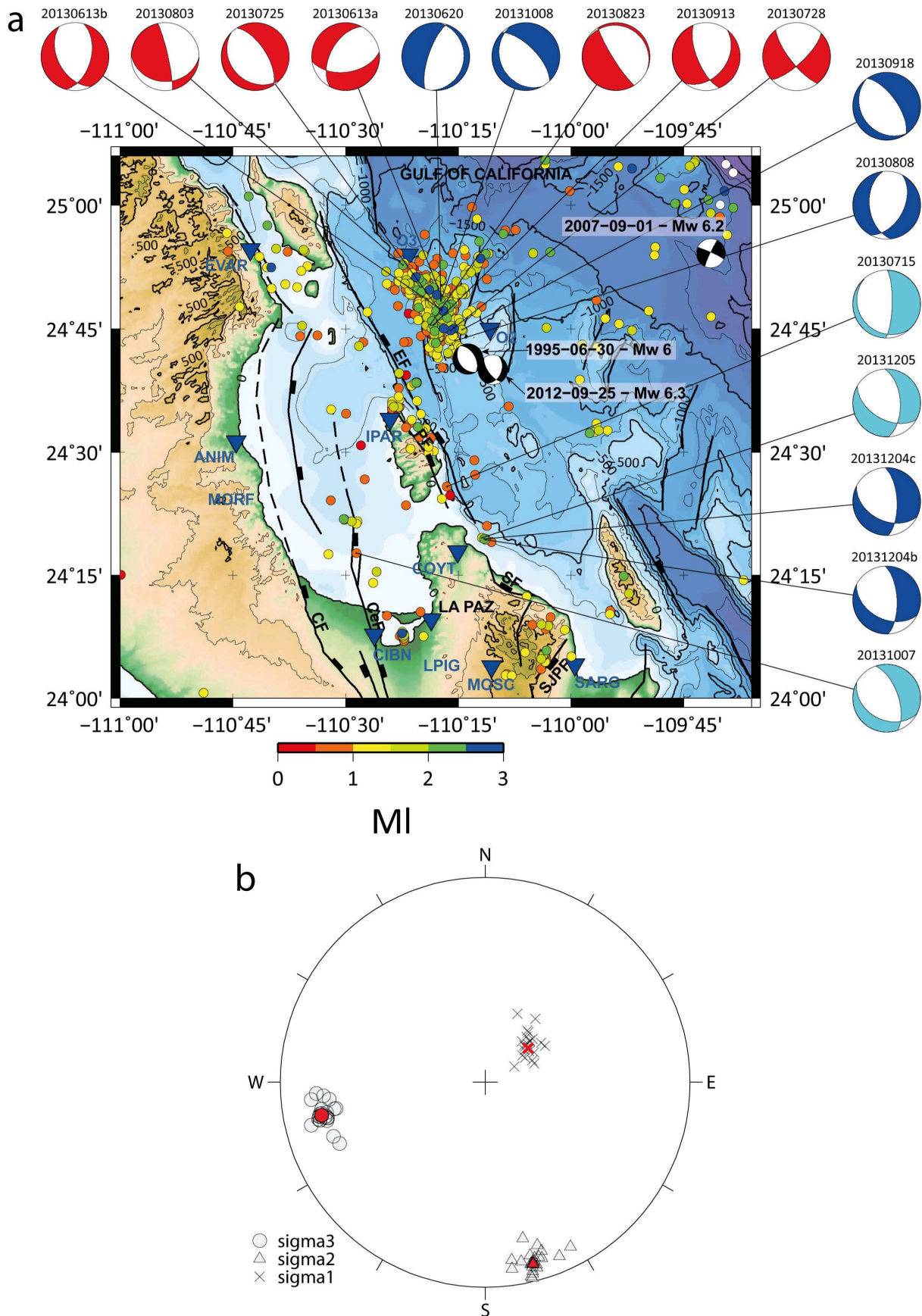


Figure 2

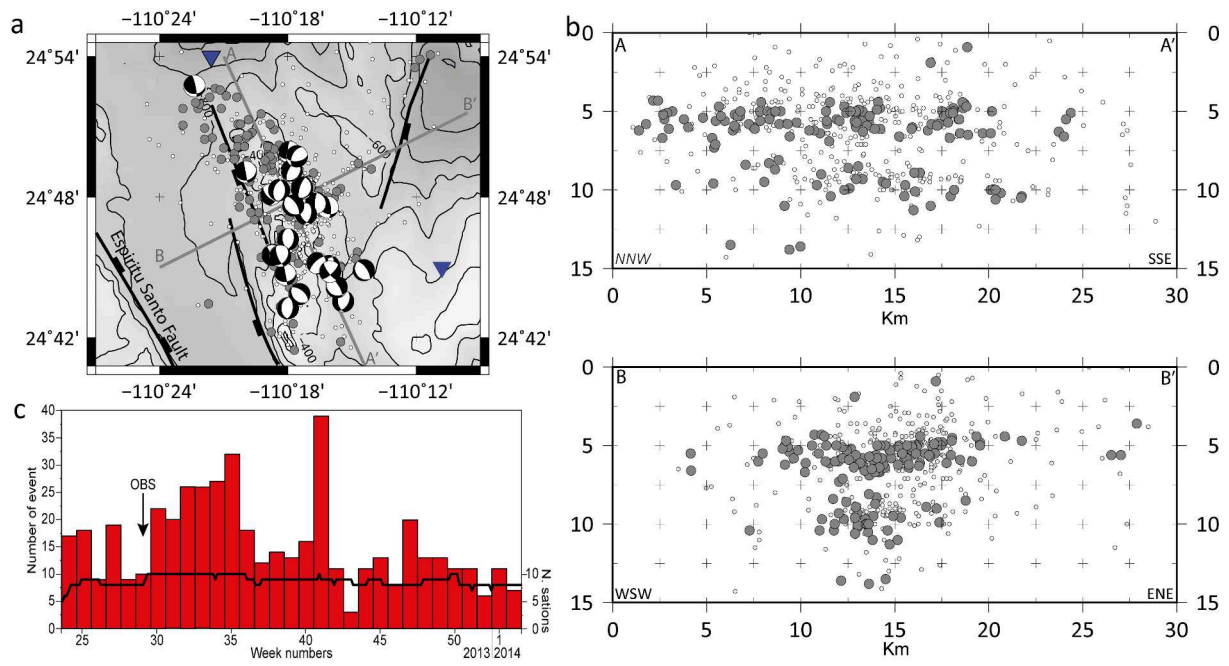


Figure 3

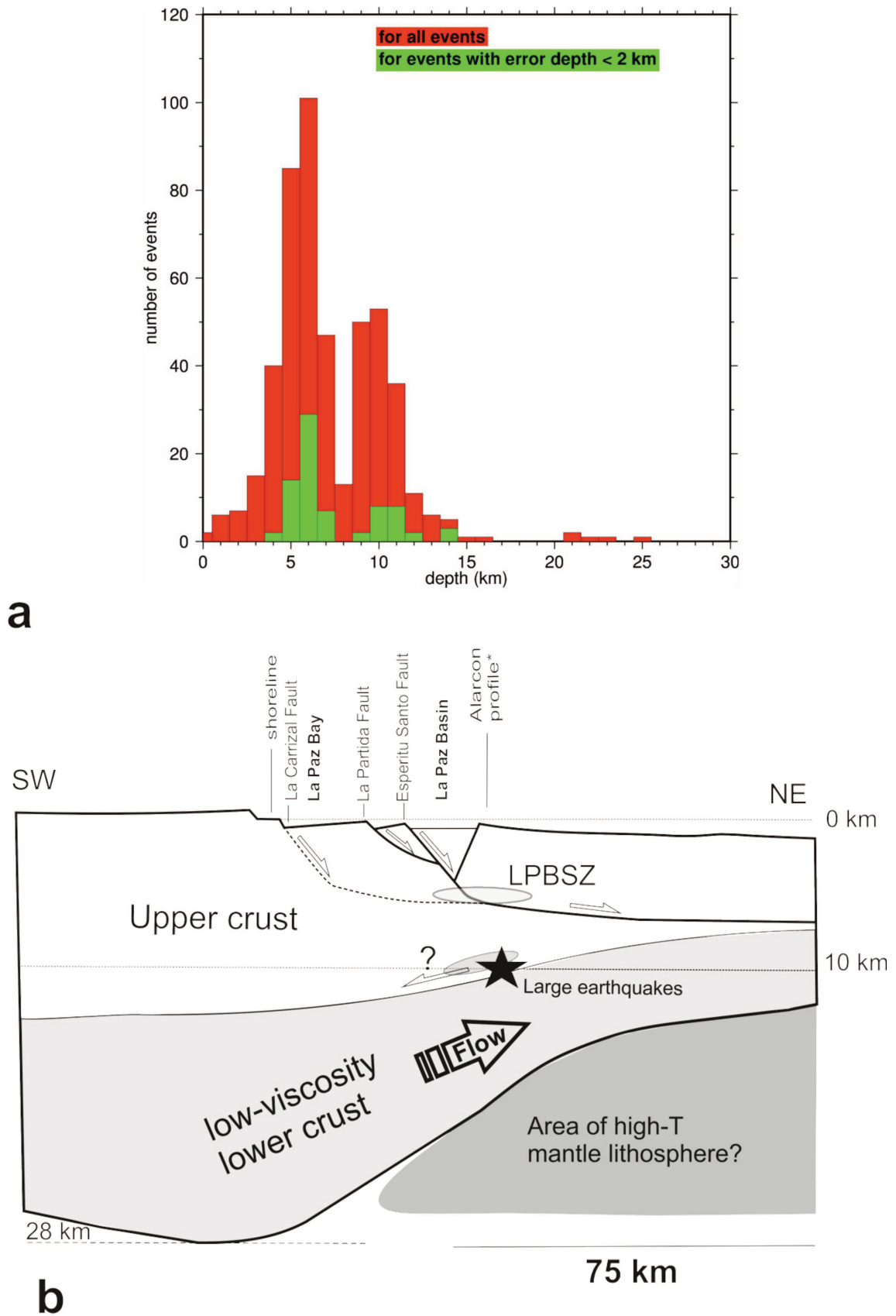


Figure 4

Quatrième partie

Discussion et Conclusion

Chapitre 10

Discussion et Conclusion

Dans le cadre de mon travail, j'ai pu reconstituer l'évolution tectonique de la partie orientale de la péninsule de Basse Californie du Sud, par une approche pluridisciplinaire.

A partir de la bibliographie existante sur l'ensemble du GOC, ces nouvelles données peuvent servir à contraindre l'histoire de la déformation et à l'intégrer dans un schéma d'évolution cohérent.

10.1 Obliquité de la déformation au cours du temps

Mes données permettent notamment de déterminer l'obliquité de l'extension au cours du temps sur ma zone d'étude. Je considérerai comme Atwater and Stockes (1998; cf. Chapitre 3.1) que la direction cinématique a varié au cours du temps, de N110E de 30 à 8 Ma et à N125E de 8 Ma à l'actuel. Donc l'obliquité α qui correspond l'angle entre la direction cinématique u (N110E et N125E) et la normale à l'axe du Golfe R ($150-90=60$) a varié de 50 entre 30 et 8 Ma à 65 entre 8 Ma et l'actuel.

10.1.1 Extension et contraintes : utilisation de σ_h et σ_H

Avant tout, il est important de définir ce que j'appelle « extension », car ce concept, peu précis, est utilisé soit en termes de déformation (allongement) soit en termes de contraintes (contrainte principale minimale).

Mes données structurales ne sont pas systématiques et n'ont donc pas de valeur statistique à l'échelle régionale, et elles doivent être confrontées aux données des autres auteurs afin d'obtenir un ensemble cohérent. J'ai raisonné en termes de contraintes principales à partir du calcul des tenseurs, et non à partir de mesures directes de déformation et de taux de déformation, qui sont impossibles à mettre en œuvre de manière systématique compte tenu de la rareté des coupes complètes au travers des séries déformées. L'avantage des paleo-tenseurs de contraintes est qu'ils peuvent être confrontés au tenseur actuel déduit des mécanismes aux foyers. Les mesures tectoniques (stries sur plans de failles) qui ont été réalisées concernent généralement des sites affectés par de faibles déformations. Il s'agit d'un principe élémentaire des mesures de paléocontraintes : on évite quand on le peut les mesures à proximité des failles majeures. Les stries et cannelures sur les failles de grande dimension sont significatives en termes de déplacement, mais les tenseurs obtenus dans les zones bréchifiées le long des grandes failles doivent être utilisés avec circonspection en raison des perturbations des contraintes autour de la faille et des glissements et/ou rotations des éléments bréchiqes. Il existe par ailleurs des controverses (minoritaires dans la communauté des tectoniciens) sur la signification des tenseurs extraits de populations de failles striées. Par exemple Gapais et al. (2000) prétendent que les systèmes naturels sont analogues à un ensemble de blocs 3D séparés par des fractures et que les forces aux limites de ces blocs engendrent des rotations et des glissements qui finalement minimisent l'énergie de l'ensemble. Pour ces auteurs, les stries ne sont pas directement en relation avec la composante cisailante de la contrainte (tectonique) résolue sur les plans de failles mais correspondent en premier lieu aux rotations de blocs. De très nombreuses études de terrain à très grande échelle démontrent

que ce n'est pas exact et que les tenseurs calculés sont homogènes sur de très grandes régions (ex : Bergerat, 1985 ; Bergerat, 1987 ; Le Pichon et Angelier, 1981 ; Lee et al., 1998 ; Lacombe et al., 1990 ; Choukroune et al., 1973 ; Barrier, 1984 ; Geoffroy, 1994). Même si une fraction des plans striés correspondent à des glissements sur des fractures héritées (de toute origine : thermique, joints des laves, ou mécanique, anciens joints tectoniques, anciennes failles ...), la réalité tectonique est que même en domaine de plateforme peu déformée, et indépendamment de la fabrique fragile initiale, on trouve, à grande distance des limites de plaques, des systèmes extrêmement cohérents spatialement et tectoniquement de failles andersoniennes dans lesquels on peut facilement intégrer la plupart des réactivations sur plans hérités dans un tenseur homogène. Les « jeux guidés », c'est-à-dire les glissements qui accommodent passivement le fonctionnement de failles (mouvement de bloc, d'une certaine manière) sont très discernables et sont exclus des calculs car ces mouvements correspondent à des écarts angulaires énormes entre strie (ou contrainte cisailante) résolue sur le plan guidé. Je considérerai donc dans ce qui suit, compte tenu des faibles déformations associées aux plans striés mesurés, que les contraintes horizontales maximales et minimales (σ_H et σ_h) du tenseur des contraintes sont sub-parallèles aux directions, respectivement, de raccourcissement et de l'allongement du tenseur des déformations. On peut remarquer que c'est finalement la conclusion des détracteurs de l'utilisation des tenseurs des contraintes (e.g. Gapais et al., 2000). Par conséquent, lorsque je parlerai de « direction d'extension » il s'agira de l'orientation calculée de σ_h , c'est-à-dire dans cette région extensive, de σ_3 .

10.1.2 Etude des paramètres d'obliquité au cours du temps

Choix des paramètres utilisés (FIGURE 10.1a)

La FIGURE 10.1a présente les différents angles caractérisant la déformation :

1. **l'angle d'obliquité** (α) entre la perpendiculaire à l'axe général du rift (R+90) et la direction cinématique (u), défini dans le Chapitre 2,
2. **l'obliquité de la direction** (θ) est l'angle entre la direction des failles normales majeures (D) relativement à l'axe du golfe (R), si les failles sont parallèles à l'axe du rift alors θ sera égal à 0° ;
3. Ω caractérise **l'obliquité entre la direction de l'extension** (ϵ) **et la direction cinématique** (u) du GOC (Ω positif dans le sens horaire). Plus Ω est fort, plus la nécessité **d'un partitionnement de la déformation** est forte dans le système en ouverture.
4. **Le caractère transtensif** d'une population de failles normales, sera défini par l'angle ψ , angle entre la normale à la direction des failles normales majeures (D+90) et l'extension (ϵ) ;
5. **l'obliquité de la déformation** Φ ($\psi+\theta$) est définie par l'angle entre la normale à l'axe du rift (R+90) et l'extension (ϵ).

Synthèse de l'évolution tectonique et des domaines de déformation finie

Avant de présenter les différents épisodes de déformation de ma zone d'étude, des précisions sur les champs de déformation au sein de celle-ci doivent être faites.

Il faut distinguer le champ de déformation qui est associé à la propagation de la dorsale Est Pacifique (EPR) de celui qui est associé à l'ouverture du GOC (cf. Chapitre 6). Le champ de déformation du GOC doit s'interpréter à l'extrémité de la Péninsule de Basse Californie du Sud comme résultant de l'interférence des champs de déformation associée au propagateur EPR (D_{EPR}) et de ceux de la marge occidentale du GOC au sens strict (cf. Chapitres 6 et 7). Le champ de déformation D_{EPR} est caractérisé par une extension (ϵ N118E \pm 5° ; Chapitre 6). Cette extension est importante et se traduit en Basse Californie du Sud par un ou plusieurs détachements avec exhumation du socle créacé (cf Chapitre 6). Ce champ de déformation est exprimé aussi bien dans la partie Basse Californie du sud que dans la région Nayarit au Mexique (FIGURE 10.3 ; Ferrari et al., 2013). Cette extension est probablement marquée par un ensemble de failles de transfert de direction N120°E qui sont réactivées dans le bassin de Los Barriles

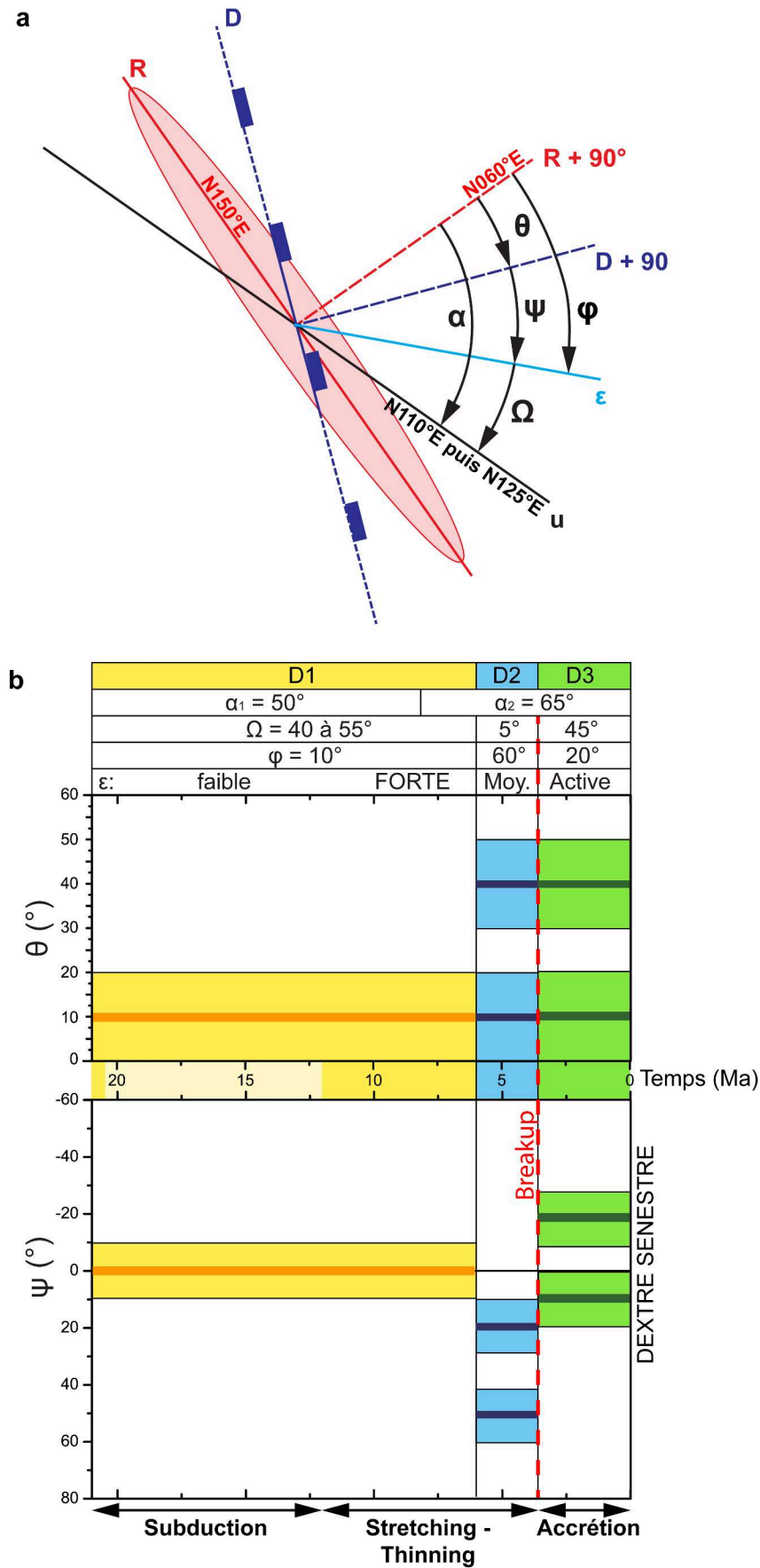


FIGURE 10.1 – (a) Schéma des angles et des conventions de signes (positif dans le sens horaire) utilisés pour caractériser l'évolution de la déformation (voir texte). (b) Ces différents paramètres appliqués aux épisodes successifs de déformation de 21 Ma à aujourd'hui dans la zone d'étude (Sud de la Basse Californie du Sud).

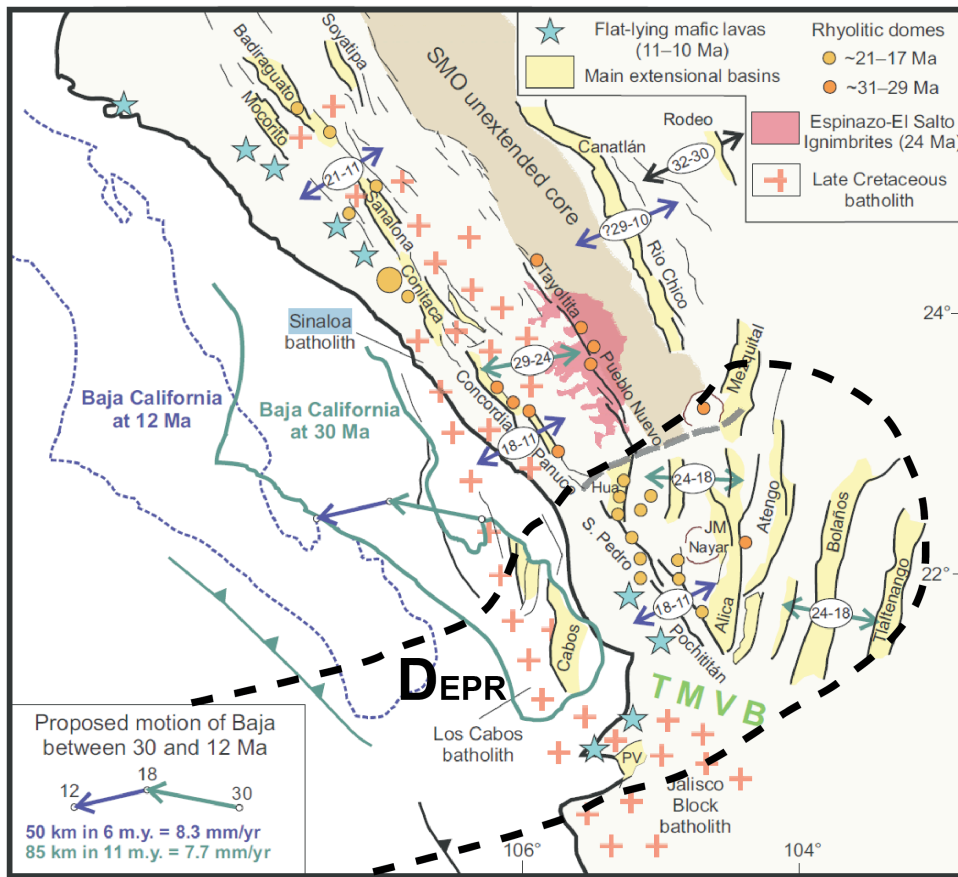


FIGURE 10.2 – Zone d’extension de la déformation associée à la propagation de la dorsale Est Pacifique sur le continent ($DEPR$). Carte d’après Ferrari et al. (2013), synthétisant les principales structures et âges de l’extension ainsi que les paléo-positions de la péninsule de Basse Californie, par rapport au Mexique fixe, à 30 et 12 Ma.

(FIGURE 7.13 et Chapitre 7). Cette déformation s’inscrit dans une période bien définie, entre 15 ± 2 Ma et 7 ± 1 Ma (absence de déformation des séries de la Trinidad supérieure dans le bassin de San José del Cabo ; Chapitre 6). Elle s’inscrit donc sur une période d’environ 8 Ma. Je n’inclue pas cette déformation dans l’histoire du GOC en tant que rift oblique car le champ de déformation associé est restreint géographiquement (FIGURE 10.2).

L’évolution de la déformation associée à l’ouverture à proprement dit du Golfe de Californie le long de la Péninsule de Basse Californie est la suivante (FIGURES 10.1b et 10.3) :

1. L’extension majeure (ϵ) sur la partie côtière est environ $N070E \pm 10^\circ$ (Chapitre 7). Cette extension appelée D1b (D1 Baja, cf. chapitre 10.1.2.2) commence, de manière embryonnaire, et sans doute avec une direction plus proche de $N060^\circ E$, pendant le magmatisme d’arc du Comundu (Chapitre 5). Elle se poursuit par l’effondrement de l’arc dans cette même direction pendant une période très longue, au moins jusqu’au dépôt des sédiments du Los Barriles, qui sont antérieurs à 5 Ma (Chapitre 6). Cette déformation est associée à un amincissement crustal sans doute significatif (détachements de Los Barriles et de la Carrizal). Les failles associées à cette extension sont des détachements de direction sub-parallèle à parallèle au GOC ($D : N160E \pm 10$) ;
2. Une extension (ϵ) D2, beaucoup moins importante à l’échelle crustale, qui est exprimée suivant une direction environ $N120E$ entre 6-5 Ma et le break-up continental (3,6 Ma ; DeMets, 1995). Cette déformation D2 est clairement postérieure à D1b. Il ne faut pas confondre cette déformation relativement tardive avec l’influence distale de l’extension $N120E$ associée à la propagation de l’EPR ($DEPR$). D2 est une déformation Pliocène, déjà remarquée dans un certain nombre d’études (Coletta et Angelier, 1983 ; Zanchi, 1994). Cette déformation n’est généralement pas associée à terre au développement d’un réseau

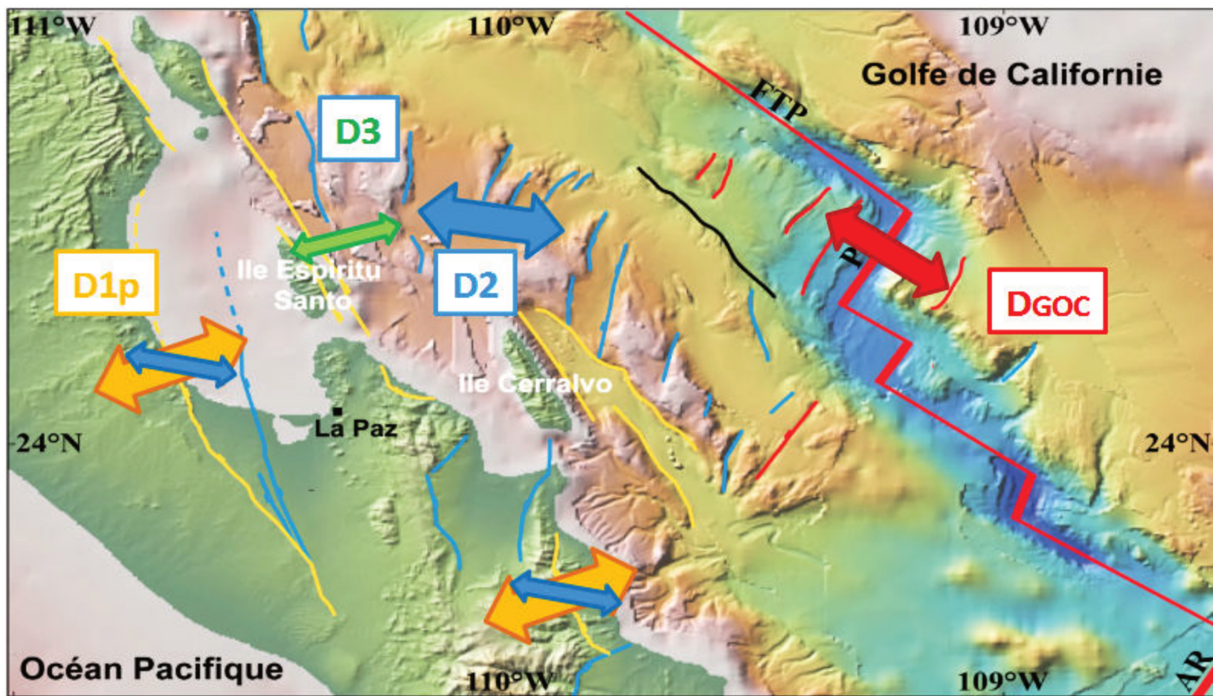


FIGURE 10.3 – Les différentes déformations observées sur la marge de basse Californie du Sud.

de failles propres, sauf localement. Elle réactive en transtension les détachements et failles « high-angle » associées aux détachements aussi bien de DEPR que de D1b. Les failles N010E \pm 10 de notre région d'étude (Failles de San Juan de los Planes, San José del Cabo, ... ; FIGURE 8.1) pourraient être interprétées comme des failles néoformées associées à D2. Mais une autre explication serait qu'il s'agit de failles secondaires high-angle en relation avec le système de détachements liés à D_{EPR} . Compte tenu du caractère soit néoformé soit hérité des failles impliquées dans cette déformation je considère que D est égal à 10 ± 10 et 160 ± 10 .

3. Une déformation (ϵ) active D3, post break-up, que j'ai caractérisé à partir de l'expérience de sismologie (Chapitre 9), s'exprime sur des failles orientées généralement N160E et NS (D). La direction d'extension (ϵ) est N080E \pm 12. La déformation correspond à une réactivation (et/ou la propagation) des failles associées aux détachements de D1b, avec une direction d'extension proche de celle de D1b (+ 10). D3 s'exprime également probablement par la neo-formation de failles Plio-quaternaires de direction N160E (ex : Faille de La Partida, cf. Chapitre 7).

La FIGURE 10.1b montre l'évolution des paramètres, avec θ (obliquité de direction des failles relativement au « rift » R), Ω (facteur de partitionnement), ψ (transtension) et Φ (obliquité de la déformation) en fonction du temps. Il est bien entendu que cette évolution ne s'adresse qu'à la partie côtière de la BC. Il est à noter que l'ouest de la faille de la Carrizal, il n'y a aucune déformation d'âge Cénozoïque (sauf flexure concave de très grande longueur d'onde liée au fonctionnement de cette faille ; FIGURE 5.2). On observe une très forte variabilité des paramètres étudiés au cours du temps dans notre zone d'étude, même si l'extension n'est pas identique en termes d'intensité de D1b (déformation majeure) à D3, d'obliquité des failles relativement au rift (θ jusqu'à 40), d'obliquité de la déformation Φ (entre 10 et 60 !), de « facteur de transtension » sur les failles (jamais nul, de -20 à 50) et enfin de « degré de partitionnement » Ω (de 5 à 55).

Les résultats principaux et inédits de cette analyse sont les suivants :

1. l'obliquité de direction des failles (θ de 10 à 40) ainsi que l'obliquité de la déformation (Φ de 10 à 60) augmentent dramatiquement juste avant le break-up, un résultat que je considère comme majeur. En parallèle, la transtension dextre (ψ supérieur à 0) sur les

failles croît du fait de la réactivation des failles précoces, par rotation horaire de la direction d'extension (ϵ). Le maximum de transtension est également observé en D2, c'est-à-dire encore immédiatement avant le break-up ;

2. la déformation D3 post-break-up n'est plus transtensive et elle présente des caractéristiques intermédiaires entre D1 et D2 en terme d'obliquité des structures et surtout de déformation ;
3. L'évolution de la valeur de Ω montre qu'un partitionnement fort de la déformation est nécessaire dans les périodes D1 (Ω de 40 à 55) et D3 (Ω 45). Les décrochements dextres de Tosco-Abreaojos (TAF ; cf Chapitre 3) sont certainement les meilleurs candidats pour ce partitionnement pendant D1b à partir de l'arrêt de la subduction mais aussi pendant D3. Pendant D3, les transformantes dans le GOC sont strictement dans la direction cinématique et un accommodement de l'extension EO reste nécessaire. Cela va dans le sens de la déformation récente à active observée au niveau du système TAF (Michaud et al., 2004). Pendant D2, il n'y a pas nécessité d'un partitionnement fort de la déformation (Ω de 5). Le caractère temporaire du partitionnement pourrait expliquer le cisaillement dextre modéré de l'éventail sédimentaire de la Magdalena à l'Ouest de la Péninsule (Fletcher et al., 2007).

10.2 Domaines de déformation finie à l'échelle du Golfe de Californie

Dans la suite de ce chapitre, je propose d'intégrer les résultats obtenus dans ma zone d'étude à l'évolution du GOC dans son ensemble dans le contexte de la « province en extension du Golfe » (Gulf Extensional Province, GEP).

En intégrant nos données avec les observations de déformation à terre à l'ouest de la Sierra Madre Occidental (Gans, 1997 ; Nourse et al., 1994 ; Henry et Arranda-Gomez, 2000 ; Ferrari et al., 2013) ainsi qu'avec les données de bathymétrie offshore et la sismique disponible (Lizarralde et al., 2007 ; Sutherland et al., 2012 ; Brothier et al., 2012), on arrive à un schéma structural cohérent de domaines de déformation distincts dans ce système. Je distinguerai 4 grandes zones de déformation finie ou active délimitées à l'ouest par le MGE (« Main Gulf Escarpment » ; cf Chapitre 3 et 7) et à l'est par la Sierra Madre Occidental non déformée (Bryan et al., 2014). Ces régions de déformations distinctes sont associées également à des périodes distinctes de déformation, et dans chaque zone, à des champs de déformation superposés d'âges différents.

La FIGURE 10.4 synthétisent les différents domaines décrits et utilisés dans le modèle (FIGURE 10.5).

En dehors de la zone affectée par le champ de déformation continental du propagateur Pacifique (domaine **CPV** -Cabo Puerto-Vallarta- ; FIGURES 10.2 et 10.4), nous distinguons les régions tectoniques suivantes qui s'individualisent dans un domaine d'arc à croûte sur-épaissie au Paléogène (FIGURE 4a ; e.g. Bryan et al., 2014) :

1. Domaine **SM** (Sonora/Mainland Mexico) : la déformation est ici essentiellement de type D1b. Il s'agit d'une extension forte ($>90\%$; cf. Gans, 1997 ; FIGURE 3.12a), avec des détachements majeurs à vergence NE et SO (FIGURE 3.12a et b). Mais cette déformation commence ici beaucoup plus tôt que le long de la Basse Californie. Son âge est clairement inscrit entre 25 et 15 Ma (e.g. Nourse et al., 1994 ; Gans, 1997 ; Wong et Gans, 2003 et 208 ; Wong et al., 2010 ; FIGURE 3.9). Nous l'appellerons D1s pour la distinguer de l'extension D1b de même direction exprimée en Basse Californie. La déformation D1s est contemporaine de la mise en place des formations du Comundu (FIGURES 10.4 et 10.5b). De plus, une déformation de type D2 (cf chapitre 10.4) avec une extension environ N120E sur des failles généralement NS est décrite au nord du GOC dans la région de Tiburon/Sonora, de même âge que la déformation D2 décrite dans le domaine Baja California (Bennett et al., 2013).
2. Domaine **BCp** (Basse Californie onshore et offshore proximal) : ici la déformation majeure est D1b (pour « D1 Baja » ; FIGURES 10.3, 10.4 et 10.5c). Elle s'exprime comme D1s mais elle intervient plus tard, essentiellement après la mise en place des formations Comundu.

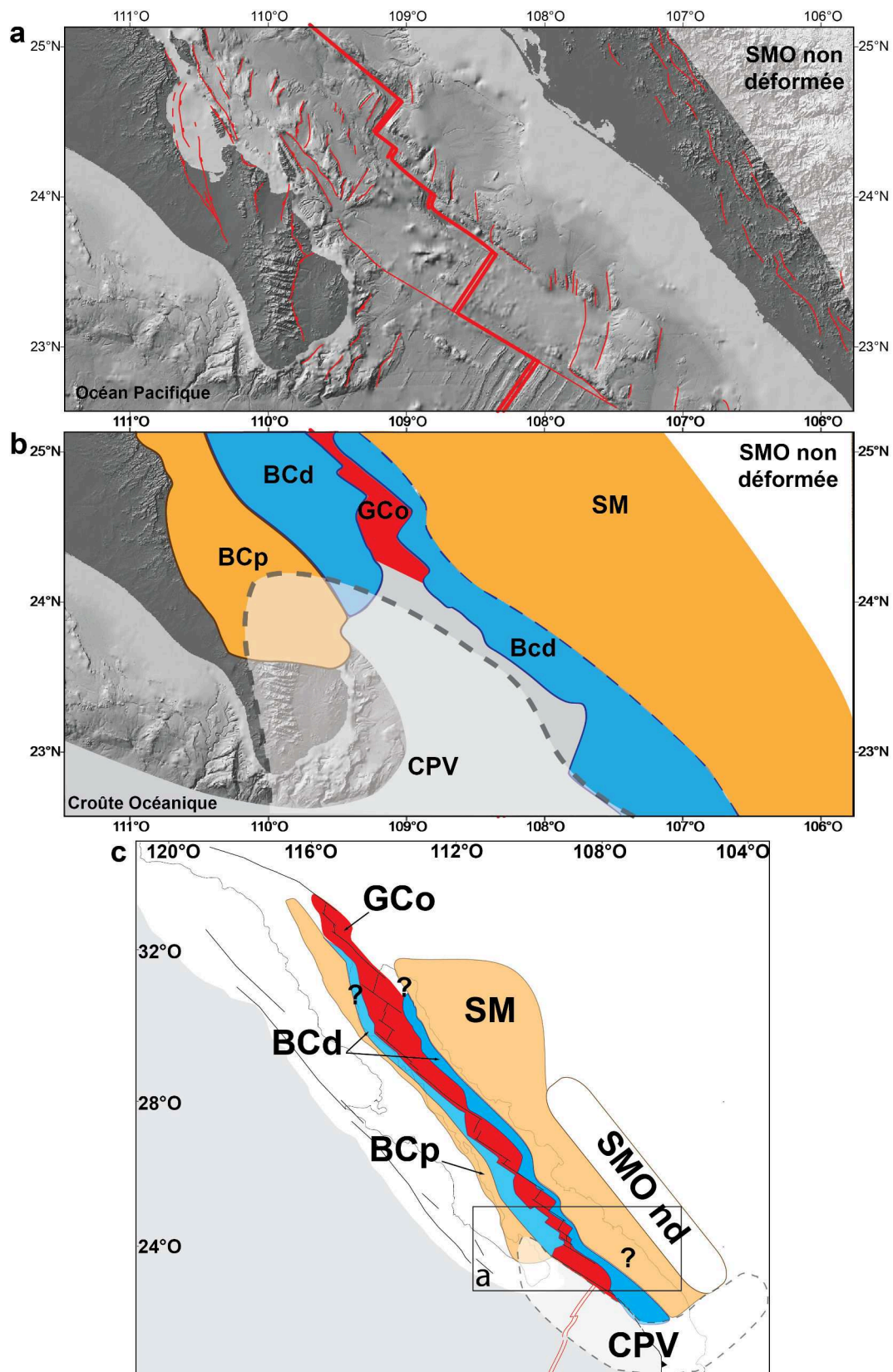


FIGURE 10.4 – Cartographie des failles à partir de notre étude et de Umhoefer et al. (2014) de la marge au sud de la basse Californie et de sa marge conjuguée (Ferrari et al., 2013; SMO : Sierra Madre Occidental). (b) Domaines de déformation proposés à partir de l'étude des différentes déformations (SM : domaine Sonora/mainland; CPV : Domaine de Cabo-Puerto Vallarta; GCo : domaine du Golfe de Californie océanique; BCp et Bcd : domaines de Basse Californie proximale et distale, respectivement). Domaines de déformation étendus à l'ensemble du Golfe de Californie.

10.2. DOMAINES DE DÉFORMATION FINIE À L'ÉCHELLE DU GOLFE DE CALIFORNIE

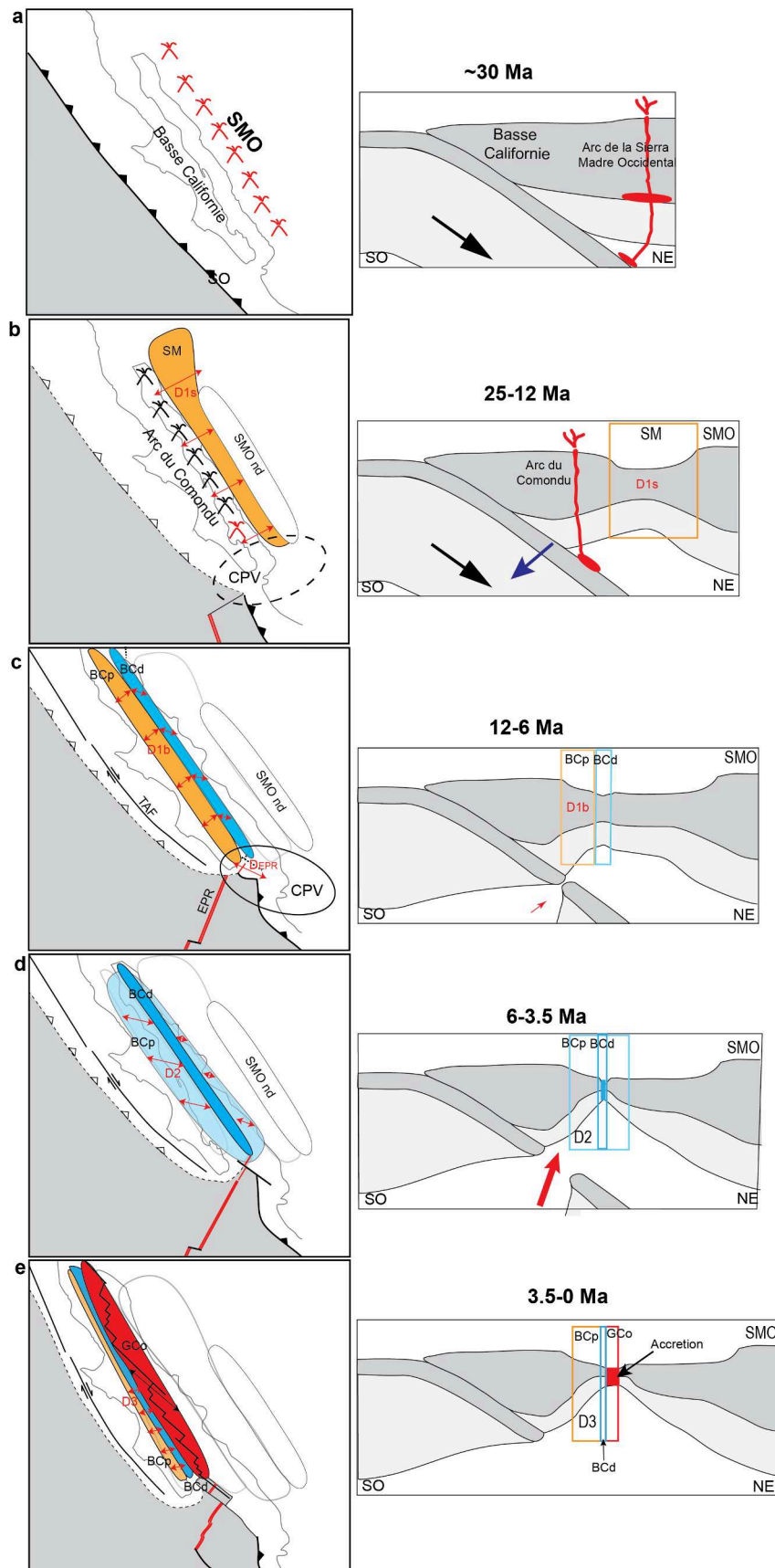


FIGURE 10.5 – Evolution géodynamique du Golfe de Californie de 30 Ma à l'actuel (voir texte; la flèche noire indique l'activité de la zone de subduction, la flèche bleue figure le retrait du slab et la flèche rouge montre le processus de détachement du slab et la fenêtre asthénosphérique associée; SMO : Sierra Madre Occidentale; TAF : Failles de Tosco-Abreajos; SMO nd : SMO non déformée).

- Cependant D1b est exprimée de manière non continue pendant la mise en place du Comundu, avec des déformations finies faibles (cf chapitre 5). Ce domaine est affecté ensuite par D2 et D3 (déformations ne provoquant pas d'amincissement important) ;
3. Domaine **BCd** (Basse Californie distal ; FIGURES 10.3, 10.4 et 10.5c) : C'est un domaine important que je n'aie que peu évoqué (Chapitre 3, FIGURE 3.13) car étant en position offshore, nous manquons de données. Néanmoins nous avons remarqué que ce domaine, qui fait la transition entre BCp et SM et la croûte océanique (domaine GCo ; Fig.3) est un domaine assez homogène en terme de morphotectonique avec un ensemble de failles normales N00E à N020E en échelon (FIGURE 10.3). Il n'y a ici aucune évidence de failles de type de celles associées à D1b ou D1s. La normale des failles dans BCd fait un angle modéré (de 5 à 20) avec les directions cinématiques successives. L'homogénéité structurale de ce domaine continental très aminci (Lizarralde et al., 2007, cf FIGURE 3.16b) suggère que la croûte continentale ici n'a été affectée que par une seule déformation, avec probablement une faible transtension, pendant les incréments D1s, D1b et D2 et ce, jusqu'au break-up final. Rien ne démontre ou n'infirme que les failles observées au sein de BCd aient subies une rotation en cours d'évolution de la déformation de cette bande comme dans le modèle de Philippon et al. (2015).
 4. Domaine **GCo** (Golfe de Californie océanique) : c'est le domaine d'accrétion suivant un mécanisme en pull-apart (cf. Chapitre 3.2). Des failles normales de direction perpendiculaire aux segments d'accrétion peuvent se distinguer aux extrémités des bassins probablement à la limite continent-océan (FIGURE 10.3).

10.3 Evolution géodynamique du Golfe de Californie

Je propose une évolution du Golfe de Californie en quatre étapes, synthétisées par les coupes et cartes de la FIGURE 10.5 montrant l'évolution spatiale et temporelle de la déformation au niveau du GOC. Les étapes proposées suggèrent une formation diachrone des marges conjuguées du GOC :

1. **25-12 Ma - Future marge nord-est du Golfe de Californie (Domaine SM ; FIGURES 10.4 et 10.5b et c)**

Comme nous l'avons vu précédemment, une extension forte sans océanisation se développe au niveau du domaine SM en position arrière-arc par rapport à la subduction pacifique et à l'Arc du Comundu. Cette déformation D1s affecte une croûte sur-épaissie par un arc volcanique plus ancien d'âge Oligocène (e.g. Bryan et al., 2014). J'ai représenté, sur la FIGURE 10.5c, la croûte amincie dans une zone de necking mais il est possible qu'elle soit moins amincie malgré l'extension très forte en surface (type Basin and Range - rift large ; cf chapitre 1.1 ; Brun, 1999) correspondant à un β de 2 (cf. discussions sur le rééquilibrage du Moho dans l'article de sismologie, Chapitre 9.5). A l'est de cette zone se trouve la Sierra Madre Occidental non déformée (e.g ; Henry and Aranda-Gomez, 2000 ; Ferrari et al., 2013). A ce stade, très peu de déformation est observée ailleurs, sauf par un effet distal et transitoire au niveau des formations volcaniques du Comundu (cf. Chapitre 5). A ce stade se forme donc la future marge orientale du Golfe de Californie ;

2. **12-6 Ma - Formation de la marge sud-ouest du GOC (BCp) et zone de déformation centrale (BCd) (FIGURES 10.5c et 10.5a)**

Entre 12 et 6 Ma, on assiste à la migration de la déformation D1 vers l'Ouest (FIGURE 10.3), au niveau de la marge actuelle du GOC (domaine BCp). D1s devient D1b. A ce stade, s'individualise également la partie centrale du GOC, BCd. Cette migration peut être liée au retrait du slab se verticalisant avant sa rupture. Il y a rotation horaire des axes principaux de déformation de la partie externe (BCp) vers la partie centrale du Golfe (BCd ; FIGURE 10.5c). Les axes de déformations montrent que le GOC dans son ensemble accommode une déformation cisailante semi-ductile dextre. Cette déformation est consécutive du début d'accrétion océanique dans le domaine CBV, où la déformation

accommoder la propagation vers le NO de la dorsale Est Pacifique (FIGURE 10.4c). Au cours de cette période, l'obliquité est forte entre cinématique et extension au niveau de la marge proximale ouest (BCp), ce qui nécessite un partitionnement le long au niveau du système décrochant de Tosco-Abreojos.

3. 6-3,5 Ma - Stade de concentration de la déformation D2 au niveau de BCd (FIGURES 10.4 et 10.5d)

Entre 6 et 3,5 Ma, la déformation la plus intense se trouve probablement uniquement concentrée au niveau de BCd, qui focalise donc la déformation (FIGURE 5a). Au cours du cisaillement général dextre, le domaine déformé BCd s'élargit à l'ensemble de la BCp mais aussi, localement au moins, au niveau de SM (Bennett et al., 2013), lors de la déformation D2, mais avec une déformation effective faible en Basse Californie (cf. chapitre 10.1.2). La déformation finie dans BCd, si on suppose que l'extension sur le système de failles dans cette zone est orthogonale à la géométrie des bassins, semble correspondre à une valeur non nulle de l'obliquité de la déformation relativement à la cinématique, Ω proche de 20. L'évolution générale à ce stade pourrait suggérer une résistance de plus en plus forte (par écrouissage (e.g. Asaro and Needleman, 1985) à l'échelle de la croûte dans l'axe de la BCp, transmettant alors les contraintes cisailantes sur les marges, déformées en torsion dextre (FIGURE 10.5d). Il est tout à fait possible que les failles TAF soient la limite SO de cette extension temporaire de la shear-zone et qu'il s'agisse d'un bord de découplage en transtension dextres, avec ouverture de petits bassins le long de la Faille (Michaud et al., 2007; FIGURE 10.5d).

4. 3,5-0 Ma - Stade de Break-up et d'océanisation (D3 et DGOC; FIGURE 10.5e)

Le système d'ouverture se trouve au sein de la BCd, avec un mécanisme d'ouverture en pull-apart, avec des axes d'accrétion très courts, normaux à la direction cinématique et qui semblent être complètement contrôlés par le système de failles transformantes en échelon (DGOC).

On peut se poser néanmoins la question de l'origine de cette géométrie. Deux hypothèses peuvent être énoncées. La première possibilité est que les axes courts de break-up soient les premiers à se former dans le système d'accrétion et soient apparus avant le système de failles transformantes (Hypothèse 1, FIGURE 10.6). En effet, dans une zone de déformation intense comme BCd, lors de la déformation D1 avant 8 Ma, on peut concevoir que des cracks de mode I se forment en échelon en relation avec le cisaillement dextre général (de direction N125E). Dans ce cas, les cracks auraient été orientés initialement N015E au début de leur formation, i.e. à environ 45 du cisaillement principal (e.g. Ramsay and Huber, 1983). Si, à ce stade, ils se comportaient de manière passive, leur orientation actuelle (environ N035E) relativement à la direction globale de cisaillement dans BCd impliquerait une rotation passive horaire de 20 (ce que pourrait suggérer leur forme sigmoïde en « Z », mais qui est aussi typique des intersections rides-transformantes; FIGURE 10.7). Cette rotation correspondrait à un facteur de cisaillement (γ) de 0,4 (cf. Ramsay et Hubbert, 1983). Compte tenu de la longueur moyenne des segments (40 km), la quantité de cisaillement le long de la direction cinématique aurait été de 15 km sur une période de 2,5 M (6 à 3,5 Ma) donc avec une vitesse d'environ 0,6 cm/an, très inférieure à la cinématique globale du système (environ 4,4 cm/an, cf chapitre 3.1). Ceci impliquerait que lors de D2 l'essentiel du déplacement latéral serait sur les marges, confirmant l'idée de durcissement de la partie centrale.

L'autre hypothèse (Hypothèse 2, FIGURE 10.5) propose que les failles transformantes en échelon apparaissent avant et contrôlent dynamiquement en pull-part les systèmes d'ouverture, ce que suggère la dynamique récente à actuelle, de « saut » des failles transformantes au nord du GOC (cf. FIGURE 3.17; Martin-Barajas et al., 2013) et d'installation consécutive des axes d'ouverture. Cette hypothèse me paraît plus crédible. En effet, compte tenu de l'obliquité initiale α plus faible à la transition D1/D2, le système de failles transformantes en échelon est certainement précoce et correspond à un ensemble

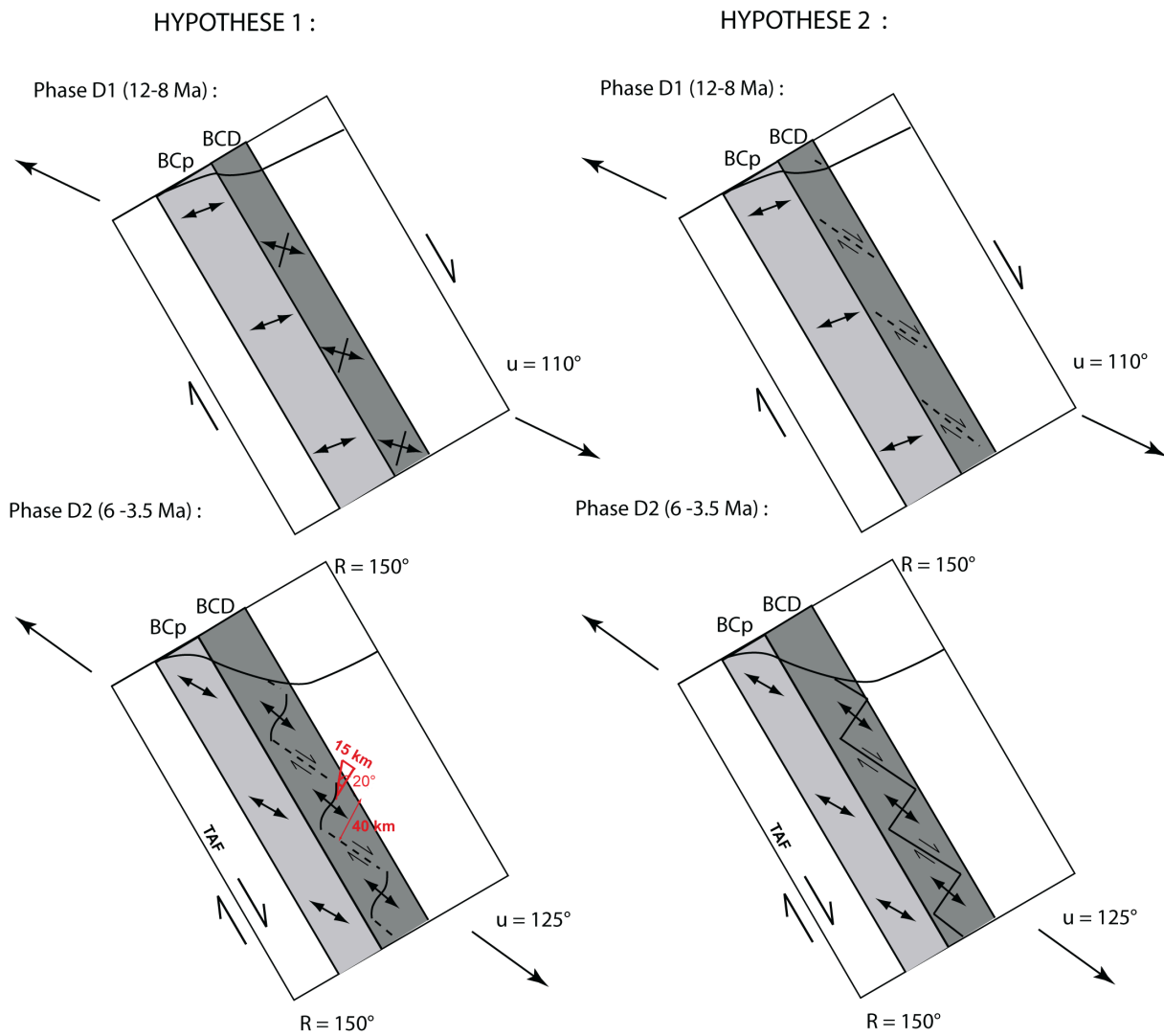


FIGURE 10.6 – Représentation schématique des deux hypothèses de formation du système d'accrétion (voir texte).

de plans de Skempton (ou plans P ; e.g. Mercier et al., 2016) dans la shear zone droite.

Postérieurement au break-up, le slab de la plaque Farallon (subduction inactive depuis environ 12,5 Ma ; Lonsdale 1991) est largement rompu et un influx de manteau sub-lithosphérique chaud par la zone de rupture (Brother et al., 2012) sous la Basse Californie du Sud entraîne une augmentation sensible du gradient thermique dans la croûte située au niveau de la marge ouest du GOC, ce qui facilite le fluage de la croûte inférieure et la déformation sismique D3 observée dans la croûte supérieure (cf. Chapitre 9.5).

10.4 Conclusion : relation avec les modèles de déformation oblique

Mes résultats suggèrent les points suivants :

1. les marges du Golfe de Californie se sont développées de manière diachrones : la déformation majeure de la marge est ancienne, celle de la marge ouest est plus récente et la déformation dans cette partie occidentale va conduire au break-up. Il serait donc mieux de parler de zones de déformation en extension juxtaposées diachrones qui se retrouvent en positions de marges passives « conjuguées » quand le break-up se produit. Cet état de fait est probablement la conséquence de la dynamique du slab qui, en fin de subduction, augmente sa pente, relocalise le magmatisme d'arc et la déformation à l'arrière de cet arc.

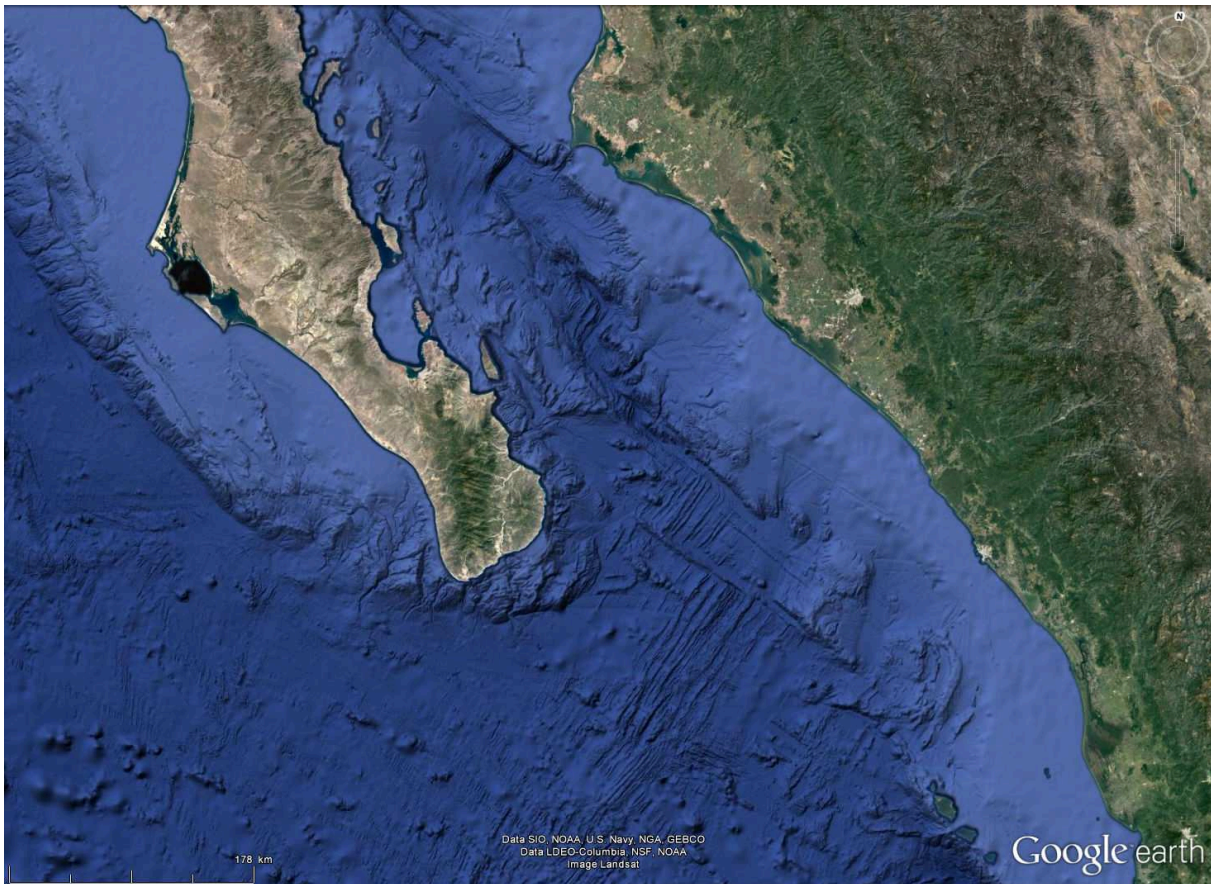


FIGURE 10.7 – Image Google Earth de la partie Sud du Golfe de Californie, on peut y voir que le système dorsale/tranformante ont une forme sigmoïde

- Il faut remarquer que le domaine SM est probablement strictement à l'arrière de l'arc alors que BCp (et BCd ?) se développeraient à l'intérieur de l'arc du Comundu ;
2. de la Péninsule de Californie (partie externe du système) vers la zone centrale, les déformations s'organisent dans des domaines distincts avec des directions d'extension différentes comme dans la plupart des modélisations de rift oblique. Au premier ordre, et en déformation finie, le système extensif central semble plus proche en termes de direction ($\psi + \omega$) et de direction d'extension ϵ relativement aux directions cinématiques (u), que le système périphérique. Ce résultat est en bon accord avec de nombreuses modélisations où le cisaillement s'organise à partir d'une zone centrale faible ou d'une discontinuité de vitesse (cf. Chapitre 2 ; Tron et Brun, 1991 ; McClay et White, 1995 ; Philippon et al., 2015) ;
 3. Il existe une histoire de la déformation complexe dans chaque domaine, qui ne semble pas être reproduite dans les modèles analogiques. Dans la zone que j'ai la plus étudiée (BCp), je démontre que le caractère transtensif et l'obliquité des failles relativement à la direction générale du Golfe de Californie varient dans le temps à l'échelle du domaine considéré, même si les incréments de déformation n'ont pas la même intensité (FIGURE 10.1) : de D1 à D2, tout va dans le sens d'une augmentation de l'obliquité des structures avec la direction du rift, d'une augmentation de la transtension (dextre) mais aussi d'une diminution de l'angle entre cinématique et extension au cours du temps, cette évolution conduisant au break-up. La déformation doit être partitionnée en début d'évolution du Golfe de Californie, ce partitionnement disparaît juste avant la rupture (hyperlocalisation de la déformation dans la partie centrale du GOC) et réapparaît lors du rééquilibrage d'origine gravitationnel du système après le break-up.

Cet écart entre les modèles et la réalité géologique de l'ouverture du Golfe de Californie est sans doute lié à la dynamique particulière des systèmes arrière-arc. A ma connaissance aucune modélisation analogique ou numérique n'a exploré la problématique de l'évolution d'un champ

de déformation en extension oblique de la plaque supérieure dans un contexte de retrait puis de rupture de slab, qui est la particularité de ce système.

Cinquième partie

Annexes

Annexe A

Reconstruction des paléocontraintes tectoniques : principes, méthodes

Dans le cadre de cette thèse, une partie de mon travail fut d'analyser la cinématique des failles, c'est-à-dire l'étude des mouvements des failles. Ces mouvements sont gouvernés par le ou les états de contraintes. Il existe des marqueurs du glissement directement observables et mesurables sur les miroirs de failles (les stries), qui représentent le vecteur glissement sur le plan de failles. Les stries permettent de déterminer le tenseur des contraintes ayant entraînés la déformation par une méthode d'inversion (Angelier, 1979, 1984, 1989a, 1990 ; Etchecopar et al., 1981 ; Gephart et Forsyth, 1984 ; Michael, 1984). Si l'enregistrement des mouvements sur les plans de failles se réalise sur une longue période de temps géologique, le champ de contraintes peut avoir varié et donc plusieurs phases tectoniques et plusieurs états de contraintes peuvent avoir été enregistrés. La coexistence de plusieurs familles de stries sur un même plan de faille, permet de discriminer ces différentes phases de déformation et l'analyse détaillée des relations entre les stries de différentes générations permet d'établir une chronologie relative entre les glissements successifs.

A.1 Les contraintes

Les propriétés des matériaux impliquent que toute contrainte exercée en un point soit compensée par une contrainte opposée de même intensité et de même direction.

Le lieu géométrique des extrémités des vecteurs-contraintes pour toutes les surfaces P est une ellipsoïde qui a pour axes les trois axes principaux de la contrainte σ (FIGURE A.1). Il s'agit de σ_1 (grand axe de l'ellipsoïde), de σ_2 (axe intermédiaire de l'ellipsoïde) et de σ_3 (petit axe de l'ellipsoïde).

Dans tout état de contrainte, on peut définir une contrainte moyenne $\bar{\sigma}$ correspond à la partie hydrostatique du tenseur qui ne produit qu'un changement de volume de matériau :

$$\bar{\sigma} = 1/3(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) \quad (\text{A.1})$$

La partie restante ($\sigma - \bar{\sigma}$) qui dévie de cette partie hydrostatique est appelée contrainte déviatorique ou déviateur des contraintes. C'est elle qui produit le changement de forme du matériau. Les trois valeurs principales de la contrainte déviatorique sont :

$$\sigma'_1 = \sigma_1 + \bar{\sigma} \quad (\text{A.2})$$

$$\sigma'_2 = \sigma_2 + \bar{\sigma} \quad (\text{A.3})$$

$$\sigma'_3 = \sigma_3 + \bar{\sigma} \quad (\text{A.4})$$

En géologie structurale, σ'_1 est en compression et σ'_3 en traction (σ'_3 supérieure à 0) ou en extension (σ'_3 inférieure à 0) alors que σ'_2 l'axe intermédiaire est soit compressif, soit extensif. Les contraintes déviatoriques caractérisent le tenseur des contraintes déviatoriques. La contrainte

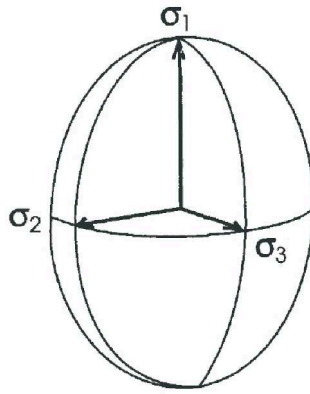


FIGURE A.1 – Ellipsoïde des contraintes exprimant l'état de contrainte en un point (d'après Faure, 1995).

déviatorique est celle qui intéresse le plus les tectoniciens car c'est une contrainte excédentaire qui peut conduire à une rupture et à une déformation permanente.

Lorsqu'une contrainte, représentée par le vecteur F , est appliquée à une surface P en un point, l'intensité de la contrainte varie en fonction de l'orientation de P . Si le vecteur-contrainte F est oblique à P , il peut se décomposer en une contrainte normale σ_n au plan P et une contrainte tangentielle dite cisailante τ projetée sur le plan P (FIGURE A.2).

Le diagramme de Mohr est la représentation géométrique en deux dimensions d'un état de contrainte en trois dimensions (FIGURE 3). L'extrémité du vecteur contrainte dans le plan σ_n - τ se déplace dans une surface limitée par les cercles de diamètre $\sigma_1 - \sigma_2$, $\sigma_2 - \sigma_3$, et $\sigma_1 - \sigma_3$. Le rapport R correspond au rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes et caractérise le cercle de Mohr (compris entre 0 et 1). Il est exprimé par la relation :

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \tag{A.5}$$

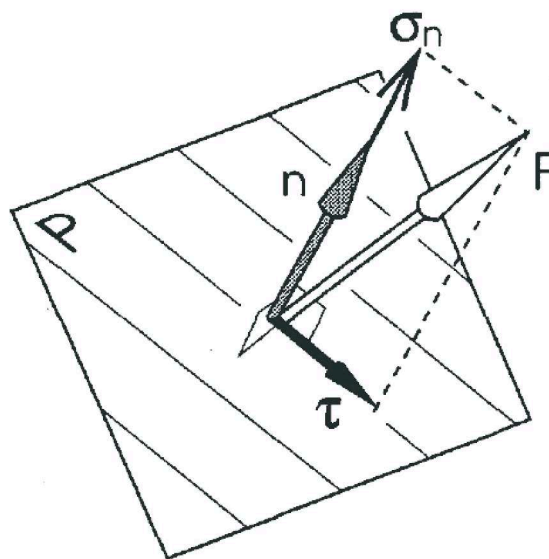


FIGURE A.2 – Contraintes appliquées en un point du plan de faille P , n est la normale de ce plan, la contrainte F exercée sur P se décompose en une contrainte normale σ_n et une contrainte tangentielle τ (d'après Faure, 1995).

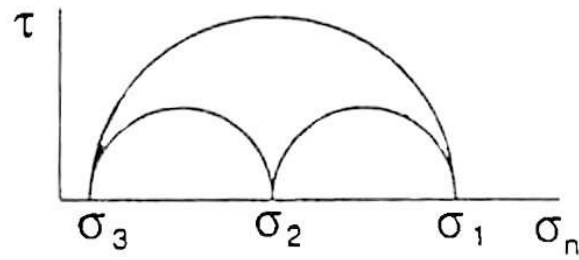


FIGURE A.3 – Représentation du cercle de Mohr et de l'état de contrainte, τ est la contrainte cisailante, σ_n la contrainte normale.

A.2 Etat de contrainte et jeux de failles

Deux types de failles sont à considérer suivant qu'elle soit néoformée ou réactivée. Les failles néoformées sont considérées comme des failles naissantes à la suite de la mise sous contraintes de la roche. Ces failles sont comparables aux failles obtenues lors d'expériences de ruptures en mécanique des roches qui ont permis d'établir l'enveloppe de rupture caractéristique d'un matériau homogène et isotrope, et ont montré que l'angle entre les plans de failles néoformées et la contrainte majeure σ_1 est d'environ 30 (20 à 45 ; Bles et Feuga, 1981). Le point de rupture correspond au point de tangence entre le grand cercle de Mohr (σ_1 - σ_3) et la courbe intrinsèque, et se caractérise par l'expression suivante (FIGURE A.4) :

$$\tau = \tau_0 + \sigma_n \tan(\theta) \quad (\text{A.6})$$

Où τ est la contrainte tangentielle, τ_0 la cohésion, et θ l'angle de frottement interne. Lorsqu'il est atteint, il apparaît deux familles de failles conjuguées (Anderson, 1951). Ces deux familles ont un angle 2θ inférieur ou égal à 90 et le plan bissecteur du plus petit angle contient l'axe σ_1 . La valeur de l'angle 2θ varie en fonction des propriétés intrinsèques du matériau et de la valeur de la contrainte hydrostatique. Ainsi, l'orientation des plans conjugués ne dépend que de celles des axes des contraintes principales. En effet, puisque les failles néoformées contiennent toujours σ_2 , les jeux de ces failles sont insensibles à σ_2 et donc à la valeur du rapport R. Différents critères permettent de distinguer les failles néoformées tel que la mise en évidence de failles conjuguées portant des stries perpendiculaires à leur ligne d'intersection, le sens de mouvement est alors distribué symétriquement de façon à ce que l'angle aigu entre les failles conjuguées comporte la direction de la contrainte principale σ_1 selon l'axe de symétrie. De plus, la valeur de l'angle aigu entre les failles doit se rapprocher des propriétés mécaniques de la roche au moment de la création des failles (entre 20 et 40 ; Angelier, 1989b).

Dans un milieu rocheux préfracturé, on conçoit intuitivement que le glissement dépend de l'orientation du plan de faille préexistant par rapport aux directions de traction ou de

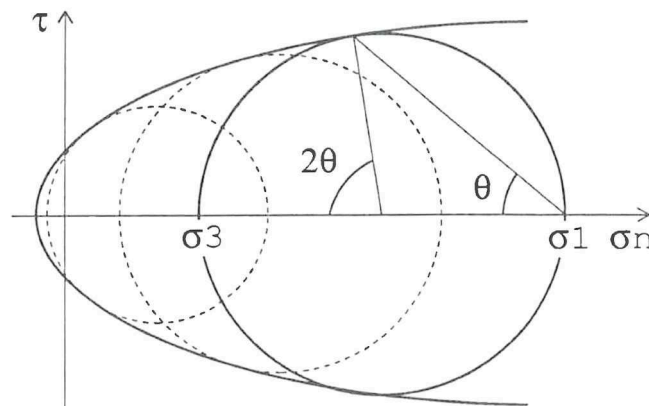


FIGURE A.4 – Courbe intrinsèque d'une roche et angle de frottement interne (θ).

compression. Bott (1959) a montré que l'on peut obtenir toutes les directions de glissement sur un même plan de faille en laissant les axes principaux de contraintes fixes et en faisant varier uniquement la valeur relative des contraintes principales (R), à condition que le plan de faille ne soit pas parallèle à un des axes principaux de contraintes. La dynamique de ces failles dépendra essentiellement d'une loi de friction liée principalement à la rhéologie de la roche (Byerlee, 1978; Jeager, 1979) et sera décrite dans un diagramme contrainte tangentielle/normale (τ/σ_n) par la loi suivante :

$$\tau = \mu\sigma_n \quad (\text{A.7})$$

Où μ est le coefficient de friction sur la surface considérée, il est considéré qu'il n'y a pas de résistance initiale au glissement, d'où le fait que la droite passe par l'origine.

A.3 Méthodes de reconstruction des paléocontraintes

Le principe de l'inversion des données de jeux de failles consiste à reconstituer un tenseur des contraintes à partir de l'analyse d'une population de failles et de stries de glissement associées mesurées sur le terrain. Généralement, il coexiste des failles néoformées et héritées. La prise en compte de l'ensemble des données d'un site, même sur un milieu préfracturé, permet (1) d'augmenter le nombre de mesures disponibles et donc de mieux contraindre le résultat, (2) de connaître l'orientation des axes de contraintes dans le cas où les failles conjuguées manquent, (3) de déterminer la valeur du rapport R, le jeu des failles héritées dépendant de la valeur de ce rapport, (4) de contrôler la compatibilité mécanique du jeu d'une faille héritée portant plusieurs familles de stries.

Les méthodes de reconstruction des paléo-contraintes sont inspirées des premiers travaux sur la mécanique des roches d'Anderson (1942), de Wallace (1951) et de Bott (1959) qui ont établi le parallélisme entre le vecteur de contrainte tangentielle (cisaillement) et le vecteur de déplacement sur les plans de failles. Les méthodes numériques inverses de reconstitution des paléo-contraintes ont connu un essor au point de vue méthodologique au milieu des années 1980 avec l'arrivée de plusieurs méthodes numériques dont le fondement mécanique était le même, mais dont l'algèbre et la mode de calcul différaient (Angelier, 1984, 1989a, 1990; Etchecopar et al., 1981; Gephart et Forsyth, 1984; Michael, 1984).

Dans le cadre de cette étude, j'ai utilisé la méthode INVD (Angelier, 1990) qui présente l'avantage d'un calcul rapide et d'une meilleure détermination de la position des axes, en particulier pour une population constituée uniquement de failles conjuguées. Avec cette méthode, il n'existe qu'une solution, celle où la contrainte cisailante moyenne est maximale.

Cette méthode fonctionne sur le principe de minimisation des écarts angulaires entre la strie mesurée et la strie calculée, afin de solutionner un tenseur à quatre inconnues (σ_1 , σ_2 , σ_3 et R) par l'estimation des moindres carrés (hypothèse d'une répartition gaussienne des écarts à la moyenne). Cette méthode minimise la distance (ν) entre les extrémités des vecteurs strie réelle mesurée et strie théorique calculée et tient compte à la fois de l'angle et de la magnitude relative des contraintes tangentielles. Les résultats obtenus permettent de juger l'angle entre la strie théorique et la strie mesurée (α) et le degré d'activation de la faille grâce au rapport upsilon (RUP), qui dépend à la fois de l'angle entre les stries et de la magnitude de la contrainte cisailante. La valeur de RUP dépendant de ν , varie de 0%, pour un vecteur de cisaillement parallèle à la strie et dans le sens du mouvement, à 200% pour un vecteur de cisaillement parallèle à la strie mais de sens contraire. L'angle α et le RUP sont donc des estimateurs de qualité de la solution numérique. Ils permettent de contrôler l'homogénéité du résultat et d'identifier les failles pour lesquelles les valeurs α et RUP sont anormales. Les bons écarts sont compris entre les valeurs $0\% < \text{RUP} < 50\%$ et $0 < \alpha < 22.5$, les écarts médiocres entre $50\% < \text{RUP} < 75\%$ et $22.5 < \alpha < 45$, et les mauvais écarts entre $75\% < \text{RUP} < 200\%$ et $45 < \alpha < 180$. L'acquisition de données se fait à l'aide d'une boussole. Pour chaque faille mesurée, on détermine la certitude du mouvement (certain ou probable), le sens du cisaillement (normal, inverse, dextre ou senestre), son pendage et le pitch de la strie (si le pendage est supérieur à 45) ou sa plongée (si le pendage est inférieur à

45). Ces paramètres géométriques et cinématiques sont ensuite entrés dans la base de données du programme. Dans le cas d'une population monophasée, les critères de qualité (α et RUP) de la majorité des failles montrent de bons écarts ($0\% < \text{RUP} < 50\%$ et $0 < \alpha < 22.5$), la population de failles est homogène et compatible avec un unique tenseur des paléo-contraintes. Si le nombre de failles incompatibles avec le tenseur calculé est faible et celles-ci sont rejetées. Dans le cas d'une population polyphasée, un seul tenseur des paléo-contraintes ne peut expliquer l'ensemble des données recueillies. Nombreuses sont les failles qui présentent des valeurs anormales de α et RUP. Les failles non cohérentes sont retirées et le calcul est recommencé de façon itérative jusqu'à l'obtention d'un résultat satisfaisant. Les failles rejetées font l'objet d'un autre calcul suivant la même procédure et ainsi de suite jusqu'à ce que l'ensemble des données soit contraint par un tenseur. L'ordre de succession des événements tectoniques dans un site est généralement établi en extrapolant la chronologie des recoupements de stries ou des structures.

A.4 Interprétation des résultats

La surface de la terre étant une surface libre, elle peut être considérée comme un plan principal ce qui implique que la contrainte verticale est une contrainte principale et les deux autres contraintes sont dans le plan horizontal. Chaque type de failles : inverse, décrochante, normale, sera lié à un mécanisme de déformation fragile correspondant à des états de contraintes différents : compressif, décrochant, extensif, respectivement. Il est défini par l'orientation des trois axes de contraintes σ_1 , σ_2 et σ_3 dans l'espace (FIGURE A.5).

La signification du rapport R dans l'interprétation des résultats de l'inversion est discutée par Ritz et Taboada (1993) et Bellier et Zoback (1995). Dans le contexte d'un régime décrochant où l'axe de contrainte principale vertical est σ_2 , un rapport R égale à 0 correspond à un état transitoire avec un régime extensif, et un rapport R égal à 1 correspond à un état transitoire avec un régime compressif. Lorsque le rapport R se rapproche de ces valeurs (0 et 1; i.e., régime transpressif et régime transtensif), il faut une fluctuation mineure dans la magnitude des contraintes pour aller d'un régime décrochant, à extensif ou à compressif.

Les résultats de ces méthodes sont parfois contestés par une partie de la communauté scientifique. Elle suggère que les stries sont parallèles à l'axe de déformation minimum et non la contrainte cisailante sur le plan de glissement (Marret et Almendiger, 1991; Twiss et al., 1991). Cependant, généralement le tenseur des contraintes et le tenseur de déformation sont coaxiaux (Gapais et al., 2000). Cette divergence n'est donc pas pénalisante en termes d'interprétation géodynamique (voir paragraphe 10.1.1).

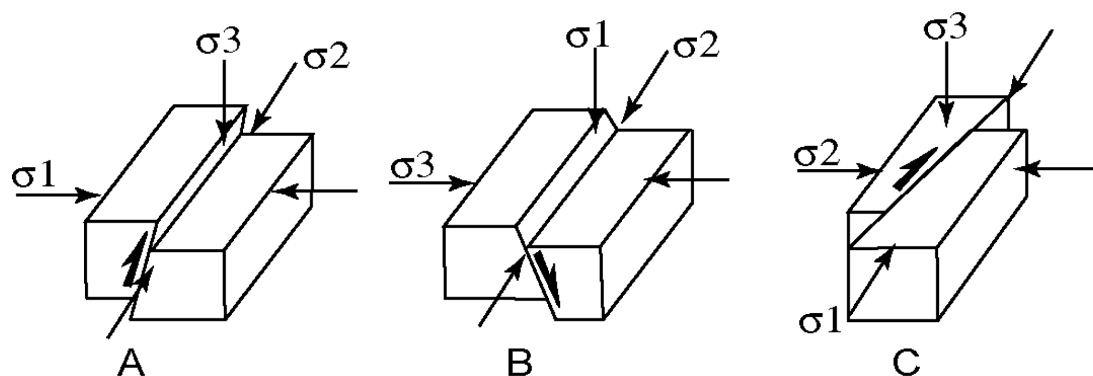


FIGURE A.5 – Principaux types de failles en fonction des directions théoriques des contraintes principales. (A) faille inverse; (B) faille normale; (C) faille décrochante.

Annexe B

Datation isotopique ^{40}K - ^{40}Ar

Dans le cadre de l'étude de l'évolution du détachement de Los Cabos (cf. Chapitre 6), j'ai réalisée des datations ^{40}K - ^{40}Ar sur six échantillons prélevés dans la shear zone et le footwall du détachement sur roche totale et minéraux séparés (biotites, amphiboles, feldspaths). Au total 18 analyses ^{40}K - ^{40}Ar ont été réalisées sur la plateforme de géochronologie du CNRS-Université de Bretagne Occidentale. La suite de cette partie résume l'ensemble des travaux analytiques et les résultats sont présentés dans le Chapitre 6.

B.1 Principes généraux

La méthode de datation isotopique potassium-argon (K-Ar) fonde ces principes sur la désintégration radioactive de l'isotope père ^{40}K en isotope fils $^{40}\text{Ar}^*$ radiogénique. Elle a été initialement proposée par Von Weizsacker en 1937 à la suite des travaux de Nier (1935) sur l'isotope ^{40}K . Son application pour la datation des roches et des minéraux débute vers 1950. Elle s'applique à une roche provenant de la solidification d'un magma dégazé, et repose sur l'hypothèse que cette roche ne contenait pas d'argon au moment de sa formation. Une datation de la roche est alors possible quand l'un de ses minéraux contient du potassium, et que le minéral a piégé la totalité de l'argon formé lors de la désintégration du ^{40}K . Les minéraux sont alors datés en mesurant les concentrations en ^{40}K et ^{40}Ar accumulées. La mesure du ^{40}Ar et ^{40}K se fait respectivement avec un spectromètre de masses et un spectromètre d'absorption. La période radioactive du ^{40}K est de 1,25 Ga. Les minéraux les mieux adaptés sont la biotite, la muscovite et les feldspaths. Le fonctionnement du chronomètre ^{40}K - $^{40}\text{Ar}^*$ est considéré comme idéal lorsque dans la roche totale ou le minéral, il n'y a pas de $^{40}\text{Ar}^*$ dans le système au moment de la cristallisation de la lave, on date alors la fermeture du système ($t_0=0$). Ainsi la désintégration radioactive de l'isotope radioactif du potassium ^{40}K dans ce système se traduit par l'équation suivante :

$$dN/dt = \lambda N \quad (\text{B.1})$$

Où dN/dt est le nombre de désintégrations atomiques pères par unité de temps, N est le nombre total d'atomes pères, λ est la constante de désintégration radioactive.

L'intégration de l'équation B.1 donne :

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (\text{B.2})$$

Où N_0 est le nombre d'atomes père à l'instant $t_0=0$ (fermeture du système), N le nombre d'atomes père subsistant au temps t .

Le nombre d'atomes radiogéniques fils ($^{40}\text{Ar}^*$ et $^{40}\text{Ca}^*$) formés à l'instant t sera :

$$D = N_0 - N = N(e^{-\lambda t} - 1) \quad (\text{B.3})$$

La durée nécessaire à la transformation en atomes fils radiogéniques de la moitié des atomes pères présents au moment t_0 est la période de désintégration radioactive d'un isotope radioactif

d'un élément. Le potassium naturel possède trois isotopes dont la composition au pourcentage atomique est : $^{39}\text{K}=93,2581\%$, $^{40}\text{K}=0,01167\%$ et $^{41}\text{K}=6,7302\%$ (Garner et al., 1976).

Seul ^{40}K est radioactif et se désintègre selon une période de désintégration de $1,25 \cdot 10^9$ ans. Sa désintégration amène simultanément à la formation de deux isotopes radiogéniques fils, le $^{40}\text{Ar}^*$ (11,0%) et le $^{40}\text{Ca}^*$ (88,88%), selon quatre processus (FIGURE A.1) :

1. la radioactivité β^- (88,88%), l'atome de ^{40}Ca résulte de la transformation d'un neutron en un proton et de l'émission d'un rayonnement β^- entraînant ainsi l'augmentation du numéro atomique de 19 à 20 ;

2. et 3. la capture électronique et la radioactivité γ (11,0%), le noyau capture un des électrons de la couche électronique la plus interne, ce qui entraîne la transformation d'un proton en un neutron diminuant ainsi le numéro atomique de 19 à 18 et produisant un atome de ^{40}Ar à l'état excité, qui recouvre l'état stable par émission d'un rayonnement λ ;

4. radioactivité β^+ (0,001%), l'émission d'un rayonnement β^+ est permise par la transformation directe d'un proton en neutron, et réduit le numéro atomique de 19 à 18 en produisant un atome ^{40}Ar .

Le ^{40}Ca est abondant à l'état naturel dans les roches et la proportion de $^{40}\text{Ca}^*$ y sera donc le plus souvent négligeable, contrairement au ^{40}Ar . De ce fait le chronomètre ^{40}K - ^{40}Ar sera utilisé pour la datation isotopique des roches. Les abondances respectives dans l'atmosphère des trois isotopes de l'argon sont (Nier, 1950) : $^{40}\text{Ar}=99,600\%$, $^{38}\text{Ar}=0,063\%$ et $^{36}\text{Ar}=0,337\%$.

Cependant, ^{40}Ar non radiogénique et non atmosphérique peut parfois être contenu dans certaines roches ou phases minérales. Il existe divers types de ^{40}Ar pouvant coexister dans certaines roches ou phases minérales, décrits selon la nomenclature proposée par Lippolt et al. (1990), inspirée de celle de Lanphere et Dalrymple (1976) :

- ^{40}Ar radiogénique qui est issu de la désintégration in situ du ^{40}K depuis l'événement à dater ;

- ^{40}Ar atmosphérique qui est le gaz rare le plus abondant dans l'atmosphère, sa composition isotopique est donnée par le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ qui est de 295,6. Cet argon est piégé au

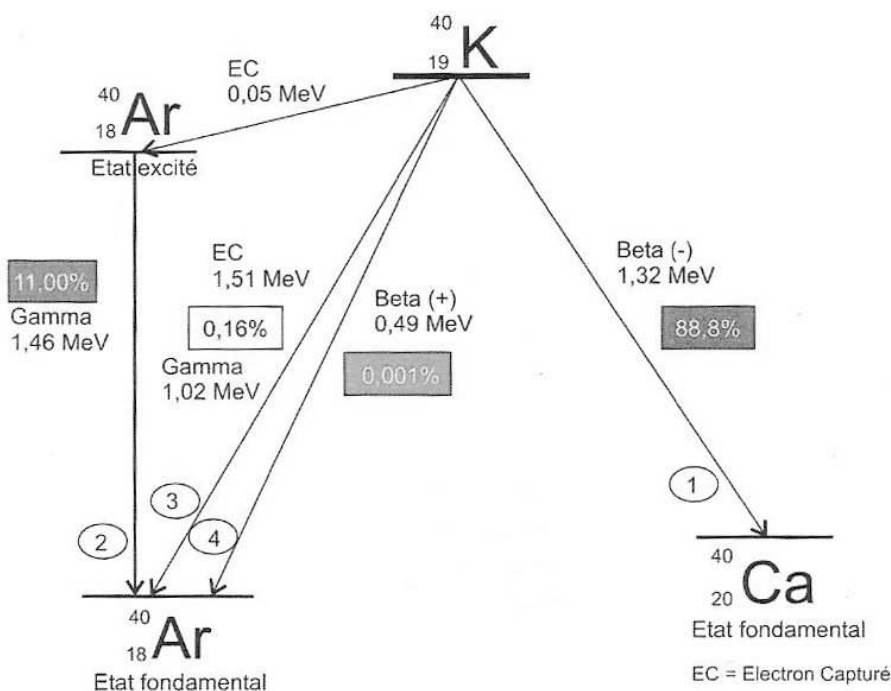


FIGURE B.1 – Désintégration de l'isotope radioactif du potassium ^{40}K (modifiée de Priadi, 1993 d'après Dalrymple et Lanphere, 1969). (1) Emission d'électrons ou rayonnement β^- ; (2) Electron capturé associé à l'émission de rayonnement γ ; (3) Electron capturé sans émission γ ; (4) Emission de positron.

moment de la cristallisation dans des phases minérales (préférentiellement en bordure) et parfois postérieurement par altération météoritique ou par une contamination d'eau de mer. Il va par la suite coexister avec l'argon radiogénique produit par la désintégration radioactive de ^{40}K après la cristallisation ;

- ^{40}Ar héritée qui est produit à l'intérieur d'un minéral par désintégration du ^{40}K avant l'événement géologique à dater. Ceci apparaît dans des roches dont la structure minérale a été déstabilisée lors d'une voir plusieurs phases de réchauffement (métamorphisme) ;

- ^{40}Ar excès qui est l' ^{40}Ar d'origine non atmosphérique incorporé dans les minéraux ou les roches par un processus autre que la désintégration in situ du ^{40}K , il s'agit en particulier d'argon de composition non atmosphérique transporté par des circulations de fluides et incorporé dans les magmas avant solidification ou dans les roches consolidées après leur mise en place ;

- ^{40}Ar étranger qui correspond à l' ^{40}Ar en excès plus l' ^{40}Ar hérité ;

- ^{40}Ar commun qui est l' ^{40}Ar atmosphérique plus ^{40}Ar en excès.

B.2 Calcul de l'âge

A partir de l'équation B.1, on peut déterminer t, l'âge du système :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln\left(1 + \frac{D}{N}\right) \quad (\text{B.4})$$

Avec dans le cas de la désintégration du ^{40}K en ^{40}Ar : N correspond au nombre d'atomes pères (^{40}K) encore présents à l'instant t, D correspond au nombre d'atomes fils ($^{40}\text{Ar}^*$ plus $^{40}\text{Ca}^*$) présents à l'instant t, et λ équivaut à λ_e plus λ_β , où λ_e est la constante de désintégration du ^{40}K en ^{40}Ar et λ_β est la constante de désintégration du ^{40}K en ^{40}Ca avec $\lambda_e=0,581*10^{-10} \text{ an}^{-1}$ et $\lambda_\beta=4,962*10^{-10} \text{ an}^{-1}$ (Steiger et Jäger, 1977).

L'équation A.4 devient alors :

$$t = \frac{1}{\lambda_e + \lambda_\beta} \ln\left[1 + \frac{^{40}\text{K}_{rad}}{^{40}\text{K}} * \frac{\lambda_e + \lambda_\beta}{\lambda_e}\right] \quad (\text{B.5})$$

L'abondance de ^{40}K dans une roche ou un minéral représente 0,0116% de celle du potassium total en atomes. Si on tient compte des valeurs des constantes de désintégration radioactive et des unités de mesure définies pour les concentrations du potassium et de l'argon, l'équation B.5 devient :

$$t = 4154,04 \cdot \log\left(1 + 142,69 \left[\frac{^{40}\text{Ar}^*}{k}\right]\right) \quad (\text{B.6})$$

L'âge t est en million d'années, $^{40}\text{Ar}^*$ est l' ^{40}Ar radiogénique en cm^3/g et K est en %. En théorie, on attribue à l'âge calculée une signification géologique (exemple : l'âge de cristallisation d'une lave), si les matériaux datés satisfont les conditions suivantes :

- ^{40}Ar présent dans le système roche totale ou minéral est d'origine radiogénique ou atmosphérique ;

- le système roche totale doit rester clos, pas de contamination ni de perte du entre autre à l'effet de l'altération ou à la contamination par l'eau de mer ;

- λ_e , λ_β et les abondances isotopiques du potassium sont constantes dans tous les systèmes roches totales ou minéraux.

B.3 Protocoles de préparation des échantillons

Une fois les échantillons choisis pour les datations, on peut dater soit la roche totale, soit une ou plusieurs phases séparées. Pour cela, on supprime les zones les plus altérées. On concasse une première fois la partie seïne. La moitié des éléments obtenus est mise de côté comme échantillon témoin. Ensuite on broie l'autre partie jusqu'à obtenir une fraction inférieure à 0,3 mm. Au fur et à mesure celle-ci est tamisée afin d'en retirer la fraction inférieure à 0,15 mm. La fraction de

granulométrie 0,3 à 0,15 mm est ensuite lavée à l'eau distillée et séchée et servira au dosage de l'argon dit en roche totale.

Une partie de la fraction de granulométrie 0,3 à 0,15 mm sert ensuite pour la séparation des minéraux qui est effectuée dans une première phase avec le séparateur magnétique isodynamique (Franz), on obtient alors une partie dite « claire » (quartz et feldspaths) et partie dite « foncée » (biotites et amphiboles pour certains). C'est deux fractions ont une pureté d'environ 80%. Sur ces deux fractions, on fait ensuite une séparation avec feuille de papier puis un tri complémentaire afin d'éliminer les phases étrangères ou les grains mixtes. Pour les échantillons GOC 04, 08 et 09, la fraction « foncée » a été tamisée (0,15 mm) afin de supprimer une fraction quartzo-feldspathique résiduelle. On obtient ainsi des fractions d'une pureté <95% sur lesquelles le dosage de l'argon sur minéraux sera effectué.

Pour finir, on réduit en poudre, avec un broyeur manuel, les préparations en grains en roche totale et minéraux séparés. Ces poudres seront utilisées pour le dosage du potassium.

B.4 Dosage du potassium par spectrométrie d'absorption atomique

B.4.1 Préparation des solutions

On pèse, avec une balance SAUTER AR 104, les poudres obtenues que l'on place dans des flacons hermétiques en polypropylène (rigide et indéformable à 100C). La quantité de poudre prise en compte dépend de la teneur en K_2O estimée et est d'environ 0,06 g pour les biotites, environ 0,08 g pour les roches totales, et environ 0,1 g pour les feldspaths. Deux pesées sont réalisées pour une même poudre afin de contrôler la qualité de la mesure en K_2O . Par la suite ces fractions sont attaquées pendant une journée par 4 ml d'acide fluorhydrique dans une étuve à 80C, ces solutions sont dites « solutions d'attaques ».

On prépare alors une solution tampon contenant 0,4 g/l de chlorure de césium ($CsCl$), 20 g/l d'acide borique (H_3BO_3) et un complément d'eau tri-distillée. Ensuite on ajoute 96 ml de cette solution tampon aux 4ml d'acide fluorhydrique contenant l'échantillon attaqué et dissout. On obtient ainsi 100 ml de « solution mère ». L'acide borique sert à complexer l'acide fluorhydrique et à dissoudre les fluorures, le chlorure de césium permet de neutraliser le phénomène de ionisation du potassium, et l'acide chlorhydrique d'ajuster le ph de la solution fille à 3-4.

La « solution fille » est réalisée par dilution à $1/25^{ième}$ par ajout d'eau tri-distillée, soit 2 ml de solution mère, 2 ml de solution de chlorure de césium et 46 ml d'eau tri-distillée. Cette solution sera directement utilisée pour le dosage du potassium.

B.4.2 Analyse par absorption atomique

Le principe de cette méthode se base sur le fait que les atomes peuvent puiser de l'énergie dans un milieu extérieur afin de passer de l'état fondamental stable à l'état excité. L'élément à doser (K), contenu dans la solution « fille » est amenée à un état d'atome au niveau d'une flamme « air-acétylène ».

Ce changement d'état se passe en trois étapes :

- la solution à doser contenant l'élément est aspirée dans la flamme et est nébulisée en très fines gouttelettes ;
- le solvant s'évapore et permet la formation de microcristaux ou de molécules gazeuses ;
- la dissociation en atomes des microcristaux ou des molécules gazeuses s'effectue sous l'effet de la chaleur de la flamme. Les deux dernières étapes sont quasi simultanées.

L'énergie nécessaire pour faire passer les atomes d'un état à l'autre est apportée sous forme lumineuse par une lampe à cathode creuse, dont la longueur d'onde est caractéristique de l'élément à doser (7664 pour K). Ainsi, on observe une diminution de l'intensité incidente émise par le tube à cathode creuse à la suite de l'absorption partielle de l'énergie par l'élément décrite par la loi de Lambert-Beer :

$$\ln(I_0/I) = K.l.C \quad (\text{B.7})$$

Où I_0 est l'intensité de la radiation émise par la lampe à cathode creuse jusqu'à la flamme, I est l'intensité lumineuse résiduelle après absorption par l'élément à doser de l'énergie nécessaire pour passer de l'état stable à excité, K est le coefficient d'absorption atomique dépendant de l'élément à doser et de la longueur d'onde du faisceau incident, l la largeur de la zone d'analyse, C la concentration des atomes à doser dans la flamme.

L'intensité de la lumière (I_0-I) absorbée dans la flamme est fonction de la concentration de K dans la solution fille. L'intensité lumineuse résiduelle est transmise à un monochromateur, puis transformée en impulsions électriques par photo multiplicateur et traduite en lecture inversée sous forme spectrale sur un papier d'enregistrement. La hauteur du pic obtenu est inversement proportionnelle à l'intensité lumineuse résiduelle mais proportionnelle à l'intensité de la lumière absorbée et donc proportionnelle à la concentration de l'élément à doser. Le spectromètre d'absorption utilisée par le laboratoire de géochimie-géochronologie est un Varian techtron AA-6.

B.4.3 Réalisation d'une courbe d'étalonnage

Il est nécessaire d'établir une courbe d'étalonnage pour chaque série d'analyse, soit environ 40 analyses pour 20 échantillons. Ceci se fait à l'aide de solution d'échantillons standards dont on connaît la teneur en K_2O (TABLEAU B.1). Elles sont préparées dans des conditions identiques à celles des solutions d'échantillons de K_2O inconnus (cf. paragraphe B.4.1). Au cours d'une série d'analyse les solutions standards sont mesurées régulièrement en alternance avec les solutions à doser. Afin de tracer la courbe d'étalonnage, on mesure d'abord sur le spectre analytique enregistré le signal de chaque solution standard.

On mesure aussi régulièrement le bruit de fond minimal du spectromètre. On utilise pour cela une solution appelée blanc, celle-ci est dépourvue de K_2O et est préparée dans les mêmes conditions que les solutions à doser (cf. paragraphe B.4.1). Par définition la transmittance du blanc est égale à 100. $T=100.x/y$.

On peut alors calculer le titre en K_2O (ppm K_2O) de chaque solution standard. Le report dans un diagramme de la transmittance de chaque solution standard en fonction du titre en K_2O permet d'établir la courbe d'étalonnage (FIGURE B.2), dont l'allure est directement liée aux paramètres de fonctionnement du spectromètre d'absorption durant la manipulation.

Solution n°	Standard	Dilution 1/n	Concentration en K_2O (ppm)	Pic mesuré (mm)	(%) Signal
Eau trid		0	0,000	0	0,00
8998	Basalte BR	25	0,161	31,75	12,70
8647	Basalte BR	25	0,286	59,50	23,80
8999	Basalte BR	25	0,460	89,00	35,60
8648	Basalte BR	25	0,761	139,00	55,60
8484	Basalte BR	25	0,904	124,50	52,60
9000	SBA1	25	1,047	149,50	59,80
9001	SBA2	25	1,572	179,00	71,60
8489	SBA3	25	1,978	196,50	78,60
8490	SBA3	25	2,314	197,13	78,85

TABLE B.1 – Analyse des standards utilisés pour établir la courbe d'étalonnage du potassium (15 mai 2013) à partir des solutions standards.

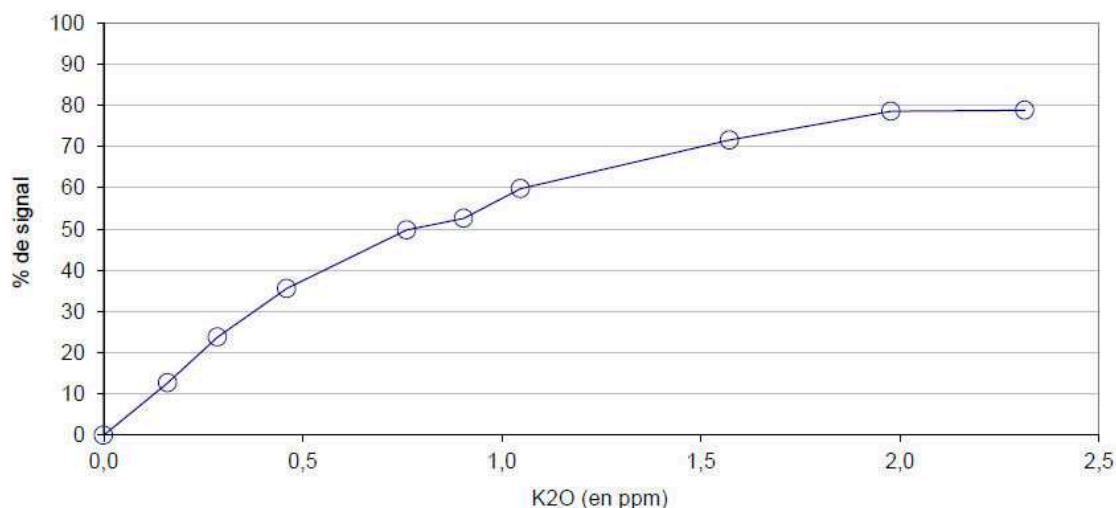


FIGURE B.2 – Courbe d'étalonnage du potassium (15 mai 2013) à partir des solutions standards. On peut voir une inflexion dans la courbe, montrant qu'un des standards de la série a eu un problème de dosage, dans les séries suivantes, cette solution a été remplacée.

B.4.4 Détermination de la teneur en K₂O des échantillons

La transmittance de chaque solution d'échantillon à doser est calculée et permet par report sur la courbe d'étalonnage de déduire directement une valeur du titre en ppm de K₂O. On calcule la teneur de K₂O de chaque échantillon en suivant la relation :

$$K_2O = (ppmK_2O * V)/m \quad (B.8)$$

Où $ppmK_2O$ est donné en ppm, K₂O en %, V volume de solution en cm³ et m poids échantillon en g.

Deux analyses indépendantes de K₂O (deux solutions mères) sont systématiquement réalisées pour chaque échantillon à dater, dans une même série d'attaque, seuls les résultats reproductibles sont retenus (différence <1%).

B.5 Dosage de l'argon par spectrométrie de masse

B.5.1 Principe de la spectrométrie de masse

Dans une enceinte où règne un vide poussé, des ions de masse m et de charge e , animés d'une vitesse acquise par une différence de potentiel V , décrivent, lors de leur passage dans un champ magnétique B , une trajectoire circulaire de rayon R , suivant la loi :

$$R = (0,144 * 10^{-3}/B) * mV/e \quad (B.9)$$

Avec B en Tesla, V en volt, et R en mètre.

Le spectromètre de masse permet d'isoler les différents isotopes d'un même élément, ici ³⁶Ar, ³⁸Ar et ⁴⁰Ar. Le champ magnétique B est fixe et la tension V variable, il est possible, par le réglage de cette tension, d'amener successivement les trajectoires d'ions de rapports m/e distincts sur le même demi-cercle et d'en mesurer les abondances successives. Dans le cas de l'argon, on mesure alors les abondances des isotopes ionisés ³⁶Ar, ³⁸Ar et ⁴⁰Ar.

Le spectromètre de masse ne permet de mesurer que des rapports entre isotopes et non la concentration de chaque isotope. De plus, on introduit un traceur qui est une méthode de dilution isotopique supplémentaire du même élément de concentration connue. Dans nos analyses, l'³⁸Ar sera utilisé comme traceur et introduit en quantité précisément connue lors de l'analyse de chaque échantillon.

Dans les cas d'une roche ou d'un minéral à dater, l' ^{38}Ar d'origine atmosphérique contenu dans l'échantillon est très peu abondant et négligeable par rapport aux concentrations ^{36}Ar et ^{40}Ar .

B.5.2 Analyse de l'argon : de l'échantillon solide à l'échantillon gazeux

L'analyse de l'argon contenu dans une roche ou un minéral dure environ 4 heures, et consiste en deux étapes majeures (TABLEAU B.2) :

- extraction du gaz par chauffage progressif de l'échantillon jusqu'à la fusion et première purification de mélange gazeux puis ultra purification du mélange gazeux,
- analyse par spectrométrie de masse des isotopes de l'argon et enfin la mesure du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique afin de corriger la discrimination du spectromètre.

Durée de l'étape	Phase	
	1	Préparation de l'échantillon gazeux; isolement du système par rapport au pompage
10'	1.1	chauffage à 0,05 A
10'	1.2	chauffage à 0,1 A
5'	1.3	chauffage à 0,15 A
5'	1.4	chauffage à 0,2 A
5'	1.5	chauffage à 0,3 A
10'	1.6	chauffage à 0,4 A, extinction de Ti 1
10'	1.7	chauffage à 0,5 A, extinction de Ti 2
10'	1.8	passage sur le deuxième tronçon; extinction de Ti 3
10'	1.9	extinction progressive du générateur HF
15'	1.10	piégeage sur le charbon activé dans l'antichambre du spectromètre
10'	1.11	fermeture de la vanne de diamètre 6; isolement de la cellule du spectromètre de masse, contrôle des paramètres de la source; pendant ce temps réchauffement du charbon et dépiégeage des gaz; contrôle des signaux du blanc de la cellule
	2	Analyse de l'échantillon gazeux par spectrométrie de masse
15'	2.1	introduction du mélange à analyser
70'	2.2	spectre de l'échantillon
10'	2.3	pompage de la cellule
5'	2.4	contrôle des signaux blanc de la cellule
15'	2.5	introduction de l'argon atmosphérique
50'	2.6	spectre de l'argon atmosphérique

TABLE B.2 – Résumé des différentes étapes et de leurs durées lors de l'analyse de l'argon.

Appareillage

Le spectromètre de masse est relié à une ligne en verre pyrex (diamètre du tube principal de 20 mm) destinée d'abord à l'extraction du gaz par chauffage progressif de l'échantillon jusqu'à fusion (FIGURE B.3). La purification du mélange gazeux consiste à isoler la fraction de gaz rares par rapport à celle des gaz actifs. La vanne V2 sépare la ligne en deux parties. La première partie comprend un dispositif de chauffage de l'échantillon par induction, deux jauges permettant de mesurer la pression dans l'enceinte et deux pièges en mousse de titane chauffés par des fours électriques. La mousse de titane agit lors de son refroidissement, de 800C à la température ambiante, en piégeant sélectivement les gaz actifs, mais peut à nouveau libérer ces gaz actifs par chauffage. La seconde partie de la ligne comprend un piège contenant quelques grains de charbon végétal pur, un ballon contenant une préparation de gaz atmosphériques lui est relié. Les guetteurs agissent en fixant les gaz actifs sur un alliage Zr-Al, lorsqu'on les soumet à une tension de 30 V. Le charbon pur à la propriété de capturer tous les gaz lorsque la température

chute à -180°C (plongé dans de l'azote liquide). Il permet le transfert de l'ensemble des gaz en aval de la vanne V4 vers le spectromètre de masse.

Le spectromètre de masse utilisé est un THOMSON CAMECA de type TSN 205 SE, il permet en présence d'un champ magnétique constant 3500 Gauss et d'une déviation de 180 des ions selon un rayon de courbure de 6 cm. Les gaz inertes analysés, ici les isotopes de l'argon, sont ionisés par bombardement d'électrons dans la chambre d'ionisation. Les électrons sont produits par un filament (13 spires et demi) de tungstène (diamètre 120 μm) parcouru par un courant d'intensité constante ($\approx 3,3\text{ A}$). Ils pénètrent dans la chambre d'ionisation par une fente latérale, avec une énergie de 50 eV suffisante pour ioniser les gaz inertes. Le faisceau d'ion ainsi obtenu est soumis dans la chambre d'ionisation à une tension d'accélération V variable. Le système est équipé d'une présélection de la tension d'accélération des ions, qui permet d'enregistrer successivement les signaux de ^{36}Ar , ^{38}Ar et ^{40}Ar par chaque échantillon analysé. Focalisé entre deux demi-plaques puis dévié dans le champ magnétique constant, il atteint alors le collecteur de Faraday. Le courant d'ion reçu par le collecteur est amplifié, puis transformé en tension par une résistance de 10^{11} Ohm et dirigé vers un voltmètre électronique (Keithley 642E) connecté à un enregistreur graphique.

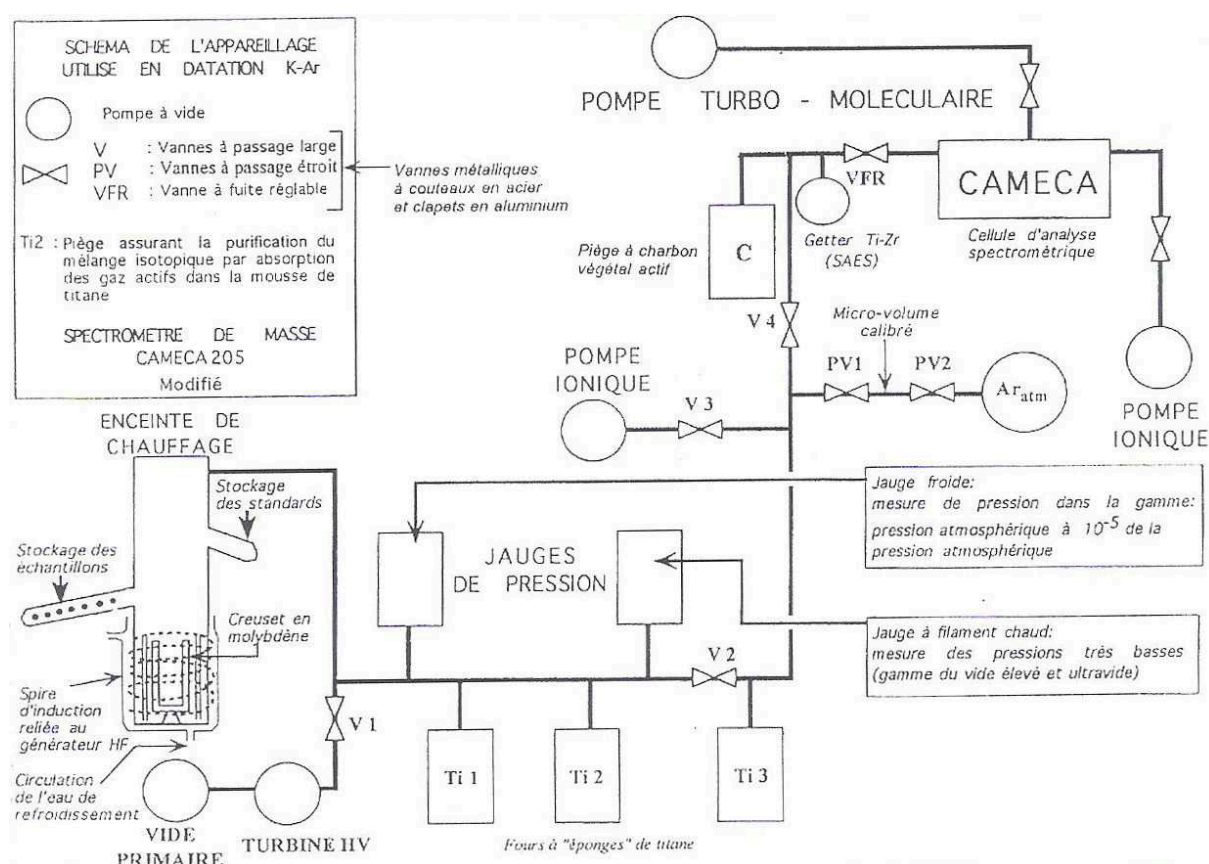


FIGURE B.3 – Schéma de l'appareillage utilisé pour le dosage de l'argon mis au point au laboratoire de Géochronologie de l'Université de Bretagne Occidentale à Brest.

Réalisation du vide dans l'enceinte

Avant toute analyse, l'ensemble de la ligne et le spectromètre de masse doivent être amenés à la pression la plus faible possible. Un vide poussé de $1,3 \cdot 10^{-6}$ à $1,3 \cdot 10^{-7}$ Hpa est réalisé dans la première partie de la ligne par une pompe turbo-moléculaire reliée à une pompe primaire pour l'évacuation des gaz, tandis que deux pompes ioniques assurent respectivement l'obtention du vide dans la seconde partie de la ligne et dans le spectromètre de masse (vannes V1, V2 et V3 sont ouvertes; FIGURE B.3). Les pièges en mousses et les guetteurs sont alors en fonction de dégazage (température de 800°C pour les pièges de titane et 30 V pour les getters. Ces conditions sont réalisées avant chaque analyse et le vide maximal est atteint dans l'ensemble de l'enceinte

au bout de quelques heures.

Chauffage de l'échantillon jusqu'à fusion

De 0,1 à 0,6 g de granulats de l'échantillon (fraction de 0,3 à 0,15 mm) est pesée, enveloppé sous forme de boulette dans une feuille d'aluminium d'environ 20 cm², à l'intérieur de laquelle a été implantée en quantité connue le traceur ^{38}Ar à l'état d'ions (implantation dans un carré central de 7 mm, à une profondeur de 300 Å dans l'aluminium, Bellon et al, 1981). L'enceinte est préparée pour une série de 12 manipulations consécutives et les boulettes d'échantillon sont stockées dans un magasin près du dispositif de fusion. Un pré dégazage de l'argon de composition atmosphérique présent entre les grains de l'échantillon et sur les parois des boulettes est effectué avant toute série de manipulations par chauffage à 150C du magasin de stockage des boulettes dans un four électrique cylindrique pendant une demi-journée. Lors d'une manipulation, la boulette de l'échantillon à analyser est placée à l'intérieur d'un creuset cylindrique de pyrex (FIGURE B.3). Après la fermeture de la vanne 1 et 2, et vérification de la pression dans la ligne par la jauge à filament chaud, débute le chauffage de l'échantillon par induction jusqu'à fusion 1500C. La température à l'intérieur du creuset en molybdène est augmentée progressivement et contrôlée par l'intermédiaire de l'intensité du courant de l'anode du générateur haute fréquence (augmentation de 0,05 à 0,45 A). L'augmentation de la température doit être lente au début du processus de chauffage, afin d'éviter toute réaction violente dans le cas d'un échantillon riche en gaz. L'extraction de l'ensemble des gaz contenus dans l'échantillon s'effectue progressivement lors de son chauffage jusqu'à fusion complète. Elle se traduit par une augmentation de la pression au niveau de la première partie de la ligne, généralement détectable après 15 minutes de chauffage.

Purification du mélange gazeux

Le chauffage de l'échantillon jusqu'à la fusion permet l'extraction d'un mélange gazeux composé à la fois de gaz actifs (H_2O , CO_2 , N_2 , H_2 , O_2 ...) et de gaz inertes (gaz rares dont essentiellement de l'argon). Le rapport gaz actifs/gaz inertes est alors de l'ordre de 10^5 . Il nécessite une purification importante du mélange gazeux afin de garantir la qualité de l'analyse isotopique des seuls gaz inertes. La purification débute dans la première partie de la ligne par le piégeage sélectif en cascade des gaz actifs par la mousse des fours titanes lors de leur refroidissant. On débute le piégeage environ 30 à 45 minutes après le début du chauffage de l'échantillon par l'arrêt du four Ti1 puis 10 minutes plus tard par Ti2 (FIGURE B.3). Le piégeage des gaz actifs produit une chute rapide de la pression dans la première partie de la ligne. Cette pression est de l'ordre de 10^{-3} Hpa au moment de l'ouverture de la vanne V2 permettant au gaz de pénétrer dans la seconde partie de la ligne. La purification du mélange gazeux se poursuit dans cette seconde partie par l'extinction du four à mousse de titane T3. Le chauffage de l'échantillon se termine alors avec l'extinction du générateur à haute fréquence. Le mélange gazeux est transféré dans la troisième partie de la ligne (aval de V4) par le piégeage exercé par le charbon végétal maintenue à -180 par de l'azote liquide. Après la fermeture de la vanne V4, la purification du mélange gazeux est achevée par le getter Ti-Zr (tension = 0 V). Les guetteurs agissent en fixant les gaz actifs sur un alliage Zr-Al, lorsqu'on les soumet à une tension de 30V.

Au terme de cette purification, le mélange gazeux comprend environ 90% d'argon et 10% de gaz actifs résiduels.

Analyse des isotopes de l'argon par spectrométrie de masse

Après avoir mesuré l'argon résiduel contenu dans le spectromètre de masse, les gaz de l'échantillon et du traceur y sont introduits par ouverture de la vanne à fuite réglable VFR (FIGURE B.3). Les pics des isotopes ^{40}Ar et ^{36}Ar de l'échantillon et ^{38}Ar du traceur sont enregistrés successivement par sélection de leur tension d'accélération respective. La hauteur maximale du sommet des pics est atteinte quelques minutes après l'introduction des gaz ; quatre séries de mesures des isotopes ^{40}Ar , ^{38}Ar et ^{36}Ar sont alors successivement effectuées.

Mesure du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique

La valeur du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ dans l'atmosphère est de 295,6 (Nier, 1950). Le spectromètre de masse utilisé pour la datation isotopique ^{40}K - ^{40}Ar mesurent le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique différent de 295,6, qui varie en fonction de la pression de ^{40}Ar introduit dans le spectromètre. Donc, il devient indispensable de faire la détermination de la valeur du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique correspondant à l'échantillon que l'on vient d'analyser. Après un temps de pompage ionique (entre 5 et 10 minutes) de la cellule du spectromètre et du volume compris entre V4 et la VFR (pompage au travers de V3 pour ce volume; FIGURE B.3), consécutif à l'analyse des gaz de l'échantillon, une dose d'argon atmosphérique est prélevée dans l'inter-vanne 1 cm^3 (PV1-PV2) (abaissement de la pression dans le ballon réalisée en refroidissant le charbon à l'azote liquide pendant un temps adéquat en fonction de la pression désirée), l'argon est dilué dans le volume de ligne compris entre V2, V3 et la VFR (FIGURE B.3). Le volume compris entre V2, V3, V4 et PV2 avait été remis en pompage ionique au travers de V3 quelques minutes après l'introduction des gaz de l'échantillon dans le spectromètre. La cellule du spectromètre est isolée de sa pompe ionique et le contrôle de pression la résiduelle est effectué (5 à 6 minutes). L'introduction de l'argon atmosphérique s'ensuit immédiatement jusqu'à une pression légèrement supérieure à la pression désirée. La VFR est refermée et le volume compris entre V2, V3, la VFR et PV2 est pompé au travers de V3.

B.5.3 Exploitation des résultats : calcul de l'âge

Les FIGURES B.4 et B.5 montrent un exemple d'exploitation d'un spectre d'argon pour le calcul de l'âge d'un échantillon, où sont précisés les caractéristiques de l'échantillon, du traceur ^{38}Ar , le numéro de la manipulation, la masse d'échantillon fondue et sa teneur de K_2O . La hauteur des pics des isotopes ^{40}Ar et ^{36}Ar de l'échantillon et du ^{38}Ar du traceur est mesurée puis corrigée suite à l'apport d'argon résiduel contenu dans le spectromètre de masse avant le début de l'analyse, ainsi que des faibles concentrations de 10^{-4} atome de ^{36}Ar pour un atome de ^{38}Ar du traceur. Les rapports mesurés $^{40}\text{Ar}_{\text{total}}/^{36}\text{Ar}$ et $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de l'échantillon sont alors calculés. Ces rapports doivent être corrigés à l'aide du coefficient δ de discrimination de masse, afin de tenir compte de la différence entre la valeur mesurée et la valeur théorique du rapport d'argon atmosphérique. Les valeurs mesurées puis corrigées sont alors introduites dans le calcul de l'âge.

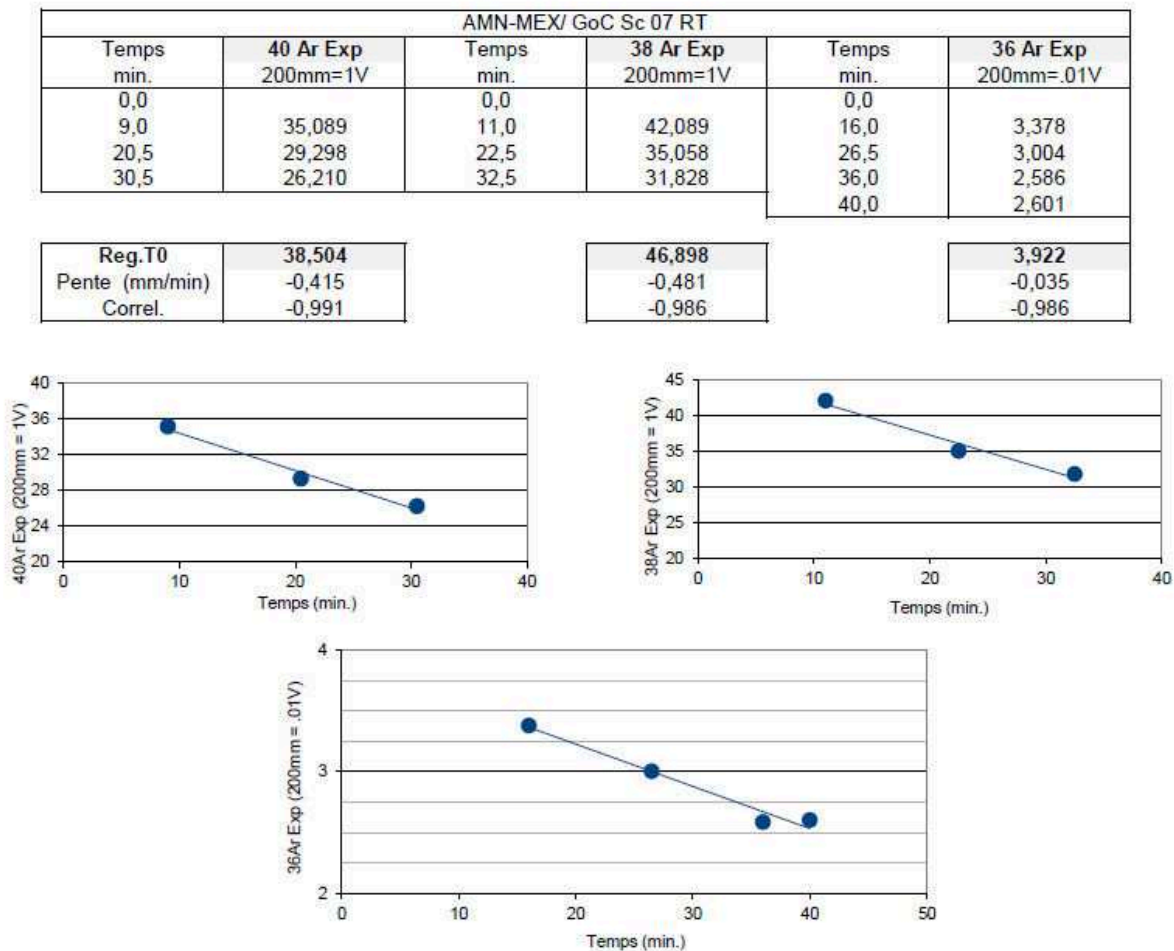


FIGURE B.4 – Exemple d’un tableur d’un spectre d’argon d’un échantillon.

40Ar Exp (mm): 38,504 Sensibilité (V): 1,00 40Ar rés (mm/10mV): 36Ar Exp (mm): 3,922 Sensibilité (V): 0,01 36Ar rés (mm/10mV): 38Ar Exp (mm): 46,898 Sensibilité (V): 1,00 38Ar rés (mm/10mV):	40Ar Atm (mm): 22,683 Sensibilité (V): 1,00 40Ar rés(mm/10mV): 36Ar Atm (mm): 9,269 Sensibilité (V): 0,01 36Ar rés(mm/10mV): Contam. 36/38: 1,20E-04 Contam. 40/38:	% K2O 1,76 Pds Fondu (g): 0,2528 Tr 38Ar (E-07cc): 15,2000 Inc, sur K (%): 1,00 Inc, sur Tr 38Ar (%): 2,00 Inc, sur 40Ar/38Ar (%): 0,50 Inc, sur 38Ar/36Ar (%): 0,50 Inc, sur Coef, Dis, (%): 0,70	40K (mole): 1,102E-08 Tr 38Ar (mole): 6,786E-11 Cible 38Ar : 6f-2B
40Ar/36Ar Exp: 1146,22 38Ar/36Ar Exp: 1396,10 40Ar/38Ar Exp: 0,82	40Ar/36Ar Atm Mes: 238,00 40Ar/36Ar Atm Util: 238,00 Coef. Discrim.: 0,061	40Ar/36Ar Vrai: 1423,62 38Ar/36Ar Vrai: 1565,04 40Ar*/36Ar Vrai: 1128,02 40Ar*/38Ar Vrai: 0,72	40Ar/38Ar Vrai: 0,91 38Ar/36Ar Vrai (Atm -/+2): 1572,38 40Ar*/36Ar Vrai (Atm -/+2): 1140,09
AGE t (Ma): 74,81 Incertitude (+/-Ma): 1,75 Incertitude (+/-%) : 2,33 Incertitude (+/-Ma): 1,96 Incertitude (+/-%) : 2,63	Cox et Dalrymple (1967) Mahood et Drake (1982)	40Ar* / g (cc): 4,334E-06 40Ar*/40Ar Tot (%): 79,2 36Ar Exp (cc): 9,712E-10 36Ar Ech / g (cc): 40K/36Ar	

AMN-MEX/ GoC Sc 07 RT
13-024 B 7509-2

AGE t (Ma) (pour Atm-2): 75,25
AGE t (Ma) (pour Atm+2): 74,37

Sans mesure de résiduels.

Analyse réalisée le 25 avril 2013

FIGURE B.5 – Exemple du calcul de l’âge d’un échantillon.

Annexe C

Supporting Information for "Miocene detachment faulting predating EPR propagation : Southern Baja California"

Supporting Information for

Miocene detachment faulting predating EPR propagation: Southern Baja California

Anna Bot¹, Laurent Geoffroy¹, Christine Authemayou¹, Hervé Bellon¹, David Graindorge¹ and Raphaël Pik²

¹LDO, Université de Bretagne Occidentale, UMR/CNRS 6538, IUEM, Plouzané, France

²CRPG, Université de Lorraine, UMR/CNRS 7558, Vandœuvre-lès-Nancy, France

Introduction

We present supplementary microprobe analyses for four samples: two samples (a granite, GOC 04, and a granodiorite, GOC 05) collected within the shear zone and two samples collected away from the shear zone (a diorite (GOC 08), and an granitic dike (GOC 09)).

Microprobe analyses show that samples GOC 04, GOC 05 are affected by intense fracturing, especially for the plagioclases (Figures S1 and S3). GOC 04 and GOC 05 show little spots of adularia containing up to 15-17 wt.% of K₂O within the crystals, being mainly developed around cracks cross-cutting the feldspars (Tables S1 and S3 and Figures S2).

The GOC 08 contains feldspars (plagioclases) with large areas moderately enriched in potassium (~10 wt.%) (Figure S4, S5 and Table S3). This suggests that adularia formed here due to a temperature-controlled intracrystalline diffusion of K at the footwall of the shear zone.

The biotites from GOC 09 (Figure S6 and Table S4) are small compared to the general size of minerals in the rock and display a remarkable freshness. Therefore, they are considered as newly crystallized phases in agreement with a young age at 18.15 ± 0.43 Ma.

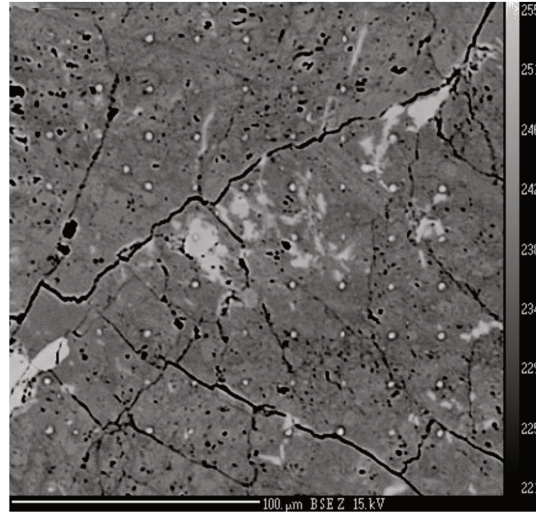


Figure S1. Microprobe analyses of GOC 04 with back-scattered electron images (BSE), with statistic microprobe analyses measured with a step of 20 μm (analyses in Table S1).

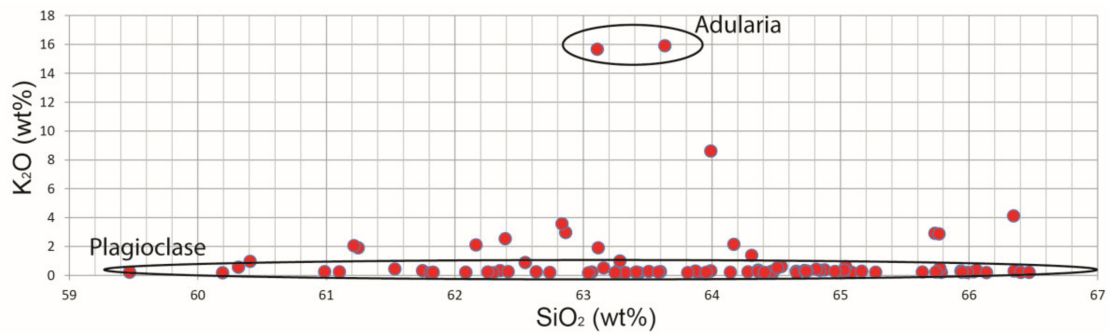


Figure S2. K₂O-SiO₂ plot from statistic microprobe analyses of GOC 04 (Table S1).

ANNEXE C. SUPPORTING INFORMATION FOR "MIOCENE DETACHMENT
 FAULTING PREDATING EPR PROPAGATION : SOUTHERN BAJA CALIFORNIA"

35 / 75 .	GOC 04	10.0191	0.0092	64.2818	22.18	3.0915	0.0429	0.0787	0.000	0.0268	0.2371	0.000	0.000	0.0099	99.9772
35 / 76 .	GOC 04	10.2285	0.000	64.36	21.3063	2.4768	0.0215	0.0227	0.000	0.0293	0.3523	0.000	0.000	0.0313	98.8287
35 / 77 .	GOC 04	10.5816	0.0108	65.9881	21.0656	1.8577	0.000	0.0084	0.0153	0.0171	0.1946	0.000	0.0153	0.0223	99.7767
35 / 78 .	GOC 04	11.0725	0.000	65.9456	21.3416	1.8979	0.083	0.0239	0.0319	0.0122	0.2098	0.000	0.000	0.0058	100.6244
35 / 79 .	GOC 04	9.24	0.009	62.7399	22.9827	4.3853	0.000	0.0191	0.0344	0.0194	0.1905	0.000	0.001	0.000	99.6213
35 / 80 .	GOC 04	0.8475	0.0207	63.1096	18.6116	0.1826	0.000	0.0474	0.0152	0.000	15.6542	0.000	0.000	0.4507	98.9396
35 / 81 .	GOC 04	9.7953	0.0856	63.2863	22.2997	2.5292	0.0375	0.0644	0.000	0.0389	0.9838	0.000	0.000	0.000	99.1209
35 / 82 .	GOC 04	9.7015	0.017	63.8138	22.338	3.4326	0.0094	0.0513	0.000	0.0244	0.1853	0.000	0.000	0.000	99.5732
35 / 83 .	GOC 04	9.7958	0.019	63.5105	22.3977	3.4866	0.000	0.0238	0.0204	0.0049	0.2562	0.000	0.000	0.000	99.5149
35 / 84 .	GOC 04	10.2605	0.000	65.0314	21.616	2.1731	0.0268	0.0453	0.0255	0.000	0.3472	0.000	0.000	0.000	99.5258
35 / 85 .	GOC 04	10.1485	0.0124	64.9585	21.4421	2.4543	0.051	0.000	0.000	0.0269	0.2658	0.000	0.000	0.0305	99.39
35 / 86 .	GOC 04	10.1947	0.0308	64.3605	22.1534	2.9024	0.0067	0.0215	0.0013	0.0268	0.2577	0.000	0.000	0.0247	99.9806
35 / 87 .	GOC 04	9.127	0.0417	62.6351	23.0378	4.1368	0.0201	0.0501	0.0191	0.0073	0.2361	0.000	0.0089	0.000	99.3201
35 / 88 .	GOC 04	9.6206	0.0166	63.9585	22.0133	3.0942	0.0684	0.0072	0.0025	0.0244	0.2109	0.0079	0.0086	0.0008	99.0338
35 / 89 .	GOC 04	9.1663	0.0161	62.0863	23.3924	4.661	0.004	0.031	0.000	0.0097	0.1995	0.000	0.018	0.0429	99.6274
35 / 90 .	GOC 04	9.3783	0.0081	62.2576	22.1618	3.664	0.0054	0.0238	0.014	0.0292	0.2163	0.000	0.000	0.0338	97.7923
35 / 91 .	GOC 04	0.4381	0.1919	45.6999	37.115	0.0579	0.0656	0.4357	0.0139	0.0071	10.5839	0.000	0.0065	0.0708	94.6864
35 / 92 .	GOC 04	8.1101	0.0289	61.249	24.5567	3.0765	0.0402	0.000	0.0382	0.000	1.8928	0.000	0.000	0.0429	99.0353
35 / 93 .	GOC 04	9.3794	0.0121	63.0417	22.4046	3.7626	0.0429	0.0632	0.0064	0.000	0.1664	0.000	0.000	0.000	98.8792
35 / 94 .	GOC 04	9.037	0.0128	60.1946	20.4264	2.7207	0.0214	0.000	0.000	0.0073	0.1721	0.000	0.0042	0.000	92.5966
35 / 95 .	GOC 04	7.6249	0.0653	61.2157	25.1304	3.4431	0.000	0.1024	0.000	0.0145	2.0395	0.000	0.000	0.000	99.6358
35 / 96 .	GOC 04	9.0306	0.0269	62.5493	22.0347	3.4676	0.000	0.0238	0.000	0.0243	0.8784	0.000	0.0315	0.0272	98.0945
35 / 97 .	GOC 04	9.7568	0.0232	63.585	22.0152	3.1865	0.000	0.0107	0.000	0.0414	0.2191	0.000	0.000	0.000	98.838
35 / 98 .	GOC 04	10.7758	0.019	66.4691	21.1318	1.5213	0.0187	0.0238	0.000	0.0269	0.1975	0.000	0.000	0.000	100.184
35 / 99 .	GOC 04	10.088	0.006	64.4107	22.0809	2.9165	0.000	0.0155	0.051	0.0146	0.1923	0.000	0.0004	0.0288	99.8049
35 / 100 .	GOC 04	10.3648	0.0272	65.1673	21.6102	2.236	0.0161	0.0024	0.000	0.0122	0.2677	0.000	0.000	0.051	99.7548

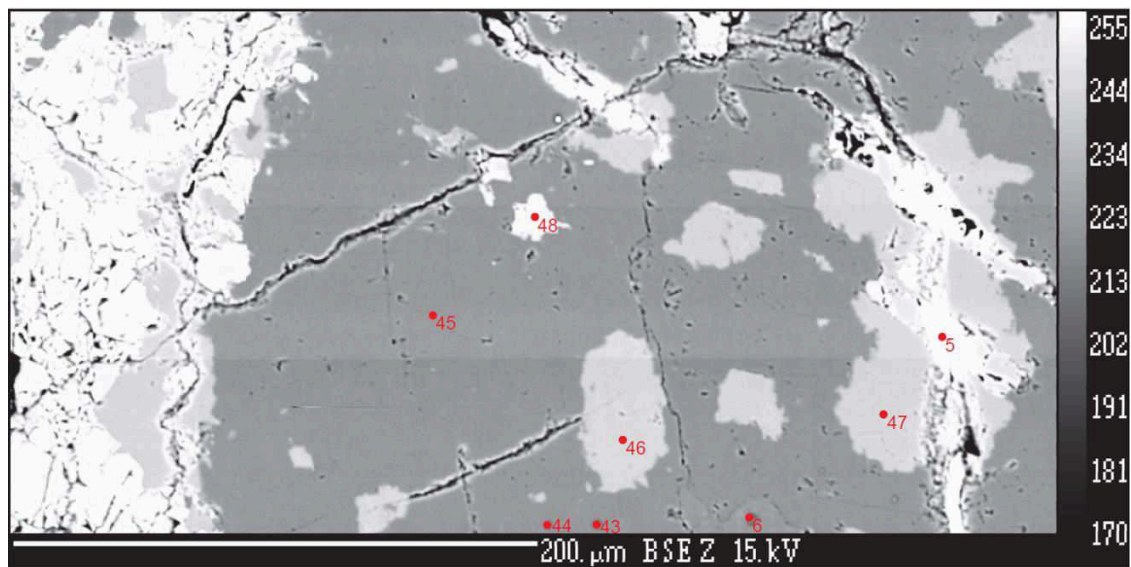


Figure S3. Microprobe analyses of GOC 05 with back-scattered electron images (BSE), the points correspond to the location of dataset of Table S3.

DataSet/Point	Comment	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	CaO	TiO2	FeO	MnO	P2O5	K2O	Cr2O3	NiO	BaO	Total	Mineral
5 / 1.	GOC 05	0.0582	9.8766	27.2921	16.5744	0.2302	0.0504	32.7537	0.5861	0.0618	0.1234	0.0018	0.000	0.000	87.6088	Fracture with high Fe
6 / 1.	GOC 05	0.0046	0.0031	100.8853	0.034	0.0699	0.0501	0.0651	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	101.1121	Quartz
43 / 1.	GOC 05	11.8227	0.000	67.8958	19.7262	0.2043	0.000	0.0071	0.014	0.0196	0.0886	0.000	0.0292	0.000	99.8077	Plagioclase
44 / 1.	GOC 05	11.3972	0.0213	67.9984	19.4748	0.2413	0.000	0.0511	0.0343	0.000	0.0683	0.000	0.0095	0.0508	99.3472	Plagioclase
45 / 1.	GOC 05	11.5479	0.0212	68.2798	19.9326	0.3575	0.0347	0.000	0.000	0.000	0.1442	0.000	0.000	0.0016	100.3195	Plagioclase
46 / 1.	GOC 05	0.2428	0.0125	63.4853	18.4673	0.0097	0.000	0.0295	0.000	0.000	17.0355	0.000	0.0109	0.4657	99.7593	Adularia
47 / 1.	GOC 05	0.6885	0.000	63.8584	18.5042	0.0377	0.000	0.0566	0.0152	0.000	16.1874	0.000	0.0119	0.452	99.812	Adularia
48 / 1.	GOC 05	0.2763	0.02	63.1571	18.259	0.0011	0.0402	0.0731	0.000	0.0023	16.9309	0.000	0.000	0.2694	99.0294	Adularia

Table S2. Microprobe analyses of GOC 05 (the points are located in Figure S3).

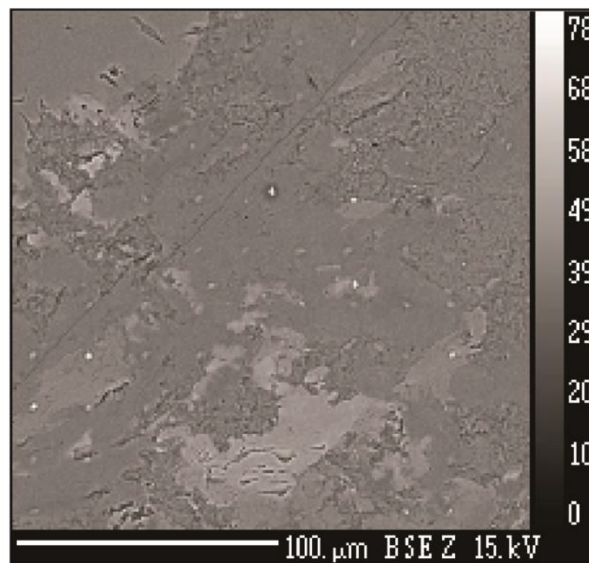


Figure S4. Microprobe analyses of GOC 08 with back-scattered electron images (BSE), with statistic microprobe analyses measured with a step of 20 μm (analyses in Table S3).

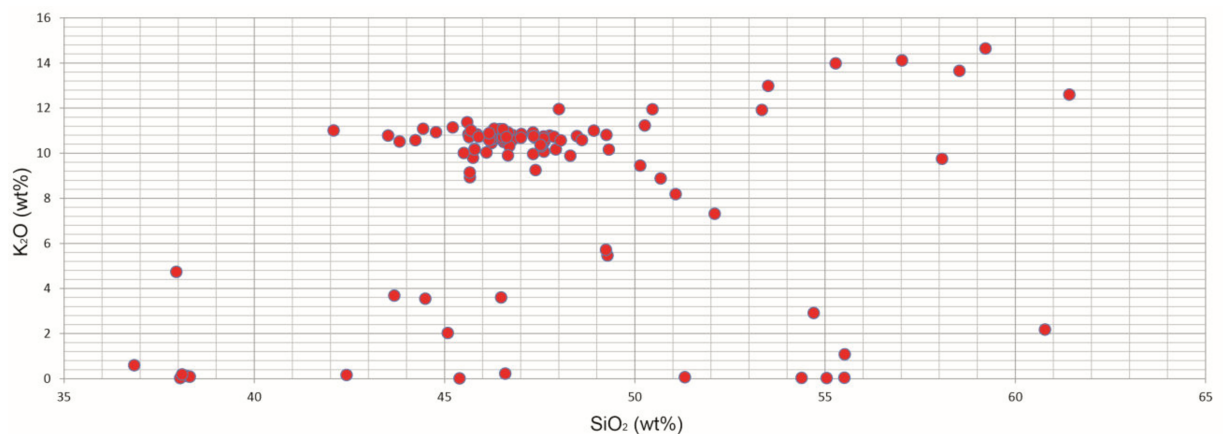


Figure S5. K2O-SiO2 plot from statistic microprobe analyses of GOC 08 (Table S3).

39 / 75 .	GOC-8-1	1.3407	0.2962	48.3028	35.5483	0.6378	0.0199	0.1517	0.029	0.000	9.8894	0.000	0.000	0.1521	96.3679
39 / 76 .	GOC-8-1	0.2563	2.3657	46.1724	29.7359	0.1534	0.0465	0.4774	0.000	0.000	10.5878	0.000	0.000	0.1161	89.9118
39 / 77 .	GOC-8-1	0.2832	1.5492	49.2534	34.295	0.1511	0.0572	0.334	0.0504	0.007	10.8104	0.000	0.000	0.1897	96.9806
39 / 78 .	GOC-8-1	0.48	0.5115	42.0857	33.4311	0.1629	0.012	0.2372	0.0327	0.0163	11.0069	0.000	0.0092	0.1447	88.1302
39 / 79 .	GOC-8-1	0.134	0.1303	44.7742	37.29	0.0543	0.000	0.1222	0.000	0.000	10.9355	0.000	0.000	0.1292	93.5699
39 / 80 .	GOC-8-1	0.0973	0.825	46.665	35.0196	0.0915	0.000	0.2174	0.005	0.0187	10.9169	0.000	0.000	0.0736	93.9301
39 / 81 .	GOC-8-1	5.563	0.0841	55.5138	28.1873	8.5216	0.0107	0.0874	0.000	0.000	1.0777	0.000	0.000	0.0476	99.0931
39 / 82 .	GOC-8-1	0.5089	0.0536	53.3372	30.1437	0.6698	0.008	0.0552	0.0643	0.0047	11.9194	0.000	0.000	0.8193	97.584
39 / 83 .	GOC-8-1	3.0075	0.5079	49.2412	37.4777	0.3268	0.0066	0.2769	0.0076	0.0191	5.715	0.000	0.0152	0.1306	96.732
39 / 84 .	GOC-8-1	0.9406	0.1821	46.6638	35.3796	0.4393	0.0106	0.0659	0.000	0.0141	9.9049	0.000	0.000	0.1129	93.7137
39 / 85 .	GOC-8-1	0.2094	0.1162	45.6948	36.9923	0.0671	0.000	0.0235	0.000	0.000	11.0063	0.000	0.000	0.1382	94.2478
39 / 86 .	GOC-8-1	0.1394	0.3072	46.3012	37.2149	0.0872	0.0465	0.1304	0.000	0.000	11.0876	0.000	0.0023	0.1495	95.4663
39 / 87 .	GOC-8-1	0.4369	0.9938	46.099	34.4981	0.1925	0.000	0.2045	0.000	0.007	10.0336	0.000	0.0255	0.1823	92.6733
39 / 88 .	GOC-8-1	1.9639	0.3785	47.3926	33.0696	0.7	0.000	0.1093	0.0504	0.0306	9.2488	0.000	0.0243	0.0891	93.0571
39 / 89 .	GOC-8-1	1.8955	0.5562	44.2339	35.9725	0.1413	0.000	0.1186	0.0013	0.0491	10.5778	0.000	0.0056	0.1592	93.711
39 / 90 .	GOC-8-1	0.1791	0.2688	43.815	36.3917	0.0234	0.0929	0.1726	0.0428	0.0258	10.5186	0.000	0.000	0.1862	91.7168
39 / 91 .	GOC-8-1	6.2061	0.0165	55.5057	27.8964	10.1506	0.000	0.0189	0.0291	0.0237	0.0453	0.000	0.000	0.0041	99.8962
39 / 92 .	GOC-8-1	5.7237	0.000	55.0402	28.1549	10.4241	0.0133	0.000	0.000	0.0473	0.0307	0.000	0.037	0.0303	99.5016
39 / 93 .	GOC-8-1	5.2823	0.0028	54.3822	28.9178	11.1772	0.0401	0.0071	0.0076	0.0284	0.0332	0.000	0.000	0.000	99.8787
39 / 94 .	GOC-8-1	1.0538	0.0626	61.4185	22.0492	2.5748	0.0414	0.0672	0.0329	0.0163	12.6009	0.000	0.000	0.6421	100.5598
39 / 95 .	GOC-8-1	0.2999	0.1558	47.3382	37.5639	0.1595	0.0548	0.0674	0.019	0.0378	10.7519	0.000	0.007	0.074	96.5294
39 / 96 .	GOC-8-1	0.0684	1.1673	46.5337	34.709	0.0557	0.0147	0.37	0.000	0.000	11.0625	0.000	0.000	0.2598	94.2412
39 / 97 .	GOC-8-1	0.0453	0.6277	45.8967	35.9406	0.9055	0.000	0.2599	0.0532	0.0188	10.7306	0.000	0.000	0.1644	94.6428
39 / 98 .	GOC-8-1	0.1032	1.0908	46.1726	34.4641	0.0963	0.0267	0.2126	0.0595	0.04	10.8896	0.000	0.0155	0.152	93.3229
39 / 99 .	GOC-8-1	0.2424	0.8395	47.5217	35.2631	0.1251	0.0321	0.1949	0.0493	0.0378	10.3652	0.000	0.000	0.1339	94.805
39 / 100 .	GOC-8-1	0.2489	1.4372	46.6231	33.6446	0.0674	0.012	0.2881	0.0076	0.0047	10.7105	0.000	0.000	0.28	93.3241

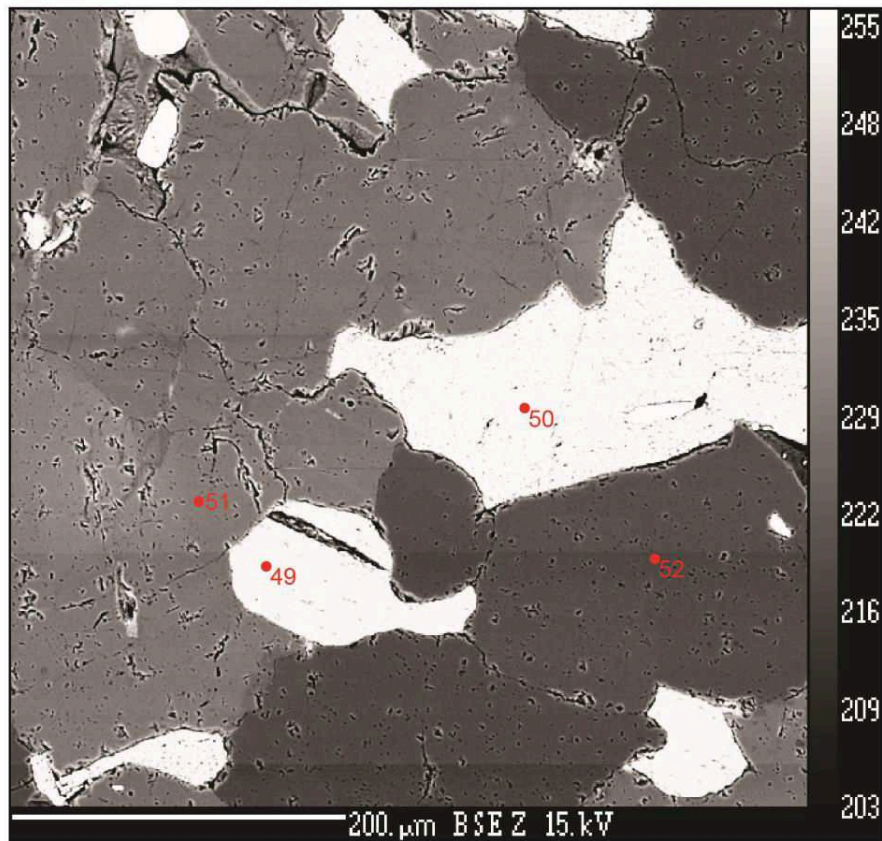


Figure S6. Microprobe analyses of GOC 09 with back-scattered electron images (BSE), the points correspond to the location of dataset of Table 4.

ANNEXE C. SUPPORTING INFORMATION FOR "MIOCENE DETACHMENT
 FAULTING PREDATING EPR PROPAGATION : SOUTHERN BAJA CALIFORNIA"

DataSet/Point	Comment	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	CaO	TiO2	FeO	MnO	P2O5	K2O	Cr2O3	NiO	BaO	Total	Mineral
49/1	GOC 09	0.0442	9.5815	35.1013	17.4916	0.0649	3.5583	19.1102	0.2882	0.0045	9.9217	0.000	0.0115	0.1887	95.3665	Biotite
50/1	GOC 09	0.0534	9.2513	35.1617	17.5802	0.0689	3.4259	19.5913	0.2693	0.000	9.9392	0.000	0.0297	0.1287	95.4995	Biotite
51/1	GOC 09	7.5851	0.0076	59.2321	25.3231	7.2	0.0255	0.025	0.000	0.0289	0.1536	0.000	0.0143	0.0635	99.6587	Plagioclase
52/1	GOC 09	0.000	0.000	99.8713	0.0195	0.0064	0.0337	0.0444	0.0193	0.000	0.0131	0.000	0.0026	0.0075	100.0178	Quartz

Table S4. Microprobe analyses of GOC 09 (the points are located in Figure S6).

Annexe D

Détermination des mécanismes au foyer et régime de contrainte

Un des objectifs de l'acquisition de données sismologiques était de déterminer à partir des mécanismes au foyer l'état de contrainte actuel de la région de la Paz. En effet les mécanismes au foyer sont une représentation du plan de rupture qui contient le point de départ ou foyer des ondes sismiques, ils sont caractérisés à partir du rayonnement des ondes P définissant ses deux plans nodaux, dont l'un est le plan de faille et l'autre le plan auxiliaire, perpendiculaire au mouvement sur le plan de faille.

D.1 Principe et caractérisation de la source sismique

D.1.1 Moment sismique et notion de double couple

La source des tremblements de terre, située à plusieurs kilomètres de profondeur, n'est pas directement observable. Des modèles mathématiques permettent de relier le déplacement observé en surface aux effets de source et de propagation des ondes (Aki et Richards, 1980). La source sismique, événement ponctuelle, est représentée par le tenseur des moments sismiques qui caractérise la radiation et sa géométrie de la source sismique. Un séisme est assimilé à un glissement qui se produit le long d'un plan de faille, on peut alors simplifier le tenseur des moments sismiques à l'équivalent d'une force. Il s'agit du modèle double couple de force où un couple de force est associé à la faille et au glissement et un autre est perpendiculaire à la faille : ces deux couples de force définissent deux plans dits plans nodaux.

Le tenseur des moments sismiques dans un repère cartésien est alors centré sur le foyer du séisme et peut s'exprimer en fonction de trois angles décrivant la géométrie et la nature de la faille (FIGURE D.1 ; Aki et Richards, 2002) tel que :

- ϕ est l'azimut de la faille (« strike »), mesuré dans le sens des aiguilles d'une montre entre le Nord et l'intersection du plan de faille avec le plan horizontal ;
- δ est le pendage de la faille (« dip »), mesuré dans le plan vertical entre le plan de faille et le plan horizontal ;
- λ est l'angle de glissement sur la faille (« rake »), mesuré sur le plan de faille entre l'horizontale et la direction du glissement.

D.1.2 Polarités des ondes P

Les caractéristiques et la nature de la faille peuvent être déterminés à partir du rayonnement des ondes P. L'énergie rayonnée sur les plans nodaux est nulle et les plans nodaux délimitent des zones où le premier mouvement de l'onde P est en compression et celle où le premier mouvement est en dilatation. On appelle polarité le sens du premier mouvement à l'arrivée de l'onde P. Si le mouvement de l'onde P est en compression, alors la polarité est dite positive. Au contraire si le mouvement de l'onde P est en dilatation, alors la polarité sera négative.

Les polarités s'organisent selon quatre quadrants (dièdres droits) définissant le mécanisme au foyer, dont deux sont en compression (généralement représentés en noir) et deux en dilatation (généralement représentés en blanc). Ils sont séparés par les deux plans nodaux orthogonaux, dont l'un est le plan de faille et l'autre un plan virtuel, appelé plan auxiliaire. L'identification du plan de faille parmi les deux plans nodaux fait appel à des arguments d'ordre géologique ou statistique. Les polarités mesurées sont reportées sur une sphère centrée sur le foyer du séisme, dont l'hémisphère inférieur (le plus courant) ou supérieur est projeté sur le plan équatorial (projection stéréographique équi-aréale de Schmidt). On utilise pour cela l'angle d'incidence et l'azimut à la source des rais calculés pour un modèle de vitesse et une localisation de l'événement donnés. Les deux plans nodaux sont alors positionnés selon la distribution des polarités. On accède ensuite aux axes P et T, situés à 45° de chacun des plans, qui traversent respectivement les quadrants en dilatation et en compression.

Cette méthode a été employée pour déterminer les mécanismes au foyer pour les séismes de notre réseau.

D.2 Calcul des solutions focales

D.2.1 Sélection des événements

Lors du pointage de l'arrivée des ondes P, on peut déterminer la polarité de l'onde sur la composante verticale lorsque la qualité du signal le permet. Lorsque cette arrivée présente une amplitude nette et forte par rapport au reste du signal, on dit qu'elle est impulsive (I), au contraire, une arrivée moins marquée et plus faible sera qualifiée d'émergente (E) (exemple FIGURE 9.6). Les ondes émergentes sont situées proches des plans nodaux ou bien ce sont des ondes coniques (P_n ou S_n) qui présentent de faibles amplitudes.

La qualité de la lecture des polarités est essentielle. En effet une mauvaise lecture peut avoir une incidence majeure sur la solution, d'autant plus que le nombre de polarité est faible. La dispersion des polarités sur la demi-sphère focale est aussi un paramètre très important dans la détermination d'un mécanisme au foyer. Ainsi nous avons sélectionné les séismes ayant au moins 6 polarités, c'est-à-dire 144 séismes, le nombre maximum de polarités disponibles pour un événement est de 9.

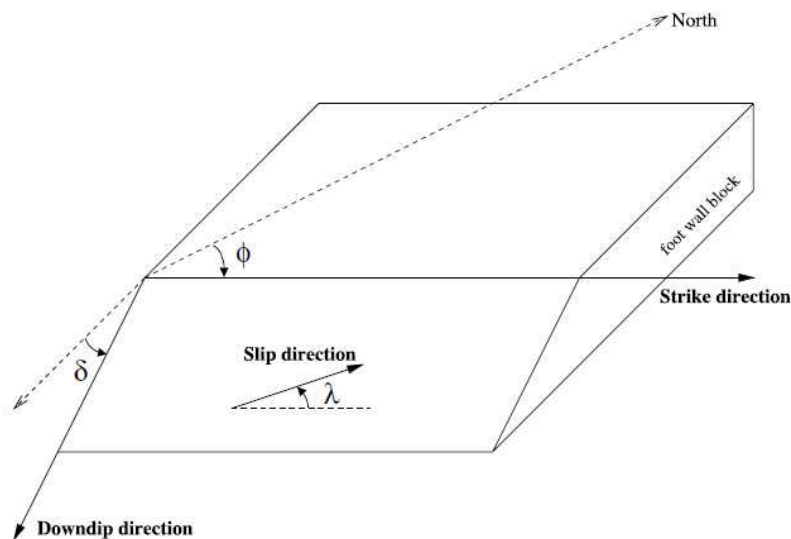


FIGURE D.1 – Géométrie d'une faille d'après Aki et Richards (2002). ϕ est la direction par rapport au nord du plan de faille et δ est son pendage, λ est l'angle du glissement.

D.2.2 Principe de FPFIT et FOCMEC

Nous avons utilisé deux programmes de calcul des mécanismes au foyer. Le programme FPFIT (Reasenberg and Oppenheimer, 1985) cherche le double-couple de plans de faille conjugués qui présente la meilleure adéquation avec un jeu de données de polarités pour un séisme en minimisant la somme pondérée et normalisée des écarts des polarités avec le modèle (rms). L'inversion subit deux facteurs de pondération l'un correspondant à l'estimation de la variance des données, et l'autre, basé sur la valeur absolue théorique de l'amplitude de l'onde P. De plus, il attribue plus de poids aux observations proches des plans nodaux. De plus pour chaque double-couple obtenu, FPFIT fournit une estimation des incertitudes correspondant au modèle (direction, pendage, vecteur glissement).

FPFIT calcule aussi d'éventuelles solutions qui présentent un rms suffisamment proche du minimum pour être considérées. Lorsque deux ou plusieurs familles de double-couple sont distinctes ou lorsque les polarités sur la demi-sphère contraignent mal la solution, on utilise le programme FOCMEC (Snoko et al., 1984), qui à la différence de FPFIT, calcule toutes les solutions possibles de double-couple pour un événement. On peut ensuite faire une sélection manuelle du double-couple le plus probable en tenant compte de l'amplitude d'arrivée des ondes P (émergent ou impulsif). Cette procédure a été réalisée pour les événements présentant une solution mal contrainte par les polarités. D'autre part, lorsque un événement présente clairement deux familles de double-couples (multiple), j'ai choisi la solution qui été la plus en adéquation avec le régime tectonique de la zone.

D.2.3 Incertitudes et qualité des solutions

Pour la détermination des mécanismes au foyer sur les événements présentant une solution unique et nette, j'ai utilisé le programme FPFIT car il permet d'avoir directement une erreur sur la direction, le plongement et le vecteur glissement des plans nodaux. J'ai établi un classement en fonction de la qualité des solutions (TABLEAU D.1) en fonction des erreurs avec sur la direction et le plongement calculés par FPFIT. Ainsi j'ai déterminé quatre classes de mécanismes au foyer avec une qualité A pour les solutions bien contraintes jusqu'à D pour ceux qui ne présentent aucune solution contrainte et qui ne sont pas pris en compte.

En revanche, le logiciel FOCMEC ne donnant pas d'erreur sur les solutions, j'ai calculé l'écart type (σ) qui mesure la dispersion des données autour de leur moyenne, sur l'ensemble des solutions possibles pour un événement. Ce calcul a été effectué sur chaque lot des deux plans nodaux en retenant la solution la plus grande pour la détermination de la qualité du mécanisme au foyer. Les mécanismes appartenant à la classe A ont un écart type sur la direction et le plongement inférieure à 5.

De plus, les mécanismes au foyer issus d'une sélection entre deux ou plusieurs familles de double-couples mais avec une dispersion de la direction et du pendage limitée, ont été systématiquement attribués dans la classe C.

Classe	Solution FPFIT		Solution FOCMEC		Nombre d'événement
	Δ strike	Δ dip	σ strike	σ dip	
A	$\leq 10^\circ$	$\leq 7^\circ$	$\leq 7^\circ$	$\leq 5^\circ$	7
B	$10^\circ < x \leq 20^\circ$	$7^\circ < x \leq 14^\circ$	$7^\circ < x \leq 14^\circ$	$8^\circ < x \leq 10^\circ$	6
C	$20^\circ < x \leq 30^\circ$	$14^\circ < x \leq 20^\circ$	$14^\circ < x \leq 20^\circ$	$10^\circ < x \leq 20^\circ$	18
D	$> 30^\circ$	$> 20^\circ$	$> 20^\circ$	$> 20^\circ$	113

TABLE D.1 – Classes de qualité attribuées aux mécanismes au foyer.

D.3 Tenseur des contraintes

A partir des mécanismes au foyer, on peut calculer l'état de contrainte d'une région deux manières différentes. D'une part on peut construire les trois axes P (pression), B (nul) et T (tension). L'axe B correspond à l'intersection des deux plans nodaux. Les axes P et T sont respectivement dans les quadrants en dilatation et en compression. Ces axes sont assez proches (à environ 15) des axes principaux, σ_1 , σ_2 et σ_3 , des contraintes optimales pour activer les plans nodaux (Raleigh et al., 1972; Etchecopar, 1984; Célérier, 1988). Cependant en cas de réactivation de failles mal orientées, la différence entre ces axes et les axes des contraintes principales peut atteindre 90 (McKenzie, 1969).

D'autre part, on peut utiliser une méthode d'inversion qui détermine quatre paramètres du tenseur de contrainte, qui définissent l'orientation des axes principaux σ_1 , σ_2 et σ_3 et le rapport de magnitude R. Ces méthodes sont basées comme pour l'inversion de données de stries (Annexes A.1) sur l'hypothèse que le glissement est parallèle à la contrainte cisailante (Wallace, 1951; Bott, 1959) et minimisent l'écart angulaire, entre ces deux directions (Carey et Brunier, 1974; Angelier, 1975; Etchecopar et al., 1981).

On utilise le programme d'Etchecopar et al. (1981) et Etchecopar (1984) qui est une méthode numérique d'inversion qui calcule le tenseur de contrainte ainsi que leur rapport des magnitudes $R = (\sigma_2 / \sigma_3) / (\sigma_1 / \sigma_3)$, où σ_1 , σ_2 et σ_3 sont respectivement la contrainte maximale, intermédiaire et minimale permettant une interprétation du régime de contrainte. Cette méthode utilise la technique de Monte Carlo et tire au hasard un grand nombre de tenseurs de contrainte et retient ceux qui correspondent à l'erreur angulaire moyenne la plus faible. L'erreur angulaire moyenne est calculée entre le plan de faille théorique et le plan observé, et fourni les erreurs sur les composantes du tenseur et le rapport de magnitude R. Lors des inversions, un poids est attribué en fonction de la qualité des mécanismes au foyer (A, B et C ; 31 mécanismes au foyer). Ne connaissant pas lequel des deux plans nodaux correspond au plan de faille, l'écart angulaire est calculé pour les deux plans et l'écart retenu est le plus faible des deux.

Une première inversion a été faite en tenant compte de l'ensemble des mécanismes au foyer disponibles. Dans un second temps, deux mécanismes au foyer présentant les plus fortes erreurs lors de la première inversion, ont été supprimés de l'inversion afin d'en améliorer la qualité de l'inversion, même si moins de données la contraignent (29). Cette dernière fournit des axes de contraintes similaire mais minimise les erreurs des axes des contraintes et le rapport des magnitudes R. Ceci confirme le résultat obtenu sur l'ensemble des données. De plus en faisant varier le nombre d'essai de tenseur et la façon de générer les tenseurs, les résultats des différentes inversions ont convergé vers un résultat similaire.

L'ensemble des résultats sont présentés dans le papier "An active continental detachment fault in Baja California Sur ?" au Chapitre 9.

Annexe E

Supporting Information for "An active continental detachment fault in Baja California Sur?"

Supporting Information for

An active continental detachment fault in Baja California Sur?

BOT Anna¹, GEOFFROY Laurent¹, PERROT Julie¹, ORTEGA Roberto², MAYER Sergio², AGUIRRE Alfredo², DANIEL Romuald³

¹LDO, Université de Bretagne Occidentale, UMR/CNRS 6538, IUEM, Plouzané, France.

²Unidad La Paz, Centro de Investigacion Cientifica y de Educacion Superior de Ensenada, Miraflores 334, Col. Bellavista, 23050 La Paz, BCS, Mexico.

³Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Univ. Paris Diderot, UMR 7154 CNRS, F-75005 Paris, France.

We present first the velocity model using to localized the events (Tab. S1; Fletcher and Munguia, 2000 and Munguia et al., 2006)) with the Moho discontinuity at 24 km to depth. The Fig. 1 presents our RMS and localization errors for the events.

Top of layer (Km)	Vp (Km.S ⁻¹)
0	4
2	6
7	6,4
14	6,9
24	7,6
80	8
300	8,5

Table S1. Velocity model used to localize of the events.

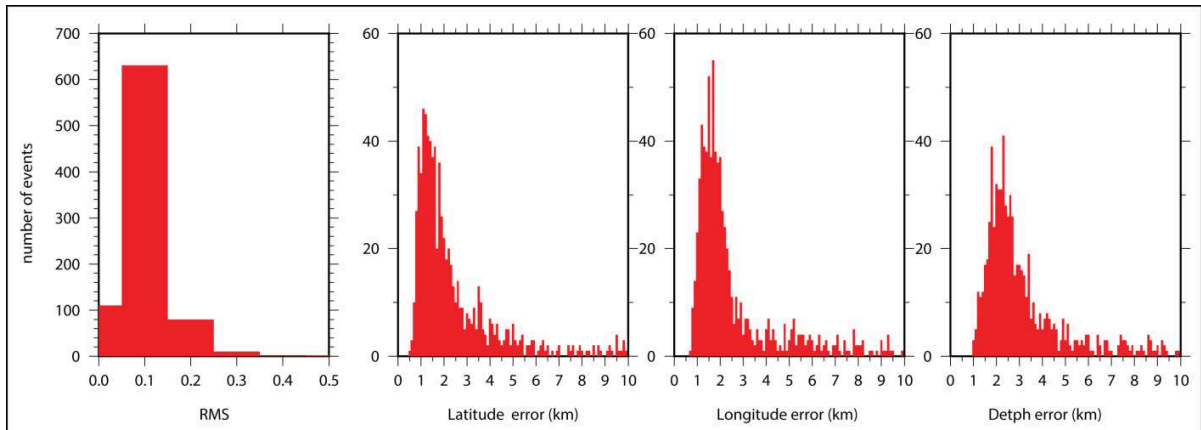


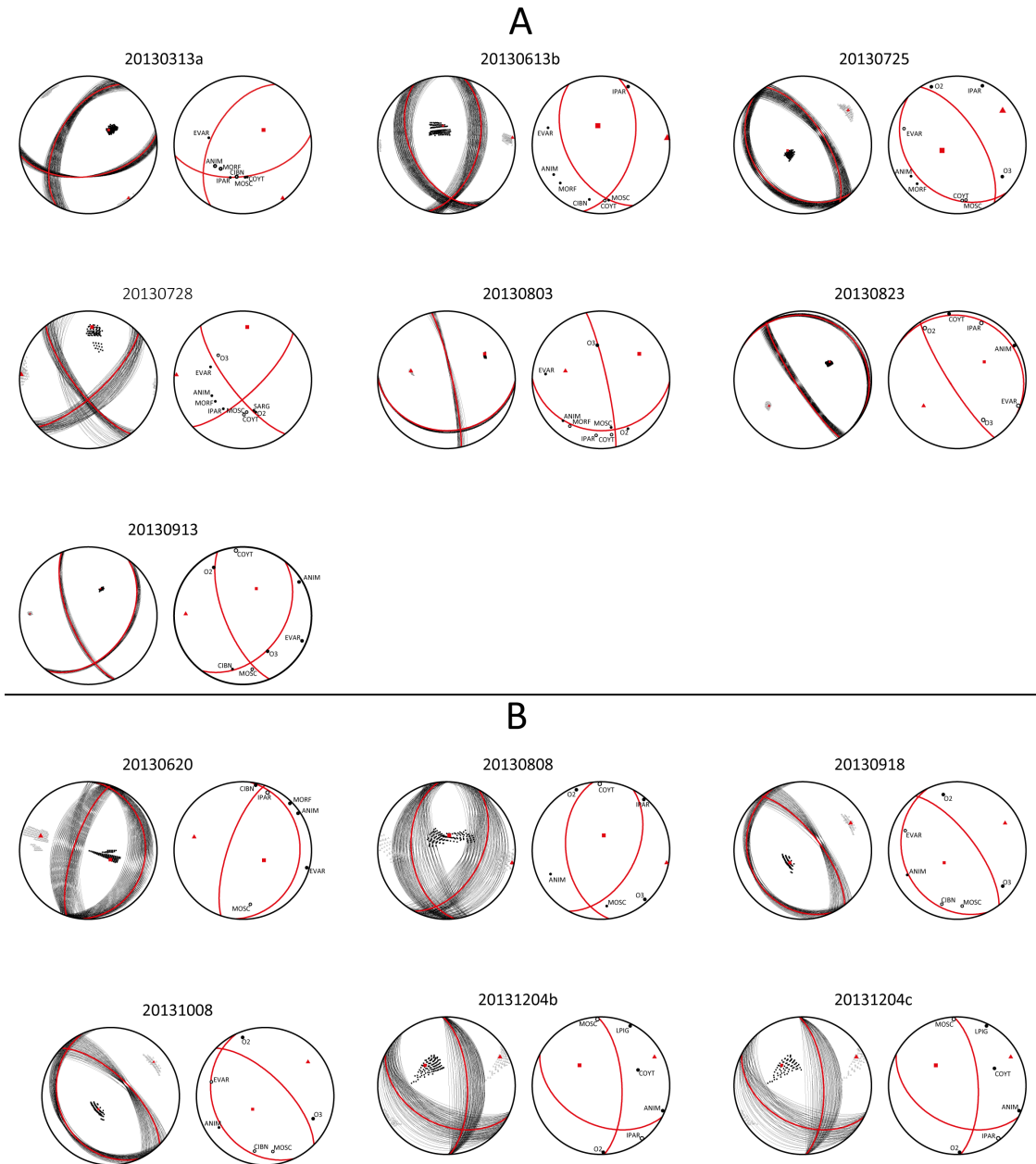
Figure S1. RMS and localization errors for the data catalogue.

We used a minimum of six minimum P wave polarities to build fault planes solutions. using FOCMEC and FPFIT routine (Reasenberg and Oppenheimer, 1985; Snoke et al., 1984) (Figs. S2 and Tab. S2)

FPFIT computes double-couple fault plane solutions from P-wave first motion data using a grid search method and estimates the error on the strike, dip and rake of focal mechanism solution. We used FOCMEC routine that computes all possible fault planes solutions when multiple double couple solutions are presents (M in Tab. S2) or when the solution gave by FPFIT are not adjusted. The uncertainty on the strike and the dip of the plane is the strandart deviation (σ) between all the values found among the possible planes of a same family (Fig. S2). When several families of plane s are presents the focal mechanism is considerate to quality C. From these uncertainties we established a quality factor par event (Tab. S3). We kept only focal mechanisms with A, B anc C quality factor, with A the better quality.

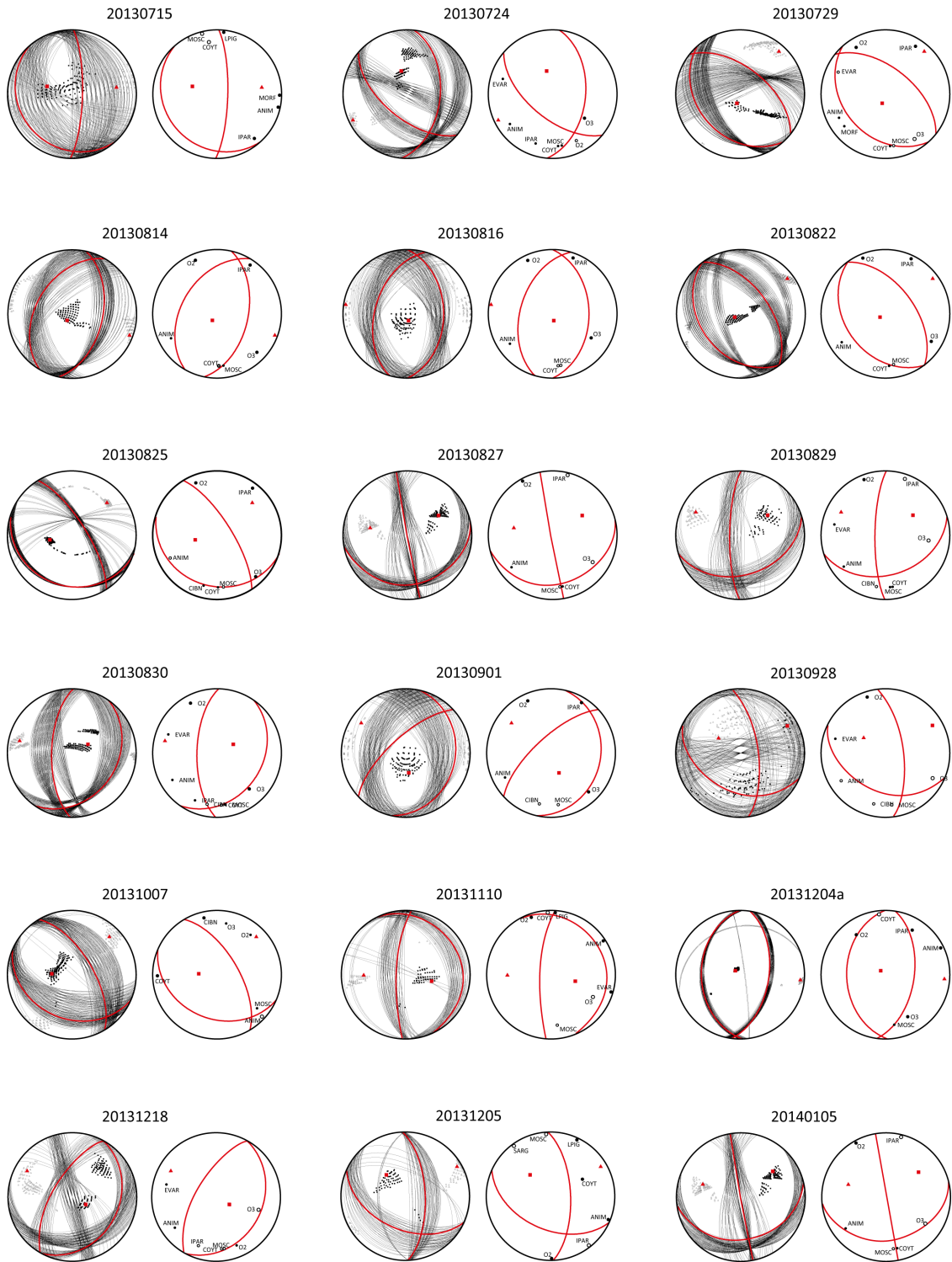
N°	Latitude (°)	Longitude (°)	Depth km	Uncertainty			MI	Strike 1	Dip 1	Strike 2	Dip 2	Strike 2	Dip 2	Rake 2	FPFIT Solution		FOCMEC Solution		q
				Lat	Lon	Depth									Δstrike	Δdip	ostrike	odip	
20130613a	24.829	-110.293	1.2	2.1	2.1	2.4	1.8	82.00	52.00	-50.00	208.27	52.87	-129.45			3.3	0.6	A	
20130613b	24.788	-110.286	5	1.4	1.7	2.7	2.4	152.00	48.00	-122.00	15.04	50.93	-59.52	3	4			A	
20130725	24.794	-110.296	5.1	1.1	1.4	1.7	1.4	134.00	27.00	-102.00	327.42	63.64	-83.95	5	4			A	
20130728	24.747	-110.267	0.9	1.1	1.3	1.8	2.8	142.00	74.00	-162.00	46.88	72.72	-16.78	5	4			A	
20130803	24.879	-110.373	6.2	1.4	1.2	1.1	2	91.00	27.00	15.00	347.57	83.25	116.20	5	3			A	
20130823	24.759	-110.312	8.9	0.9	1.1	2	0.6	148.00	82.00	-85.00	295.85	9.43	-121.80			2.1	0.9	A	
20130913	24.758	-110.306	10	1.4	1.5	2.3	2.3	38.00	39.00	-36.00	157.45	68.29	-123.23	2	1			A	
20130620	24.807	-110.289	9.3	1.2	1.5	2.3	2.2	6.00	18.00	-102.00	198.60	72.41	-86.14	4	13			B	
20130808	24.736	-110.262	5	1.1	1.5	1.9	1.4	28.00	48.00	-65.00	173.13	47.66	-115.14	7	11			B	
20130918	24.748	-110.241	6.9	1.5	2.2	2.1	1.7	325.00	65.00	-89.00	142.63	25.02	-92.14			8.1	2.1	B	
20131008	24.806	-110.289	5.5	1.7	1.7	2	1.2	152.00	25.00	-75.00	315.53	65.91	-96.88			8.4	1.8	B	
20131204b	24.322	-110.190	7.6	0.6	1.4	2.6	1.5	117.00	43.00	-142.00	357.26	65.17	-53.69	6	13			B	
20131204c	24.324	-110.192	7.3	0.7	1.5	2.5	2.3	117.00	43.00	-142.00	357.26	65.17	-53.69	7	14			B	
20130715	24.430	-110.275	8.1	1.3	1.8	5.1	0.9	138.00	18.00	-132.00	1.43	76.72	-77.73			7.4	19.3	C	
20130724	24.802	-110.313	6.9	1.3	1.2	1.7	1.6	5.00	48.00	-46.00	129.72	57.68	-127.65	M	M			C	
20130729	24.731	-110.291	6.4	0.9	1.3	1.7	1.4	138.00	34.00	-82.00	308.38	56.38	-95.36	12	10			C	
20130814	24.726	-110.257	3.3	1	1.6	2.4	1	212.00	41.00	-74.00	11.20	50.90	-103.47	M	M			C	
20130816	24.751	-110.268	5.5	1	1.3	1.6	1	0.00	43.00	-102.00	196.21	48.16	-79.03	13	12			C	
20130822	24.805	-110.307	5.8	1.3	1.3	1.6	1.5	324.00	54.00	-89.00	142.30	36.01	-91.38	M	M			C	
20130825	24.796	-110.286	4.9	1.4	1.7	2	1.3	328.00	72.00	-76.00	109.10	22.66	-126.67	M	M			C	
20130827	24.818	-110.333	3.7	1.6	1.6	2.5	0.8	75.00	23.00	-5.00	169.60	88.05	-112.92	11	15			C	
20130829	24.832	-110.299	5.8	1.5	1.6	1.4	1.2	73.00	38.00	-22.00	180.66	76.67	-125.92	15	16			C	
20130830	24.770	-110.300	6.8	1.4	1.8	2.2	1.8	12.00	46.00	-75.00	170.91	45.99	-105.00			16.3	7.9	C	
20130901	24.753	-110.277	5.7	1.2	1.6	2	1.5	13.00	24.00	-122.00	227.37	69.82	-76.72	15	20			C	
20130928	24.793	-110.269	5	1.7	2	2.4	2.4	114.00	38.00	38.00	352.38	67.73	121.62	19	18			C	
20131007	24.295	-110.476	5.1	0.8	1	2.1	0.9	341.00	62.00	-66.00	117.52	36.23	-127.41	M	M			C	
20131110	24.796	-110.278	7.7	1.2	1.6	2.5	2.1	185.00	78.00	-83.00	334.44	13.87	-119.83	M	M			C	
20131204a	24.721	-110.300	10	0.9	1.2	1.6	2	8.00	54.00	-85.00	179.53	36.30	-96.84	M	M			C	
20131205	24.326	-110.197	7.3	0.7	1.4	2.5	1.5	357.00	57.00	-50.00	119.99	50.02	-134.71	M	M			C	
20131218	24.819	-110.297	6.4	1.5	1.5	1.9	2.8	210.00	65.00	-89.00	27.63	25.02	-92.14	M	M			C	
20140105	24.745	-110.302	9.3	0.9	1.3	3.6	2.1	80.00	33.00	0.00	170.00	90.00	180.00	M	M			C	

Table S2. Focal mechanism solutions uncertainties and quality factor for.



(Figure S2: Caption in the next page)

C



(Figure S2: Caption in the next page)

Figure S2. Fault plane solution of the 31 focal mechanisms. In the left of each event: each possible fault plane is displayed per event and P and T axes corresponding (square and triangle respectively). In the right: polarities record at each station (small circle), focal solution adopted with P and T axes (square and triangle respectively).

Classe	Solution FPFIT		Solution FOCMEC		Number of FOC
	Δ strike	Δ dip	σ strike	σ dip	
A	$\leq 7^\circ$	$\leq 7^\circ$	$\leq 5^\circ$	$\leq 5^\circ$	7
B	$7^\circ < x \leq 14^\circ$	$7^\circ < x \leq 14^\circ$	$5^\circ < x \leq 10^\circ$	$5^\circ < x \leq 10^\circ$	6
C	$14^\circ < x \leq 20^\circ$	$14^\circ < x \leq 20^\circ$	$10^\circ < x \leq 20^\circ$	$10^\circ < x \leq 20^\circ$	18
D	$> 20^\circ$	$> 20^\circ$	$> 20^\circ$	$> 20^\circ$	113

Table S3. Classes of Quality factor for each type of solution.

The 31 focal solutions have been combined in order to determine a stress tensor solution using the inversion method of Etchecopar et al. (1981). This method is a numerical inversion method which allows us to compute the components of the stress tensor and the stress ratio $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, where σ_1, σ_2 and σ_3 , are the maximum, intermediate and minimum principal stress values, thus allowing for an interpretation of the stress regime. It minimizes the sum of the angular differences between the theoretical fault plane predicted from some trial tensor and the observed one, and finally provides the estimated errors for the deduced stress tensor components and for the ratio R ratio. 3 focal mechanisms which present the highest misfit function are rejected. The resultant stress tensor with minimum uncertainties is extensional, with σ_1 striking N051E \pm 15 $^\circ$ with a 68 $^\circ$ \pm 8 plunge, σ_2 striking N165E \pm 10 $^\circ$ with a 9 $^\circ$ \pm 8 plunge and σ_3 striking N258E \pm 12 $^\circ$ with a 20 $^\circ$ \pm 6 plunge (Fig. 2b). Note that the reduced stress ratio R (e.g. Angelier, 1984) is 0.52 \pm 0.26, suggesting some stability in the stress regime (Fig. S3).

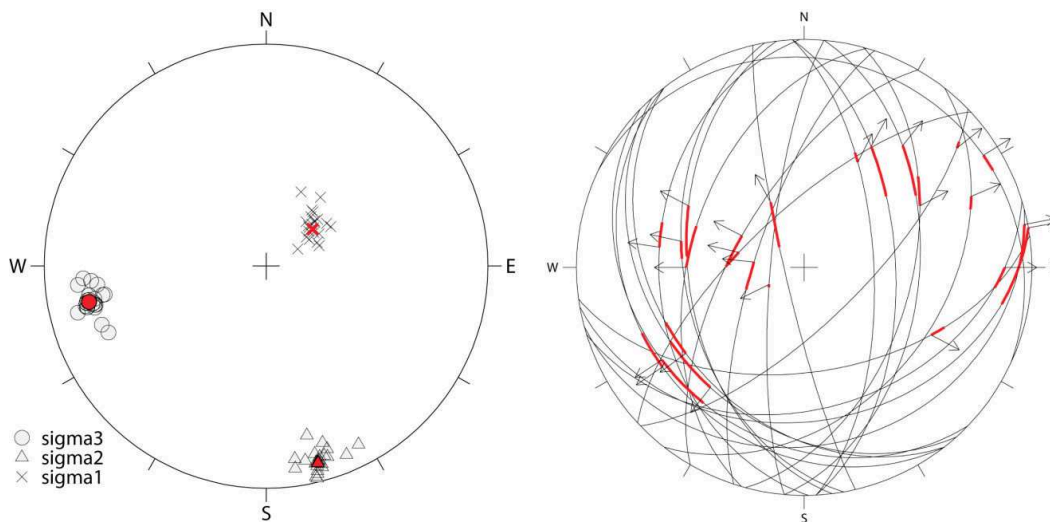


Figure S3: (a) Lower-hemisphere projection of the stress tensor computed (in red) using 29 fault planes solutions. (b) Fault planes selected by the numerical method of Etchecopar et al., (1981), the misfit between observed (arrows) and computed slip vectors is drawn in red .

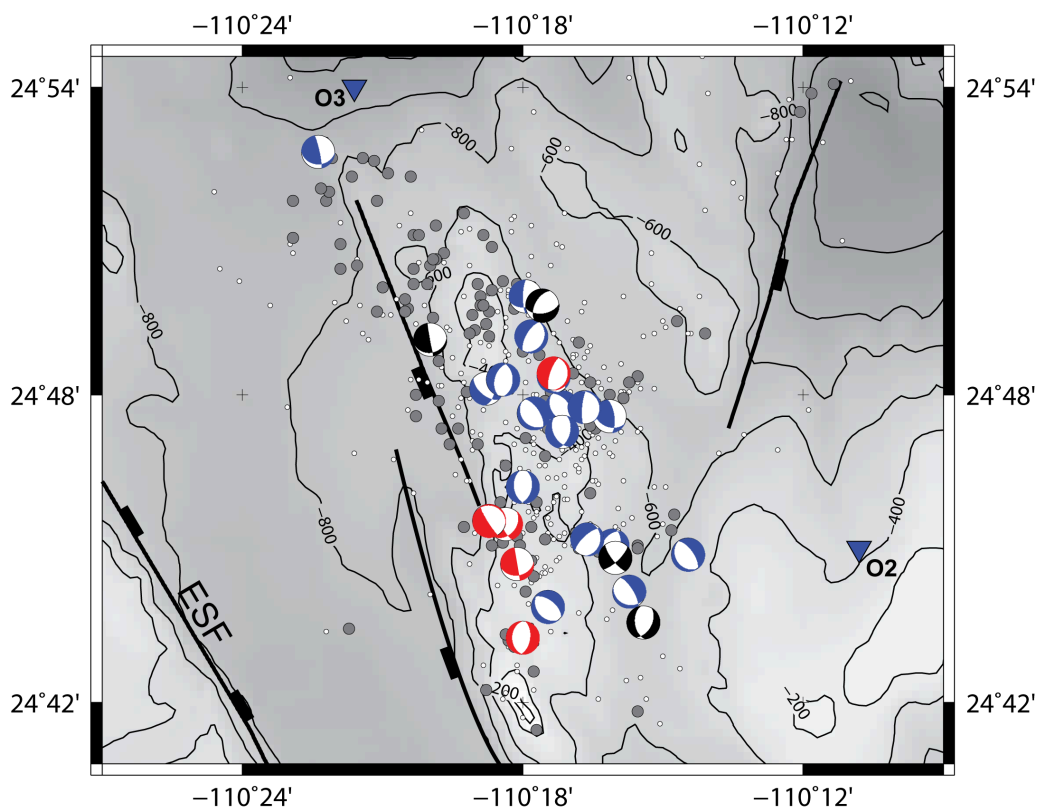


Figure S4. Seismicity and focal mechanisms located to the East of the Espiritu Santo fault (ESF). The epicenters in gray and white with correspond to the events with depth error at a minimum of two kilometers and more respectively. Focal mechanisms' colors correspond to the focal depth in black, blue and in red, 0 to 4 km, 4 to 8 and 8 to 11 km.

Bibliographie

- AKI, K. et RICHARDS, P. G. (1980). *Quantitative Seismology : Theory and Methods*. W. H. Freeman and Co. Edition. New York.
- AKI, K. et RICHARDS, P. G. (2002). *Quantitative Seismology*. 2nd Edition, Univ Science Books.
- ANDERSON, E. M. (1942). *The dynamics of faulting*. Olivier et Boyd, Edinburgh.
- ANDERSON, E. M. (1951). *The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain*. Hafner Pub. Co.
- ANGELIER, J. (1975). Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites faillés : l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. *C. R. Acad. Sci., Série D*, 281:1805–1808.
- ANGELIER, J. (1979). Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56(3):17–26.
- ANGELIER, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 89(B7):5835–5848.
- ANGELIER, J. (1989a). From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *Journal of Structural Geology*, 11(1-2):37–50.
- ANGELIER, J. (1989b). Tectonique cassante et néotectonique. *Annales de la Société géologique de Belgique, Fascicule 2 (Tectonique actuelle et récente en Belgique)*, 112.
- ANGELIER, J. (1990). Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress — iii. a new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, 103(2):363–376.
- ANGELIER, J., COLLETTA, B., CHOROWICZ, J., ORTLIEB, L. et RANGIN, C. (1981). Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico. *Journal of Structural Geology*, 3(4):347–357.
- ANSBERQUE, C. (2012). Etudes tectonique et géomorphologique de la déformation cassante en basse californie du sud (mexique). *Université de Bretagne Occidentale*.
- ANTOBREH, A., FALEIDE, J., TSIKALAS, F. et PLANKE, S. (2009). Rift–shear architecture and tectonic development of the Ghana margin deduced from multichannel seismic reflection and potential field data. *Marine and Petroleum Geology*, 26(3):345–368.
- ARAGON-ARREOLA, M. et MARTÍN-BARAJAS, A. (2007). Westward migration of extension in the northern gulf of california, mexico. *Geology*, 35(6):571–574.
- ASARO, R. J. et NEEDLEMAN, A. (1985). Overview no. 42 texture development and strain hardening in rate dependent polycrystals. *Acta metallurgica*, 33(6):923–953.
- ATWATER, T. (1970). Implications of plate tectonics for the cenozoic tectonic evolution of western north america. *Geological Society of America Bulletin*, 81(12):3513–3536.

- ATWATER, T. (1989a). Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America. *The eastern Pacific Ocean and Hawaii : Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, pages 21–72.
- ATWATER, T. (1989b). Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America. *The eastern Pacific Ocean and Hawaii : Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, pages 21–72.
- ATWATER, T. et STOCK, J. (1998). Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States. *International Geology Review*, 40(5):375–402.
- AUTIN, J., BELLAHSEN, N., HUSSON, L., BESLIER, M.-O., LEROY, S. et D'ACREMONT, E. (2010). Analog models of oblique rifting in a cold lithosphere. *Tectonics*, 29(6).
- AXEN, G. (1995). Extensional segmentation of the main gulf escarpment, Mexico and United States. *Geology*, 23(6):515–518.
- AXEN, G., GROVE, M., STOCKLI, D., LOVERA, O. M., ROTHSTEIN, D. A., FLETCHER, J. M., FARLEY, K. et ABBOTT, P. L. (2000). Thermal evolution of Monte Blanco dome : Low-angle normal faulting during Gulf of California rifting and late Eocene denudation of the eastern Peninsular Ranges. *Tectonics*, 19(2):197–212.
- BARAJAS, A. M. (2000). Volcanismo y extensión en la provincia extensional del golfo de California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1):72–83.
- BARRIER, P. (1984). *Evolution tectono-sédimentaire pliocène et pléistocène du détroit de Messine(Italie)*. Thèse de doctorat, Aix-Marseille 2.
- BASILE, C., MASCLE, J., BENKHELIL, J. et BOUILLIN, J. (1998). Geodynamic evolution of the Côte d'Ivoire–Ghana transform margin : an overview of Leg 159 results : Proc. ODP, in : Mascle, J., Lohmann, G.P., Moullade, M. (Eds.). *Scientific Results*, 159:101–110.
- BELLIER, O. et ZOBACK, M. L. (1995). Recent state of stress change in the Walker Lane zone, western basin and range province, United States. *Tectonics*, 14(3):564–593.
- BELLON, H., QUOC BUÛ, N., CHAUMONT, J. et PHILIPPET, J. C. (1981). Implantation ionique d'argon dans une cible support : application au traçage isotopique de l'argon contenu dans les minéraux et les roches. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 292:977–980.
- BENNETT, S. E. K., OSKIN, M. E. et IRIONDO, A. (2013). Transtensional rifting in the proto-gulf of California near Bahía Kino, Sonora, México. *GSA Bulletin*, 125(11-12):1752–1782.
- BENOIT, M., AGUILLON-ROBLES, A., CALMUS, T., MAURY, R. C., BELLON, H., COTTEN, J., BOURGOIS, J. et MICHAUD, F. (2002). Geochemical diversity of late Miocene volcanism in southern Baja California, Mexico : implication of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window. *The Journal of Geology*, 110(6):627–648.
- BERGERAT, F. (1985). *Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.
- BERGERAT, F. (1987). Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 6(2):99–132.
- BERGERAT, F., GUDMUNDSSON, A., ANGELIER, J. et RÖGNVALDSSON, S. T. (1998). Seismotectonics of the central part of the South Iceland seismic zone. *Tectonophysics*, 298(4):319–335.
- BESLIER, M.-O., ASK, M. et BOILLOT, G. (1993). Ocean-continent boundary in the Iberia Abyssal Plain from multichannel seismic data. *Tectonophysics*, 218(4):383–393.

- BIALAS, R. W. et BUCK, W. R. (2009). How sediment promotes narrow rifting : Application to the gulf of california. *Tectonics*, 28(4).
- BLÈS, J.-L. et FEUGA, B. (1981). La fracturation des roches. *B. R. G. M. (Bureau de recherches géologiques et minières)*.
- BOILLOT, G., COMAS, M. C., GIRARDEAU, J., KORNPORST, J., LOREAU, J.-P., MALOD, J., MOUGENOT, D. et MOULLADE, M. (1988). Preliminary results of the Galinaute cruise : dives of the submersible Nautille on the western Galicia margin, Spain, Proc. ODP, in Boillot, G., Winterer, El, et al. *In Scientific Results*, volume 103, pages 37–51.
- BOILLOT, G. et FROITZHEIM, N. (2001). Non-volcanic rifted margins, continental break-up and the onset of sea-floor spreading : some outstanding questions. *Geological Society, London, Special Publications*, 187(1):9–30.
- BONINI, M., SOURIOT, T., BOCCALETTI, M. et BRUN, J. P. (1997). Successive orthogonal and oblique extension episodes in a rift zone : Laboratory experiments with application to the Ethiopian Rift. *Tectonics*, 16(2):347–362.
- BOSWORTH, W. (1985). Geometry of propagating continental rifts. *Nature*, 316:625–627.
- BOT, A., GEOFFROY, L., AUTHEMAYOU, C., BELLON, H., GRAINDORGE, D. et PIK, R. (2016). Miocene detachment faulting predating EPR propagation : Southern Baja California. *Tectonics*, 35(5):1153–1176.
- BOTT, M. H. P. (1959). The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96(02): 109–117.
- BROTHERS, D. (2009). *New insights into North America-Pacific plate boundary deformation from Lake Tahoe, Salton Sea and Southern Baja California*. Thèse de doctorat, San Diego, University of California,.
- BROTHERS, D., HARDING, A., GONZÁLEZ-FERNÁNDEZ, A., HOLBROOK, W. S., KENT, G., DRISCOLL, N., FLETCHER, J., LIZARRALDE, D., UMHOEFER, P. et AXEN, G. (2012). Farallon slab detachment and deformation of the Magdalena Shelf, southern Baja California. *Geophysical Research Letters*, 39(9).
- BRUN, J.-P. (1999). Narrow rifts versus wide rifts : inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. *Philosophical Transactions-Royal Society of London Series A Mathematical Physical and Engineering Sciences*, pages 695–709.
- BRUN, J.-P. et BESLIER, M.-O. (1996). Mantle exhumation at passive margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 142(1):161–173.
- BRUN, J.-P. et TRON, V. (1993). Development of the North Viking Graben : inferences from laboratory modelling. *Sedimentary Geology*, 86(1-2):31–51.
- BRUNE, S. (2014). Evolution of stress and fault patterns in oblique rift systems : 3-D numerical lithospheric-scale experiments from rift to breakup. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(8):3392–3415.
- BRUNE, S., POPOV, A. A. et SOBOLEV, S. V. (2012). Modeling suggests that oblique extension facilitates rifting and continental break-up. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B8).
- BRYAN, S. E. et FERRARI, L. (2013). Large igneous provinces and silicic large igneous provinces : Progress in our understanding over the last 25 years. *Geological Society of America Bulletin*, 125(7-8):1053–1078.

- BRYAN, S. E., OROZCO-ESQUIVEL, T., FERRARI, L. et LÓPEZ-MARTÍNEZ, M. (2014). Pulling apart the Mid to Late Cenozoic magmatic record of the Gulf of California : is there a Comondú Arc? *Geological Society, London, Special Publications*, 385(1):389–407.
- BUCHANAN, B. (2010). Uplifted marine terraces and active faulting along southwestern la paz bay, baja california sur, méxico [ms thesis] : Flagstaff. *Arizona, Northern Arizona University*.
- BUCK, W. R. (1991). Modes of continental lithospheric extension. *Journal of Geophysical Research*, 96(B12):20161–20178.
- BULL, W. B. (1985). *Correlation of flights of global marine terraces*. In : Morisawa, M., Hack, J. (Eds.), 15th Annual Geomorphology Symposium. State University of New York, Binghamton.
- BUSCH, M. M., ARROWSMITH, J. R., UMHOEFER, P. J., COYAN, J. A., MALONEY, S. J. et MARTÍNEZ-GUTIÉRREZ, G. (2011). Geometry and evolution of rift-margin, normal-fault–bounded basins from gravity and geology, la paz–los cabos region, baja california sur, mexico. *Lithosphere*, 3(2):110–127.
- BYERLEE, J. (1978). Friction of rocks. *pure and applied geophysics*, 116(4):615–626.
- CALMUS, T., PALLARES, C., MAURY, R. C., AGUILLÓN-ROBLES, A., BELLON, H., BENOIT, M. et MICHAUD, F. (2011). Volcanic markers of the post-subduction evolution of baja california and sonora, mexico : Slab tearing versus lithospheric rupture of the gulf of california. *Pure and Applied Geophysics*, 168(8-9):1303–1330.
- CAREY, E. et BRUNIER, B. (1974). Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *C. R. Acad. Sci., Série D*, 279: 891–894.
- CÉLERIER, B. (1988). How much does slip on a reactivated fault plane constrain the stress tensor? *Tectonics*, 7(6):1257–1278.
- CHAPPELL, J. (1974). Geology of coral terraces, huon peninsula, new guinea : a study of quaternary tectonic movements and sea-level changes. *Geological Society of America Bulletin*, 85(4):553–570.
- CHOUKROUNE, P., SEGURET, M. et GALDEANO, A. (1973). Caractéristiques et évolution structurale des pyrénées : un modèle de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques. *Bulletin de la Société géologique de France*, 15(5-6):600–611.
- CLARENS, C. (2006). *Processus et contrôles de la sédimentation miocène à actuelle dans un bassin en extension : cas de la formation Comondu et du bassin Alfonso-El Carrizal (Basse Californie du Sud, Mexique)*. Thèse de doctorat, Bordeaux 1.
- CLIFTON, A. E., SCHLISCHE, R. W., WITHJACK, M. O. et ACKERMANN, R. V. (2000). Influence of rift obliquity on fault-population systematics : results of experimental clay models. *Journal of Structural Geology*, 22(10):1491–1509.
- COLLETTA, B. et ANGELIER, J. (1983). Tectonique cassante du nord-ouest mexicain et ouverture du golfe de californie. *Bulletin du Centre de Recherches Exploration et Production Elf Aquitaine*, pages 433–441.
- COLLETTA, B., LE QUELLEC, P., LETOUZEY, J. et MORETTI, I. (1988). Longitudinal evolution of the suez rift structure (egypt). *Tectonophysics*, 153(1):221–233.
- CORTI, G., BONINI, M., INNOCENTI, F., MANETTI, P. et MULUGETA, G. (2001). Centrifuge models simulating magma emplacement during oblique rifting. *Journal of Geodynamics*, 31(5): 557–576.

- COYAN, M. M., ARROWSMITH, J. R., UMHOEFER, P., COYAN, J., KENT, G., DRISCOLL, N. et MARTÍNEZ-GUTIÉRREZ, G. (2013). Geometry and quaternary slip behavior of the san juan de los planes and saltito fault zones, baja california sur, mexico : Characterization of rift-margin normal faults. *Geosphere*, 9(3):426–443.
- CURRAY, J. R., MOORE, D. G., KELTS, K. et EINSELE, G. (1982). Tectonics and geological history of the passive continental-margin at the tip of baja california. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 64:1089.
- DALRYMPLE, G. B. et LANPHERE, M. A. (1969). *Potassium-argon dating : Principles, techniques and applications to geochronology*. (Freeman) San Francisco, California.
- DAUTEUIL, O. et BRUN, J.-P. (1993). Oblique rifting in a slow-spreading ridge. *Nature*, 361: 145–148.
- DAUTEUIL, O., HUCHON, P., QUEMENEUR, F. et SOURIOT, T. (2001). Propagation of an oblique spreading centre : the western Gulf of Aden. *Tectonophysics*, 332(4):423–442.
- DAVIS, M. et KUSZNIR, N. J. (2004). Depth-dependent lithospheric stretching at rifted continental margins. *Proceedings of NSF Rifted Margins Theoretical Institute*, 136:92.
- DEDIEGO-FORBIS, T., DOUGLAS, R., GORSLINE, D., NAVA-SANCHEZ, E., MACK, L. et BANNER, J. (2004). Late pleistocene (last interglacial) terrace deposits, bahia coyote, baja california sur, mexico. *Quaternary International*, 120(1):29–40.
- DEMETS, C. (1995). A reappraisal of seafloor spreading lineations in the gulf of california : Implications for the transfer of baja california to the pacific plate and estimates of pacific-north america motion. *Geophysical Research Letters*, 22(24):3545–3548.
- DICKINSON, W. R. (1981). Plate tectonic evolution of the southern cordillera. in *Dickinson, W. R., and Payne, W. D., eds., Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera : Arizona Geological Society Digest*, 14(24):113–135.
- DIXON, T., FARINA, F., DEMETS, C., SUAREZ-VIDAL, F., FLETCHER, J., MARQUEZ-AZUA, B., MILLER, M., SANCHEZ, O. et UMHOEFER, P. (2000). New kinematic models for pacific-north america motion from 3 ma to present, ii : Evidence for a “baja california shear zone”. *Geophysical Research Letters*, 27(23):3961–3964.
- EDWARDS, R. L., CHEN, J. et WASSERBURG, G. (1987). ²³⁸u ²³⁴u ²³⁰th ²³²th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 81(2):175–192.
- ETCHECOPAR, A. (1984). *Étude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique)*. Thèse d'État. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc.
- ETCHECOPAR, A., VASSEUR, G. et DAIGNIERES, M. (1981). An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3:51–65.
- FAURE, M. (1995). Late orogenic carboniferous extensions in the variscan french massif central. *Tectonics*, 14:132–153.
- FERRARI, L., LÓPEZ-MARTÍNEZ, M., OROZCO-ESQUIVEL, T., BRYAN, S. E., DUQUE-TRUJILLO, J., LONSDALE, P. et SOLARI, L. (2013). Late oligocene to middle miocene rifting and synextensional magmatism in the southwestern sierra madre occidental, mexico : The beginning of the gulf of california rift. *Geosphere*, pages GES00925–1.

- FERRARI, L., LÓPEZ-MARTÍNEZ, M. et ROSAS-ELGUERA, J. (2002). Ignimbrite flare-up and deformation in the southern sierra madre occidental, western mexico : Implications for the late subduction history of the farallon plate. *Tectonics*, 21(4).
- FLETCHER, J. M., GROVE, M., KIMBROUGH, D., LOVERA, O. et GEHRELS, G. E. (2007). Ridge-trench interactions and the neogene tectonic evolution of the magdalena shelf and southern gulf of california : Insights from detrital zircon u-pb ages from the magdalena fan and adjacent areas. *Geological Society of America Bulletin*, 119(11):1313–1336.
- FLETCHER, J. M., KOHN, B. P., FOSTER, D. A. et GLEADOW, A. (2000). Heterogeneous neogene cooling and exhumation of the los cabos block, southern baja california : Evidence from fission-track thermochronology. *Geology*, 28(2)(2):107–110.
- FLETCHER, J. M. et MUNGUIA, L. (2000). Active continental rifting in southern baja california, mexico : Implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the gulf of california. *Tectonics*, 19(6):1107–1123.
- FOURNIER, M., BELLAHSEN, N., FABBRI, O. et GUNNELL, Y. (2004). Oblique rifting and segmentation of the ne gulf of aden passive margin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(11).
- FOURNIER, M., FABBRI, O., ANGELIER, J. et CADET, J.-P. (2001). Regional seismicity and on-land deformation in the ryukyu arc : Implications for the kinematics of opening of the okinawa trough. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 106(B7):13751–13768.
- FROITZHEIM, N. et MANATSCHAL, G. (1996). Kinematics of jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the austroalpine and penninic nappes (eastern switzerland). *Geological Society of America Bulletin*, 108(9):1120–1133.
- GANS, P., MACMILLAN, I. et ROLDÁN-QUINTANA, J. (2003). Late miocene (proto-gulf) extension and magmatism on the sonoran margin. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 1, page 08.
- GANS, P. B. (1997). Large-magnitude oligo-miocene extension in southern sonora : Implications for the tectonic evolution of northwest mexico. *Tectonics*, 16(3):388–408.
- GAPAIS, D., COBBOLD, P. R., BOURGEOIS, O., ROUBY, D. et de URREIZTIETA, M. (2000). Tectonic significance of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 22(7):881–888.
- GARNER, E. L., MACHLAN, L. A., GRAMLICH, J. W., MOORE, L. J., MURPHY, T. J. et BARNES, I. L. (1976). An accurate determination of electrolyte concentrations in blood serum by isotope dilution mass spectrometry. *Nat. Bur. Stand. Special Publication*, 422:951–960.
- GASTIL, R. G., PHILLIPS, R. P. et ALLISON, E. C. (1975). Reconnaissance geology of the state of baja california. *Geological Society of America Memoirs*, 140:1–201.
- GEOFFROY, L. (1994). *Contraintes et volcanisme : le domaine NE-Atlantique au Tertiaire inférieur*. Thèse de doctorat, Paris 6.
- GEOFFROY, L. (2005). Volcanic passive margins. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16):1395–1408.
- GEOFFROY, L., MASINI, E., ROBIN, C. et STRZERZYNSKI, P. (2009). Detachment tectonics and hangingwall sedimentation : the late pliocene-holocene los barriles basin, baja california sur (mexico). In *AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 1, page 1828.
- GEOFFROY, L. et PRONOST, J. (2010). Late pliocene to early quaternary extensional detachment in the la paz–el cabo area (baja california sur, mexico) : implications on the opening of the gulf of california and the mechanics of oblique rifting. *Terra Nova*, 22(1):64–69.

- GEPHART, J. W. et FORSYTH, D. W. (1984). An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data : application to the san fernando earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 89(B11):9305–9320.
- GERNIGON, L., LUCAZEAU, F., BRIGAUD, F., RINGENBACH, J.-C., PLANKE, S. et LE GALL, B. (2006). A moderate melting model for the vøring margin (norway) based on structural observations and a thermo-kinematical modelling : Implication for the meaning of the lower crustal bodies. *Tectonophysics*, 412(3):255–278.
- GUTENBERG, B. et RICHTER, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in california. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34(4):185–188.
- HANTORO, W. S. (1992). *Etude des terrasses récifales quaternaires soulevées entre le détroit de la Sonde et l'île de Timor, Indonbsie - Mouvemnts verticaux de la croûte terrestre et variations du niveau de la mer*. Thèse de doctorat, University Aix-Marseille II.
- HAUSBACK, D. E. (1984). Cenozoic volcanic and tectonic evolution of baja california sur, mexico. in : Frizzell jr., v.a. (ed.), geology of the baja california peninsula. pacific section. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, pages 219–236.
- HAVSKOV, J. et OTTEMOLLER, L. (1999). Seisan earthquake analysis software. *Seismological Research Letters*, 70(5):532–534.
- HEIM, A., HEIM, A., HEIM, A., GÉOLOGUE, S., HEIM, A. et GEOLOGIST, S. (1922). *Notes on the Tertiary of Southern Lower California (Mexico)*. Dulau & Company.
- HENRY, C. D. (1989). Late cenozoic basin and range structure in western mexico adjacent to the gulf of california. *Geological Society of America Bulletin*, 101(9):1147–1156.
- HENRY, C. D. et ARANDA-GOMEZ, J. J. (2000). Plate interactions control middle–late miocene, proto-gulf and basin and range extension in the southern basin and range. *Tectonophysics*, 318(1):1–26.
- HUISMANS, R. S. et BEAUMONT, C. (2008). Complex rifted continental margins explained by dynamical models of depth-dependent lithospheric extension. *Geology*, 36(2):163–166.
- HUTTON, L. K. et BOORE, D. M. (1987). The ml scale in southern california. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(6):2074–2094.
- INTERNATIONAL SEISMOLOGICAL CENTRE (2014a). *On-line Bulletin*. Internatl. Seismol. Cent., Thatcham, United Kingdom. <http://www.isc.ac.uk>.
- INTERNATIONAL SEISMOLOGICAL CENTRE (2014b). *EHB Bulletin*. Internatl. Seismol. Cent., Thatcham, United Kingdom. <http://www.isc.ac.uk>.
- JAEGER, C. (1979). *Rock mechanics and engineering*. Cambridge University Press.
- JAMES, N. P., MOUNTJOY, E. W. et OMURA, A. (1971). An early wisconsin reef terrace at barbados, west indies, and its climatic implications. *Geological Society of America Bulletin*, 82(7):2011–2018.
- KARIG, D. E. et JENSKY, W. (1972). The proto-gulf of california. *Earth and Planetary Science Letters*, 17(1):169–174.
- KUSZNIR, N. J. et PARK, R. G. (1987). The extensional strength of the continental lithosphere : its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness. *Geological Society, London, Special Publications*, 28(1):35–52.
- LACOMBE, O., ANGELIER, J., LAURENT, P., BERGERAT, F. et TOURNERET, C. (1990). Joint analyses of calcite twins and fault slips as a key for deciphering polyphase tectonics : Burgundy as a case study. *Tectonophysics*, 182(3):279–300.

- LAJOIE, K. R. (1986). Coastal tectonics. *Active tectonics*, pages 95–124.
- LANPHERE, M. A. et DALRYMPLE, G. B. (1976). Identification of excess ^{40}Ar by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum technique. *Earth and Planetary Science Letters*, 32(2):141–148.
- LAVIER, L. et MANATSCHAL, G. (2006). A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. *Nature*, 440(7082):324–328.
- LE PICHON, X., ANGELIER, J., OSMASTON, M. et STEGENA, L. (1981). The aegean sea [and discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 300(1454):357–372.
- LEE, J., MILLER, M. M., CRIPPEN, R., HACKER, B. et VAZQUEZ, J. L. (1996). Middle miocene extension in the gulf extensional province, baja california : Evidence from the southern sierra juarez. *Geological Society of America Bulletin*, 108(5):505–525.
- LEE, J.-C., ANGELIER, J., CHU, H.-T., YU, S.-B. et HU, J.-C. (1998). Plate-boundary strain partitioning along the sinistral collision suture of the philippine and eurasian plates : Analysis of geodetic data and geological observation in southeastern taiwan. *Tectonics*, 17(6):859–871.
- LEE, W. H. K., BENNETT, R. E. et MEAGHER, K. L. (1972). *A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration*. US Department of the Interior, Geological Survey.
- LEROY, S., RAZIN, P., AUTIN, J., BACHE, F., D'ACREMONT, E., WATREMEZ, L., ROBINET, J., BAURION, C., DENÈLE, Y., BELLAHSEN, N. et AUTRES (2012). From rifting to oceanic spreading in the gulf of aden : a synthesis. *Arabian Journal of Geosciences*, 5(5):859–901.
- LEWIS, C. J. et STOCK, J. M. (1998). Paleomagnetic evidence of localized vertical axis rotation during neogene extension, sierra san fermin, northeastern baja california, mexico. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 103:2455–2470.
- LIENERT, B. R., BERG, E. et FRAZER, L. N. (1986). Hypocenter : An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(3):771–783.
- LIPPOLT, H. J., TROESCH, M. et HESS, J. C. (1990). Excess argon and dating of quaternary eifel volcanism, iv. common argon with high and lower-than-atmospheric $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratios in phonolitic rocks, east eifel, frg. *Earth and Planetary Science Letters*, 101(1):19–33.
- LISTER, G. S., ETHERIDGE, M. A. et SYMONDS, P. A. (1986). Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, 14(3):246–250.
- LISTER, G. S., ETHERIDGE, M. A. et SYMONDS, P. A. (1991). Detachment models for the formation of passive continental margins. *Tectonics*, 10(5):1038–1064.
- LIZARRALDE, D., AXEN, G. J., BROWN, H. E., FLETCHER, J. M., GONZÁLEZ-FERNÁNDEZ, A., HARDING, A. J., HOLBROOK, W. S., KENT, G. M., PARAMO, P. et SUTHERLAND, F. (2007). Variation in styles of rifting in the gulf of california. *Nature*, 448(7152):466–469.
- LONCKE, L., DROZ, L., GAULLIER, V., BASILE, C., PATRIAT, M. et ROEST, W. (2009). Slope instabilities from echo-character mapping along the french guiana transform margin and demerara abyssal plain. *Marine and Petroleum Geology*, 26(5):711–723.
- LONSDALE, P. (1989). Geology and tectonic history of the gulf of california. *Geology and tectonic history of the Gulf of California, in Winterer, E.L., Hussong, D.M., and Decker, R.W., eds., The Eastern Pacific Ocean and Hawaii : Boulder, Colorado, Geological Society of America, Decade of North American Geology, v. N*, pages 499–521.
- LONSDALE, P. (1991). Structural patterns of the pacific floor offshore of peninsular california, in dauphin, j.p., and simoneit, b.r.t., eds., the gulf and the peninsular province of the californias. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 47:87–125.

- LONSDALE, P. (1995). Segmentation and disruption of the east pacific rise in the mouth of the gulf of california. *Marine Geophysical Researches*, 17(4):323–359.
- MALONEY, S. (2009). Late quaternary faulting history of the northern el carrizal fault, baja california sur, mexico [ms thesis] : Flagstaff. *Northern Arizona University*.
- MANATSCHAL, G. (2004). New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from west iberia and the alps. *International Journal of Earth Sciences*, 93(3):432–466.
- MARRETT, R. et ALLMENDINGER, R. W. (1991). Estimates of strain due to brittle faulting : sampling of fault populations. *Journal of Structural Geology*, 13(6):735–738.
- MARTÍN-BARAJAS, A., GONZÁLEZ-ESCOBAR, M., FLETCHER, J. M., PACHECO, M., OSKIN, M. et DORSEY, R. (2013). Thick deltaic sedimentation and detachment faulting delay the onset of continental rupture in the northern gulf of california : Analysis of seismic reflection profiles. *Tectonics*, 32(5):1294–1311.
- MARTÍNEZ-GUTIÉRREZ, G. et SETHI, P. S. (1997). Miocene-pleistocene sediments within the san josé del cabo basin, baja california sur, mexico, in johnson, m.e., and ledesma-vázquez, j., eds., pliocene carbonates and related facies flanking the gulf of california, baja california, mexico : Boulder, colorado. *Special Papers-Geological Society of America*, 318:141–166.
- MASCLE, J. et BLAREZ, E. (1987). Evidence for transform margin evolution from the ivory coast–ghana continental margin. *Nature*, 326(6111):378–381.
- MASINI, E. et OTHER (in prep.). Tectono-sedimentary evolution of supra-detachment rift-basins : A “rosetta stone” preserved in southern baja california sur.
- MASINI, E., ROBIN, C., GEOFFROY, L. et STRZERZYNSKI, P. (2010). The supra-detachment tectono-sedimentary record of rifted margins : the example of the los barriles basin, se baja california sur (resumen). *EGU General Assembly*.
- MCCLAY, K. R. et WHITE, M. J. (1995). Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting. *Marine and Petroleum Geology*, 12(2):137–151.
- MCCLOY, C. (1984). Stratigraphy and depositional history of the san jose del cabo trough, baja california sur, mexico. *Pacific Section SEPM*.
- MCKENZIE, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary science letters*, 40(1):25–32.
- MCKENZIE, D. P. (1969). The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59(2): 591–601.
- MCLEAN, H. et HAUSBACK, B. P. (1984). Reconnaissance geologic map of the la purisma - paso hondo area. baja california sur, mexico. u.s. geological survey, open-file report. *Department of the Interior, United States Geological Survey*, pages 84–93.
- MERCIER, J., VERGELY, P. et MISSENARD, Y. (2016). *Tectonique-4e éd.* Dunod.
- MICHAEL, A. J. (1984). Determination of stress from slip data : faults and folds. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 89(B13):11517–11526.
- MICHAUD, F., CALMUS, T., ROYER, J.-Y., SOSSON, M., BANDY, B., MORTERA-GUTIÉRREZ, C., DYMENT, J., BIGOT-CORMIER, F., CHABERT, A. et BOURGOIS, J. (2007). Right-lateral active faulting between southern baja california and the pacific plate : The toscos-abreojos fault. *Geological Society of America Special Papers*, 422:287–300.

- MICHAUD, F., SOSSON, M., ROYER, J.-Y., CHABERT, A., BOURGOIS, J., CALMUS, T., MORTERA, C., BIGOT-CORMIER, F., BANDY, W., DYMENT, J. *et al.* (2004). Motion partitioning between the pacific plate, baja california and the north america plate : The toscos-abreojos fault revisited. *Geophysical Research Letters*, 31(8).
- MONTAGGIONI, L. et BRAITHWAITE, C. J. R. (2009). *Quaternary Coral Reef Systems. Developments in Marine Geology 5*. Elsevier.
- MORLEY, C. K., HARANYA, C., PHOOSONGSEE, W., PONGWAPEE, S., KORNSAWAN, A. et WONGANAN, N. (2004). Activation of rift oblique and rift parallel pre-existing fabrics during extension and their effect on deformation style : examples from the rifts of Thailand. *Journal of Structural Geology*, 26(10):1803–1829.
- MUHS, D. R., ROCKWELL, T. K. et KENNEDY, G. L. (1992). Late quaternary uplift rates of marine terraces on the pacific coast of north america, southern oregon to baja california sur. *Quaternary International*, 15:121–133.
- MUNGUÍA, L., GONZÁLEZ, M., MAYER, S. et AGUIRRE, A. (2006). Seismicity and state of stress in the la paz–los cabos region, baja california sur, mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(2)(2):624–636.
- MURRAY, B. P., BUSBY, C. J., FERRARI, L. et SOLARI, L. A. (2013). Synvolcanic crustal extension during the mid-cenozoic ignimbrite flare-up in the northern sierra madre occidental, mexico : Evidence from the guazapares mining district region, western chihuahua. *Geosphere*, pages GES00862–1.
- MURTON, B. J. et PARSON, L. M. (1993). Segmentation, volcanism and deformation of oblique spreading centres : A quantitative study of the reykjanes ridge. *Tectonophysics*, 222(2):237–257.
- NEXER, M., AUTHEMAYOU, C., SCHILDGEN, T., HANTORO, W. S., MOLLIEUX, S., DELCAILLAU, B., PEDOJA, K., HUSSON, L. et REGARD, V. (2015). Evaluation of morphometric proxies for uplift on sequences of coral reef terraces : A case study from sumba island (indonesia). *Geomorphology*, 241:145–159.
- NICHOLSON, C., SORLIEN, C. C., ATWATER, T., CROWELL, J. C. et LUYENDYK, B. P. (1994). Microplate capture, rotation of the western transverse ranges, and initiation of the san andreas transform as a low-angle fault system. *Geology*, 22(6):491–495.
- NIER, A. O. (1935). Evidence for the existence of an isotope of potassium of mass 40. *Physical Review*, 48(3):283.
- NIER, A. O. (1950). A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon, and potassium. *Physical Review*, 77(6):789.
- NOURSE, J. A., ANDERSON, T. H. et SILVER, L. T. (1994). Tertiary metamorphic core complexes in sonora, northwestern mexico. *Tectonics*, 13(5):1161–1182.
- ORTLIEB, L. (1987). *Néotectonique et variations du niveau marin au Quaternaire dans la région du Golfe de Californie, Mexique*. Thèse de doctorat, Paris.
- ORTLIEB, L. (1991). Quaternary shorelines along the northeastern gulf of california; geochronological data and neotectonic implications. *Geological Society of America Special Papers*, 254:95–120.
- OSKIN, M. et STOCK, J. (2003a). Marine incursion synchronous with plate-boundary localization in the gulf of california. *Geology*, 31(1):23–26.
- OSKIN, M. et STOCK, J. (2003b). Pacific–north america plate motion and opening of the upper delphin basin, northern gulf of california, mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 115(10): 1173–1190.

- OSKIN, M., STOCK, J. et MARTÍN-BARAJAS, A. (2001). Rapid localization of pacific-north america plate motion in the gulf of california. *Geology*, 29(5):459–462.
- OTA, Y. (1986). Marine terraces as reference surfaces in late quaternary tectonics studies : examples from the pacific rim. *Royal Soc. New Zealand Bull.*, 24:357–375.
- PALLARES, C., MAURY, R. C., BELLON, H., ROYER, J.-Y., CALMUS, T., AGUILLÓN-ROBLES, A., COTTEN, J., BENOIT, M., MICHAUD, F. et BOURGOIS, J. (2007). Slab-tearing following ridge-trench collision : Evidence from miocene volcanism in baja california, méxico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161(1):95–117.
- PARSON, L. M., MURTON, B. J., SEARLE, R. C., BOOTH, D., EVANS, J., FIELD, P., KEETON, J., LAUGHTON, A., MCALLISTER, E., MILLARD, N. *et al.* (1993). En echelon axial volcanic ridges at the reykjanes ridge : a life cycle of volcanism and tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, 117(1-2):73–87.
- PEDOJA, K., HUSSON, L., JOHNSON, M. E., MELNICK, D., WITT, C., POCHAT, S., NEXER, M., DELCAILLAU, B., PINEGINA, T., POPRAWSKI, Y. *et al.* (2014). Coastal staircase sequences reflecting sea-level oscillations and tectonic uplift during the quaternary and neogene. *Earth-Science Reviews*, 132:13–38.
- PEDOJA, K., HUSSON, L., REGARD, V., COBBOLD, P. R., OSTANCIAUX, E., JOHNSON, M. E., KERSHAW, S., SAILLARD, M., MARTINOD, J., FURGEROT, L. *et al.* (2011). Relative sea-level fall since the last interglacial stage : Are coasts uplifting worldwide? *Earth-Science Reviews*, 108(1):1–15.
- PHILIPPON, M., WILLINGSHOFER, E., SOKOUTIS, D., CORTI, G., SANI, F., BONINI, M. et CLOETINGH, S. (2015). Slip re-orientation in oblique rifts. *Geology*, 43(2):147–150.
- PLATTNER, C., MALSERVISI, R., DIXON, T. H., LAFEMINA, P., SELLA, G., FLETCHER, J. et SUAREZ-VIDAL, F. (2007). New constraints on relative motion between the pacific plate and baja california microplate (mexico) from GPS measurements. *Geophysical Journal International*, 170(3):1373–1380.
- PLATTNER, C., MALSERVISI, R. et GOVERS, R. (2009). On the plate boundary forces that drive and resist baja california motion. *Geology*, 37(4):359–362.
- PÁRAMO, P., HOLBROOK, W. S., BROWN, H. E., LIZARRALDE, D., FLETCHER, J., UMHOEFER, P., KENT, G., HARDING, A., GONZALEZ, A. et AXEN, G. (2008). Seismic structure of the southern gulf of california from los cabos block to the east pacific rise. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 113(B3).
- PRIADI, B. (1993). *Géochimie du magmatisme de l'Ouest et du Nord de Sulawesi, Indonésie : traçage des sources et implications géodynamiques*. Thèse de doctorat, Toulouse 3.
- RALEIGH, C. B., HEALY, J. H. et BREDEHOEFT, J. D. (1972). Faulting and crustal stress at rangely, colorado. *Flow and fracture of rocks*, pages 275–284.
- RAMSAY, J. et HUBER, M. (1983). The techniques of modern structural geology. vol. 1. *Strain Analysis*. Academic Press, London.
- REASENBERG, P. et OPPENHEIMER, D. (1985). Fpfit, fplot and fpage; fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. Rapport technique, US Geological Survey,.
- RESTON, T. (2007). Extension discrepancy at north atlantic nonvolcanic rifted margins : Depth-dependent stretching or unrecognized faulting? *Geology*, 35(4):367–370.
- RITZ, J. et TABOADA, A. (1993). Revolution stress ellipsoids in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods. *Bulletin de la Société géologique de France*, 164:519–519.

- ROMERO, D. A. M., UNDA, V. S., RODRIGUES, A. M. et AGUILERA HALE, J. C. (2002). Carta geologico-minera san josé del cabo f12-2-3-5-6, baja california sur, esc. 1 :250,000, map.
- ROWLEY, D. B. et SAHAGIAN, D. (1986). Depth-dependent stretching : A different approach. *Geology*, 14(1):32–35.
- SAGE, F., BASILE, C., MASCLE, J., PONTOISE, B. et WHITMARSH, R. B. (2000). Crustal structure of the continent–ocean transition off the côte d’ivoire–ghana transform margin : implications for thermal exchanges across the palaeotransform boundary. *Geophysical Journal International*, 143(3):662–678.
- SAWLAN, M. G. (1991). Magmatic evolution of the gulf of california rift. *The gulf and peninsular province of the Californias : American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 47:301–369.
- SAWLAN, M. G. et SMITH, J. G. (1984). Petrologic characteristics, age and tectonic setting of neogene volcanic rocks in northern baja california sur, mexico. in Frizzell, Virgil A. Jr., ed., *Pacific Section SEPM*, 39:237–251.
- SCHAAF, P., BÖHNEL, H. et PÉREZ-VENZOR, J. A. (2000). Pre-miocene palaeogeography of the los cabos block, baja california sur : geochronological and palaeomagnetic constraints. *Tectonophysics*, 318(1):53–69.
- SEILER, C., FLETCHER, J. M., KOHN, B. P., GLEADOW, A. J. et RAZA, A. (2011). Low-temperature thermochronology of northern baja california, mexico : Decoupled slip-exhumation gradients and delayed onset of oblique rifting across the gulf of california. *Tectonics*, 30, TC3004,(3).
- SEILER, C., FLETCHER, J. M., QUIGLEY, M. C., GLEADOW, A. J. et KOHN, B. P. (2010). Neogene structural evolution of the sierra san felipe, baja california : Evidence for proto-gulf transtension in the gulf extensional province ? *Tectonophysics*, 488(1):87–109.
- SEILER, C., QUIGLEY, M. C., FLETCHER, J. M., PHILLIPS, D., GLEADOW, A. J. W. et KOHN, B. P. (2013). Stratigraphy and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the santa rosa basin, baja california : Dynamic evolution of a constrictional rift basin during oblique extension in the gulf of california. *Basin Research*, 25(4):388–418.
- SENGÖR, A. et BURKE, K. (1978). Relative timing of rifting and volcanism on earth and its tectonic implications. *Geophysical Research Letters*, 5(6):419–421.
- SIRKIN, L., SZABO, B., PADILLA, G., PEDRIN, S. et DIAZ, E. (1990). Uranium-series ages of marine terraces, la paz peninsula, baja california sur, mexico. *Coral Reefs*, 9(1):25–30.
- SNOKE, J., MUNSEY, J., TEAGUE, A. G. et BOLLINGER, G. (1984). A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and sv-p amplitude ratio data. *Earthquake notes*, 55(3):15.
- SOKOUTIS, D., CORTI, G., BONINI, M., BRUN, J. P., CLOETINGH, S., MAUDUIT, T. et MANETTI, P. (2007). Modelling the extension of heterogeneous hot lithosphere. *Tectonophysics*, 444(1): 63–79.
- SPENCER, J. E. et NORMARK, W. R. (1979). Tosco-abreojos fault zone : A neogene transform plate boundary within the pacific margin of southern baja california, mexico. *Geology*, 7(11): 554–557.
- SPENCER, J. E. et NORMARK, W. R. (1989). Neogene plate-tectonic evolution of the baja california sur continental margin and the southern gulf of california, mexico. *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii : Boulder, Colorado, EUA, Geological Society of America*, pages 489–497.

- SQUIRES, D. F. (1959). Results of the puritan–american museum of national history expedition to western mexico, 7. corals and coral reefs in the gulf of california. *Bulletin American Museum Natural History*, 118(7):367–432.
- STEIGER, R. et JÄGER, E. (1977). Subcommission on geochronology : convention on the use of decay constants in geo-and cosmochronology. *Earth and planetary science letters*, 36(3): 359–362.
- STEWART, J. H. (1998). Regional characteristics, tilt domains, and extensional history of the late cenozoic basin and range province, western north america. *Special Papers-Geological Society of America*, pages 47–74.
- STIRLING, C. H., ESAT, T. M., LAMBECK, K. et McCULLOCH, M. T. (1998). Timing and duration of the last interglacial, evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 160:745–762.
- STOCK, J. M. et HODGES, K. V. (1989). Pre-pliocene extension around the gulf of california and the transfer of baja california to the pacific plate. *Tectonics*, 8(1):99–115.
- STOCK, J. M. et LEE, J. (1994). Do microplates in subduction zones leave a geological record? *Tectonics*, 13(6):1472–1487.
- SUTHERLAND, F. H. (2006). *Continental rifting across the Southern Gulf of California*. Thèse de doctorat, UC San Diego.
- SUTHERLAND, F. H., KENT, G. M., HARDING, A. J., UMHOEFER, P. J., DRISCOLL, N. W., LIZARRALDE, D., FLETCHER, J. M., AXEN, G. J., HOLBROOK, W. S. et GONZÁLEZ-FERNÁNDEZ, A. (2012). Middle miocene to early pliocene oblique extension in the southern gulf of california. *Geosphere*, 8(4):752–770.
- TIREL, C., BRUN, J.-P. et BUROV, E. (2008). Dynamics and structural development of metamorphic core complexes. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 113(B4).
- TRON, V. et BRUN, J.-P. (1991). Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems. *Tectonophysics*, 188(1):71–84.
- TUCKWELL, G. W., BULL, J. M. et SANDERSON, D. J. (1998). Numerical models of faulting at oblique spreading centers. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 103(B7): 15473–15482.
- TWISS, R. J., PROTZMAN, G. M. et HURST, S. D. (1991). Theory of slickenline patterns based on the velocity gradient tensor and microrotation. *Tectonophysics*, 186(3):215–239.
- UMHOEFER, P. J. (2011). Why did the southern gulf of california rupture so rapidly?—oblique divergence across hot, weak lithosphere along a tectonically active margin. *GSA Today*, 21(11).
- UMHOEFER, P. J., DORSEY, R. J., WILLSEY, S., MAYER, L. et RENNE, P. (2001). Stratigraphy and geochronology of the comondu group near loreto, baja california sur, mexico. *Sedimentary Geology*, 144(1):125–147.
- UMHOEFER, P. J., MALONEY, S. J., BUCHANAN, B., ARROWSMITH, J. R., MARTINEZ-GUTIÉRREZ, G., KENT, G., DRISCOLL, N., HARDING, A., KAUFMAN, D. et RITTENOUR, T. (2014). Late quaternary faulting history of the carrizal and related faults, la paz region, baja california sur, mexico. *Geosphere*, 10(3):476–504.
- VELASCO, M. S., BENNETT, R. A., JOHNSON, R. A. et HREINSDÓTTIR, S. (2010). Subsurface fault geometries and crustal extension in the eastern basin and range province, western US. *Tectonophysics*, 488(1):131–142.

- VON WEIZSÄCKER, C. F. (1937). Über die möglichkeit eines dualen beta-zerfalls von kalium. *Physikalische Zeitschrift*, 38:623.
- WEINBERG, R. F., REGENAUER-LIEB, K. et ROSENBAUM, G. (2007). Mantle detachment faults and the breakup of cold continental lithosphere. *Geology*, 35(11):1035–1038.
- WERNICKE, B. (1985). Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(1):108–125.
- WHITE, N. et MCKENZIE, D. (1988). Formation of the "steer's head" geometry of sedimentary basins by differential stretching of the crust and mantle. *Geology*, 16(3):250–253.
- WHITMARSH, R. B., MANATSCHAL, G. et MINSHULL, T. A. (2001). Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. *Nature*, 413(6852):150–154.
- WHITMARSH, R. B. et WALLACE, P. J. (2001). The rift-to-drift development of the west iberia non-volcanic continental margin ; a review of the contribution of ocean drilling program leg 173. In *Beslier, M.-O., Whitmarsh, R.B., Wallace, P.J., and Girardeau, J. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 173 [Online]*, pages 1–36.
- WITHJACK, M. O. et JAMISON, W. R. (1986). Deformation produced by oblique rifting. *Tectonophysics*, 126(2):99–124.
- WONG, M. S. et GANS, P. B. (2003). Tectonic implications of early Miocene extensional unroofing of the Sierra Mazatán metamorphic core complex, Sonora, Mexico. *Geology*, 31(11):953–956.
- WONG, M. S. et GANS, P. B. (2008). Geologic, structural, and thermochronologic constraints on the tectonic evolution of the sierra mazatán core complex, sonora, mexico : New insights into metamorphic core complex formation. *Tectonics*, 27(4).
- WONG, M. S., GANS, P. B. et SCHEIER, J. (2010). The 40ar/39ar thermochronology of core complexes and other basement rocks in sonora, mexico : Implications for cenozoic tectonic evolution of northwestern mexico. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 115, B07414.
- WONG, V. et MUNGUÍA, L. (2006). Seismicity, focal mechanisms, and stress distribution in the tres vírgenes volcanic and geothermal region, baja california sur, mexico. *Geofísica internacional*, 45(1):23–37.
- ZANCHI, A. (1994). The opening of the gulf of california near loreto, baja california, mexico : from basin and range extension to transtensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, 16(12):1619–1639.
- ZHANG, X., PAULSEN, H., LEBEDEV, S. et MEIER, T. (2009). 3d shear velocity structure beneath the gulf of california from rayleigh wave dispersion. *Earth and Planetary Science Letters*, 279(3):255–262.
- ZIEGLER, P. A. et CLOETINGH, S. (2004). Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth-Science Reviews*, 64(1):1–50.

Rupture continentale oblique : évolution tectonique du Golfe de Californie (Basse Californie du Sud) du Néogène à l'actuel

Anna BOT

Résumé

Le Golfe de Californie (GOC) est un exemple de rift très oblique, au stade d'accrétion depuis 3,6 Ma au sud. La déformation continentale débute au Miocène dans un contexte arrière-arc, en relation avec la subduction de la plaque Pacifique sous la Plaque Nord-Américaine. L'objectif de cette thèse est de déterminer l'histoire de la déformation à l'origine de la rupture continentale ainsi que les phénomènes post-rupture. Cette étude utilise des données tectoniques, sismologiques et géomorphologiques sur la marge Ouest du GOC en Basse Californie du Sud. Elles sont calées temporellement par des datations d'isotopes radiogéniques et cosmogéniques. Une histoire polyphasée de la déformation, essentiellement post-magmatique, est proposée en termes d'évolution des directions des failles et de déformations relativement à la cinématique des plaques. Je démontre dans cette zone que la déformation qui conduit à l'amincissement et à l'étirement lithosphérique est d'abord fortement oblique et devient transtensive et moins oblique relativement à la cinématique à partir de 7-8 Ma. La marge étudiée est intégrée de manière cohérente à l'ensemble des domaines déformés associés à la formation du GOC. On montre notamment que les marges du GOC sont diachrones et qu'elles se forment par migration vers l'Ouest de la déformation vers la zone de subduction, qui devient inactive vers 12 Ma. La dynamique post-breakup du GOC est interprétée en termes de mobilisation par fluage de la croûte inférieure en relation avec un événement thermique lié à la rupture du slab. En conclusion, l'évolution du GOC ne peut s'expliquer par les modèles simples de rifting oblique et de formation de marges passives.

Mots clés : Rifting oblique, Golfe de Californie, détachement, sismologie, datation K-Ar, tenseur des contraintes, champ de déformation

Mechanisms of oblique breakup : a tectonic study of the Gulf of California from Neogene to Present

Abstract

The Gulf of California (GOC) is an example of highly-oblique rift. Oceanic accretion started 3.6 Ma ago at its southern end. The earliest continental extension started during the Miocene, in a back-arc setting, in connection with the subduction of the Pacific plate (PAC) beneath North America (NAM). In this study, I reconstitute the strain evolution along the proximal Baja California margin. For this, I used original tectonic and seismological data which I collected in Baja California Sur (BCS). Those data were time-constrained with absolute dating (radiogenic and cosmogenic isotopes). I outline that the main stretching and thinning of the Late Miocene-Pliocene Baja California margin was highly oblique regarding NAM-PAC kinematic vector, turning less oblique. By integrating the studied margin in the evolution of the GOC, it is proposed that the final break-up mechanism occurred within a broad semi-ductile right-lateral central shear-zone. It is shown that the two GOC passive margins didn't form at the same time, crustal strain migrating westward during the Miocene in response to a probable retreat of the dying slab. The active post-breakup deformation in the proximal BCS is best interpreted in connection with an outward flow of the lower crust in a trend compatible with the margin shaping inherited from the major GOC-normal to GOC-oblique Miocene crustal deformation. This ductile flow would be enhanced by the heat input from the slab rupture. To conclude, the GOC evolution as an oblique rift system adjusts with no existing analogical or numerical model of strain field evolution of oblique rifting, a probable consequence to the complex dynamics in back-arc settings.

Keywords : Oblique rifting, Gulf of California, detachment fault, seismology, K-Ar Dating, strain field, stress tensor