



HAL
open science

**Cinématique Actuelle du Nord de l'Amérique Centrale:
Zone de Jonction Triple Amérique du Nord
Amérique-Cocos-Caraïbe. Apport des données
sismologiques et géodésiques aux modèles régionaux**

Aurore Franco

► **To cite this version:**

Aurore Franco. Cinématique Actuelle du Nord de l'Amérique Centrale: Zone de Jonction Triple Amérique du Nord Amérique-Cocos-Caraïbe. Apport des données sismologiques et géodésiques aux modèles régionaux. Sciences de la Terre. Université Paris Sud - Paris XI, 2008. Français. NNT : . tel-00431870

HAL Id: tel-00431870

<https://theses.hal.science/tel-00431870>

Submitted on 13 Nov 2009

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

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

Thèse de Doctorat

présentée par

Aurore FRANCO

Pour l'obtention du titre de Docteur de l'Université Paris XI
(Spécialité : Sciences de la Terre)

Cinématique Actuelle du Nord de l'Amérique Centrale : Zone de Jonction Triple Nord Amérique-Cocos-Caraïbe

Apport des données sismologiques et géodésiques
aux modèles régionaux

Soutenue le 19 Septembre 2008
Devant le jury composé de :

Hélène LYON-CAEN	DR École Normale Supérieure	Directrice de thèse
Cécile LASSERRE	CR, École Normale Supérieure	Co-directrice de thèse
Eric CALAIS	Pr., Purdue University	Rapporteur
Jacques DÉVERCHÈRE	Pr., Université de Bretagne Occidentale	Rapporteur
Nicolas CHAMOT-ROOKE	CR, École Normale Supérieure	Examineur
Hermann ZEYEN	Pr., Université Paris XI	Examineur

Laboratoire de Géologie de l'ENS, Paris

Remerciements

Au moment de tourner (enfin) la dernière page de ce manuscrit me reste-t-il encore à rédiger l'ultime chapitre, le plus naturel sans doute mais pas des plus simples. Il s'agit, avec un si petit mot, de remercier celles et ceux qui, d'une façon ou d'une autre, ont permis la réalisation de ce manuscrit tant d'un point de vue scientifique que personnel. La tâche n'est pas aisée et je m'excuse par avance de tout oubli malencontreux que pourrait commettre une thésarde en hâte de finir et en peine de ne savoir faire résonner comme il se doit (par pudeur ou manque d'habitude¹ ?) ce petit mot, 'merci' si plein de sens.

Suite à ce laborieux prologue, je tiens tout d'abord à remercier, évidemment, mes directrices de thèse à qui le manuscrit doit beaucoup : Hélène Lyon-Caen pour m'avoir proposé ce sujet riche qui m'a souvent menée jusqu'au Guatemala. Merci de m'avoir permis, au détour d'une mission de faire escale vers El lago de Atitlán, El Rio Cahabon sans oublier les pyramides maya de Tikal. Je remercie également chaleureusement Cécile Lasserre pour sa gentillesse, ses conseils, ses nombreuses :o) corrections, et surtout son naturel à toute épreuve toujours fort appréciable en toutes circonstances. Je remercie également Eric Barrier un des fondateurs du projet Guatemala.

Je voudrais également remercier tous les membres de mon jury : Eric Calais et Jacques Déverchère pour avoir gentiment accepté de rapporter cette thèse. Merci pour leur lecture attentive et la discussion plus qu'intéressante et constructive qui en a résulté. J'ai assez bizarrement passé un bon moment pour cette soutenance et à vrai dire, je ne l'aurais pas parié la veille. Merci également à Hermann Zeyen et Nicolas Chamot-Rooke d'avoir accepté le rôle d'examineur malgré la surpopulation de soutenances en cette fin septembre 2008.

Evidemment, je remercie tous les gens avec qui j'ai pu travailler au cours de cette thèse, en France où sur le terrain : Tony Monfret (plus connu, outre atlantique, sous le nom d'El señor tambito), Alexandre Nercessian (personnage surprenant s'il en est) et Jérôme Vergne qui m'a également accompagné dans les méandres des fonctions récepteurs en Amérique Centrale. J'ai partagé avec tout le monde quelques galères mais surtout de très bons moments sur le terrain.

No se como decir muchas gracias a todas las personas muy adorable encontré en Guatemala : Enrique Molina y Silvia Cortez (para vuestra implicacion colosal en el proyecto), Pablo, Alfredo, Omar, Jaime, Pascal, Miguel (segura que el Guatemala va

¹Mieux vaut sans doute ne pas répondre à cette question

pronto a haber su Desquite contra el Costa-Rica en football), Sergio, Luis (El señor peluche?), Los estudiantes de Silvia, Jorge, Guillermo gracias todos para vuestra ayuda y vuestro sentido del humor. 'Para mi, solo recorrer los caminos que tienen corazón, cualquier camino que tenga corazón'. Tengo mucho mucho muy buenos recuerdos en Guatemala.

Thanks a lot to Vladimir Kostoglov for the GPS data in Chiapas (y su ayuda), gracias tambien para el IGN en Guatemala y el IGCN en Salvador.

Merci également à tous ceux qui m'ont 'aidé' (et le mot est faible) pour le pot de thèse parce que s'il n'avait fallu compter que sur moi on n'aurait pas mangé grand-chose. Merci donc et tout particulièrement à Hélène et Françoise mais aussi à Carlo, Vitor (légendaire coupeur de gâteaux), Florent et Rana pour les courses. Le fabuleux Punch de Sandrine, les gougères de Tiffany, les gâteaux, chips, tartes (non pas moi, celles qui se mangent) et autres boissons de Sara, Alex, Vivien, Pauline, Nadaya, Arnaud, Dominique... (so sorry pour ceux que j'oublie)

Je remercie aussi tous ceux qui ont fait partie de mon petit monde pendant ces quelques années :

Je n'irai peut-être pas jusqu'à oublier mes collègues de l'ENS : Sara, évidemment mon éternelle co-bureau, toujours aussi adorable, dont le seul défaut est sans doute de parler un petit peu trop bien français, histoire que le seul mot correcte que je connaisse en italien soit la traduction de "taille-crayon" ce qui est loin d'être facile à replacer dans une conversation ... :o). Yann, notre Maupertuis 'local', amoureux incompris du beau langage et un peu des dragons aussi quand même mais faut pas trop le dire, à nos conversations de fin de journée ! , Olivier le 13^{me} homme en colère, Vincent qui attendait presque patiemment chaque midi que je calle sur mon plat de résistance pour me demander, l'air de rien, tu ne mange pas ton dessert?, Francesco, la pétillante Caroline même si loin toujours un peu là quand même, Rana, Penelope sans qui mon manuscrit n'aurait jamais été envoyé, j'ai particulièrement apprécié toutes nos conversations merci pour tout et j'espère à bientôt au Mexique. Matthias et Georges mes deux acolytes du DEA, Maya et son home made élixir de vie everyday use only, Antonios, l'homme qui n'existe pas est pourtant si drôle. Mes charmantes compagnies de bureau en l'absence de Sara, Régis merci pour ses nombreux mails d'encouragements et ses débats philosophiques sur le sexe des anges, Mélanie, pour m'avoir supportée pendant les deux derniers mois de rédaction, pour ses encouragements et les moments détentes, c'était vraiment sympa :o). Sylvain, pour ses sorties piscine de fin de rédaction et ses conseils yoga de dernières minutes avant soutenance, Françoise, notre secrétaire et à l'occasion notre seconde maman à tous dans les moments difficiles, merci pour ses vitamines et son magnésium de choc ! Merci à Christophe Vigny qui m'a sortie d'affaires quand certains obscurantismes GPS longue durée se manifestaient. Merci aux informaticiens François, Pierpaolo et Baptiste, on a toujours besoin de vous. Un énorme merci à Marie-Pierre Doin pour son légendaire sourire, sa gentillesse, son enthousiasme, ses conseils et paroles rassurantes de fin de soirée.

Les physiciens, qui ont partagé nos pauses déjeuné et café Julien et Sébastien le duo de choc, Florent le tranquille, Vitor l'attentif, Carlo qui, quand il vient chez moi, pense

bien à faire la cuisine et la vaisselle mais oublie complètement de faire le ménage. Merci aussi à Emilie Scherer, de l'autre côté du couloir, tant de soirs, de potins, de repas et d'encouragements mutuels partagés dans l'ENS désertée passé une certaine heure.

Merci également à mes collègues de Paris 6 : Christel Tiberi que je ne remercierai jamais assez pour son soutien pour le poste d'ATER à Paris 6, pour les données gravi aussi mais surtout son soutien personnel, pour sa gentillesse et son humour qui ont été plus qu'indispensable :o)!. Merci également à Frédérique Rolandone pour m'avoir soutenu notamment pour le poste d'ATER, et avec qui j'ai beaucoup apprécié travailler et prendre des pauses café. Un énorme bisou aux infatigables de la fête et de la bonne humeur à savoir Kristell, Julia, Louise, Clémence, Agnès, Valérie, Sunsearé, Elia, Damien, Clément, Thomas, Pierre-Yves, Benjamin, Manu, William. J'ai plus qu'apprécié vous connaître cette année là et pourvu que ça dure. Merci à tous mes étudiants de LT101 et LT208 si adorables. Un petit coucou aussi vers l'IPG notamment pour Maryline mon acolyte du GPS en fin thèse, Anne Socquet pour ses conseils DEFNODE et ses encouragements. Eventuellement, merci aussi à Benoît dit Benout, Aurélie et sa boîte d'eau autrement nommée Brenda mais ca c'est une autre histoire.

Et puis tous ceux que je ne remercie évidemment pas :o) Pierre qui partage ma cinéphilie expérimentale avec qui on peut toujours 'partager' une bière ou une tarte aux framboises même à quatre heures du matin ! Antonin (évidemment) je ne sais comment le remercier d'être systématiquement encore plus en retard que moi surtout aux rendez-vous de Jeff ! Jeff (évidemment) qui peut m'appeler à n'importe quelle heure 20 fois suite pour me dire qu'il me déteste :o). Thibaut déjà notre première rencontre était foudroyante surtout pour les quelques victimes collatérales dont l'appart d'Antonin et d'une boîte de Ferrero (paix à son âme). Nicolas qui essaie par tous les moyens de m'abandonner sur une aire d'autoroute entre Paris et Lyon, Roman, vamos à Chin-Chin ? Les turons, Nico, Nico (l'autre Nico), Dinou (ma DL, mon irremplaçable muse), Nathanaël, mes colloqs des années prépas Chrystelle (j'adore toujours autant ton rire), Marika, encore (vivement le retour de nos pauses déjeuné du mercredi je t'adore) et Cheïma, toujours. Merci à mes boulettes, Sandrine, avec qui on peut toujours se rouler dans la boue au bord de l'Yvette, en Ardèche, dans les Pyrénées ou à la Réunion, Tiffany à qui on peut toujours emprunter des chaussures pour aller se rouler dans la boue (je t'assure ce n'était pas prévu), et Perrine qui ne rate jamais une occasion non plus de rire. Mes bléros, Matt, Jeff et Mathieu, à nos parties de poker, nos fous rires et nos records presque invincibles. Mi cariña Enea espero te ver pronto bajo el sol de Valencia. Comment pourrais-je oublier les plus beaux, mon irréductible bouffée de bonne humeur en toute circonstance ! Ad, Mag, Che, Alexis, Stephane, Stephanie, Linda, Domi, tous ceux pour qui passer "un peu trop de" temps à "glousser" dans les bars est bien la notre moindre défaut. Je vous adore !!!!

Enfin en ce mot terminant merci à ceux qui sont tellement toujours là quoiqu'il arrive, qu'écouter les blagues les plus nulles du monde, regarder les pires navets cinématographiques ou se perdre en pleine nuit par -15 au milieu de nulle part, même dans les pires moments devient un pur moment de bonheur que je n'échangerais pour rien au monde comprenez qui pourra :o) Bisous à tous.

Résumé

Le Nord de l'Amérique Centrale est une zone complexe d'Interaction entre trois grandes plaques tectoniques majeures : La plaque Caraïbe (CA) la plaque Amérique du Nord (AN) et la plaque Cocos (CO). Alors que la plaque Cocos subducte sous les plaques Caraïbe et Amérique du Nord, le mouvement relatif entre ces deux dernières plaques, en domaine continental, est principalement accommodé par le système de failles décrochantes sénestres Est-Ouest Polochic-Motagua.

Nous avons installé, début 2005 et pour une période de 6 mois, un réseau de 30 stations sismologiques afin d'analyser l'activité sismique actuelle du système de failles Polochic Motagua ainsi que d'imager la structure de la lithosphère en profondeur. Nous montrons que l'activité sismique enregistrée est principalement concentrée au-dessus de 15 km de profondeur et distribuée le long des deux failles de Polochic et de Motagua qui montre une activité comparable. Aucun événement enregistré n'est associé à la faille de Jocotan. Nous observons également l'activité d'un des grabens Nord-Sud situé au sud de la faille de Motagua ainsi que probablement des plis Est-Ouest situés au Nord de la faille de Polochic. A l'aide de la méthode de fonctions récepteur nous avons localisé la discontinuité de Mohorovic à une profondeur moyenne de 35 kilomètres. L'image du Moho le long d'un profil perpendiculaire au système de faille semble suggérer qu'il existe un amincissement de la croûte entre les failles de Polochic et de Motagua bien que ce résultat reste à confirmer.

Dans le but de caractériser la déformation à la jonction triple CA-CO-AN, en terme d'interactions et de contribution relative des différentes structures (les failles de Polochic, de Motagua, la série de grabens Nord-Sud, l'Arc volcanique...) et l'interface de subduction, nous avons utilisé des données GPS provenant de différents réseaux géodésiques localisés au Guatemala (24 sites mesurés en 1999, 2003 et 2006), au Chiapas, Mexique méridional (8 sites mesurés tout les ans entre 2002 et 2005) et au Salvador (3 sites mesurés en 2003 et 2006). Les données ont été traitées et combinées avec les logiciels GAMIT et GLOBK. Le champ de vitesse obtenu fut dans un premier temps ajusté à l'aide d'un simple modèle élastique. La faille de Motagua semble accommoder la majorité du mouvement sénestre entre les plaques CA et AN, dont seulement 15% est accommodé par la faille de Polochic malgré sa morphologie, son histoire sismique récente et sa sismicité actuelle comparables à celles de la faille de Motagua. Ceci semble suggérer des interactions mécaniques complexes entre les deux failles décrochantes à l'échelle de plusieurs cycles sismique ou une rhéologie complexe de la lithosphère sous le système de

failles Polochic-Motagua. Un modèle à une seule faille centrée sur la faille de Motagua bloquée sur 15 km de profondeur suggère une vitesse de glissement décroissante d'Est (20 mm/an) vers le centre du Guatemala (15 mm/an) vers la jonction triple CA-CO-AN (~ 0 mm/an). Cette décroissance semble être cohérente avec le taux d'extension Est-Ouest observé à travers les grabens d'Ipala et de Guatemala-city. Nous observons également un mouvement dextre à travers l'Arc volcanique d'Amérique Centrale d'environ 15mm/an au Salvador et 10mm/an au Guatemala. Ce mouvement est cohérent avec celui observé plus au Sud au Nicaragua et au Costa-Rica. Afin de prendre en compte les rotations de blocs et la déformation élastique localisée sur des failles situées aux frontières de ces blocs, nous avons utilisé un modèle élastique inverse 3D (DEFNODE, McCaffrey, 2002) pour ajuster notre champ de vitesse. Un modèle à 4 blocs (CO, CA, AN et une microplaque cotière située entre l'arc volcanique d'Amérique Centrale et l'interface de subduction CO/CA) suggère un couplage décroissant à l'interface de subduction du Chiapas vers le Guatemala bien que ce résultat ne soit pas entièrement résolu par la densité actuelle de nos données.

Abstract

Northern Central America is located in a complex zone of interaction between three major tectonic plates : the North American (NA), the Caribbean (CA) and the Cocos (CO) plates. While the CO plate is subducting under the NA and CA plates along the Mid-American trench, the on-land relative motion between the NA and CA plates is mainly accommodated by the east-west trending left-lateral Polochic-Motagua fault system.

We installed in 2005, during 6 months, a 30 stations seismological network in order to analyse the present seismic activity of the Polochic-Motagua fault system and to constrain the lithosphere characteristic at depth in this area. We show that the seismic activity is concentrated at depth less than 15 km. The level of seismicity of the Polochic and the Motagua faults is comparable while no earthquakes were registered from the Jocotan fault. We also observe activity in a North-South trending graben south of the Motagua fault and probably activity on the folds north of the Polochic fault. Using the receiver function method we localise the mohorovic discontinuity at about 35 km. Our data suggest that the crustal thickness is smaller between the Polochic and Motagua faults than north or south.

We use GPS data to characterize the deformation in the CO-CA-NA triple junction area in terms of interactions and relative contributions of the different structures (Polochic and Motagua faults, a series of north-south grabens south of them and the Mid-American Volcanic Arc, MAVA), and coupling at the subduction interface. We analyse GPS-campaign data from different networks in Guatemala (24 sites measured in 1999-2003-2006), Salvador (3 sites measured in 2003 and 2006) and Chiapas, southern Mexico (8 sites measured each year from 2002 to 2004). Data are processed and combined using the GAMIT/GLOBK software. The obtained velocity field is first fitted using simple elastic models. The Motagua fault seems to accomodate most of the present left-lateral motion between CA and NA, with less than 15% taken by the Polochic fault despite its comparable surface morphology, historical seismicity and microseismic activity. This may suggest complex mechanical interactions between the Motagua and Polochic faults at the scale of several seismic cycles. A single fault model, centered on the Motagua fault, locked at a depth of 15 km, indicates a slip rate decrease from eastern (20 mm/yr) to central Guatemala (15 mm/yr) towards the CA-CO-NA triple junction (0 mm/yr ?). This decrease seems to be consistent with east-west extension rates estimated across the Ipala and Guatemala city grabens south of the Motagua fault. We also observe a right-lateral movement across the MAVA : 15mm/yr in Salvador and 10mm/yr in Guatemala. This

movement is consistent with that observed along the nicaraguan and costa-rican volcanic arcs. To take into account the rotation of blocks and the elastic deformation localized on faults at their boundaries in this area, we finally use the 3D-elastic inverse model DEFNODE (McCaffrey 2002) to fit the GPS-derived deformation field. Our 4 blocks (CO,CA, NA and a microplate in between the MAVA and the CO subduction interface) suggests a coupling decrease at the subduction interface from Chiapas to Guatemala, although not fully resolved with the present data set.

Liste des Acronymes

ANSS	Advanced National Seismic System
CMT	Centroid Moment Tensor
CORS	Continuously Operating Reference Stations
DORIS	Doppler Orbitography Radiopositioning Integrated by Satellite
GAMIT	GPS package Analysis of MIT
GLOBK	GLOBAL Kalman filter
GPS	Global Positioning System
IERS	International Earth Rotation Service
IGS	International GPS Service
INSIVUMEH	Instituto Nacional de Sismología Vulcanología, Meteorología e Hidrología
INSU	Institut National des Sciences de l'Univers
ITRF	International Terrestrial Reference Frame
ITRS	International Terrestrial Reference System
LLR	Lunar Laser Ranging
MNT/DEM	Modèle Numérique de Terrain/Digital Elevation Model
NEIC	National Earthquake Information Center
NEIS	National Earthquake Information Service
RINEX	Receiver Independent Exchange
SLR	Satellite Laser Ranging
SOPAC	Scripps Orbit and Permanent Array Center
SSN	Servicio Sismológico Nacional
UNAM	Universidad Nacional Autónoma de México
USGS	United States Geological Survey
VLBI	Very Long Baseline Interferometry

Table des matières

Introduction générale	5
I L'Amérique Centrale au coeur d'un système géodynamique complexe	7
1 Le domaine Caraïbe	9
1.1 Le contexte géodynamique	11
1.1.1 Les limites de la plaque Caraïbe	11
1.1.2 Cinématique globale du domaine Caraïbe	12
1.2 La plaque Caraïbe	13
1.2.1 Les grands ensembles morphologiques	13
1.2.2 Origine de la plaque Caraïbe	14
1.3 Subduction de la plaque Cocos sous les plaques Amérique du Nord et Caraïbe	14
1.3.1 Origine de la plaque Cocos	15
1.3.2 Bathymétrie de la plaque Cocos	16
1.3.3 Âge de la plaque Cocos	17
1.3.4 Géométrie du panneau plongeant	18
1.3.5 La sismicité historique le long de la fosse d'Amérique Centrale . .	20
1.4 Le fossé Cayman	24
1.5 Cinématique actuelle de la plaque Caraïbe	26
1.5.1 Apport des données géodésiques	26
1.5.2 La frontière Sud	28
1.5.3 La frontière Nord	28
1.5.4 La frontière Ouest	29
2 L'extrémité Ouest de la plaque Caraïbe	31
2.1 Les grandes zones de déformation	31
2.1.1 La faille de Polochic	35
2.1.2 La faille de Motagua	37
2.1.3 La faille de Jocotan	39
2.1.4 Les grabens Nord-Sud de la plaque Caraïbe	40
2.1.5 L'arc volcanique d'Amérique Centrale	41

2.2	Le séisme de 1976	42
2.2.1	Etude tectonique de la rupture	42
2.2.2	Les effets postsismiques	44
2.3	Bilan et questions ouvertes	47

II Activité microsismique actuelle du système de failles Polochic-Motagua et Etude de structure 49

3	Microsismicité actuelle du système de failles décrochantes	51
3.1	Le réseau Guatemala 2005	52
3.1.1	Objectifs du projet	52
3.1.2	Campagne de mesures : 16 Janvier - 7 juillet 2005	54
3.2	Traitement des données	59
3.2.1	Les dérives temporelles	60
3.2.2	Détection et extraction des événements	61
3.3	Localisation des événements	63
3.3.1	Choix du modèle de vitesse	63
3.3.2	Qualité des localisations	67
3.4	Analyse de la microsismicité	71
3.5	Conclusion et perspectives	76
4	Structure et Fonctions Récepteur	79
4.1	Fonctions Récepteur sur des télé-séismes	80
4.1.1	Principe théorique	80
4.1.2	Sélection des données disponibles	85
4.1.3	Fonctions récepteur sur des données télé-sismiques	85
4.2	Utilisation des séismes régionaux	90
4.2.1	Sélection des données	90
4.2.2	Influence du paramètre de rai sur la conversion PS	91
4.2.3	Conclusion et discussion	93

III Cinématique actuelle sur la zone jonction triple Cocos-Caraïbe-Amérique du Nord 97

5	Données GPS exploitées et leur traitement	99
5.1	Le réseau Guatemala	101
5.1.1	Les campagnes de mesures	101
5.1.2	Combinaison des sessions journalières	114
5.2	Le réseau Salvador	126
5.2.1	Les campagnes de mesures	126
5.2.2	Combinaison des données	128

5.3	Le réseau Chiapas, Mexique	129
5.3.1	Les campagnes de mesures	129
5.3.2	Combinaison des sessions journalières	132
5.4	Compatibilités des solutions	136
6	Analyse de la cinématique régionale	141
6.1	Description du champ de vitesse actuel	141
6.1.1	Champ de vitesse relatif à la plaque Amérique du Nord stable . . .	142
6.1.2	Déformation de la plaque Caraïbe	143
6.2	Caractérisation des zones de déformation	146
6.2.1	Quantification de l'extension Est-Ouest sur la plaque Caraïbe . . .	147
6.2.2	Déformation intersismique à travers les failles décrochantes . . .	148
6.2.3	Rôle des effets post-sismiques du séisme de 1976	158
6.3	Caractérisation du couplage le long de la fosse d'Amérique Centrale . . .	162
6.3.1	Modélisation	162
6.3.2	Couplage Cocos-Caraïbe	165
6.3.3	Couplage Cocos-Amérique du Nord	166
6.4	Rôle de l'arc volcanique	167
7	Modèle régional	171
7.1	Principe théorique du modèle	172
7.1.1	Champ de vitesse, rotation rigide et taux de déformation	172
7.1.2	Paramètres d'inversion dans le code DEFNODE	174
7.2	Cinématique à trois grandes plaques	177
7.2.1	Paramètres du modèle et données	177
7.2.2	Modèle de référence	181
7.2.3	Inversion à 7 paramètres	184
7.2.4	Sensibilité du modèle aux variations de couplage le long de la zone de subduction	188
7.2.5	Modèle "Amérique du Nord" (AN)	189
7.3	Prise en compte de l'arc volcanique	192
7.3.1	Paramètres du modèle 4B	193
7.3.2	Inversion	194
7.4	Corrélation des paramètres dans l'inversion	200
7.5	Conclusion et discussion	201
7.5.1	Modèles cinématiques antérieurs	202
7.5.2	Apport des données GPS :	203
8	Discussion et Conclusion	209
8.1	Couplage mécanique le long d'une zone de subduction	209
8.2	Origine de la variation latérale de couplage au nord de l'Amérique Centrale	211
8.2.1	Sismicité	212
8.2.2	Âge de la lithosphère	212

8.2.3	Aspérités, anomalie de gravité, épaisseur de sédiments	212
8.3	Du couplage cinématique au couplage sismique	214
Conclusions et perspectives		217
A	Origine et évolution de la plaque Caraïbe : Modèle "Pacifique" versus modèle "intraplaque"	235
B	Principe de la mesure GPS	243
B.1	Mesure des pseudo-distances sur les codes	244
B.2	Mesure de phase	245
B.3	Sources d'erreurs des mesures de phase	247
B.4	Les erreurs horloges	247
B.5	La réfraction dans l'ionosphère	248
B.6	La réfraction dans la troposphère	249
B.7	La précision des orbites	249
B.8	Les multi-trajets	249
B.9	La variation du centre de phase des antennes	250
C	Tableaux récapitulatifs	251
C.1	Séismes survenus entre la première et la dernière mesure GPS	251
C.2	Loi d'échelle	257
C.3	Séismes utilisés pour l'étude des fonctions récepteurs	258
D	Les Series temporelles	261
E	Kinematics of North American-Caribbean-Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault System	269

Introduction générale

Les quelques dernières années ont été marquées par de nombreuses et tragiques catastrophes naturelles d'origine tellurique. Pour ne citer qu'eux : le séisme de Banda Aceh (Mw 9,2) du 26 décembre 2004 responsable d'un tsunami dévastateur en Indonésie (e.g. Vigny *et al.*, 2005), le séisme de Nias (Mw 8,7) du 12 avril 2005, le séisme (Mw 7,6) qui secoua la région du Cachemir le 8 octobre 2005 (e.g. Avouac *et al.*, 2006) ou encore le séisme du Sichuan (Mw 8,1) qui toucha la Chine le 12 mai dernier, sont autant de manifestations de la dynamique de la Terre, capables de libérer une grande quantité d'énergie en des temps restreints.

Cependant, les dimensions catastrophiques des affres de l'activité terrestre nous font souvent oublier que les éruptions volcaniques, les séismes ou les tsunamis ne sont pas des phénomènes isolés mais bien le fruit de processus géophysiques caractérisés par une toute autre échelle de temps et d'espace. La pluridisciplinarité des approches en géosciences pour comprendre les processus géologiques et géodynamiques qui animent notre planète reflète la diversité tant des objets observés que des échelles de temps et d'espaces concernées. L'avènement, le développement et la perpétuelle amélioration des instruments de mesures géophysiques mettent aujourd'hui à disposition des chercheurs de nombreuses bases de données (sismologiques, géodésiques, gravimétriques, images satellitaires, ...) apportant des informations directes pour nombre de processus superficiels, des mesures indirectes pour l'observation des processus internes et de nouvelles contraintes réalistes pour les modèles numériques. Ces bases de données constituent ainsi un apport essentiel et précieux à la compréhension des mécanismes en oeuvre de la Terre.

Le Nord de l'Amérique Centrale englobe une mosaïque de paysages dynamiques façonnés par une large palette de processus géodynamiques. Sur les trente dernières années, cette région de petite dimension a connu 3 séismes de magnitude supérieure à 7 (e.g. Brown *et al.*, 1974; Plafker, 1976; Vallée *et al.*, 2003), laissant peu de doute sur le risque sismique auquel s'expose la population locale de plus en plus nombreuse. Enchâssé entre les plaques majeures Amérique du Nord et Caraïbe, bordé à l'ouest par la subduction de la plaque Cocos sous les deux précédentes plaques, le nord de l'Amérique Centrale apparaît comme une cible privilégiée pour l'étude des interactions des grandes plaques lithosphériques entre elles, notamment dans le cas d'une jonction triple, dont la nature tectonique (zone localisée ou diffuse de déformation ?) et l'évolution dans le temps sont souvent méconnues. La frontière entre les plaques Amérique du Nord et Caraïbe

se définit en domaine continental comme un ensemble de trois grands décrochements subparallèles. L'étude des déformations actuelles permet également d'observer, d'une part, le comportement de grands décrochements comme limites de grandes plaques majeures à l'image de la faille de San Andreas par exemple et d'aborder, d'autre part, le problème des interactions mécaniques entre grands décrochements actifs au coeur d'un même système de failles, ainsi que leur fonctionnement à court comme à long terme. Fermé politiquement pendant plusieurs années, les pays du Nord de l'Amérique Centrale, principalement le Guatemala et le Salvador offrent encore aujourd'hui, un vaste champ d'observations, d'investigations et de réflexions inexploitées. Au cours de ma thèse, je me suis particulièrement intéressée aux aspects sismologiques et cinématiques de cette région grâce à des données acquises par un réseau sismologique installé sur une région pilote du Guatemala pendant 6 mois et des mesures GPS acquises entre 1999 et 2006 au Guatemala, au Salvador et dans la région du Chiapas dans le Mexique méridional.

Ce manuscrit est organisé en trois parties. Dans une première partie (Chapitre 1 et 2) je présenterai le contexte géodynamique de la région d'étude, à l'échelle de la plaque Caraïbe, dans un premier temps, pour ensuite me concentrer sur le nord de l'Amérique Centrale et les différentes structures intervenant dans la cinématique de jonction triple Caraïbe-Cocos-Amérique du Nord. L'objectif de cette première partie est d'introduire les principales questions et problématiques auxquelles j'ai tenté d'apporter des éléments de réponses au cours de ma thèse.

Une seconde partie (composée des chapitres 3 et 4) est dédiée à l'acquisition, au traitement et à l'exploitation des données sismologiques enregistrées par un réseau de stations implanté au Guatemala pendant 6 mois en 2005. Une étude de microsismicité sera présentée dans le chapitre 3. Le chapitre 4 abordera ensuite l'étude des structures profondes par fonctions récepteur en utilisant des données télésismiques puis des données provenant de séismes régionaux.

La troisième partie (chapitres 5, 6 et 7) de ce manuscrit est consacrée à l'étude cinématique de la région qui nous intéresse, contrainte par des données GPS. Le chapitre 5 sera consacré à la présentation du réseau géodésique, l'acquisition et le traitement des données GPS. L'analyse de ces données et les résultats de modélisations simples nous permettent d'appréhender le rôle de chaque structure, prise séparément, dans la cinématique régionale. Le chapitre 7 s'attèle enfin à réaliser un modèle régional de blocs lithosphériques, élastique, en trois dimensions de la zone de jonction triple dans son ensemble. Pour finir je proposerai une interprétation géodynamique de la cinématique régionale intégrant l'ensemble des résultats obtenus puis discuterai des principaux résultats et les questions résiduelles.

Première partie

L'Amérique Centrale au coeur d'un système géodynamique complexe

Chapitre 1

Le domaine Caraïbe

Sommaire

1.1	Le contexte géodynamique	11
1.1.1	Les limites de la plaque Caraïbe	11
1.1.2	Cinématique globale du domaine Caraïbe	12
1.2	La plaque Caraïbe	13
1.2.1	Les grands ensembles morphologiques	13
1.2.2	Origine de la plaque Caraïbe	14
1.3	Subduction de la plaque Cocos sous les plaques Amérique du Nord et Caraïbe	14
1.3.1	Origine de la plaque Cocos	15
1.3.2	Bathymétrie de la plaque Cocos	16
1.3.3	Âge de la plaque Cocos	17
1.3.4	Géométrie du panneau plongeant	18
1.3.5	La sismicité historique le long de la fosse d'Amérique Centrale	20
1.4	Le fossé Cayman	24
1.5	Cinématique actuelle de la plaque Caraïbe	26
1.5.1	Apport des données géodésiques	26
1.5.2	La frontière Sud	28
1.5.3	La frontière Nord	28
1.5.4	La frontière Ouest	29

La diversité des climats, des paysages et des processus géologiques et géodynamiques qui façonne l'Amérique Centrale, offre à cette région, encore mal connue, un champ d'investigations et d'explorations vaste et inexploité. Nous nous sommes principalement intéressés au Nord de l'Amérique Centrale à la région du Chiapas (au Sud du Mexique), au Guatemala, au Belize, au Salvador et au Honduras où se rencontrent les trois grandes plaques tectoniques majeures Amérique du Nord, Cocos et Caraïbe. Avant d'aborder plus précisément les interactions entre ces trois grandes plaques, il convient de

les replacer dans un contexte géodynamique à plus grande échelle : le domaine Caraïbe.

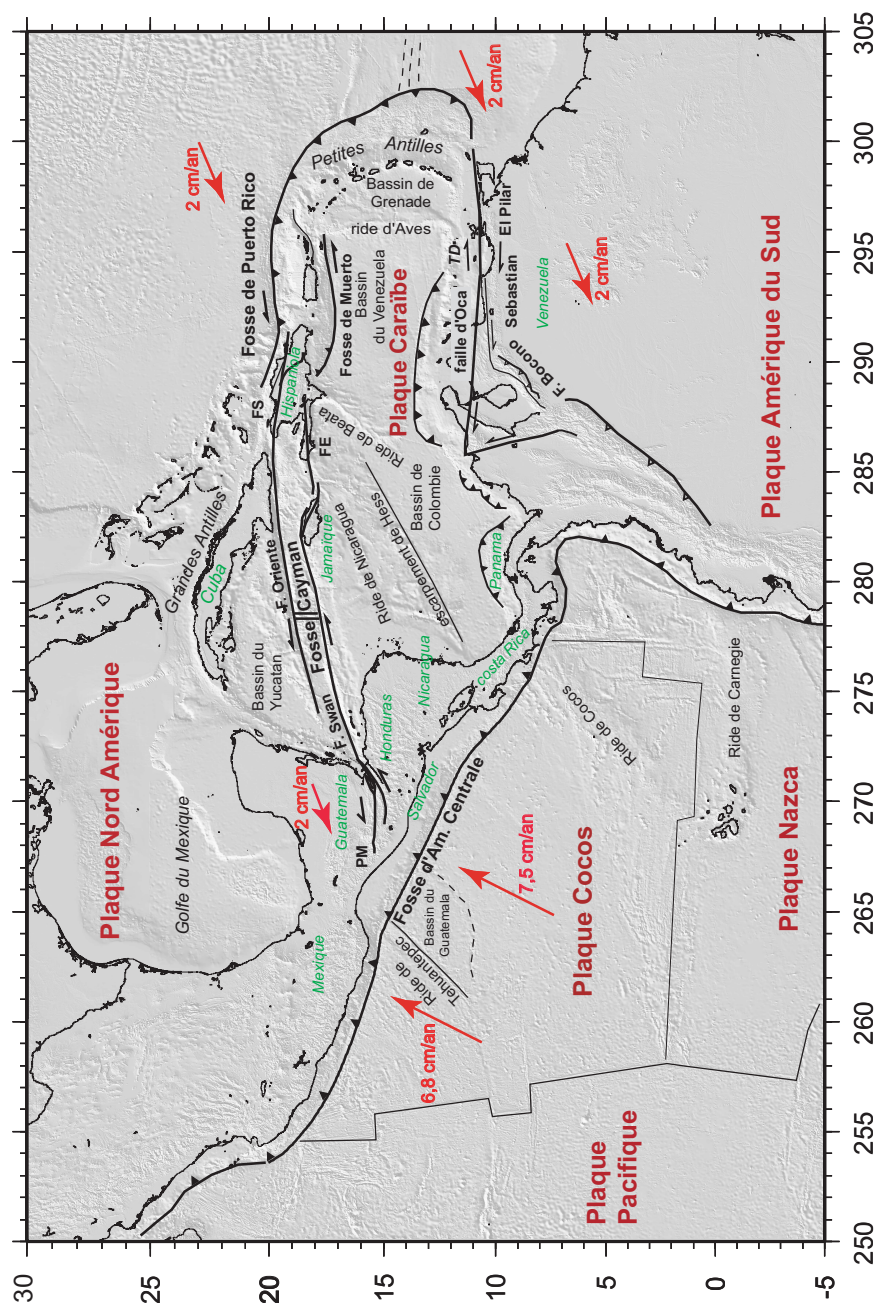


FIG. 1.1 – Géodynamique du domaine Caraïbe. Les flèches rouges représentent les vitesses, dans le référentiel de la plaque Caraïbe stable, des plaques Amérique du Nord (DeMets *et al.*, 2000), Cocos (Nuvel1, DeMets *et al.*, 1990) et Amérique du Sud (Pérez, *et al.*, 2001). La cartographie des structures majeures est inspirée de Feuillet *et al.* (2002). PM : système de failles Polochic-Motagua, FS : faille de Septentrionale, FE : faille d'Enriquillo.

1.1 Le contexte géodynamique

Le domaine Caraïbe est constitué de cinq plaques majeures : les plaques Amérique du Nord, Amérique du Sud, Nazca et Cocos qui s'articulent autour de la plaque Caraïbe de façon plus ou moins complexe le long de quatre frontières majeures (figure 1.1) que nous allons présenter.

1.1.1 Les limites de la plaque Caraïbe

La distribution de la sismicité actuelle du domaine Caraïbe met principalement en évidence les frontières de la plaque Caraïbe avec les autres plaques qui l'entourent (figure 1.2).

Les frontières en subduction : La distribution en profondeur des séismes le long des frontières orientale et occidentale ainsi que les états de contraintes auxquels ces frontières sont soumises (donnés par les mécanismes au foyer principalement compressifs et extensifs) caractérise bien deux zones de subduction. À l'Ouest, la subduction de la plaque Cocos sous les plaques Amérique du Nord (sous le Mexique) et Caraïbe (du Sud du Mexique jusqu'au Costa Rica) s'effectue le long de la fosse d'Amérique Centrale. Plus au Sud, c'est la plaque Nazca qui subducte sous les plaques Caraïbe (depuis le Sud du Costa-Rica) et Amérique du Sud (figure 1.1).

À l'Est, la lithosphère de l'océan Atlantique (appartenant à la plaque Amérique du Nord) subducte sous la plaque Caraïbe le long de la fosse convexe qui borde les Petites Antilles. Celle-ci se raccorde, au Sud, au système de failles décrochantes d'El Pilar au Nord du Venezuela (frontière entre les plaques Caraïbe et Amérique du Sud), et "se raccorde" au Nord, depuis la fosse de Puerto Rico, à la branche Nord du fossé Cayman (figure 1.1).

Les frontières décrochantes : La frontière Nord de la plaque Caraïbe, paraît bien identifiée par une série de séismes superficiels décrochants, localisés le long de grandes structures majeures principalement décrochantes sénestres. Depuis le Nord-Ouest de l'île d'Hispaniola, la frontière entre les plaques Caraïbe et Amérique du Nord se localise sur le fossé Cayman. C'est un bassin océanique de plus de 1100 kilomètres de long, sénestre qui a formé en centre un bassin en pull-appart. Il est limité au Nord par la faille d'Oriente (à l'Ouest) puis de Septentrionale (à l'est). Au Sud, il est bordé par la faille de Swan prise en relais, à l'Est, par la faille d'Enriquillo au Sud d'Hispanola. D'après la figure 1.2, la sismicité semble se localiser, d'Est en Ouest, sur la faille d'Oriente jusqu'au centre d'expansion du fossé Cayman. Plus à l'Ouest c'est la faille de Swan (bordure Sud du fossé Cayman) qui semble active. La faille de Swan se raccorde à l'Ouest au système de failles décrochantes Polochic-Motagua au Nord de l'Amérique Centrale. La frontière méridionale de la plaque Caraïbe, qui la sépare de la plaque Amérique du Sud, apparaît comme une frontière diffuse complexe. Cette limite de

plaque semble sismiquement moins active que les frontières précédemment décrites et la sismicité semble également caractérisée par différents types de mécanismes au foyer cohabitants sans définir de prédominance particulière. Au Nord du Venezuela, la frontière méridionale de la plaque Caraïbe se localise sur les systèmes de failles décrochantes d'El Pilar et de San Sebastian (figure 1.1). En revanche, plus à l'Ouest la frontière entre les plaques Caraïbe et Amérique du Sud, se distribue selon plusieurs failles de nature différente dont les plus proéminentes sont les failles décrochantes de Boconó et d'Oca (figure 1.1, e.g. Schubert & Sifontes, 1970, Mann *et al.*, 1990, Pérez *et al.*, 2001).

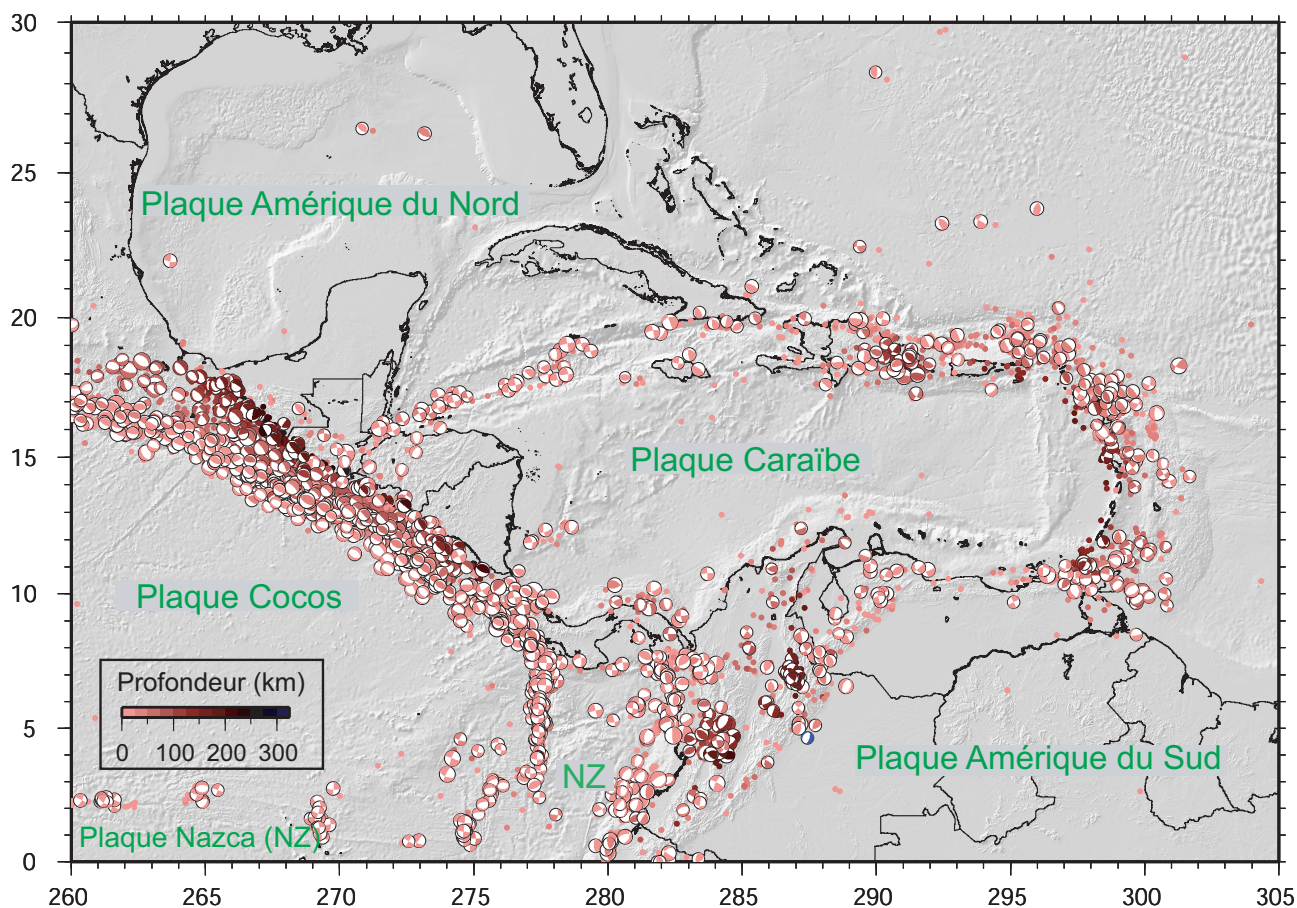


FIG. 1.2 – Sismicité actuelle du domaine Caraïbe depuis 1976 à nos jours d'après Engdhal, 1978 et le catalogue CMT Harvard (pour les mécanismes au foyers)

1.1.2 Cinématique globale du domaine Caraïbe

Avant l'avènement du GPS, dans les années 90, les vitesses relatives de la plaque Caraïbe par rapport aux trois plaques adjacentes Amérique du Nord, Amérique du Sud et Cocos ont été déterminées en utilisant des observations sismologiques et des données

de géophysique marine, telles que les anomalies magnétiques, par exemple (e.g. Jordan, 1975, (Sykes *et al.*, 1982), DeMets *et al.*, 1990). La vitesse relative de la plaque Cocos par rapport à la plaque Caraïbe est, encore aujourd'hui, principalement définie par le modèle cinématique global de plaques rigides, Nuvel1 (figure 1.1, DeMets *et al.*, 1990). Ce modèle estime les vitesses moyennes des plaques sur les 3,4 derniers millions d'années (à partir de l'anomalie magnétique 2A). Cependant, la détermination des vitesses relatives des plaques Amérique du Sud et particulièrement Amérique du Nord par rapport à la plaque Caraïbe a été longuement débattue. Les estimations les plus récentes de la vitesse relative entre la plaque Caraïbe et la plaque Amérique du Nord s'échelonnaient de $11 \pm 6 \text{ mm.an}^{-1}$ de mouvement purement décrochant (e.g. modèle Nuvel1 et Nuvel1A DeMets *et al.*, 1990; DeMets *et al.*, 1994) à environ 20 mm.an^{-1} (vitesse d'expansion actuelle du fossé Cayman selon Jordan, 1975) jusqu'à $37 \pm 10 \text{ mm.an}^{-1}$ de convergence oblique (Sykes *et al.*, 1982).

Aujourd'hui les données géodésiques permettent d'estimer ces vitesses actuelles par mesure directe et sur une courte échelle de temps (paragraphe 1.5, e.g. Dixon *et al.*, 1998, DeMets *et al.*, 2000, Pérez *et al.*, 2001, Lyon-Caen *et al.*, 2006, figure 1.1).

1.2 La plaque Caraïbe

1.2.1 Les grands ensembles morphologiques

La plaque Caraïbe est une plaque de petite dimension recouvrant environ 3.2 millions de km^2 . La majorité de cette surface est constituée de la mer des Caraïbes (2.7 millions de km^2) circonscrite par des terres émergées. Le domaine immergé sous la mer des Caraïbes est constitué en grande partie d'un plateau basaltique crétacé, découpé en un système complexe de quatre bassins principaux (bassin du Yucatan, bassin de Colombie, bassin du Vénézuéla et bassin de Grenade, figure 1.1) délimités par 3 grandes rides (ride du Nicaragua, ride de Beata, ride d'Aves), plusieurs fosses et zones de dépression.

Malgré la situation principalement sous marine de la plaque Caraïbe, qui ne facilite pas l'observation, la connaissance de la structure interne de la plaque Caraïbe a grandement progressé depuis quelques années, grâce notamment à de nombreux projets de mesures géophysiques. Citons par exemple les forages profonds effectués dans les bassins de Vénézuéla, de Colombie, les rides Aves et de Beata, dans le cadre du projet DSDP (Deep Sea Drilling Project) (e.g. Bader & Gerard, 1970) qui ont notamment servi de référence stratigraphique pour les études de sismique réflexion et réfraction entreprises dans la région (e.g. White *et al.*, 1992). Les profils sismiques ont, quant à eux, permis notamment de localiser la profondeur du Moho sous la mer des Caraïbes. En accord avec les données de flux de chaleur (e.g. Rosencrantz *et al.*, 1988), la transition croûte-manteau dans les différents bassins de la plaque Caraïbe se situe entre 15 et 20 km de profondeur et confère à la plaque Caraïbe un caractère particulier. En effet, sa profondeur de croûte paraît anormalement élevée par rapport à une croûte océanique classique dont l'épaisseur standard est en général inférieure à 13 km.

Malgré les efforts d'observations de la plaque Caraïbe, de nombreuses questions restent en suspens notamment sur son origine, son évolution cinématique à toutes échelles de temps.

1.2.2 Origine de la plaque Caraïbe

L'origine de la plaque Caraïbe reste aujourd'hui encore un sujet à controverse. Deux familles de modèles font cependant figure de référence. Le modèle dit "Pacifique" (Pindell *et al.*, 1988, Pindell & Barrett, 1990) émet l'hypothèse que la plaque Caraïbe s'est formée au point chaud des Galapagos dans l'océan pacifique pendant le crétacé moyen (100 Ma). Celle-ci se serait déplacée, ensuite, le long de failles décrochantes sénestres majeures jusqu'à trouver sa place dans le bassin Caraïbe antérieurement formé durant le Jurassique (200-140 Ma) lors de la séparation des deux Amériques (Nord et Sud).

Le modèle alternatif, modèle dit "intraplaque" (e.g Klitgord & Schouten, 1986, Meschede & Frisch, 1998) propose une formation autochtone de la croûte caraïbe grâce à l'extension est-Ouest des structures actives en place (figure 1.3, voir aussi en annexe figure A.1 pour plus de détails). Les deux modèles présentent ensuite une histoire commune de l'évolution de la plaque Caraïbe à partir de l'âge Cénozoïque (65 Ma). Le modèle pacifique explique l'épaisseur importante de la croûte océanique (comprise entre 15 et 20 km) par sa formation au point chaud des Galapagos alors que le modèle alternatif échoue à expliquer cette observation. En revanche, les principaux arguments en faveur du modèle alternatif sont les enregistrements paléomagnétiques des ophiolites du complexe de Nicoya situé au Sud du Costa-Rica. En effet, le modèle de Pindell & Barrett (1990) présente le complexe de Nicoya comme un morceau de l'ancienne plaque Caraïbe. Cette hypothèse suggère qu'il se soit formé à une paléolatititude d'environ 40° Sud, pour atteindre une latitude proche de l'équateur il y a environ 80 Ma. Or les enregistrements paléomagnétiques fossilisés dans le Complexe de Nicoya n'autorisent pas une rotation des roches de plus de 10° en latitude (Meschede & Frisch, 1998). Aujourd'hui encore, aucun consensus concernant l'histoire évolutive pré-cénozoïque de la plaque Caraïbe n'a vu le jour. Le manque de données indépendantes et fiables a limité la convergence des opinions concernant cette histoire.

Après cette brève présentation du contexte géodynamique de la région d'étude, nous allons plus particulièrement nous intéresser aux frontières occidentale et septentrionale de la plaque Caraïbe.

1.3 Subduction de la plaque Cocos sous les plaques Amérique du Nord et Caraïbe

La zone de subduction de la plaque Cocos sous les plaques Amérique du Nord et Caraïbe apparaît comme la zone la plus active de la ceinture sismique qui délimite la plaque Caraïbe (figure 1.2). La plaque Cocos est entièrement océanique. La connaissance

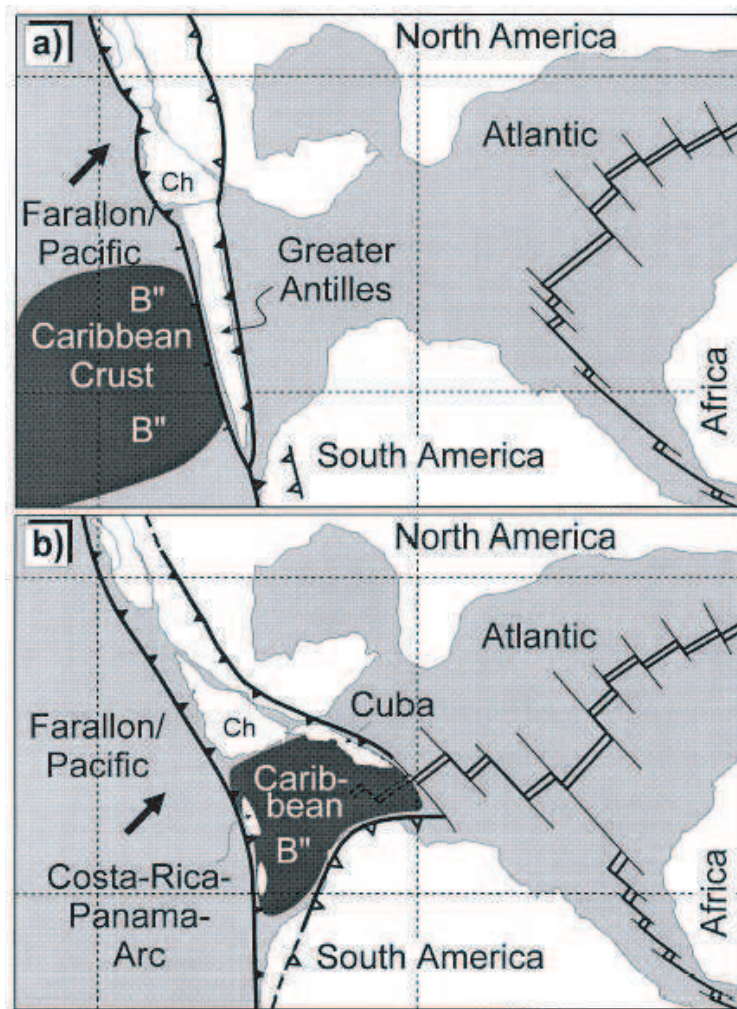


FIG. 1.3 – Hypothèses émises par les modèles pacifique (a) et intraplaque (b) quant à l'origine de la lithosphère Caraïbe, Ch.= Bloc Chortis (D'après Meschede & Frisch, 1998).

de cette plaque est, de ce fait, entièrement tributaire de données acquises par sismique réflexion ou réfraction, forage, tomographie régionale ou par des études cinématiques long terme contraintes principalement par les anomalies magnétiques fossilisées dans le plancher océanique.

1.3.1 Origine de la plaque Cocos

Plusieurs auteurs proposent que la subduction des plaques Cocos et Nazca soit un héritage de la subduction de l'ancienne plaque Farallon (e.g. McKenzie & Morgan, 1969, Lynn & Lewis, 1976, Whitman & Harrison, 1983). La fragmentation de la plaque Farallon a débuté il y a environ 25 Ma (Lynn & Lewis (1976), figure 1.4) quand la dorsale des Galapagos, alors en formation, l'a divisée en deux plaques, la plaque Cocos au Nord

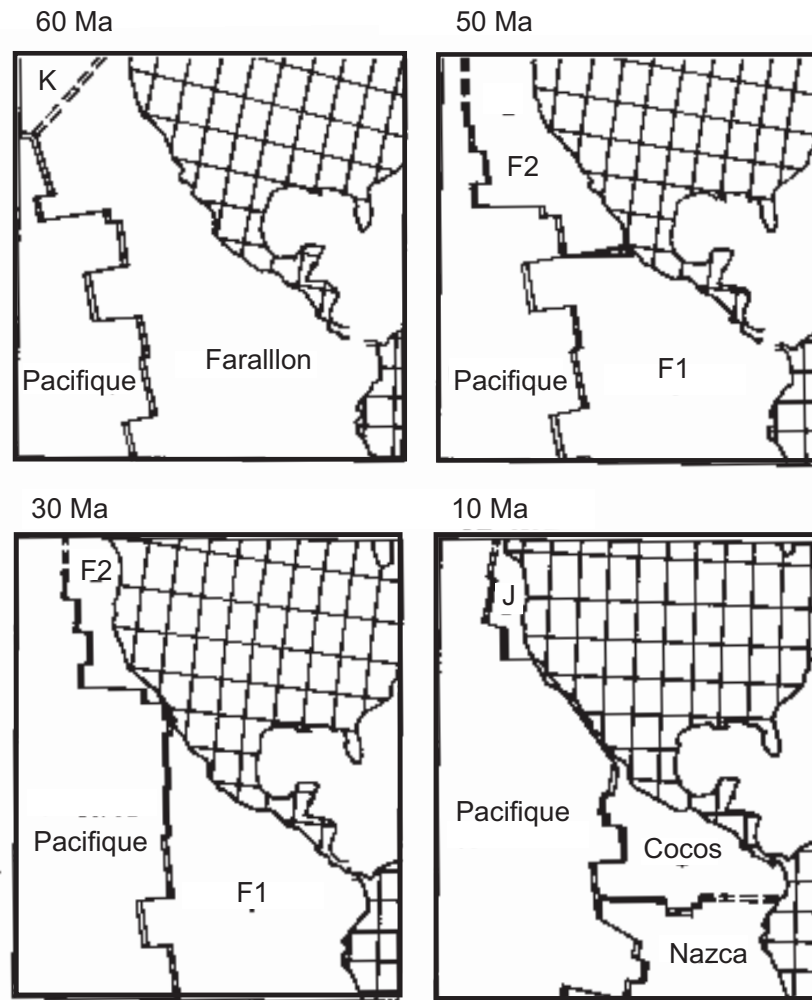


FIG. 1.4 – Evolution des plaques Pacifique, Kula (K), Farallon (F1), Vancouver (F2), Cocos et Nazca entre 60 et 10 Ma d'après Whitman *et al.*, 1983

et la plaque Nazca au Sud.

1.3.2 Bathymétrie de la plaque Cocos

La figure 1.5 montre la bathymétrie de la plaque Cocos. La transition entre la subduction de la plaque Cocos sous la plaque Caraïbe et la subduction de la plaque Cocos sous la plaque Amérique du Nord est marquée par la présence d'un bassin avant arc : le bassin du Guatemala.

La limite Nord-Ouest du bassin de Guatemala est clairement définie par la ride de Tehuantepec (Velasquillo-Martinez, 2000). La limite Sud-Est du bassin, apparaît, en revanche, moins clairement. Elle se définirait comme une dépression repérée sur la figure

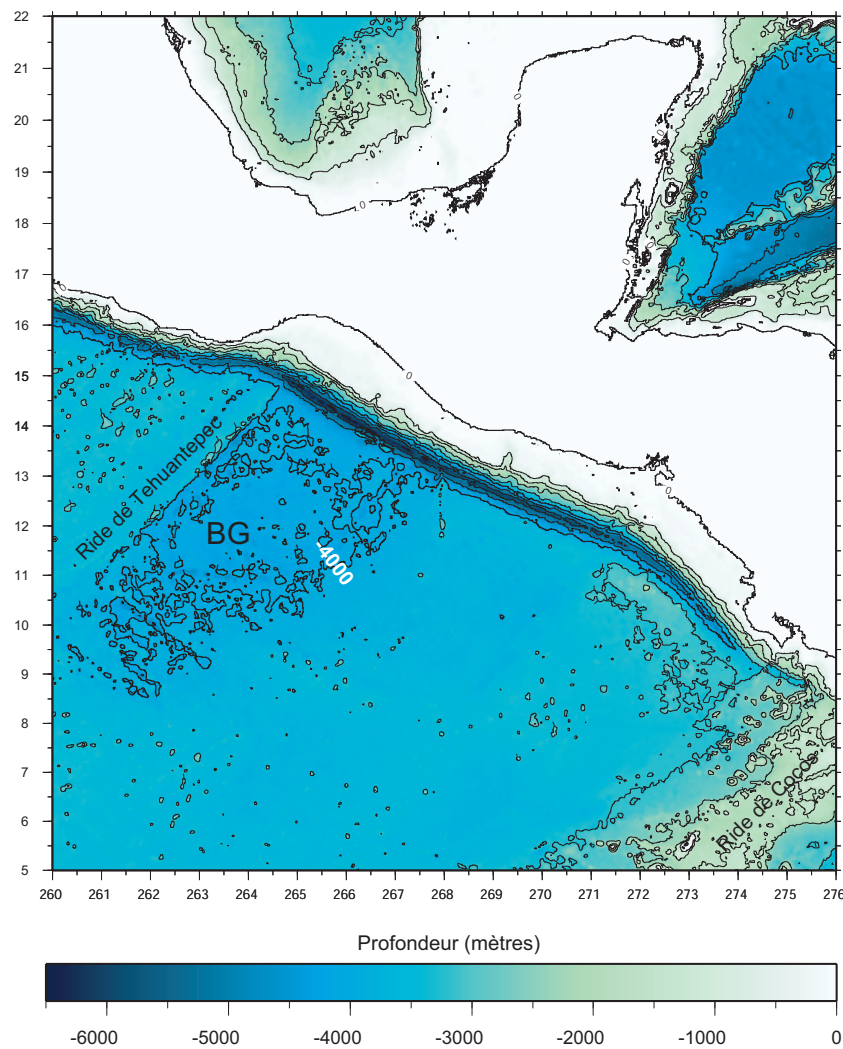


FIG. 1.5 – Bathymétrie de la plaque Cocos. L'annotation -4000 indique le contour principal d'isoprofondeur 4000 mètres. Les contours secondaires sont représentés par pas de 800 mètres. BG : Bassin du Guatemala.

1.5 par le contour isoprofondeur de -4000 mètres. Le bassin du Guatemala est caractérisé par un plancher océanique irrégulier, de profondeur comprise entre 3840 et 4020 mètres (Fisher, 1961) et constitué de bassins intérieurs et de reliefs sous marins. Mis à part la ride Cocos (au Sud, figure 1.5), la bathymétrie de part et d'autre du système Ride de Tehuantepec-Bassin du Guatemala, semble "lissée" sans structure apparente marquée.

1.3.3 Âge de la plaque Cocos

L'analyse des séries d'anomalies magnétiques, d'après les forages réalisés à travers la zone de fracture de Tehuantepec (figures 1.1 et 1.5) montre le bassin du Guatemala

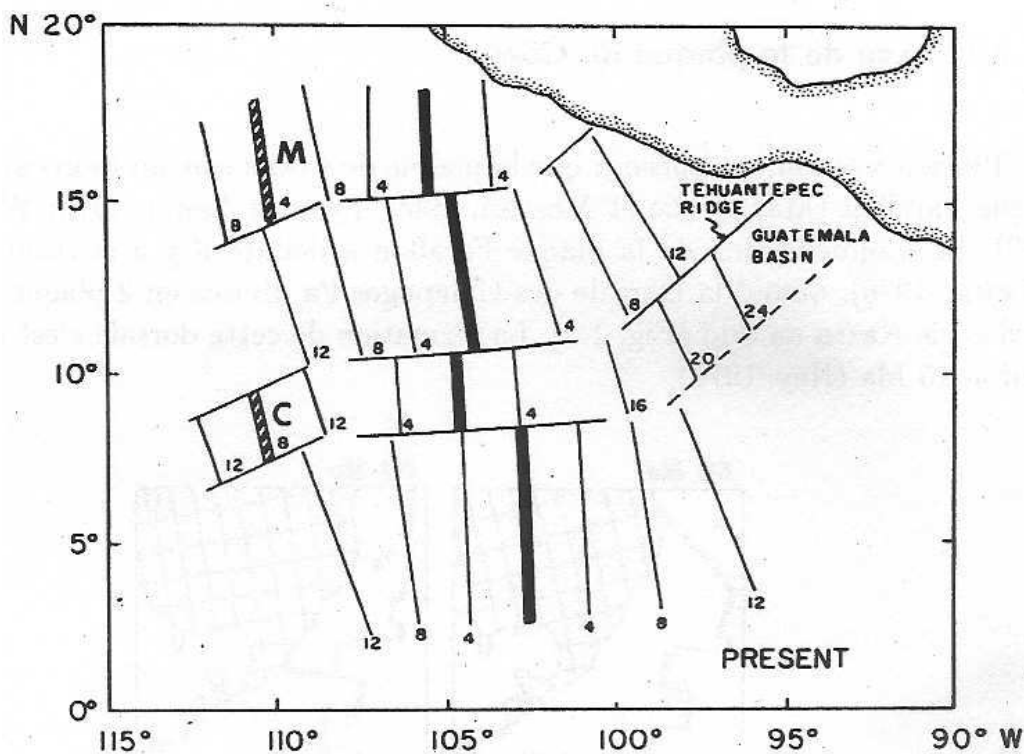


FIG. 1.6 – Âge de la plaque Cocos repéré par les anomalies magnétiques. Les chiffres désignent l'âge en millions d'années des isochrones représentées (d'après Lynn & Lewis, 1976).

comme une zone de transition entre une plaque Cocos plus jeune au Nord-Ouest qu'au Sud-est (d'après Lynn & Lewis, 1976 ; Couch & Woodcock, 1981 ; figure 1.6). En considérant, en plus des anomalies magnétiques, le taux d'accrétion de la dorsale est-pacifique et le pôle de rotation Cocos-Pacifique, Couch & Woodcock (1981) suggèrent un âge d'environ 10 Ma pour la partie située au Nord-Ouest de la zone de fractures de Tehuantepec et environ 20 Ma au Sud-est. Cette observation semble en accord avec les résultats issus des missions de sismique réflexion menées au Nord de cette région (Hallenborg *et al.*, 2003).

1.3.4 Géométrie du panneau plongeant

Plusieurs auteurs ont observé des variations de comportement entre la subduction Cocos-Caraïbe et Cocos-Amérique du Nord, dans la sismicité (Molnar & Sykes, 1969) ou la cinématique (e.g. Sykes *et al.*, 1982). Les données issues de forages profonds effectués dans la région (projet Deep Sea Drilling Project, DSDP) montrent qu'il existe des différences fondamentales entre les deux zones de subduction.

Ces différences s'observent notamment sur les profils de sismicité où l'on remarque

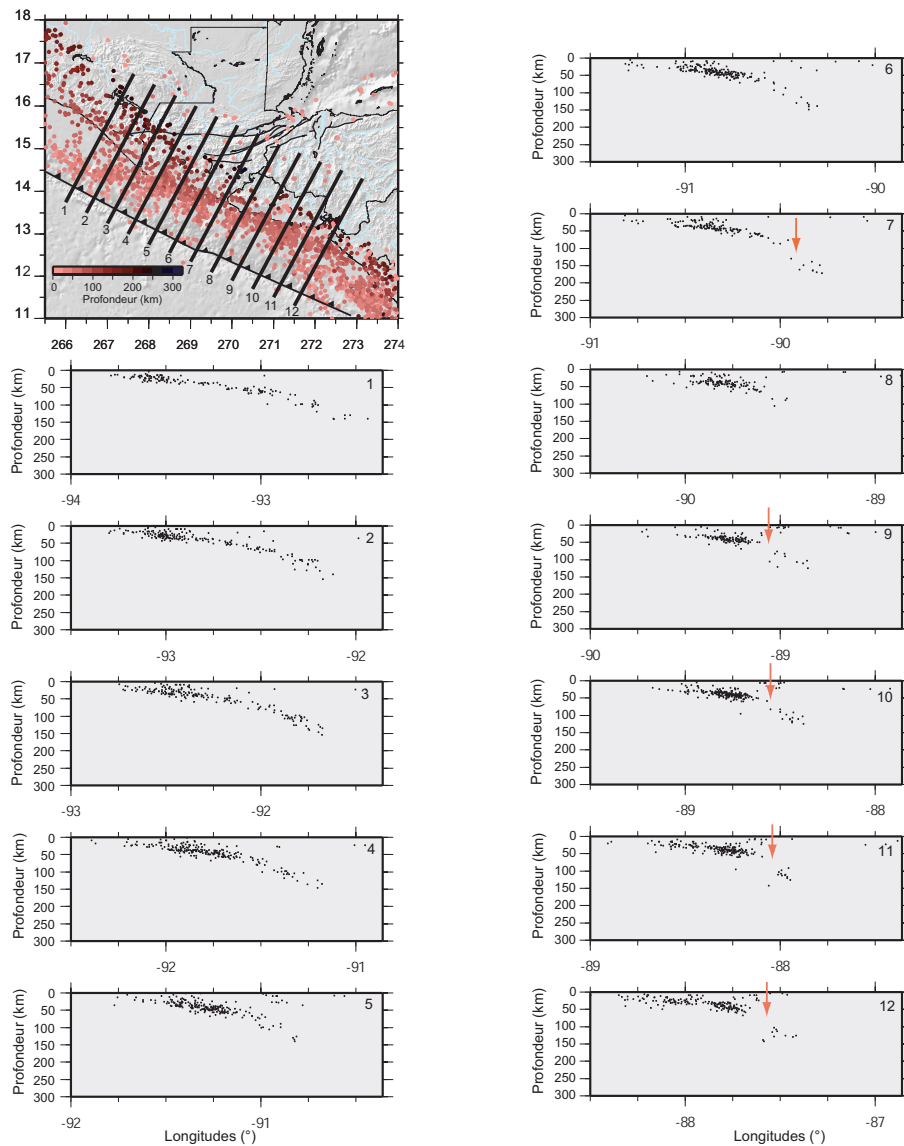


FIG. 1.7 – Profils de sismicité (d'après la localisation de Engdahl, 1978) le long de la fosse d'Amérique Centrale, du Nord du Chiapas (Mexique méridional) au Sud du Salvador. Les flèches rouges représentent les défauts de sismicité correspondant à la cassure du panneau plongeant Cocos sous la plaque Caraïbe, à l'aplomb du Salvador et du Nicaragua, cette observation est cohérente avec les résultats obtenus par tomographie (Rogers *et al.*, 2002).

une variation de géométrie du plan de subduction le long de la fosse d'Amérique centrale.

La figure 1.7 montre la répartition en profondeur de la sismicité (Engdhal *et al.*, 1998) le long de la subduction de la plaque Cocos sous les plaques Caraïbe et Amérique

du Nord, et plus particulièrement au Chiapas (Sud du Mexique, profils 1 et 2), au Guatemala (profils 3 à 7), Salvador (8 à 11) et Honduras (12). Sous la côte chiapanèque, le pendage de la plaque Cocos en subduction est relativement faible (environ 30°) et constant jusqu'à une profondeur comprise entre 100 et 150 km (profils 1 et 2, figure 1.7). Sous les côtes guatémaltèque et salvadorienne, en revanche, le pendage de la plaque Cocos en subduction varie rapidement passant de 30° sur les 25 premiers kilomètres de profondeur à un pendage plus fort atteignant 45° au delà de 60 kilomètres de profondeur. Sur les profils les plus méridionaux (profils 10 à 12) on observe un groupe de séismes profonds qui se détachent de la tendance générale (repérés par les flèches rouges figure 1.7). Cette observation semble cohérente avec la cassure de la plaque Cocos sous l'Isthme de Tehuantepec au Mexique, et plus au Sud sous le Honduras et sous le Nicaragua. Cette cassure a été imagée par tomographie par Rogers *et al.* (2002). Selon les auteurs, les variations topographiques observées au Honduras et au Nicaragua peuvent être expliquées par un soulèvement épirogénique, produit par une remontée du manteau entre les 4 et 10 Ma postérieures à la cassure du panneau plongeant. En effet, suite à la cassure du panneau plongeant, le matériel asthénosphérique chaud remonte pour remplir l'espace laissé vacant par le matériel froid, plus dense, qui s'enfoncé dans le manteau. Ce phénomène serait, selon Rogers *et al.* (2002), à l'origine du soulèvement du plateau Centro-Américain au Honduras.

1.3.5 La sismicité historique le long de la fosse d'Amérique Centrale

Les deux premières sources d'informations concernant la sismicité historique de la région sont les catalogues de la NEIS (National Earthquake Information Service) pour les événements qui se sont produits après janvier 1900. Avant la mise en place des réseaux sismologiques mondiaux, seules les observations des tremblements de Terre décrites dans les rapports écrits (principalement par des jésuites), nous permettent de connaître les séismes historiques au Nord de l'Amérique Centrale. La description des dégâts causés par ces séismes permet, d'après l'échelle d'intensité de Mercalli modifiée, d'en estimer une magnitude et un contour d'intensité.

En 1774, Juan Gonzalez Bustillo écrit un des premiers catalogues établi pour le Nord de l'Amérique Centrale dans un rapport sur le séisme de 1773 (lié à la subduction de la plaque Cocos sous la plaque Caraïbe) qui détruisit la ville d'Antigua (ancienne capitale du Guatemala). Plus récemment, Carr & Stoiber (1977) ont établi un catalogue de 118 séismes destructeurs, dont la majorité est associée à la zone de subduction, ayant frappé l'Amérique Centrale depuis 1528. Par la suite, White *et al.* (1987) présente une brève description des différents séismes qui ont affecté l'Amérique Centrale depuis 1526. Notons que plusieurs séismes dont la magnitude a été estimée proche de 8 se sont produits au Nord de l'Amérique Centrale, même si beaucoup d'incertitudes persistent quant à la localisation de ces séismes et la magnitude qui leur est attribuée. Citons, par exemple, les séismes suivants :

- **24 Octobre 1765** : Un séisme toucha l'Ouest de Guatemala (magnitude comprise

entre 7,6 et 8,2).

- **29 juillet 1773** : Le séisme a détruit complètement l'ancienne capitale du Guatemala (Antigua), il dura environ 1 minute. Les constructions ont été détruites pendant les deux premières secondes. Sa magnitude a été estimée à $7,7 \pm 0,1$ (White *et al.*, 1987).
- **19 Décembre 1862** : Ce séisme entraîna des dommages sur une vaste zone allant du Guatemala Central jusqu'au centre du Salvador. La secousse aurait duré deux minutes. De forts séismes précurseurs ont précédé ce tremblement de terre. De nombreuses répliques ont été ressenties pendant le mois suivant. C'est le plus grand séisme qui ait été identifié le long de la frontière Guatemala-El Salvador de 1690 à aujourd'hui. La magnitude est évaluée à 8,1.
- **18 avril 1902** : (figures 1.8 et 1.9, tableau 1.1) Ce séisme a été ressenti pendant 1 à 2 minutes durant lesquelles la plupart de églises s'effondrèrent dans l'Ouest du Guatemala et dans le Sud du Chiapas. Sa magnitude a été estimée à $M_s=7,9$.
- **6 août 1942** : (figure 1.9 et tableau 1.1) Ce séisme a produit de grands dégâts dans l'Ouest du Guatemala. Les répliques ont persisté jusqu'au 20 août. Sa magnitude a été estimée à $M_s=7,9$.

Les séismes historiques recensés sont souvent mal localisés et la magnitude associée mal estimée. Seuls les séismes les plus récents, survenus dans les 100 dernières années ont pu faire l'objet d'une étude plus détaillée (e.g. Molnar & Sykes, 1969, Ambrasey & Adams, 2001). Les figures 1.8 et 1.9 montrent la localisation des épicentres (et l'extension spatiale de la zone de rupture associée) pour les séismes récents (après 1900) localisés par Molnar & Sykes, 1969 (figure 1.8) et par le SSN (Servicio Sismologico Nacional) de Mexico (figure 1.9). Les principales informations concernant les séismes localisés au Nord de l'Amérique Centrale sont reportées dans le tableau 1.1.

date	latitude	longitude	Lieu	Profondeur	Magnitude
18/04/1902	14.900	-91.500	Guatemala	25	7.5 (M_s 7,9*)
23/09/1902	16.500	-92.500	Chiapas	25	7.7
14/01/1903	15.000	-93.000	Chiapas	33	7.6
06/08/1942	14.800	-91.300	Guatemala	50	7.9
23/10/1950	14.300	-91.800	Guatemala	33	7.2
29/04/1970	14.463	-92.683	Chiapas	44	7.3
10/09/1993	14.800	-92.687	Chiapas	34	7.2

* magnitude estimée par White & Cifuentes, 1987

TAB. 1.1 – Séismes de magnitude $M_s \geq 7$ recensés sur la côte chiapanèque et guatemalèque (encadré en bas à droite sur la figure 1.9) depuis 1900, d'après le catalogue du NEIS (National Earthquake Information) et du SSN (Servicio Sismologico Nacional) du Mexique.

Molnar & Sykes (1969) observent que la sismicité, le long de la fosse d'Amérique, ne

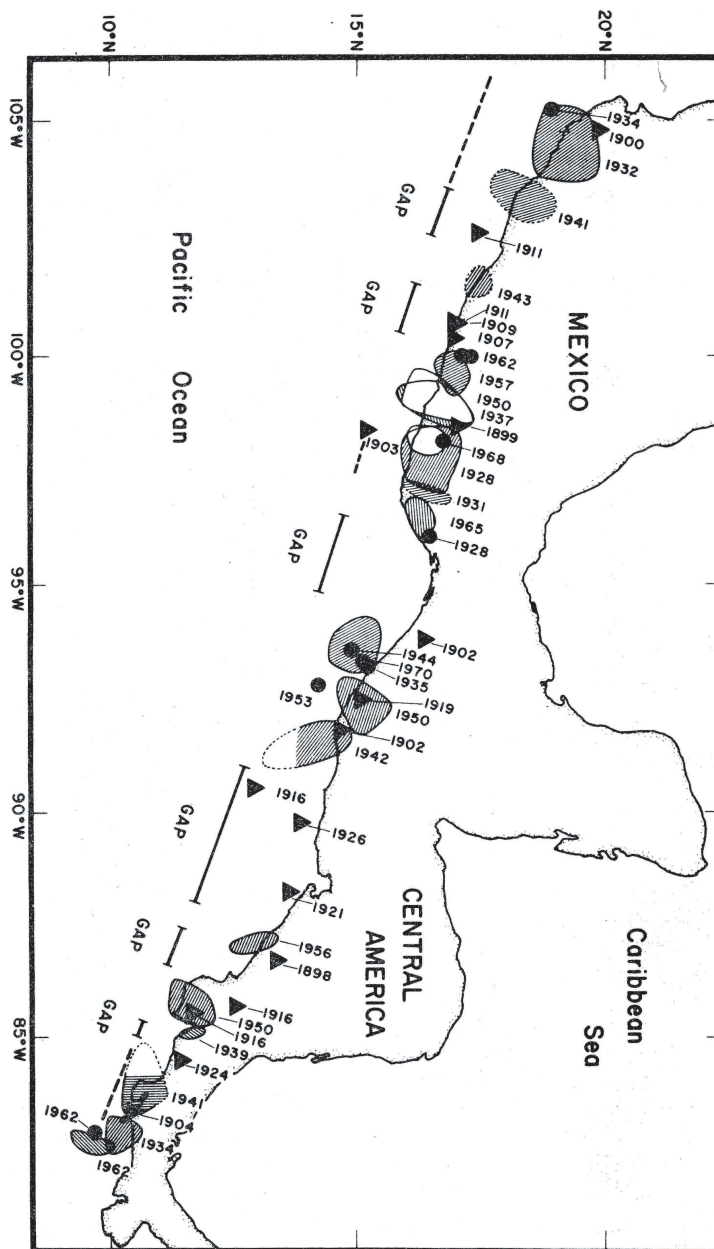


FIG. 1.8 – Épicentres des séismes superficiels (≤ 70 kilomètres de profondeur) associés à la subduction de la plaque Cocos sous les plaques Caraïbe et Amérique du Nord entre 1900-1972. Les zones hachurées représentent les zones de rupture estimées d'après la relocalisation des répliques des séismes de 1928 à 1972 par Molnar & Sykes (1969) et les traits pleins (GAP) représentent les lacunes.

se localise pas de façon uniforme mais sur des régions bien précises et repèrent plusieurs zones dénuées de sismicité historique (figure 1.8).

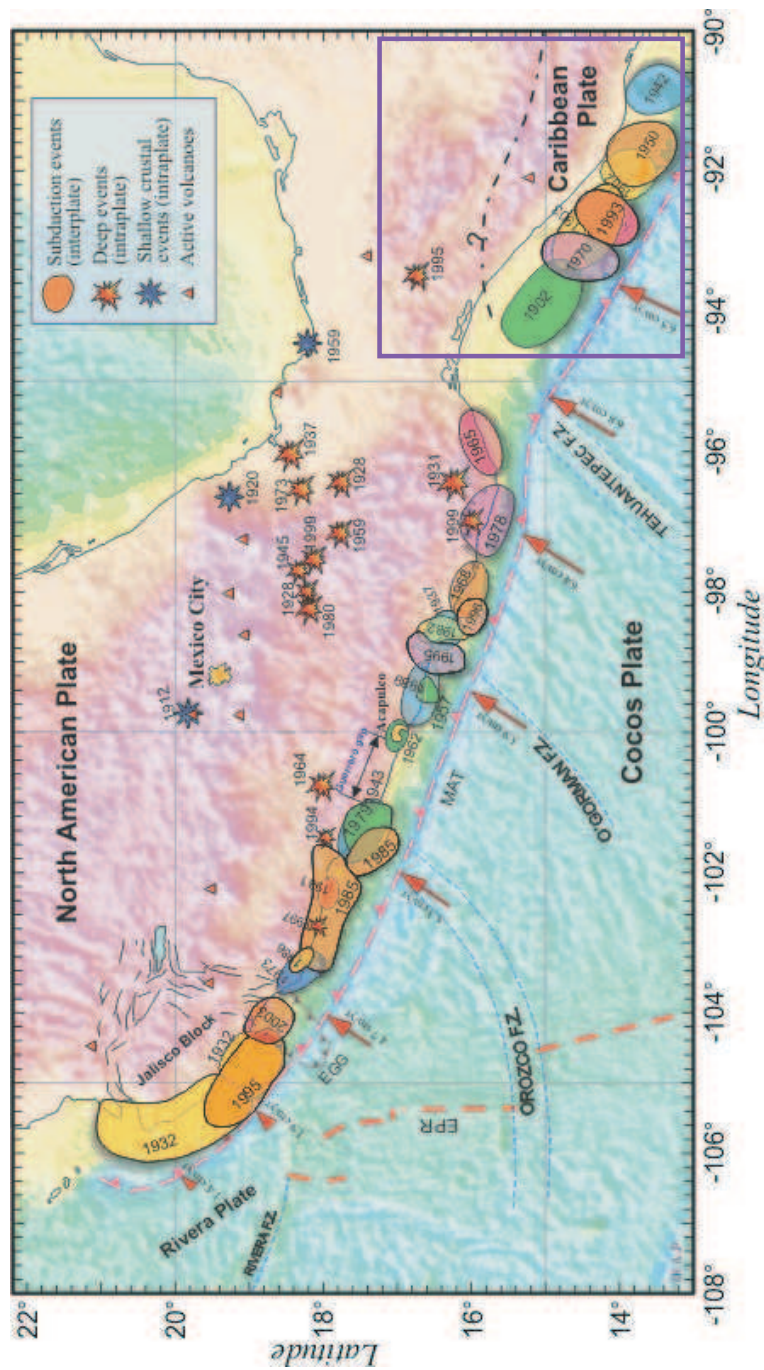


FIG. 1.9 – Localisation des épicesentres des séismes de $M_s \geq 7$ recensés dans le catalogue NEIS puis à partir du 5 septembre 1910 par le SSN du Mexique. Les séismes survenus sur la côte guatémaltèque et chiapanèque (encadré en bas à droite) sont décrits dans le tableau 1.1

Notons qu'au Nord de l'Amérique Centrale (encadré en bas à droite sur la figure

1.9), on n'observe pas de variations significatives ni de lacunes dans la répartition de la sismicité historique. Les magnitudes associées aux séismes documentés sont toutes inférieures à 8 (tableau 1.1). Le séisme le plus important reporté depuis 1690 (19 décembre 1862) a une magnitude estimée d'environ 8,1. Il est associé à la subduction de la plaque Cocos sous la plaque Caraïbe au niveau du Guatemala et du Salvador (White *et al.*, 1987).

1.4 Le fossé Cayman

La limite Nord de la plaque Caraïbe est une frontière décrochante sénestre (figure 1.2). Elle est sous-marine sur plus des deux tiers de son tracé ne traversant des domaines continentaux qu'en République Dominicaine (île d'Hispaniola) à l'Est, et au Nord de l'Amérique Centrale (Honduras, Guatemala, Mexique) à l'Ouest. A l'Est, depuis la fosse de Puerto Rico, la faille d'Orient se poursuit vers l'Ouest, où elle est prise en relais au niveau du centre d'accrétion océanique du fossé Cayman par la faille de Swan. Celle-ci se poursuit ensuite, à l'Ouest, jusqu'à terre où elle rejoint le système de failles Polochic-Motagua en Amérique Centrale. La partie sous-marine de la frontière Amérique du Nord-Caraïbe fut l'objet de nombreuses études géophysiques (analyses des anomalies magnétiques, sismique réflexion et réfraction, e.g Leroy *et al.*, 1996), ou géodésiques (GPS), principalement là où elle est proche des terres émergées du Sud de Cuba, des îles vierges ou de la République Dominicaine (e.g. Dixon *et al.*, 1991, Dixon *et al.*, 1998, Jansma *et al.*, 2000, Calais *et al.*, 2002, Mann *et al.*, 2004).

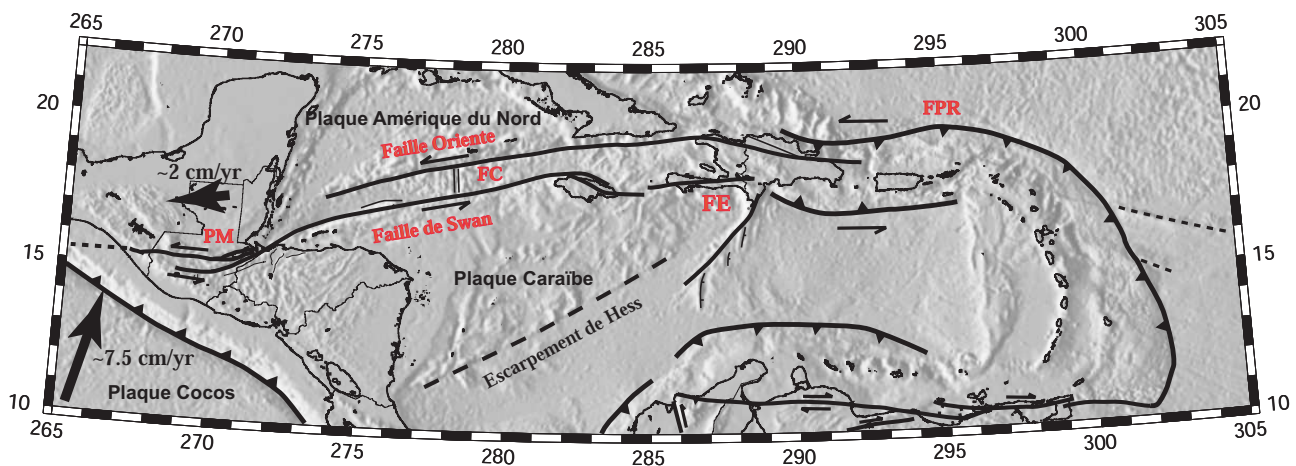


FIG. 1.10 – Carte de la frontière Amérique du Nord-Caraïbe. PM : Système de faille Polochic-Motagua, FC : fossé Cayman, FE : faille de Enquillo, FPR : fosse de Puerto Rico. Les flèches représentent les vitesses relatives des plaques Cocos et Amérique du Nord par rapport à la plaque Caraïbe.

La frontière Amérique du Nord-Caraïbe est marquée par la présence du fossé Cayman. C'est un bassin océanique de 1100 km de long correspondant à un bassin en

pull-apart en formation depuis 49 Ma (Leroy, 1995). Il est limité au Nord par la faille décrochante active d'Oriente dont la profondeur est supérieure à 6 kilomètres et au Sud par la faille active de Swan.

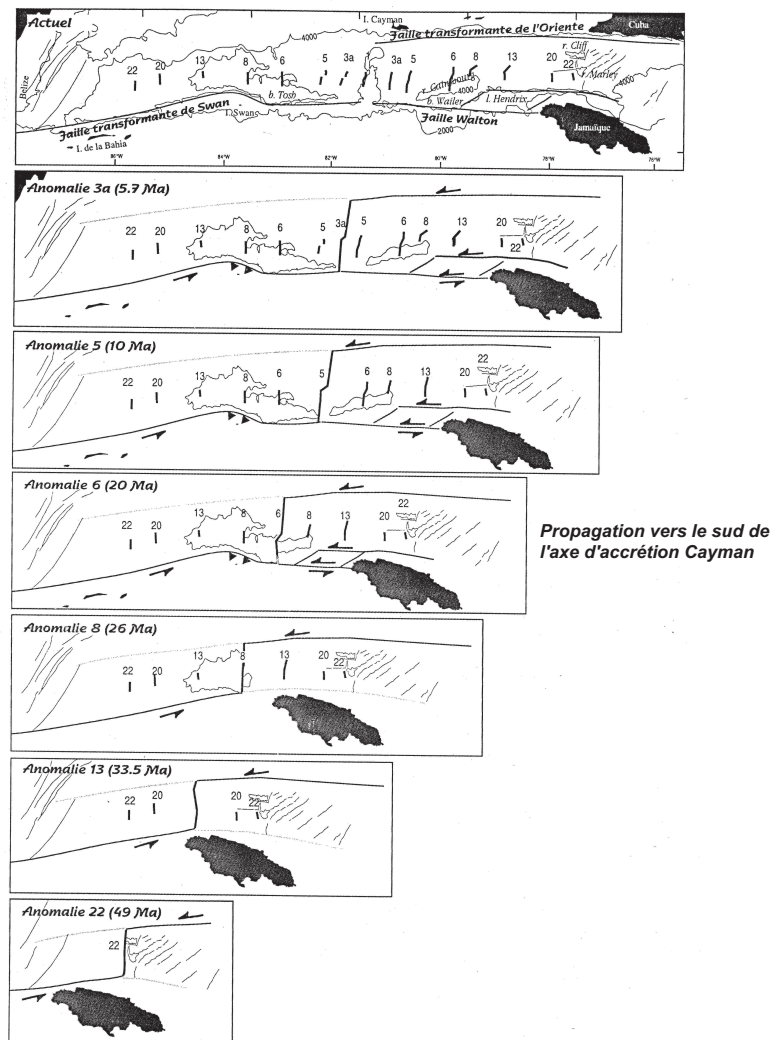


FIG. 1.11 – Reconstruction cinématique du fossé Cayman basée sur l'identification des anomalies magnétiques et l'étude de la bathymétrie, d'après Leroy (1995).

La cinématique entre la plaque Amérique du Nord et la plaque Caraïbe a notamment été déterminée sur une échelle de temps de plusieurs millions d'années par l'analyse des anomalies magnétiques (e.g. Rosencrantz & Mann, 1994, Leroy (1995), Leroy *et al.*, 2000) et les zones de fractures produites par expansion du plancher océanique (figure 1.11). D'après Rosencrantz & Mann, 1994 et Leroy (1995), l'évolution du fossé Cayman inclut :

- l'ouverture du fossé associée à l'initiation de l'expansion du plancher océanique, il y a environ 49 Ma ;
- un ralentissement drastique de la vitesse d'ouverture entre 26 et 20 Ma, dû à la propagation vers le sud de l'axe d'accrétion (figure 1.11) ;
- une cinématique stable depuis 20 Ma jusqu'à aujourd'hui.

Avant les années 90, les études d'anomalies magnétiques locales et les estimations des modèles globaux (Nuvel1, DeMets *et al.*, 1990, REVEL, Sella *et al.*, 2002) constituaient l'unique analyse cinématique pour la frontière de plaque Amérique du Nord-Caraïbe. L'avènement du GPS dans la région Caraïbe a constitué une base de données non négligeable quant à la connaissance de la cinématique actuelle de la région.

1.5 Cinématique actuelle de la plaque Caraïbe

1.5.1 Apport des données géodésiques

Un des axes principaux des recherches menées dans la région qui nous intéresse ici a été la détermination de la cinématique actuelle de la plaque Caraïbe. L'emploi du GPS à cet effet remonte à une vingtaine d'années (Dixon *et al.*, 1991). Avant cela, comme nous l'avons vu au paragraphe 1.1.2, la vitesse relative entre la plaque Caraïbe et les plaques Amérique du Nord et Amérique du Sud étaient estimées de façon classique utilisant des observations sismologiques et des données de géophysiques marines (anomalies magnétiques, vecteurs glissement...). Dans le cas de la plaque Caraïbe, ce type d'étude s'est confronté à de nombreuses incohérences. Citons par l'exemple le cas de l'estimation de la vitesse relative entre la plaque Caraïbe et la plaque Amérique du Nord. Les modèles les plus récents donnaient un large éventail d'estimations de vitesse : comprises entre $11 \pm 6 \text{ mm.an}^{-1}$ de mouvement purement décrochant (Stein *et al.*, 1988 ; DeMets *et al.*, 1990 ; DeMets *et al.*, 1994) jusqu'à $37 \pm 10 \text{ mm.an}^{-1}$ de convergence oblique (Sykes *et al.*, 1982) le long de la frontière entre les plaques Amérique du Nord et Caraïbe.

Dixon *et al.* (1998) donnent la première mesure directe de la vitesse entre les plaques Caraïbe et Amérique du Nord. Celle-ci est basée sur les mesures par GPS de trois sites situés sur la plaque Caraïbe (CRO1, ROJO, SANA, figure 1.12) qui se déplacent relativement au site TURK, localisé sur la plaque Amérique du Nord stable, à une vitesse de l'ordre de $18\text{-}20 \text{ mm.an}^{-1}$, soit une vitesse considérablement plus importante que celle prédite par le modèle NUVEL1-A (environ 11 mm.an^{-1} , DeMets *et al.*, 1994). Par la suite, MacMillan & Ma (1999) mesurent 3 sites par VLBI (Very Long Baseline Interferometry). Un de ces sites est localisé à Saint Croix sur les îles Vierges (près du site CRO1, figure 1.12), les deux autres sites sont localisés à Fortaleza (au Brésil) et à Santiago (au Chili) en Amérique du Sud. MacMillan & Ma (1999) obtiennent, par ces mesures, une vitesse relative entre les plaques Caraïbe et Amérique du Sud de $19 \pm 0,7 \text{ mm.an}^{-1}$, précédemment estimée à $11,4 \text{ mm.an}^{-1}$ par le modèle Nuvel1.

À partir de données issues de 4 sites GPS permanents localisés sur la plaque Caraïbe (AVES, CRO1, ROJO et SANA, figure 1.12) et de deux azimuts le long de la faille de Swan

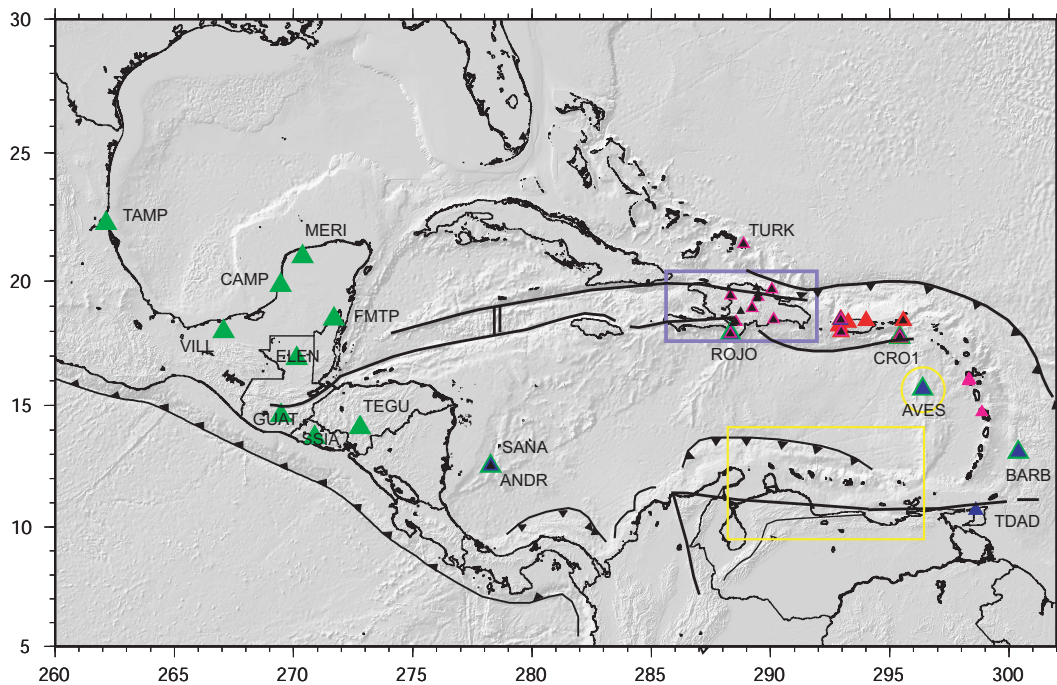


FIG. 1.12 – Distribution des stations GPS sur le domaine Caraïbe. on distingue les stations IGS (en vert), les sites utilisés par Dixon *et al.*, 1998 (noir), Werber *et al.*, 2000 (bleu), Jansma *et al.*, 2000 (rouge) et Mann *et al.*, 2002 (rose). On distingue également la région d'étude de Pérez *et al.*, 2001 (encadrée en jaune) et la région d'étude de Calais *et al.*, 2002 (encadré bleu).

(bordure Sud du fossé Cayman, figure 1.10), DeMets *et al.* (2000) établissent un modèle cinématique simple. Dans ce modèle, la plaque Caraïbe se déplace à $18\text{-}20\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$ par rapport à la plaque Amérique du Nord. Sella *et al.* (2002), établissent, par ailleurs, leur propre modèle cinématique global, REVEL (REcent plate VELOCITY), constitué de 19 plaques et contraint par un ensemble de données GPS choisies, disponibles publiquement. Les vitesses REVEL sont cohérentes avec les vitesses estimées par Nuvel1 pour 2/3 des différentes paires de plaques envisageables. En revanche, les vitesses REVEL montrent un désaccord important avec les vitesses issues du modèle Nuvel1 pour trois couples de plaques : Caraïbe-Amérique du Nord, Caraïbe-Amérique du Sud, Amérique du Nord-Pacifique.

L'ensemble de ces études géodésiques semblent montrer que les modèles globaux moyennés sur plusieurs millions d'années (tels que Nuvel1 par exemple) estiment mal les vitesses relatives entre la plaque Caraïbe et les plaques Amérique du Nord et Amérique du Sud. Ceci vient principalement du fait que les frontières de la plaque Caraïbe (en particulier pour les frontières décrochantes) sont complexes, car composées de plusieurs structures actives dont il est difficile d'estimer les vitesses et les directions de glissement associées sur une grande échelle de temps (Deng & Sykes, 1995).

1.5.2 La frontière Sud

Les études géodésiques visant à mieux caractériser la cinématique de la frontière Caraïbe-Amérique du Sud sont surtout concentrées sur la zone complexe de failles localisées au Nord du Vénézuéla (figure 1.1). La distribution de la déformation à travers ce système de failles reste encore mal contrainte (Pérez *et al.*, 2001). Les mécanismes au foyer dans cette région donne quelques informations sur les directions des mouvements relatifs de plaques. Cependant, on compte peu de grands séismes permettant de contraindre la cinématique (Deng & Sykes, 1995). En inversant les vitesses de 8 sites GPS permanents localisés sur la plaque Caraïbe (figure 1.12) et 5 autres sites permanents localisés sur la plaque Amérique du Sud, Weber *et al.* (2001) observent que la vitesse relative entre les plaques Amérique du Sud et Caraïbe (qu'ils estiment à environ $20\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$) est en grande partie absorbée par la faille décrochante d'El Pilar au Nord du Vénézuéla. L'obliquité de convergence de la plaque Amérique du Sud par rapport à la plaque Caraïbe serait absorbée, selon lui, par le système de failles de Trinidad (Bordure Nord de l'Amérique du Sud, en mer) dont le comportement tectonique est encore mal contraint (faille bloquée ou asismique ?). Pérez *et al.* (2001), observent, à partir d'un modèle élastique direct, testé sur le champ de vitesse de 22 sites GPS situés respectivement au Nord de l'Amérique du Sud et dans les Petites Antilles (figures 1.1 et 1.12), que 80% de la déformation engendrée par le mouvement relatif Amérique du Sud-Caraïbe (estimé à $20,5\pm 2\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$) est accommodé par les décrochements dextres d'El Pilar et de San Sebastián (figure 1.1). Plus à l'Ouest, la déformation se distribue entre la faille décrochante dextre de Boconó (qui accomode 9 à $11\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$) et le système de failles, en mer, situé près de la côte Nord du Vénézuéla.

1.5.3 La frontière Nord

La frontière Nord de la plaque Caraïbe, comme vu précédemment, est sous-marine pour la grande majorité de son tracé et ne traverse des domaines continentaux qu'en République Dominicaine (à l'est) et au Nord de l'Amérique Centrale (à l'Ouest). De nombreuses études géodésiques ont été réalisées sur l'île d'Hispaniola (République Dominicaine) où est implantée une grande partie des sites GPS que compte la plaque Caraïbe. Cependant, ces sites géodésiques sont majoritairement proches de grandes zones de failles actives et peuvent être affectés notamment par de la déformation intersismique ou des phénomènes transitoires (déplacements co-sismiques, relaxation post-sismique, ...). Pollitz & Dixon (1998) envisagent la possibilité que des effets post-sismiques long-terme soient à l'origine des divergences de prédictions entre NUVEL1-A et les résultats obtenus par les mesures GPS (e.g. Dixon *et al.*, 1998) quant à la vitesse relative entre les plaques Amérique du Nord et Caraïbe. Les failles de Septentrionale et d'Enriquillo situées respectivement au Nord et au Sud d'Hispaniola sont associées à plusieurs séismes historiques majeurs, de magnitude 8 (1751, 1842, et plus récemment 1946, e.g. Kelleher *et al.*, 1973; Sykes *et al.*, 1982; Mann *et al.*, 1984). Pollitz & Dixon (1998) montrent que la limite supérieure de la contribution d'un rebond post-sismique long-terme sur la vitesse

de la station ROJO (la plus proche des zones de déformation impliquées) atteindrait au maximum $5\text{-}6\text{ mm.an}^{-1}$. Ils estimeraient plus raisonnablement cette contribution à $\sim 1\text{ mm.an}^{-1}$. Ces estimations sont bien inférieures à la divergence des mesures de vitesses relatives entre les plaques Amérique du Nord et Caraïbe (de 10 mm.an^{-1}) entre les différentes méthodes de mesures (Nuvel1-GPS).

La direction du mouvement relatif de la plaque Amérique du Nord par rapport à la plaque Caraïbe impose une obliquité de convergence importante (70°) au large d'Hispaniola. À partir de 15 sites GPS situés sur l'île d'Hispaniola et dans les îles vierges, Mann *et al.* (2002) observent que les sites localisés à Puerto Rico, à St Croix (CRO1) et dans les Petites Antilles, montrent une vitesse d'amplitude et de direction cohérente avec la plaque Caraïbe stable ($19\text{-}20\text{ mm.an}^{-1}$) alors que les sites GPS localisés au centre et à l'Est d'Hispaniola montrent une vitesse plus faible ($4\text{-}17\text{ mm.an}^{-1}$) et une direction différente de la plaque Caraïbe stable. D'après les modèles élastiques de Mann *et al.* (2002), la convergence de la plaque Caraïbe par rapport à la plaque Amérique du Nord est absorbée par un mouvement inverse le long de la fosse de Muertos et un mouvement décrochant dû à l'obliquité de convergence sur les failles subverticales de Septentrional et d'Enriquillo. L'étude géodésique de Calais *et al.* (2002) a permis par la suite de quantifier ce partitionnement. En effet, la fosse de Muertos absorberait une vitesse de $5,2\pm 2\text{ mm.an}^{-1}$ par glissement inverse et les failles d'Enriquillo et de Septentrionale accommoderaient respectivement 9 et $12,8\pm 2,5\text{ mm.an}^{-1}$ de mouvement décrochant sénestre. Par ailleurs, d'après les données paléosismologiques couplées aux données GPS, Calais *et al.* (2002) estiment que la faille de Septentrionale serait susceptible d'avoir accumulé un déficit de glissement capable de produire un séisme de $M_w=7,2$ à $7,9$.

1.5.4 La frontière Ouest

La frontière Ouest de la plaque Caraïbe, qui la sépare de la plaque Cocos, puis de la plaque Nazca (au Sud) est marquée par une longue fosse qui borde toute l'Amérique Centrale. On l'a vu, la cinématique de la plaque Cocos est principalement donnée par les modèles globaux tels que Nuvel1 par exemple. Le champ de vitesse de la plaque Cocos donné par le modèle global Nuvel1, montre une convergence oblique entre la plaque Cocos et la plaque Caraïbe. L'obliquité de convergence décroît du Sud (20° sous le Costa Rica) vers le Nord (7° sous le Guatemala). En comparant la direction de convergence des plaques Cocos et Caraïbe donnée par le modèle Nuvel1 (DeMets *et al.*, 1990) avec la direction de glissement de nombreux séismes de subduction peu profonds, le long de la fosse d'Amérique Centrale, au large du Costa-Rica, DeMets (2001) déduit qu'il existe un partitionnement dû à l'obliquité de convergence Cocos-Caraïbe sur la côte. Il estime l'amplitude de ce mouvement à environ 14 mm.an^{-1} . Les champs de vitesses GPS obtenus récemment par Norabuena *et al.* (2004) et Turner III *et al.* (2007) respectivement au Costa-Rica et au Nicaragua, confirment l'existence d'un mouvement dextre par rapport à la plaque Caraïbe stable, dans l'arc volcanique d'Amérique Centrale, parallèle à la fosse, de

15,1 (Turner III *et al.*, 2007) à 16mm.an^{-1} (Norabuena *et al.*, 2004). La densité actuelle des données GPS dans l'arc volcanique ne permet pas de distinguer, si le mouvement avant-arc résulte d'une déformation distribuée ou localisée sur une faille décrochante (e.g. LaFemina *et al.*, 2002, Turner III *et al.*, 2007). Cependant, selon Norabuena *et al.* (2004), le champ de vitesses au Costa Rica est compatible avec une déformation engendrée par une faille verticale dextre bloquée sur 10 kilomètres de profondeur. À contrario Guzmán-Speziale *et al.* (2005) puis Álvarez-Gómez *et al.* (2008) suggèrent que le mouvement dextre observé dans l'arc volcanique en Amérique Centrale est dû, non à l'obliquité de convergence de la plaque Cocos sous la plaque Caraïbe mais à l'extension Est-Ouest à travers les grabens de la plaque Caraïbe. Cette extension animerait l'arc volcanique alors caractérisé comme une zone de faible friction.

Les études géodésiques menées autour de la plaque Caraïbe ont permis d'apporter une meilleure connaissance des vitesses relatives Caraïbe-Amérique du Nord et Caraïbe-Amérique du Sud. Elles ont permis d'estimer correctement la cinématique de la plaque Caraïbe, difficilement estimée par les modèles globaux. D'autre part, les données GPS ont également permis d'appréhender des phénomènes plus complexes, tels que le partitionnement de glissement dû à l'obliquité de convergence, pour les frontières Nord-est et Sud-est de la plaque Caraïbe. Cependant, la majorité des sites géodésiques utilisés dans ces études se situe à l'est de la plaque Caraïbe (figure 1.12). Ces réseaux GPS ne permettent pas de conclure sur la cinématique du Nord-Ouest de la plaque Caraïbe vers la zone de jonction triple Cocos-Amérique du Nord-Caraïbe.

Chapitre 2

L'extrémité Ouest de la plaque Caraïbe

Sommaire

2.1	Les grandes zones de déformation	31
2.1.1	La faille de Polochic	35
2.1.2	La faille de Motagua	37
2.1.3	La faille de Jocotan	39
2.1.4	Les grabens Nord-Sud de la plaque Caraïbe	40
2.1.5	L'arc volcanique d'Amérique Centrale	41
2.2	Le séisme de 1976	42
2.2.1	Etude tectonique de la rupture	42
2.2.2	Les effets postsismiques	44
2.3	Bilan et questions ouvertes	47

2.1 Les grandes zones de déformation

L'Amérique Centrale peut-être divisée en deux blocs appelés bloc Chortis et bloc Maya (figure 2.1). Le bloc Maya constitue la partie continentale Sud de la plaque Amérique du Nord. Il comprend la péninsule du Yucatán, le Belize, le Guatemala du Nord et la région du Chiapas au Mexique. Le bloc Chortis constitue la partie Ouest de la plaque Caraïbe. Il regroupe le Sud du Guatemala, le Honduras, le Salvador et une partie du Nicaragua du Nord (e.g. Dengo, 1969). La limite entre le bloc Maya et le bloc Chortis est discutée. Cependant la majorité des auteurs considèrent maintenant que la faille de Motagua constitue la frontière majeure entre ces blocs (e.g Donnelly *et al.*, 1990, Martens

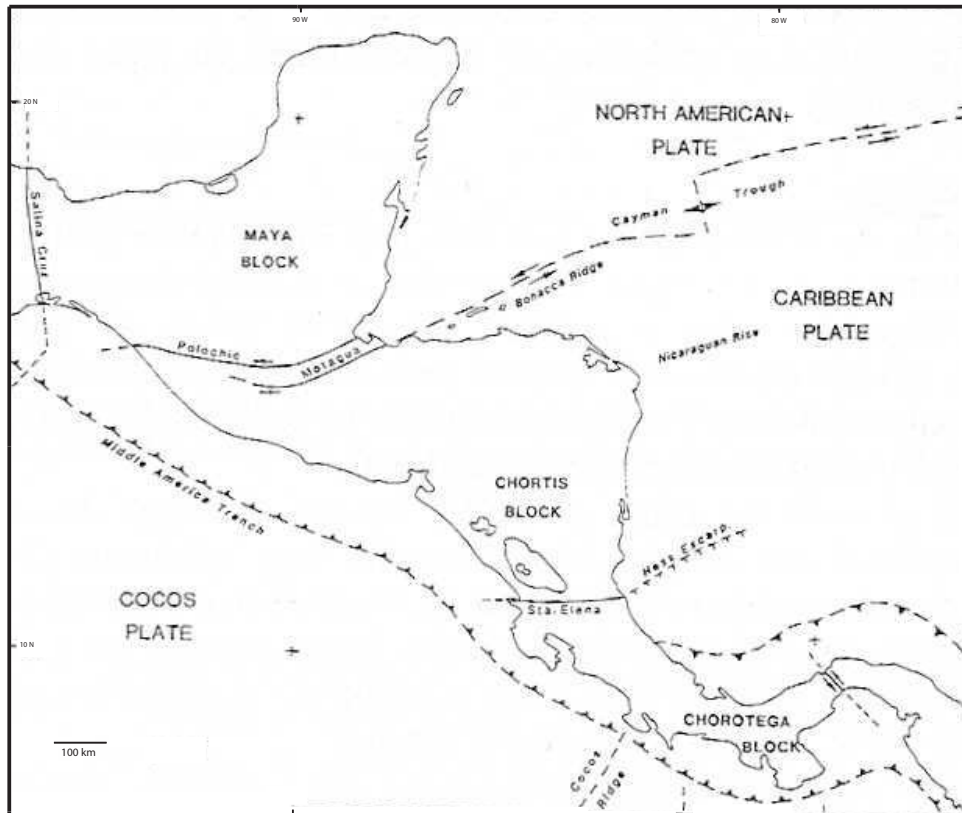


FIG. 2.1 – Carte d'Amérique Centrale localisant les blocs Maya et Chortis. Le système de faille Polochic-Motagua représente la frontière entre le bloc Maya au Nord et le bloc Chortis au Sud (d'après Donnelly *et al.*, 1990).

et al., 2007). Ces deux blocs de nature lithologique et géologique bien distinctes sont séparés par la zone de suture de Motagua attestée par la présence de corps ophiolitiques qui borde la faille décrochante (figure 2.2, e.g. Martens *et al.*, 2007). Sans rentrer dans les détails de la discussion polémique sur l'origine de la plaque Caraïbe (paragraphe 1.2.2), les corps ophiolitiques (anciennement formés par l'ouverture d'une dorsale océanique) observés dans la zone de suture de Motagua sont les témoins de l'obduction (remontée du matériel océanique en surface dans les zones de suture) et représentent les reliques d'un domaine océanique Proto-Caraïbe qui était situé, au Jurassique et au crétacé entre les blocs Chortis et Maya (figure 2.2).

D'un point de vue géologique (figure 2.2) et morphologique, le Nord de l'Amérique Centrale peut être divisé en trois zones (figure 2.3) :

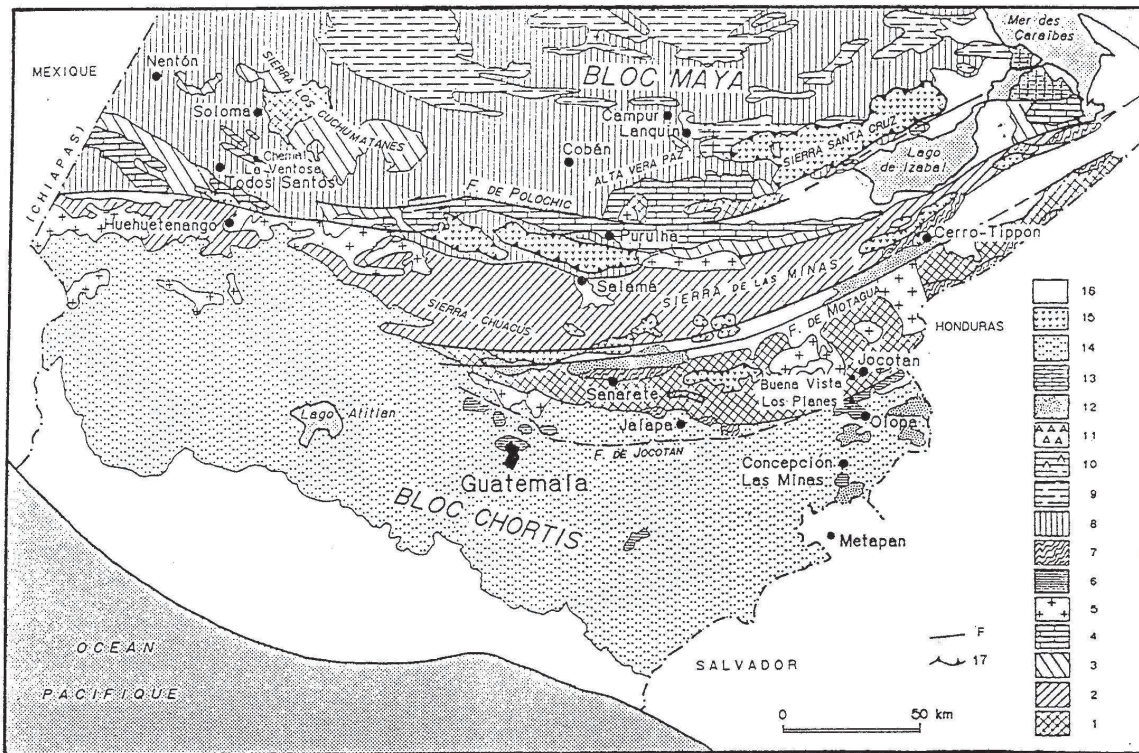


FIG. 2.2 – Carte géologique du Guatemala (d'après Fourcade, 1994). 1-Roche Paléozoïque et métamorphique. 2-Roche métamorphique du groupe Chiacus (Précambrien/Paléozoïque) 3-Conglomérat, grès, schistes noirs du groupe Santa Rosa (Paléozoïque) 4-Calcaires et dolomies Permien avec fusulines de la Formation Chochal. 5-Granite. 6-Calcaires Crétacé Inférieur et Cénomaniens de la Formation Lajas. 7-Marbre Crétacé. 8-Formation Todos Santos du Jurassique Supérieur et Crétacé Inférieur; dolomites et calcaires Crétacé Moyen et Supérieur des formations Cobán et Campur. 9-Flyschs Maastrichtien-Paléocène de la Formation Sepur. 10-Calcaires, dolomites et évaporites de la formation Santa Amélia (Paléocène Eocène) 11-Marnes et évaporites Eocène. 12-Conglomérats Eocène-Oligocène et grès de la formation Subinal. 13-Calcaires Miocène de la formation du Rio Dulce 14-Roches volcaniques Quaternaires 15-Ophiolites allochtones du Crétacé, radiolarites et flysch. 16-Dépôts récents d'alluvions. 17-Chevauchements. F-failles.

1- Au Nord de la faille de Polochic, on trouve une vaste région de carbonates et de séries terrigènes (figure 2.2 d'âge carbonifère (359 à 299 millions d'années) et permien (270 à 225 millions d'années). On y trouve de nombreux plis d'orientation générale Est-Ouest, caractérisant cette zone. Il s'agit de la marge Sud du continent Nord Américain déformée au Cénozoïque (depuis 65,5 millions d'années) probablement en raison du déplacement le long des grands décrochements. Dans la région du Chiapas dans le Mexique méridio-

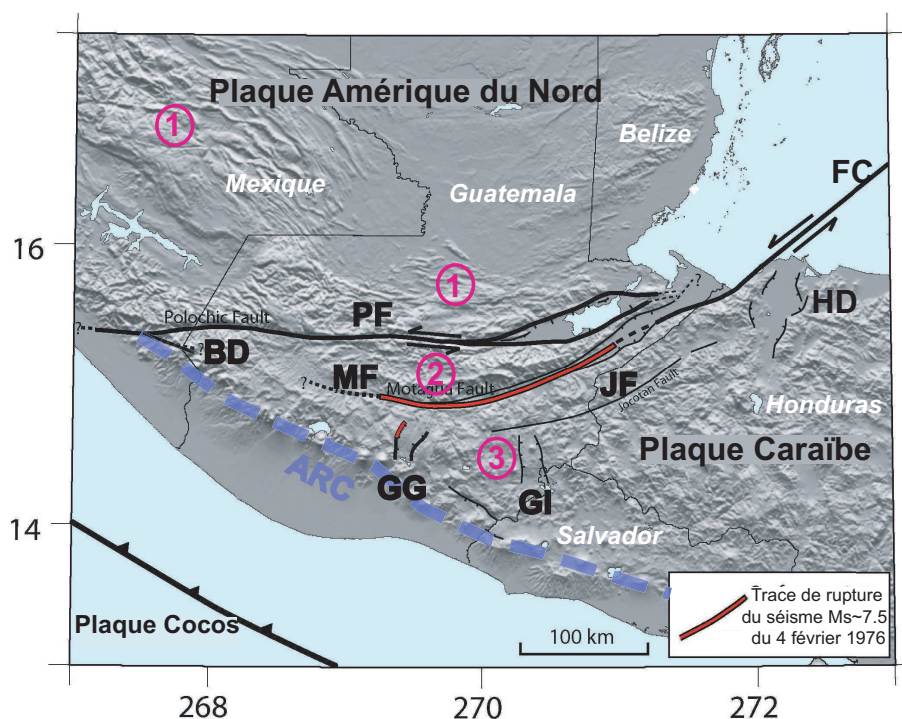


FIG. 2.3 – Le système de failles Polochic-Motagua composé des différentes structures PF : faille de Polochic, BD : faille de Belisario-Domiguez MF : faille de Motagua, JF : faille de Jocotan, FC : fossé Cayman, GG : graben de Guatemala-city, GI : graben d’Ipala, HD : Honduras Dépression. L’arc volcanique d’Amérique Centrale est représenté par les tirés bleu. La trace de rupture provoquée par le séisme de 1976 le long de la faille de Motagua au Nord-Ouest du graben de Guatemala-City est également représentée. Les chiffres représentent les différentes zones : 1- La chaîne plissée chiapanèque, qui se poursuit au nord de la faille de Polochic située dans le bloc Maya. 2-Zone métamorphisée, frontière entre les blocs Maya et Chortis 3-Faille de Jocotan et série de grabens Nord-Sud, Nord du bloc Chortis.

nal, la chaîne plissée est considérée comme inactive aujourd’hui (Velasquillo-Martinez, 2000).

2- Entre les zones de failles de Polochic et de Motagua, on observe des formations métamorphiques anciennes, encore mal connues, constituées principalement de gneiss qui affleurent dans les domaines montagneux (Fourcade *et al.*, 1994).

3- Au Sud de la faille de Motagua, un large plateau volcanique cénozoïque (depuis 65,5 millions d’années) recouvre le socle continental du bloc Chortis.

Le système de failles Polochic-Motagua, au sens large, est constitué, du Nord au Sud, par les failles de Polochic, Motagua et Jocotan, trois grands décrochements sénestres

convexes vers le Sud de direction globale Est-Ouest. Ce système de failles décrochantes est principalement localisé au Guatemala mais traverse également en partie le Nord du Honduras (à l'Est) et s'étend à l'Ouest jusque dans la région du Chiapas (Mexique méridional) (figure 2.3). Notons que la faille de Motagua a rompu sur plus de 200 kilomètres lors du dernier séisme majeur (Mw 7,5) qu'a connu le Guatemala le 4 février 1976 (paragraphe 2.2). Au Nord (Guatemala) et au Nord-Ouest (Chiapas) de la faille de Polochic, le paysage est caractérisé par une chaîne de plis (zone 1 figure 2.3). Au Sud de la faille de Motagua (zone 3 figure 2.3) on observe une série de grabens d'orientation globalement Nord-Sud dont les éléments les plus remarquables sont (d'Est en Ouest) la dépression du Honduras, le graben d'Ipala (au centre du Guatemala) et le graben de Guatemala-city siège de la capitale du Guatemala (respectivement HD, GI, GG sur la figure 2.3). Cette série de grabens est bordée au Sud-Ouest par l'arc volcanique actif d'Amérique Centrale qui disparaît aux abords de la faille de Polochic, à la frontière mexicaine (figure 2.3).

2.1.1 La faille de Polochic

La faille de Polochic également connue sous le nom de Polochic-Chixoy est morphologiquement très marquée. on l'observe sur près de 350 kilomètres depuis la côte Atlantique à l'Est jusqu'à la plaine côtière pacifique au Chiapas (Mexique méridional). A l'Est, la trace de faille a été successivement considérée comme le bord Sud du lac Izabal (e.g Burkart, 1983, figure 2.4), puis la rive Nord du lac (Schwartz *et al.*, 1979). Des études plus récentes à partir d'images satellitaires JERS et LANDSAT (e.g. D'Acemont, 1998) montrent clairement que le lac Izabal est un bassin en pull-apart contrôlé par le fonctionnement en décrochement sénestre de la faille de Polochic. Au niveau de la côte Atlantique l'extrémité Est de la faille est encore mal définie. Son extrémité Ouest disparaît sur la côte pacifique du Mexique méridional. Plusieurs auteurs envisagent la possibilité que la faille de Polochic se poursuit en mer pour rejoindre la fosse d'Amérique Centrale et ainsi former un point triple Cocos-Caraïbe-Amérique du Nord de type "fosse-fosse-faille" au large de la côte chiapanèque (e.g Burkart & Self, 1985). Cependant aucune activité sismique ni évidence de trace de faille n'ont été jusqu'à présent détectées à l'Ouest de la trace connue de la faille.

Dans les années 80, de nombreuses observations réalisées sur le terrain ou d'après des photos aériennes ou des images satellitaires, ont mis en évidence de nombreux signes d'activité récente (holocène) de la faille de Polochic, tels que des décalages de rivières ou de terrasses alluviales. Burkart (1978) puis Burkart (1983) observe un décalage cumulé de la chaîne plissée de part et d'autre de la faille de Polochic qu'il estime à environ 130 kilomètres depuis 6,5 Ma. Par la suite, les observations géologiques réalisées par Deaton & Burkart (1984) confirment que la période principale d'activité de la faille décrochante est comprise entre 10 et 6,6 Ma. D'après Anderson *et al.* (1973), les déplacements cumulés

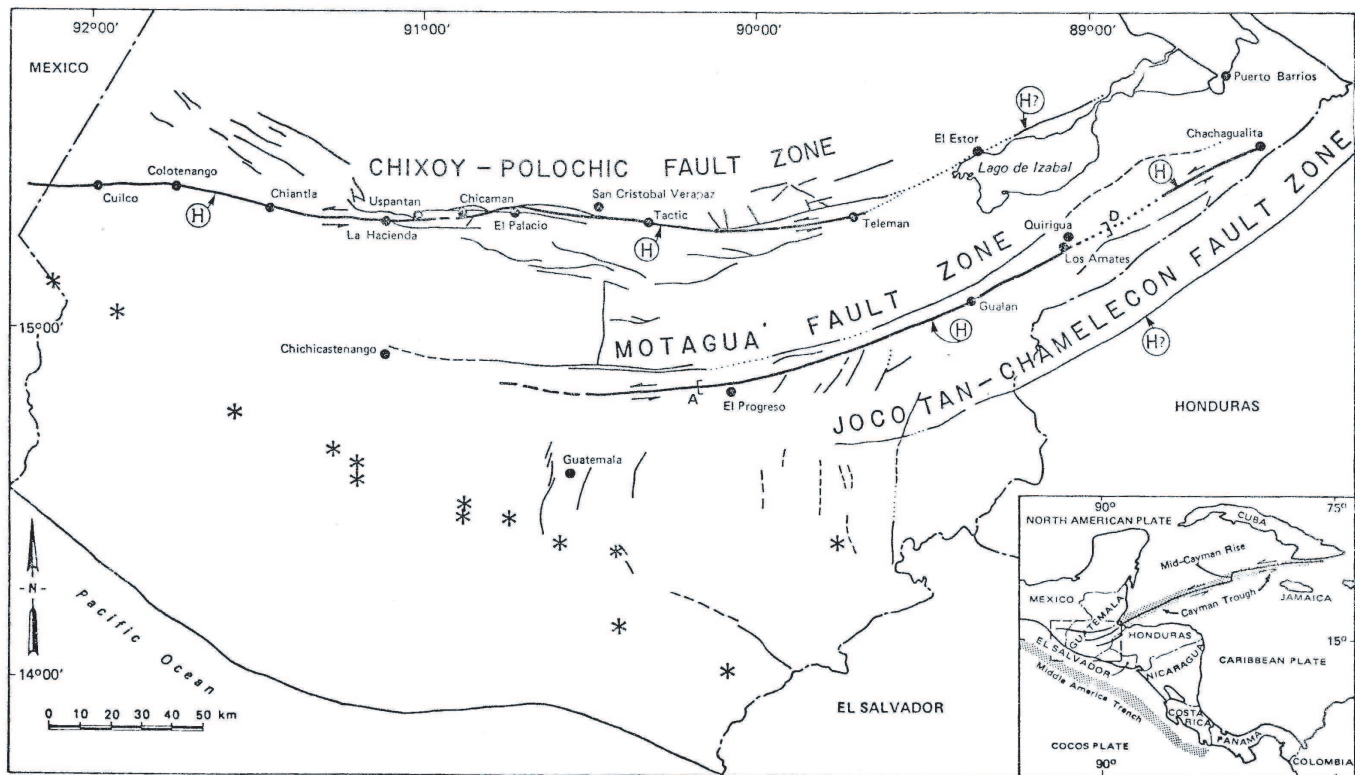


FIG. 2.4 – Carte du système de failles Polochic-Motagua et des glissements quaternaires holocènes (H) (postérieurs aux 10 000 dernières années) observés par Schwartz *et al.*, 1979.

par le jeu décrochant sénestre de la faille de Polochic, dans la partie la plus occidentale de sa trace, n'excède pas quelques mètres depuis le Miocène supérieur (environ 7 Ma). Alors que, d'après le décalage d'une centaine de mètres observé pour une rivière récente à travers la faille de Polochic, Kupfer & Godoy (1967) suggèrent un déplacement cumulé Holocène pour la faille décrochante compris entre 100 et 122 mètres.

La faille de Polochic serait associée au séisme du 22 juillet 1816 (M_w 7,6, White, 1985) qui aurait principalement touché, de façon importante (plusieurs victimes, destructions des bâtiments), la ville de Soloma et la région Verapaz au Nord du Guatemala, à proximité de la faille de Polochic, et jusqu'à San Cristobal au Chiapas (figure 2.5). Le 11 octobre 1985, la ville de Uspatán localisée sur la faille de Polochic fut également en partie détruite à la suite d'un tremblement de Terre de magnitude mb 4,6 (Ambrasey & Adams, 2001). Plus récemment encore, deux séismes décrochants sénestres de Magnitude 5,3 et 5,2 datés respectivement du 19 décembre 1995 et du 25 juin 2001 sont recensés par le catalogue CMT Harvard et liés à l'activité décrochante sénestre de la faille de Polochic.

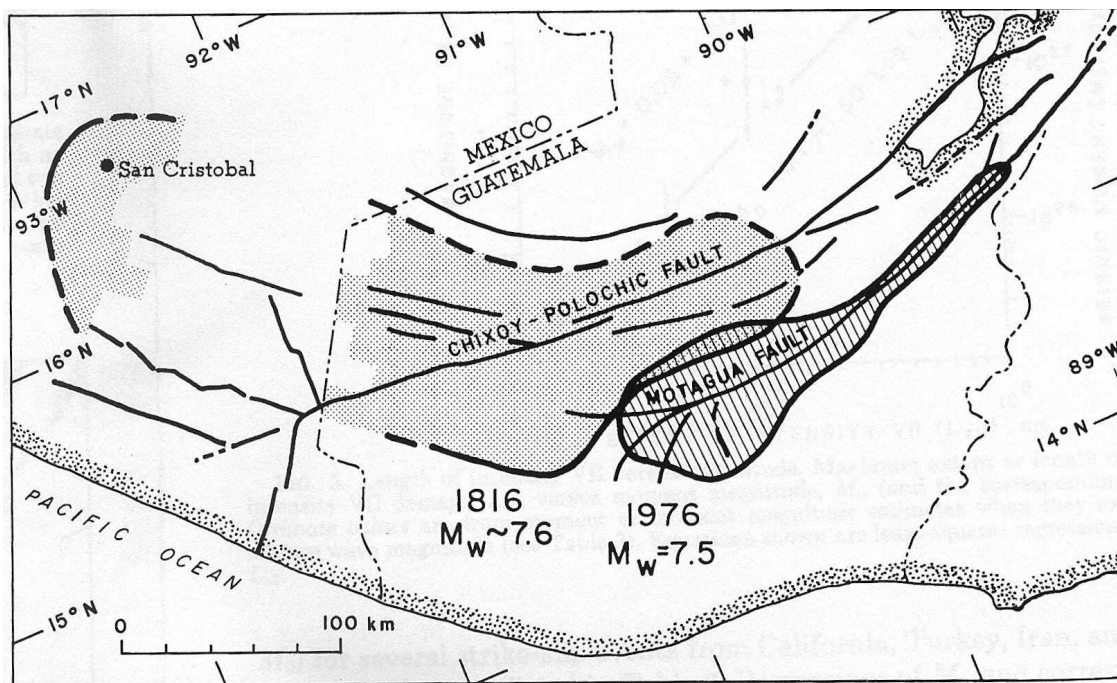


FIG. 2.5 – Surfaces d'intensité 7 ou plus sur l'échelle modifiée de Mercalli estimées à partir des dégâts reportés pour les séismes de 1816 associé à la faille de Polochic et de 1976 associé à la faille de Motagua (d'après White, 1985).

2.1.2 La faille de Motagua

La faille de Motagua est, morphologiquement, la plus marquée des trois failles décrochantes du système. Elle s'étend sur environ 300 kilomètres à travers le Guatemala (figure 2.3). À l'Est, elle se connecte en mer, au niveau de la côte Caraïbe, avec la faille décrochante active de Swan, bordure Sud du fossé de Cayman. À l'Ouest, elle se poursuit dans les terres guatémaltèques jusqu'à disparaître sous les dépôts volcaniques quaternaires aux abords de la ville de Chichicastenango (figure 2.4). D'après Carfantan (1986), elle se poursuivrait plus à l'Ouest par la faille de Belizario-Dominguez, aujourd'hui considérée comme inactive (Velasquillo-Martinez, 2000, figure 2.3). Située entre 40 et 50 km au sud de la faille de Polochic, la faille de Motagua est principalement constituée de deux branches majoritairement parallèles entre elles, distantes d'une dizaine de kilomètres et bordant de part et d'autre la vallée du rio Motagua. La branche Sud de la faille de Motagua est aujourd'hui considérée comme la trace active de cette faille, depuis sa rupture lors du séisme majeur (M_s 7,5) de 1976 (figure 2.3, paragraphe 2.2). D'après les photos aériennes de la zone de faille, Schwartz *et al.* (1979) observent de nombreuses évidences géologiques d'activité cénozoïque (de 65 à 1,65 Ma) et quaternaire telles que des décalages de rivières et de terrasses alluviales. La figure 2.6 montre un exemple de décalages de terrasses alluviales emboîtées pour le site d'El Tambor à l'Est d'El Progreso

(figure 2.4), traversé par la faille de Motagua.

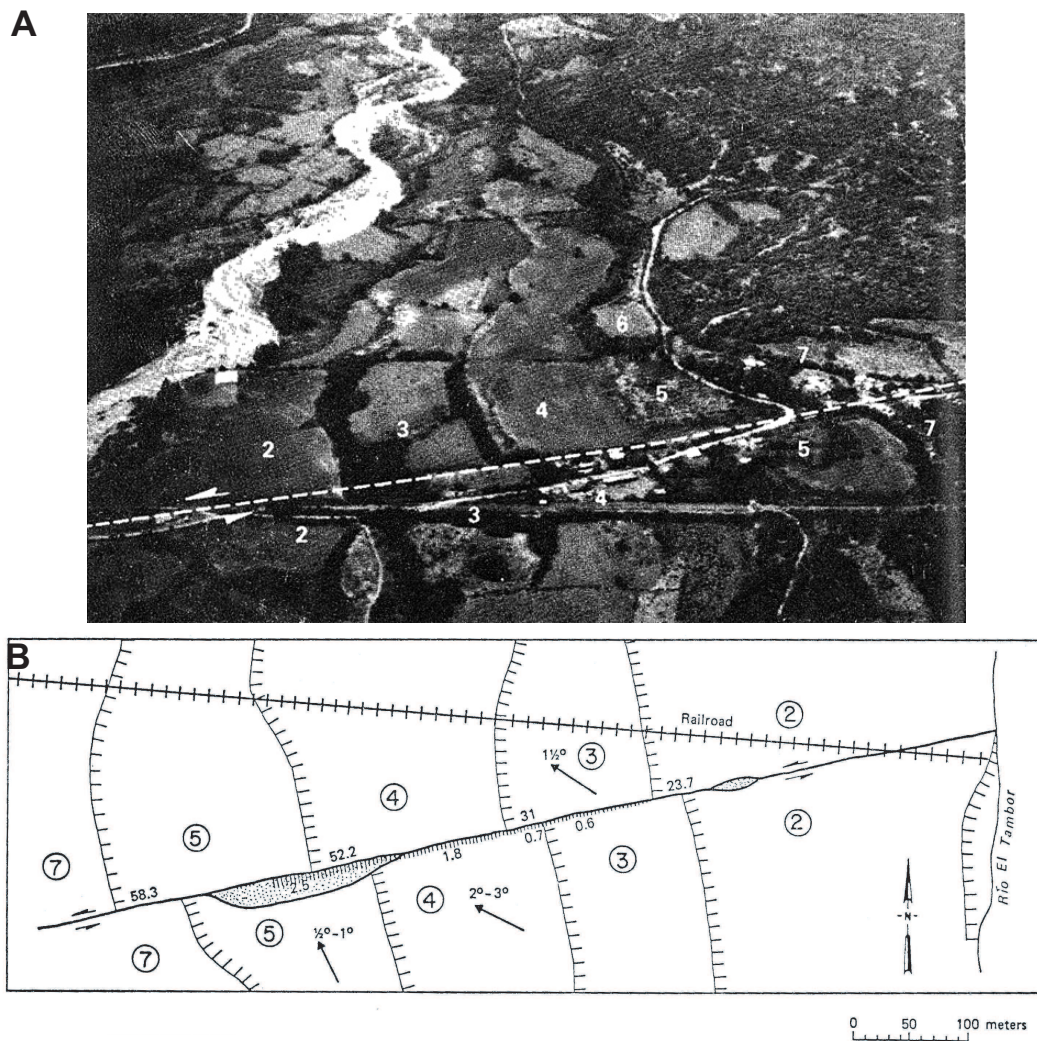


FIG. 2.6 – (A) Vue aérienne (vers le Sud) des terrasses du rio El tambor. Les numéros indiquent les niveaux de terrasses de la moins à la plus élevée. On observe 7 niveaux de terrasses dont les bords sont décalés par le jeu sénestre de la faille de Motagua. (B) Croquis d'interprétation : les lignes hachurés représentent les bords ("risers") des terrasses ou de la faille, les chiffres juxtaposés représentent le décalage des risers, les flèches indiquent les pentes des terrasses quand celles-ci sont supérieures à $0,5^\circ$ (D'après Schwartz *et al.*, 1979).

Outre le séisme majeur de 1976, la faille de Motagua aurait été le siège de plusieurs séismes historiques comme le séisme de Quirigua en 1945 dont la magnitude (M_s) a été estimée à 6.0 (Carr & Stoiber, 1977; Ambrasey & Adams, 2001). Il fut fortement ressenti dans les villes de Chiquimula, Zacapa, Izabal et principalement à Quirigua où

l'on déplore plusieurs blessés et d'importants dégâts sur les bâtiments de la ville. Il fut suivi de plusieurs répliques qui détruisirent l'hôpital de Quirigua déjà grandement endommagé par le choc principal. Carr & Stoiber (1977) associent le séisme de Puerto Barrios (Ms 5.1 Ambrasey & Adams, 2001) à l'activité de la faille de Motagua.

2.1.3 La faille de Jocotan

Connue également sous le nom de Jocotan-Chamelecon, la faille de Jocotan est la composante la plus septentrionale du système de failles décrochantes Polochic-Motagua. Située à environ 40 kilomètres au Sud de la faille de Motagua, la trace continentale de la faille de Jocotan est observée depuis la côte Caraïbe honduraine pour disparaître sous les dépôts volcaniques quaternaires au Sud du Guatemala. Bien que moins linéaire et moins marquée morphologiquement que les failles de Polochic et Motagua, elle constitue cependant la frontière Nord du bloc Chortis. De ce fait, elle marque une frontière géologique majeure qui met en contact des séries carbonatées crétacées et des roches volcaniques cenozoïques (au sud) avec des roches métamorphiques (au Nord). Aujourd'hui la faille de Jocotan est souvent considérée comme inactive. La trace de la faille est recoupée par plusieurs grabens d'orientation Nord-Sud d'âges pliocènes ou pleistocènes (entre 53 et 0,1 Ma) suggérant une activité décrochante de la faille antérieure (Muehlberger & Ritchie, 1975). Les images satellitaires ne montrent également pas d'évidence morphologique caractéristique d'une activité holocène de la faille décrochante au Guatemala.

Cependant la faille de Jocotan au Honduras dont la morphologie est plus marquée que sur les terres guatémaltèques, pourrait être associée au séisme majeur (Ms 8, Sutch, 1981) survenu en 1856 près de la côte caraïbe hondurienne. L'origine continentale ou marine de la source n'est cependant pas clairement définie. D'autre part, des dégâts ont également été observés sur le site archéologique maya de Copán situé à proximité de la faille de Jocotan au Honduras. Ceux-ci pourraient être associés à au moins un séisme majeur daté entre l'an 950 et l'an 1000 (Kovach, 2004). Plus récemment, le séisme du 3 décembre 1934 (Ms 6,3, e.g Ambrasey & Adams, 2001 ; White & Harlow, 1993) a détruit les villes de San Jorge, la Encarnación et de San Fernando et sérieusement endommagé plus d'une dizaine d'autres villes ainsi que le site archéologique de Copán. Le séisme a été suivi de nombreuses répliques vivement ressenties par la population des villes précédemment touchées par le choc principal. Les observations réalisées sur le terrain ne permettent cependant pas d'exclure une origine extensive de ce séisme, associée à l'activité des grabens connus dans la région, plutôt que décrochante, associée à la faille de Jocotán (White & Harlow, 1993).

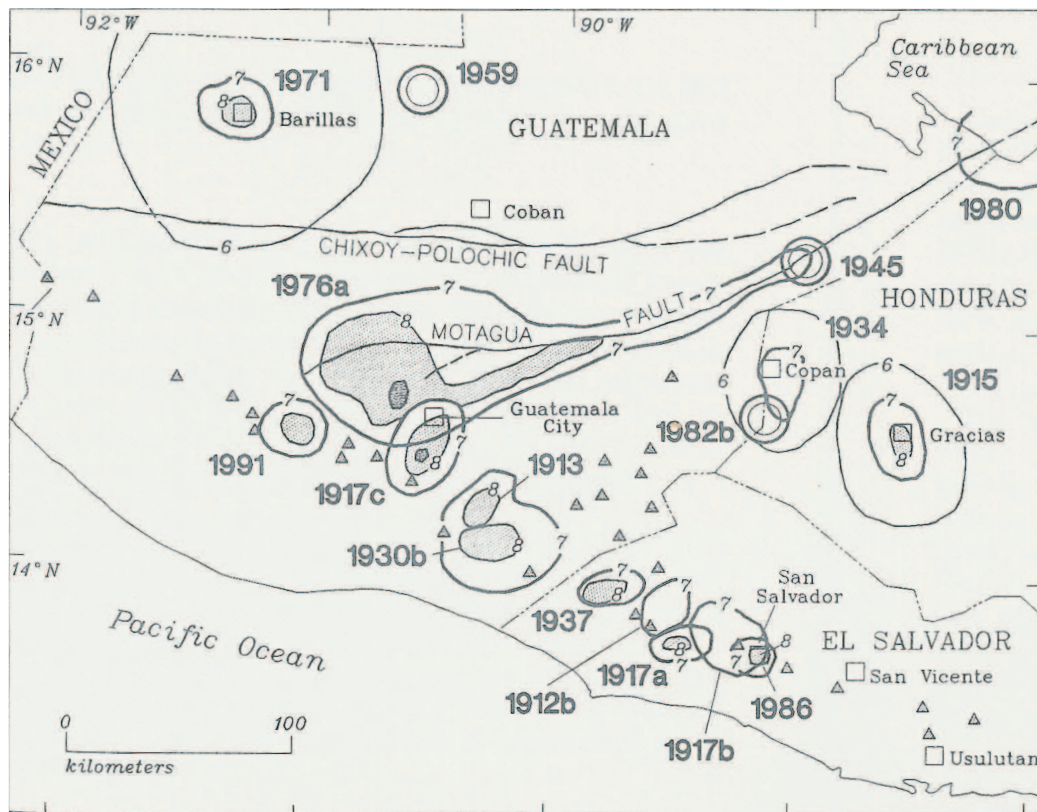


FIG. 2.7 – Courbes d'iso-intensité estimées à partir de l'échelle de Mercalli modifiée pour les principaux séismes crustaux destructeurs (M supérieure à 5,7) depuis 1900 et répertoriés dans White & Harlow, 1993.

2.1.4 Les grabens Nord-Sud de la plaque Caraïbe

Outre les trois grandes failles décrochantes de Polochic, Motagua et Jocotan, le système Polochic-Motagua, au sens large, comprend également une série de grabens d'orientation Nord-Sud au Sud de la faille de Motagua recoupant pour certains d'entre eux la trace guatémaltèque de la faille de Jocotan (paragraphe 2.1.3). Largues de quelques kilomètres chacun, les grabens sont répartis d'Est en Ouest depuis la dépression du Honduras sur la côte Caraïbe, jusqu'au graben de Guatemala-city au centre du Guatemala. Entre les deux, on compte également les grabens d'Ipala et Esquintla (à l'Ouest) parmi les plus importants (pour la localisation voir figure 2.10, paragraphe 2.2).

L'âge et l'activité des principaux grabens sont peu connus. Cependant de nombreux indices laissent penser que les principaux grabens sont actifs et peuvent jouer un rôle

important dans la cinématique régionale. Plusieurs grabens recoupent la faille de Jocotan et ont par conséquent, d'après Muehlberger & Ritchie (1975), une activité plus récente que cette faille décrochante (section 2.1.3).

Lors du séisme de 1976, le Nord de la faille de Mixco, bordure Ouest du graben de Guatemala-City, a rompu sur une vingtaine de kilomètres en provoquant la destruction d'une grande partie de la ville. Il s'en est suivi nombre de répliques vivement ressenties dans la capitale (Plafker, 1976). Le catalogue CMT liste également un séisme extensif de magnitude 5,1 localisé à proximité du Graben d'Ipala. L'activité récente de certains de ces grabens semble acquise mais la question de la localisation ou de la distribution de la déformation extensive à travers l'ensemble des grabens de la plaque Caraïbe reste entière. De même le rôle de ces grabens dans la cinématique régionale n'est jusqu'à présent pas clairement défini.

2.1.5 L'arc volcanique d'Amérique Centrale

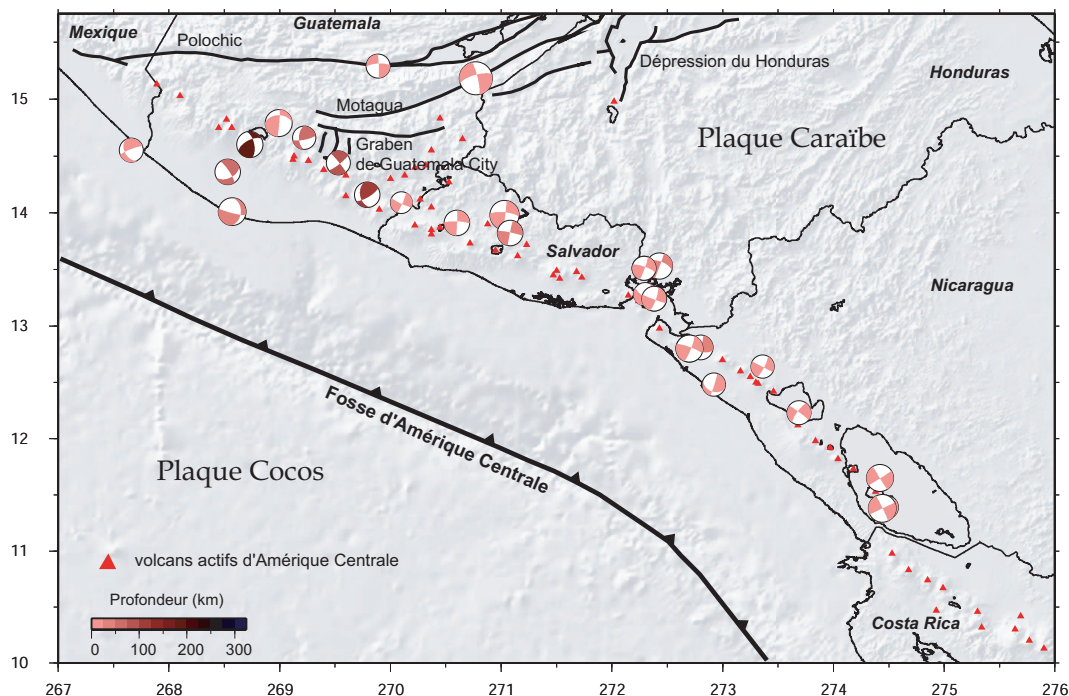


FIG. 2.8 – Localisation des principaux volcans actifs d'Amérique Centrale et des séismes décrochants répertoriés dans le catalogue CMT Harvard depuis 1976.

La subduction de la plaque Cocos sous la plaque Caraïbe est à l'origine d'un arc volcanique qui s'étend le long de l'Amérique Centrale, du Costa-Rica (depuis la transition de subduction Nazca-Caraïbe à Cocos-Caraïbe) jusqu'au Nord du Guatemala où

il meurt aux abords de la faille de Polochic à la frontière mexicaine (figure 2.8). Il est constitué de plusieurs tronçons de stratovolcans pour la plupart actifs. La côte pacifique d'Amérique Centrale est sujette à deux types de séismes. Les séismes profonds liés à la subduction (voir chapitre 1) et des séismes superficiels tout le long de l'arc volcanique d'Amérique Centrale. En effet, l'arc volcanique est le siège de nombreux séismes superficiels de mécanismes au foyer décrochants et de magnitude parfois importante comme c'est le cas pour le séisme de magnitude 6,5 qui s'est produit au Salvador le 13 février 2001 (Vallée *et al.*, 2003, Bommer *et al.*, 2001). De nombreux auteurs relient cette sismicité crustale à une faille décrochante dextre intra-arc. Connue au Costa-Rica et au Nicaragua, la faille d'Amérique Centrale a été cartographiée au Salvador (Corti *et al.*, 2005, figure 2.9) comme un système complexe de failles décrochantes dont l'existence, passée la frontière guatémaltèque n'est pas avérée. L'hypothétique lien qui pourrait exister entre les séismes de subduction et les décrochements de l'arc volcanique reste une question intéressante non résolue.

2.2 Le séisme de 1976

2.2.1 Etude tectonique de la rupture

Le 4 février 1976, un séisme de magnitude estimée à $M_s = 7,5$, comptant parmi les plus importants répertoriés au Guatemala, fut responsable de la mort de 23 000 personnes. La trace de rupture associée a été observée de façon presque continue sur 230 km le long de la branche Sud de la faille de Motagua et sur au moins 20 km au Nord de la faille de Mixco, bordure Ouest du graben de Guatemala-City (figure 2.10). La largeur de la zone de fracture est relativement faible, entre 1 et 3 mètres, le long de la faille décrochante, exception faite de la région d'El Progreso, où la rupture traverse une zone de gouges et de brèches sur près de 9 mètres de large. Les failles secondaires activées lors de la rupture sont rares autour de la faille de Motagua. Une seule faille secondaire, activée sur environ un kilomètre de long fut observée par Plafker (1976). Elle est parallèle à la trace principale et localisée à environ 400 mètres au Sud de la trace de rupture principale, à l'Est de la ville d'El Progreso (figure 2.10). Le glissement sénestre observé sur cette faille secondaire est de l'ordre de 20 centimètres.

La trace principale de rupture du séisme de 1976 correspond à la branche Sud de la faille de Motagua précédemment cartographiée. Cependant l'ensemble des fractures créées par le séisme étend la zone de rupture sur 85 km à l'Ouest de la trace précédemment connue de la faille de Motagua.

Plafker (1976) observe le long de la rupture un glissement sénestre moyen associé au séisme de 110 centimètres. Le déplacement maximum observé atteint 340 centimètres de

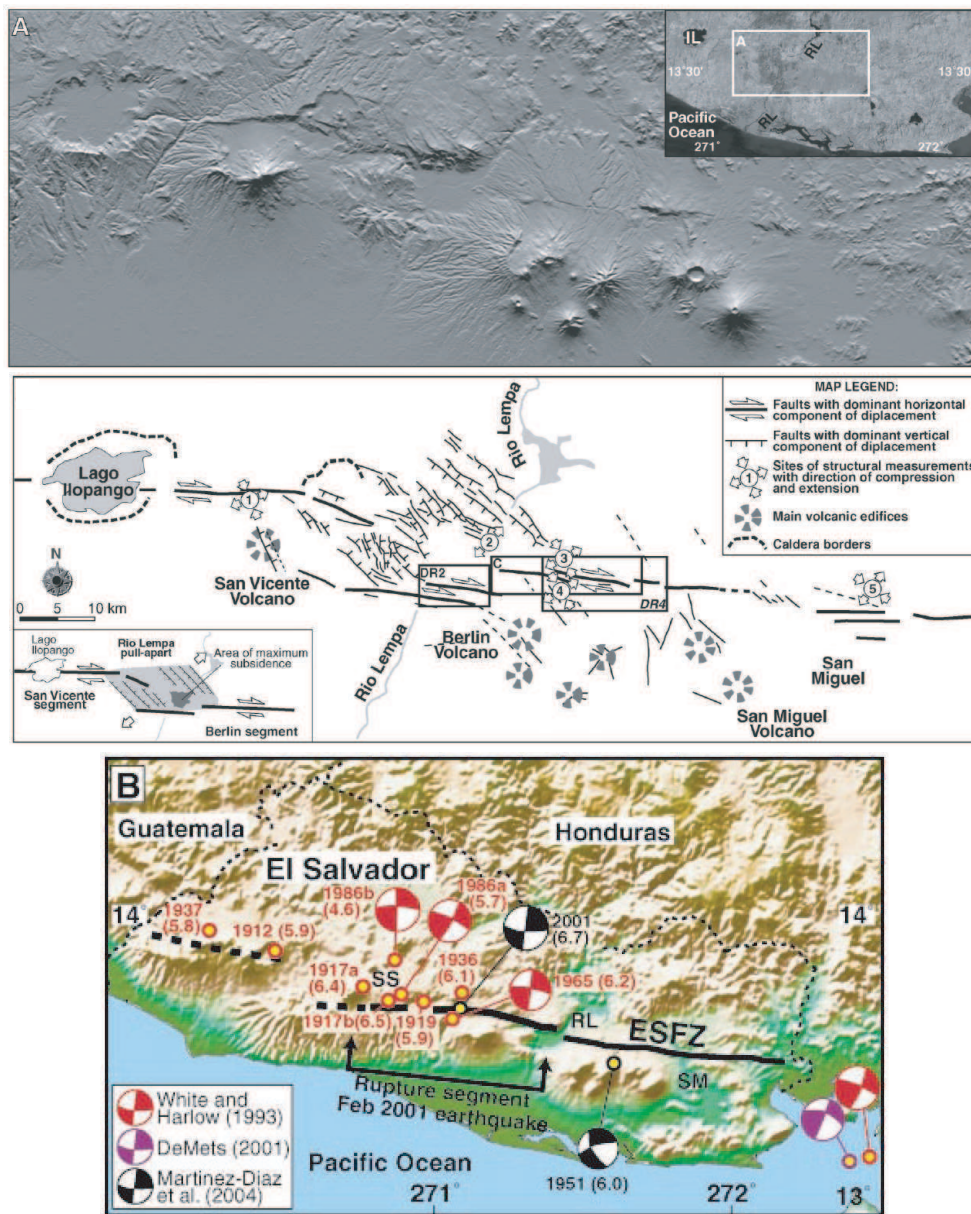


FIG. 2.9 – (A) Topographie et cartographie de la zone de failles décrochantes d'Amérique Centrale d'après Corti *et al.*, 2005 (B) Séismes historiques majeurs et mécanismes au foyer des séismes crustaux associés à la zone de failles du Salvador (ESZF, ligne noire modifiée de Bosse *et al.*, 1978, et Martinez-Diaz *et al.*, 2004). Les chiffres représentent la magnitude supposée des séismes représentés. RL : Rio Lempa, SS San Salvador, SM : San Miguel. (d'après Corti *et al.*, 2005).

glissement sénestre à l'extrémité Ouest de la trace de rupture (figure 2.10). La composante verticale du déplacement est très faible (inférieure à 10 %) et atteint au maximum 30% du déplacement total.

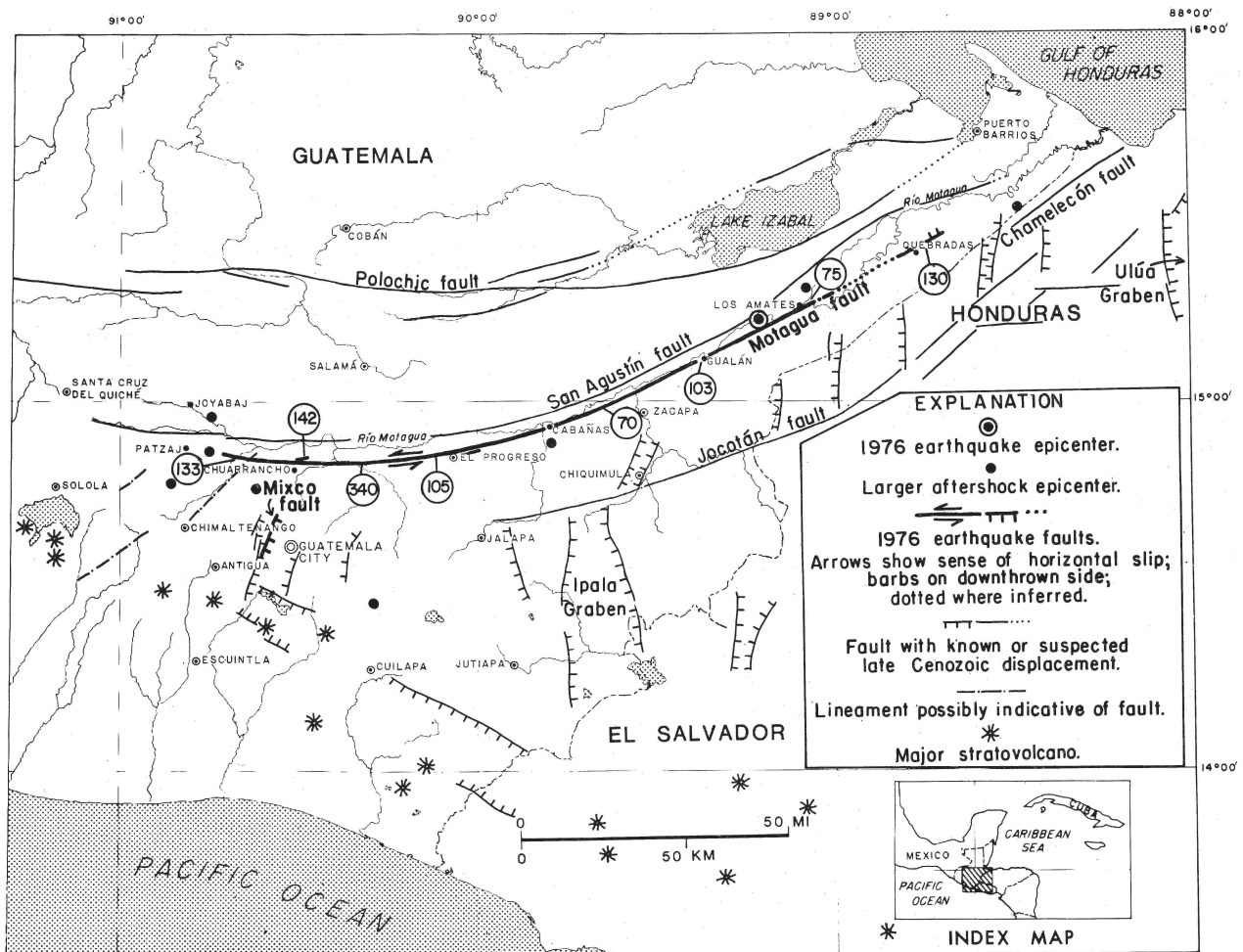


FIG. 2.10 – Distribution des glissements le long des failles de Motagua et de Mixco provoqués par le séisme $M_s = 7,5$ du 4 février 1976. Les chiffres encadrés donnent la valeur en centimètres des déplacements sénestres observés sur chaque site étudié d'après Plafker, 1976.

2.2.2 Les effets postsismiques

Quelques mois après le choc principal, plusieurs évidences d'activité post-sismique de la faille ont été observées le long de toute la zone de rupture. Des décalages de plusieurs centimètres affectant des constructions ou des plantations postérieures au choc principal sont observés sur l'ensemble de la zone de rupture. Bucknam & Plafker (1978) estiment que la quantité de glissement aismique moyen due à l'activité post-sismique de la faille s'évalue entre 4 et 12 centimètres sur une période comprise entre fin Avril et fin Octobre 1976 (figure 2.11), et pouvant atteindre localement 31 centimètres (mesurés sur la route principale de Zacapa, figure 2.12).

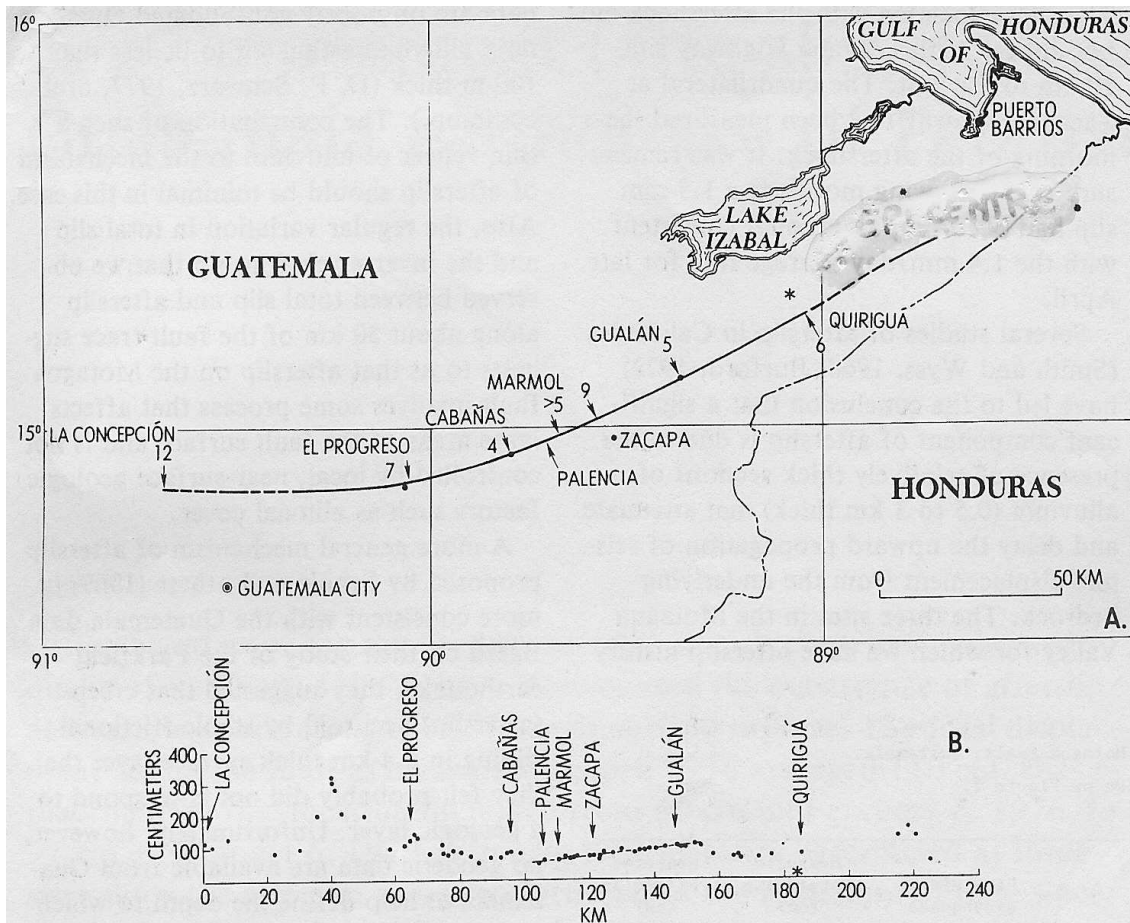


FIG. 2.11 – (A) Distribution de la quantité de glissement aisé mesurée sur l'ensemble de la trace de rupture du 4 février 1976. Les chiffres donnent les valeurs en centimètres des glissements mesurés entre mai et octobre 1976. * représente l'épicentre du séisme du 4 février 1976. (B) Déplacement total mesuré à sur la faille en avril 1976.

À l'extrémité Ouest de la rupture de 1976, où le déplacement cosismique fut le plus important (3,4 mètres), les observations sont rendues difficiles par le manque de points de référence fiables. Cependant Bucknam & Plafker (1978) estiment que, si il existe, le déplacement post-sismique y est inférieur à 10 centimètres (zone représentée en pointillés sur la figure 2.11). Aucun instrument de mesure n'ayant été installé, la précision des estimations est contestable. Cependant, pour trois des sites précédemment observés par Plafker (1976) quelques jours après le séisme, un point de référence (principalement constitué par les consolidations de béton au bord des routes endommagées par le séisme et mis en place entre le 8 et le 12 février 1976) a pu être défini précisément. Ces sites localisés à proximité des villes de Marmol, Zacapa et Gualán ont été ainsi mesurés pendant vingt mois après le séisme du 4 février (figure 2.13). L'évolution du glissement total (cosismique (Plafker, 1976) plus postsismique (Bucknam & Plafker, 1978)) dans le



FIG. 2.12 – (à gauche) Vue vers le Nord de la route CA-10 près de Zacapa le 8 février 1976. De part et d'autre de la trace de faille, Bucknam *et al.*, (1978) observent un décalage latéral sénestre de 60 cm et un décalage vertical de 5 cm. (A droite) Vue du même site le 6 Octobre 1977, Bucknam *et al.*, (1978) observent que le glissement postsismique atteint 31 cm sur ce site entre le 8 février 1976 et le 6 octobre 1977. Les flèches oranges marquent la trace de rupture.

temps pour les sites de Gualan, Marmol et Zacapa est représentée sur la figure 2.13. Bucknam & Plafker (1978) observent que pour ces trois sites la vitesse de glissement totale post-séisme est inversement proportionnelle à la quantité de déplacement total acquis (cosismique et postsismique) à un instant donné. Bucknam & Plafker (1978) en déduisent que les trois sites appartiennent certainement à un même segment de faille qui se meut de façon cohérente sur une grande échelle de temps. Cependant, si tel est le cas les sites de Marmol et Gualan atteindraient la même quantité de glissement total (cosismique + asismique) à l'équilibre. D'après les observations de Bucknam & Plafker (1978) (figure 2.13), 160 ans seraient au moins nécessaire pour atteindre cet équilibre.

L'activité postsismique observée (glissement asismique) paraît cependant principalement significative sur les quelques mois qui suivirent le choc principal du séisme. Le glissement associé est localisé sur la trace de rupture. Cependant aucun instrument de mesure n'était à l'époque susceptible de détecter d'autres types d'activités post-sismiques telles que des comportements post-sismiques poroélastiques ou visco-élastiques dont les effets affectent une toute autre échelle de temps et d'espace. Et on peut se demander si le séisme de 1976 fut suivi par d'autres effets post-sismiques non observés à l'époque mais qui pourraient, éventuellement, encore être ressentis aujourd'hui par les instruments de mesure actuels.

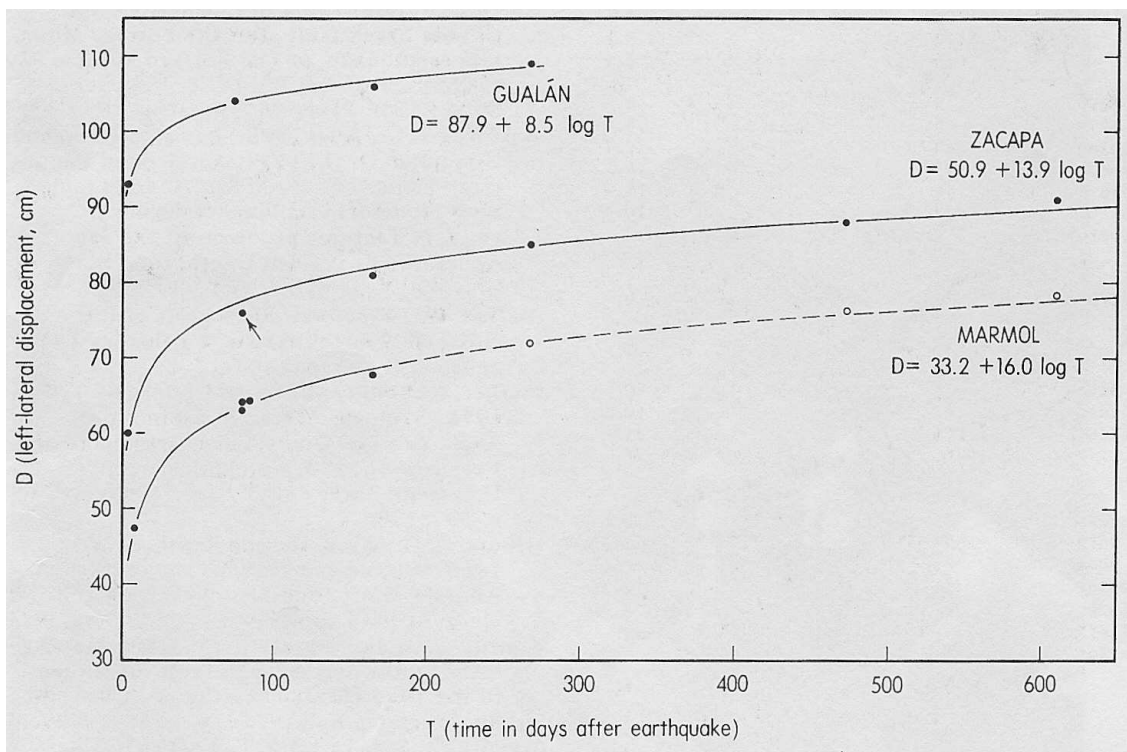


FIG. 2.13 – Evolution dans le temps du glissement postsismique sénestre pour les trois sites de Gualán, Zacapa et Marmol situés sur la partie centrale de la faille de Motagua. Les cercles noirs représentent les mesures effectuées sur les points de référence. Suite à la destruction du point de référence pour le site marmol en Août 1976, des mesures complémentaires à partir des décalages enregistrés sur les monuments installés le 28 Octobre 1976 sont reportées par les cercles vides. L'interpolation est issue d'une régression en logarithme du temps écoulé depuis le séisme ajustée aux mesures par minimisation de moindre carré, (d'après Buckman & Plafker, 1978)

2.3 Bilan et questions ouvertes

Le Nord de l'Amérique Centrale s'inscrit, à grande échelle, dans le contexte géodynamique complexe du domaine Caraïbe. La connaissance de la plaque Caraïbe a progressé dans de nombreux domaines notamment concernant la détermination de la structure du plateau basaltique sous la mer des Caraïbes ou la détermination de l'épaisseur de sa croûte océanique. Cependant beaucoup de questions restent en suspens notamment en ce qui concerne sa cinématique à grande échelle. L'avènement des mesures GPS dans la région a permis, ces dernières années, de mieux déterminer la cinématique actuelle de la plaque Caraïbe, là où les modèles globaux classiques se trouvaient confrontés à de nombreuses incertitudes et contradictions. Ces récentes études, ont notamment permis de déterminer, avec une bonne précision, la vitesse relative entre les plaques Amérique

du Nord et Caraïbe, à $18-20\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$. Cependant, les sites géodésiques utilisés dans ces études sont principalement situés à l'Est de la plaque Caraïbe, sur l'île d'Hispaniola (République Dominicaine, au Nord) ou au Venezuela (au Sud). Les mesures de ces réseaux GPS, tels qu'ils sont définis ne permettent pas de contraindre la cinématique de la plaque Caraïbe de l'ouest. Cette remarque est d'autant plus pertinente, qu'au Nord-Est de la plaque Caraïbe, la cinématique régionale se complexifie, aux abords de la zone de jonction triple Caraïbe-Cocos-Amérique du Nord. La zone de jonction triple est caractérisée, à l'échelle régionale du Nord de l'Amérique Centrale, par une zone complexe où cohabitent de nombreuses structures tectoniques actives. On compte les failles décrochantes de Polochic, de Motagua et éventuellement de Jocotan, une série de grabens Nord-Sud au Sud de la faille de Motagua, bordée par l'arc volcanique d'Amérique Centrale. Quelle est la vitesse relative entre les plaques Amérique du Nord et Caraïbe à l'ouest de la plaque Caraïbe ? Quelles sont les interactions entre la plaque Cocos en subduction et les deux plaques supérieures Caraïbe et Amérique du Nord ? La zone de jonction triple Cocos-Caraïbe-Amérique du Nord se définit-elle comme une zone de déformation localisée ou diffuse ? Quels sont les rôles respectifs des différentes structures volcano-tectoniques dans l'accommodation de la déformation induite par l'interaction des trois plaques Cocos, Caraïbe et Amérique du Nord entre elles ? Telles sont les questions auxquelles nous avons tenté d'apporter une réponse en intégrant des nouvelles données géodésiques acquises au Guatemala, au Salvador et dans la région du Chiapas au sud du Mexique.

À l'échelle du système de faille décrochantes Polochic-Motagua nous avons tenté de contraindre leur géométrie en surface comme en profondeur. En effet, si les deux failles de Polochic et de Motagua semblent actives, aux vues de leur activité sismique passée récente, nous pouvons nous demander quels sont les plans de faille actifs en surface ? Ces deux failles se rejoignent-elle en profondeur ? et à quelle profondeur ? De plus comme nous l'avons vu précédemment ce système de failles se définit comme la frontière entre deux blocs de nature géologique bien distincte (les blocs Chortis et Maya). Nous nous sommes également demandé si cette différence se reflétait également, par des variations de structure en profondeur, notamment d'épaisseur de la croûte à travers le système de failles Polochic-Motagua. C'est pour tenter d'apporter des éléments de réponse à ces questions que nous avons acquis et traité des données sismologiques sur une période de six mois. Les résultats de ces deux études sismologique, d'une part, et géodésique d'autres part, seront respectivement présentés dans les deux parties suivantes de ce manuscrit.

Deuxième partie

Activité microsismique actuelle du système de failles Polochic-Motagua et Etude de structure

Chapitre 3

Microsismicité actuelle du système de failles décrochantes

Sommaire

3.1	Le réseau Guatemala 2005	52
3.1.1	Objectifs du projet	52
3.1.2	Campagne de mesures : 16 Janvier - 7 juillet 2005	54
3.2	Traitement des données	59
3.2.1	Les dérives temporelles	60
3.2.2	Détection et extraction des événements	61
3.3	Localisation des événements	63
3.3.1	Choix du modèle de vitesse	63
3.3.2	Qualité des localisations	67
3.4	Analyse de la microsismicité	71
3.5	Conclusion et perspectives	76

Depuis 2000, l'Insivumeh¹ a entrepris de moderniser et de développer le réseau sismologique national guatemaltèque qui ne comptait jusqu'alors que peu de stations n'enregistrant essentiellement que sur une seule composante. L'ensemble du réseau actuel (constitué principalement de stations trois composantes) couvre une région plus étendue mais reste cependant concentré autour de l'arc volcanique sur la côte Sud-Ouest, afin de surveiller l'activité des principaux volcans du pays (figure 3.1). Il est de ce fait mal adapté pour appréhender la sismicité crustale due à l'activité du système de failles Polochic-Motagua au centre du pays.

Dans le cadre de la collaboration franco-guatemaltèque qui a débuté il y a une

¹Instituto Nacional de Sismologia, Vulcanologia, Meteorologia e hidrologia, Guatemala

dizaine d'années, nous avons mené à l'Est du Guatemala une expérience sismologique en déployant pendant 6 mois un réseau dense de 30 stations empruntées au parc national Lithoscope dans le but de pallier la méconnaissance que nous avons sur l'activité sismique du système de failles Polochic-Motagua et de mieux imaginer les structures.

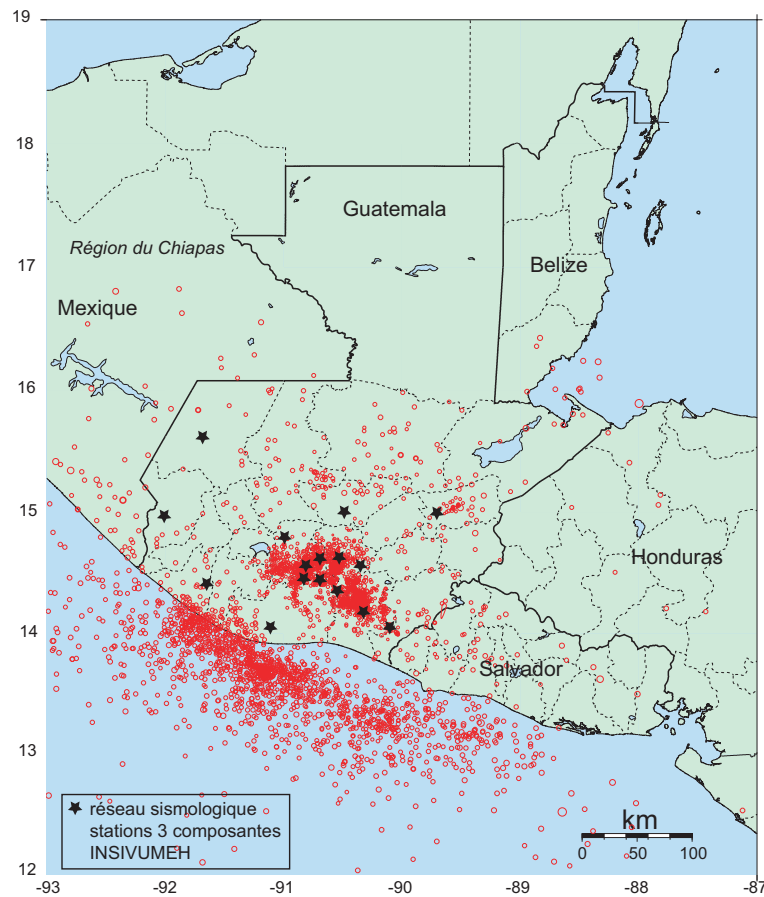


FIG. 3.1 – Réseau sismologique actuel installé au Guatemala par l'Insivumeh dans le but principal de surveiller les volcans actifs. La sismicité locale détectée entre 1992 et 2003 par ce réseau est représentée en rouge pour les séismes de magnitude supérieure à 2.

3.1 Le réseau Guatemala 2005

3.1.1 Objectifs du projet

Les objectifs initiaux de cette campagne de mesure sismologique comportaient deux axes : analyser, d'une part, la microsismicité actuelle du système de failles décrochantes

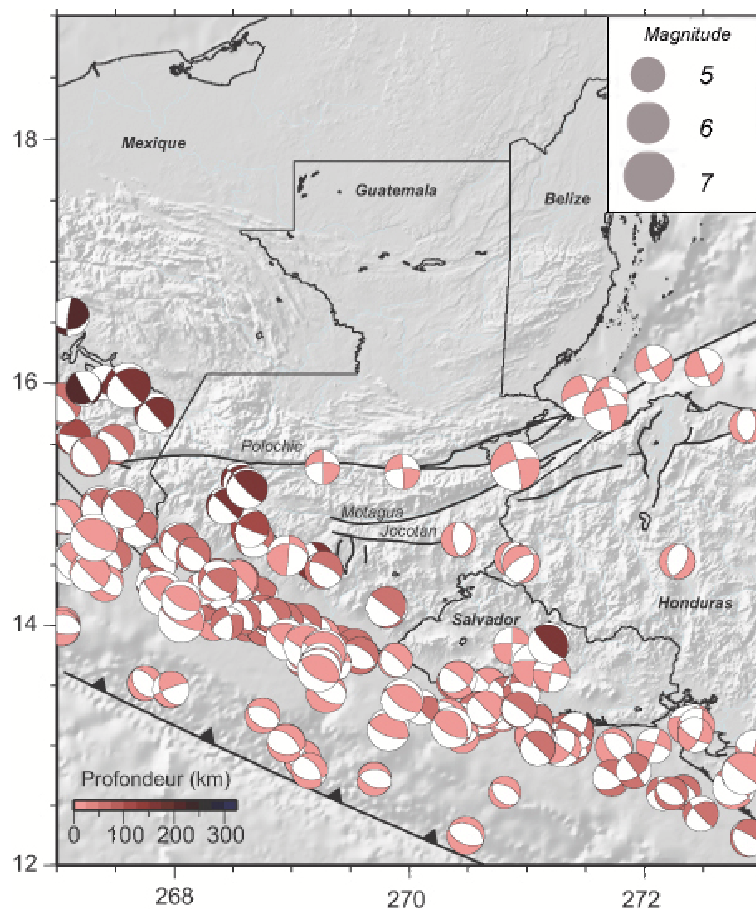


FIG. 3.2 – Mécanismes au foyer du catalogue CMT Harvard de 1976 à 2008. Les mécanismes au foyer compressifs sont représentés pour une magnitude de moment supérieure ou égale à 6. Aucune sélection n'a été faite pour les mécanismes au foyer extensifs et décrochants.

Polochic-Motagua sur une région cible et contraindre, d'autre part, la structure en profondeur de la lithosphère sous cette même région.

La microsismicité : la localisation précise de microséismes superficiels permet d'étudier leur relation avec les structures cartographiées en surface, de localiser et d'imager les plans de failles actifs pour mieux contraindre la géométrie des failles en profondeur. Dans le cas des failles de Polochic et de Motagua, on peut notamment se demander si, et comment elles se connectent en profondeur. La répartition de la microsismicité en profondeur sur un plan de faille permet également de mieux évaluer la profondeur de la zone sismogène. La détermination de mécanismes au foyer permet de mieux connaître l'état de contraintes auxquelles sont soumises les failles observées.

Etude de la structure lithosphérique : étant donnée la complexité géologique de la région d'étude, il nous paraissait important d'entreprendre une étude de structure lithosphérique notamment par fonctions récepteurs. L'étude de fonctions récepteurs permet de mettre en évidence les discontinuités sismiques en observant les conversions, à ces interfaces, des ondes P en ondes S. Les principales discontinuités observées sont la discontinuité de Mohorovic et celle qui sépare la base de la lithosphère du le manteau. Dans notre cas, le système de faille Polochic-Motagua se définit comme une frontière entre deux blocs (Chortis et Maya, paragraphe 2.1) caractérisés par une géologie, une origine et une histoire bien distinctes. On peut ainsi supposer que les structures profondes reflètent les différences fondamentales qui existent entre ces deux blocs. Imager les structures en profondeur par fonctions récepteurs devait nous permettre notamment de détecter, si elles existent, des variations de la profondeur du Moho à travers le système de faille Polochic-Motagua.

La géométrie du réseau et la répartition des différents types de sismomètres dont nous disposons ont été conçues pour répondre à ces deux objectifs.

3.1.2 Campagne de mesures : 16 Janvier - 7 juillet 2005

Nous avons installé en janvier 2005 et pour une période de 6 mois, un réseau de 30 stations sismologiques empruntées au parc Lithoscope (figure 3.3).

3.1.2.1 Instrumentation :

Sous le terme 'station' se cache un ensemble d'éléments constitué :

- d'un sismomètre : dans notre cas, nous avons installé trois types de sismomètres (figure 3.3). Le réseau contient un profil de 9 sismomètres "large bande", 8 sismomètres Lennartz de période propre 5 secondes et 13 sismomètres "courte période" de fréquence propre 2 Hertz. Les sismomètres large bande étaient des CMG40, 60s. Ils enregistrent avec une qualité optimale des signaux sur une palette de fréquences comprise entre 0,016Hz et 50Hz. Ils sont adaptés à l'enregistrement des signaux télésismiques (dont le contenu fréquentiel est principalement compris entre 0,01 et 0,1Hz) autant que des signaux locaux (dont le contenu fréquentiel est principalement de l'ordre de quelques Hz). Les sismomètres Lennartz 5 secondes (LE3D-5s) peuvent enregistrer avec une bonne qualité des séismes locaux ou régionaux ainsi qu'une bonne partie du contenu fréquentiel des téléséismes. (La fréquence basse d'enregistrement optimale de ces sismomètres est 0,2Hertz). Moins coûteux que les deux précédents, les sismomètres L22 de fréquence propre 2Hz ont une réponse optimale pour des signaux de fréquences importantes de l'ordre du Hertz. Ils sont

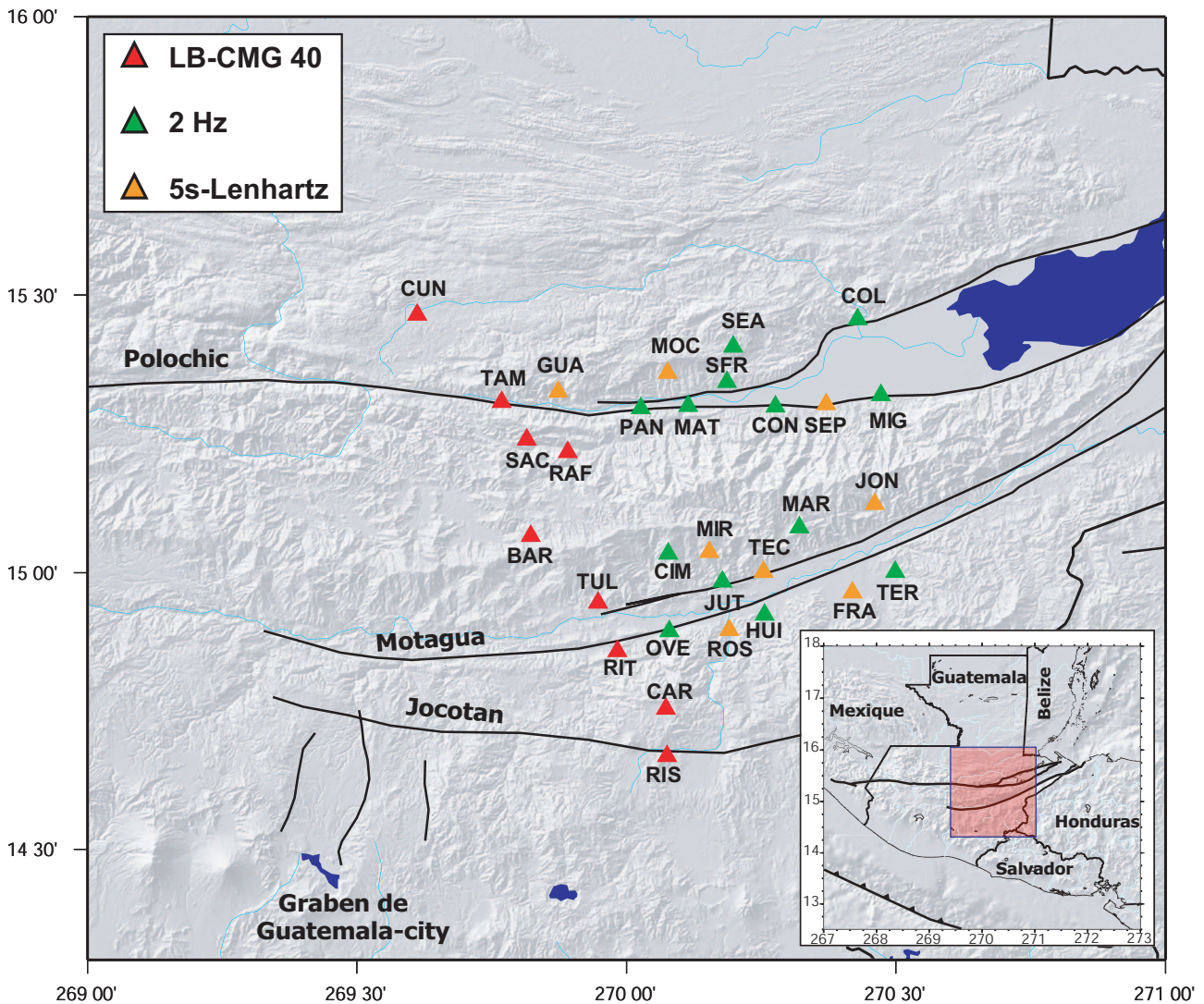


FIG. 3.3 – Réseau de stations sismologiques installées en janvier 2005 : les triangles rouges représentent les stations équipées d'un sismomètre large bande (CMG40 60s) réparties sur un profil d'environ 100 km de long. les triangles verts représentent les stations équipées d'un sismomètre de fréquence propre 2Hz et les triangles oranges les stations équipées d'un sismomètre Lennartz de période propre 5s.

principalement adaptés pour enregistrer les ondes de volumes des sources proches (microsismicité locale) et/ou très énergétiques (sismicité régionale énergétique).

- d'un dispositif d'acquisition : constitué de l'enregistreur (dans notre cas minititan-3XT) qui traduit le signal électrique enregistré en continu par le sismomètre dans les trois dimensions de l'espace en signal numérique à l'aide d'un convertisseur analogique-numérique. Le signal numérique stocké temporairement sur une mémoire de 8 Mo, est déchargé automatiquement sur un disque dur externe quand

la mémoire est pleine. Par ailleurs, la station est équipée d'une horloge interne qui permet de dater le signal enregistré.

- d'un GPS : qui fournit, toutes les heures, à la station minititan l'heure UTM fournie par les satellites détectés par une antenne GPS. Par la suite, lors du traitement des données, le temps GPS, considéré comme une base de temps absolue, permet d'évaluer et de corriger les dérives de l'horloge interne de la station (voir paragraphe 3.2.1).
- d'une batterie et de deux panneaux solaires : garantissant l'indépendance énergétique du dispositif pendant l'ensemble de la mission.

Par extrapolation, le terme de stations peut aussi désigner le site d'installation. Le fonctionnement d'une station ainsi que la qualité des signaux enregistrés sont également associés à la qualité du site. Lors de l'installation, le choix d'un site s'effectue si possible suivant plusieurs critères :

- La possibilité de surveillance : dans notre cas, le réseau est installé dans une région où la population y est nombreuse et les passages fréquents. La possibilité de laisser le matériel pendant 6 mois sous surveillance est un critère important dans le choix du site d'installation.
- Le niveau de bruit : la qualité d'un site s'évalue tout d'abord sur la quantité de bruit (principalement d'origine "humaine") présente sur le site. Un site privilégié se situe notamment loin des passages fréquents de véhicules motorisés. Dans notre cas, nombres de sites d'installation potentiels ont du être écartés, se trouvant à proximité des pompes à eau qui alimentaient les habitations avoisinantes. Ces pompes génèrent des vibrations dont la fréquence est proche de la fréquence sismique que l'on cherche à enregistrer. Il est par conséquent difficile ensuite de s'affranchir du bruit nuisible lors du dépouillement des données en appliquant des filtres.
- La qualité du terrain : quand cela est possible on privilégie les sols durs, plus stables, aux sols sédimentaires meubles qui peuvent perturber le signal notamment à cause des phénomènes de résonances.
- L'ensoleillement : pour éviter tout épuisement de batterie, il est préférable d'installer les stations sur des sites dégagés et ensoleillés pour permettre aux panneaux solaires de recharger efficacement la batterie.

Les stations du Sud du réseau, situées dans la vallée de Motagua, ont souvent pu être installées dans des sites favorables à une bonne acquisition des données (région désertique et ensoleillée, sites dégagés, sol non meuble...). En revanche, la prospection de sites favorables au Nord du réseau a été moins fructueuse. La vallée du rio Polochic est une région de climat tropicale humide, le temps y est souvent pluvieux et, la plupart du temps, les stations ont été installées sur des sols sédimentaires meubles.

Outre les objectifs de l'expérience, la géométrie finale du réseau fut tributaire des moyens techniques et pratiques que nous offrait le terrain (réseau routier accessible peu dense, possibilité ou non de laisser les stations sous surveillance, ...). Cependant, malgré ces limitations pratiques, l'ensemble du réseau offre une bonne couverture de

la partie Est des failles décrochantes avec une bonne résolution. La distance moyenne séparant deux stations est d'environ 15 km (figure 3.3). Les différents sismomètres 5s et 2Hz ont été réparti de façon homogène sur l'ensemble de la région d'étude. Les stations équipées de sismomètres large bande forment un profil d'environ 100 km (avec une distance moyenne de 10-15 km séparant deux sites consécutifs) globalement Nord-Sud et perpendiculaire au système de failles Polochic-Motagua.

3.1.2.2 Fonctionnement des stations et problèmes rencontrés

Lors des visites de stations, de la récolte des données puis du dépouillement de celles-ci, nous avons rencontré un certain nombre de problèmes d'origines diverses et parfois handicapants pour la réussite des travaux réalisés.

Les principaux problèmes rencontrés étaient liés à la base de temps absolue nécessaire à l'exploitation des données. Nous nous sommes aperçus, lors du dépouillement des données, que plusieurs stations révélaient des incohérences temporelles avec d'autres stations voisines. L'équipe responsable de l'entretien technique des stations minititan s'est aperçue, en mars 2006 que pour certaines stations, le repère temporel de l'horloge interne de la station pouvait se décaler d'un multiple de 1,024 secondes, de façon aléatoire et non détectable sur des dérives temporelles. Ce décalage disparaît en redémarrant la station (lors d'une remise à l'heure par exemple). Ces problèmes de base de temps ont pu être parfois identifiés clairement sur certaines stations, mais rarement quantitativement. Il n'a pas été possible dans la plupart des cas de corriger précisément les données défectueuses quand elles étaient identifiées. De ce fait, une quantité importante de données n'ont pas été vraiment utilisables.

Le deuxième problème majeur rencontré était l'illisibilité de certains disques durs au moment de la collecte des données. Certains disques ont pu être récupérés par reformatage lors d'une visite de site. D'autres données ont pu être récupérées partiellement lors de l'extraction. Cependant de nombreuses données ont été perdues.

Le climat pluvieux de la moitié Nord du pays fut aussi ponctuellement un élément défavorable au bon fonctionnement des stations. Les stations les plus touchées par ce phénomène étaient celles installées dans la vallée du rio Polochic. D'autre part, en juin 2005, une tempête tropicale s'est abattue sur l'ensemble du Guatemala pendant plusieurs jours rendant souvent difficile la détection des satellites par les antennes GPS et rendant parfois inutile la présence des panneaux solaires alimentant les batteries.

Enfin nous avons rencontré quelques incidents ponctuels, directement imputables au fonctionnement des stations ou fortuits (vandalisme). Entre février et avril 2005, la composante Nord du sismomètre de la station TUL a cessé de fonctionner rendant les signaux inutilisables dans le traitement des fonctions récepteurs. Beaucoup de stations

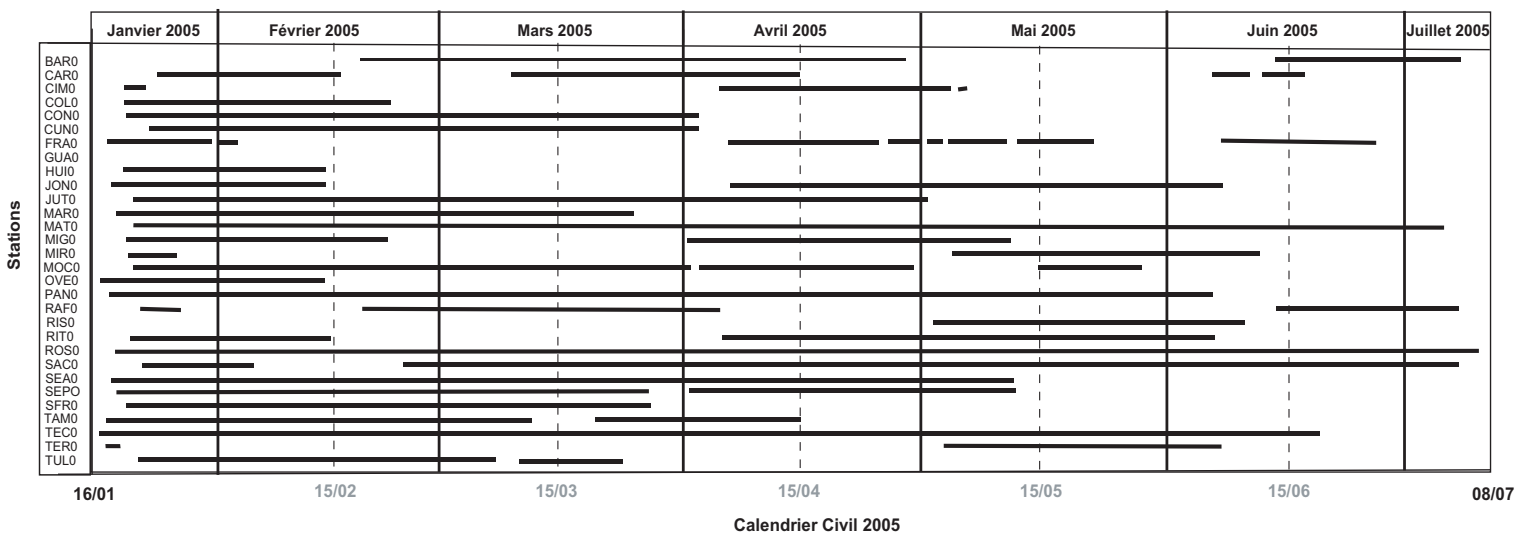


Fig. 3.4 – Fonctionnement des stations pendant la campagne de mesure

ont cessé de fonctionner sur des périodes de temps plus ou moins longues. Certaines ont pu être remises en état de fonctionnement de façon ponctuelle au cours des différentes visites de sites, d'autres comme GUA n'ont jamais fonctionné. Des dysfonctionnements de GPS ont rendu difficile et parfois impossible la détermination d'une base de temps absolue nécessaire à l'exploitation des données. D'autres part, deux stations OVE et HUI (figure 3.3) ont été entièrement volées entre le premier et le deuxième relevé des données. Les stations BAR et SAC ont été mises hors service avant la première visite mais ont pu être remises en état pour la suite de la mission.

L'ensemble des problèmes évoqués ci-dessus ont considérablement affecté la quantité et la qualité des données recueillies limitant de façon importante la précision des résultats obtenus en ce qui concerne les localisations (figure 3.5). Notons, par exemple, qu'au mois de juin, le nombre de stations en état de fonctionnement était réduit à 7 sur les 30 stations installées (figure 3.4). Au total, comme nous le verrons par la suite (section 3.2), sur les 502 séismes extraits des signaux enregistrés par le réseau, seuls 55% ont pu être localisés avec au moins 4 stations (section 3.2, figures 3.4 et 3.5). La qualité et la quantité de données utilisables étant drastiquement réduites, nous n'avons pu remplir pleinement les objectifs de l'étude.

3.2 Traitement des données

Le traitement préliminaire des données comprend :

- la correction de temps : cette étape correspond tout d'abord à l'estimation des dérives d'horloges internes de chaque station par rapport à la référence de temps absolue, donnée par le GPS. Cette étape permet de corriger ensuite les données extraites de ces dérives et de placer les signaux dans une base de temps commune à toutes les stations, nécessaire à la suite du traitement (paragraphe 3.2.1) ;
- la détection d'un éventuel événement : les stations ayant enregistré un signal continu, il est nécessaire de pouvoir repérer les formes d'onde susceptibles d'appartenir à un séisme afin d'extraire, pour chaque station, les potentiels séismes du signal continu (paragraphe 3.2.2) ;
- l'extraction des éventuels séismes détectés précédemment ;
- le tri des séismes sur l'ensemble des signaux extraits.

La suite du dépouillement consiste principalement à pointer les arrivées des ondes de volumes P et S pour chaque séisme et pour chaque station afin de nous permettre de localiser les séismes enregistrés (section 3.3).

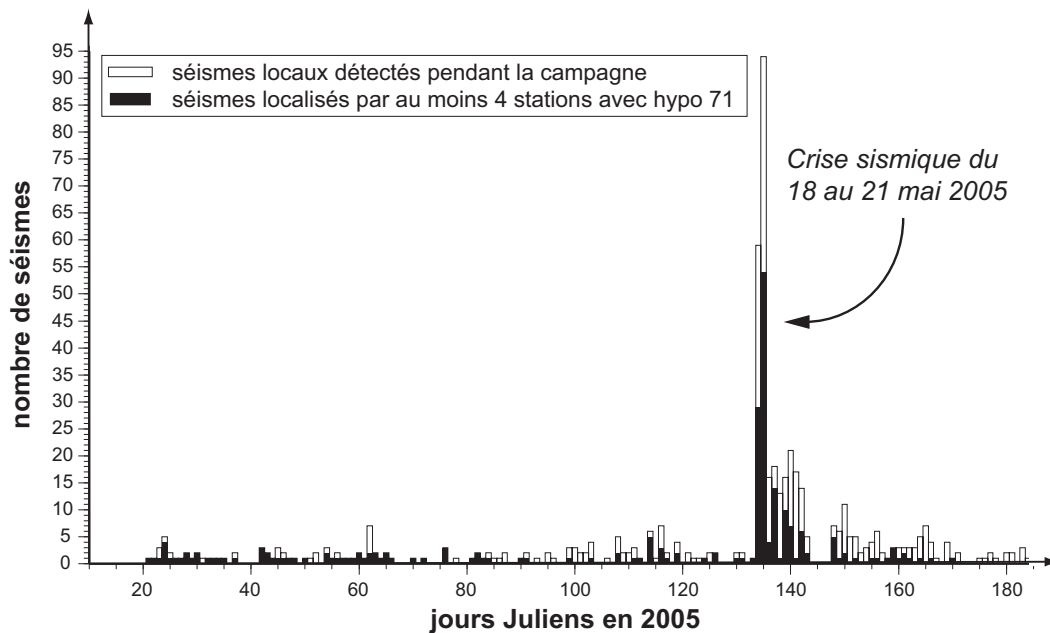


FIG. 3.5 – Distribution, pendant la campagne de mesure, des séismes enregistrés par au moins 3 stations (en blanc) et des séismes enregistrés par au moins 4 stations et localisés par HYPO71 (noir). Notons que nous avons enregistré une crise sismique comptant plus de 200 répliques enregistrées entre le 18 et le 21 mai 2005. Cependant, mis à part ce pic de sismicité, le taux de sismicité moyen de la région est faible (entre 1 et 2 séismes par jour en moyenne).

3.2.1 Les dérives temporelles

Les stations sont équipées d'horloge à quartz qui dérivent au cours du temps. Cette dérive peut atteindre plusieurs secondes par mois (voire plus pour des horloges très instables). Cette dérive doit être prise en compte pour permettre d'établir une base de temps commune à l'ensemble des stations et ainsi dater précisément les temps d'arrivée des ondes observées pour chaque station. Elle s'exprime comme la différence entre le temps intrinsèque de la station (donnée par son horloge interne) et le temps UTM fourni par les satellites. Ce temps de référence est théoriquement mesuré par le GPS et donné à la station toutes les heures. La première étape du traitement des données collectées consiste à extraire ces dérives pour chaque station. Il est souvent nécessaire d'effectuer certaines corrections pour éliminer les points aberrants et, quand cela est possible, de pallier le manque de données en interpolant les mesures disponibles (figure 3.6).

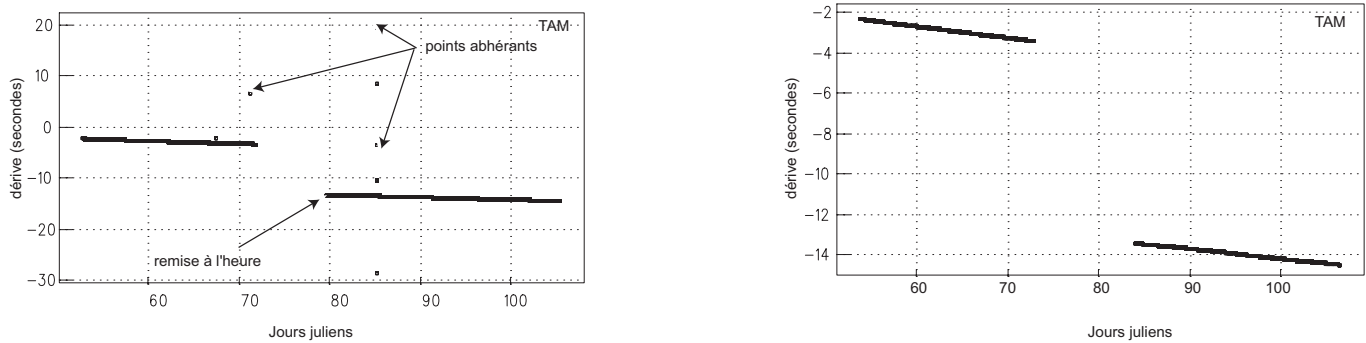


FIG. 3.6 – Correction de la dérive d’horloge interne pour la station TAM : dérive extraite (à gauche) et dérive interpolée après élimination des points aberrants (à droite)

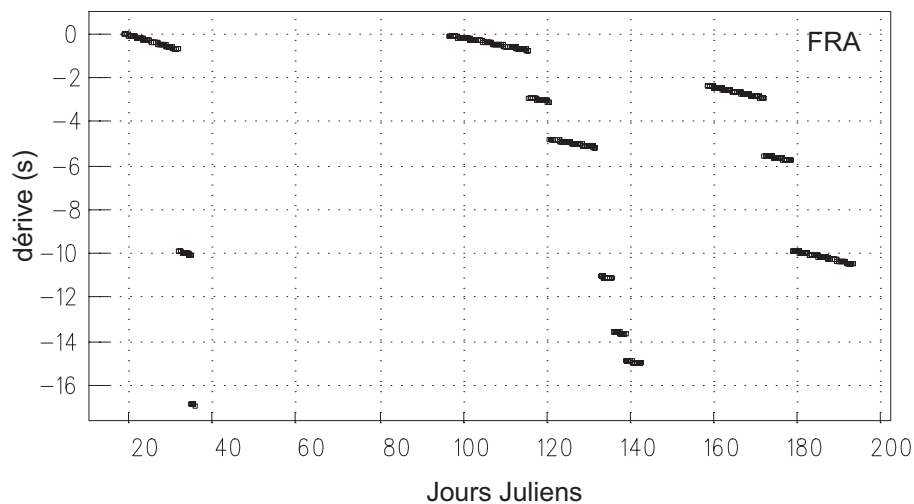


FIG. 3.7 – Autre exemple de dérive temporelle corrigée de la station FRA

3.2.2 Détection et extraction des événements

L’étape suivante consiste à extraire les séismes du bruit ambiant sur les signaux enregistrés en continu par l’ensemble des stations du réseau. Pour cela nous avons utilisé une méthode de détection automatique qui permet de détecter des arrivées d’onde P par une estimation locale du rapport signal sur bruit (e.g Earle & Shearer, 1994). L’algorithme compare l’amplitude moyenne de l’enveloppe de la composante verticale de l’enregistrement sur deux fenêtres temporelles, de taille différente, une dite longue (LTA long time average, dans notre cas 20 secondes) et une plus courte (STA short time average, dans notre cas 0,5 secondes). Si le rapport $\frac{STA}{LTA}$ s’avère supérieur à un niveau seuil prédéfini (dans notre cas 4), l’algorithme identifie un signal (figure 3.8). En balayant l’ensemble de l’enregistrement de cette façon, nous obtenons, pour chaque station, une série de détections repérées dans le temps. Pour limiter les extractions de bruit, on

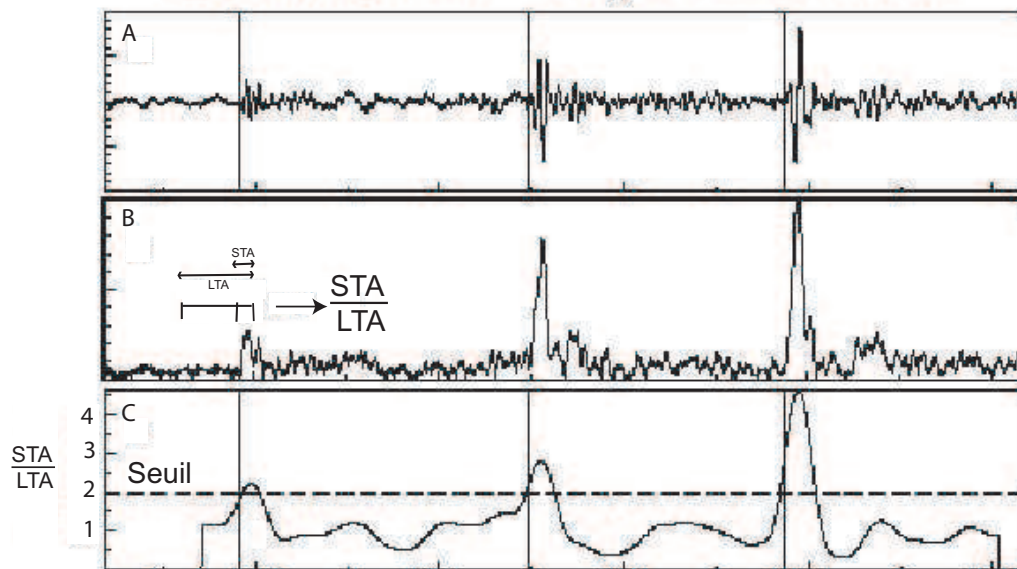


FIG. 3.8 – Principe de détection automatique. (A) Exemple de détection (traits verticaux) sur un sismogramme courte période. (B) Enveloppe du signal. (C) Rapport $\frac{STA}{LTA}$ (voir texte). La ligne pointillée représente le seuil du rapport $\frac{STA}{LTA}$ (ici égale à 2) au dessus duquel on considère qu'il y a une arrivée de phase, l'algorithme effectue le pointé automatique. Figure extraite de Earle and Sherrer (1994).

sélectionne les arrivées de phases détectées, en regardant si elles sont communes à au moins trois stations sur une fenêtre de temps caractéristique de la taille du réseau. Dans notre cas, par exemple, si on considère une vitesse moyenne des ondes P de $6,5 \text{ km.s}^{-1}$, un séisme détecté à la station RIS (au Sud-Ouest du réseau, figure 3.3) mettra environ 18 secondes à être perçu par la station COL (au Nord-Est du réseau). Nous avons, par conséquent, pris 20 secondes comme fenêtre temporelle caractéristique. Nous réalisons ainsi une première sélection automatique des détections en conservant celles communes à au moins trois stations sur un délai de 20 secondes. Les signaux sont extraits à partir de cette sélection. Cependant, malgré le choix d'un seuil $\frac{STA}{LTA}$ élevé (4 dans notre cas) et la sélection automatique des détections, un autre tri manuel, après extraction, a été nécessaire. Ceci révèle un niveau de bruit moyen important pour les signaux enregistrés et extraits. Nous avons ainsi extrait 502 séismes locaux, enregistrés par nos stations pendant toute la période de mesure. La figure 3.9 montre un exemple d'enregistrement obtenu.

Lors de l'étape suivante du dépouillement, nous avons effectué un pointé manuel

des arrivées d'ondes de volume P et S pour l'ensemble des séismes enregistrés par au moins 4 stations à l'aide du logiciel SAC.

3.3 Localisation des événements

La localisation des événements a été effectuée à l'aide du code HYPO71 (Lee & Valdes, 1985). À partir des pointés des premières arrivées des ondes P et S, moyennant un modèle de vitesse et les coordonnées des stations, HYPO71 détermine la position des hypocentres ainsi que le temps origine de chaque événement considéré, par minimisation (au sens des moindres carrés) des écarts entre les temps de trajets hypocentre-stations observés (donnés par les pointés) et théoriques (déterminés par itérations). HYPO71 demande également qu'on lui donne comme paramètre initial une profondeur focale pour lui permettre d'initier l'itération. Une fois les signaux pointés, la première étape consiste à choisir un modèle de vitesse adapté pour la localisation (paragraphe 3.3.1). Dans un second temps, nous avons testé la qualité des localisations obtenues notamment en testant leurs dépendances aux paramètres initiaux choisis et en particulier au modèle de vitesse et à la profondeur focale initiale (paragraphe 3.3.2).

3.3.1 Choix du modèle de vitesse

Le modèle de vitesse homogène et tabulaire que nous avons utilisé (tableau 3.1) est issu d'une compilation de diverses études préliminaires. En effet, plusieurs études ont été réalisées au Nord de l'Amérique Centrale dans le but de déterminer la profondeur et la structure de la croûte et d'en établir un modèle de vitesse de propagation d'ondes sismiques (e.g Fisher, 1961, Ligorrià & Molina, 1996, Tenorio, 1997). Fisher (1961) estime un modèle de vitesse dans le golfe de Tehuantepec par sismique réflexion (modèle A, figure 3.11). D'après ses observations, il trouve une épaisseur crustale de 17 kilomètres au large du Chiapas. À partir de séismes locaux localisés dans l'arc volcanique du Guatemala Ligorrià & Molina (1996) puis Tenorio (1997) estiment, quant à eux, deux modèles de vitesse, représentés par les modèles B et C sur la figure 3.11, en réalisant une étude de conversion des ondes P en onde S et en utilisant la méthode du minimum apparent de vitesse (pour plus de détails voir Matumato *et al.*, 1977). Il déterminent notamment une épaisseur crustale de 46 kilomètres. Cependant, les stations sismique utilisées pour réaliser ces études sont principalement des stations n'enregistrant que sur une seule composante et situées dans l'arc volcanique, où on peut s'attendre à ce que la croûte soit épaissie par compensation isostatique, par rapport à la zone arrière arc à laquelle nous nous intéressons. À la suite du séisme de 1976, Kim *et al.* (1982) estiment un modèle de vitesse en réalisant un profil de sismique réflexion à partir des répliques

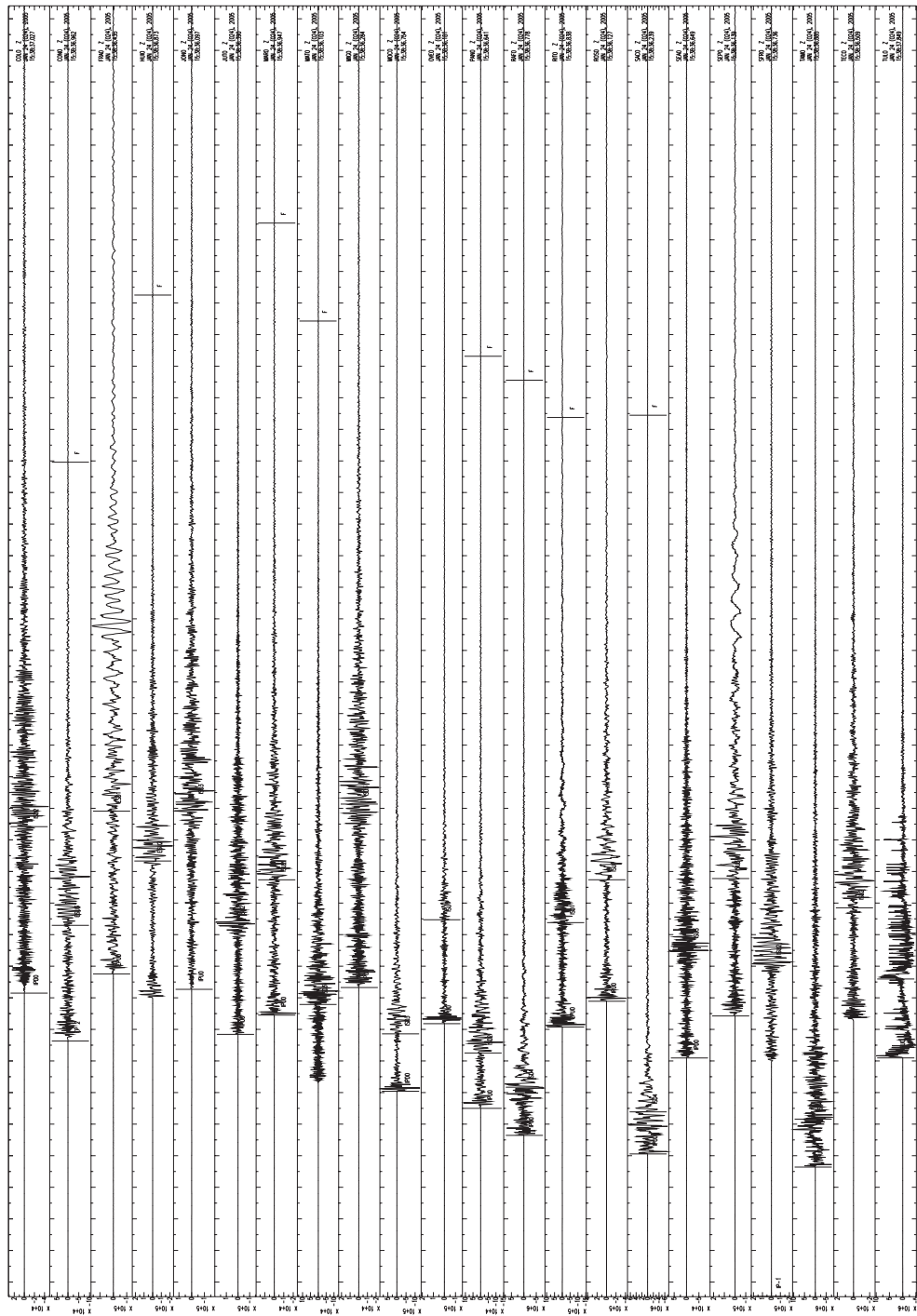


FIG. 3.9 – Exemple d’enregistrements obtenus pour le séisme du 24 janvier 2005 à 15h38 (heure UTM), Mw 4,3 (magnitude estimée par l’INSIVUMEH) sur la composante verticale des stations de notre réseau.

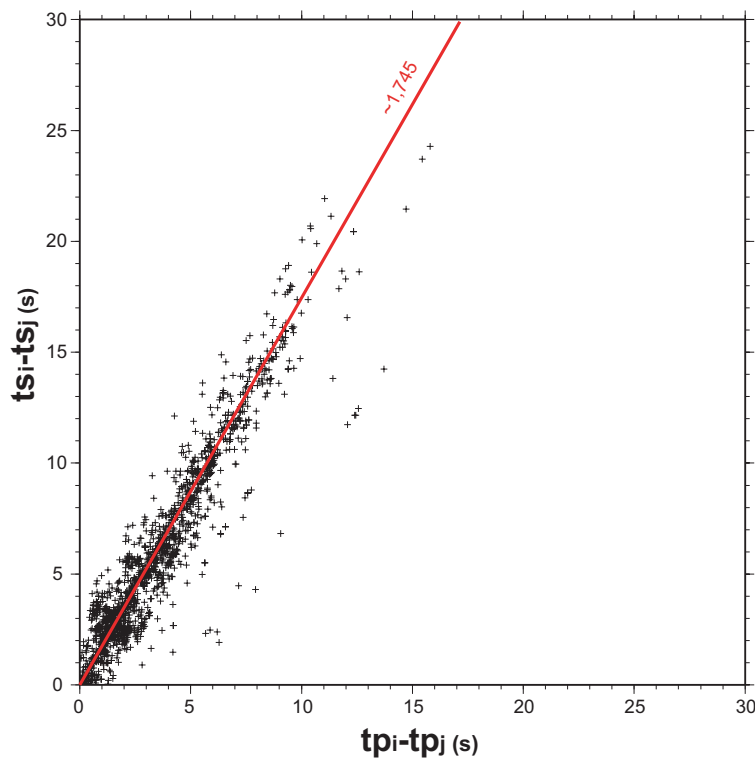


FIG. 3.10 – Diagramme de Chatelain. La courbe rouge représente la régression linéaire sur les points de mesure (croix noires)

du séisme de 1976 enregistrées sur une stations située à Tegucigalpa au Honduras. Ce modèle (modèle E figure 3.11) semble plus adapté à la région que nous étudions ici, que les modèles précédemment décrits. Plus récemment, Molina & Tenorio (2000), ont proposé un modèle de vitesse régional en comparant l'ensemble des modèles décrits précédemment. Le modèle de vitesse résultant est représenté sur la figure 3.11 (modèle D) et donné dans le tableau 3.1. C'est un modèle simple à 3 couches dont les caractéristiques, profondeurs des discontinuités (situées à 9, 17 et 37 km) et vitesses des ondes P dans les milieux homogènes que ces discontinuités séparent (respectivement 5.2, 6.55, 6.75, 7.95 km.s⁻¹) semblent adaptées à la région d'étude. C'est pourquoi nous avons choisi ce modèle.

Pour la vitesse des ondes S, nous avons choisi un rapport $\frac{V_p}{V_s}$ moyen standard de 1.73 ($\sqrt{3}$). Cette valeur est en accord avec celle que nous avons déterminée en utilisant la méthode de Chatelain (1978) (figure 3.10). En effet, pour chaque séisme enregistré par un couple de stations indicées i et j, le rapport V_p/V_s s'écrit

$$\frac{V_p}{V_s} = \frac{t_s^i - t_s^j}{t_p^i - t_p^j}$$

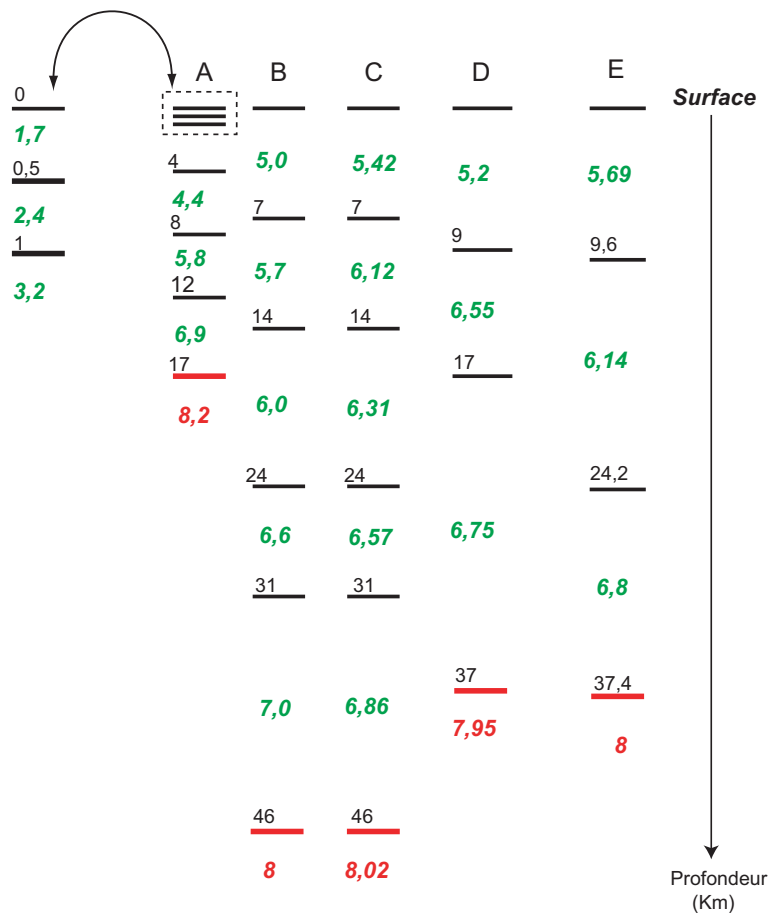


FIG. 3.11 – diagrammes des différents modèles de vitesses régionaux estimés par Fisher, 1961(A), Ligorria & Molina, 1996 (B), Tenorio, 1997 (C), Molina & Tenorio, 2000 (D) et Kim *et al.*, 1982 (E). Les chiffres noirs et fins indiquent la profondeur des interfaces (trait horizontal), les chiffres en gras indiquent la vitesse des ondes P en km.s^{-1} dans les différentes couches. Les traits (respectivement les chiffres) en rouge représentent la profondeur du Moho (respectivement la vitesse des ondes P dans le manteau).

Profondeur de couche	Vitesses des ondes P
Surface à 9 km	5.2 km.s^{-1}
9 km à 17 km	6.55 km.s^{-1}
17 km à 37 km*	6.75 km.s^{-1}
au delà de 37 km	7.95 km.s^{-1}

**Moho*

TAB. 3.1 – Modèle de vitesse utilisé pour la localisation des hypocentres dans HYPO71 d'après Molina & Tenorio, (2000).

où $t_p^{i,j}$ et $t_s^{i,j}$ sont respectivement les temps d'arrivée des ondes P et S aux stations i et j . La figure 3.10 représente $(t_s^i - t_s^j)$ en fonction de $(t_p^i - t_p^j)$ pour tous les séismes pointés et tous les couples de stations. Par régression linéaire, on estime un rapport V_p/V_s moyen de 1,745.

Sur l'ensemble des séismes pointés, 278 ont pu être localisés par HYPO71 avec au moins 4 stations et 7 arrivées de phases P ou S. La précision des localisations est variable d'un événement à l'autre suivant un certain nombre de critères (nombre de phases pointées, distribution azimutale des stations conservées pour la localisation autour de l'hypocentre, distance station-hypocentre, qualité accordée au pointé ...). C'est pourquoi, nous avons cherché à évaluer de façon systématique la qualité des localisations.

3.3.2 Qualité des localisations

HYPO71 donne, en sortie, des erreurs formelles sur la localisation obtenue pour un séisme donné (ERX, ERY, ERZ sont respectivement les erreurs formelles sur la position épacentrale (X, Y) et la profondeur). Ces erreurs représentent les ajustements sur la position hypocentrale que le programme aurait à effectuer en cas d'itération supplémentaire dans la procédure de localisation. Elles permettent donc d'estimer la qualité de la convergence plus que la qualité de la localisation en elle-même. HYPO71 définit également des classes de séismes définies à partir des erreurs formelles (ERX, ERY, ERZ), du RMS obtenu, de la répartition azimutale des stations autour du séisme et du rapport entre la distance de la station la plus proche et la profondeur du séisme. Pour les 278 séismes sélectionnés nous avons préféré effectuer des tests de qualité de localisation inspirés de Jacques *et al.* (1999). Les tests que nous avons effectués ont principalement porté sur la sensibilité de la localisation au choix du modèle de vitesse et de la profondeur focale initiale donnés comme arguments d'HYPO71.

Pour tester la sensibilité de la localisation au choix du modèle de vitesse, nous avons créé artificiellement, à partir du modèle de vitesse dont nous disposons (tableau 3.1), quatre autres modèles de vitesse en augmentant ou diminuant de plus ou moins 5% ou 10% la vitesse des ondes P et S dans chacun des milieux tabulaires. Nous avons calculé de nouvelles localisations à partir de chacun de ces modèles et comparé les nouvelles localisations à celles obtenues en utilisant le modèle de vitesse initial. De tous les modèles de vitesse, le modèle de référence choisi (tableau 3.1) est celui pour lequel la valeur moyenne (sur l'ensemble des séismes localisés) du RMS est la plus faible (figure 3.12). Il s'avère également que sur l'ensemble des critères de convergence hypocentrale (erreurs sur les composantes horizontales, ERX, ERY et sur la composante verticale ERZ) le modèle de vitesse de référence semble l'un des plus adaptés à la localisation des séismes enregistrés. Pour les événements les mieux contraints, la convergence épacentrale ($ERH = \sqrt{ERX^2 + ERY^2}$) est peu sensible à une variation de +5% sur le modèle de vitesse choisi

(figure 3.13). La localisation épacentrale est stable à 5 kilomètres près pour 89% des séismes, et à 2 kilomètres près pour 77%. Une variation plus importante ($\pm 10\%$) sur le modèle de vitesse engendre une divergence plus importante entre les différentes localisations : la position épacentrale est stable à 5 kilomètres près pour 81% des séismes et à 2 kilomètres près pour seulement 49% des séismes. L'ensemble de ces tests montre que le modèle de vitesse choisi résumé dans le tableau 3.1 est un modèle bien adapté à la localisation des événements enregistrés et qu'une incertitude de $\pm 5\%$ n'affecte pas la localisation des événements les mieux contraints.

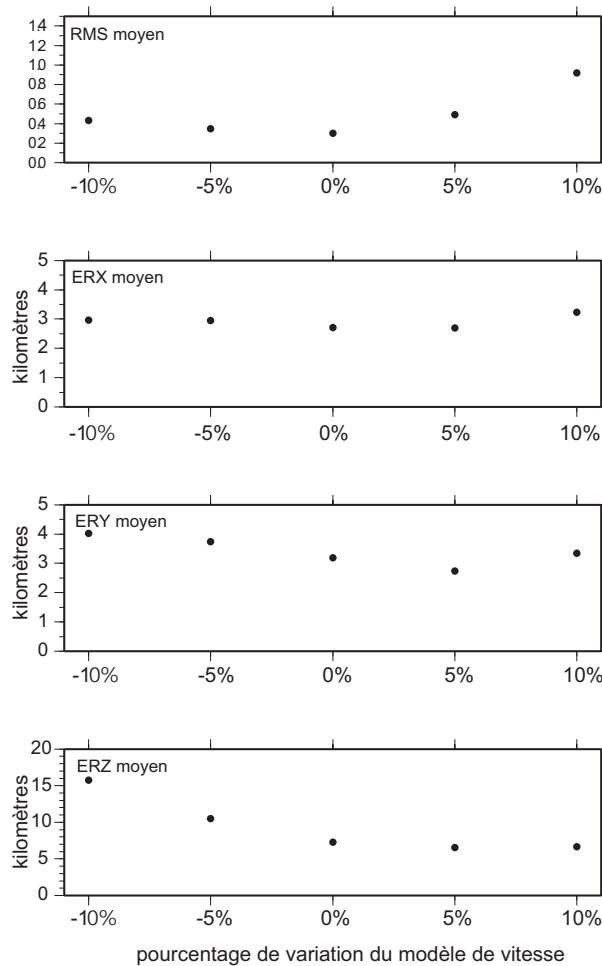


FIG. 3.12 – Valeur moyenne des RMS, erreurs sur les positions horizontales (ERX et ERY) et erreurs sur la profondeur (ERZ) pour l'ensemble des séismes localisés en considérant le modèle de vitesse V_0 (0% de variation par rapport aux vitesses de référence, tableau 3.1), $V_0 \pm 10\%$ et $V_0 \pm 5\%$.

Nous avons également testé l'influence sur la localisation du choix de la profondeur focale donnée en argument d'HYPO71 pour initier les itérations. Pour cela nous avons

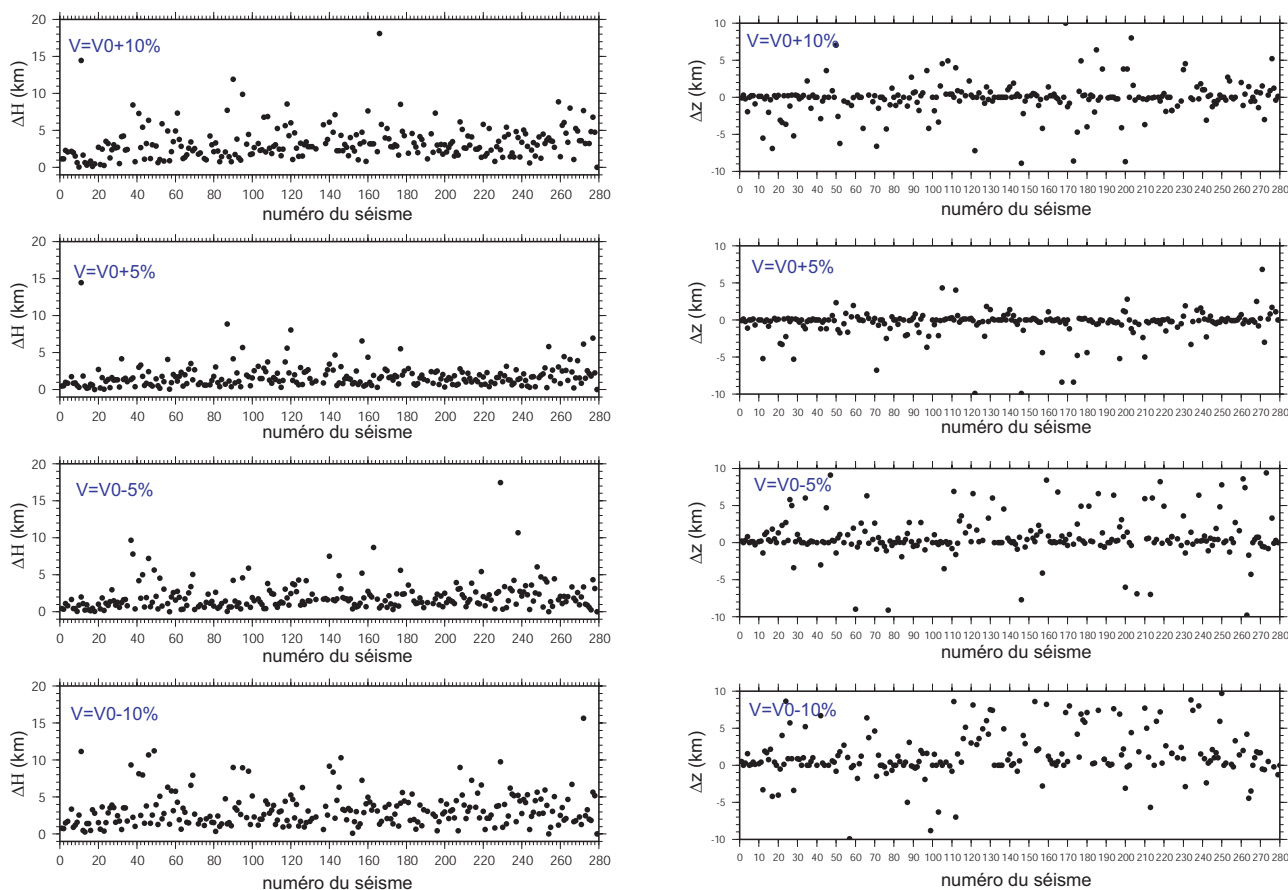


FIG. 3.13 – Différence de position horizontale (ΔH) et en profondeur (ΔZ) pour chaque séisme, entre une localisation avec le modèle de vitesse de référence V_0 (tableau 3.1) et une localisation utilisant un modèle de vitesse à $V_0 \pm 10\%$ et $V_0 \pm 5\%$. Ces tests ont été effectués avec une profondeur focale initiale de 4 km.

localisé l'ensemble des événements avec différentes profondeurs focales initiales, respectivement 4, 10, 16 et 25 km en utilisant le modèle de vitesse référence. L'ensemble des tests effectués montre que la dispersion entre les différentes localisations est plus importante entre une profondeur focale initiale à 10 km et les autres profondeurs focales initiales testées (figure 3.14). Mise à part la discontinuité noyau-manteau située dans notre cas à 37 kilomètres, la discontinuité située à 9 km de profondeur constitue une discontinuité majeure. Ce saut de vitesse important à 9 km peut être à l'origine de la dispersion observée. Cependant, pour les événements les mieux contraints, la localisation est stable et peu sensible à la profondeur focale initiale choisie (figure 3.15). En effet, les positions épacentrales ($ERH = \sqrt{ERX^2 + ERY^2}$) des séismes obtenues pour les différentes profondeurs initiales sont semblables à 5 km près pour 95% des événements et à 2 km près pour 80%. De même, la localisation en profondeur de l'ensemble des séismes est stable à 5 km près pour 80% des séismes et 60% à 2 km près. Pour une profondeur focale initiale

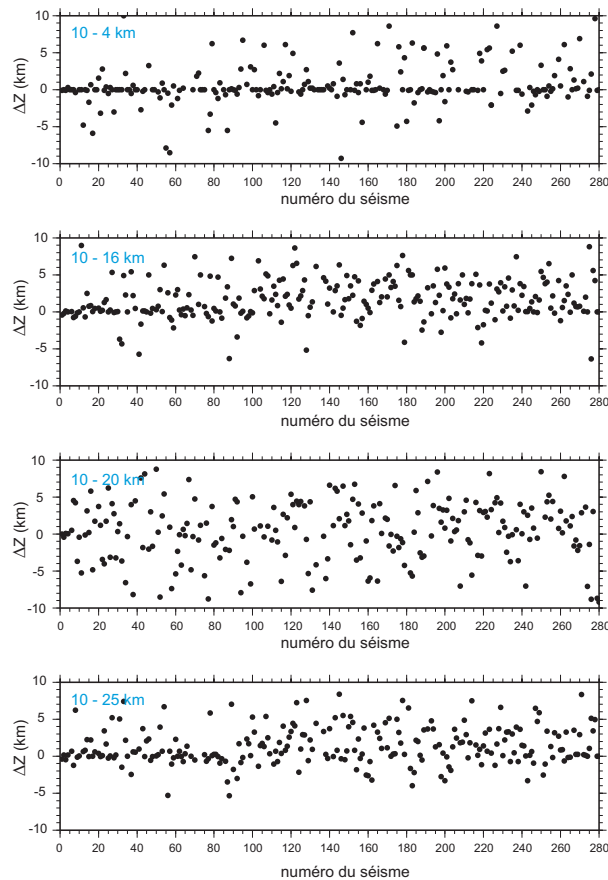


FIG. 3.14 – Différence de position en profondeur $\Delta(Z)$ pour chaque séisme entre une localisation réalisée avec une profondeur focale initiale de 10 km et une localisation utilisant une profondeur focale initiale de 4, 16, 20 et 25 km.

comprise entre 9 et 11 km (correspondant à une interface majeure du modèle de vitesse) au moins 30% des événements montrent une dispersion importante (supérieure à 6 km) avec une localisation réalisée pour d'autres profondeurs focales initiales (figure 3.14). Pour l'ensemble des localisations nous avons considéré une profondeur focale initiale de 4 km.

Pour l'ensemble des événements enregistrés, nous avons défini quatre classes de qualité de localisation résumées dans le tableau 3.2 en fonction des tests de sensibilité réalisés précédemment, relatifs au choix des paramètres initiaux (modèle de vitesse et profondeur focale initiale dans HYPO71). Nous avons distingué le cas où seule la position épiscopentrale de certains événements est bien contrainte du cas où la position épiscopentrale ainsi que la profondeur des séismes concernés sont bien déterminées. L'ensemble de ces séismes est représenté, en fonction des critères de qualité définis dans le tableau 3.2, sur la figure 3.16.

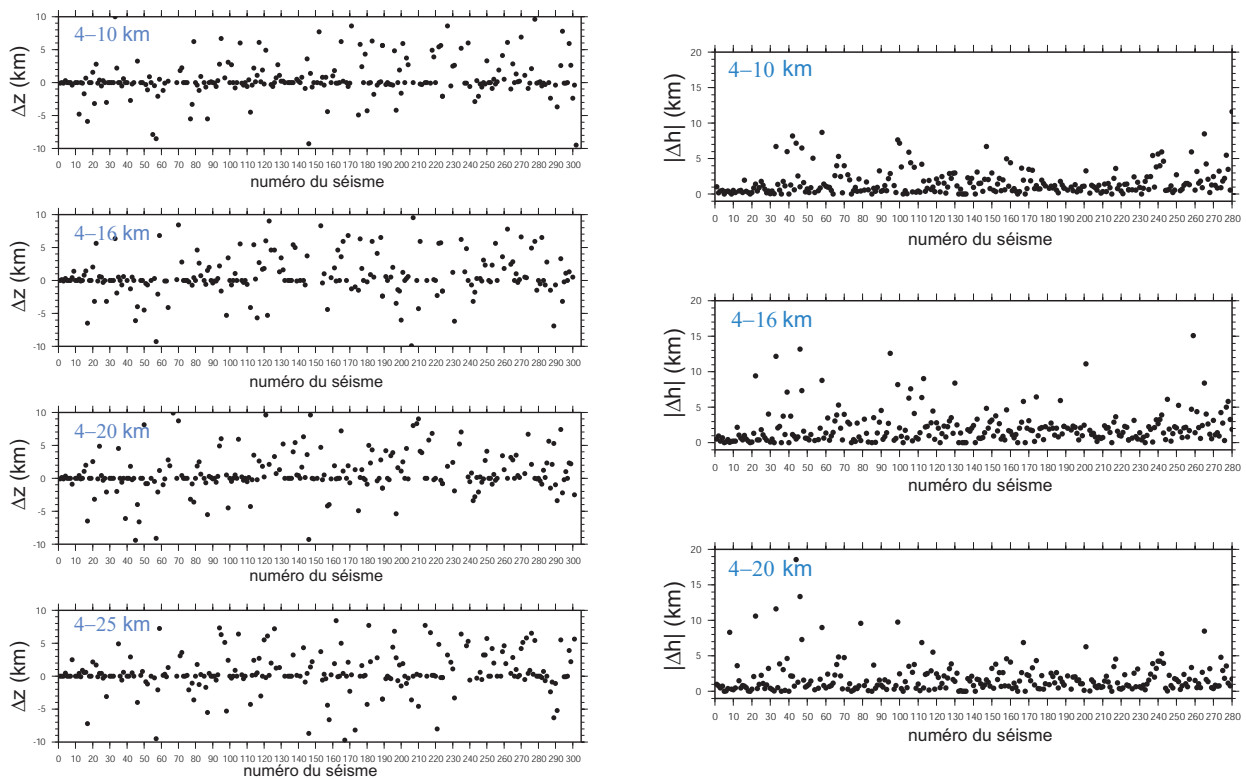


FIG. 3.15 – différence de position en profondeur (à gauche) et de position épacentrale (à droite) pour chaque séisme, entre une localisation déterminée pour une profondeur initiale de 4 km et une localisation calculée pour des profondeurs initiales $D=10, 16, 20$ km.

3.4 Analyse de la microsismicité

Pour analyser la microsismicité, nous avons également entrepris une étude de détermination des mécanismes au foyer pour les séismes les mieux localisés, à l'aide du logiciel FPFIT (Reasenber & Oppenheimer, 1985). Ce logiciel permet de définir par inversion, un couple de plans nodaux permettant d'expliquer au mieux les groupes de polarités extensives ou compressives des ondes P directes pointées, en considérant la localisation HYPO71 des séismes observés. Malheureusement, compte tenu du mauvais fonctionnement de nos stations, un seul mécanisme au foyer a pu être déterminé sur l'ensemble de nos données (figures 3.16 et 3.17). Il est associé au séisme du 24 janvier 2005 (15h38 heure UTM, $M_w 4,3$). Le plan nodal préférentiel, (associé à la faille de Polochic), est caractérisé par un plan de direction $88 \pm 1^\circ$ Nord (strike), un pendage de $80 \pm 15^\circ$ vers le sud (dip) et une direction de glissement sur le plan de faille de $-10 \pm 5^\circ$ relativement au pendage (figure 3.17). Compte tenu des barres d'erreurs, le séisme du 24 janvier 2005 est purement décrochant sénestre.

	Meilleurs hypocentres	Meilleurs épocentres	bons hypocentres	bons épocentres
RMS	$\leq 0,25$	$\leq 0,25$	$\leq 0,5$	$\leq 0,5$
ERH	≤ 2 km	≤ 2 km	≤ 5 km	≤ 5 km
$ \Delta H $	≤ 2 km	≤ 2 km	≤ 5 km	≤ 5 km
ERZ	≤ 2 km	-	≤ 5 km	-
$ \Delta Z $	≤ 2 km	-	≤ 5 km	-
nbre de séismes	44	73	148	202

TAB. 3.2 – Définition des 4 classes de qualité pour les séismes dont la localisation est la mieux contrainte. Les paramètres RMS, ERH et ERZ sont les paramètres de sortie du programme HYPO71 pour une localisation réalisée avec une profondeur focale initiale de 4 km. $|\Delta H|$ et $|\Delta Z|$ représentent respectivement la valeur absolue des différences de localisation épacentrale et en profondeur entre une localisation utilisant une profondeur focale initiale de 4 km et une localisation utilisant une profondeur focale initiale différente (comprise entre 10 et 20).

Nous avons également réalisé cinq coupes verticales représentées sur la figure 3.18. Les directions de ces coupes sont représentées sur la figure 3.16. Elles sont respectivement parallèles (AA', BB') et perpendiculaires (CC', DD') aux failles décrochantes de Polochic et de Motagua. La cinquième coupe (EE') est transverse à l'essai de séismes localisés au Sud du réseau et au Nord de la faille de Jocotan (groupe 2 sur la figure 3.16). La figure 3.18 montre la projection dans le plan vertical des bons hypocentres (tableau 3.2) suivant les cinq coupes. Les profils topographiques correspondants ont également été reportés ainsi que les traces de failles en surface. L'ensemble des projections est effectué sur une largeur de 20 km autour des axes tracés sur la figure 3.16, excepté pour le profil DD' perpendiculaire à la faille de Polochic dont la largeur de projection est de 50 km autour de son axe.

Sismicité des failles décrochantes :

La distribution en profondeur de la sismicité des deux failles décrochantes Polochic et Motagua, d'après les profils AA' et BB' (figure 3.18), compte tenu de la précision verticale, n'excède pas 20 km pour les deux failles. La majorité des séismes se situe par ailleurs à une profondeur inférieure à 15 kilomètres pour la faille de Polochic et inférieure à 10 kilomètres pour la faille de Motagua. Cette observation semble indiquer que la zone sismogène des deux failles Polochic et Motagua ne devrait pas excéder 15-20 km de profondeur. Les séismes localisés sur la faille de Polochic semblent se concentrer sur la branche sud de la faille (profil CC', figure 3.18). Cette distribution pourrait éventuellement être associée à un pendage sud de la faille (profil CC'). Contrairement à la faille de Polochic, la sismicité associée à la faille de Motagua est plus superficielle (profils AA', BB' figure 3.18) et semble se distribuer indifféremment entre les deux branches Nord et

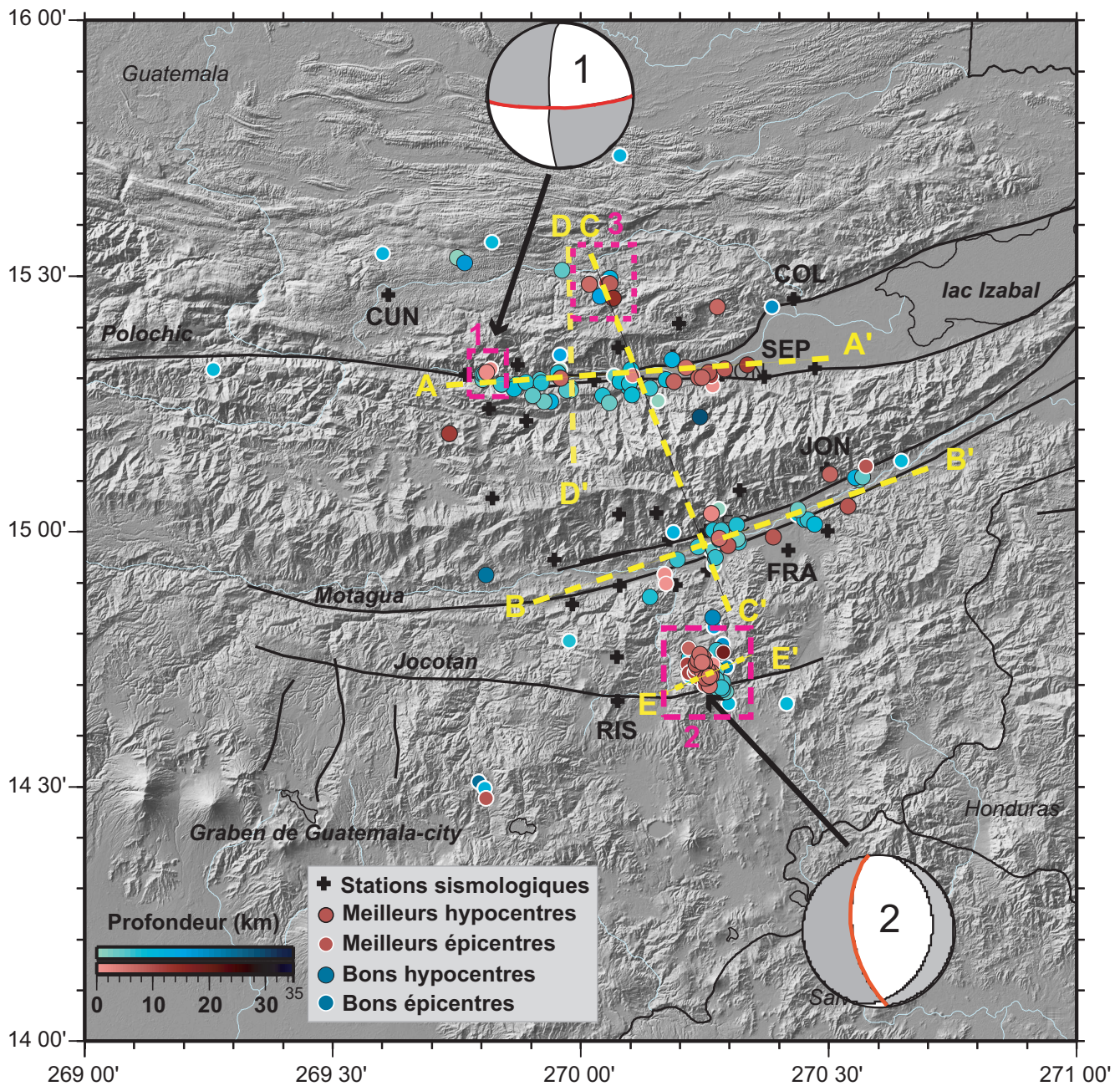


FIG. 3.16 – Carte des séismes enregistrés par le réseau local dont les localisations sont les mieux contraintes. Ces séismes sont répartis selon les 4 classes de localisation définies dans le tableau 3.2. Les mécanismes au foyers 1 et 2 sont respectivement le mécanisme au foyer que nous avons calculé à partir de nos données à l'aide du logiciel FPFIT (1) pour le séisme du 24 janvier 2005, et le mécanisme au foyer CMT Harvard déterminé pour le séisme Mw 5 du 18 mai 2005 (tableau C.1).

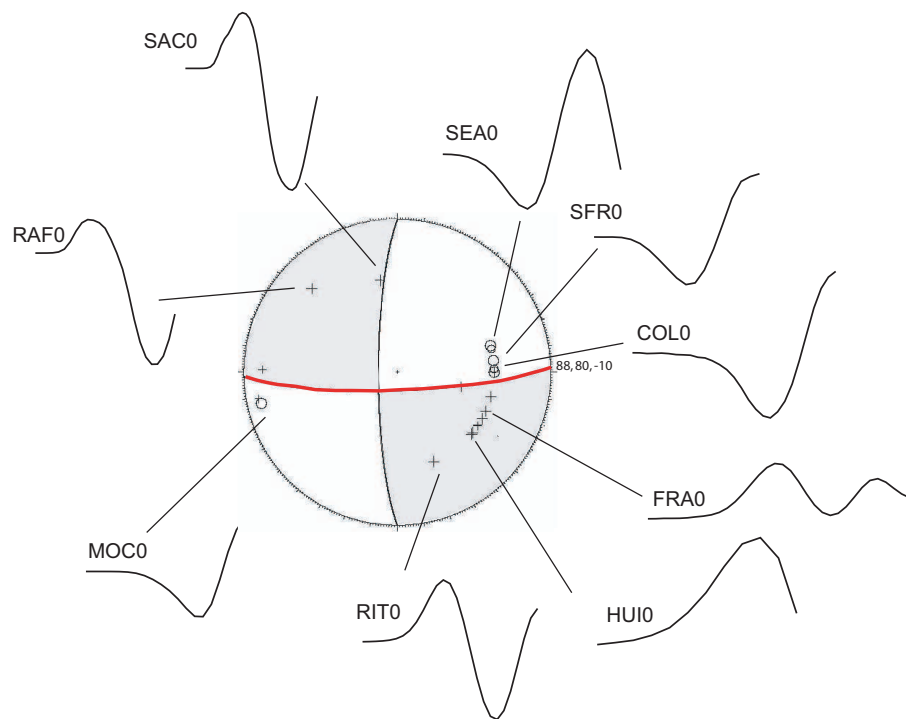


FIG. 3.17 – Détermination du mécanisme au foyer pour le séisme du 24 Janvier 2005 (Mw 4,3) à partir des polarités compressives (+) ou extensives (o) des ondes P. Le plan nodal préférentiel est celui associé à la faille de Polochic dont les caractéristiques sont : direction (strike) $88^{\circ} \pm 1$, associé à une direction de glissement (rake) de $-10^{\circ} \pm 5^{\circ}$ par rapport à un pendage (dip) de $80^{\circ} \pm 15^{\circ}$. Les signaux représentent les premières arrivées des ondes P pour quelques stations choisies.

Sud.

Au Sud de la faille de Motagua :

La majorité des séismes localisés pendant la période de mesure est située dans un essaim au Sud de la faille de Motagua juste au Nord de la faille de Jocotan. Il semble associé à une crise sismique comptant presque 200 répliques enregistrées entre le 18 et le 21 mai 2005 (figure 3.5) et dont les formes d'onde sont similaires (figure 3.19). L'événement majeur est le séisme du 18 mai 2005 (Mw 5, dans le catalogue CMT Harvard) dont le mécanisme au foyer CMT est représenté sur la figure 3.16. Il est associé à un mécanisme au foyer extensif. La grande majorité des séismes de l'essaim se rattache donc à l'extension Est-Ouest distribuée le long des grabens au Sud de la faille de Motagua. Aucune structure extensive (type graben) n'est clairement visible sur la topographie à cet endroit. En revanche, le profil EE' (figure 3.18) montre que les séismes s'alignent sur un plan dont le pendage moyen est de $59^{\circ} \pm 10^{\circ}$ vers l'Ouest et correspond à un des plans nodaux (représenté en rouge sur la figure 3.16) du mécanisme au foyer du séisme du 18

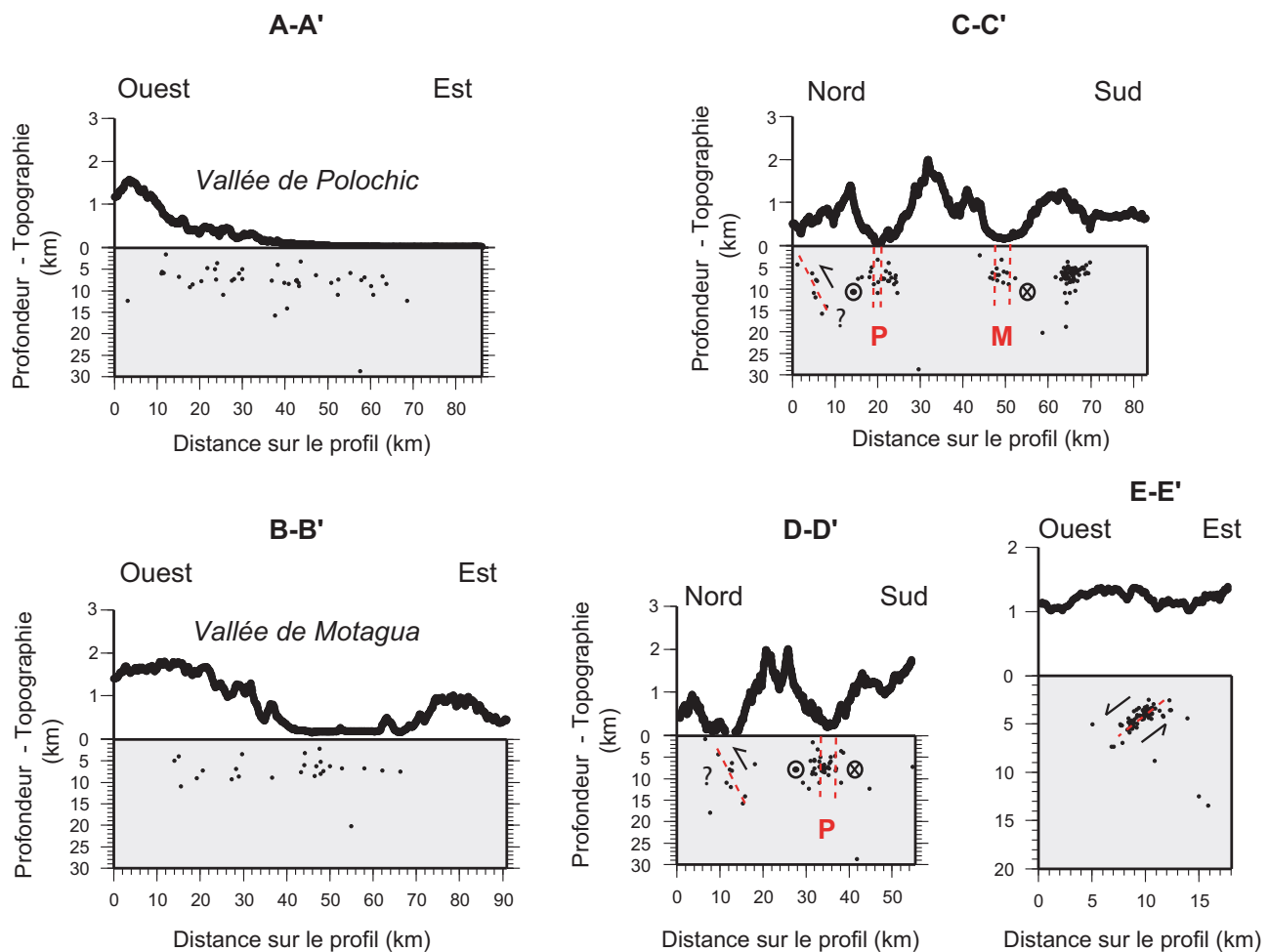


FIG. 3.18 – Projections dans le plan vertical de la topographie et des bons hypocentres (tableau 3.2) le long des profils AA', BB' CC' et DD' EE' représentés sur la figure 3.16. Les plans de failles sont représentés par les tirets rouge. P et M désignent respectivement les plans des failles de Polochic et de Motagua.

mai.

Au Nord de la faille de Polochic :

Au Nord de la faille de Polochic, un petit groupe de séismes (groupe 3, figure 3.16) alignés selon un pendage Sud (profils CC' et DD' figure 3.18) pourrait être relié à l'activité des chevauchements au Nord de la faille de Polochic. Cependant, sans mécanisme au foyer (trop peu de stations ont pu enregistrer correctement ces événements excentrés par rapport à la géométrie du réseau), il est difficile de conclure plus précisément.

3.5 Conclusion et perspectives

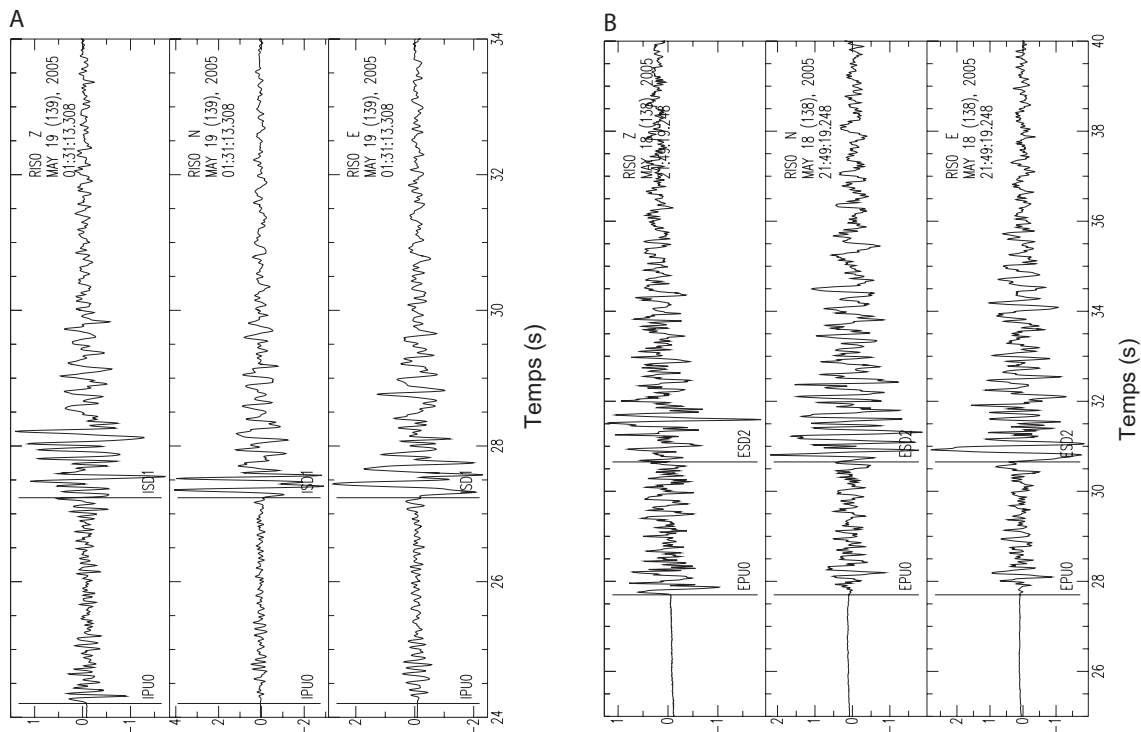


FIG. 3.19 – Exemple de forme d'onde "semblable" d'un événement à l'autre, pour 2 séismes appartenant à l'essai n°2 sur la figure 3.16 au sud du système de failles Polochic-Motagua, pour les trois composantes de la station la plus proche (Los Riscos, RIS, figure 3.3).

L'analyse de la microsismicité actuelle du système de failles décrochantes, à partir d'une campagne réalisée sur une période de 6 mois nous a permis d'imager partiellement les zones sismiquement actives. La sismicité met en évidence non seulement les différentes branches des grandes failles décrochantes Polochic et Motagua (dont la zone sismogénique semble se limiter à une profondeur de 15-20 km), mais également des structures secondaires au Nord et au Sud des failles décrochantes. Plus au Nord, un groupe de séismes (groupe 3 sur la figure 3.16) laissent supposer que la série de chevauchements au Nord du système de failles est active sismiquement. L'origine tectonique de la crise sismique, enregistrée par notre réseau, au Sud de la faille de Motagua n'a pas pu être clairement identifiée. Cependant de nombreux indices convergent pour associer cette crise à une structure extensive qui pourrait être reliée à la série de grabens actifs de direction Nord-Sud localisés au Sud de la faille de Motagua.

L'étude des mécanismes au foyer ne considérant que les polarités des premières arrivées d'ondes P, s'est avérée peu fructueuse en raison, principalement, du nombre

trop faible de stations fiables pour cette étude. Nous pourrions envisager d'inclure dans le calcul, pour pallier le manque de données, les polarités des ondes S selon la méthode proposée par Zollo & Bernard (1991). Cependant il est possible que cette étude demande une correction d'anisotropie sismique aux stations d'enregistrement (Bouin, 1994).

Au cours du dépouillement des données et principalement pour les 3 groupes encadrés sur la figure 3.16, nous avons pu repérer plusieurs séismes de même forme d'onde et proches spatialement (figure 3.19) dont on peut supposer qu'ils constituent des multiplets (groupes de séismes de même mécanisme au foyer et associés au même plan de rupture). Il est possible d'envisager une étude de relocalisation relative des événements d'un même multiplet (Waldhauser, 2001) afin de mieux contraindre la géométrie des plans de rupture concernés et éventuellement les mécanismes au foyer associés. Ceci pourrait apporter une information précieuse pour décrire la géométrie de la zone de rupture et mieux définir les états de contraintes des zones actives.

Chapitre 4

Structure et Fonctions Récepteur

Sommaire

4.1 Fonctions Récepteur sur des télé-séismes	80
4.1.1 Principe théorique	80
4.1.2 Sélection des données disponibles	85
4.1.3 Fonctions récepteur sur des données télé-sismiques	85
4.2 Utilisation des séismes régionaux	90
4.2.1 Sélection des données	90
4.2.2 Influence du paramètre de rai sur la conversion PS	91
4.2.3 Conclusion et discussion	93

La compréhension de la géodynamique régionale nécessite une bonne connaissance des structures en profondeur. Il existe de nombreuses méthodes permettant d'imager la croûte. En mer, la majorité des images crustales sont obtenues à partir des méthodes de sismique réflexion et réfraction. Cependant à terre, les épaisseurs crustales souvent beaucoup plus importantes nécessitent des sources très énergétiques et les méthodes d'imagerie utilisant des sources naturelles, séismes régionaux ou des télé-séismes s'avèrent plus adaptées dans ce cas de figure. La tomographie (locale ou régionale) compte parmi ces procédés. Les résidus entre les temps d'arrivées théoriques ondes-stations (calculés à partir d'un modèle de vitesse théorique et des temps d'arrivées observés (déduit des enregistrements aux stations) pour un séisme donné, sont interprétés comme des retards dûs aux structures traversées par ces ondes (e.g. Iyer & Hirahara, 1993). Les méthodes de tomographie régionale et locale diffèrent par l'utilisation de séismes lointains (distance épacentrale par rapport au réseau supérieure à 30°) dans le premier cas et de séismes locaux dans le second cas. La principale difficulté de ces méthodes repose sur les localisations souvent imprécises des événements (la relocalisation des événements est, par ailleurs, un paramètre à ajuster lors de l'inversion tomographique au même titre que les

structures) et le modèle de vitesse théorique dont la précision et l'exactitude prennent une importance prépondérante dans le cas d'une tomographie locale (e.g Kissling *et al.*, 1994). Ces méthodes permettent d'accéder aux variations de vitesses liées aux principales structures de la croûte mais restent peu sensibles à la structure d'ensemble de la croûte responsable de discontinuités sismiques. La méthode utilisant les fonctions récepteur permet d'extraire des sismogrammes les conversions d'ondes P en ondes S aux principales discontinuités sismiques que présente la croûte. Dans l'optique d'obtenir des informations sur la structure de la croûte au Guatemala, nous avons utilisé la méthode des fonctions récepteur en deux étapes. Dans un premier temps nous avons utilisé la méthode classique à partir des télé-séismes puis dans une deuxième partie nous avons testé cette méthode sur des séismes régionaux provenant de la subduction de la plaque Cocos le long de la fosse d'Amérique Centrale.

4.1 Fonctions Récepteur sur des télé-séismes

4.1.1 Principe théorique

Conversions d'ondes Dans un milieu tabulaire, une onde P qui rencontre une interface plane séparant deux milieux de densité différente donne naissance à quatre types d'ondes (figure 4.1) :

- une onde P transmise (onde directe)
- une onde P réfléchie
- une onde S transmise
- une onde S réfléchie

Temps de trajets théoriques des ondes converties en milieu tabulaire : Les temps de trajet des ondes P converties S et de leur multiple sur une interface de profondeur H se déduit d'après la géométrie des trajets (figure 4.2) et des lois de Descartes. On considère l'arrivée de l'onde P directe comme la référence de temps $T=0$.

$$T_{PS} = T_S + T_m - T_P \quad (4.1)$$

$$T_{PpS} = T_S - T_{m'} + 2T_P \quad (4.2)$$

$$T_{PsS} = T_{PS} + T_{PpS} \quad (4.3)$$

où $T_{P,S,PS,PpS,PsS}$ sont les temps de trajet des ondes, des conversions et des multiples P, S, PS, PpS, PsS (figure 4.1). $T_{m,m'}$ correspond aux temps de trajet des ondes considérées dans le demi espace inférieur sous l'interface de profondeur H (figure 4.2). D'après les

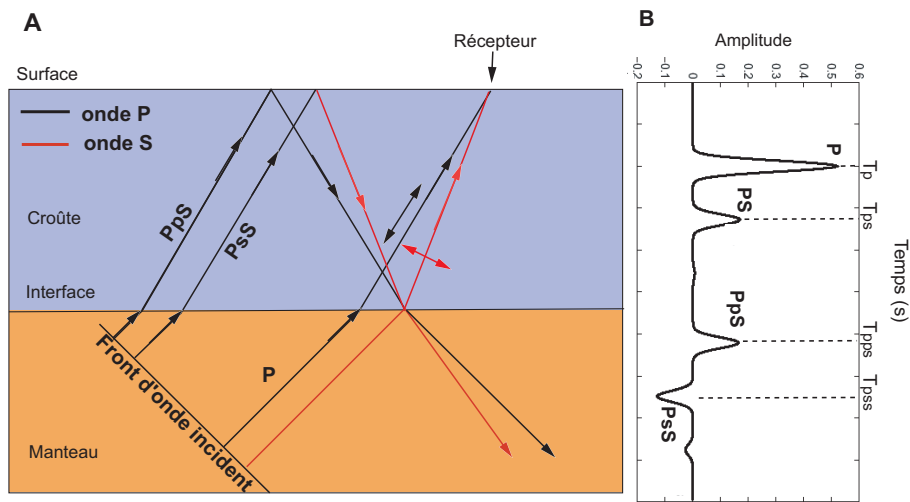


FIG. 4.1 – (A) Trajets des principaux rais associés aux ondes transmises, converties ou réfléchies lors de l’arrivée d’une onde P au Moho. Les doubles flèches représentent le sens de polarisation des ondes (parallèle au rai pour les ondes P et perpendiculaire pour les ondes S). (B) forme du signal (affranchi des trains d’ondes) enregistré par le récepteur de la figure A.

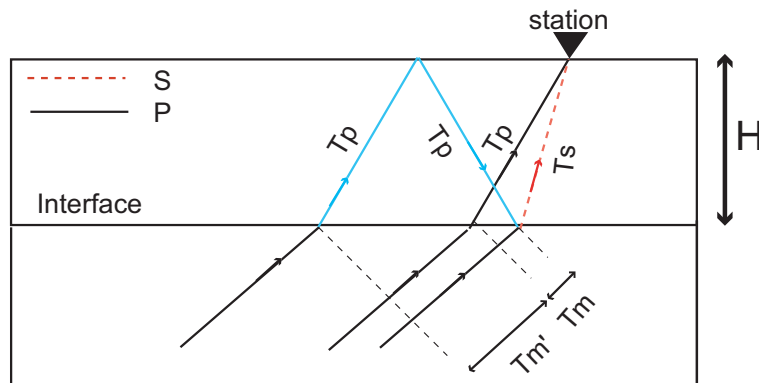


FIG. 4.2 – Trajets des ondes converties PS et PpS.

lois de Descartes, dans le milieu supérieur uniquement, on a les relations suivantes :

$$T_{PS} = \frac{H}{V_s} \sqrt{\frac{1}{1 - \frac{V_s^2 * p^2}{H^2}}} - \frac{H}{V_p} \sqrt{\frac{1}{1 - \frac{V_p^2 * p^2}{H^2}}} \quad (4.4)$$

$$T_{PpS} = \frac{H}{V_s} \sqrt{\frac{1}{1 - \frac{V_s^2 * p^2}{H^2}}} + \frac{H}{V_p} \sqrt{\frac{1}{1 - \frac{V_p^2 * p^2}{H^2}}} \quad (4.5)$$

$$T_{PS} = 2 * \frac{H}{V_S} \sqrt{\frac{1}{1 - \frac{V_S^2 * p^2}{H^2}}} \quad (4.6)$$

où p est le paramètre de rai, proportionnel au sinus de l'angle d'incidence de l'onde que l'on considère. Pour de faibles angles d'incidence, c'est le cas si on considère des télé-séismes, le paramètre p est très petit et la dépendance de T_{PS} par rapport aux variations du paramètre de rai entre différents séismes est négligeable.

Contenu fréquentiel des signaux : Le signal enregistré à chaque station peut s'écrire comme une convolution d'une fonction source, dépendante du temps $S(t)$ (intrinsèque à chaque séisme), d'une réponse impulsionnelle, due à la structure de la Terre, $E(t)$ (que nous cherchons à déterminer) et de la réponse impulsionnelle instrumentale (intrinsèque au sismomètre qui enregistre le signal en question ainsi qu'au système d'acquisition associé). En considérant un sismomètre trois composantes, le signal peut s'écrire de la façon suivante :

$$Z(t) = I(t) * S(t) * E_Z(t)$$

$$R(t) = I(t) * S(t) * E_R(t)$$

$$T(t) = I(t) * S(t) * E_T(t)$$

où Z , R et T représentent les trois composantes verticale, radiale et tangentielle du signal. Afin de s'affranchir de la fonction source, Burdick & Helmberger (1974) émettent l'hypothèse qu'au premier ordre, les ondes P converties en S aux interfaces s'expriment principalement sur les composantes horizontales alors que l'essentiel de l'onde P est observée sur la composante verticale. Au premier ordre, on peut donc considérer que la composante verticale est peu influencée par les artefacts structuraux de la lithosphère et s'écrit alors

$$Z(t) = I(t) * S(t)$$

Il est ainsi possible d'accéder, par déconvolution, aux réponses structurales exprimées sur les composantes horizontales ($E_R(t)$ et $E_T(t)$). Cependant, les réponses structurales ainsi obtenues sont relatives et ne prennent pas en compte l'ensemble des ondes converties et ou réfléchies qui se traduisent par une arrivée en onde P sous la station. Toutes les phases qui découlent des différentes conversions et les réflexions aboutissant à une arrivée en onde P à la station s'expriment ainsi principalement sur la composante verticale et ne sont pas accessibles par déconvolution.

À partir de ces hypothèses, plusieurs méthodes de déconvolution ont été développées en domaine spectral (e.g. Langston, 1979, Ammon, 1991) ou en domaine temporel (e.g. Gurrola *et al.*, 1995).

Principe de déconvolution :

En domaine fréquentiel : Le passage en domaine fréquentiel via une transformée de Fourier facilite grandement la déconvolution, qui devient alors une simple division. Les réponses structurales s'écrivent alors :

$$E_R(f) = \frac{R(f)}{I(f).S(f)} \approx \frac{R(f)}{Z(f)}$$

$$E_T(f) = \frac{T(f)}{I(f).S(f)} \approx \frac{T(f)}{Z(f)}$$

où f est la fréquence, $E_R(f)$, $E_T(f)$, $Z(f)$, $R(f)$, $T(f)$ sont respectivement les transformés de Fourier inverse des fonctions E_R , E_T , Z , R , T en domaine temporel. Cependant, dans la pratique les bandes de fréquences des signaux sismiques ne sont pas infinies et leur bruit est aléatoire ce qui rend cette transformation numériquement instable. Pour pallier ce problème, on complète le spectre en introduisant un niveau seuil ϕ (Clayton & Wiggings, 1976) afin de s'affranchir des fréquences trop faibles :

$$E_R(f) = \frac{R(f).Z^*(f)}{\phi(f)}$$

$$E_T(f) = \frac{T(f).Z^*(f)}{\phi(f)}$$

ou $Z^*(f)$ est la fonction complexe conjuguée de $Z(f)$ et

$$\phi(f) = \max[Z(f).Z^*(f), c.\max[Z(f).Z^*(f)]]$$

la constant c est le niveau seuil appelé "water-level". En général sa valeur est estimée à 10^{-4} . Le résultat ainsi obtenu est ensuite filtré avec un filtre gaussien.

En domaine temporel (déconvolution itérative) : La méthode de déconvolution itérative en domaine temporel est une technique alternative proposée Ligorria & Ammon (1999). Cette méthode cherche à construire itérativement la fonction récepteur en comparant les traces verticales et radiales d'un sismogramme. Lors de la première itération, on détermine la position et l'amplitude du pic maximum d'intercorrélacion (où la ressemblance entre les traces horizontales et la trace verticale du signal est la plus importante). Ce premier pic de ressemblance se trouve souvent au temps $t_1=0$ (onde P directe). Les itérations i suivantes comparent la composante verticale du signal $Z(t)$ avec la trace résiduelle de la composante horizontale $R_i(t)$ (débarassée de sa ressemblance avec la composante verticale détectée à l'itération précédente) et ainsi de suite. On a : $R_{i=1}(t) = R(t)$ et $R_{i+1}(t) = R_i - a_i\delta(t - t_i) * Z(t)$ où a_i est l'amplitude du pic maximal

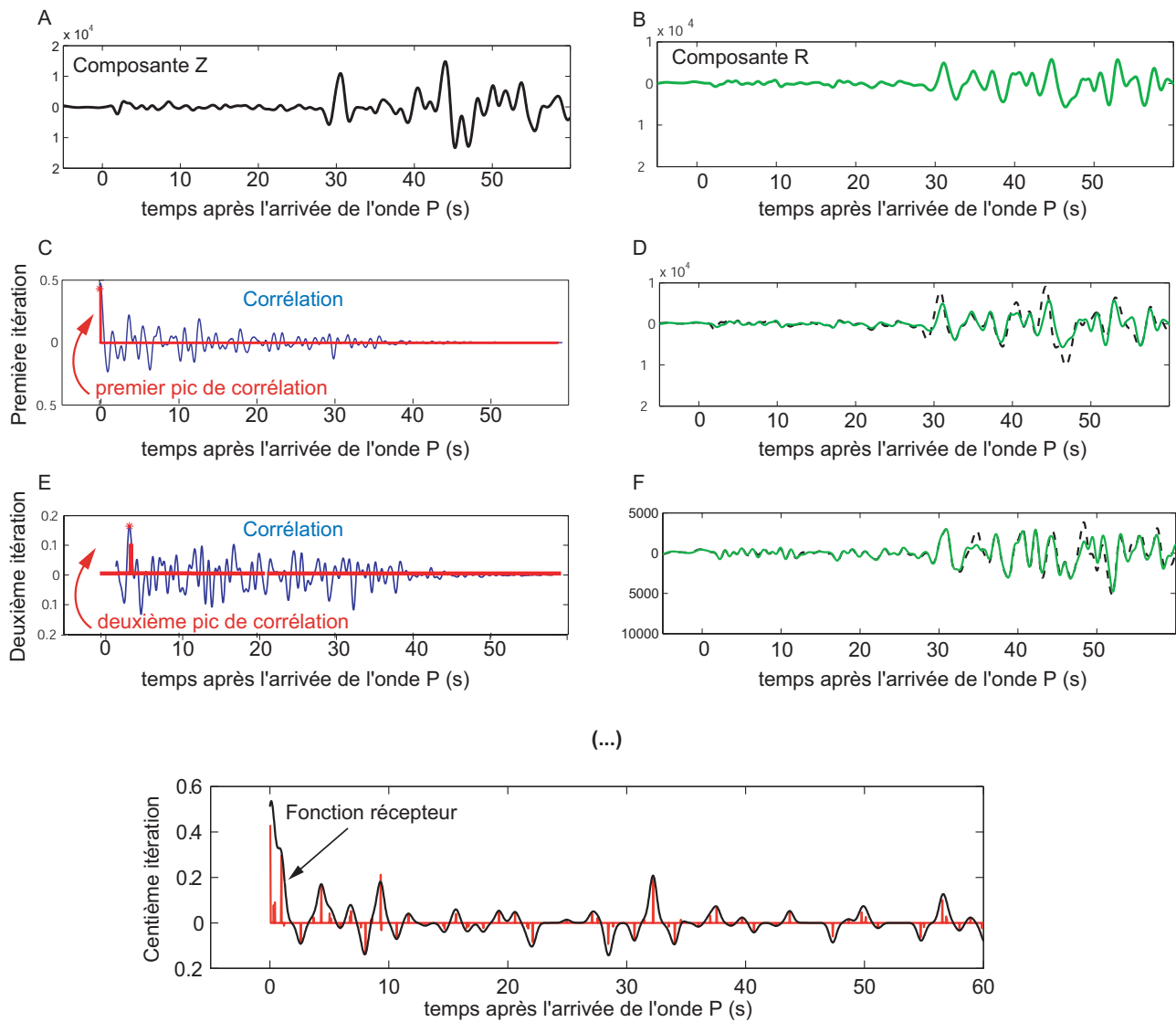


FIG. 4.3 – Résumé de la méthode de déconvolution itérative en domaine temporel appliquée au séisme du 11 avril 2005 (Mw 6, voir annexes tableau C.3), enregistré par la station CAR. Le processus itératif est répété 100 fois ici. La fonction récepteur obtenue est présentée sous forme d'une suite de diracs (rouge) et après convolution par une gaussienne (noir).

d'intercorrélation détecté au temps t_i lors de l'itération i et δ la fonction dirac ($\delta(0) = 1$, $\delta(t \neq 0) = 0$) (figure 4.3)

Pour un nombre choisi d'itérations le programme s'arrête et on obtient une fonction récepteur représentée par une suite de dirac qu'on convolue ensuite par une fonction gaussienne (figure 4.3).

Nous avons testé les deux méthodes de déconvolution, cependant nous présentons uniquement les fonctions récepteur issues de la déconvolution itérative, plus coûteuse en temps de calcul mais plus probante pour des données bruitées.

4.1.2 Sélection des données disponibles

La conversion d'ondes au passage d'une discontinuité (zone étroite de changements importants de propriétés des matériaux) nécessite un angle d'incidence, pour les ondes, différent de zéro (vertical). L'utilisation de sources situées à des distances téléseismiques (dans notre cas entre 20 et 100° de distance épacentrale du centre du réseau) contraint les ondes à un angle d'incidence faible. Cependant, à de telles distances d'observation, seuls les séismes d'une magnitude suffisamment élevée seront observés sur les traces des récepteurs. C'est pourquoi nous avons sélectionné dans les catalogues du NEIC les événements de magnitude supérieure ou égale à 5,5 sur une distance épacentrale comprise entre 20 et 100° du centre de notre réseau (figure 4.4). Nous avons choisi un seuil de magnitude élevé compte tenu du niveau de bruit affectant nos stations. En effet, bien que nous ayons pris soin d'installer les stations sur des sites les moins "bruyants" possibles, bon nombre de stations sont implantées sur des sites où l'activité humaine est importante. D'autre part, la mer des Caraïbes et l'océan Indien situés à de moins de 250 km du centre du réseau sismologique propagent le bruit de la houle océanique (signal de période propre proche de 5s) sur les signaux générés principalement par les sismomètres large-bande et Lennartz que nous utilisons pour l'étude des fonctions récepteur.

4.1.3 Fonctions récepteur sur des données téléseismiques

Pour chaque événement sélectionné (figure 4.4), nous avons appliqué une rotation des composantes horizontales des signaux extraits autour de la composante verticale avec un angle de rotation égal au "back-azimut" théorique de chaque séisme. Cette opération permet d'exprimer les signaux (initialement extraits dans un repère Vertical-Nord-Est : ZNE) dans le repère Vertical-Radial-Transverse (ZRT) nécessaire à l'application des méthodes de déconvolution (paragraphe 4.1.1). Les signaux ont été filtrés à l'aide d'un filtre passe-bande dont les fréquences de coupure étaient 0,01Hz et 1Hz. La fréquence basse de ce filtre est plus faible que la fréquence de coupure théorique des sismomètres large-bande utilisés (estimée à 0,016Hz pour les CMG40). Cependant nous avons observé pour certains signaux un contenu fréquentiel à 0,01Hz potentiellement exploitable. La fréquence de coupure haute 1Hz permet à la fois de couvrir une bonne partie du contenu fréquentiel des téléseismes observés et de s'affranchir d'une bonne partie d'un éventuel 'bruit microsismique' qui pourrait s'avérer localement plus énergétique que les phases que l'on souhaite observer. Nous avons appliqué la méthode de déconvolution itérative

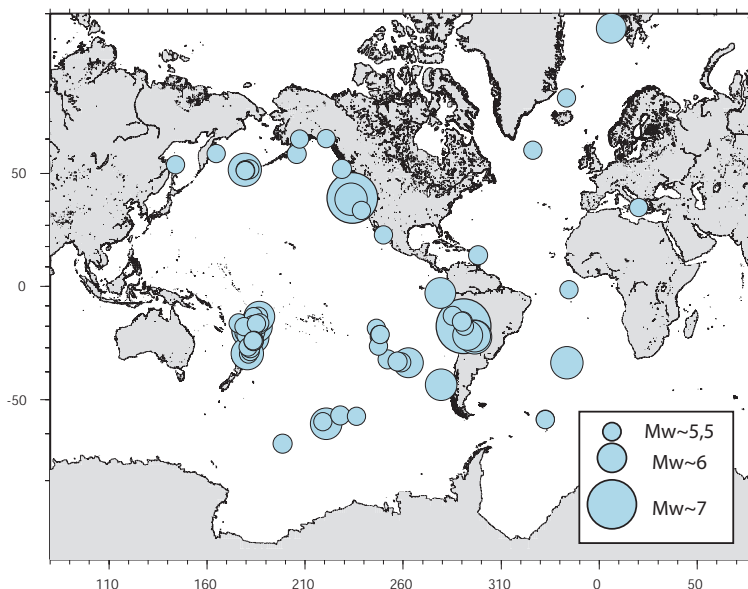


FIG. 4.4 – Séismes sélectionnés entre le 16 janvier et le 7 juillet 2005 de magnitude $M_w \geq 5,5$ pour une distance épacentrale comprise entre 20° et 100° du centre du réseau Guatemala.

sur 1000 itérations (calculs de 1000 diracs), permettant en général d'expliquer une bonne partie de la composante radiale des signaux observés. Une fois les fonctions récepteur calculées pour l'ensemble des séismes disponibles, il est nécessaire de les trier. Etant donné le peu de données disponibles nous avons opté pour un tri manuel en observant principalement le niveau de bruit moyen des fonctions récepteur radiales ainsi que l'arrivée et l'énergie exprimées par l'onde P directe. En effet, la phase onde P directe est dans la plupart des cas la plus énergétique, de plus, dans l'idéal elle est centrée sur le temps de référence $t=0$ (temps théorique d'arrivée de l'onde P). Nous avons uniquement considéré les fonctions récepteur dont le décalage de temps d'arrivée entre l'onde P directe observée et l'onde directe théorique était inférieur à la seconde. Pour chaque station, les fonctions récepteur sélectionnées sont ensuite sommées.

Les figures 4.6 et 4.7 présentent la somme par station des fonctions récepteur sélectionnées. Les fonctions récepteur sont projetées selon un axe orienté $N-10^\circ$ et centré sur le point de coordonnées $(15^\circ N, 279,9^\circ E)$ pour les stations larges bandes et $(15,1^\circ N-279,20^\circ E)$ pour les stations 5s (profils P1 et P2 sur la figure 4.5). L'image obtenue montre assez clairement au Sud des profils, de part et d'autre de la faille de Motagua, une conversion principale de l'onde P directe en onde PS à travers le Moho vers 4-5s après l'arrivée de l'onde P directe. D'après un modèle de vitesse global classique type IASP91 (Kennett & Engdahl, 1991), la discontinuité de Mohorovic séparant la croûte du manteau se situerait entre 35 et 40 km, ce qui est cohérent avec le modèle de vitesse établi par Ligorria & Molina (1996) qui plaçait le Moho à 37 km (tableau 3.1). Plus au Nord, aux alentours de la faille de Polochic la profondeur du Moho est moins clairement déterminée. Les

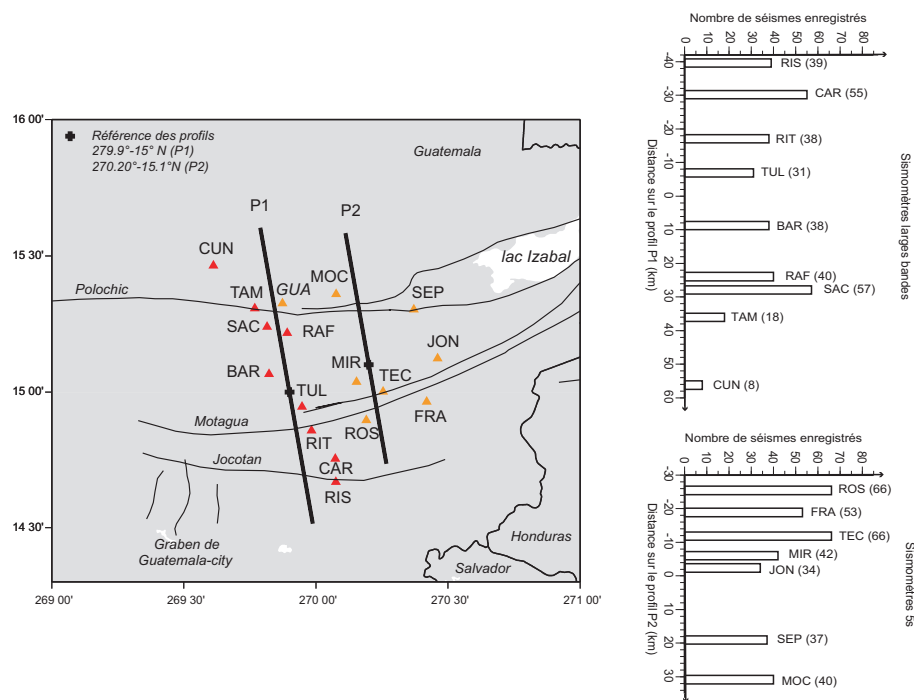


FIG. 4.5 – (à gauche) Localisation des profils P1 et P2 selon lesquels nous avons respectivement projeté les fonctions récepteur des stations large bande (figure 4.6) et des stations 5 secondes (figure 4.7). (à droite) Histogrammes représentant le nombre de télé-séismes enregistrés par station d'après la sélection sur les 85 séismes correspondant à nos critères de selections (figure 4.4). Chaque station est repérée par sa distance sur le profil P1 ou P2. Le nombre de séismes est reporté entre parenthèse.

signaux de moins bonne qualité des stations TAM, SAC, RAF et CUN ne permettent pas de sommer des fonctions récepteur sur suffisamment de séismes pour affiner la résolution du résultat.

Cependant la figure 4.7 semble montrer que le temps d'arrivée de la conversion PS (par rapport à au temps d'arrivée de l'onde P directe) n'est pas constant le long du profils P2. On distingue trois zones délimitées par les failles de Polochic et de Motagua. Du Nord au Sud on a :

- **Au Nord de la faille de Polochic** : Cette zone n'est échantillonnée, sur le profil P2, que par la station MOC0. Un maximum est détecté à environ 5 secondes. Ce pic représente la conversion PS sur la Moho. Par comparaison aux fonctions récepteur plus au Sud, cette région est celle qui présente (particulièrement sur le profil P2) un temps d'arrivée de la conversion PS sur la moho (par rapport au temps d'arrivée de l'onde P directe) le plus important.
- **Au Nord de la faille de Motagua et au Sud de la faille de Polochic** : Cette zone est la mieux échantillonnée (4 stations JON0, MIR0, TEC0, FRA0, sur le profil P2). La

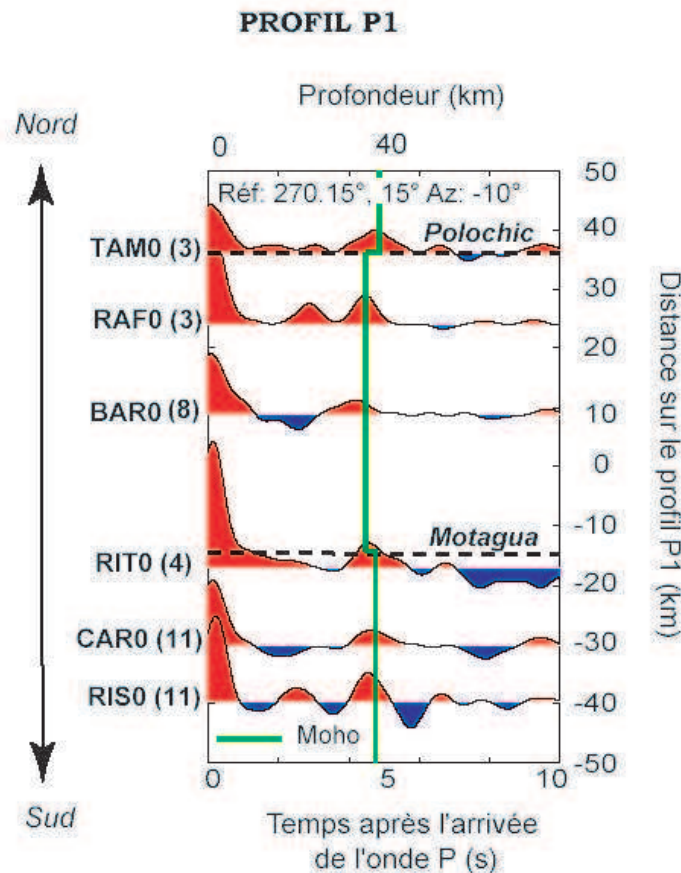


FIG. 4.6 – Fonctions récepteur issues de la méthode de déconvolution itérative pour les sismomètres large bande. Le nombre de traces conservées pour la somme (stack) des fonctions récepteur entre elles pour une même station est noté entre parenthèse. L'ensemble des signaux est projeté le profil P1 (pour la localisation du profil voir la figure 4.5)

figure 4.7 semble montrer une arrivée de la conversion PS sur le Moho à environ 4,3 secondes après l'onde P directe.

- **Au Sud de la faille de Motagua** : Seule la station ROS0 échantillonne sur le profil P2 la région située au Sud de la faille de Motagua. La somme des 30 fonctions récepteurs sélectionnées pour cette station montre une arrivée de la conversion PS sur le Moho à environ 4,9 secondes après l'arrivée de l'onde P directe.

Ces décalages observés à travers les failles de Polochic et de Motagua pourraient avoir comme origine soit une variation du rapport $\frac{V_P}{V_S}$, soit une variation de l'épaisseur de la croûte sous le système de faille Polochic-Motagua. Cette hypothèse impliquerait,

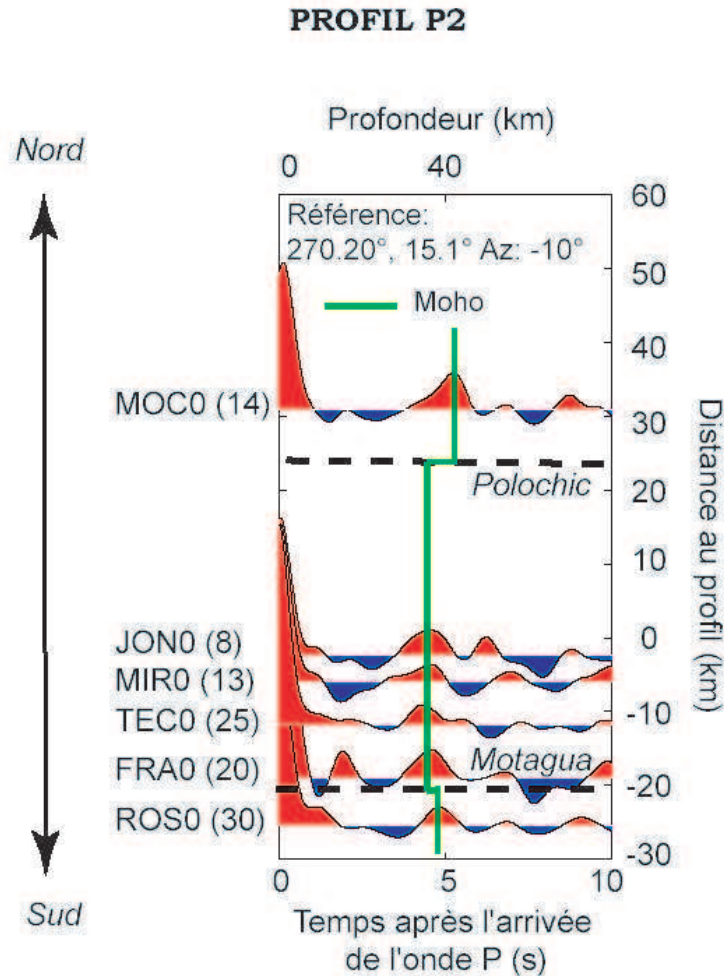


FIG. 4.7 – Fonctions récepteur issues de la méthode de déconvolution itérative pour les sismomètres Lenhartz de période propre 5 secondes. Le nombre de traces conservées pour la somme (stack) des fonctions récepteur entre elles pour une même station est noté entre parenthèse. L'ensemble des signaux est projeté selon le profil P2 (figure 4.5).

du Sud au Nord, un amincissement crustal au passage de la faille de Motagua (de 3 à 5 kilomètres par rapport à l'épaisseur crustal au Sud de la faille) ainsi qu'un épaissement crustal kilométrique au passage de la faille de Polochic vers la Nord.

Cette observation peut être contestée du fait que les zones situées au Nord de la faille de Polochic et au Sud de la faille de Motagua ne sont chacune échantillonnée que par une seule station. De plus le décalage de l'arrivée de la conversion PS sur le Moho

clairement observé le long du profil P2 (figure 4.7) est beaucoup moins clair le long du profil P1 (figure 4.6).

Cependant, les deux hypothèses précédemment énoncées pour expliquer les décalages d'arrivées de la conversion PS observées le long du profil P2, sont tout à fait crédibles si on considère la grande variété de nature et d'histoire géologiques des terrains situés de part et d'autre du système de failles Polochic-Motagua. En effet comme nous l'avons évoqué dans le paragraphe 2.1, la faille de Polochic sépare les séries carbonatées du bloc Maya (au Nord), des roches métamorphiques situées entre les deux failles de Polochic et de Motagua, Alors que la faille de Motagua sépare ces mêmes roches métamorphiques, du socle du bloc Chortis situé au Sud de la faille. Ces grandes diversités géologiques pourraient raisonnablement être à l'origine soit d'une variation du rapport $\frac{V_P}{V_S}$ soit d'une variation épaisseur crustale à travers les failles de Polochic et de Motagua.

4.2 Utilisation des séismes régionaux

Dans le paragraphe 4.1, nous avons utilisé la méthode "classique" de fonctions récepteur basée sur la différence de temps d'arrivée entre l'onde P directe et les phases d'ondes P converties en S à partir d'un échantillon de télé-séismes afin d'estimer notamment la profondeur du Moho sous nos stations. La même technique peut être appliquée sur des enregistrements de séismes locaux profonds ou intermédiaires pour imager la structure de la croûte sous les stations (Calkins *et al.*, 2006). La présence d'une zone de subduction Cocos-Caraïbe à l'Ouest du réseau permet d'obtenir plusieurs séismes régionaux correspondant à ces critères.

4.2.1 Sélection des données

Pendant la période où nous avons effectué nos mesures le réseau sismologique de Insivumeh a permis à l'équipe responsable de détecter et localiser un peu plus de 200 séismes régionaux dont une grande partie étaient rattachés à la subduction de la plaque Cocos sous la plaque Caraïbe. Nous avons sélectionnés parmi ces derniers 83 séismes de magnitude supérieure ou égale à 3,5 et dont la profondeur est supérieure à 80 km (figure 4.8) que nous avons extrait de nos données.

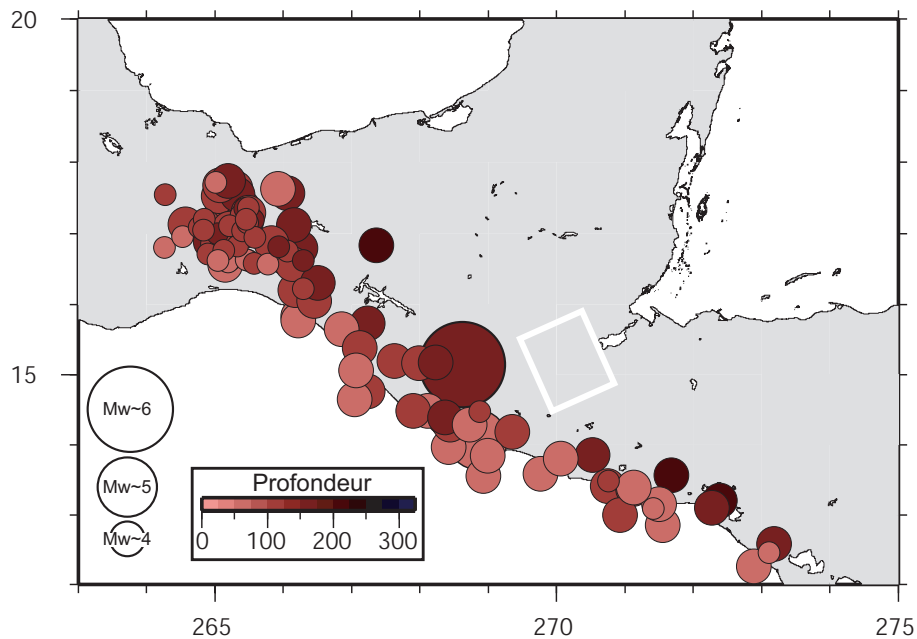


FIG. 4.8 – Séismes régionaux enregistrés par notre réseau entre le 16 janvier et le 7 juillet 2005. Le cadre blanc marque l'emplacement du réseau.

Selon le fonctionnement des différentes stations (figure 3.4) nous avons extrait entre 7 et 44 séismes par station parmi la liste des 83 séismes localisés par l'Insivumeh (figure 4.9). Nous avons ensuite suivi la même procédure de traitement que celle décrite dans le paragraphe 4.1. D'après les différents tests effectués sur les filtres, nous avons opté pour appliquer un filtre passe-bande compris entre 0,3 et 1,5Hz au signaux extraits. Le contenu fréquentiel exploité ici étant suffisamment élevé nous avons, en complément des stations munies de sismomètres 5s et Large bande utilisés précédemment, les sismomètres 2Hz, principalement dans le but d'augmenter le nombre de données exploitables. Cependant la fréquence haute du filtre appliqué relativement faible comparé à la gamme de fréquence où le signal est optimal pour les sismomètres 2Hz rendait souvent difficile l'analyse par fonctions récepteur de ces signaux devenu trop "monofréquentiels". Ce même phénomène a également été observé parfois, dans une moindre mesure pour les signaux issus des sismomètres 5s et large bande.

4.2.2 Influence du paramètre de rai sur la conversion PS

Comme nous l'avons vu précédemment, le temps d'arrivée de l'onde P convertie en S est dépendante du paramètre de rai. Or, lorsque l'on considère des ondes incidentes

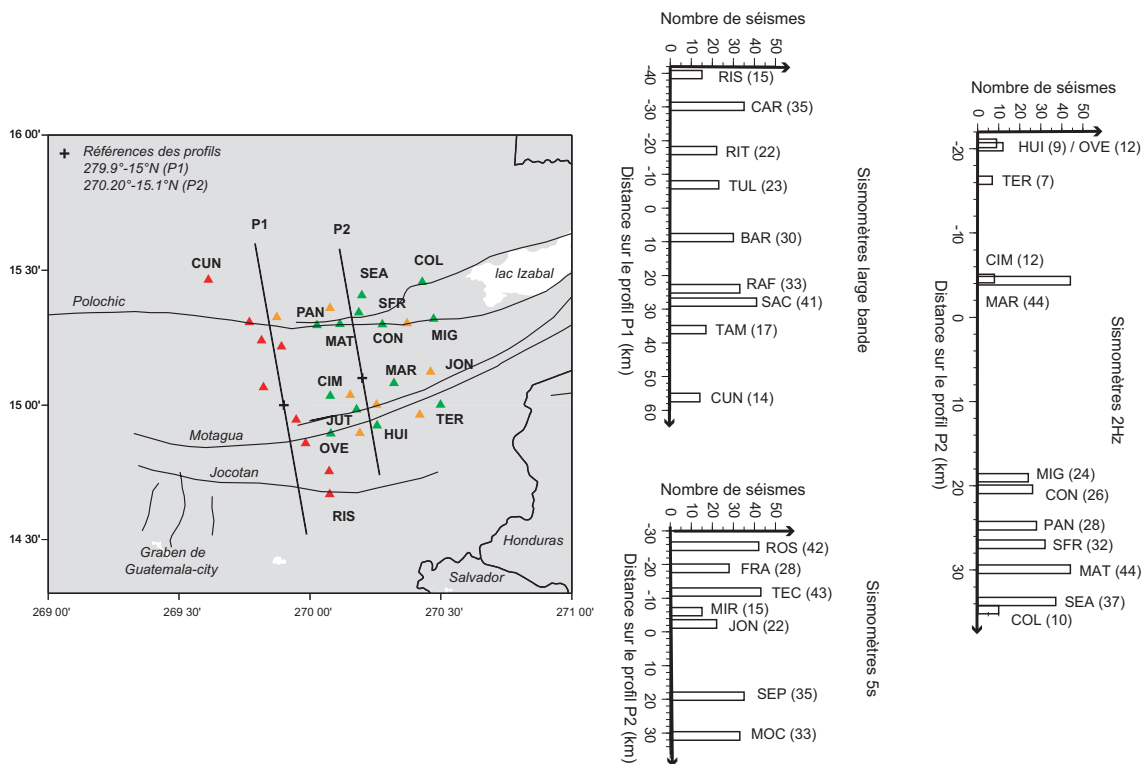


FIG. 4.9 – (à gauche) Localisation des profils P1 et P2 selon lesquels nous avons respectivement projeté les fonctions récepteur des stations large bande, 5s et 2Hz. (à droite) Histogrammes représentant le nombres de séismes de subduction enregistrés par station d'après nos critères de sélection (figure 4.8). Chaque station est repérée par sa distance sur le profil P1 (pour les stations large-bande) ou P2 (pour les autres). Le nombre de séismes est reporté entre parenthèses.

provenant de séismes proches et profonds, et par conséquent à des angles d'incidences élevés, le décalage des temps d'arrivées des phases PS engendrés par une variation du paramètre de rai peut être significatif. La figure 4.10 montre un diagramme où sont représentées les amplitudes (gradient de couleur) et les polarités (positives en rouge et négatives en bleu) des fonctions récepteur calculées pour les séismes sélectionnés dans un repère temps d'arrivées versus paramètres de rai. Nous avons par ailleurs calculé d'après les formules précédentes les temps de trajet théoriques des phase PS PpS et PsS suivant différents paramètres H (profondeur du Moho), V_p (vitesse moyenne des ondes P dans la croûte), et $\frac{V_p}{V_s}$. Quatre exemples sont montrés sur la figure 4.10. Cependant la faible quantité et la faible fiabilité des données rendent le signal incohérent et difficile à interpréter.

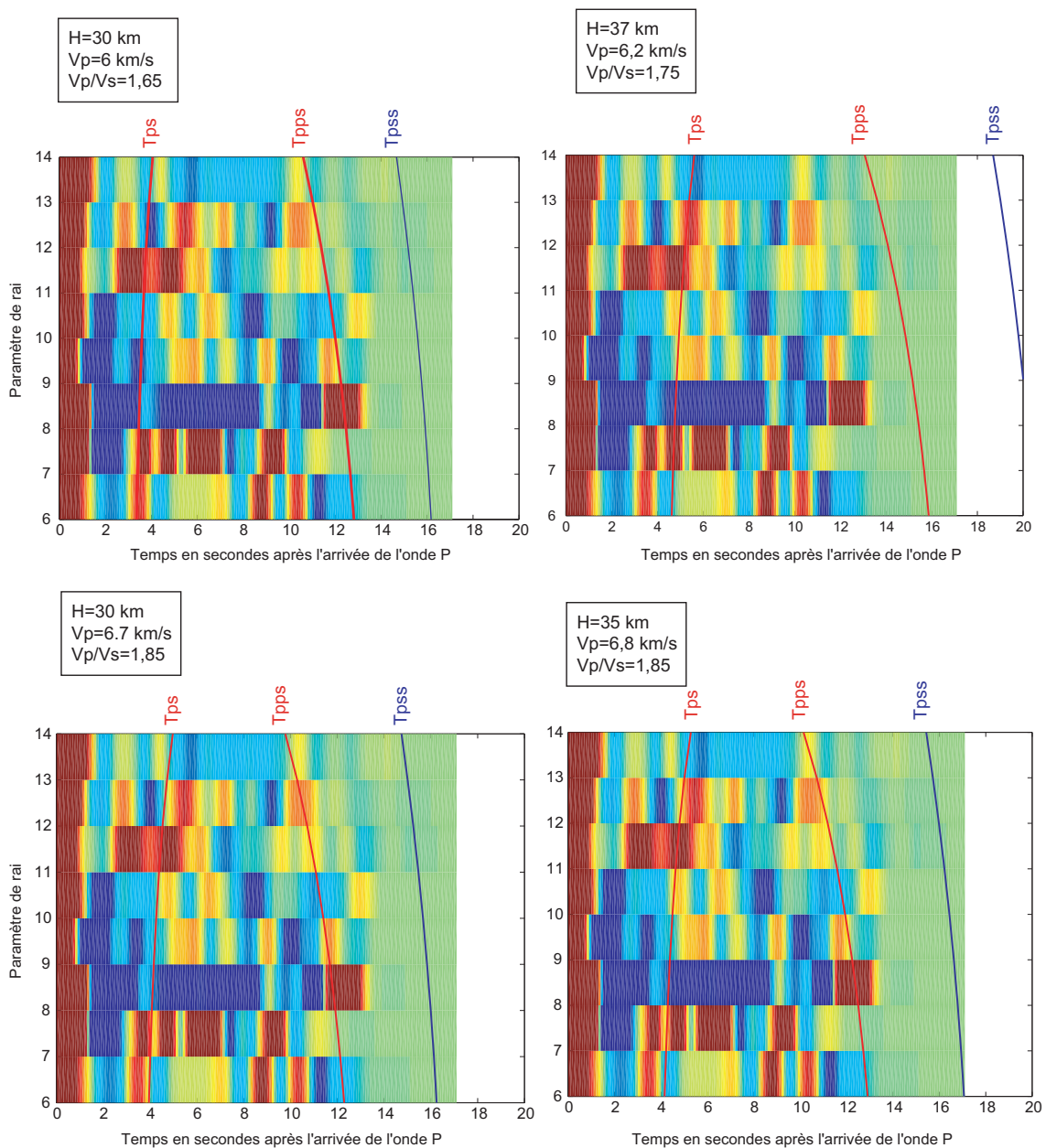


FIG. 4.10 – fonctions récepteur radiales pour les séismes régionaux. Les amplitudes et les polarités de phases sont représentées en fonction du temps relatif à l'arrivée de l'onde P et du paramètre de rai des séismes sélectionnés. Les courbes rouges et bleus représentent les temps d'arrivées théoriques prédites par un modèle dont les paramètres considérés sont la profondeur du Moho H , V_p la vitesse moyenne des ondes P dans la croûte, $\frac{V_p}{V_s}$ le rapport entre les vitesse des ondes P et des ondes S dans la croûte.

4.2.3 Conclusion et discussion

La qualité des fonctions récepteur obtenues est tributaire d'une part de la précision des localisations des séismes régionaux. En effet, comme nous l'avons vu précédemment,

à des distances régionales les variations d'angle d'incidence peuvent avoir une influence non négligable sur le résultat obtenu. D'autre part la quantité de données que nous avons pu conserver est assez faible (au plus 16 séismes par station) et limite la fiabilité des résultats obtenus. Cependant, nous avons pu obtenir pour certains sites au Sud de la faille de Polochic une arrivée cohérente de la phase PS à environ 4,5 secondes après l'arrivée de l'onde P directe soit environ 35 km pour un modèle de vitesse type IASP91 (figure 4.11). Ce résultat est cohérent avec celui obtenu pour l'étude de fonctions récepteur en domaine téléseismique.



FIG. 4.11 – Fonctions récepteur moyennes par station pour les séismes régionaux sélectionnés. Les fonctions récepteur sont représentées selon le profil P2 (figure 4.9)

Les résultats obtenus d'après l'étude de fonctions récepteur tant sur des téléseismes que sur des séismes régionaux sont principalement limités par la quantité de données fiables et exploitables. La majorité des séismes de distance épacentrale téléseismique du réseau et de grande magnitude (M_w supérieure à 6.5) pouvant s'affranchir nettement du bruit affectant notre réseau, ont été peu nombreux pendant la période de mesure et sont principalement présents en fin de campagne au mois de juin alors que l'effectif des stations en état de fonctionnement est au plus bas. Même si il ne nous a pas été possible de définir clairement une variation ou non de l'épaisseur de la croûte de part et d'autre de la faille de Polochic au passage entre les plaques Caraïbe et Amérique du Nord, l'étude des fonctions récepteur au Sud du Guatemala nous a permis de localiser

la discontinuité de Mohorovic aux alentours de 35 km. Ce résultat est cohérent avec l'étude de Ligorria & Molina (1996) qui estimaient la profondeur du Moho à 37 km par estimation du minimum de vitesse apparente sur des données sismologiques locales.

Nous avons évoqué précédemment qu'une partie du bruit affectant nos signaux était dû à la présence de l'océan Pacifique et de la mer des Caraïbes situés à moins de 250 km du centre du réseau. En s'affranchissant si possible d'une partie des problèmes de base de temps inhérents au fonctionnement des stations, il est envisageable d'entreprendre une étude de corrélation de bruit grâce à la houle ressentie par nos sismomètres. En effet, (Shapiro & Campillo, 2004) ont développé une méthode de corrélation de bruit ambiant permettant d'en extraire des ondes de Rayleigh cohérentes dont les caractéristiques de dispersion peuvent être mesurées et ainsi apporter des informations structurales de surface.

Troisième partie

Cinématique actuelle sur la zone jonction triple Cocos-Caraïbe-Amérique du Nord

Chapitre 5

Données GPS exploitées et leur traitement

Sommaire

5.1	Le réseau Guatemala	101
5.1.1	Les campagnes de mesures	101
5.1.2	Combinaison des sessions journalières	114
5.2	Le réseau Salvador	126
5.2.1	Les campagnes de mesures	126
5.2.2	Combinaison des données	128
5.3	Le réseau Chiapas, Mexique	129
5.3.1	Les campagnes de mesures	129
5.3.2	Combinaison des sessions journalières	132
5.4	Compatibilités des solutions	136

Le Nord de l'Amérique Centrale est une région complexe, active et méconnue. Les études géodésiques précédemment menées dans la région ont montré que la vitesse relative actuelle entre les plaques Caraïbe et Amérique du Nord était deux fois plus grande que la vitesse estimée à partir de modèles globaux tels que NNR-Nuvel1 ou Nuvel1-A (DeMets *et al.*, 1990, DeMets *et al.*, 1994). Dixon *et al.* (1998) donne la première mesure directe par GPS de cette vitesse estimée à $21 \pm 3 \text{mm.an}^{-1}$. Des études ultérieures (e.g. MacMillan & Ma, 1999, DeMets, 2001, Sella *et al.*, 2002) tendent à confirmer cette estimation. Cependant toutes s'appuient sur un réseau géodésique régional restreint à peu de sites, épars et essentiellement installés dans le Nord-Est de la plaque Caraïbe (figure 1.12). Elles ne permettent pas de rendre compte de la cinématique de la plaque Caraïbe dans sa partie occidentale.

Pour pallier le déficit de données géodésiques au Nord-Ouest de la plaque Caraïbe, vers le point de rencontre des plaques Cocos et Amérique du Nord, un projet, fruit d'une collaboration entre différents laboratoires et instituts français et guatémaltèques, a permis dès 1999 d'installer et de mesurer un réseau de sites GPS au Guatemala, densifié et remesuré en 2003 et 2006. Une collaboration avec l'IGN du Salvador a permis, dès 2003, d'étendre le réseau au Salvador, avec l'installation de trois nouveaux sites (figures 5.1 et 5.2).

L'objectif de ce réseau Guatemala-Salvador est de mieux comprendre les interactions entre les trois grandes plaques majeures (Amérique du Nord, Caraïbe, Cocos, figure 1.1) et de quantifier la déformation engendrée par ces interactions. Quelle est la vitesse relative entre les plaques Amérique du Nord et Caraïbe aux abords de la jonction triple Amérique du Nord-Cocos-Caraïbe ? Quel est le couplage à l'interface Cocos-Caraïbe ? À plus petite échelle, comment se distribue la déformation à terre ? Quel est le rôle des différentes structures volcano-tectoniques dans l'accommodation de cette déformation ? Le réseau GPS installé recouvre l'ensemble de ces structures et permet d'appréhender ces questions.

Plus récemment, grâce à une collaboration avec l'Université Nationale du Mexique à Mexico (UNAM) nous avons pu inclure dans notre étude les données GPS issues d'un réseau local situé dans la région du Chiapas dans le Mexique méridional, Ce réseau (figure 5.1) a été mesuré par l'UNAM lors de campagnes effectuées tous les ans entre 2002 et 2005. Nous avons pu, de ce fait, étendre la zone d'étude au delà de la frontière Guatemala-Mexique et ainsi mieux appréhender la question du couplage sismique à l'interface de subduction de la plaque Cocos.

Indépendamment de notre projet, l'Amérique Centrale s'équipe depuis 2001 de plusieurs sites permanents gérés par les organismes locaux (l'IGN du Guatemala, Salvador, Mexique, Honduras, ...) ou mondiaux (IGS). Ces sites encadrent et complètent utilement notre réseau (figure 5.1).

Devant le peu de recouvrement des périodes de mesures des réseaux Guatemala, Salvador et Chiapas et la disparité des équipements de mesure utilisés, nous avons traité indépendamment les données issues de ces 3 sous-réseaux en respectant cependant la même procédure de traitement pour chacun d'entre eux.

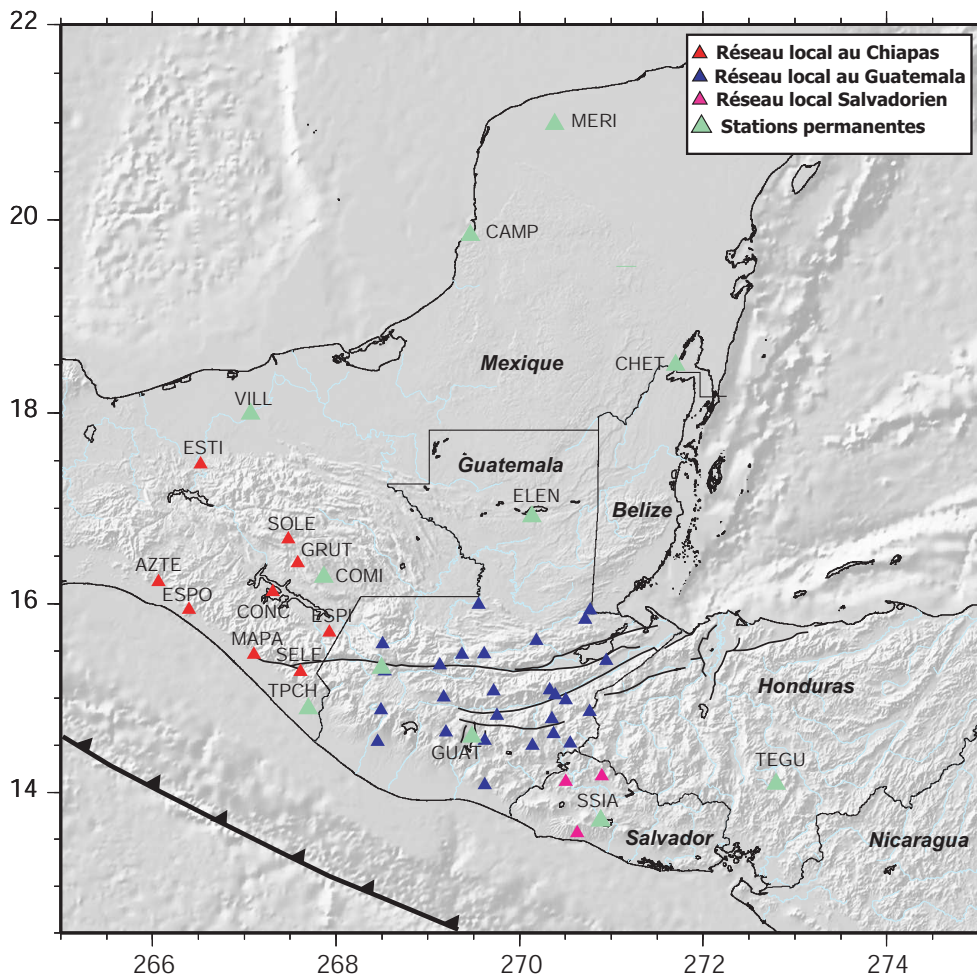


FIG. 5.1 – Localisation des sites géodésiques du Nord de l’Amérique Centrale. Les sites permanents sont représentés en vert. Les sites appartenant aux réseaux Guatemala, Salvador et Chiapas dont nous avons traité les données sont respectivement représentés en bleu rose et rouge.

5.1 Le réseau Guatemala

5.1.1 Les campagnes de mesures

5.1.1.1 La campagne 1999

Acquisition des données : Les mesures se sont déroulées du 24 au 31 janvier 1999 à l’aide de 8 récepteurs ASHTECH Z-12 bifréquences équipés d’antennes Chock Ring Dorne Margolin. La configuration du réseau installé en 1999, comprenant 16 sites (figure

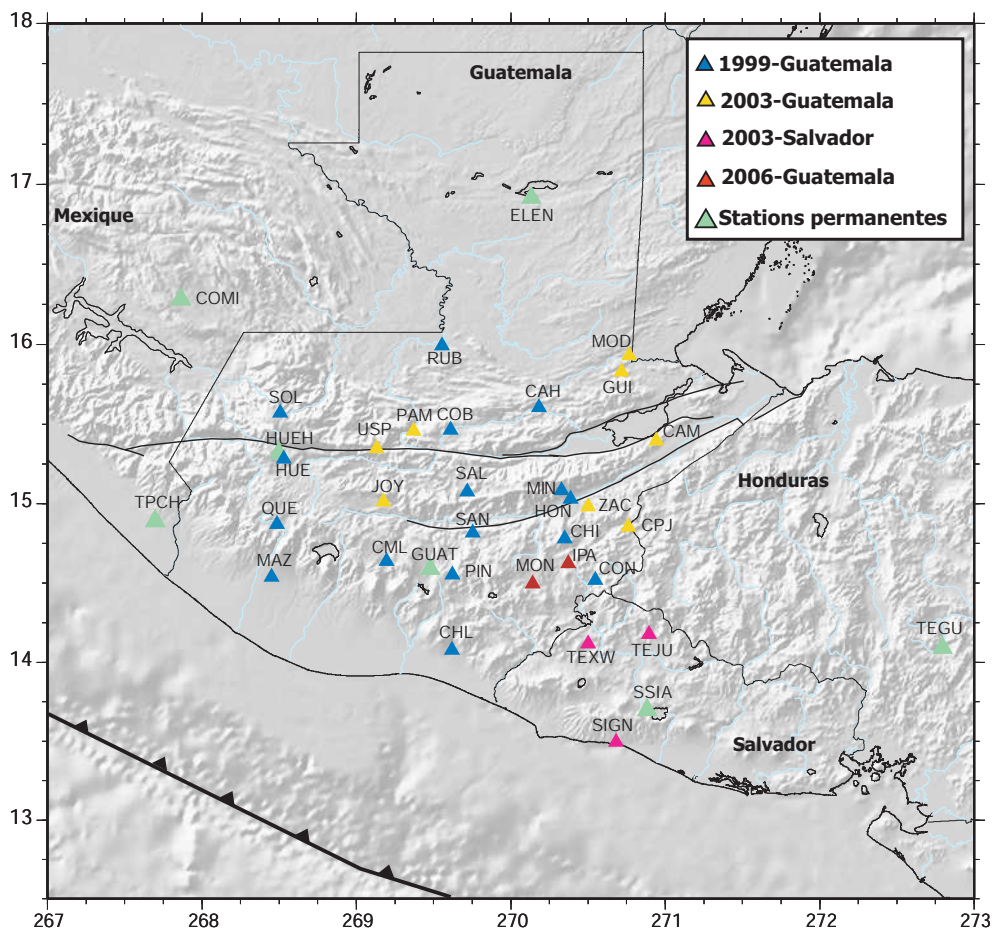


FIG. 5.2 – Réseau géodésique Guatemala-Salvador

5.2), était organisé en trois profils globalement Nord-Sud (entre les sites CAH-CON, RUB-CHL, SOL-MAZ), perpendiculaires aux systèmes de failles décrochantes et un profil globalement Est-Ouest (de QUE à CON) traversant de part en part la série de grabens au Sud des décrochements. Les points d'un même profil ont été mesurés en même temps afin d'obtenir des mesures de lignes de bases nombreuses intra profil pour en améliorer la précision. L'occupation des sites est représentée sur la figure 5.3. Pour des raisons à la fois stratégiques (sites de références au centre du réseau permettant le raccord des mesures des différents profils entre eux) et logistiques (accessibilité aux sites, proximité, possibilité de laisser le matériel sans surveillance, etc), deux sites ont été mesurés en continu sur l'ensemble de la campagne de mesure : COB au Nord du réseau à l'Université de CUNOR à Cobán, ainsi que le site de Pinula PIN, au Sud du réseau (figures 5.2 et 5.3). Cette stratégie a été conservée lors des deux campagnes suivantes en 2003 et en 2006. L'ensemble des autres sites principaux ont été mesurés sur des sessions de 24h sur une durée moyenne de 2 jours (3 jours pour RUB) avec la fréquence d'une mesure toutes les 30 secondes.

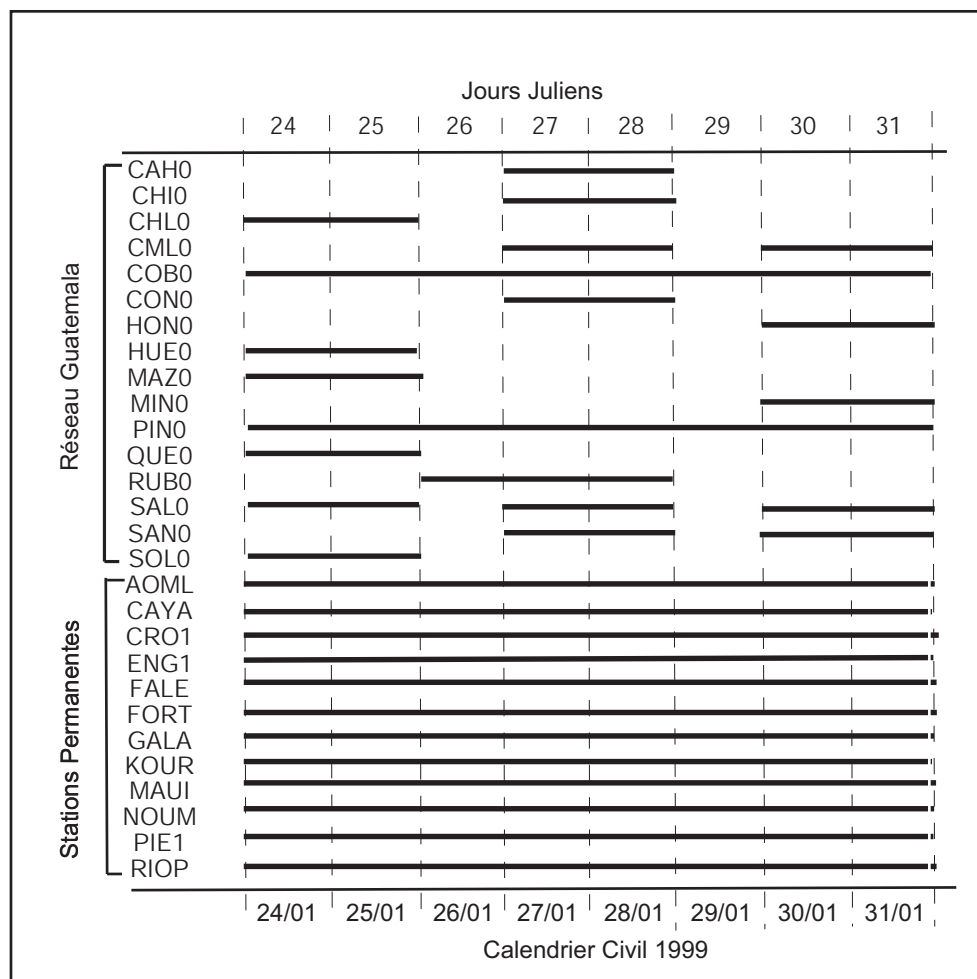


FIG. 5.3 – Occupation des sites pendant la campagne 1999

Traitement des données en sessions journalières : La première étape de traitement a été réalisée avec la version 10.07 du logiciel GAMIT (GPS Analysis package of MIT, King & Bock, 2002). Elle consiste à déterminer, pour chaque campagne et pour chaque jour de mesure (ou session journalière), indépendamment des autres jours, les positions des stations mesurées. GAMIT, à partir d'un jeu de coordonnées à priori des sites GPS et de contraintes sur ces coordonnées, calcule et ajuste par minimisation de moindres carrés, de nouvelles coordonnées ainsi que les autres inconnues du problème (les ambiguïtés, les délais troposphériques et éventuellement les réestimations des orbites des satellites). GAMIT cherche à minimiser, par une méthode de moindres carrés, les écarts entre les observables et les données "théoriques" modélisées. Les coordonnées à priori et les contraintes imposées sur ces coordonnées permettent respectivement d'initier l'itération et de contrôler les ajustements sur les coordonnées. Les détails techniques de la procédure sont présentés en annexes.

En plus des 16 sites locaux représentés en bleu sur la figure 5.2, onze stations permanentes ont été incluses dans le calcul GAMIT (figures 5.3 et 5.4) : AOML, CRO1, ENG1, FALF, FORT, GALA, KOUR, MAUI, NOUM, PIE1 et RIOP appartiennent au réseau mondial IGS. Les fichiers RINEX (données brutes) de ces stations sont libres et accessibles via internet sur le site de l'IGS. Le choix des stations mondiales à intégrer dans le calcul GAMIT est important : en effet, ces stations servent dans un premier temps à augmenter le nombre de données et peuvent servir ultérieurement à stabiliser l'ensemble du réseau dans un même système de référence (lors de la combinaison réalisée avec GLOBK). Leur nombre, leur répartition autour du réseau local ou la qualité de leur données influencent cette étape de stabilisation. Ces sites sont choisis en fonction de plusieurs critères :

- *La disponibilité des données* : L'intégration des stations fiducielles IGS aux données du réseau local a pour but de mieux contraindre la solution GAMIT puis la mise en référence et la stabilisation de la solution GLOBK. On cherche donc à utiliser des stations dont les données couvrent l'ensemble d'une campagne et ce pour toutes les campagnes de mesures (figure 5.4).
- *La qualité des données* : La qualité des données utilisées est importante pour assurer la qualité de notre solution finale. Il est utile par exemple d'examiner les séries temporelles long terme et les fiches techniques (logfiles) des sites utilisés, d'observer le niveau de bruit et de vérifier qu'ils ne sont pas affectés par des phénomènes transitoires tels que des séismes, qui pourraient fausser l'estimation de leur position et vitesse sur la période d'étude.
- *Une bonne distribution spatiale* : Dans l'optique d'appréhender au mieux la mise en référence de notre solution, on cherche à utiliser des données de sites dont la répartition azimutale est relativement homogène autour de notre réseau local. On veille en particulier à intégrer des sites assez proches du réseau local, si possible des sites dont la distance au réseau est inférieure à 500 km, limite de résolution des ambiguïtés dans le traitement GAMIT. C'est le cas des stations ELEN, HUEH, SSIA par exemple (incluses dans le calcul en 2003 et 2006). Dans notre cas, le fait que l'Amérique Centrale est principalement entourée d'océan, constitue un facteur limitant à la recherche de sites mondiaux adéquats. Pour assurer une répartition homogène, nous avons dû introduire les données provenant de sites très éloignés à l'ouest du réseau (notamment NOUM situé à Nouméa, THTI à Tahiti, MAUI sur l'île de Maui dans l'océan pacifique, figure 5.4) et ainsi apporter de grandes lignes de bases atteignant plus de 12000 km entre NOUM et le réseau Guatemala-Salvador.

Résultats et qualité du traitement : Une première façon d'estimer la qualité des données à ce stade du traitement est d'examiner les répétabilités sur l'ensemble des sessions journalières de la campagne 1999. Chaque composante d'une ligne de base calculée possède des incertitudes formelles (nrms) associées, évaluées par un modèle théorique des erreurs sur la mesure. Ces valeurs sont le plus souvent sous-estimées car elles ne prennent pas en compte les sources d'erreurs extérieures (comme un mauvais centrage

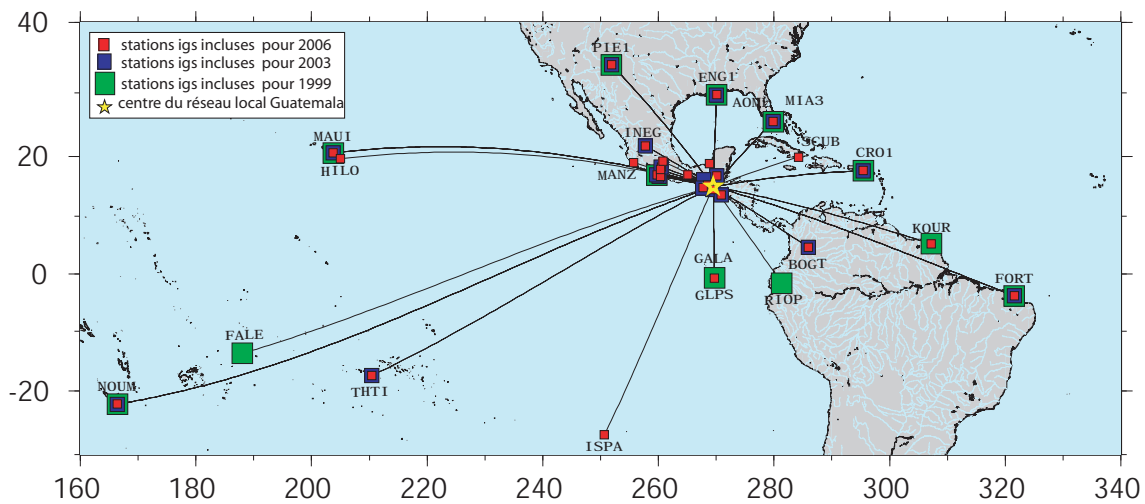


FIG. 5.4 – Répartition des stations IGS incluses dans le calcul GAMIT du réseau Guatemala-Salvador pour les trois campagnes de mesures 1999-2003-2006.

du point à mesurer par exemple). Les répétabilités, quant à elles, caractérisent la dispersion d'une composante d'une ligne de base mesurée plusieurs fois par rapport à sa valeur moyenne (Larson & Agnew, 1991). Elles peuvent par conséquent être considérées comme un critère de qualité de traitement. La répétabilité s'exprime de la façon suivante :

$$wrms = \sqrt{\frac{\frac{n}{n-1} \sum_{i=1}^n \frac{(x_i - \bar{x})^2}{\sigma_i^2}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{\sigma_i^2}}}$$

où n est le nombre de mesures, x_i l'estimation de la valeur d'une observable (composante d'une ligne de base par exemple) pour la session i , \bar{x} la valeur moyenne des x_i et σ_i l'erreur formelle associée à x_i

Ces répétabilités, calculables à partir de deux mesures indépendantes de la même ligne de base, ne prennent cependant un réel sens statistique qu'à partir d'un nombre suffisant de solutions indépendantes. Quoiqu'il en soit, elles restent un bon moyen, à la fois, de détecter visuellement au cours du traitement des problèmes sur une station ou un satellite qui tendent à augmenter de façon systématique la dispersion des lignes de bases impliquées, mais aussi d'évaluer quantitativement la qualité de calcul GAMIT sur l'ensemble des sessions journalières. Ces répétabilités calculées pour des lignes de base mesurées au moins trois fois sont représentées sur la figure 5.5.

La répétabilité moyenne est représentée par la courbe rouge sur la figure 5.5. Pour des lignes de base inférieures à 500 km, ce qui correspond aux lignes de base intra-réseau (où les ambiguïtés sont fixées), les valeurs moyennes de répétabilités pour les

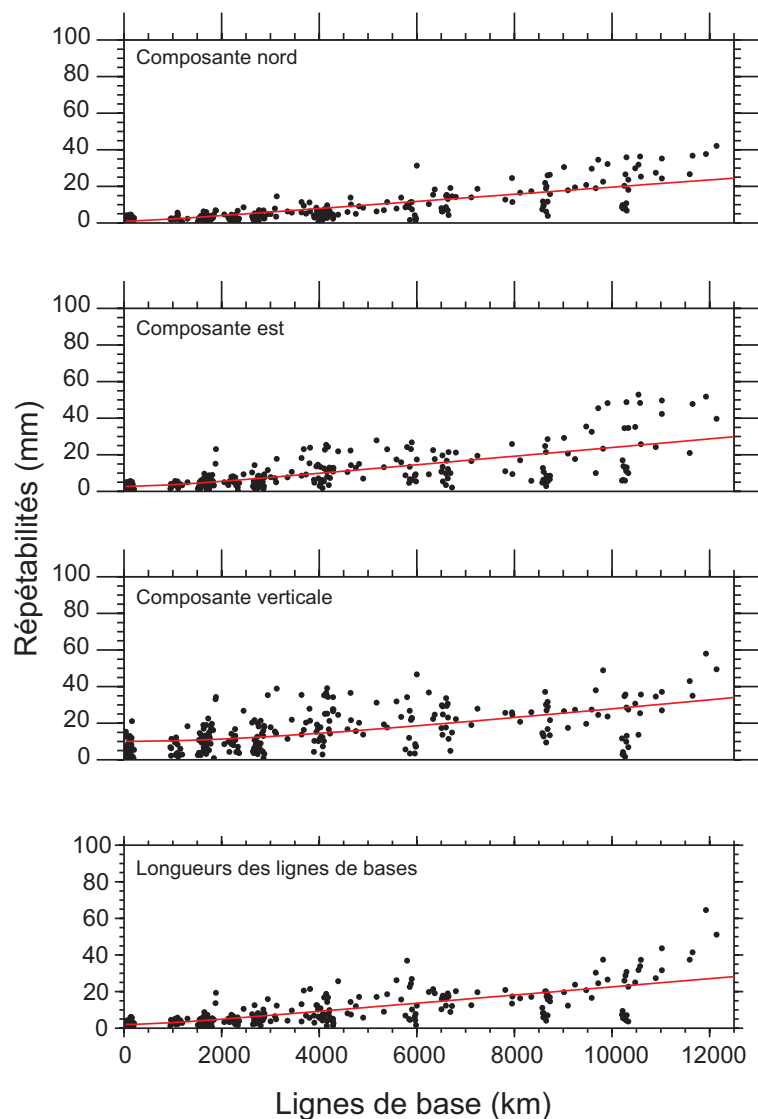


FIG. 5.5 – Répétabilité des composantes Nord Est Verticale et des Longueurs de lignes de bases pour la campagne 1999. La ligne rouge représente la répétabilité moyenne des lignes de bases mesurées au moins trois fois.

composantes horizontales de notre réseau Guatemala sont comprises entre **2.4 mm** pour la composante Nord et **3.4 mm** pour la composante Est (tableau 5.1). La dispersion autour de la composante verticale, environ **5.9 mm** autour de la position moyenne, est classiquement plus importante que pour les composantes horizontales en raison de la répartition inhomogène des satellites autour du globe. (pour plus de détails, voir Annexe).

Longueur des lignes de base	Composante	Répétabilités (mm)				
		Guatemala			Salvador	
		1999	2003	2006	2003	2006
0 à 12000 km	Nord	7,3	5,7	5,1	5.6	6.3
	Est	9,3	10,3	7,2	8.3	9.6
	Verticale	14,3	15,4	14,5	14.9	15.1
<500 km	Nord	2,4	2,1	2,8	2.0	3.9
	Est	3,4	8,3	3,8	2.3	5.3
	Verticale	5,9	8,2	11,0	8.4	11.2

TAB. 5.1 – Répétabilités moyennes des lignes de bases mesurées au moins trois fois pour les campagnes principales "Guatemala" 1999, 2003 et 2006 traitées avec la version 10.07 du logiciel GAMIT, et pour les campagnes "Salvador" 2003 et 2006 traitées avec la version 10.3 du logiciel GAMIT. Les répétabilités moyennes ont été calculées à partir des solutions GAMIT avec des ambiguïtés fixées si les lignes de base sont inférieures à 500 km (représentatives des dimensions du réseau local Guatemala-Salvador).

5.1.1.2 La campagne 2003

Acquisition des données : Cette deuxième campagne effectuée du 31 janvier au 8 février 2003, a permis de monumenter huit nouveaux sites au Guatemala et mesurer 3 sites salvadoriens appartenant au réseau IGN local (représentés respectivement en jaune et en rose sur la figure 5.2). L'ensemble de ce réseau Guatemala-Salvador a été mesuré à l'aide de 5 récepteurs bifréquences ASHTECH Z-12 avec antennes Chock Ring Dorne Margolin (empruntés au parc INSU), 3 récepteurs bifréquences ASHTECH ZX-treme équipés d'antennes Geodetic IV (appartenant à l'ENS Paris) et 3 récepteurs bifréquences TRIMBLE 5700 avec des antennes Zephyr Géodétic (appartenant aux IGN guatemaltèque et salvadorien). Le planning d'occupation des sites est représenté sur la figure 5.6.

Lors de cette campagne, deux sites secondaires MAZ1 et RUB1 ont été mesurés par erreur à la place des sites principaux MAZ et RUB mesurés lors de la campagne précédente en 1999. Lors de la monumentation d'un site géodésique, il est fréquent de monumenter d'autres sites situés à quelques mètres autour de celui-ci, afin de pallier une éventuelle perte ou dégradation du site principal. Il est alors nécessaire de mesurer au moins une fois ces sites entre eux (principal et secondaires) pour permettre le rattachement. Dans notre cas, les mesures de rattachement ont été effectuées par l'équipe guatemaltèque ultérieurement, en avril 2004. Ces mesures se sont déroulées pendant quelques heures entre les sites principaux (MAZ,RUB) et les sites secondaires (RUB1, MAZ1). Nous avons ensuite réalisé le rattachement de ces sites lors du traitement GLOBK en considérant

que les positions relatives de ces différents sites étaient inchangées entre la mesure des sites secondaires en 2003 et la mesure de rattachement en 2004.

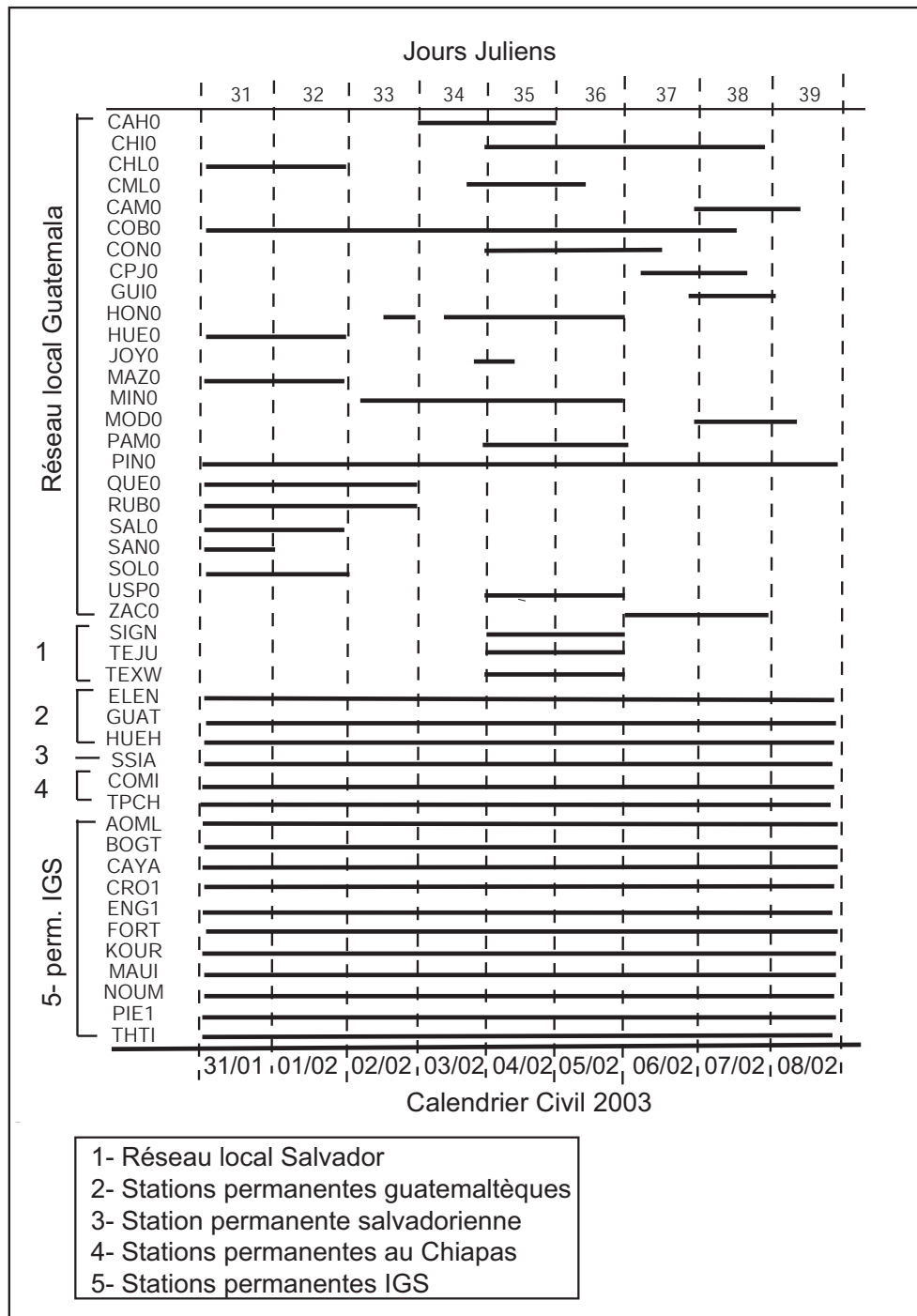


FIG. 5.6 – Occupation des sites pendant la campagne 2003.

Traitement des données en sessions journalières : Les stations IGS utilisées dans le traitement de la campagne 2003 sont représentées sur les figures 5.4 et 5.6. En plus des 9 stations permanentes IGS communes à la campagne 1999, nous avons introduit six autres sites permanents situés en Amérique Centrale (figures 5.2 et 5.6) : 3 sites sur le sol guatémaltèque appartenant à l'IGN local, GUAT (fonctionnant depuis juillet 2000), HUEH et ELEN (fonctionnant depuis décembre 2001), un site salvadorien, SSIA (fonctionnant depuis fin septembre 2000) et deux sites mexicains appartenant à l'UNAM COMI et TPCH (installés respectivement mi-janvier 2002 et début février 2003). La grande majorité des données issues du site de l'Aéroport de Guatemala-City (GUAT) contiennent très peu de mesures, par défaut de fonctionnement de la station. Ces données ont dû être supprimées du traitement à la fois GAMIT et GLOBK.

Qualité du traitement Les répétabilités issues du traitement GAMIT de la campagne de mesure 2003 sont représentées sur la figure 5.7 et données dans le tableau 5.1. La répétabilité moyenne à l'échelle de notre réseau (ligne de bases inférieures à 500 km) varie entre **2.1 mm** pour la composante Nord, **8.3 mm** pour la composante Est et **8.2 mm** pour la composante verticale. Ces répétabilités sont de moins bonne qualité en particulier pour la composante Est et la composante verticale que celles obtenues pour la campagne précédente. Cependant aucun site, satellite ou jour de mesure particulier ne nous est apparu comme responsable d'une telle différence. Nous n'avons pas pu identifier de problème particulier. Il est possible que l'utilisation durant cette campagne de trois types d'antennes et de récepteurs différents soit à l'origine d'une dispersion des données plus importante pour les composantes Est et verticale. En effet, la mesure GPS s'effectue au centre de phase de l'antenne, Or ce centre de phase ne se confond pas exactement avec le centre physique de l'antenne répertorié dans les tables et varie au cours du temps selon l'azimut, l'élevation du satellite et la fréquence de l'observable mesurée (selon si on observe L1 ou L2, cf Annexe A pour plus de précisions). En général, lors d'une même campagne, on utilise des antennes identiques, toujours orientées de la même façon ce qui permet de compenser statistiquement l'erreur induite par la variation du centre de phase sur l'ensemble du réseau mesuré. Ceci n'a pas été possible pour la campagne 2003 et est peut être source du problème. Cependant, nous avons également traité ces données avec la version 10.3 de GAMIT (pour des raisons de compatibilité avec le traitement de données acquises au Salvador en 2006) et pour le même ensemble de stations, les répétabilités sur la composante Est s'en trouvent considérablement améliorées (tableau 5.1 et section 5.2.1). L'origine du problème n'est donc pas clairement identifiée.

5.1.1.3 La campagne de janvier 2006

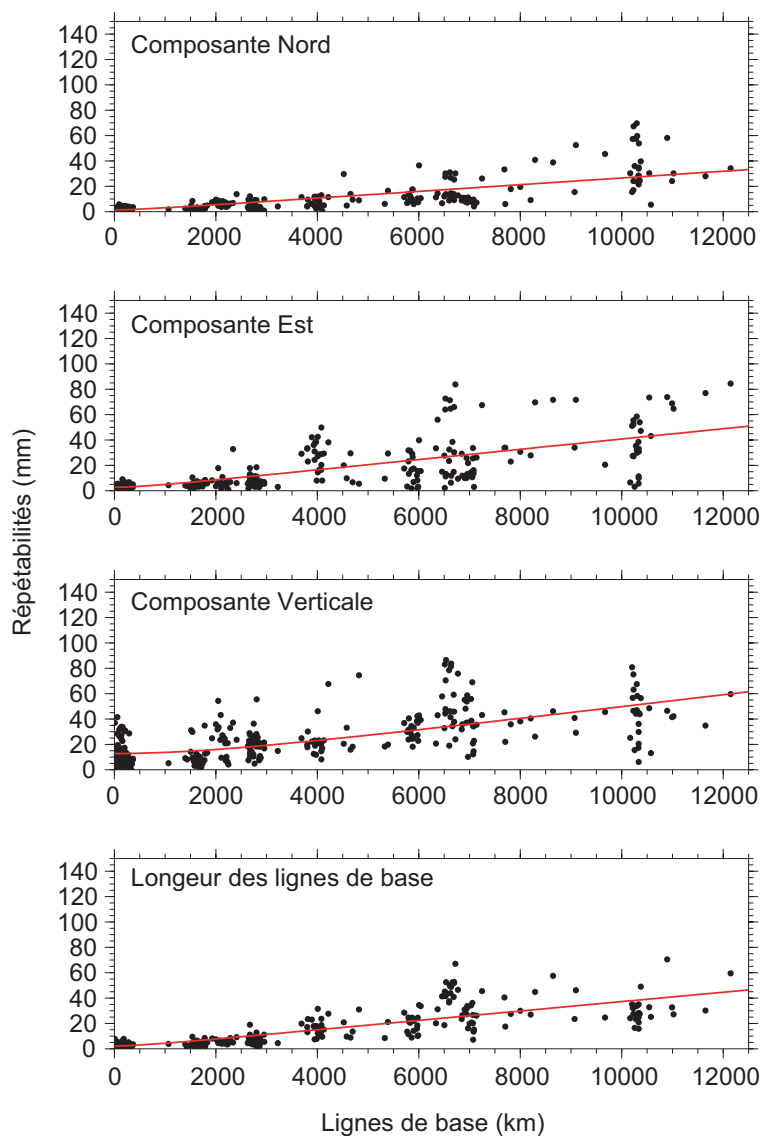


FIG. 5.7 – Répétabilité obtenues pour la campagne 2003, à partir des lignes de bases mesurées au moins trois fois (traitement réalisé avec la version 10.07 de GAMIT).

Acquisition des données : L'occupation des sites pendant cette campagne de mesure, effectuée entre le 29 janvier et le 6 février 2006, est représentée sur la figure 5.8. Au cours de cette campagne, tous les sites guatémaltèques précédemment mesurés en 1999 et en 2003 ont été remesurés à l'exception du site de Guitarra (GUI, installé en 2003). Deux nouveaux sites anciennement monumentés par l'IGN guatémaltèque ont été mesurés pendant cette campagne : le site d'IPALA (IPA) mesurés sur deux sessions de quelques heures et le site de MONJAS (MON) mesuré sur une journée (figure 5.2). Les mesures ont été réalisées grâce à 9 récepteurs bifréquences ASHTECH ZX-trème munis d'antennes Geodetic 4 (provenant du parc INSU et ENS) ainsi que 3 récepteurs bifréquences

TRIMBLE 5700 avec antennes Zephyr Geodetic (empruntés à l'IGN guatémaltèque). Comme pour les campagnes précédentes, les points PIN et COB ont été mesurés en continu sur l'ensemble de la campagne de mesures (excepté pour le site PIN affecté par un défaut d'alimentation à la batterie pour les jours 30 et 31). En revanche, pour des raisons logistiques, l'IGN du Salvador n'a pas pu obtenir l'autorisation de remesurer les sites salvadoriens TEJU, SIGN, TEXW pendant cette période. Ces trois sites ont été remesurés ultérieurement au mois de mars en même temps que le site ZAC de notre réseau (section 5.2.1).

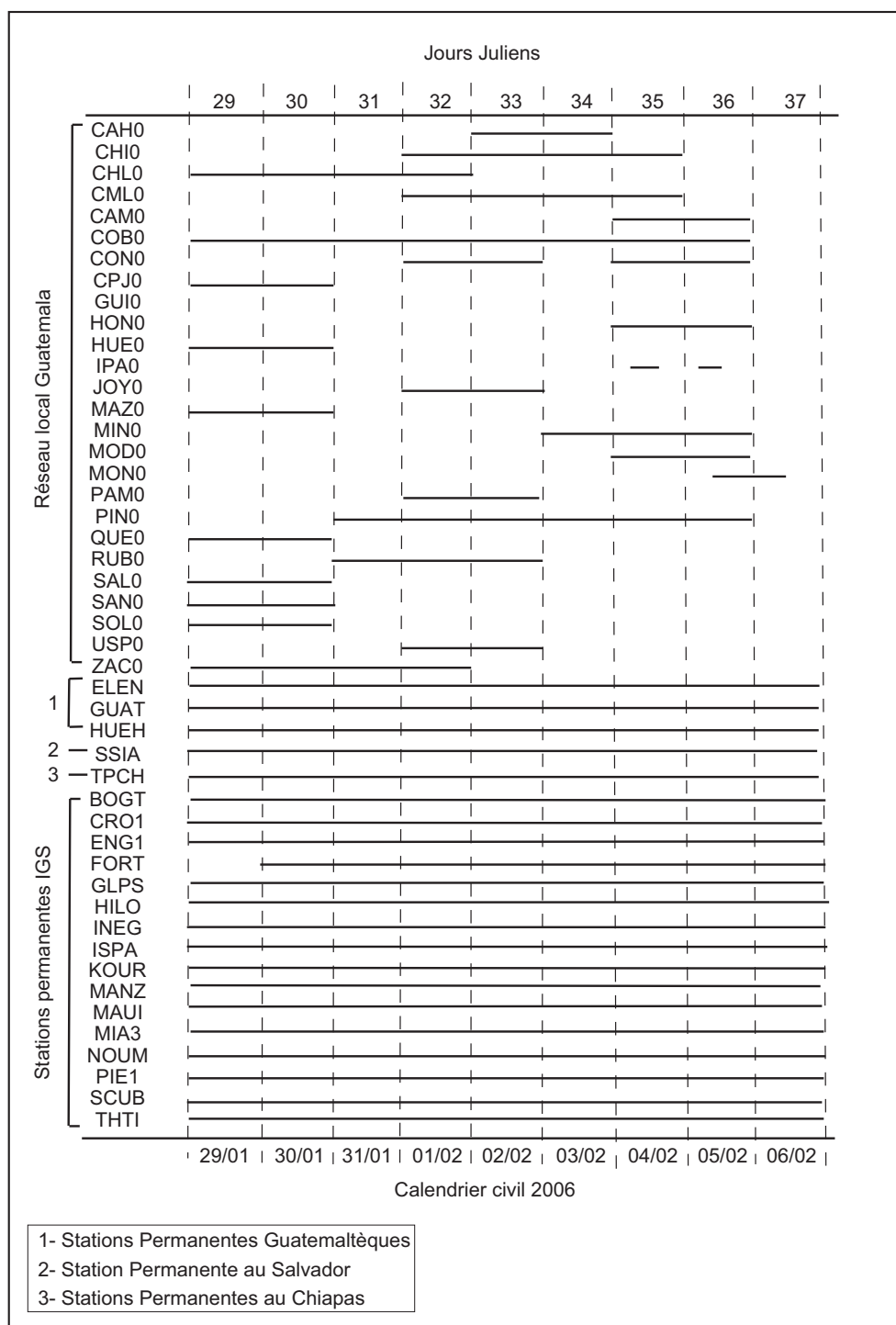


FIG. 5.8 – Occupation des sites pendant la campagne janvier 2006.

Traitement des données en sessions journalières : Nous avons intégré dans le traitement GAMIT (version 10.07), les données de 14 sites IGS (voir figure 5.8) dont sept sont

communs aux trois campagnes de mesure (AOML, CRO1, ENG1, PIE1, FORT, MAUI, NOUM) et quatre sont communs à deux campagnes. Quatre autres stations permanentes, guatémaltèques (ELEN et HUEH), salvadorienne (SSIA) et mexicaine (TPCH) sont également incluses dans le calcul.

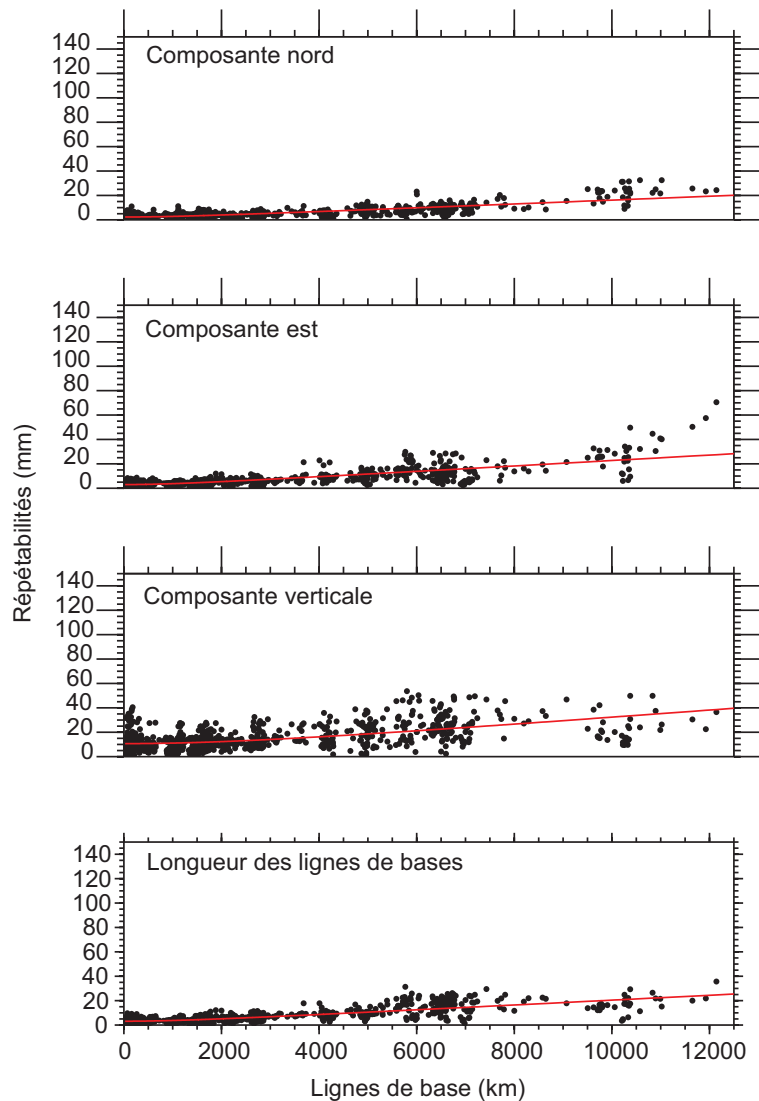


FIG. 5.9 – Répétabilité des composantes Nord, Est, verticale et longueurs de lignes de bases pour la campagne de janvier 2006. La ligne rouge représente la répétabilité moyenne des lignes de bases mesurées au moins trois fois.

Qualité de traitement : Les répétabilités moyennes pour des lignes de base inférieures à 500 km (figure 5.9, tableau 5.1) sont estimées à **2.8 mm** pour la composante Nord, **3.8 mm** pour la composante Est et **11.0 mm** pour la composante verticale. Ces répétabilités sont comparables aux valeurs estimées pour la campagne 1999, et sont considérablement améliorées, en particulier pour la composante Est, par rapport à la campagne 2003 (calculée avec la version 10.07 de GAMIT). Ceci peut être expliqué en partie par le fait que nous n'avons utilisé ici que deux types d'antennes différentes.

5.1.2 Combinaison des sessions journalières

A l'issue du calcul en session journalière (GAMIT) de l'ensemble des campagnes, l'étape suivante consiste à combiner toutes ces solutions journalières afin d'estimer un jeu cohérent de positions et de vitesses pour les sites de notre réseau local. Elle s'effectue avec le logiciel GLOBK (GLOBal Kalman filter), ensemble de quatre sous-programmes (htoglb, globk, glred et glorg) reposant sur l'algorithme du filtre de Kalman (GLOBK, 2002). Un filtre de Kalman est une technique de régression linéaire incrémentable. Il estime une première 'solution' à partir d'un sous-ensemble minimum de données nécessaire et suffisant pour réaliser une régression linéaire. Puis en ajoutant par incrément chaque nouvelle donnée disponible une à une, GLOBK cherche à mettre à jour l'estimation précédente (pour plus de détails on pourra se référer à e.g Maybeck, 1979 ; Herring *et al.*, 1990 ; Hofmann-Wellenhof *et al.*, 1992). Le programme **htoglb** convertit les fichiers solution issus de GAMIT en fichiers binaires, arguments des deux programmes **globk** ou **glred**. Les programmes **globk** ou **glred** réalisent la combinaison, à proprement parlé, de ces fichiers binaires à l'aide d'un filtre de Kalman. **Glred** diffère de **globk** par le fait que les fichiers binaires sont traités indépendamment les uns des autres, ce qui permet de générer des séries temporelles ou d'estimer des répétabilités pour les coordonnées des stations. **globk** réalise quant à lui une compensation globale sur l'ensemble des fichiers binaires qu'on lui donne en arguments. Le programme **glorg** applique ensuite une transformation de Helmert à 7 paramètres (3 paramètres de translation + 3 paramètres de rotation + un facteur d'échelle) à la solution combinée de façon à minimiser les résidus entre la solution brute et le système de référence choisi. Dans notre cas nous n'avons pas cherché à estimer un facteur d'échelle (contraction ou dilatation de l'ensemble du réseau) lors de la mise en référence. En effet, les stations mondiales de référence sont parfois loins du centre du réseau local (figure 5.4) et ne sont sans doute, pas suffisamment nombreuses pour compenser spatialement les erreurs induites par le calcul de certaines grandes lignes de base. Estimer un facteur d'échelle lors de la mise en référence pourrait ainsi "tordre" le réseau.

Cependant il convient de prendre quelques précautions quant à l'estimation des

vitesse grâce au filtre de Kalman. Dans notre cas, par exemple, le réseau se situe à proximité d'une zone de subduction régulièrement secouée par des séismes susceptibles d'affecter les sites mesurés. Citons par exemple les séismes des 13 janvier et 13 février 2001 (de magnitudes respectives M_w 7,7 et 6,5) qui ont causé d'importants dégâts au Salvador. Dans le cas du traitement d'une station permanente, les séries temporelles obtenues à l'issue de l'étape glred permettent de voir les plus gros séismes caractérisés par des sauts brusques dans les séries de coordonnées de la station affectée. La figure 5.10 montre les sauts provoqués par les séismes des 13 janvier et 13 février 2001 sur les séries temporelles (calculées par l'IGS) de la station SSIA (située à l'aéroport de San Salvador, figure 5.1).

Cependant dans le cadre du traitement de données GPS de campagnes courtes et peu nombreuses comme nous le faisons ici, les éventuels effets transitoires (déplacements cosismiques, séismes lents, ...) sont la plupart du temps indétectables à partir des séries temporelles et peuvent s'avérer être des sources d'erreurs dans l'estimation des vitesses. Les déplacements co-sismiques des séismes survenus entre deux campagnes de mesures sont les principales sources d'erreurs que nous pouvons rencontrer. C'est pourquoi nous avons cherché à modéliser le champ de déplacement engendré par les séismes régionaux pour les sites du réseau, afin d'en estimer l'amplitude et le cas échéant de les prendre compte lors de la combinaison des données.

5.1.2.1 Modélisation et correction des effets co-sismiques

Dans la période couverte par nos données GPS, plusieurs séismes superficiels ou plus profonds mais de magnitude relativement importante ont été enregistrés à proximité de notre zone d'étude par les réseaux sismologiques mondiaux. En Annexe, le tableau C.1 donne la liste de l'ensemble des séismes répertoriés dans le catalogue CMT Harvard entre janvier 1999 et mi-mars 2006 et localisés à proximité de notre région d'étude (région comprise entre 10°N et 22°N de latitude, -102°E et $-85,5^\circ\text{E}$ de longitude). Parmi ces séismes, nous avons considéré l'ensemble des séismes superficiels (profondeur inférieure à 30 km) distants de moins de 500 km du centre du réseau GPS local ainsi que les séismes de subduction, plus profonds, de magnitude estimée supérieure ou égale à 6 et dont la distance épacentrale est inférieure à 500 km du centre du réseau local. La figure 5.11 montre les séismes que nous avons modélisés pour chaque période inter-campagne. Nous avons utilisé un modèle de dislocation élastique de type Okada (1985) pour estimer le champ de déplacement engendré par chacun de ces événements (voir figure 5.12 pour les paramètres de modélisation). Les informations fournies par les catalogues CMT Harvard (localisation CMT de l'épicentre, localisation PDE de sa profondeur), des études précédentes pour les séismes documentés du 13 janvier et du

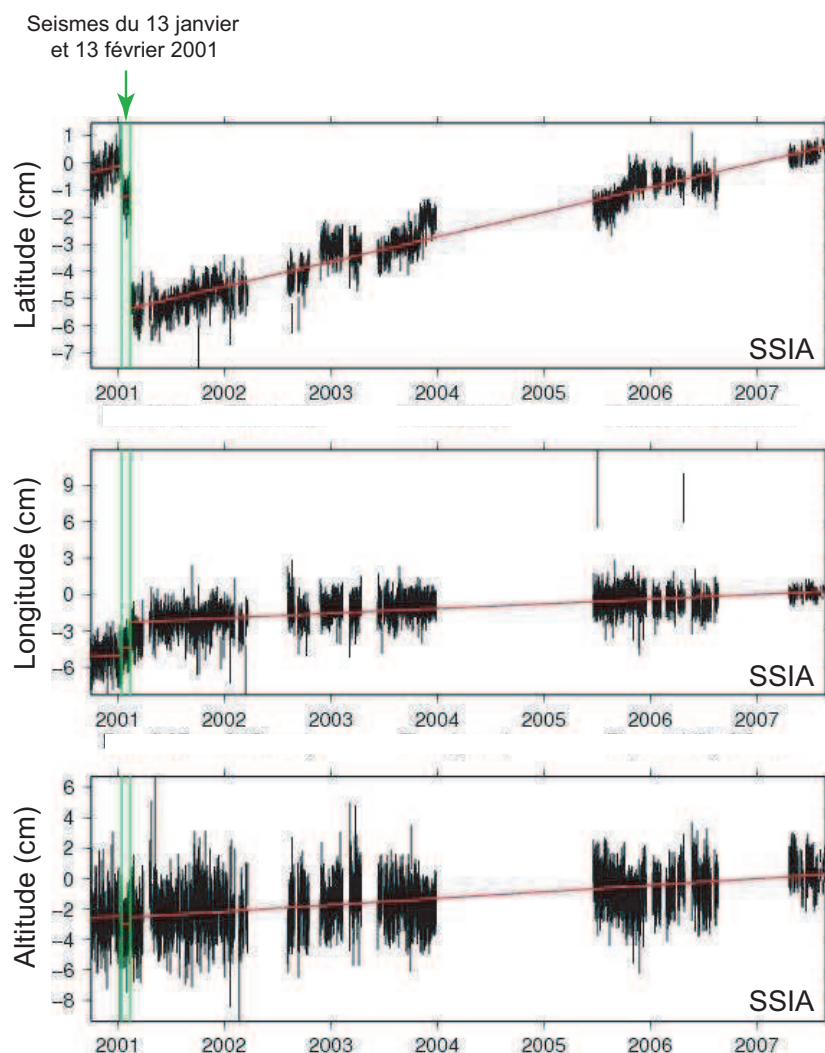


FIG. 5.10 – Image issue du site web de l'IGS (<http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/all/SSIA.html>). Série temporelle long terme de la station SSIA située à San Salvador au Salvador. La ligne rouge montre la régression linéaire des positions dans le temps (vitesse long terme de la station) pour les composantes horizontales et verticales. Les lignes vertes repèrent les séismes du 13 janvier (Mw 7,7) et du 13 février 2001 (Mw 6,5).

13 février 2001 de la côte salvadorienne (Bommer *et al.* (2001) ; Vallée *et al.* (2003)) ainsi que des relations de loi d'échelles classiques (tableau C.2 en Annexe) nous ont permis de définir une géométrie de plan de rupture adaptée qui conserve le moment sismique $M_0 = \mu LWU$ de chacun des séismes considérés (en considérant un coefficient de rigidité $\mu = 3 \cdot 10^{10}$ Pa). Les paramètres utilisés pour la modélisation sont donnés dans le tableau 5.2. Dans les cas où le choix du plan de rupture est ambiguë (ce qui est principalement le cas pour les séismes de subduction), nous avons réalisé la modélisation des deux plans nodaux possibles et considéré, dans le traitement GLOBK, le champ de déplacement

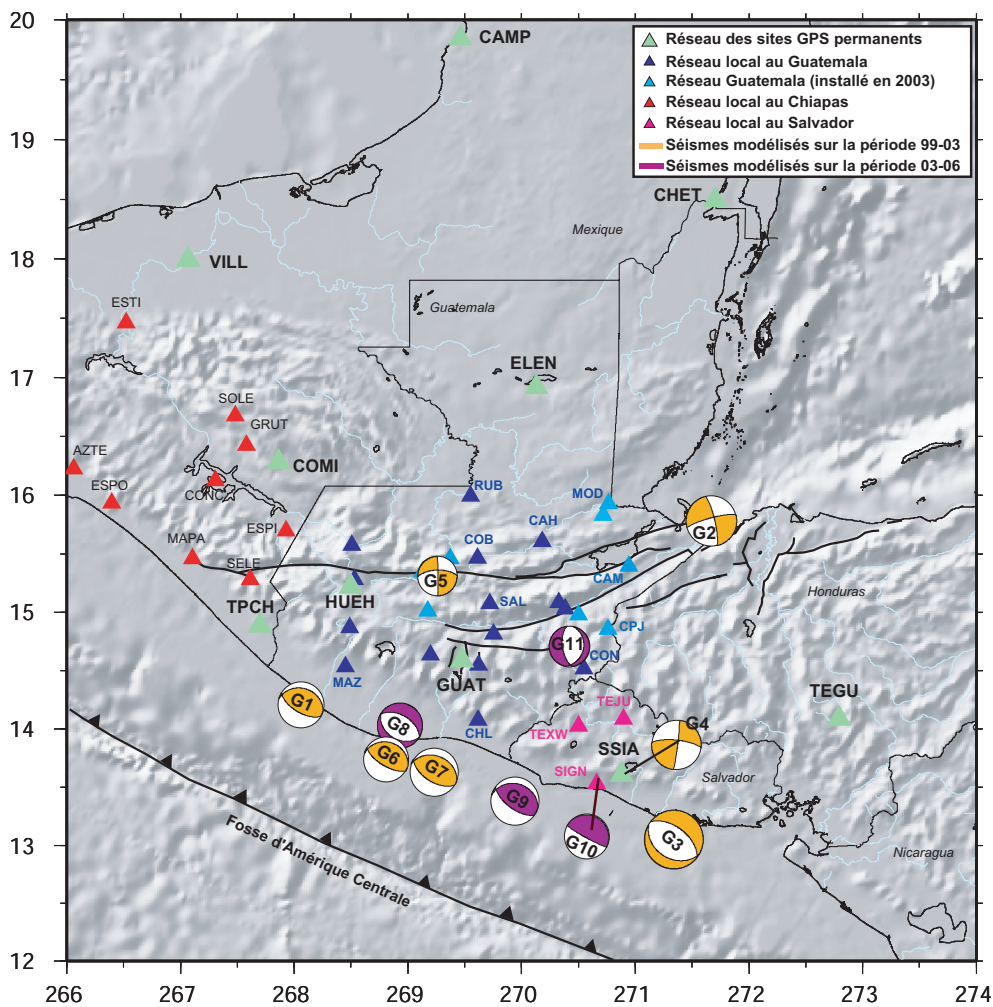


FIG. 5.11 – Localisation et mécanismes au foyer des séismes modélisés (d'après le catalogue CMT Harvard). Les événements survenus entre les campagnes de mesure de 1999 et de 2003 sont représentés en orange (G1 à G7). Les événements affectant les mesures réalisées entre 2003 et 2006 (G8 à G11) sont représentés en violet. Voir aussi le tableau 5.2.

moyen (sur ensemble des sites affectés). La figure 5.13 montre, par exemple, la modélisation du champ de déplacement pour les deux séismes les plus importants des 13 janvier et 13 février 2001. Ces séismes représentent la contribution principale des déplacements engendrés par l'ensemble des séismes d'après les modèles réalisés. Notons que les déplacements engendrés sont particulièrement importants pour le site SSIA. Or, nous n'avons considéré les données de ce site que depuis 2003 et nous n'avons donc pas à prendre en compte les effets cosismiques de ces deux séismes lors du traitement du site SSIA. Cependant, il est probable que ce site soit sujet à des effets postsismiques, notamment suite au séisme majeur du 13 janvier 2001, négligés dans cette étude. Les

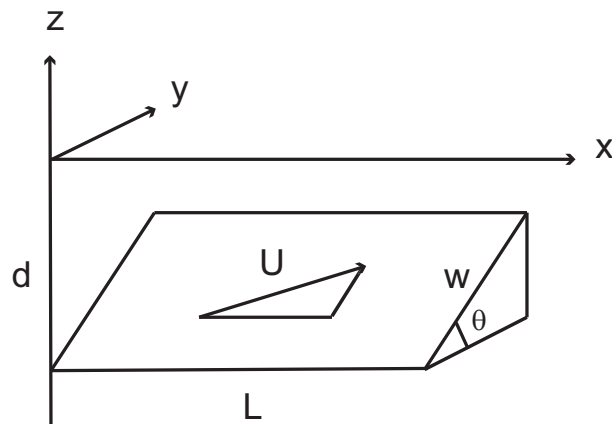


FIG. 5.12 – Paramètres de modélisation dans un repère orthonormé (x, y, z) . Le plan de faille est défini en trois dimensions par sa longueur L , sa largeur W , la profondeur d de son bord inférieur, et son pendage θ . U représente la déplacement moyen sur la faille.

déplacements cumulés finalement pris en compte dans le calcul GLOBK sont montrés sur la figure 5.14 et donnés dans le tableau 5.3. Cependant, nous pouvons remarquer la relative faible amplitude des déplacements modélisés (au maximum 13 mm, pour le site CON, sur des périodes inter-campagne comprises entre 3 et 7 ans). Les tests effectués ultérieurement lors de la combinaison montrent que la prise en compte ou non des déplacements co-sismiques influencent peu la solution vitesse finale à l'issue de l'étape GLOBK.

N°	Mw	Géométrie du Plan de Rupture								Référence CMT
		U (m)	L (km)	W (km)	Prof.(km)	Az.		dip		
G1	6.0	0.3	12	10	32.1	-75°	-	30°	-	050899H
G2	6.7	0.75	36	15	15.0	75°	-	89°	-	071199B
G3	7.7	4.5	50.8	65	47.0	-60°	120°	60	30	011301C
G4	6.5	0.5	36	15	15.0	90°	-	89°	-	021301B
G5	5.2	0.1	4	4	15.0	90°	-	89°	-	062501I
G6	6.0	0.3	12	10	19.0	-75°	-	30°	-	110902A
G7	6.4	0.5	20	18	41.0	-75°	-	60°	-	012103B
G8	5.9	0.2	17	10	66.8	-60°	120°	40	50	082503A
G9	6.3	0.4	20	14	34.4	-60°	120°	30	60	112004F
G10	5.9	0.2	16	10	60.0	-60°	120°	5	85	121304C
G11	5.3	0.1	8	5	12.0	11°	170°	30	60	200505182030A

TAB. 5.2 – Paramètres utilisés pour la modélisation des effets co-sismiques associés aux événements représentés sur la figure 5.11. L et W sont respectivement la longueur et la largeur du plan de rupture, Az l'azimuth de la faille, dip le pendage et U le déplacement co-sismique sur cette faille. La localisation et la profondeur du foyer proviennent du catalogue CMT harvard excepté pour le séisme G5, répertorié dans les catalogues à une profondeur de 33 km et que nous avons considéré à 15 km de profondeur pour la modélisation et le séisme G3 dont les paramètres de failles utilisés sont issus de Bommer *et al.*, 2001 et Vallée *et al.*, 2003.

stations	déplacement cumulé (mm)					
	1999-2003		2003-2006		1999-2006	
	Est	Nord	Est	Nord	Est	Nord
CAH	2.06	4.51	0.01	-0.28	2.07	4.23
CAM	-	-	-0.14	-0.36	-0.14	-0.36
CHI	7.95	0.37	0.46	-1.25	8.41	-1.62
CHL	3.78	-7.07	0.14	-0.75	3.92	-7.82
CML	3.43	-3.62	0.05	-0.31	3.48	-3.93
COB	2.07	0.47	0.08	-0.2	2.15	0.67
CON	12.65	-3.45	-0.31	-1.62	12.34	5.07
CPJ	-	-	-0.33	-0.66	-0.33	-0.66
HUE	1.49	-1.02	0.04	-0.05	1.53	-1.07
HON	5.99	3.99	-0.07	-0.63	5.92	3.36
JOY	-	-	0.1	-0.14	0.1	-0.14
MAZ	0.42	-2.10	0.22	-0.23	0.64	-2.33
MIN	5.52	3.77	-0.03	-0.61	5.49	3.16
MOD	-	-	-0.04	-0.21	-0.04	-0.21
PAM	-	-	0.08	-0.13	0.08	-0.13
PIN	5.37	-4.65	0.14	-0.61	5.51	-5.26
QUE	1.35	-1.78	0.09	-0.13	1.44	-1.91
RUB	0.43	1.82	0.04	-0.11	2.25	-0.07
SAL	4.09	-0.87	0.15	-0.37	4.24	1.24
SAN	5.28	-2.50	0.20	-0.54	4.74	-2.30
SOL	1.20	-0.52	0.02	-0.03	1.22	-0.55
USP	-	-	0.08	-0.09	0.08	-0.09
ZAC	-	-	-0.14	-0.52	-0.14	-0.52
ELEN	-	-	0	-0.08	0	-0.08
GUAT	-	-	0.11	0.46	0.11	0.46
HUEH	-	-	0.04	-0.05	0.04	-0.05
TEJU	-	-	-1.04	-1.27	-1.04	-1.27
TEXW	-	-	-1.27	-2.17	-1.27	-2.17
SIGN	-	-	-0.68	-0.26	-0.68	-0.26
SSIA	-	-	-1.29	-0.79	-1.29	-0.79
TPCH	-	-	0.04	-0.03	0.04	-0.03

TAB. 5.3 – Déplacements moyens (en mm) estimés pour chaque site sur l'ensemble des séismes modélisés. Ces déplacements sont représentés sur la figure 5.14.

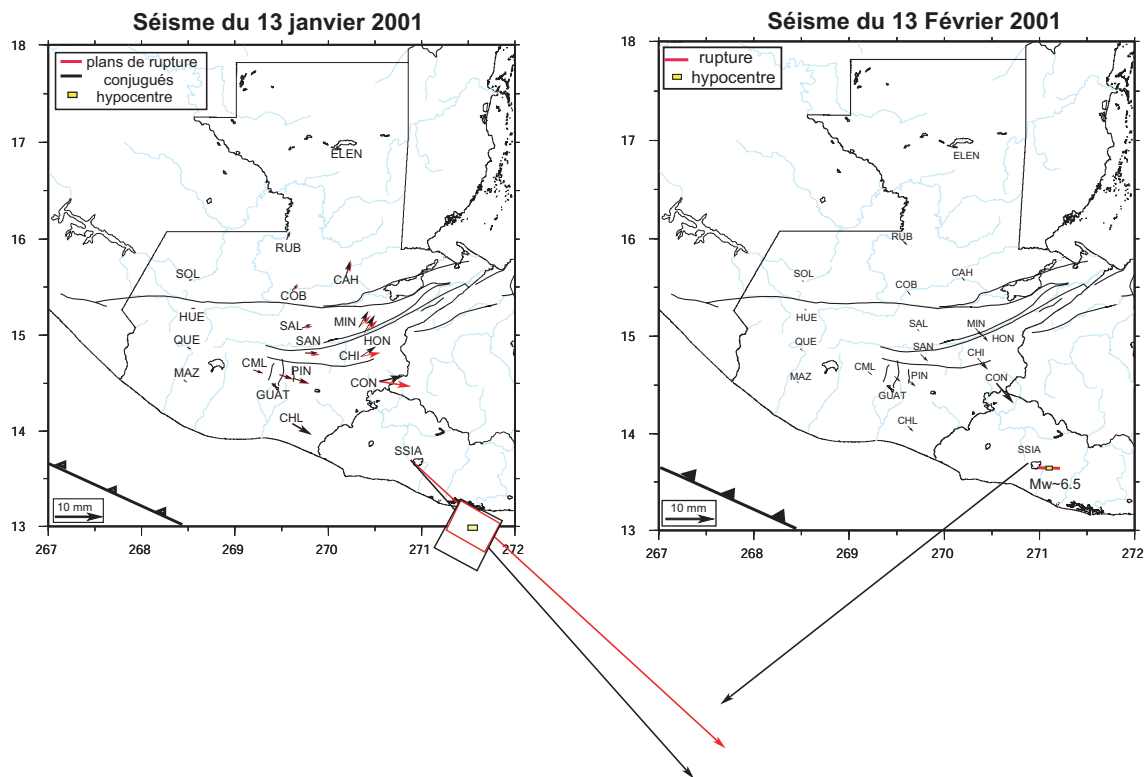


FIG. 5.13 – Modèles des champs de déplacements engendrés par les séismes des 13 janvier (à gauche) et 13 février 2001 (à droite) sur les sites mesurés lors des campagnes 1999-2003 ainsi pour que quelques sites permanents notamment SSIA où l'on enregistre le plus grand déplacement. La géométrie des plans de rupture est déduite de *Bommer et al., 2001* et *Vallée et al., 2003*.

5.1.2.2 Combinaison des données

les données utilisées : Lors de la première étape de la combinaison, afin de ne pas "tordre" le réseau, les contraintes appliquées aux coordonnées et vitesses a priori sont faibles, ce qui rend en contrepartie le référentiel plus incertain. Pour la dernière étape du calcul GLOBK, glorg cherche à stabiliser l'ensemble des données dans un système de référence global grâce à une liste de stations fiducielles dont les coordonnées et les vitesses sont bien connues et contraintes dans ce même référentiel. Nous avons introduit lors de l'étape GAMIT un certain nombre de ces stations. Mais il est également possible d'introduire en plus, dans le calcul GLOBK, des solutions journalières calculées par la SOPAC (Scripps Orbit and Permanent Array Center) pour améliorer la combinaison. Cet organisme fournit des solutions journalières, sous forme de fichiers h, solutions GAMIT de plusieurs sous-réseaux de stations IGS mondiales. Il existe aujourd'hui cinq sous-réseaux dont chacun ne compte au plus que 45 sites et dont plusieurs sont communs

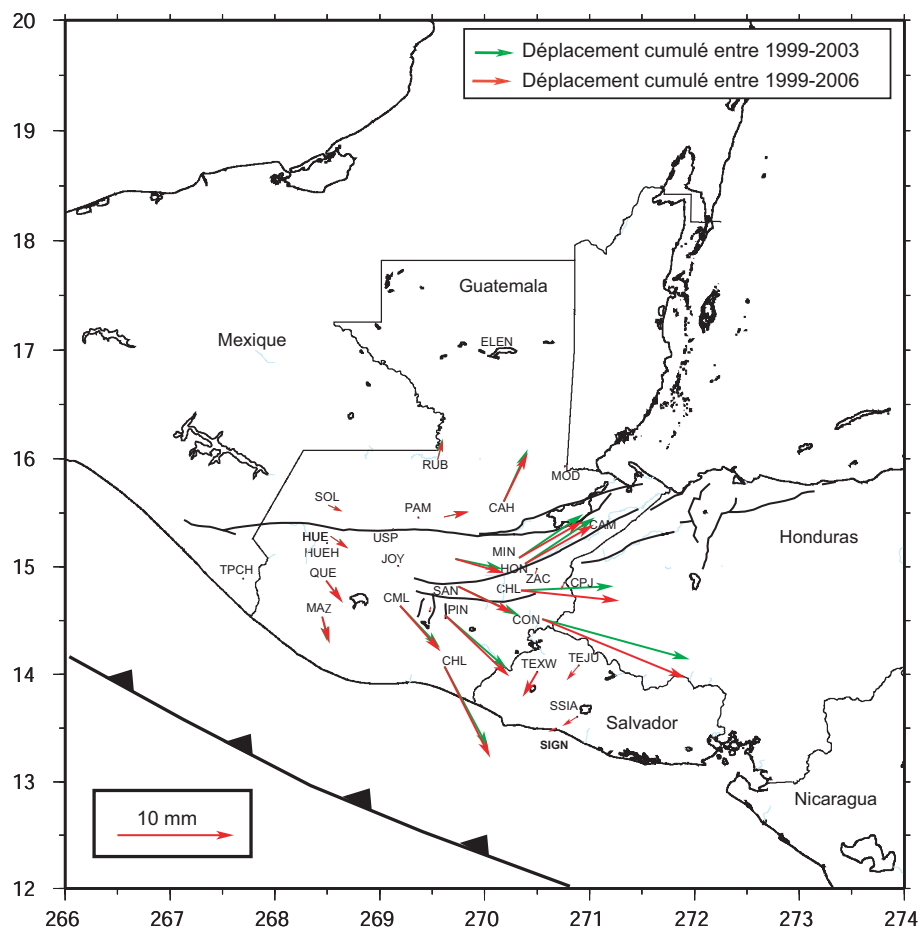


FIG. 5.14 – Déplacements cumulés modélisés pour l'ensemble des séismes sur chacun des sites entre 1999 et 2003 (en vert) et entre 1999 et 2006 (en rouge). Ces déplacements ont été pris en compte lors de la combinaison GLRED et GLOBK pour les sessions journalières issues des campagnes 2003 et 2006.

à plusieurs sous-réseaux. ceci permet une combinaison des différentes solutions entre elles. Ces solutions sont librement téléchargeables via internet et peuvent ainsi être intégrées à nos solutions GAMIT jour par jour, lors de la combinaison GLOBK. Nous avons utilisé, pour chaque jour de nos campagnes, les solutions SOPAC des trois sous-réseau IGS1, IGS2, IGS3 (voir figure 5.15 pour la localisation des sites du sous-réseau IGS1 par exemple).

Mise en référence : Une fois toutes les sessions journalières combinées, les solutions sont projetées dans un référentiel où les positions et vitesses des stations fiducielles sont bien connues, dans notre cas l'ITRF2000 (Altamini *et al.*, 2002).

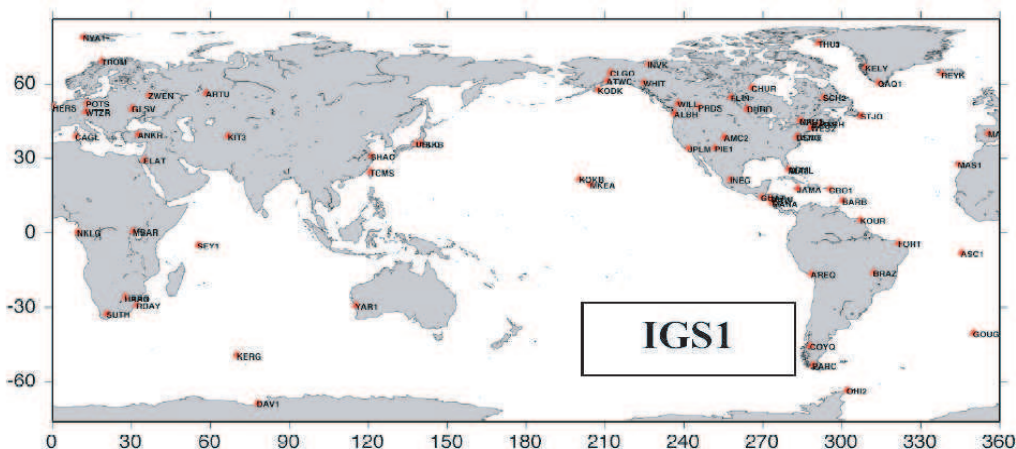


FIG. 5.15 – localisation des sites mondiaux appartenant aux sous-réseau IGS1. Les données ont été traitées en session journalière avec le logiciel GAMIT par la SOPAC. Nous avons intégré ces solutions à nos données lors de la combinaison pour améliorer la mise en référence

La solution ITRF (International Terrestrial Reference Frame) est la solution issue de l'ITRS (International Terrestrial Reference System). Ce système de référence est un jeu de positions et de vitesses de stations choisies, calculé en combinant des solutions de cinq techniques différentes de géodésie spatiale, le VLBI (Very Long Baseline Interferometry), LLR (Lunar Laser Ranging), SLR (Satellite Laser Ranging), DORIS (Doppler Orbitography Radiopositioning Integrated by Satellite), et le GPS. Si les solutions VLBI, LLR et SLR représentent environ 20 ans de mesures, les solutions GPS et DORIS ne représentent qu'entre 2 et 10 ans d'observations en continu. La solution ITRF est ajustée, en minimisant le taux global de rotation entre les vitesses obtenues et celles données par le modèle NNR (No Net Rotation) NUVEL1-A (DeMets *et al.*, 1990 ; DeMets *et al.*, 1994 ; Argus & Gordon, 1991). Cet ajustement est réalisé uniquement pour certaines stations choisies, situées dans des régions intraplaques considérées comme stables. Pour de plus amples explications on pourra se référer à Altamini *et al.* (2002).

Qualité de la combinaison : Une première façon d'estimer quantitativement la qualité des données et du traitement est d'observer les séries temporelles. Elles sont calculées avec gred suivant la même approche que pour le calcul des vitesses globales en considérant toutefois chaque jeu de données indépendamment les uns des autres. On peut alors observer la dispersion des solutions par site et par campagne autour de leur régression linéaire, première estimation de la vitesse du site considéré pour l'ensemble des campagnes. Cependant, ces séries temporelles ne sont significatives que pour les sites mesurés au moins trois fois sur une période minimale de deux ans. Nous estimons

que les séries temporelles calculées (Voir annexe) montrent une dispersion moyenne estimées à **3,5 mm** et **3,4 mm** (wrms moyen) pour les composantes Nord et Est et de **13,4 mm** pour la composante verticale (tableau récapitulatif 5.5).

On peut également essayer d'évaluer la qualité de la convergence dans le système de référence. A l'issue du calcul GLOBK, le code donne en sortie, un RMS moyen de convergence dans le système de référence, à la fois en position et en vitesse. Dans notre cas le RMS après ajustement est de **5.6 mm** en position et **1,3 mm.an⁻¹** en vitesse. Ce qui semble suggérer que les vitesses obtenues sont cohérentes dans un système de référence très proche de l'ITRF. La figure 5.16 montre les stations conservées par glorg pour stabiliser la solution en position (en vert) ou en vitesse (rouge). La répartition des sites conservés est relativement homogène. La majorité des stations fiducielles incluses dans la calcul GAMIT ont été conservées lors de la stabilisation en vitesse, ce qui peut être considéré comme un gage d'une certaine cohérence et stabilité des données entre elles.

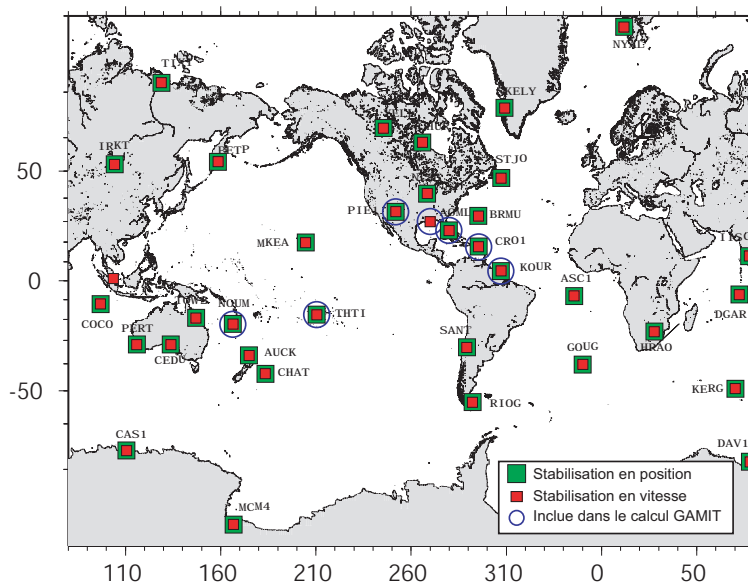


FIG. 5.16 – Répartition des sites IGS ayant contribué à la stabilisation en position (carré vert) et en vitesse (carré rouge) du réseau Guatemala-Salvador. Les sites cerclés sont les sites qui avaient été inclus dans le calcul GAMIT.

Représentation des incertitudes : À l'issue du calcul, GLOBK associe à chaque vitesse une incertitude formelle numérique souvent très faible (de l'ordre de la fraction de millimètre) mais peu réaliste. La qualité des mesures de sites est dépendante de variations

intrinsèques aux sites qui peuvent s'avérer annuellement importantes et dont l'amplitude moyenne est souvent estimée à environ 2mm en horizontal et 4mm en vertical (Blewitt *et al.*, 2001 ; Blewitt & Lavalée, 2002). Ces amplitudes peuvent être beaucoup plus importantes pour certains sites particulièrement "instables". Le bruit sur les mesures GPS peut être décomposé en bruit dit "blanc", indépendant de la fréquence et en bruit dit "coloré", s'exprimant d'après Agnew (1992) comme une loi de puissance dépendante de la fréquence. Le spectre P de bruit s'écrit :

$$P_k(f) = P_0 \left(\frac{f}{f_0} \right)^k$$

où f est la fréquence, k l'indice spectrale et P_0 et f_0 sont des constantes de normalisation. k peut être égal à -1 ou -2 (le cas $k = 0$ correspondant au cas du bruit blanc). Ces oscillations d'origine tant naturelle (phénomènes de marées, expansion du sol...) que numérique, inhérentes aux logiciels de traitement (Dong *et al.*, 2002) peuvent être en partie considérées comme un mouvement brownien des sites géodésiques, dont l'amplitude est souvent prise égale à 2mm.an^{-1/2}. Lors du traitement GLOBK, il est possible de prendre en compte ce phénomène et ainsi de réestimer les erreurs "formelles" du calcul de façon plus réaliste.

Ainsi, nous avons introduit, lors de la combinaison des sessions journalières un bruit stochastique (Markovien) sur la position des stations, en autorisant les stations à diverger de 1 à 2 mm/ \sqrt{an} dans n'importe quelle direction autour de leur position. Ces écarts à la position sont autorisés pour chaque jour et ne sont pas corrélés d'un jour à l'autre. Les ellipses d'incertitude qui seront représentées dans tout ce chapitre sont issues de cette procédure de traitement. En revanche, nous avons utilisé les vecteurs vitesse, correspondant à la solution GLOBK obtenue sans induire le bruit markovien.

Solution Guatemala dans l'ITRF 2000 : La solution issue de la combinaison GLOBK des trois campagnes 1999, 2003 et 2006 pour le réseau Guatemala est représentée dans le système de référence ITRF 2000 sur la figure 5.17. Le champ de vitesses obtenu pour notre réseau Guatemala est cohérent en norme et en direction avec la solution indépendante de DeMets *et al.* (2006) pour les deux sites communs ELEN et SSIA. La vitesse des sites GUAT et TEGU, que nous n'avons pu calculer, est cependant cohérente en direction avec nos vitesses pour les sites voisins. D'autre part, nous observons que la solution GLOBK (entre les sites ELEN et CON par exemple) est compatible avec un gradient de vitesse sénestre autour du système de failles décrochantes Polochic-Motagua.

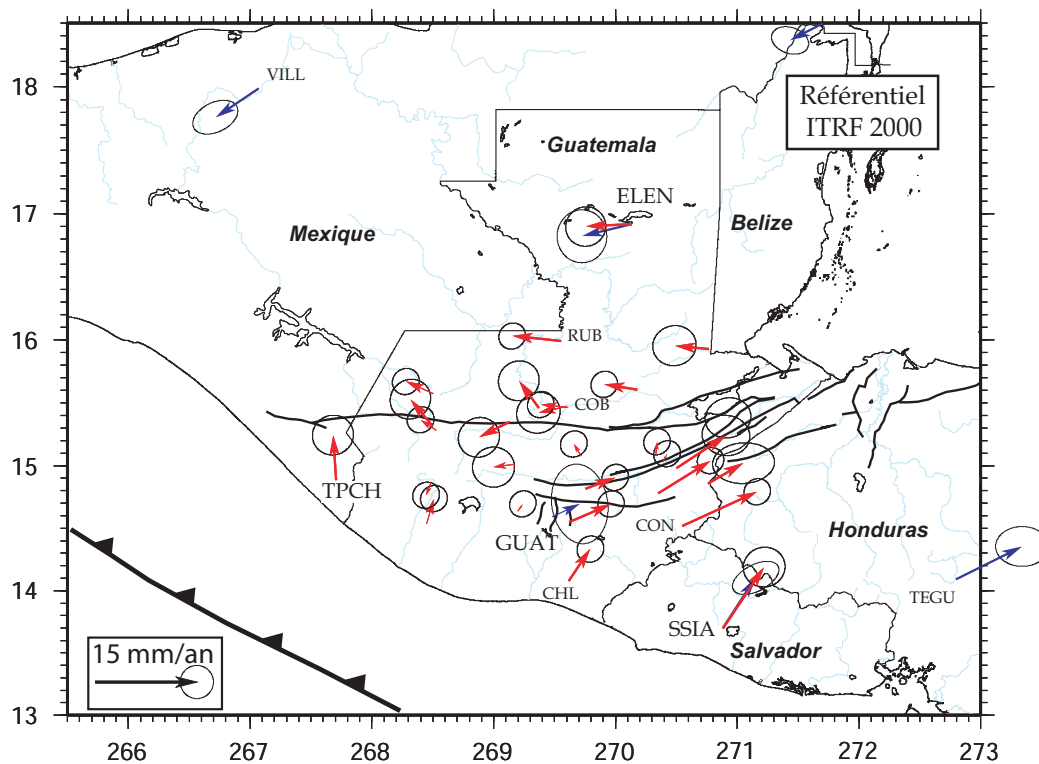


FIG. 5.17 – Champ de vitesses solutions dans l’ITRF 2000 (système de référence) pour le réseau Guatemala et les stations permanentes régionales (en rouge). En comparaison, le champ de vecteurs bleus représente les solutions de Demets *et al.*, 2006, dans ce même système de référence.

5.2 Le réseau Salvador

5.2.1 Les campagnes de mesures

Les données : Comme nous l’avons exposé dans les paragraphes 5.1.1.2 et 5.1.1.3, les sites salvadoriens SIGN, TEWX et TEJU ont pu être mesurés en même temps que le réseau Guatemala en 2003 mais non en janvier 2006. Ces trois sites ainsi que le site guatemaltèque Zacapa (ZAC, figure 5.2) ont été mesurés lors d’une campagne spécifique en mars 2006.

Cette campagne de mesures s’est déroulée du 7 au 10 mars 2006. L’équipe de l’IGN du Salvador n’ayant pu obtenir l’autorisation d’effectuer des mesures de nuit, les sessions journalières ont été réalisées par leurs soins sur une moyenne 10 heures de mesure entre

13 et 23 heures (heure GMT). la figure 5.18 représente l'occupation des sites locaux. Le site ZAC a été mesuré avec un récepteur TRIMBLE 5700 équipé d'une antenne Zephyr Geodetic. Les sites salvadoriens SIGN, TEJU et TEXW ont été mesurés grâce à des antennes ZMAX avec récepteur bifréquence intégré (appartenant à l'IGN salvadorien).

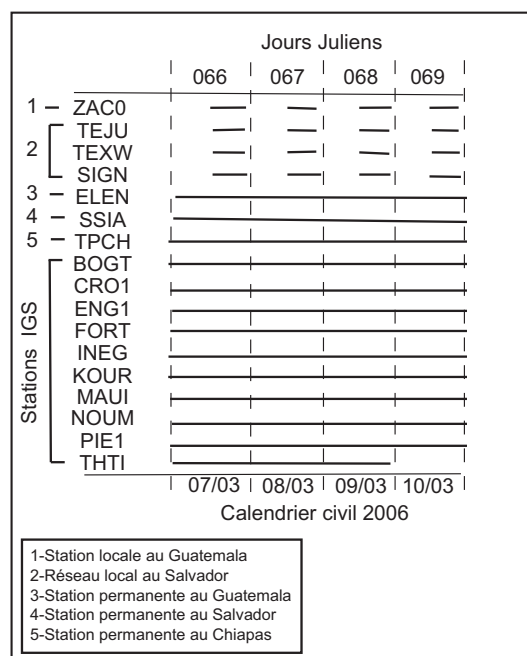


FIG. 5.18 – Occupation des sites pendant la campagne de mesure effectuée au Salvador en mars 2006.

Traitement et qualité de traitement des sessions journalières : Les données des récepteurs ZMAX acquises lors de la campagne de mars 2006 ne pouvaient pas être traitées avec la version 10.07 des logiciels GAMIT/GLOBK utilisée pour le traitement de la campagne 2003. Seule la version la plus récente (10.3) inclut les tables de calibration nécessaires au traitement des données ZMAX. Cependant les deux versions GAMIT (10.07 et 10.3) ne sont pas compatibles entre elles. Idéalement, il aurait été préférable de retraiter l'ensemble des données de toutes les campagnes avec la version 10.3 des logiciels GAMIT/GLOBK pour combiner les données de ces deux réseaux de 1999 à 2006. Cependant, faute de temps nous n'avons traité que la campagne Salvador 2006 et retraité l'intégralité de la campagne 2003 Guatemala-Salvador avec cette nouvelle version. Ceci ne nous a permis que d'obtenir une solution vitesse sur la période 2003-2006 pour le réseau Salvador. Nous avons intégré, pour la campagne Salvador 2006, les mêmes sites IGS dans le calcul des sessions journalières que ceux inclus pour la campagne 2006 du réseau Guatemala (figures 5.4 et 5.18).

Les répétabilités moyennes pour la campagne 2003 traitée avec la version 10.3 de GAMIT sont estimées, à l'échelle du réseau local (pour des lignes de base inférieures à 500 km), à **2,0 mm**, **2,3 mm** et **8,4 mm** respectivement pour les composantes Nord, Est et verticale. (figure 5.19, tableau 5.1). Comme évoqué précédemment (paragraphe 5.1.1.2) ces répétabilités sont comparables avec celles obtenues avec la version GAMIT 10.07 pour les composantes Nord et verticale mais le traitement réalisé avec la version plus récente semble grandement améliorer la répétabilité de la composante Est. La version 10.3 du logiciel GAMIT, prend en compte de nombreuses améliorations concernant le nettoyage des données, les tables de calibration et des éphémérides ainsi que les modèles météorologiques par rapport aux versions précédentes (le modèle d'estimation de la composante humide de l'atmosphère est notamment plus élaboré). Toutes ces améliorations semblent, dans notre cas, avoir une influence importante sur la qualité des répétabilités obtenues.

Pour la campagne Salvador 2006 les répétabilités sont estimées pour des lignes de bases inférieures à 500 km, à **3,9 mm**, **5,3 mm** et **11,2 mm** pour les trois composantes respectivement Nord, Est et verticale (figure 5.19, tableau 5.1). Ces estimations sont légèrement moins bonnes que pour les campagnes précédentes. Cependant, la quantité de données impliquées est plus faible, le matériel (ZMAX) est peu adapté pour des applications tectonique, et nous n'avons également eu aucun contrôle sur les mesures elles même (centrage du point en particulier) effectuées par l'IGN local. L'ensemble des répétabilités pour le réseau Guatemala-Salvador sont résumées dans le tableau récapitulatif 5.1.

5.2.2 Combinaison des données

L'ensemble des sites concernés par la combinaison présentée ici ne sont issus que de deux campagnes de mesure (2003 et mars 2006). Aucune série temporelle ne peut ainsi permettre une estimation de la qualité de la combinaison. Le seul critère accessible est la qualité de la convergence des données vers l'ITRF 2000 en position et en vitesse. L'ajustement post-traitement converge vers l'ITRF 2000 à **1,83 mm** près en position et **0,8 mm.an⁻¹** près en vitesse. La convergence du champ de vitesse Salvador vers le système de référence est associée à une RMS très faible en position et en vitesse. Cependant, les données pour la campagne 2006, peu nombreuses, peuvent fausser la fiabilité de ces estimations. Les stations fiducielles conservées lors de la stabilisation sont peu nombreuses (figure 5.20). Peu d'entre elles étaient incluses dans le calcul GAMIT (AOML, FORT, CRO1). Un meilleur test de qualité de rattachement à l'ITRF 2000 sera la comparaison de cette solution avec celles obtenues pour le réseau Guatemala (section 5.1) et le Chiapas (section 5.3.1) présentées dans le chapitre 6.

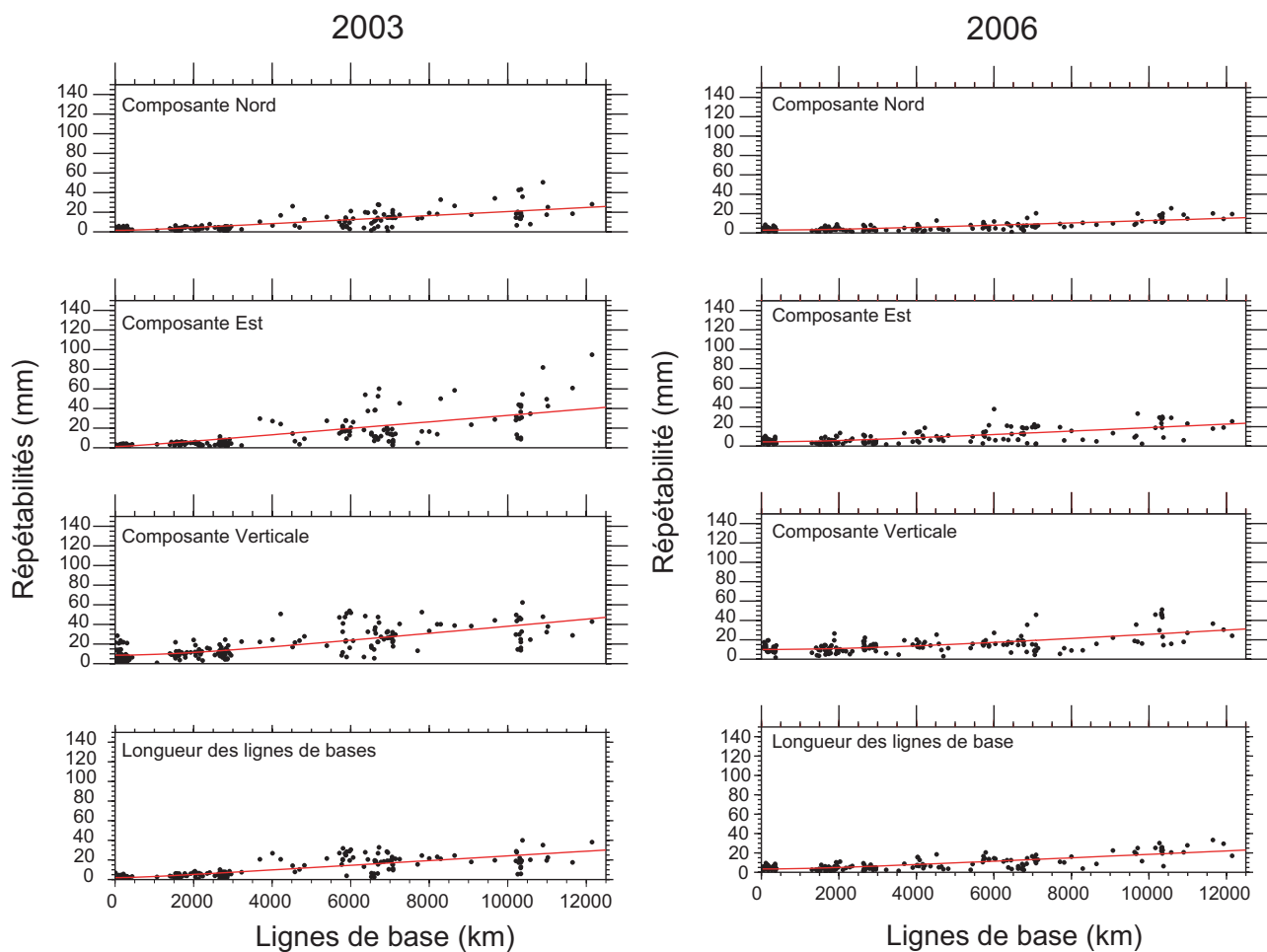


FIG. 5.19 – Répétabilités de la campagne 2003 pour l'ensemble des sites mentionnés sur la figure 5.6 et de la campagne effectuée au Salvador en mars 2006 pour les sites représentés sur la figure 5.18 traitées avec la version 10.3 du logiciel GAMIT. Ces répétabilités ont été calculées pour des lignes de bases mesurées au moins trois fois. Les ambiguïtés ont été fixées sur 500 km.

5.3 Le réseau Chiapas, Mexique

5.3.1 Les campagnes de mesures

L'acquisition des données : Ce réseau mis en place en 2002 par l'UNAM couvre la région du Chiapas dans le Mexique méridional, à l'Ouest de notre réseau local Guatemala-Salvador. Ce réseau compte 9 sites (en rouge sur la figure 5.2), mesurés par l'UNAM lors de 4 campagnes en 2002, 2003, 2004 et 2005 (figure 5.22). Les sites ont été mesurés avec

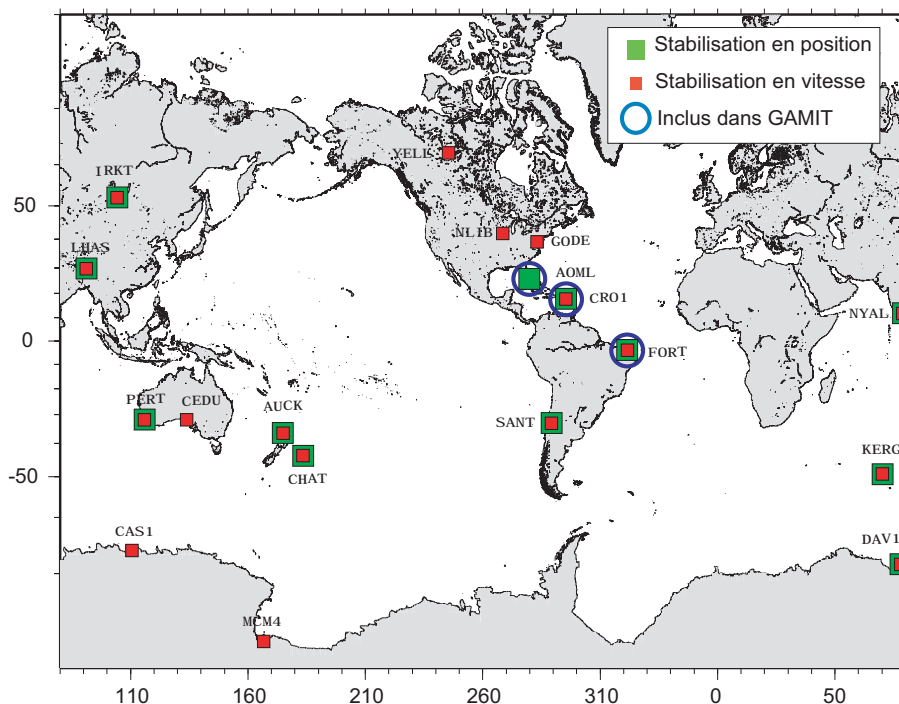


FIG. 5.20 – Répartition des stations fiducielles conservées pour stabiliser le réseau salvador en position (carrés verts) et en vitesses (carrés rouges) dans l’ITRF 2000. Les sites cerclés sont ceux qui avaient été précédemment inclus dans le calcul GAMIT.

des récepteurs bifréquences LEICA SR520 équipés d’antennes LEICA Dorne Margolin.

Traitement des sessions journalières Nous avons utilisé la même procédure que précédemment pour traiter ces données. Onze à treize stations permanentes IGS ont été incluses dans le calcul GAMIT. Les stations permanentes mexicaines (TPCH, COMI), guatémaltèques (ELEN, HUEH) et salvadorienne (SSIA) ont également été incluses dans le calcul GAMIT lorsque les données étaient disponibles. Ces sites sont globalement les même que ceux inclus dans le traitement des campagnes de mesure pour le réseau Guatemala. La figure 5.23 montre la distribution des stations fiducielles incluses dans le traitement des sessions journalières pour chaque époque de mesure. Six sites IGS sont communs aux quatre campagnes de mesures (NOUM, THTI, MAUI, PIE1, KOUR, FORT), quatre autres sont communs à trois des quatre campagnes (FALE, AOML, CRO1, BOGT).

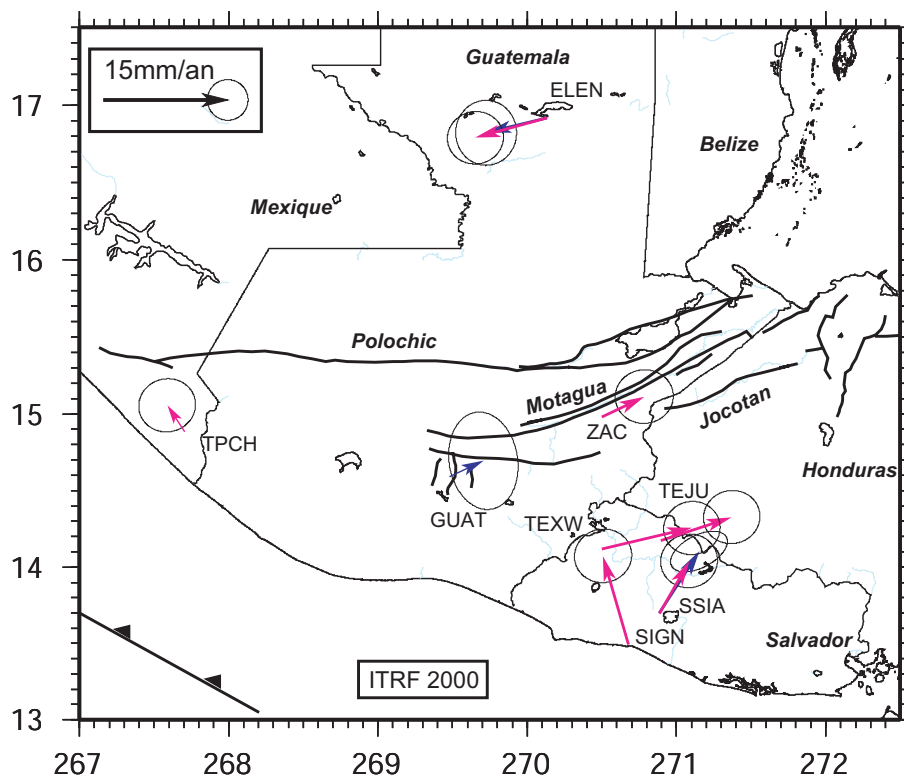


FIG. 5.21 – Champ de vitesse représenté dans l'ITRF 2000 pour les solutions Salvador 2003-2006 (rose) et Demets *et al.*, 2006 (bleu)

Qualité du traitement : Les répétabilités obtenues sont représentées sur les figures 5.24 et 5.25 et dans le tableau 5.4. Pour ces campagnes, et en particulier pour 2002, il n'y avait la plupart du temps que deux stations (non permanentes) mesurées en même temps, sans recouvrement ou très peu des mesures des lignes de base entre elles. Les lignes de bases intra-réseau sont, par conséquent, peu nombreuses et leur redondance faible. De plus, les sites permanents dont les données recouvrent l'ensemble de la campagne de mesure, sont loins (distance au centre du réseau supérieure à 500 km, distance au delà de laquelle les ambiguïtés ne sont plus résolues.) et influencent peu la précision du calcul des positions relatives intra-réseau. Les répétabilités court terme (figures 5.24, 5.25 et tableau 5.4) sont donc peu représentatives pour les sites du Chiapas mais ne montrent pas d'aberrations particulières à ce stade du calcul.

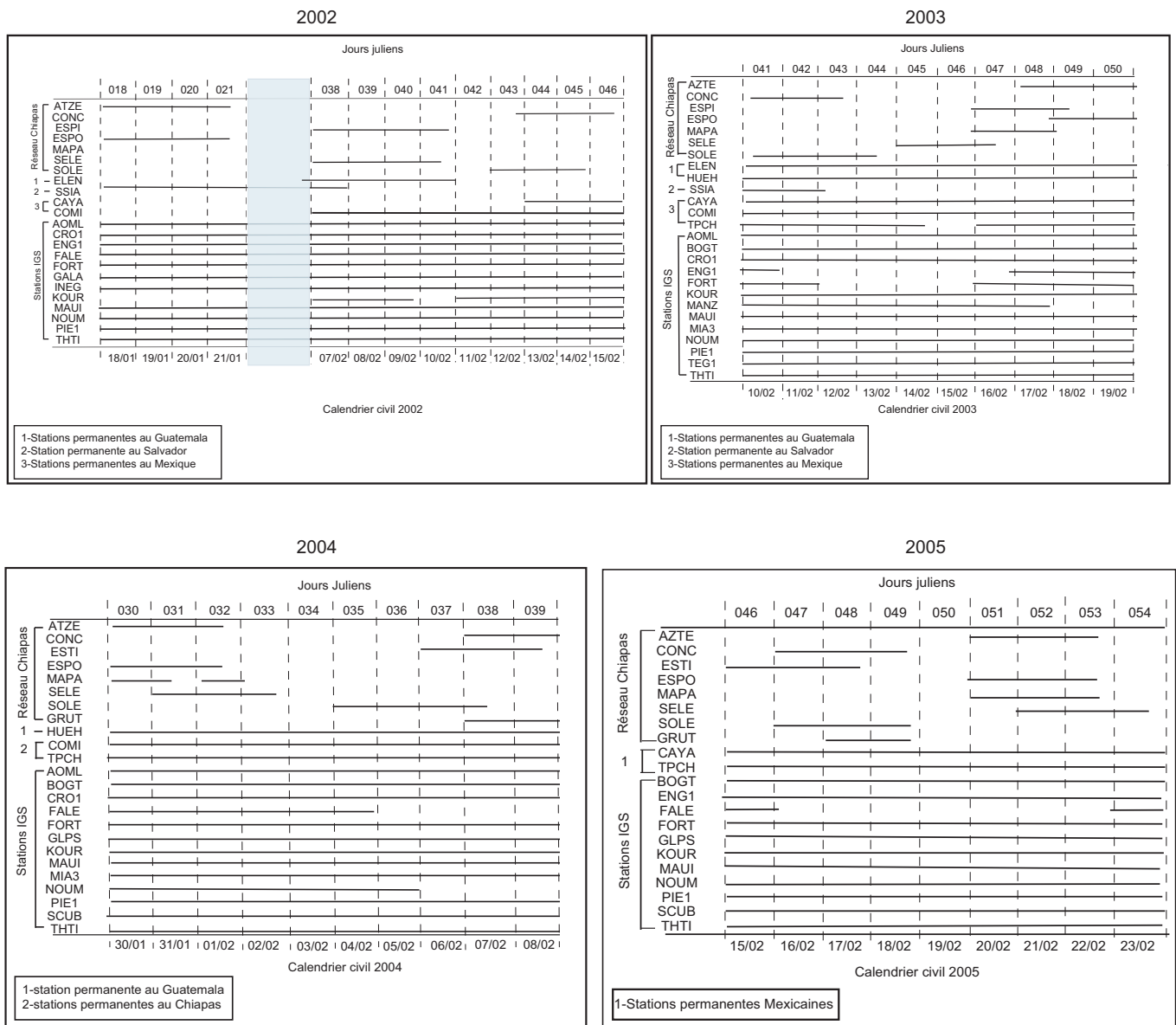


FIG. 5.22 – Occupation des sites du réseau Chiapas lors des campagnes 2002, 2003, 2004 et 2005. La zone bleue en 2002 représente une période de 17 jours (entre le 21 janvier et le 7 février 2002) pendant laquelle aucune mesure de sites chiapanèques n'a été effectuée.

5.3.2 Combinaison des sessions journalières

Procédure de traitement Nous avons utilisé la même procédure que celle précédemment utilisée pour les données du réseau Guatemala. Les séismes survenus pendant les périodes intra ou inter-campagne (entre le 18 janvier 2002 et le 23 février 2005) sont très

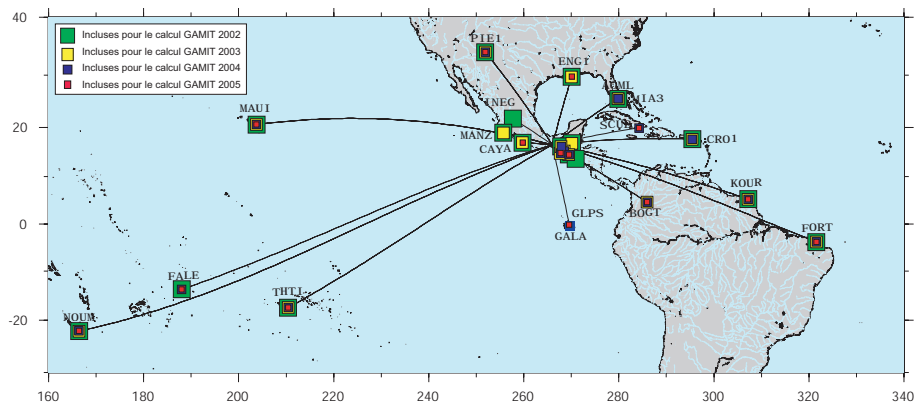


FIG. 5.23 – Répartition des stations IGS incluses dans le traitement des sessions journalières des campagnes 2002 (en vert), 2003 (en jaune), 2004 (en bleu) et 2005 (en rouge) pour le réseau Chiapas.

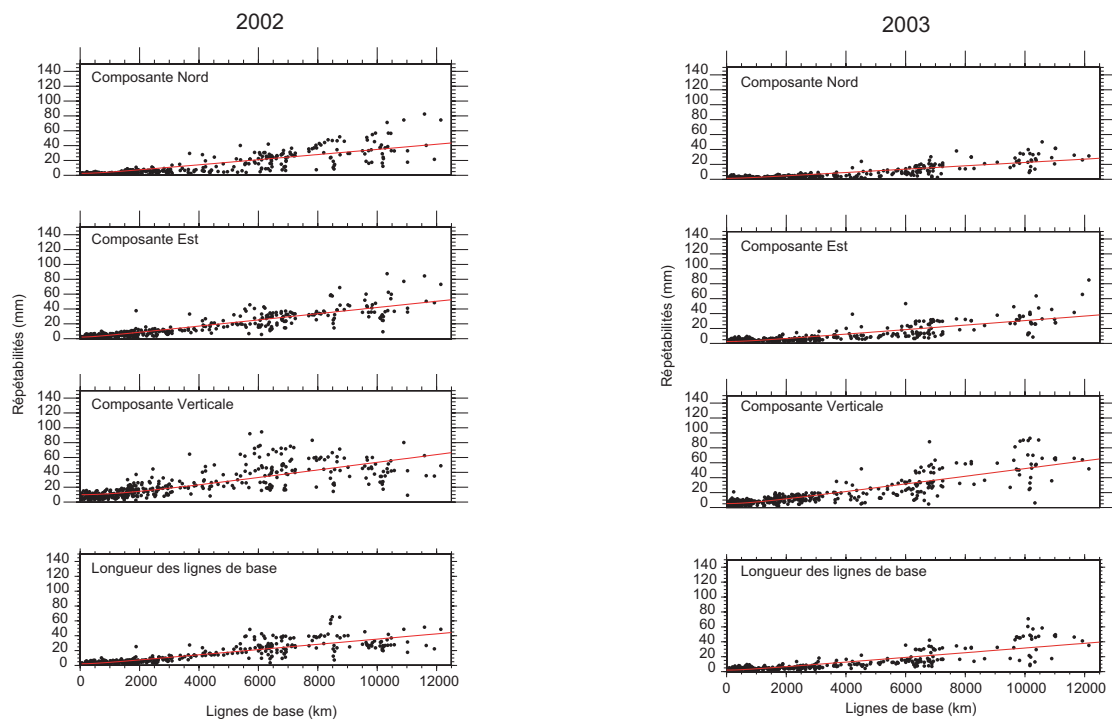


FIG. 5.24 – Répétabilité pour le traitement des campagnes 2002, 2003 du réseau au Chiapas.

peu nombreux, souvent loin du réseau et de faible magnitude. La modélisation de ces séismes montre une influence extrêmement faible des effets co-sismiques sur l'ensemble des sites (déplacement cumulé inférieur à 0.06 mm pour le site ESTI et 0.03 mm pour les autres stations).

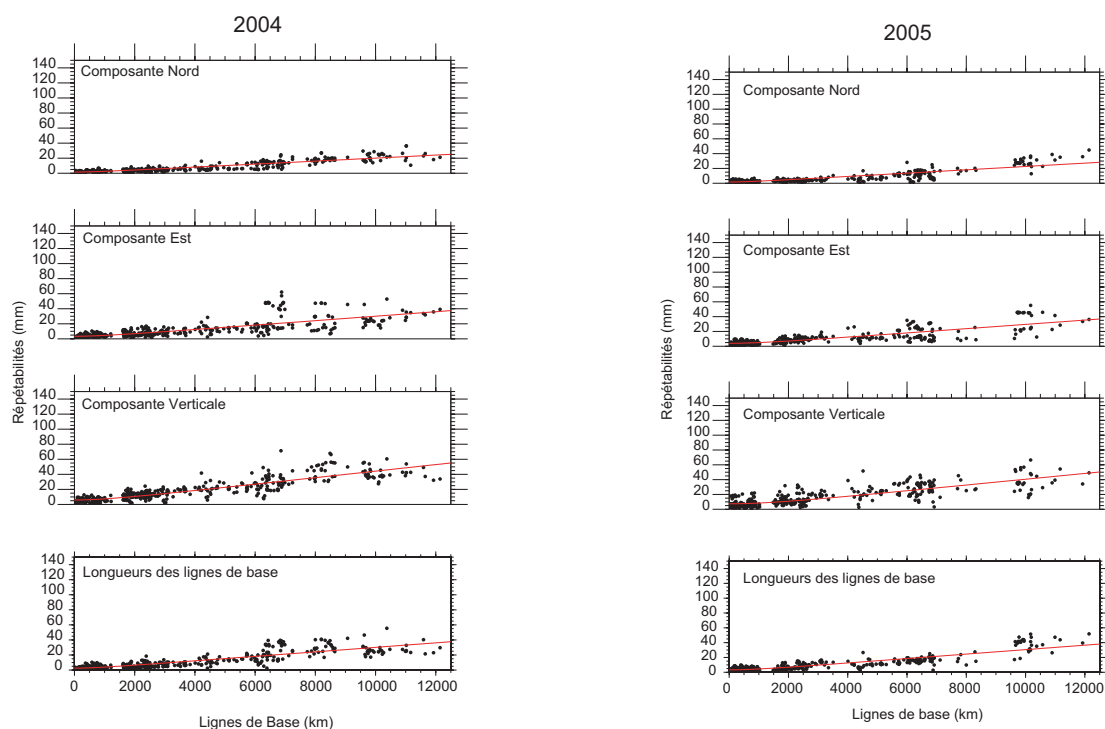


FIG. 5.25 – Répétabilités pour le traitement des campagnes 2004, 2005 du réseau au Chiapas.

Composante	Répétabilités (mm)			
	2002	2003	2004	2005
Nord	2,18	2.55	2.33	2.63
Est	3.44	3.37	2.93	4.07
Verticale	7.60	7.97	6.03	6.59
Longueur des lignes de base	3.01	3.21	2.74	3.69

TAB. 5.4 – Répétabilités moyennes des lignes de bases, inférieures à 500 km, mesurées au moins trois fois pour les campagnes 2002, 2003, 2004, 2005 du réseau local mexicain au Chiapas. Les répétabilités moyennes ont été calculées à partir des solutions GAMIT à ambiguïtés fixées.

Qualité de convergence : À l'issue du calcul GLOBK, la qualité de la convergence semble moins bonne que pour les autres réseaux. Les premiers calculs GLOBK sans introduire les données des sites SIO, ne convergeaient pas. Les stations IGS introduites dans le calcul GAMIT, ne permettaient pas, seules, de stabiliser le réseau dans le système de référence ITRF. Il a cependant été possible de converger vers une solution en traitant l'ensemble des données de façon récursive. Le filtre de Kalman, sans l'option de récursivité, considère d'abord les données de la première campagne et intègre une à une

	Nord		Est		Verticale	
	nrms	wrms	nrms	wrms	nrms	wrms
Guatemala	4.77	3.53	3.48	3.39	5.15	13.43
Chiapas	2.55	2.01	8.31	11.32	-	-

Tab. 5.5 – Dispersion nrms et wrms issue des séries temporelles pour les sites mesurés au moins trois fois sur une période d’au moins deux ans. Pour le réseau Chiapas, nous n’avons pas cherché, lors de la combinaison, à ajuster la composante verticale pour la stabilisation dans le système de référence. Les dispersions nrms et wrms de la composante verticale sur les séries temporelles des sites chiapanèques n’ont pas de sens et ne sont pas resumées ici.

les données de chaque campagne dans un ordre chronologique en tentant d’ajuster la régression linéaire à chaque étape. Or, comme nous l’avons vu précédemment, les lignes de base intra-réseau pour la campagne 2002 sont peu nombreuses et la redondance de leur mesure est faible, ce qui affecte sans aucun doute la qualité du traitement de cette campagne. Visiblement les données issues de la campagne 2002, de moindre qualité, ne sont pas compatibles avec l’ensemble des données des autres campagnes. En appliquant le filtre de Kalman de façon récursive, intégrant les données de la campagne la plus récente à la campagne la plus ancienne, les données de la première campagne sont intégrées à la fin, alors qu’un ajustement a déjà été réalisé pour les trois autres campagnes. L’intégration des données de 2002 est ainsi facilitée et permet à l’ensemble de converger vers une solution.

L’introduction des données SIO a ensuite grandement amélioré la convergence vers un système de référence proche de l’ITRF. Les résidus après ajustement sont de **4.4 mm** en position et **2.3mm.an⁻¹** en vitesse. Ces résidus sont globalement moins bons que ceux obtenus pour le réseau Guatemala au paragraphe 5.1.2.2, en partie en raison de la stratégie de mesure, comme mentionné précédemment. Comme le montre également la figure 5.26, seulement trois des sites fiduciels conservés lors de la stabilisation en vitesse du réseau avaient été inclus dans le calcul GAMIT des sessions journalières. Ceci trahit une certaine incohérence des données entre elles comme le montre la dispersion des séries temporelles (tableau 5.5 et annexes), particulièrement importante sur la composante Est (tableau 5.5). Des causes extérieures telles que les phénomènes transitoires sont peu envisageables. En effet, les éventuelles perturbations dues aux séismes régionaux sont particulièrement faibles d’après nos modèles. Si la côte mexicaine est sujette à des phénomènes transitoires tels que les séismes lents, plus particulièrement vers le gap sismique de Guerrero plus au Nord (e.g Lowry *et al.*, 2001), ou plus près dans la région Oaxaca (e.g Franco *et al.*, 2005), de tels phénomènes n’ont pas été jusqu’à présent observés dans la région du Chiapas. Plus vraisemblablement, cette incompatibilité des solutions entre elles après un traitement GAMIT en sessions journalières qui n’a pas permis de déceler

d'anomalies particulières, est sans doute inhérente aux données elles-mêmes. En effet, le réseau Chiapas est un petit réseau comptant peu de sites (9 sites dont 8 ont été mesurés au moins 2 fois sur une période de 3 ans), ce qui limite le nombre de lignes de base mesurées en même temps. Comme nous l'avons suggéré précédemment, l'occupation des sites pendant les différentes campagnes est peu appropriée au "traitement en réseau" de ces données. Les mesures des sites lors de certaines campagnes (2003 et particulièrement 2002) sont disparates et ne permettent pas une redondance importante des mesures de lignes de bases identiques. De plus, l'ensemble des 4 campagnes de mesure ne couvre que 3 ans de données (contre 7 au Guatemala), ne permettant pas d'obtenir ainsi un meilleur rapport signal sur bruit.

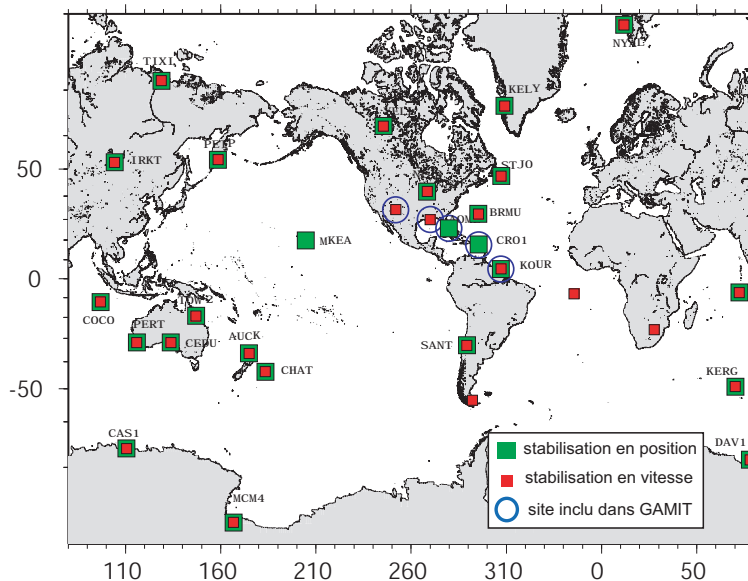


FIG. 5.26 – Répartition des sites permanents conservés pour stabiliser le réseau en position (vert) et en vitesse (rouge) lors du calcul GlobK. Les sites cerclés sont ceux inclus dans le calcul GAMIT.

Le champ de vitesse obtenu dans l'ITRF2000 à l'issue du calcul GLOBK est représenté sur la figure 5.27.

5.4 Compatibilités des solutions

Afin de pouvoir interpréter le champ de vitesse régional, nous avons essayé de combiner l'ensemble des solutions des sous-réseaux géodésiques afin de les placer dans un

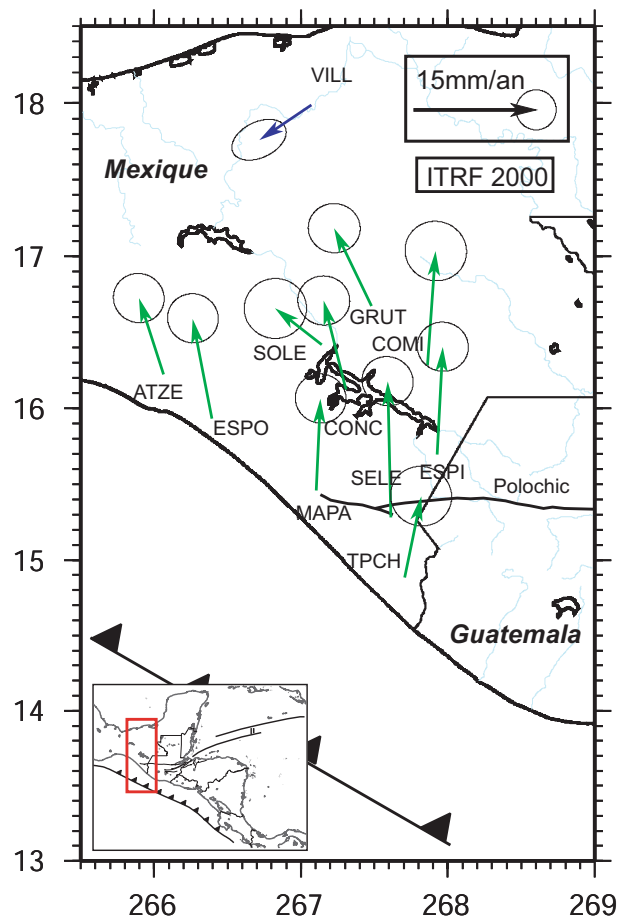


FIG. 5.27 – Champ de vitesse solution dans l’ITRF 2000 du réseau Chiapas (vert). Les vitesses issues de la solution ITRF 2000 de Demets *et al.*, 2006 sont représentées en bleu

même système de référence. La principale difficulté de l’exercice est la comparaison de solutions très différentes tant d’un point de vue de la méthode de mesure que de la qualité des données. Si les convergences semblent relativement comparables numériquement à l’issue du traitement GLOBK, la stabilité et la qualité de celui-ci ne sont pas nécessairement équivalentes d’un réseau à l’autre. La figure 5.28 représente la juxtaposition des trois solutions ITRF à l’issue de la combinaison des données de chaque sous-réseau. Pour chaque solution, les quelques stations communes ont une vitesse différente (en norme et en orientation). Les solutions n’ont, par conséquent, pas exactement convergé vers le même système de référence (ici l’ITRF 2000). Cependant, la solution Guatemala (en rouge) est relativement cohérente avec la solution DeMets *et al.* (2006) calculée indépendamment sur un ensemble de 11 stations permanentes et nous semble donc la plus fiable.

Pour réaliser l’ajustement nécessaire entre les trois sous-réseaux, nous avons calculé

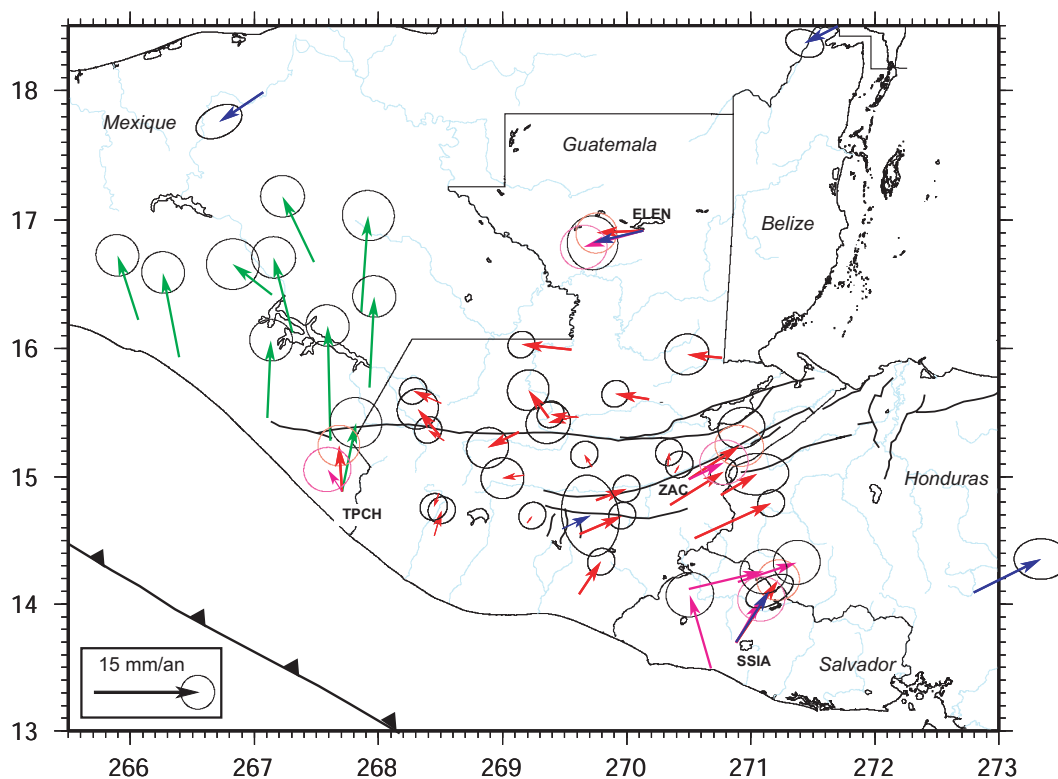


FIG. 5.28 – Champ de vitesse solution, dans l'ITRF2000, à l'issue du calcul GLOBK pour le réseau Guatemala (en rouge), Salvador (en rose), Chiapas (en vert). Les vitesses représentées en bleu sont les vitesses calculées par Demets *et al.*, (2006).

un pôle fictif et une rotation fictive autour de ce pôle, pour chaque sous-solution, par rapport à un système de référence donné (dans notre cas nous nous sommes placés dans le référentiel de la plaque Caraïbe stable, défini par DeMets *et al.* (2006)). Le résidu entre l'angle de rotation caractéristique du sous-réseau à corriger et celui de la solution référence, définis l'angle de rotation à appliquer au sous-réseau à corriger pour le ramener vers la solution commune recherchée (tableau 5.6). Le calcul des pôles et des rotations a été réalisé à partir d'un ensemble de choisis si possibles communs entre les différents sous-réseaux et dont les vitesses semblent cohérentes entre elles (non affecté a priori par des déformations intraplaques).

Blocs	Pôles Eulériens		
	Latitude °N	Longitude °E	vitesse de rotation degrés.Myr ⁻¹
Guatemala-CA	-83,306	170,468	0,122
Salvador-CA	-75,755	185,468	-0,097
Chiapas-CA	-37,017	112,015	0,187
Salvador-Guatemala	-7,551	-15,0	0,025
Chiapas-Guatemala	-46,298	58,453	-0,065

TAB. 5.6 – Pôles fictifs de rotations de chaque sous réseau par rapport au référentiel de la plaque Caraïbe stable.

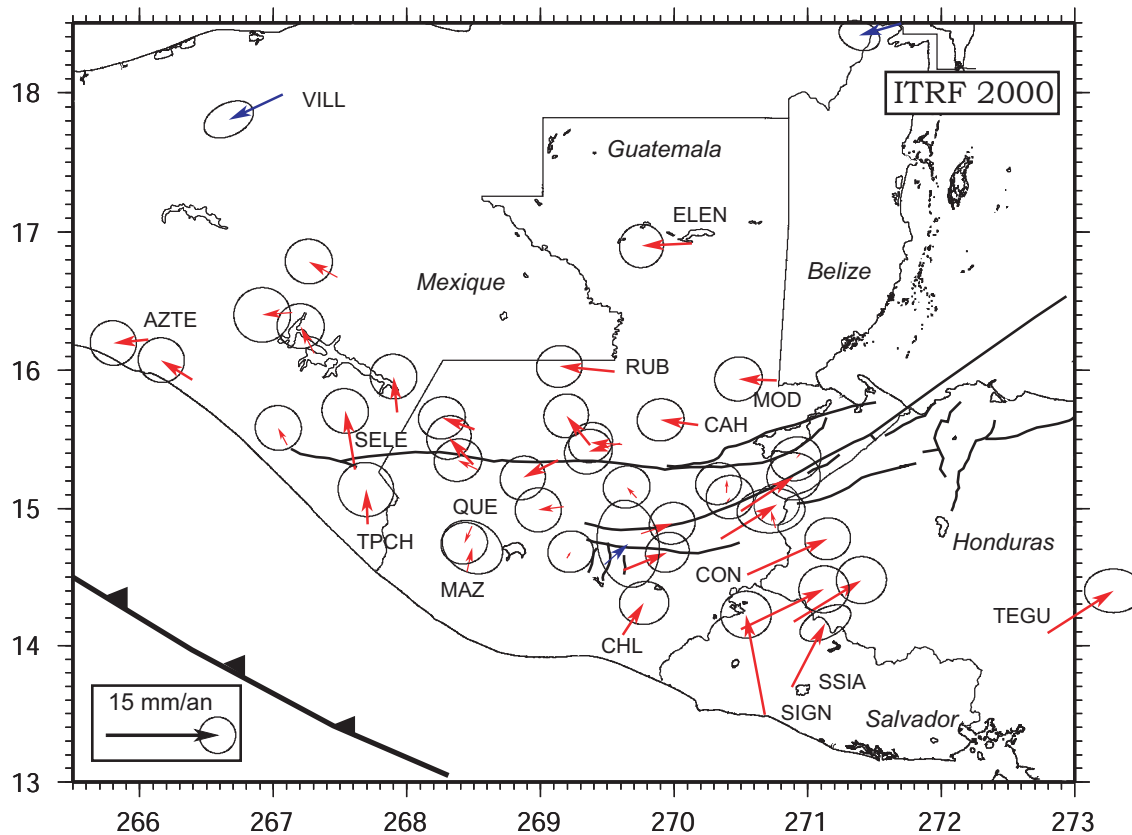


FIG. 5.29 – Champ de vitesse ajusté pour les trois sous réseaux Guatemala-Salvador-Chiapas, dans l'ITRF 2000.

longitude (°)	latitude (°)	vitesse Est	vitesse Nord	σ_{Est}	σ_{Nord}	σ	site
Chiapas							
266.063	16.225	-4.69	-0.49	1.27	1.23	-0.027	AZTE
267.307	16.125	-1.84	3.65	1.30	1.23	-0.017	CONC
267.927	15.696	-0.48	4.84	1.28	1.23	-0.021	ESPI
266.396	15.935	-4.21	2.61	1.27	1.23	-0.024	ESPO
267.143	16.419	-4.07	-0.31	1.56	1.50	0.002	GRUT
267.106	15.459	-1.23	2.31	1.27	1.23	-0.023	MAPA
267.611	15.281	-1.31	7.90	1.28	1.23	-0.041	SELE
267.481	16.675	-3.87	2.10	1.30	1.23	-0.014	SOLE
267.704	14.883	-0.19	4.70	1.53	1.49	-0.026	TPCH
Guatemala							
270.182	15.605	-5.09	0.69	1.29	1.16	0.028	CAHO
270.941	15.394	-0.54	-0.64	1.38	1.21	0.075	CAMO
270.348	14.779	7.57	4.62	1.25	1.14	0.053	CHIO
269.618	14.075	2.84	4.33	1.36	1.18	0.026	CHLO
269.196	14.638	0.52	0.86	1.25	1.14	0.035	CMLO
269.596	15.473	-4.29	-1.14	1.31	1.23	0.069	COAO
269.611	15.464	-4.24	0.25	1.20	1.10	0.087	COBO
270.548	14.517	10.82	4.82	1.26	1.15	0.040	CONO
270.760	14.854	-0.63	2.40	1.87	1.23	0.052	CPJO
270.132	16.916	-6.78	-0.32	1.21	1.19	0.024	ELEN
270.385	15.030	0.60	0.95	1.31	1.19	0.026	HONO
268.531	15.282	-2.67	1.26	1.31	1.17	0.052	HUEO
268.497	15.318	-3.28	3.64	1.22	1.20	0.063	HUEH
269.174	15.011	-3.43	-0.42	1.27	1.21	0.003	JOYO
268.450	14.537	0.72	3.33	1.66	1.47	-0.200	MAZO
270.329	15.084	0.05	1.75	1.26	1.15	0.039	MINO
270.766	15.930	-5.12	0.16	1.31	1.21	0.040	MODO
269.370	15.458	-3.20	3.97	1.23	1.20	0.043	PAMO
269.620	14.551	5.93	2.38	1.20	1.10	0.098	PINO
268.486	14.871	-1.03	-2.32	1.28	1.14	0.051	QUEO
269.553	15.990	-7.42	0.73	1.26	1.15	0.046	RUBO
269.719	15.075	-1.34	1.47	1.29	1.16	0.038	SALO
269.751	14.816	4.23	1.38	1.26	1.15	0.054	SANO
268.506	15.571	-4.39	1.59	1.29	1.16	0.044	SOLO
269.130	15.348	-4.73	-2.35	1.24	1.20	0.061	USPO
270.499	14.981	7.11	4.64	1.47	1.30	0.012	ZACO
269.478	14.590	3.20	2.80	1.71	2.40	-0.118	GUAT*
Salvador							
270.883	13.697	4.48	8.60	1.40	1.00	0.500	SSIA
270.895	14.175	9.12	5.58	1.38	1.29	0.010	TEJU
270.680	13.495	-2.54	13.45	1.39	1.29	0.010	SIGN
270.500	14.116	11.19	5.42	1.38	1.29	0.010	TEXW
Honduras							
272.794	14.090	8.90	5.70	1.60	1.20	0.000	TEGU*

TAB. 5.7 – Notre solution ITRF 2000. Les sites en gras représentent les stations permanentes. Les sites notés* représentent ceux dont les vitesses ont été calculées par DeMets *et al.*, 2006

Chapitre 6

Analyse de la cinématique régionale

Sommaire

6.1	Description du champ de vitesse actuel	141
6.1.1	Champ de vitesse relatif à la plaque Amérique du Nord stable . .	142
6.1.2	Déformation de la plaque Caraïbe	143
6.2	Caractérisation des zones de déformation	146
6.2.1	Quantification de l'extension Est-Ouest sur la plaque Caraïbe . .	147
6.2.2	Déformation intersismique à travers les failles décrochantes . . .	148
6.2.3	Rôle des effets post-sismiques du séisme de 1976	158
6.3	Caractérisation du couplage le long de la fosse d'Amérique Centrale .	162
6.3.1	Modélisation	162
6.3.2	Couplage Cocos-Caraïbe	165
6.3.3	Couplage Cocos-Amérique du Nord	166
6.4	Rôle de l'arc volcanique	167

6.1 Description du champ de vitesse actuel

À la suite de l'ajustement présenté au chapitre 5, nous obtenons un champ de vitesse composite exprimé dans un même référentiel, l'ITRF 2000 (figure 5.29). Ce champ de vitesse montre clairement le mouvement sénestre à travers le système de failles Polochic-Motagua, qui apparaît bien comme la frontière de plaque Amérique du Nord-Caraïbe.

Cependant, dans l'ITRF, toutes les plaques sont en mouvement et l'ensemble du champ de vitesse intègre ces mouvements. L'ITRF est souvent peu approprié à l'observation et la caractérisation des déformations internes liées à une plaque donnée. C'est pourquoi il est préférable d'exprimer la solution par rapport à une plaque fixe (dans notre cas la plaque Caraïbe ou Amérique du Nord). Dans l'hypothèse des plaques rigides, leur mouvement à la surface de la Terre peut être décrit comme une rotation autour d'un pôle eulérien. Une fois la solution exprimée dans l'ITRF 2000, il suffit de lui retirer le pôle eulérien d'une plaque pour exprimer les vitesses dans le référentiel de la plaque qui nous intéresse. Dans un tel référentiel, les vitesses intraplaques non nulles sont représentatives des déformations internes. Les pôles de rotation des plaques Caraïbe et Amérique du Nord par rapport à l'ITRF 2000 utilisés sont donnés dans le tableau 6.1. Ils ont été calculés par DeMets *et al.* (2006) à partir des mesures d'un réseau de 6 stations permanentes et 14 sites mesurés ponctuellement situés au Honduras (sur la plaque Caraïbe).

Références	Pôles Eulériens		
	Latitude °N	Longitude °E	Vitesse de rotation degrés.Myr ⁻¹
AN/ITRF2000	-7.64	-86.21	0.196
CA/ITRF2000	34.3	-96.8	0.270
CA/AN	75.0	215.3	0.185

TAB. 6.1 – Pôles eulériens de rotation des plaques Amérique du Nord (AN) et Caraïbe (CA) par rapport à l'ITRF 2000 calculés par DeMets *et al.*, 2006.

Les champs de vitesse obtenus dans le référentiel des plaques Amérique du Nord et Caraïbe stables sont représentés respectivement sur les figures 6.1 et 6.2. Pour comparaison nous avons également représenté sur ces figures les solutions calculées par DeMets *et al.* (2006) pour les stations permanentes situées dans le peninsule du Yucatan, au Guatemala et au Honduras (en bleu, figures 6.1 et 6.2).

6.1.1 Champ de vitesse relatif à la plaque Amérique du Nord stable

Mis à part le mouvement globalement sénestre des sites situés sur la plaque Caraïbe par rapport aux sites de la plaque Amérique du Nord et si on ne considère que les sites situés sur la plaque Amérique du Nord, ce champ de vitesse met en évidence deux sous ensembles de vitesses cohérentes entre elles (ensembles 1 et 2 en pointillés sur la

figure 6.1). Le premier ensemble montre les sites dont les vitesses résiduelles sont quasi-nulles dans le référentiel d'observation (ELEN, RUB, MOD), ce qui semble suggérer que l'ensemble de ces sites appartiennent à la plaque Amérique du Nord stable (de façon cohérente avec des sites tels que VILL) ou au bloc Yucatan stable (similairement aux vitesses des sites CHET ou CAMP) tel que le définissent Márquez-Azúa & DeMets (2003). Ces auteurs montrent en effet, que dans un repère Amérique du Nord stable, les vitesses résiduelles des sites CAMP, CHET et FMTP (au Nord de la péninsule) ont un mouvement cohérent de 2 mm.an^{-1} vers l'Est, isolant la péninsule du Yucatan comme un bloc rigide indépendant de la plaque Amérique du Nord. La précision des vitesses que nous avons calculées ne nous permet pas de rattacher l'ensemble 1 à l'un ou l'autre de ces deux blocs ou plaques. Les incertitudes concernant le mouvement relatif du bloc Yucatan par rapport à la plaque Amérique du Nord stable sont du même ordre de grandeur que celles de notre champ de vitesse.

Le deuxième sous ensemble de vitesses observé (ensemble 2 sur la figure 6.1) montre un mouvement perpendiculaire à la fosse d'Amérique Centrale compatible avec l'effet de la subduction de la plaque Cocos sous la plaque Amérique du Nord au niveau du Chiapas (discuté notamment dans le paragraphe 6.3).

6.1.2 Déformation de la plaque Caraïbe

Dans le référentiel de la plaque Caraïbe stable, le champ de vitesse représenté sur la figure 6.2 nous apporte de nombreuses informations. Les sites CON, TEXW et TEJU (ensemble 1 sur la figure 6.2) montrent des résidus de vitesse quasi nuls. Ces points n'accommodent pas de déformation interne et semblent ainsi se localiser sur la plaque Caraïbe stable, de façon cohérente avec le site TEGU situé au Honduras.

Le différentiel entre la vitesse du site ELEN (appartenant à la plaque Amérique du Nord stable) et celles des sites CON, TEXW, TEJU ou TEGU (appartenant à la plaque Caraïbe stable) permet de donner une première estimation de la vitesse relative entre les plaques Amérique du Nord et Caraïbe à environ 20 mm.an^{-1} par mesure directe. Cette estimation est cohérente avec la mesure effectuée précédemment par Dixon *et al.* (1998) à l'Est de la plaque Caraïbe et confirme que la vitesse relative Caraïbe-Amérique du Nord actuelle est bien supérieure à la vitesse prédite par les modèles globaux NUVEL1 et NUVEL1-A (e.g. DeMets *et al.* (1990), DeMets *et al.* (1994)).

Sur la figure 6.2 on observe également un ensemble de sites (2) dont les déplacements

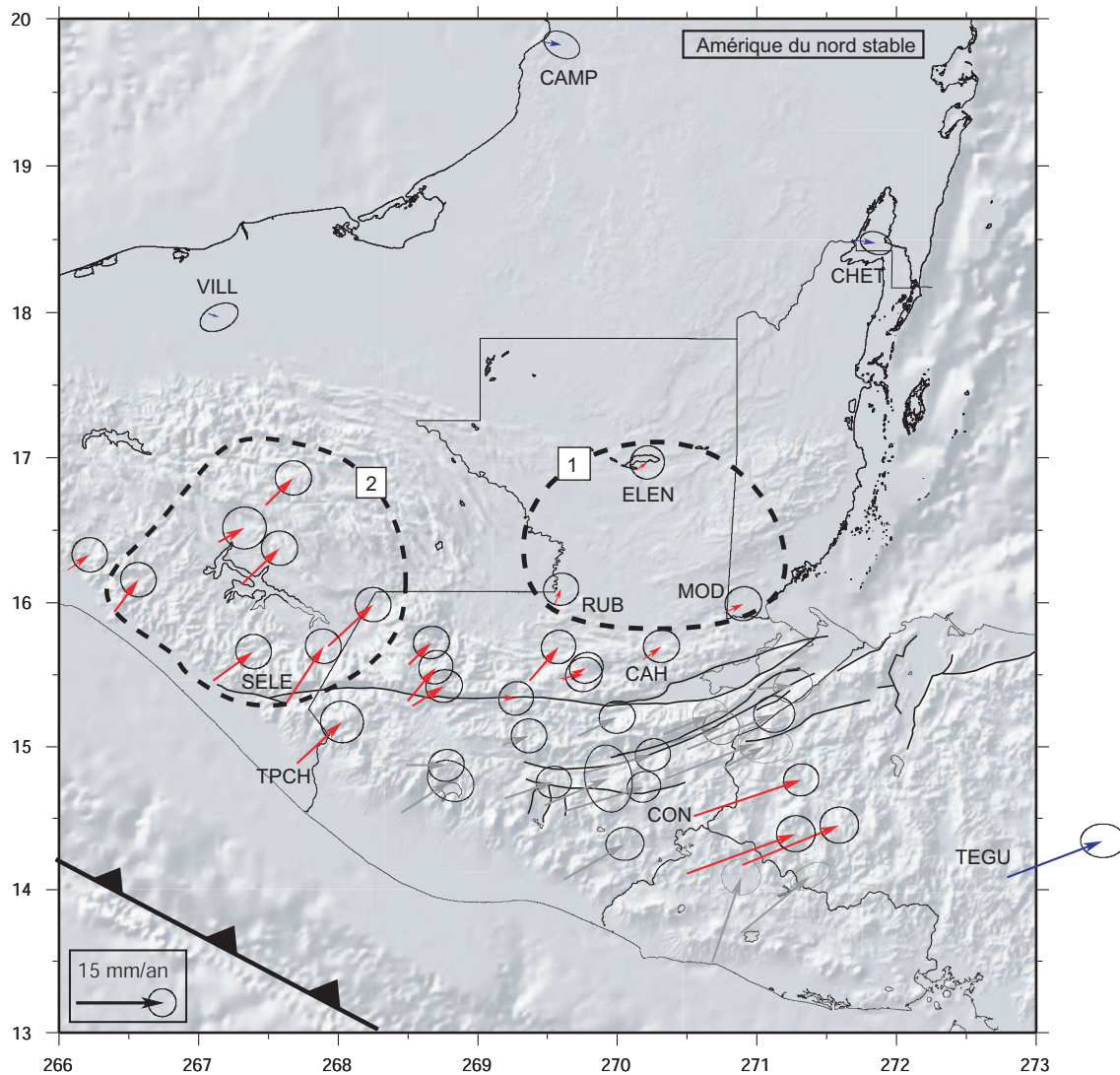


FIG. 6.1 – Champ de vitesse relatif à la plaque Amérique du Nord stable.

sont probablement reliés aux mouvements extensifs de la série de grabens Nord-Sud, dont fait partie le graben de Guatemala-City. En effet, on observe un gradient de vitesse entre les sites CON (appartenant à la plaque Caraïbe stable) et CML (ensemble 3, à l'Ouest du graben de Guatemala-City) d'environ 8 mm.an^{-1} . De même l'arc volcanique d'Amérique Centrale représenté par la courbe en pointillés sur la figure 6.2 isole un autre ensemble de sites situés sur la côte (SIGN, SSIA, CHL, MAZ, TPCH). Ces sites montrent un mouvement cohérent, dextre par rapport à la plaque Caraïbe stable (représentée par les sites CON, TEJU ou TEXW par exemple), compris entre 10 et 15 mm.an^{-1} , parallèle à la fosse d'Amérique Centrale. D'autre part, le couplage entre les plaques Cocos et Caraïbe nous apparaît d'ores et déjà peu observable sur le champ de vitesse considéré.

Le mouvement de certains sites tels que CPJ et QUE sont difficilement rattachables à un ensemble de sites. Quelque indices nous laissent penser que le mouvement du site QUE (sa troisième mesure en 2006 confirme la vitesse estimée en combinant seulement les campagnes 1999 et 2003) est lié à un mouvement local d'origine tectonique. Le profil représenté sur la figure 6.4 laisse penser que le site QUE est possiblement situé aux alentours de failles normales actives longeant l'arc volcanique même si une étude plus précise serait nécessaire pour conclure. En revanche, la vitesse étonnamment grande du site CPJ (mesuré 2 fois seulement) reste un résultat incertain pour le moment. Une prochaine campagne de mesure pourra confirmer ou non cette observation.

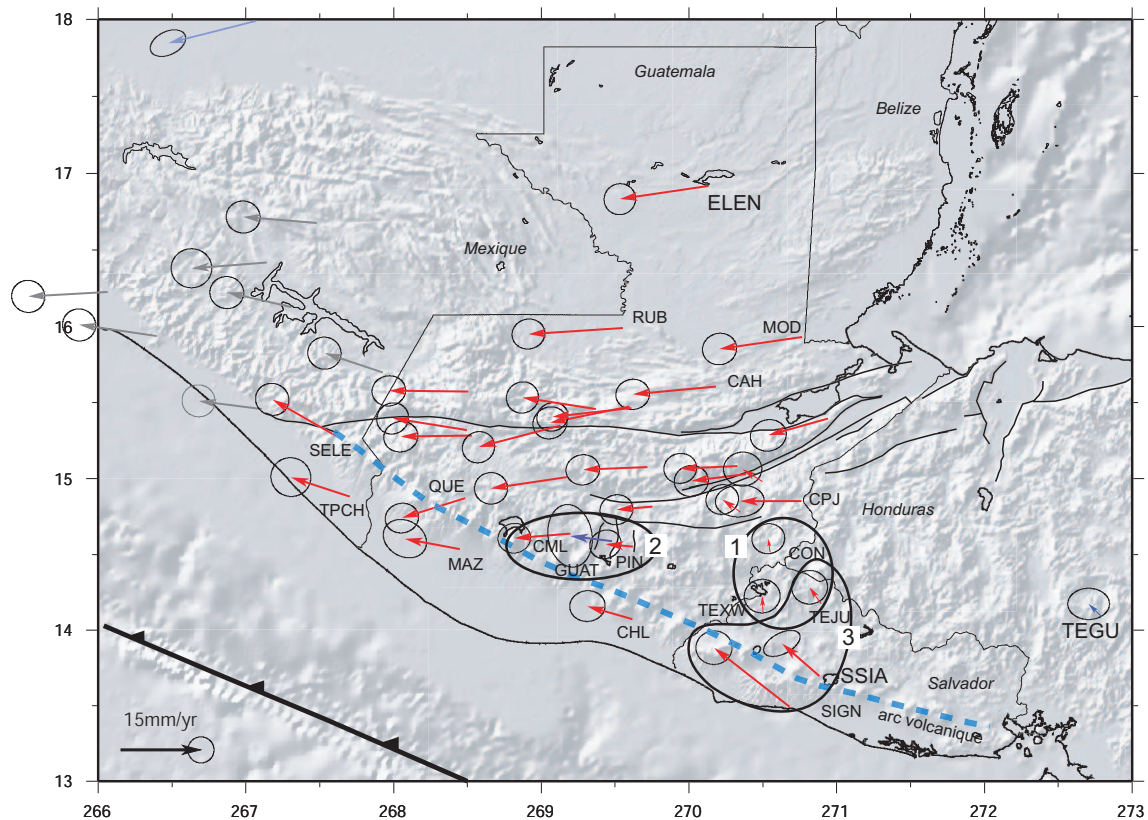


FIG. 6.2 – Champ de vitesse relatif à la plaque Caraïbe stable. Les vecteurs bleus représentent les solutions de DeMets et al. (2006). Les trois ensembles de vitesses regroupent respectivement des sites localisés dans la partie stable de la plaque Caraïbe associés à des vitesses quasi nulles (1), des sites soumis aux contraintes extensives à travers le graben de Guatemala-City (2) ou (3) des sites sur la côte salvadorienne présentant un gradient relatif à une accumulation de déformation autour d'une faille décrochante dextre dans l'arc volcanique. La courbe en pointillés bleus délimite l'arc volcanique d'Amérique Centrale et isole un 4ème groupe de vitesses avant arc cohérentes entre elles, de direction parallèle à la fosse d'Amérique Centrale.

6.2 Caractérisation des zones de déformation

Afin de mieux quantifier la déformation de la plaque Caraïbe associée au système de failles Polochic-Motagua, nous avons projeté les vitesses obtenues précédemment selon quatre profils représentés sur la figure 6.3. Trois de ces profils, globalement Nord-Sud, sont perpendiculaires aux failles décrochantes (respectivement : les profils Est (E), Central (C) et Ouest (W)). Un quatrième profil, le profil Sud (S), globalement Est-Ouest, intersecte perpendiculairement la série de grabens Nord-Sud située au Sud des failles décrochantes.

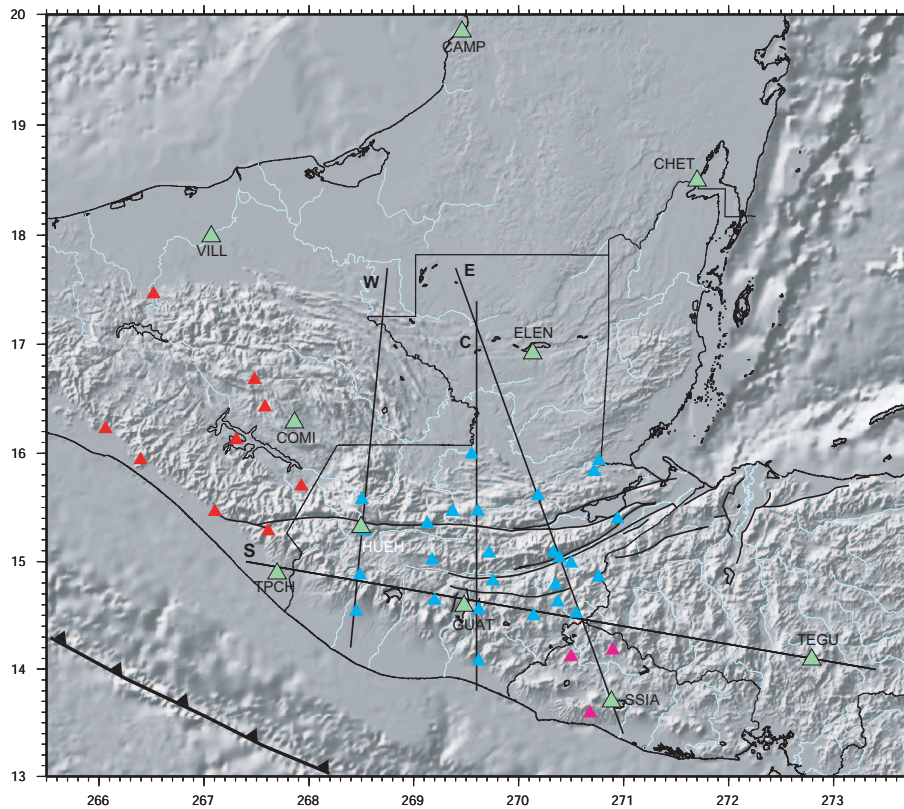


FIG. 6.3 – Localisation des profils utilisés pour l'analyse cinématique du champ de vitesse GPS. Les sites des réseaux Guatemala, Salvador, Chiapas et les sites permanents sont respectivement représentés en bleu, rose, rouge et vert.

Il est à noter que l'étude présentée ici vient affiner et largement compléter nos résultats antérieurs sur la cinématique régionale (Lyon-Caen *et al.*, 2006, annexe E) au Guatemala, basés sur des calculs GPS préliminaires à partir de 2 campagnes seulement.

6.2.1 Quantification de l'extension Est-Ouest sur la plaque Caraïbe

La figure 6.4 représente le profil Sud (figure 6.3) selon lequel nous avons projeté la topographie (en noir) ainsi que les composantes des vitesses parallèles au profil, donc perpendiculaires à l'axe des grabens (en rouge). L'objectif étant de quantifier la déformation interne à la plaque Caraïbe, les vecteurs vitesses projetés étaient ceux exprimés dans le référentiel de la plaque Caraïbe stable. Les composantes des vitesses parallèles au profil sont en accord avec une déformation extensive d'environ $9.06 \pm 3 \text{mm}^{-1}$ entre les sites CON, TEGU, TEXW, TEJU sur la plaque Caraïbe stable (aux ellipses d'erreurs près) et les sites QUE, TPCH, CML, les plus à l'Ouest. Au regard du profil topographique l'extension semble donc se localiser essentiellement à travers le graben de Guatemala-city ($5 \pm 2 \text{mm.an}^{-1}$ mesuré entre les sites PIN et CML) et le graben d'Ipala dont la participation semble équivalente (environ $5 \pm 2 \text{mm.an}^{-1}$ entre les sites TEJU-TEXW et PIN).

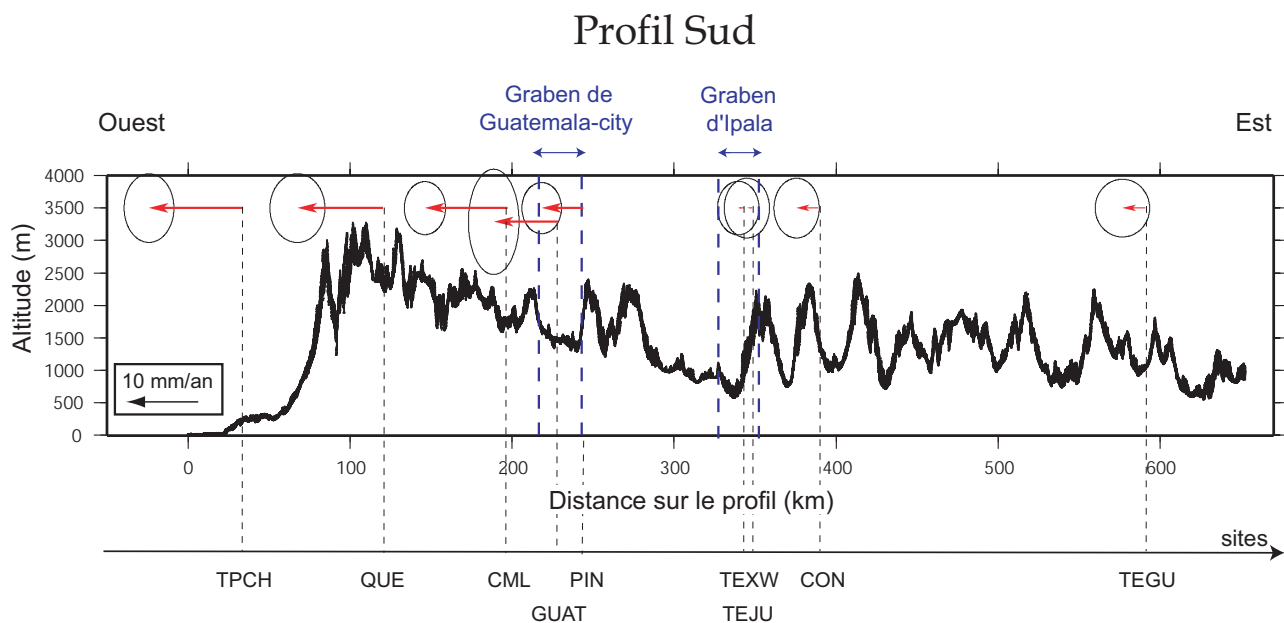


FIG. 6.4 – Topographie (en noir) et vitesses perpendiculaires (en rouge) aux structures extensives le long du profil Sud (S). Les grabens de Guatemala-city et d'Ipala sont délimités par les rectangles bleus. Les pointillés fins relient les vitesses projetées aux noms des sites où elles sont mesurées. La topographie montre que le site QUE est peut être situé à l'intérieur d'un graben parallèle à l'arc volcanique (voir aussi figure 6.7) ce qui expliquerait la direction particulière de la vitesse pour ce site (figure 6.2).

6.2.2 Déformation intersismique à travers les failles décrochantes

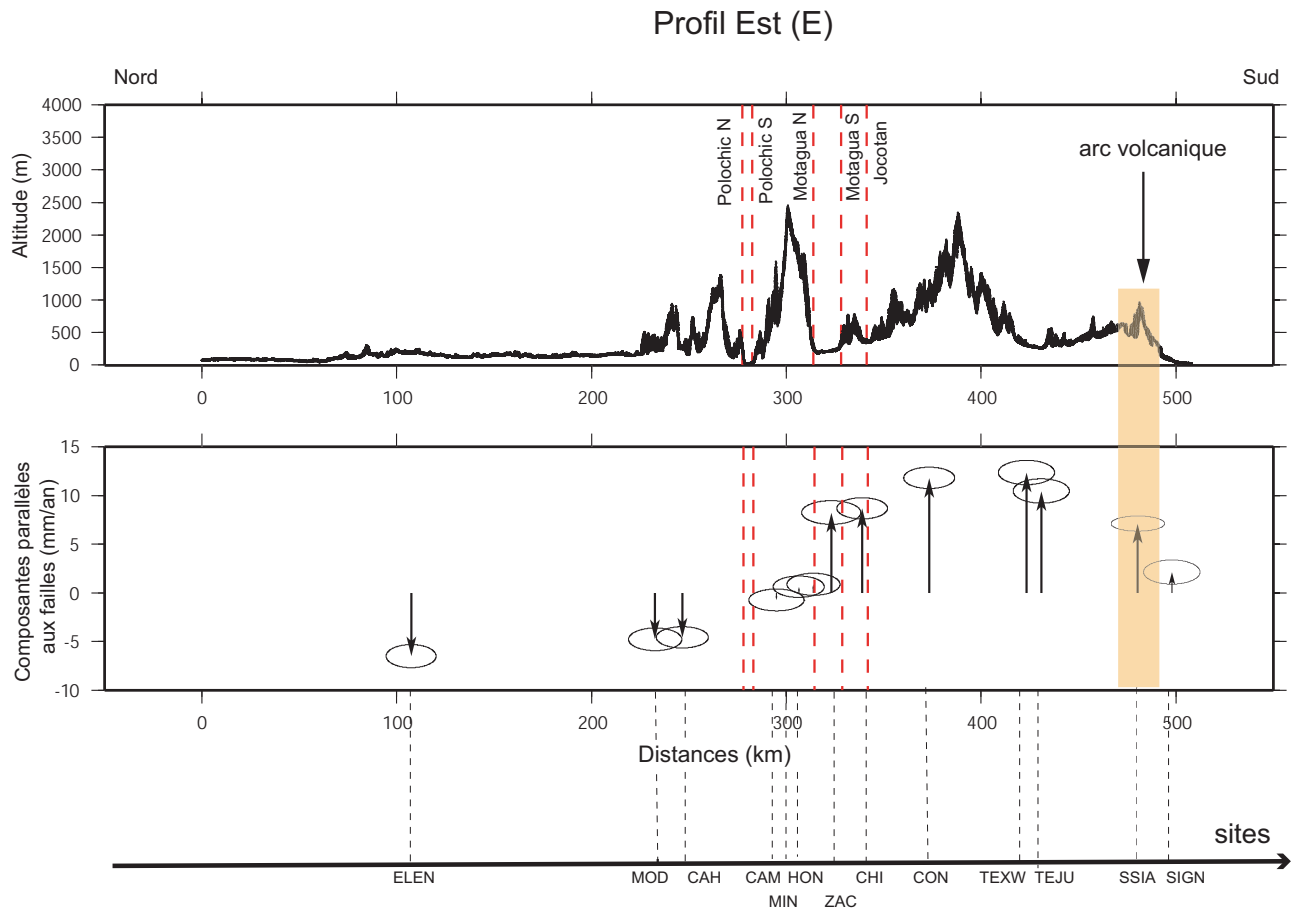


FIG. 6.5 – Topographie et vitesses parallèles aux failles de Polochic et de Motagua projetées le long du profil Est (E). Les traces des différentes failles observées le long du profil sont représentées par les lignes pointillées rouges. Polochic N., Polochic S., Motagua N. et Motagua S. représentent respectivement la localisation des branches Nord et Sud des failles de Polochic et de Motagua. La bande orange représente l'arc volcanique.

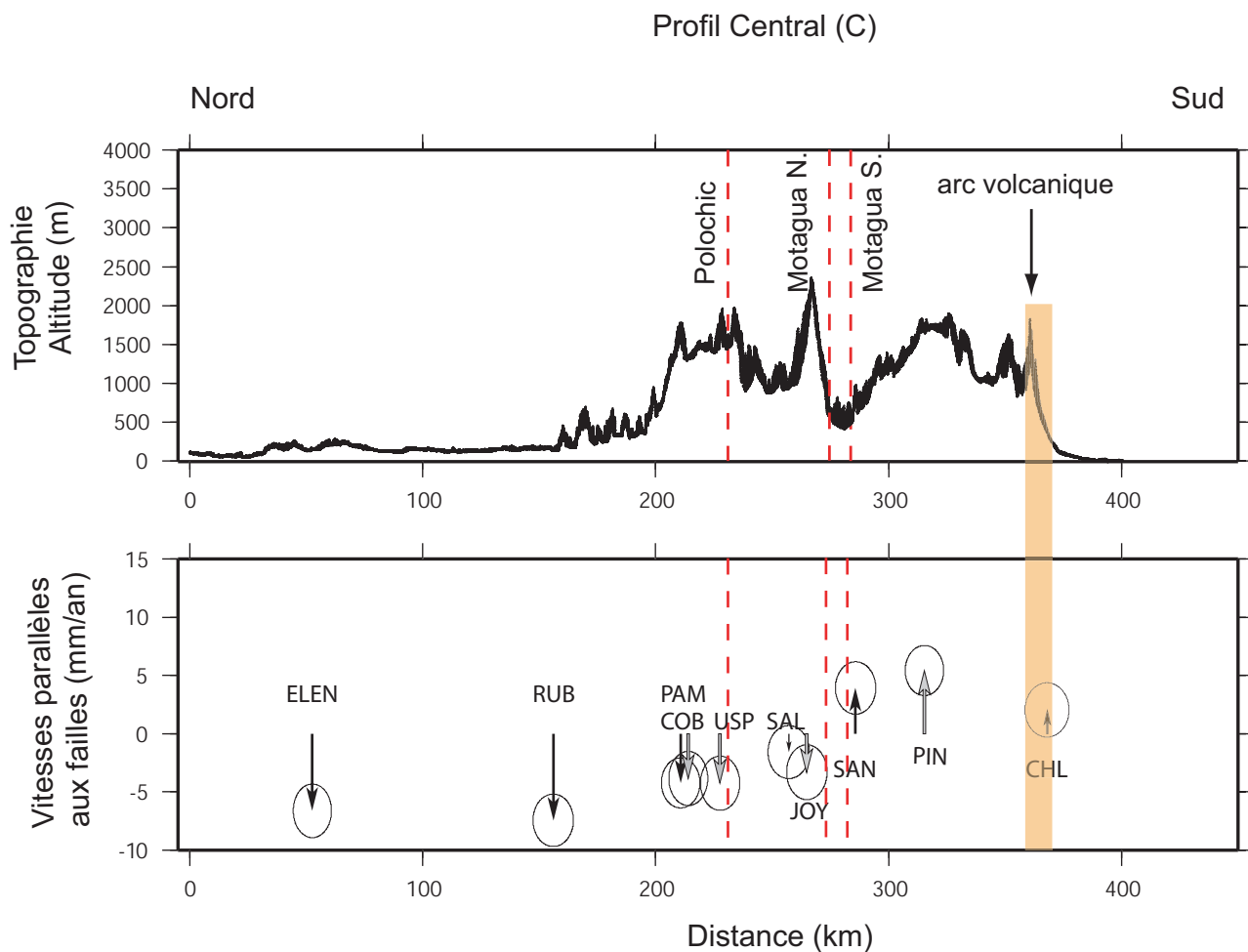


FIG. 6.6 – Topographie et vitesses parallèles aux failles de Polochic et de Motagua projetées le long du profil Central (C). Les traces des failles de Polochic et de Motagua sont représentées par les lignes pointillées rouges. La bande orange délimite l’arc volcanique et isole ainsi les vitesses des sites avant-arc. Les vecteurs vitesses projetés situés à moins de 20 km autour du profil sont représentés en noir. Au delà, ils sont représentés en gris (jusqu’à 50 km pour JOY).

Les projections de la topographie et des vitesses GPS le long des profils Est (E), Central (C) et Ouest (W) sont représentées sur les figures 6.5 à 6.7. Les vitesses projetées ici sont celles initialement exprimées dans l’ITRF 2000. Les sites avant arc, au Sud des rectangles oranges, montrent un mouvement dextre par rapport aux sites au Nord de l’arc (figure 6.2) qui est discuté dans le paragraphe 6.4. Mises à part ces vitesses avant arc, l’ensemble du champ de vitesses projeté est globalement cohérent avec un mouvement sénestre de part et d’autre du système de failles Polochic Motagua.

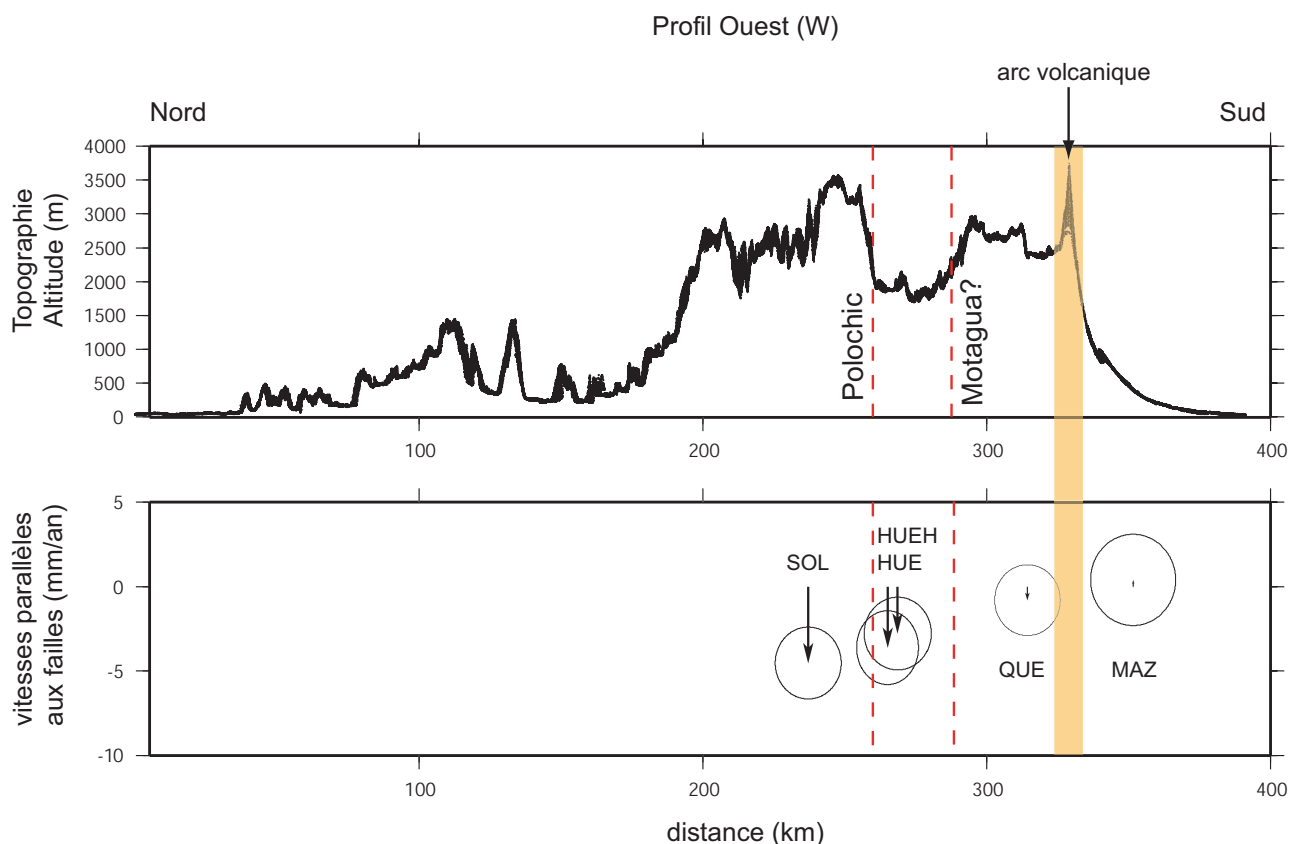


FIG. 6.7 – Topographie et vitesses parallèles aux failles de Polochic et de Motagua projetées le long du profil Ouest (W). Les lignes pointillées rouges marquent la trace de la faille de Polochic ainsi qu’une possible extension de la trace de Motagua à l’Ouest de sa trace connue. La bande orange délimite l’arc volcanique et isole ainsi les vitesses avant-arc du reste du profil.

À partir de ces profils, nous avons cherché à estimer les grandeurs caractéristiques de la cinématique des failles de Polochic et de Motagua en utilisant un modèle élastique simple. Nous avons d’abord réalisé un modèle à une seule faille pour les profils Est et Central dont la quantité de données est la plus importante, puis, nous avons cherché à caractériser, à partir d’un modèle à deux failles, la contribution relative de chacune des failles de Polochic et de Motagua dans la cinématique régionale.

MODÈLE À UNE FAILLE Nous avons cherché à caractériser le fonctionnement cinématique du système de failles décrochantes par des modèles élastiques simples correspondant à une faille verticale infinie dans un demi espace homogène (glissement continu sous une zone bloquée). Dans le cadre de cette hypothèse, le champ de vitesses observé

en phase intersismique peut être caractérisé de la façon suivante :

$$V(X) = \frac{V_0}{\pi} \arctan\left(\frac{X - X_0}{D}\right) + A \quad (6.1)$$

où V est la composante perpendiculaire à la faille de la vitesse observée, à une distance $X - X_0$ de celle-ci, X_0 est la position de la faille dans le référentiel considéré et V_0 sa vitesse de glissement sous la profondeur de blocage D , A est une constante (figure 6.8, Savage & Burford, 1973).

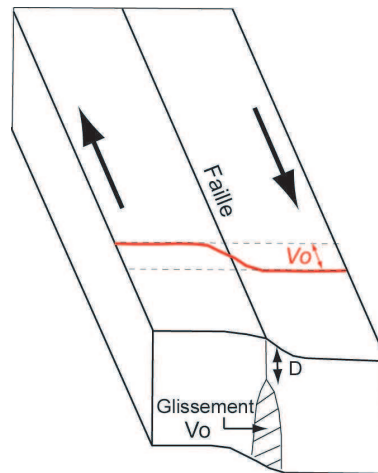


FIG. 6.8 – Géométrie du modèle de dislocation élastique d'une faille infinie verticale dans un milieu homogène type Savage et Burford, 1973. La phase intersismique de la faille est interprétée comme un glissement en profondeur (V_0) uniforme sur l'ensemble de la faille sous une profondeur D , au dessus de laquelle, la faille est entièrement bloquée.

En filigrane, ce modèle admet comme hypothèse implicite que le comportement de la lithosphère est élastique sur une échelle de temps de l'ordre du cycle sismique de la faille (plusieurs centaines d'années). Ce postulat permet de décrire le comportement de la faille avec seulement deux paramètres caractéristiques que sont la vitesse de glissement long terme et la profondeur de blocage, sans prendre en considération les paramètres rhéologiques régionaux. Bien que de telles conditions soient irréalistes, le modèle d'une faille verticale infinie dans un demi espace homogène est encore largement utilisé et donne au premier ordre des résultats satisfaisants comme c'est le cas, entre autres, pour le système de failles parallèles de San Andreas au Nord de la baie de San Francisco (Savage *et al.*, 1999) ou pour la faille de Palu-Koro à Sulawesi (Walpersdorf *et al.*, 1998).

Une première approche permettant de déterminer les inconnues du problème, fut de considérer une faille décrochante "moyenne" qui accommoderait l'ensemble de la déformation observée le long des profils de vitesse perpendiculaires aux failles de Polochic et de Motagua (figures 6.5, 6.6, 6.7). Cette approche peut-être justifiée par le fait

que les failles de Polochic et de Motagua sont susceptibles de se rejoindre en profondeur pour ne définir qu'une seule et même faille. C'est pourquoi nous avons considéré une faille unique dont la position en surface (X_0 équation (6.1)) est un paramètre libre à déterminer au même titre que la vitesse de glissement sur cette faille (V_0), sa profondeur de blocage (D) et la constante d'ajustement (A). Afin de déterminer ces inconnues nous avons réalisé une exploration systématique dans l'espace des paramètres en cherchant à minimiser le χ^2 réduit défini comme suit :

$$\chi^2 = \frac{\sum_{i=0}^N \frac{r_i}{f\sigma_i}}{N - P} \quad (6.2)$$

Où r_i est le résidu entre la vitesse GPS observée du point i (V_{OBSi}) et la vitesse calculée d'après les paramètres considérés au même point (V_{CALi}), σ_i est l'incertitude associée à V_{OBSi} . f est un facteur d'échelle que nous avons considéré égal à 1, N le nombre de données à inverser et P le nombre d'inconnues à déterminer (ici 4).

Dans les modèles ci-après nous n'avons pas pris en compte les vitesses des sites avant-arc (CHL pour le profil Est, SIGN et SSIA pour le profil Central), vraisemblablement affectés par un même mouvement cohérent qui, comme déjà évoqué, ne peut pas s'expliquer par un modèle d'accumulation de déformation intersismique sur les failles décrochantes sénestres de Polochic et de Motagua, mais plutôt par un mouvement dextre à travers l'arc volcanique (paragraphe 6.4).

Résultats pour le profil E : Dans le cas du profil Est, le long duquel nous avons la meilleure résolution, il s'agit d'ajuster un système de 4 inconnues contraint par 12 données GPS 'indépendantes'. Nous considérons le nombre de données par rapport au nombre d'inconnues du système ($N - P = 8$) suffisamment important pour considérer $\chi^2 = 1$ comme la limite supérieure des ensembles de paramètres à considérer dans le cadre d'un ajustement des données.

Les figures 6.9 et 6.10 montrent les incertitudes sur les différents paramètres du modèle (vitesse de glissement, profondeur de blocage, position de la faille). Dans le cas d'un modèle simple à une seule faille, la position de la faille à travers laquelle se concentre toute la déformation (centrée sur la faille de Motagua) et la vitesse de glissement long terme associée (comprise entre **16.5** et **20.5 mm.an⁻¹**, pour $\chi^2 < 1$) sont des paramètres bien contraints par les données GPS comme le montrent les figures 6.9 et 6.10. Il existe en revanche une incertitude plus importante concernant la profondeur de blocage (comprise entre **9** et **25 km** pour $\chi^2 < 1$, figure 6.10). Le meilleur ajustement est trouvé pour une faille centrée sur la faille de Motagua bloquée sur **15 km** et accommodant une vitesse de glissement de **18 mm.an⁻¹**. Sur la figure 6.10, nous avons également représenté un ajustement équivalent (respectant $\chi^2 < 1$) avec une faille bloquée sur **20 km** et accommodant une vitesse de **19 mm.an⁻¹**

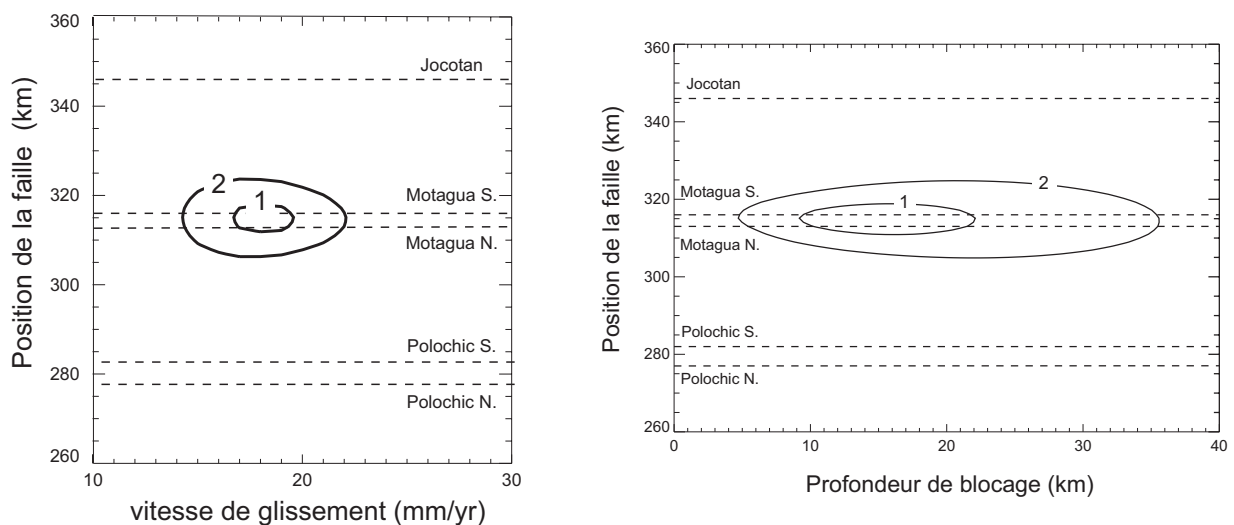


FIG. 6.9 – Profil E : Contour χ^2 : Chaque courbe représente l'espace des paramètres possible tels que $\chi^2 \leq 1,2$. Nous considérons ici que $\chi^2 = 1$ est une limite acceptable de l'espace des paramètres à considérer pour un ajustement raisonnable des vitesses du profil E. (A droite) contour de χ^2 vitesse de glissement versus position de la faille. (A gauche) contour de χ^2 profondeur de blocage versus position de la faille. Les positions des failles de Motagua (branche Sud, Motagua S. et branche nord, Motagua N.) et de Polochic (Polochic Sud (S) et (N)) sont représentées par les lignes pointillées.

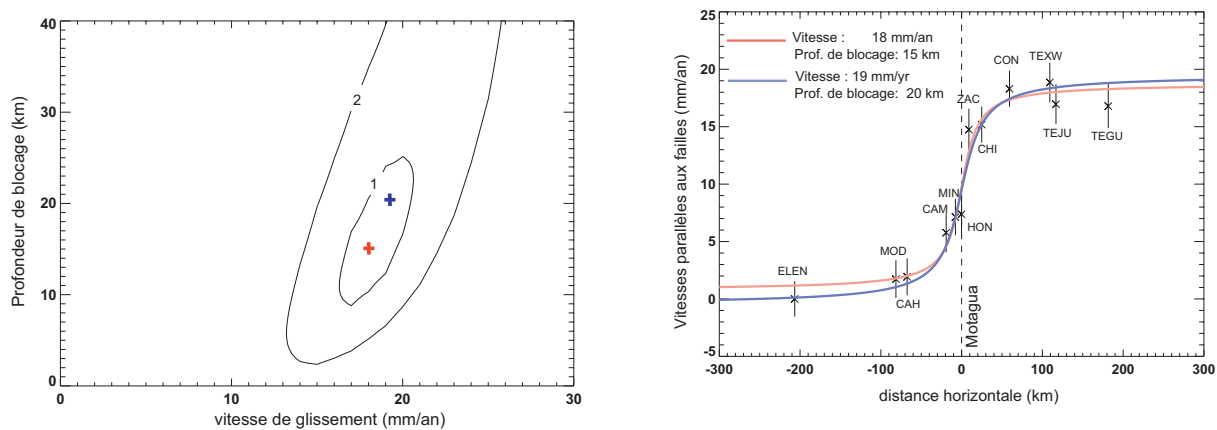


FIG. 6.10 – PROFIL E : À gauche, les contours de $\chi^2 = 1,2$ pour le couple de paramètres vitesse de glissement-profondeur de blocage. À droite, le profil de vitesse et deux modèles : Le meilleur ajustement est représenté en rouge. En bleu, est représenté un ajustement "équivalent" ($\chi^2 < 1$).

Résultats pour le profil C Dans le cas du profil central nous n'avons pas considéré le site CHL (situé avant-arc) ainsi que les sites CML, GUAT (affectés par l'extension est-ouest du graben de Guatemala-City) et JOY (trop éloigné du profil et visiblement

peu cohérent avec le reste du profil de vitesse).

D'après les figures 6.11 et 6.12 le profil de vitesse semble s'ajuster au mieux avec un modèle considérant une faille localisée à 15 ± 10 km ($\chi^2 < 1$) au Nord de la trace en surface de faille de Motagua bloquée sur **38 km** et accommodant une vitesse de glissement de **18 mm.an⁻¹**.

Cependant, pour le profil central, il faut noter que le nombre de degré de liberté (N-P) n'est que de 4 et l'inversion moins bien contrainte que pour le profil E (valeurs du meilleurs ajustement moins significatives et bornes sur les paramètres du modèle sous estimées par la limite $\chi^2 < 1$). De plus, il semble difficile d'expliquer une variation de profondeur de blocage, de 15 km sur le profil Est (meilleur ajustement) à 38 kilomètres pour le profil Central (meilleur ajustement). En effet, ces profils ne sont distants que d'une cinquantaine de kilomètres seulement. Par ailleurs, d'un point de vue mécanique, 38 km est une valeur sans doute peu réaliste pour une profondeur de blocage d'une faille décrochante. Bien que la structure en profondeur des failles ne soit pas connue, l'activité microsismique actuelle des deux failles décrochantes Polochic et Motagua (section 3.4) se localise principalement sur les 15 premiers kilomètres de profondeur, en accord avec la profondeur de blocage déduite par inversion du profil E. En considérant cette même profondeur de blocage (**15 km**) pour le profil C, la vitesse de glissement associée est de **13 mm.an⁻¹**, nettement plus faible comparativement à celle obtenue pour le profil E. Cette diminution de vitesse d'Est en Ouest est cependant compatible avec le taux d'extension Est-Ouest estimé précédemment, au Sud de la faille de Motagua, à travers le graben d'Ipala (environ 5 mm.an⁻¹, paragraphe 6.2.1). Le profil central étant situé à l'Est du graben de Guatemala-city, la décroissance de vitesse observée peut être considéré comme principalement dûe à l'extension accommodée par le graben d'Ipala.

D'après les modèles précédents la faille de Motagua seule suffit à expliquer le champ de vitesse observé. Or la faille de Polochic est une faille dont la morphologie bien marquée sur plus de 400 km dans une région de climat humide et la sismicité historique "récente" (le dernier séisme majeur qui lui est attribué date de 1816) semblent incohérentes avec le fait qu'elle ne participe pas à l'accommodation de la déformation totale. C'est pourquoi dans l'étape suivante nous avons cherché à contraindre la contribution relative des deux failles sur le champ de vitesse observé pour le profil Est, où les données sont les plus nombreuses.

MODÈLE À DEUX FAILLES Dans le cas d'un modèle à deux failles, la localisation de ces failles étant connues, la vitesse V à une distance X de la faille de Polochic et Y de la faille de Motagua s'écrit :

$$V = \frac{V_{pol}}{\pi} \arctan\left(\frac{X}{D_{pol}}\right) + \frac{V_{mot}}{\pi} \arctan\left(\frac{Y}{D_{mot}}\right) + A \quad (6.3)$$

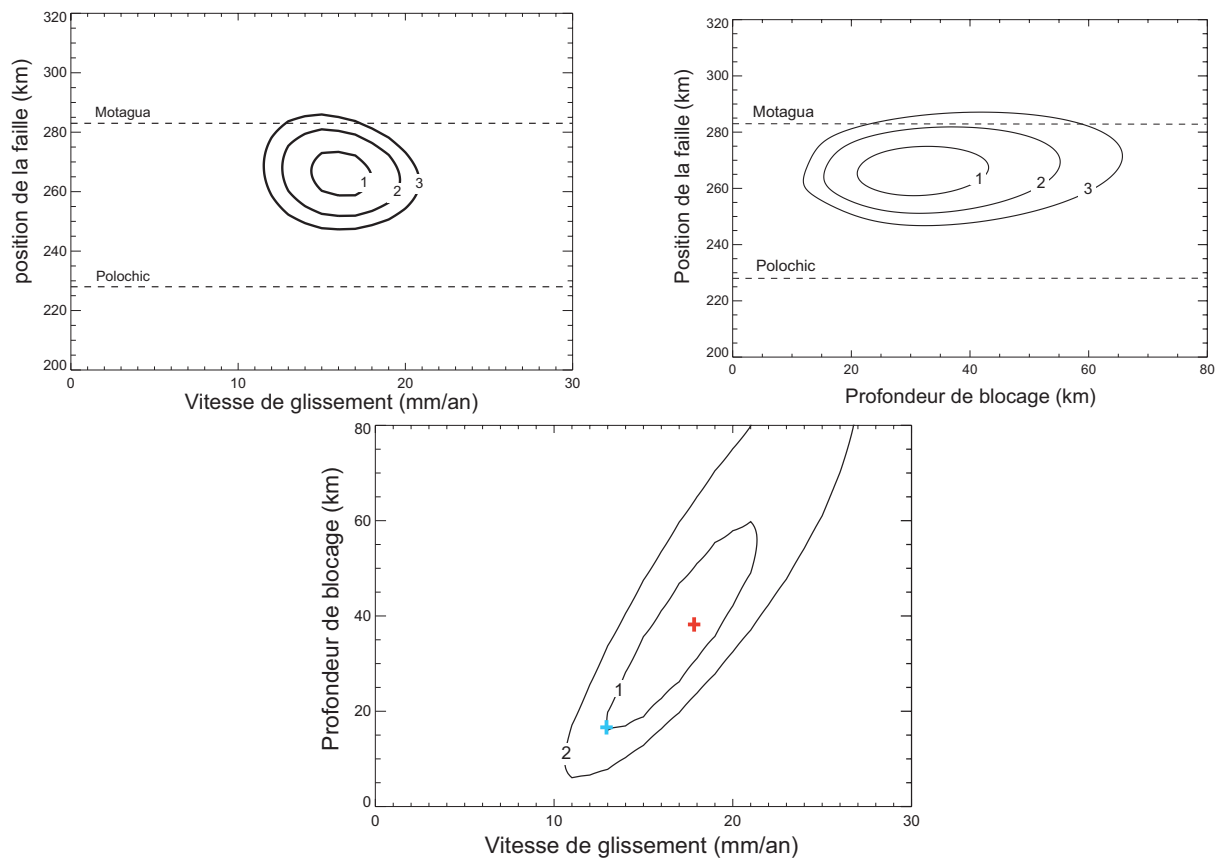


FIG. 6.11 – PROFIL C : contours de $\chi^2 = 1, 2$ pour les couples de paramètres vitesse de glissement-position de la faille (en haut à gauche), profondeur de blocage-position de la faille (en haut à droite) et vitesse de glissement-profondeur de blocage (en bas). Les traces des failles de Polochic et de Motagua sont repérées par les lignes pointillées. Les ajustements au profil de vitesse pour le meilleur ajustement numérique et notre modèle préféré (voir texte) sont respectivement montrés en rouge et en bleu sur la figure 6.12.

où V_{pol} et D_{pol} sont respectivement la vitesse de glissement et la profondeur de blocage associées à la faille de Polochic et V_{mot} et D_{mot} la vitesse de glissement et profondeur de blocage associées à la faille de Motagua. Dans les modèles suivants nous avons imposé $D_{mot} = D_{pol} = D$ avec $D = 10, 20, 30$ km. Pour chaque modèle le nombre d'inconnues à déterminer (V_{pol}, V_{mot}, A) est égal à trois.

La figure 6.13 représente les contours de χ^2 réduit pour V_{pol} versus V_{mot} en considérant chaque profondeur de blocage imposée aux deux failles.

D'après ces modèles la faille de Polochic semble ne pas accommoder plus de 15% (pour $\chi^2 < 2$) de la déformation totale observée.

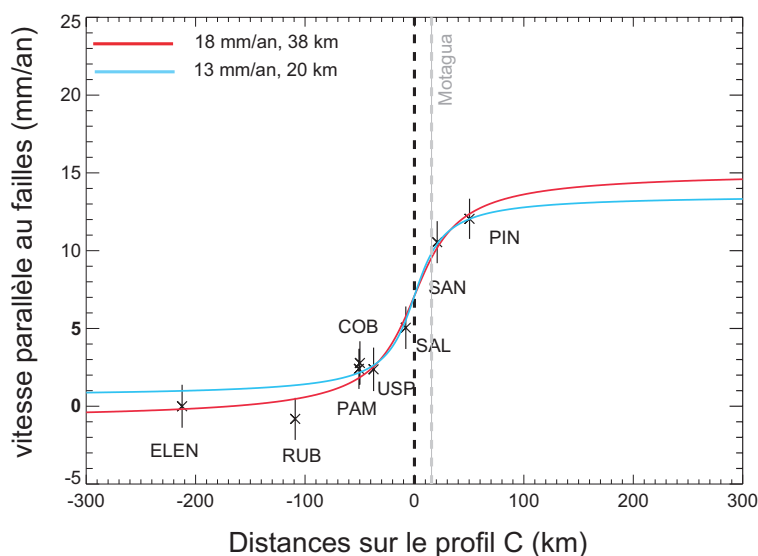


FIG. 6.12 – PROFIL C : ajustement du profil de vitesse. En rouge le meilleur ajustement trouvé pour une faille bloquée sur 38 km et accommodant un glissement de $18 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$. En bleu le modèle préféré donné pour une faille bloquée sur 15 km de profondeur associée à une vitesse de glissement de $13 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$.

En résumé D'après ces modèles, la distribution de la déformation liée à la cinématique grande échelle du système de failles Polochic-Motagua se complexifie d'Est en Ouest. En effet, à l'Est, la faille de Motagua seule, bloquée sur environ 15 km de profondeur, semble entièrement accommoder la déformation engendrée par le mouvement relatif des plaques Amérique du Nord et Caraïbe. Cette profondeur de blocage est cohérente avec la localisation de la microsismicité actuelle des failles décrochantes qui ne dépasse guère 15 km de profondeur (section 3.4). Au centre et à l'ouest du Guatemala, les profils C et W rendent compte d'une plus grande complexité où la déformation se distribue entre le mouvement décrochant de la faille de Motagua et l'extension est-ouest à travers les grabens de Guatemala-city et d'Ipala. L'augmentation apparente de la profondeur de blocage de la faille de Motagua vers le centre du Guatemala ainsi que l'augmentation de l'altitude moyenne que l'on peut observer sur les profils topographiques (figures 6.5 à 6.7) pourraient rendre compte d'une compression régionale due à l'interaction complexe des trois plaques Cocos, Caraïbe et Amérique du Nord (Guzmán-Speziale *et al.*, 2005). Vers l'ouest, la faible quantité de données ne nous permet pas de conclure clairement mais pourrait être compatible avec une distribution de déformation entre un mouvement sénestre de la faille de Motagua au delà de sa trace connue et l'extension Est-Ouest du graben de Guatemala-city. Un modèle simple de type Savage & Burford (1973) nous permet d'obtenir des résultats intéressants quant aux caractéristiques des failles décrochantes, nettement affinés par rapport à notre étude antérieure (Lyon-Caen *et al.*, 2006). Le champ de vitesse observé s'explique relativement bien à l'aide d'une faille infinie verticale centrée sur la faille de Motagua. Cependant,

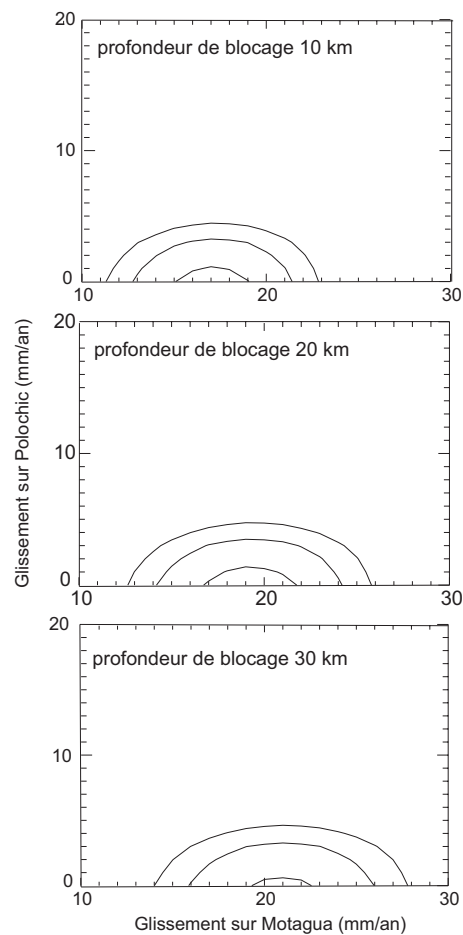


FIG. 6.13 – Contour de $\chi^2=1, 2, 3$ dans le cas d'une inversion à deux failles dont seules les vitesses de glissement sont des paramètres libres. Pour chaque incrément de profondeur de blocage imposée aux failles dans l'inversion, la vitesse de glissement associée à la faille de Polochic ne dépasse pas 15 % du glissement total.

la géométrie de cette faille est plus complexe, sa trace en surface n'est pas unique et dessine une courbe convexe à plus grande échelle. Sa trace en surface correspond à la trace activée par la rupture de 1976, cependant, si elle se prolonge vers l'Ouest, elle est peut-être cachée sous les dépôts volcaniques quaternaires. Notre analyse présentée ici sur quelques profils de vitesse reste donc une simplification. L'existence d'une extension localisée au Sud de la faille de Motagua et au Nord-Est de l'arc volcanique, complexifie encore la cinématique régionale, impliquant des rotations relatives entre les blocs situés de part et d'autre de ces différentes structures, non prises en compte dans notre étude. De plus, nous ne pouvons exclure, à ce stade de l'étude, des phénomènes transitoires complexes intervenant dans l'accumulation de la déformation, selon la phase du cycle sismique dans laquelle se trouvent les failles (Savage & Prescott, 1978). Ces phénomènes pourraient induire des variations dans le temps du champ de vitesse à travers les failles

et en particulier des divergences du champ de vitesse par rapport à un modèle simple de dislocation élastique. La question de "l'inactivité" apparente de la faille de Polochic reste également en suspens. En effet, son activité passée récente (séisme de 1816, décalages de rivière..., chapitre 2), et actuelle (activité microsismique équivalente à la faille de Motagua, paragraphe 2.1.1) semble montrer, à contrario du champ de vitesse géodésique, que la faille de Polochic est une faille active au même titre que la faille de Motagua. On peut se demander si les vitesses GPS observées ne sont pas affectées par des effets transitoires post-sismiques suite au séisme majeur (Mw 7.5) qui a rompu la faille de Motagua en 1976 et qui pourraient masquer la contribution de la faille de Polochic dans la cinématique régionale. C'est pourquoi nous avons cherché à quantifier ces effets dans le paragraphe ci-dessous.

6.2.3 Rôle des effets post-sismiques du séisme de 1976

Les déplacements observés lors d'une phase post-sismique sont généralement dominés par trois phénomènes : le glissement asismique en surface ou en profondeur, la poroélasticité liée à des circulations de fluides et la relaxation viscoélastique. Chacun de ces phénomènes s'exprime selon différentes échelles de temps, d'espace et d'amplitude.

Le glissement asismique : La notion de déplacements asismiques fut proposée en 1971 par Fitch & Scholz (1971) afin d'expliquer des déplacements observés au Sud-Ouest du Japon à la suite de plusieurs séismes de subduction. On distingue les déplacements asismiques profonds qui s'étendent de la source du séisme jusqu'à la base de la zone sismogénique des déplacements asismiques superficiels qui affectent la région supérieure de la source à la surface. Les déplacements asismiques superficiels sont prépondérants dans des régions où la couverture sédimentaire dans la zone de faille est importante (Marone *et al.*, 1991), lorsque le glissement cosismique ne peut pas atteindre la surface. À la suite du séisme majeur de 1976 au Guatemala, Bucknam & Plafker (1978) ont observé, le long de la zone de rupture sur la faille de Motagua, une activité post-sismique (paragraphe 2.2.2, chapitre 2) caractéristique d'un glissement asismique. Ces glissements, de plusieurs centimètres ont été observés sur les 70 kilomètres les plus à l'Ouest de la trace de rupture, pendant les quelques mois qui suivirent le séisme.

La Poroélasticité : Des déplacements postsismiques de plusieurs centimètres (déplacement cumulé sur trois ans d'observations) ont été observés par interférométrie radar suite au séisme de Landers (M=7.5) qui a secoué le Nord de la Californie en 1992 (e.g. Massonnet *et al.*, 1996 ; Peltzer *et al.*, 1996 ; Peltzer *et al.*, 1998). Ces déplacements, principalement verticaux, avaient comme caractéristique particulière d'être de sens opposé aux déplacements co-sismiques (affaissement au niveau des structures compressives et

surrection dans les zones extensives) et semblaient correspondre à une réponse post-sismique poroélastique du milieu. En effet, à la suite d'un séisme, la modification de la porosité dans la zone de faille permet des circulations de fluides qui tendent à trouver leur équilibre hydrostatique. Ce phénomène est bien modélisé par la différence de deux modèles élastiques, l'un en considérant un coefficient de Poisson dit "non-drainé", avant et pendant le séisme, l'autre en considérant un coefficient de Poisson dit "drainé" post-sismique. Le coefficient de Poisson non-drainé est toujours plus grand que le coefficient de Poisson drainé, ce qui implique que les déplacements post-sismiques induits sont dans le sens opposé des déplacements cosismiques. Les déplacements post-sismiques observés à la suite du séisme de Landers étaient principalement verticaux superficiels localisés dans les zones de relais le long de la faille et à plus grande longueur d'onde dans toute la zone de rupture (environ 250 kilomètres). Ce type d'effets post-sismiques ont été observés jusqu'à 3-4 ans après le séisme de Landers (Peltzer *et al.*, 1998, Li *et al.*, 1998) ou plus récemment au Sud de l'Islande où des déplacements post-sismiques ont été détectés une fois encore par mesure INSAR (Jonsson, 2008). À noter que cette technique couplée au GPS permet parfois de distinguer les différents mécanismes post-sismiques en action (Jonsson *et al.*, 2003), ce qui n'est la plupart du temps pas trivial. À l'époque du séisme de 1976, aucune observation n'a permis de mettre en évidence des effets poroélastiques.

La relaxation viscoélastique : Plusieurs études mettent en avant l'aspect anélastique du cycle sismique (e.g. Melosh, 1976, Cohen *et al.*, 1984, Pollitz, 1992, Heatland & Hager, 2005). Au cours de la phase cosismique, le milieu se comporte comme un demi espace élastique homogène. La sollicitation brutale de la croûte inférieure et du manteau visqueux lors du séisme peut engendrer une réponse différée reflétant ainsi la relaxation visqueuse de la croûte et du manteau à la perturbation cosismique. Le premier modèle de relaxation viscoélastique fut présenté par Nur & Mavko (1974), modèle bidimensionnel constitué d'un demi-espace viscoélastique homogène, sous une couche élastique. Par la suite, Rundle (1982), Yu *et al.* (1996) (par exemple) proposent des modèles tridimensionnels, pouvant inclure des effets de gravité, parfois non négligeables à long terme. La relaxation viscoélastique de la croûte inférieure et du manteau supérieur est ainsi le seul phénomène susceptible de générer des déplacements postsismiques sur une longue période de temps (10 ans et plus, e.g. Vergnolle *et al.*, 2003) et sur une échelle spatiale de l'ordre de la centaine de kilomètres (e.g. Rydelek & Sacks, 1990, Pollitz, 1992, Pollitz *et al.*, 2000). Dans la majorité des cas, les effets post-sismiques sont observés entre quelques mois et quelques années après l'événement principal. Cependant, Kenner & Segall (2000) ont observé un glissement post-sismique de l'ordre de $4,6 \text{ cm.an}^{-1}$ entre 1929 et 1975 suite au séisme de San Francisco de 1906 (Mw 8.3) et estiment le temps de relaxation post-sismique à environ 36 ± 16 ans. À partir de modèles de relaxation viscoélastiques et en observant des données GPS acquises en Mongolie, Vergnolle *et al.* (2003) montrent que les effets post-sismiques de sept séismes (de magnitudes comprises entre 6,8 et 8,4) survenus en Mongolie dans les derniers 100 ans, sont encore perceptibles

(bien que faibles $\leq 2\text{mm.an}^{-1}$) actuellement.

Au Guatemala, l'acquisition de nos données GPS se situent entre 23-27 et 30 ans après le séisme de 1976. Nous avons cherché à estimer la contribution possible des effets post-sismiques sur le champ de vitesse GPS observé.

Modélisation des effets post-sismiques du séisme de 1976 sur nos mesures GPS :

Nous avons utilisé le modèle développé par Yu *et al.* (1996), modèle tridimensionnel qui considère une couche sismogénique élastique sur un demi espace visqueux infini (nous n'avons pas considéré dans cette modélisation les effets de gravité). La relaxation viscoélastique est alors définie comme la réponse du milieu visqueux à une rupture instantanée d'un plan de faille dans la couche élastique. Le temps de relaxation caractéristique τ est alors défini de la façon suivante :

$$\tau = \frac{2\eta}{\mu} \quad (6.4)$$

où η est la viscosité du fluide maxwellien du demi espace infini visqueux et μ le module de cisaillement élastique (figure 6.14).

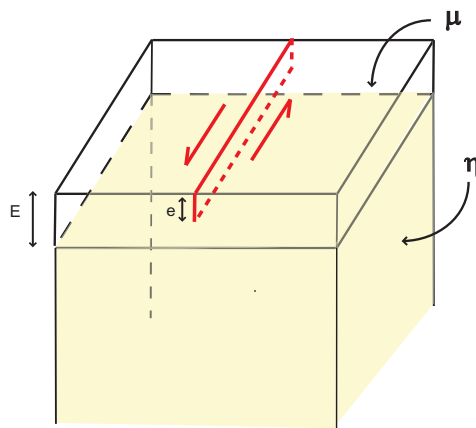


FIG. 6.14 – Paramètres du modèle de relaxation viscoélastique de Yu *et al.* (1996). μ est le module de cisaillement élastique (3.10^{10}N.m), η la viscosité du demi espace infini (comprise entre 10^{18} et 10^{21}Pa.s dans notre cas). E est l'épaisseur de la couche élastique que nous avons imposée à 30 km. Dans le modèle, nous avons considéré une rupture sénestre de déplacement moyen 1,43 mètres sur un plan vertical infiniment allongé d'épaisseur $e=15\text{km}$, pour simuler le séisme du 4 février 1976 d'après les observations de Plafker (1976).

Dans notre modèle nous avons considéré une rupture affectant les 15 premiers kilomètres de la couche élastique (d'épaisseur E 30 km, figure 6.14) avec un glissement

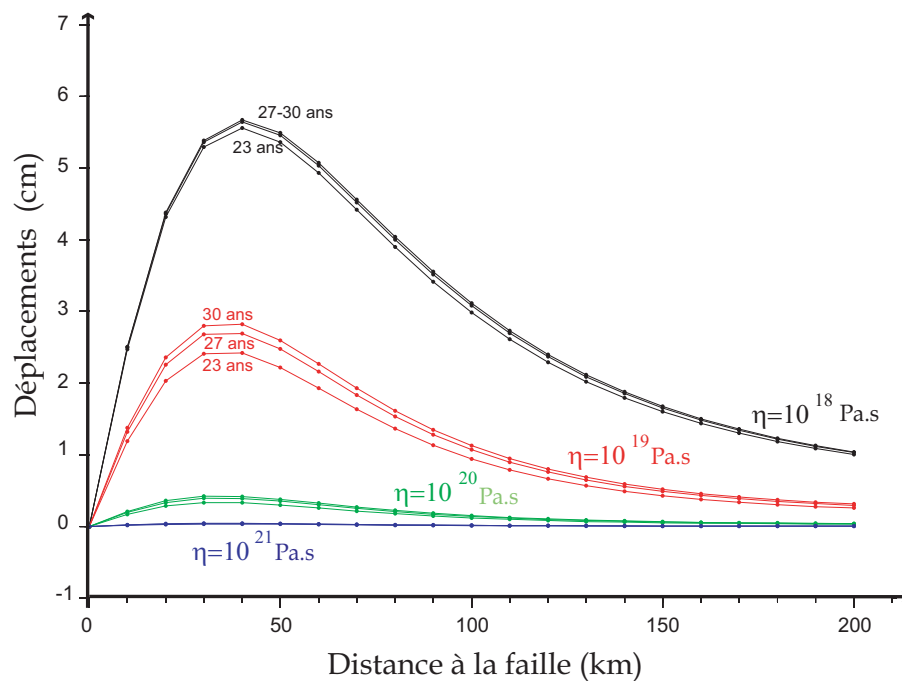


FIG. 6.15 – Déplacements post-sismique estimés par la modélisation à l'époque de chaque campagne de mesure GPS (23,27 et 30 ans après le séisme) pour chaque incrément de viscosité et en fonction de la distance à la rupture (ici la faille de Motagua).

homogène moyen de 1,43 mètres, d'après les observations de Plafker (1976) à la suite du séisme de 1976. Afin d'éviter les effets de bord nous avons considéré une rupture infiniment longue. La figure 6.15 montre les déplacements de surface post-sismiques pour des viscosités η comprises entre 10^{18} et 10^{21} Pa.s, prédits par le modèle à l'époque des campagnes de mesure GPS (soit 23, 27 et 30 ans après le séisme), en fonction de la distance à la faille de Motagua, le long d'un profil perpendiculaire à celle-ci. La figure 6.16 représente les déplacements post-sismiques estimés par la modélisation en fonction du temps normalisé par le temps de relaxation (temps caractéristique $\frac{t}{\tau}$) pour une distance y à la faille donnée. Les zones grisées représentent les périodes intercampagne GPS pour chaque incrément de viscosité considéré. Le maximum de déplacement post-sismique est observé pour une distance à la faille d'environ 40 km (environ 2-3 cm pour $\eta=10^{19}$ Pa.s et 5-6 cm pour $\eta=10^{18}$ Pa.s). Notons que la faille de Polochic se situe justement entre 40 et 50 km de la faille de Motagua. Cependant, d'après la modélisation réalisée ici le différentiel entre 2 campagne GPS potentiellement détectable n'est que de quelques millimètres (figure 6.16). De ce fait, la contribution, sur nos mesures GPS, des effets post-sismiques suite au séisme du 4 février 1976, n'excède pas $0,6 \text{ mm.an}^{-1}$ et reste, par conséquent, imperceptible sur le champ de vitesses aux vues des précisions de mesure.

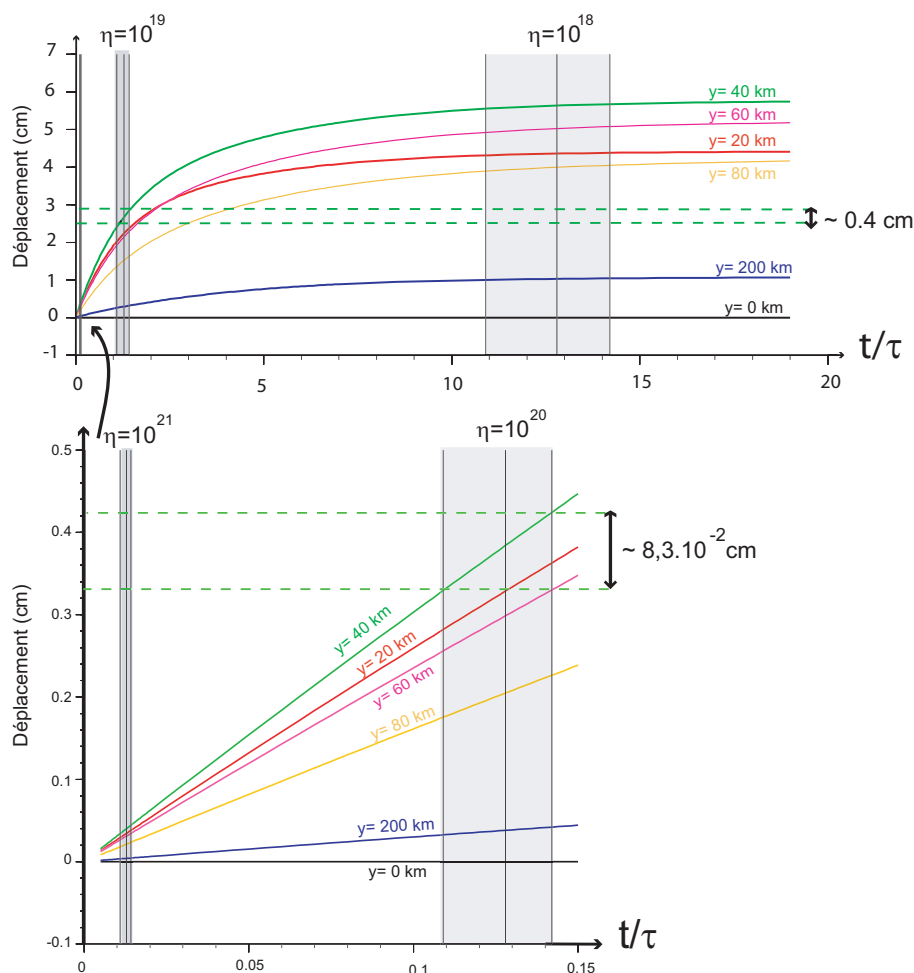


FIG. 6.16 – (en haut) Déplacements post-sismiques estimés par la modélisation pour une distance à la faille y donnée en fonction du temps t normalisé au temps caractéristique de relaxation post-sismique τ . Les zones grisées représentent les valeurs de $\frac{t}{\tau}$ correspondant aux inter-époques de mesures GPS, pour chaque viscosité du demi espace infini considéré. (en bas) zoom de la figure du haut pour les petites valeurs de $\frac{t}{\tau}$. Le déplacement maximal enregistré lors de nos campagnes n'excède pas 0.4cm pour une distance de 40 km de la faille de Motagua et une viscosité du demi-espace de 10^{19}Pa.s soit une contribution inférieure à 0.6mm.an^{-1} imperceptible sur nos données GPS.

6.3 Caractérisation du couplage le long de la fosse d'Amérique Centrale

6.3.1 Modélisation

Principe : Nous avons également cherché à caractériser la contribution de la subduction de la plaque Cocos sur le champ de vitesse GPS observé en surface. Nous avons

pour cela utilisé un modèle élastique simple de type Okada (1985) dont les paramètres de failles (géométrie en 3 dimensions du plan de faille et glissement sur ce plan) ont été déterminés grâce à la cinématique et à la sismicité régionale localisée par Engdhal *et al.* (1998).

En phase intersismique, une zone de subduction se décrit comme un glissement en profondeur caractéristique de la cinématique long terme sous une zone bloquée responsable de l'accumulation de déformation observée en surface. Les contraintes accumulées pendant cette période sont ensuite relâchées notamment lors de séismes de subduction. Plusieurs auteurs (e.g. Savage (1983), Argus & Lyzenga (1993), Dragert *et al.* (1994)) considèrent que ces phases d'accumulation et de relâchement de contraintes peuvent être modélisées comme des phénomènes de dislocation, c'est à dire comme des perturbations du glissement constant caractéristique de la cinématique long terme. Savage (1983) émet l'hypothèse que le déplacement intersismique sur une faille (glissement en profondeur sous une zone bloquée en surface) est équivalent à un glissement quasi-statique constant sur toute la surface de faille superposé à un glissement en sens inverse, ou rétro-glissement ("back-slip") sur la zone de faille considérée comme bloquée en surface (figure 6.17). Savage (1983) suppose qu'à l'échelle du cycle sismique, les déplacements co-sismiques compensent parfaitement les déformations engendrées par la phase intersismique et que le glissement, constant sur tout le plan de faille, ne produit aucune déformation en surface. Cette hypothèse est discutable, en particulier lorsque le pendage du plan de subduction n'est pas constant, ce qui est souvent le cas (Vergne *et al.*, 2001). Cependant, de nombreuses études basées sur cette approche donnent des résultats satisfaisants au premier ordre.

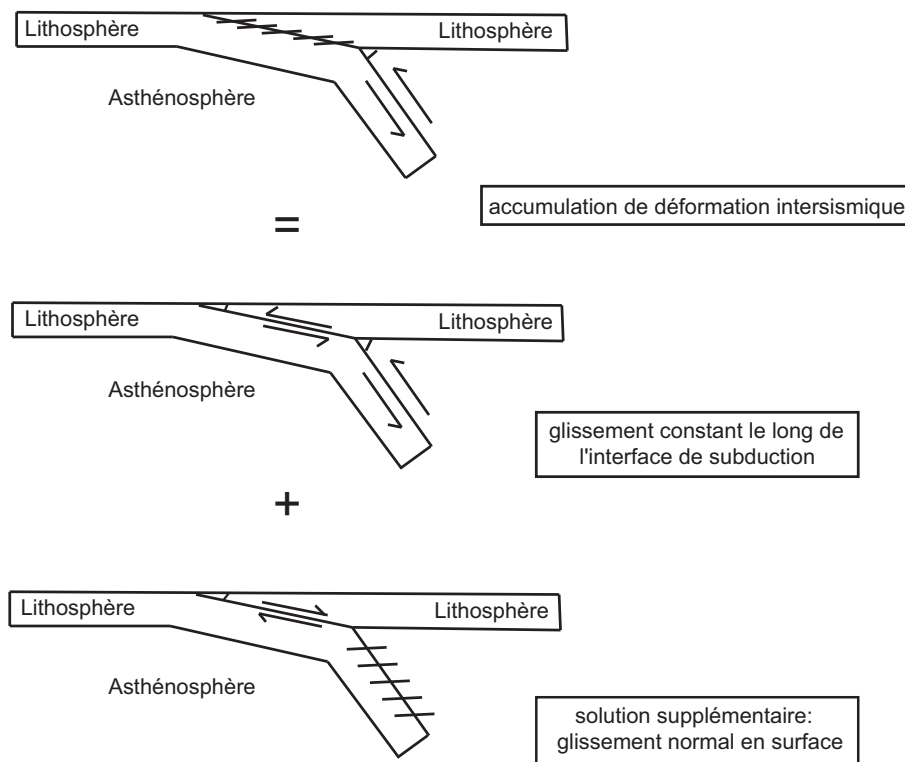


FIG. 6.17 – Modèle d'accumulation de déformation de type Savage (1983) au niveau d'une zone de subduction. La déformation observée en surface peut être modélisée par un rétro-glissement à l'interface de subduction

Paramètres de modélisation : Les paramètres à estimer d'après les conventions émises par Okada (1985) sont la géométrie du plan de faille dans les trois dimensions de l'espace et le glissement accommodé par cette faille. D'après la figure 6.18, montrant la sismicité le long du panneau plongeant le long de la subduction (Engdhal *et al.*, 1998), la géométrie du panneau plongeant varie régulièrement le long de la fosse d'Amérique Centrale. Le pendage (30°) reste constant sur les 25 premiers kilomètres de profondeur. Sous la côte guatémaltèque ce pendage augmente ensuite jusqu'à atteindre 45° en dessous de 50 kilomètres. Au large du Chiapas en revanche, le pendage du panneau plongeant reste faible (30°) jusqu'à plus de 50 km. Pour éviter les effets de bord, nous avons considéré un plan de faille infini le long de la fosse d'Amérique Centrale pour chaque modèle de couplage (Cocos-Caraïbe et Cocos-Amérique du Nord) en prenant les valeurs de pendage observées sur la figure 6.18 (coupes g et h, sous le Guatemala et le Chiapas) pour la région considérée. la vitesse de glissement sur les plan de faille est donnée par les vitesses relatives long-terme de la plaque Cocos par rapport aux plaques Caraïbe et Amérique du Nord fournis par NUVEL1 (DeMets *et al.*, 1990).

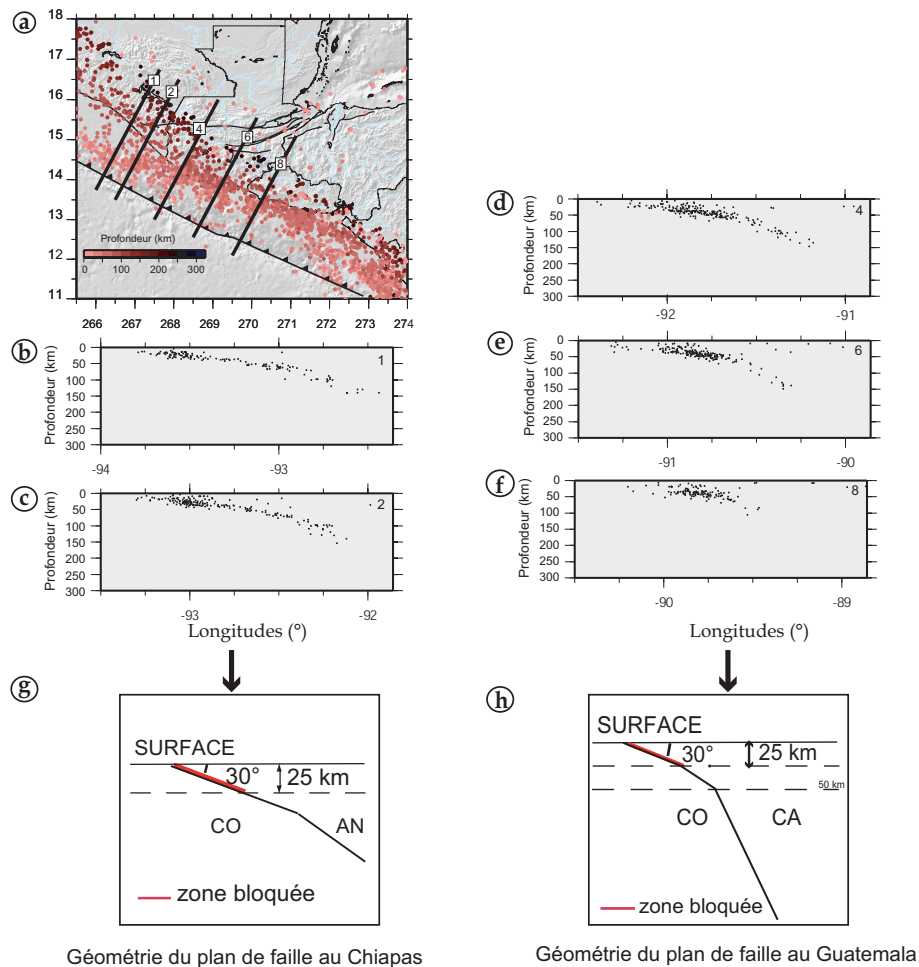


FIG. 6.18 – (a) Sismicité d’après Engdhal *et al.* (1998) (cercles rouges) et la localisation du centre des coupes de sismicité parallèles à la direction moyenne de convergence des plaques, représentées en b, c, d, e, f. La largeur des coupes projetées est de 50 km. (g et h) schéma de la géométrie du plan de subduction sous le Chiapas (g) et le Guatemala (h).

6.3.2 Couplage Cocos-Caraïbe

Résultat de la modélisation : La figure 6.19 montre le champ de déformation (en noir) estimé pour un couplage total sur une profondeur de blocage relativement faible de 25 km (figure 6.18, coupe h). Il apparaît incompatible avec le champ de vitesse issu de nos données GPS (rouge et vert respectivement pour le réseau Guatemala-Salvador et Chiapas). En considérant les incertitudes sur nos vitesses, et toujours pour

une profondeur de blocage de 25 km, le couplage entre la plaque Cocos et la plaque Caraïbe devrait être inférieur à 20% pour que les vitesses modélisées soient cohérentes avec les vitesses géodésiques observées en surface. Ces résultats sont en accord avec ceux de Pacheco *et al.* (1993) basés sur l'observation de la récurrence des séismes de subduction le long de la fosse d'Amérique Centrale (ce point sera discuté plus en détails dans la section 8.1).

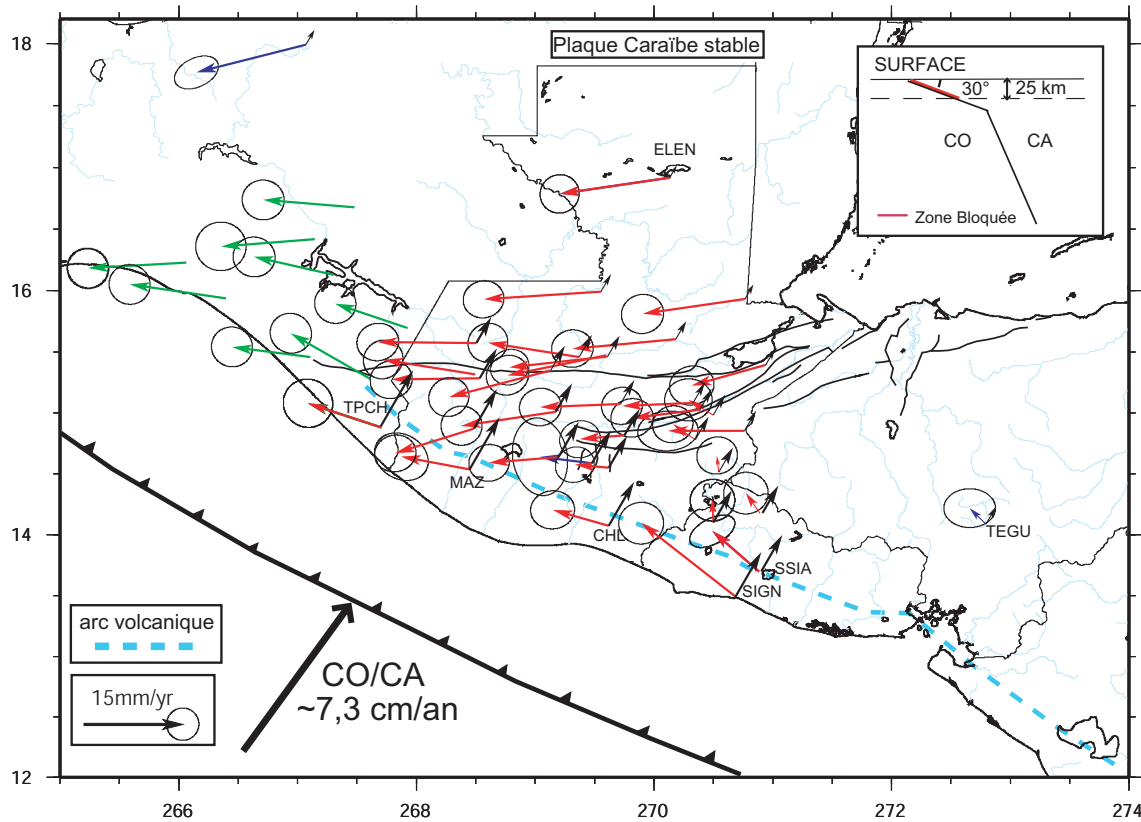


FIG. 6.19 – Modélisation du couplage CO-CA au Guatemala. Le champ de vitesse géodésique observé dans le référentiel de la plaque Caraïbe stable est représenté en rouge (réseau Guatemala-Salvador) et vert (réseau Chiapas). Le champ de vitesse obtenu par modélisation d'un couplage total sur les 25 premiers kilomètres du plan de subduction est représenté en noir. Ce dernier apparaît incompatible avec les observations.

6.3.3 Couplage Cocos-Amérique du Nord

Résultats de la modélisation : D'après la figure 6.20 un couplage total sur une profondeur de blocage d'au moins 25 km est nécessaire pour expliquer les vitesses géodésiques observées en surface dans le référentiel de la plaque Amérique du Nord stable.

On observe également un petit décalage systématique entre les directions des vitesses modélisées et celles observées, et un décalage ponctuel (en particuliers pour les sites SELE et ESPI) d'amplitude entre les vitesses modélisées et celles observées. On peut se demander si ces décalages sont relatifs aux choix des paramètres de modélisation (direction de glissement, profondeur maximale du couplage fixée à 25 kilomètres) ou si, plus vraisemblablement, ces décalages sont liés à une certaine incohérence du champ de vitesse au Chiapas dont la qualité des données et du traitement, on l'a vu (paragraphe 5.3.2), est un peu moins bonne que pour le champ de vitesse obtenu au Guatemala.

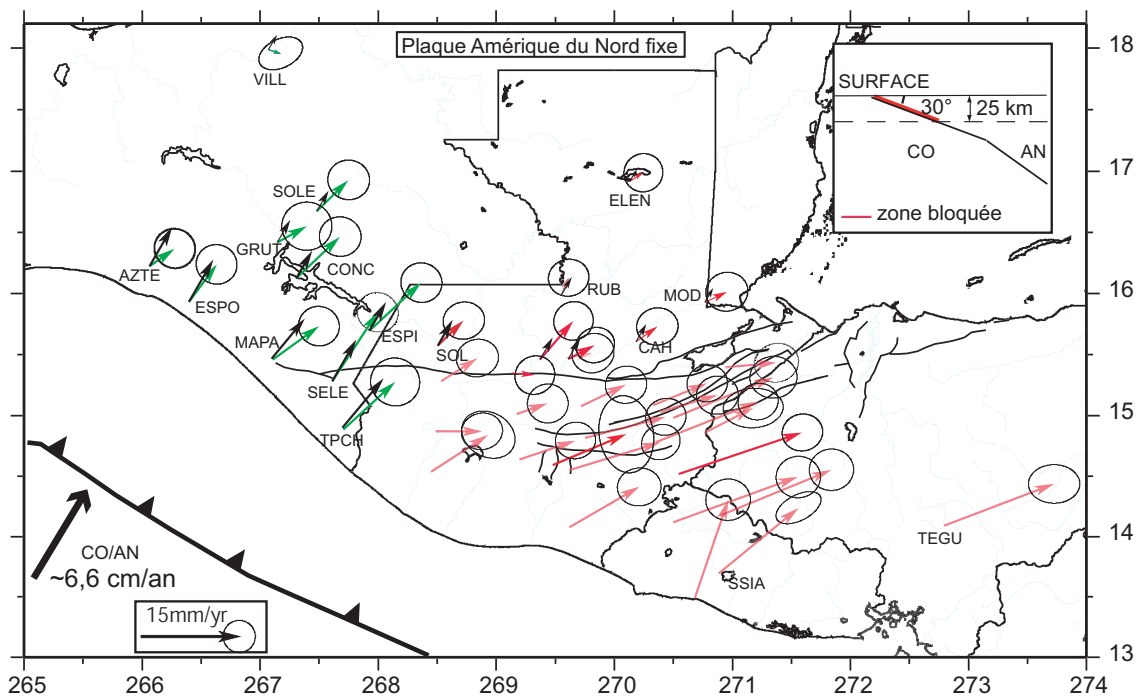


FIG. 6.20 – Modélisation du couplage CO-NA au Chiapas. Le champ de vitesse géodésique observé dans le référentiel Amérique du Nord stable, est représenté en rouge (réseau Guatemala) et vert (réseau Chiapas). Il est cohérent avec le champ de vitesse obtenu par modélisation d'un couplage complet sur les 25 premiers kilomètres du plan de subduction (représenté en noir).

6.4 Rôle de l'arc volcanique

Les séismes le long de la fosse d'Amérique Centrale se répartissent selon deux catégories (e.g. Carr & Stoiber (1977), White (1991), White & Harlow (1993), Dewey *et al.* (2004), Martínez-Díaz *et al.* (2004)). Les séismes de subduction incluant des événements majeurs ($M_w \geq 7$) de profondeur focale supérieure à 50 km sont caractérisés par des

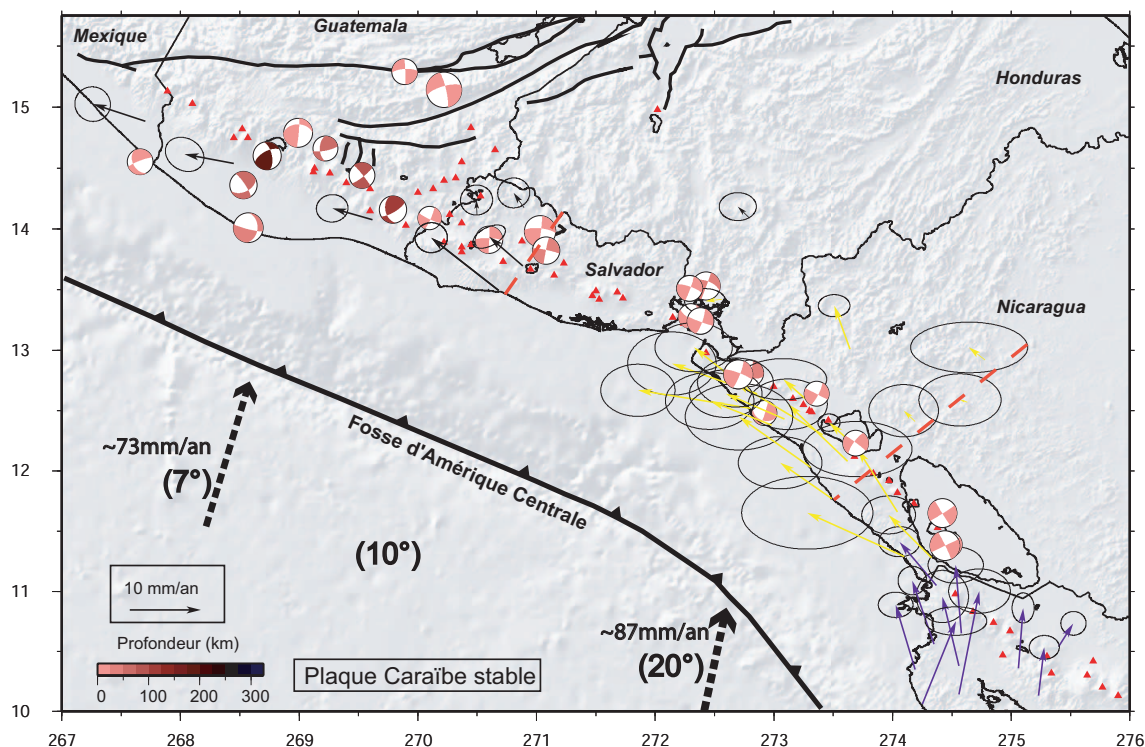


FIG. 6.21 – Arc volcanique d’Amérique Centrale du Guatemala au Costa-Rica. Les triangles rouges représentent les principaux volcans de l’arc. Les séismes décrochants sont issus du catalogue CMT Harvard de 1976 à nos jours. Les champs de vitesses représentés dans le référentiel de la plaque Caraïbe fixe sont issus de Norabuena *at al.* (2004) (représenté en bleu au Costa-Rica) de Turner III *et al.* (2007) (en jaune au Nicaragua) et de notre étude GPS (en noir au Guatemala au Savador et au Mexique). La cinématique de la plaque Cocos par rapport à la plaque Caraïbe, dégressive du Sud vers le Nord, est issue du modèle global NUVEL1 (DeMets *et al.*, 1990). Les angles d’obliquité de convergence Cocos/Caraïbe sont données entre parenthèses.

mécanismes au foyer compressifs liés à la convergence des plaques ou de mécanismes extensifs liés à la flexure du panneau plongeant. En revanche, le long de l’arc volcanique, les séismes décrochants superficiels, dextres, de magnitude intermédiaire, prédominent.

Plusieurs études ont suggéré que ces séismes décrochants étaient liés à un partitionnement dû à l’obliquité de la convergence de la plaque Cocos sous la plaque Caraïbe (e.g. Harlow & White (1985), White (1991)). En comparant la direction de convergence des plaques Cocos-Caraïbe donnée par le modèle global Nuvel1 avec la direction de glissement de nombreux séismes de subduction peu profonds le long de la fosse d’Amérique Centrale, au large du Costa Rica, DeMets (2001) déduit ainsi qu’il existe un partitionnement dû à l’obliquité de convergence (environ 20° au large du Costa-Rica contre 7°

au large du Guatemala, figure 6.21). Celui-ci serait responsable d'un mouvement dextre d'environ 14mm.an^{-1} le long de l'arc volcanique d'Amérique Centrale. Des études GPS récentes ont permis d'obtenir des champs de vitesses denses bordant l'arc volcanique au Costa Rica (Norabuena *et al.*, 2004) et au Nicaragua (Turner III *et al.*, 2007). Ces champs de vitesses sont représentés sur la figure 6.21 respectivement en bleu et en jaune dans le référentiel de la plaque Caraïbe stable. Norabuena *et al.* (2004) ont pu mettre en évidence un mouvement d'environ 16mm.an^{-1} , au Nord du Costa Rica, parallèle à la fosse d'Amérique Centrale. Celui-ci est cohérent avec le champ de vitesse engendré par une faille en phase intersismique, bloquée sur 10 km et localisée le long de l'arc volcanique. Les vitesses avant-arc au Nicaragua données par Turner III *et al.* (2007) décrivent un mouvement moyen de 15.1mm.an^{-1} , cohérent avec les $14\pm 2\text{mm.an}^{-1}$ prédits par DeMets (2001). La densité des sites géodésiques au Nicaragua ne permet cependant pas de distinguer le cas où le mouvement avant-arc est isolé de la plaque Caraïbe stable par une frontière nette (faille) de celui où ce mouvement résulte d'une déformation distribuée comme le suggèrent LaFemina *et al.* (2002).

Plus au Nord, Martínez-Díaz *et al.* (2004) et Corti *et al.* (2005), respectivement, envisagent puis cartographient un système de failles le long de l'arc volcanique au Salvador (figure 2.9, paragraphe 2.1.5), certainement à l'origine des séismes décrochants localisés sur la côte salvadorienne (figure 6.21).

Comme évoqué dans le paragraphe 6.1.2, les données géodésiques que nous avons traitées au Guatemala et au Salvador, montrent un déplacement dextre de $14\pm 3\text{mm.an}^{-1}$ sur la côte salvadorienne de part et d'autre de ce système de failles, ce qui semble confirmer l'activité intersismique de la faille repérée par Corti *et al.* (2005). Sur la côte guatémaltèque, les sites géodésiques avant arc montrent un mouvement d'ensemble plus faible d'environ $10\pm 3\text{mm.an}^{-1}$, vers le Nord-Ouest relativement à la plaque Caraïbe, parallèlement à la fosse d'Amérique centrale (figure 6.21). Là encore, ce mouvement pourrait être distribué au travers de l'arc volcanique ou localisé sur une structure en continuité du système de failles observé au Salvador par Corti *et al.* (2005), bien qu'une telle structure n'ait pas clairement été identifiée au Guatemala.

L'hypothèse d'un partitionnement dû à l'obliquité de convergence de la plaque Cocos sous la plaque Caraïbe est cependant plus contestable dans cette région. En effet, ce phénomène est privilégié pour les subductions rapides convergeant avec une forte obliquité. Il s'observe également, plus probablement, dans des régions où la lithosphère subductée est jeune et où le couplage mécanique le long de la fosse est important (Beck (1991), MacCaffrey (1992)). Or, aux latitudes de la côte guatémaltèque, la plaque Cocos converge sous la plaque Caraïbe avec une vitesse $7,3\text{cm.an}^{-1}$ associée à une obliquité relativement faible de 7° DeMets *et al.* (1990). Par ailleurs, notre étude précédente (paragraphe 6.3) met en évidence un couplage très faible voire négligeable au large du Guatemala.

D'après Guzmán-Speziale (2001) puis Álvarez-Gómez *et al.* (2008), le partitionnement n'est pas nécessaire pour expliquer le mouvement avant-arc observé. Selon leurs modèles, le mouvement dextre par rapport à la plaque Caraïbe stable, observé dans l'arc volcanique, caractérisé comme une zone de faible friction (par rapport à la plaque Caraïbe stable) serait animé par l'extension Est-Ouest à travers les grabens de la plaque Caraïbe.

Chapitre 7

Modèle régional

Sommaire

7.1	Principe théorique du modèle	172
7.1.1	Champ de vitesse, rotation rigide et taux de déformation	172
7.1.2	Paramètres d'inversion dans le code DEFNODE	174
7.2	Cinématique à trois grandes plaques	177
7.2.1	Paramètres du modèle et données	177
7.2.2	Modèle de référence	181
7.2.3	Inversion à 7 paramètres	184
7.2.4	Sensibilité du modèle aux variations de couplage le long de la zone de subduction	188
7.2.5	Modèle "Amérique du Nord" (AN)	189
7.3	Prise en compte de l'arc volcanique	192
7.3.1	Paramètres du modèle 4B	193
7.3.2	Inversion	194
7.4	Corrélation des paramètres dans l'inversion	200
7.5	Conclusion et discussion	201
7.5.1	Modèles cinématiques antérieurs	202
7.5.2	Apport des données GPS :	203

Dans le chapitre précédent, nous avons cherché à caractériser et quantifier de façon simple les différents types de déformations (décrochement sénestre à travers les failles de Polochic et de Motagua, extension Est-Ouest à travers la série de grabens au Sud de la faille de Motagua, couplage entre la plaque Cocos et les plaques Caraïbe et Amérique du Nord, mouvement dextre à travers l'arc volcanique) que nous observions dans notre champ de vitesse. Nous avons isolé chacune de ces déformations dans le but de

les quantifier soit par mesure directe soit, quand cela était possible, par des modèles simples de dislocation élastique. Cette étude nous a permis, dans un premier temps, d'estimer les ordres de grandeur caractéristiques de ces déformations et leur contribution dans le champ de vitesse observé. Cependant, comme nous l'avons également vu, ces déformations ne sont pas isolées et indépendantes, mais interagissent les unes avec les autres, à plus grande échelle, dans un ensemble cohérent. C'est pourquoi nous avons cherché ensuite à intégrer l'ensemble des déformations observées dans un modèle global et régional.

Le programme que nous avons utilisé est développé et régulièrement amélioré au MIT par Rob McCaffrey (e.g MacCaffrey, 2002 ; MacCaffrey, 2006). Il permet de rendre compte simultanément de la cinématique grande échelle par des rotations de blocs lithosphériques rigides et de la déformation élastique localisée sur des failles aux frontières de ces blocs.

7.1 Principe théorique du modèle

Avant de présenter nos résultats, nous rappellerons brièvement le principe théorique du modèle utilisé, afin de définir, d'une part les différentes informations cinématiques que le code cherche à extraire d'un champ de vitesse (rotations de blocs rigides, perturbations du champ de vitesse induites par les déformations localisées sur les failles) et d'autre part, les paramètres que l'on cherche à inverser pour obtenir ces informations.

7.1.1 Champ de vitesse, rotation rigide et taux de déformation

Les composantes horizontales du champ de vitesses GPS sont la plupart du temps exprimées dans un repère de coordonnées sphériques :

$$\vec{V}(\lambda, \phi) = (V_e(\lambda, \phi), V_n(\lambda, \phi)) \quad (7.1)$$

où V_e et V_n sont respectivement les composantes Est et Nord du champ de vitesse \vec{V} , fonctions de la latitude λ et de la longitude ϕ du point considéré. Localement, ce champ de vitesses peut s'exprimer dans un repère cartésien xy défini comme le plan tangent à la surface de la Terre :

$$\vec{V}(x, y) = (V_x(x, y), V_y(x, y)) \quad (7.2)$$

On considère souvent que $V_e = V_x$ et $V_n = V_y$. En effet, exception faite du cas où la région d'étude est de très grande extension spatiale, la distorsion induite par cette hypothèse sur le champ de vitesse est négligeable (e.g. MacCaffrey, 2002).

Dans un système cartésien, le champ de vitesse peut être utilisé pour construire un tenseur du gradient de vitesses L tel que :

$$\vec{V}(x, y) = L\vec{X} + \vec{T} + \vec{E}(X) \quad (7.3)$$

où \vec{X} est le vecteur position, \vec{T} est un vecteur translation indépendant de la position, $\vec{E}(X)$ l'erreur associée au champ de vitesse, fonction de la position du point considéré et L le tenseur de gradient de vitesse. Ce dernier peut également s'écrire sous la forme suivante :

$$L = \begin{pmatrix} \frac{\partial V_x}{\partial x} & \frac{\partial V_x}{\partial y} \\ \frac{\partial V_y}{\partial x} & \frac{\partial V_y}{\partial y} \end{pmatrix}$$

(7.4)

Par définition le tenseur du gradient de vitesse peut se décomposer comme la somme d'un tenseur de déformation ϵ et d'un tenseur de rotation θ tels que $L = \epsilon + \theta$ avec

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial V_i}{\partial j} + \frac{\partial V_j}{\partial i} \right]_{i,j=x,y} \quad (7.5)$$

et

$$\theta_{ij} = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial V_i}{\partial j} - \frac{\partial V_j}{\partial i} \right]_{i,j=x,y} \quad (7.6)$$

Le tenseur de gradient de vitesse L et le vecteur \vec{T} translation peuvent être déterminés à partir du champ de vitesse par une méthode de moindre carrés. Les directions et amplitudes des taux de contraintes principales peuvent être estimées en cherchant un système de coordonnées qui annule les éléments diagonaux du tenseur des contraintes (Savage *et al.*, 2001).

Cependant, dans le cadre d'un modèle de blocs rigides, le mouvement de ces derniers à la surface de la Terre se décrit comme une rotation rigide autour d'un pôle eulérien. Le champ de vitesse s'écrit alors $\vec{V} = \vec{\Omega}_R \times \vec{X}$, où $\vec{\Omega}_R$ est le vecteur rotation. En surface, cette rotation est responsable d'un gradient de vitesse dépendant de la distance du point considéré au pôle de rotation. Ce gradient correspond aux composantes antidiagonales $\frac{\partial V_x}{\partial y}$ et $\frac{\partial V_y}{\partial x}$ du tenseur de gradient de vitesses et peut être confondu avec du cisaillement. Ceci peut ainsi induire, dans certains cas, un biais dans la détermination des paramètres de déformation et de rotation rigide si on ne prend pas garde de correctement estimer

ce phénomène. La vitesse en un point, dûe à sa rotation autour d'un pôle eulérien, s'écrit : $V = \omega R_T \sin(\Delta)$ où ω est la vitesse angulaire, R_T le rayon de la Terre et Δ la distance angulaire qui sépare le pôle de rotation du point considéré. Le gradient de vitesse s'écrit donc $\omega R_T \cos(\Delta)$ et celui-ci tend à s'annuler quand Δ s'approche des 90° . La contribution de ce gradient sur le champ de vitesse géodésique reste négligeable tant que l'on considère des blocs de petites dimensions ou éloignés de leur pôle de rotation. Dans le cas contraire, il convient de le modéliser proprement.

7.1.2 Paramètres d'inversion dans le code DEFNODE

À partir des considérations précédentes, le code DEFNODE propose d'analyser un champ de vitesse comme une combinaison de rotations de blocs rigides (paragraphe 7.1.1) et de déformations localisées sur les frontières de ces blocs, considérées comme des failles bloquées. Chaque bloc est associé à un pôle de rotation. Ces pôles décrivent la cinématique des blocs à grande échelle ainsi que la vitesse moyenne long terme des failles qui bordent ces blocs. Les perturbations créées par les failles bloquées (en phase intersismique) sur le champ de vitesse obtenu par les rotations de blocs sont estimées par un modèle de dislocation élastique type Okada (1985).

La géométrie des blocs, en surface, est définie par leur contour suivant la trace des failles en surface. Leur géométrie en profondeur est définie par un réseau de noeuds réperés par leur position dans le repère local (longitude ($^\circ$), latitude ($^\circ$), profondeur (km))(figure 7.1).

Chaque noeud est caractérisé par une vitesse $V(1 - \phi)$ où ϕ est un coefficient de couplage normalisé (compris entre 1 et 0) et V la vitesse long terme sur la faille. Le glissement associé à chaque noeud est une moyenne pondérée du glissement sur la région encadrée par les huit noeuds adjacents. La fonction de pondération décroît linéairement pour s'annuler à ses 8 noeuds adjacents au noeud central (figure 7.2).

Le "taux de déficit de glissement" ("slip rate deficit" ou la solution complémentaire du modèle de Savage & Burford, 1973) sur chaque noeud est défini par :

$$-\phi V \quad (7.7)$$

Pour un noeud d'une faille totalement bloquée ($\phi = 1$), la vitesse sur ce noeud est nulle.

Une fois la géométrie des blocs et des failles déterminée, la position des pôles eulériens de certains blocs et leur vitesse de rotation imposées, les paramètres à inverser sont : la valeur du coefficient de couplage ϕ pour chaque noeud et, éventuellement, la position des pôles et la vitesse de rotation d'autres blocs. Pour permettre l'inversion, le code calcule des fonctions de Green pour chaque couple noeud/point de surface où on cherche à inverser la vitesse.

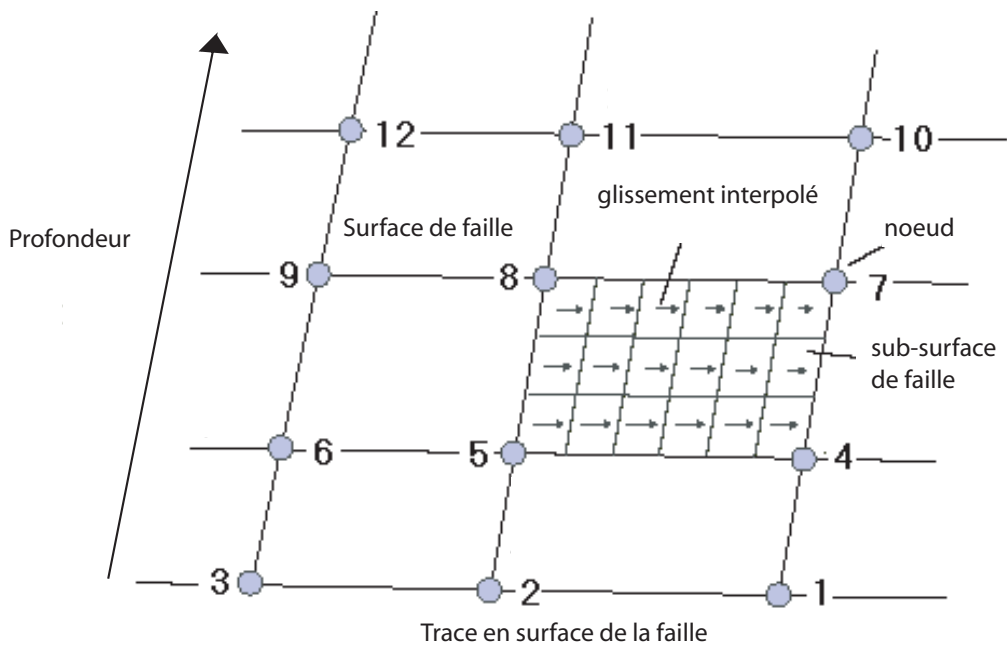


FIG. 7.1 – Modèle DEFNODE : les failles et frontières de blocs sont définies comme un ensemble de noeuds.

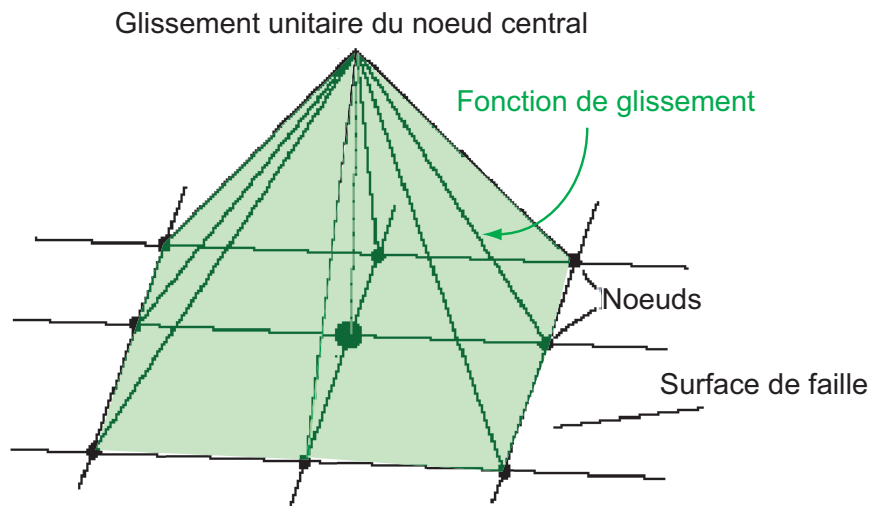


FIG. 7.2 – Modèle DEFNODE : glissement pour chaque noeud estimé par moyenne pondérée des glissements aux 8 noeuds adjacents.

L'équation d'inversion globale s'écrit alors :

$$V_i(\vec{X}) = \sum_{b=1}^B H(X \in b) [{}_R\vec{\Omega}_b \times \vec{X}] \vec{i} - \sum_{k=1}^F \sum_{n=1}^{N_k} \sum_{j=1}^2 \phi_{nk} G_{ij}(\vec{X}, \vec{X}_{nk}) [{}_h\vec{\Omega}_f \times \vec{X}_{nk}] \vec{j} \quad (7.8)$$

où \vec{X} est le vecteur position du point d'observation, \mathbf{B} le nombre de blocs, $\mathbf{H}=1$ si \vec{X} appartient au bloc b , et $\mathbf{H}=0$ sinon, \mathbf{V}_i est la composante i du vecteur vitesse ($i=x,y$ ou z), \vec{i} le vecteur unitaire de direction i , $\vec{\Omega}_b$ est le vecteur rotation du bloc b dans le système de référence R , $\vec{\Omega}_f$ le vecteur rotation du bloc mur (footwall) par rapport au bloc toit (hangingwall), F le nombre de failles, N_k le nombre de noeuds qui définissent la faille k , \vec{X}_{nk} et ϕ_{nk} respectivement le vecteur position et le couplage du noeud n sur la faille k , \vec{j} le vecteur unitaire dans la j^{me} direction sur le plan de faille (en profondeur ou dans le sens du glissement) et $\mathbf{G}_{ij}(\mathbf{X}, \mathbf{X}_{nk})$ est la fonction de green calculée au noeud nk soit la réponse à un glissement unitaire de direction \vec{j} le long de la faille, au point \mathbf{X}_{nk} sur la i^{me} composante de la vitesse en surface au point \mathbf{X} .

Le calcul inverse cherche à évaluer simultanément l'ensemble des paramètres qui minimisent le "chi quadratique statistique" réduit :

$$\chi^2 = \frac{\sum_{i=1}^N \frac{r_i^2}{(f\sigma_i)^2}}{N - P} \quad (7.9)$$

où N est le nombre d'observables, P le nombre de paramètres libres dans l'inversion, r_i est le résidu pour l'observable i (écart vitesse calculée-vitesse observée pour l'observable i), σ_i l'incertitude associée à l'observable i , f le facteur d'échelle pour les incertitudes. Ce facteur d'échelle est notamment utile si l'on considère que les incertitudes des observables sont sous-évaluées ou, pour pondérer des ensembles de données, de différentes origines ou de qualités variables. Dans l'ensemble des modélisations que nous avons réalisées ici, nous avons choisi $f=1$. La minimisation du χ^2 est réalisée en appliquant la technique d'inversion globale du "simulated annealing" qui tend à réduire les cas où l'inversion arrête sa solution sur un minimum local. Pour plus d'informations on peut se référer à Press *et al.* (1989).

Après ces quelques considérations générales, nous présentons ci-dessous les résultats obtenus à partir de notre champ de vitesse. Dans un premier temps, nous avons défini une géométrie simple à trois blocs représentant les trois grandes plaques majeures en interaction (la plaque Caraïbe, la plaque Cocos et la plaque Amérique du Nord) afin de mieux contraindre le couplage le long de la frontière Amérique du Nord-Caraïbe d'une part et le long de la fosse d'Amérique Centrale d'autre part. Nous chercherons ensuite à prendre en compte le mouvement avant-arc le long des côtes guatémaltèque et salvadorienne observé précédemment, en introduisant, dans la géométrie du modèle, un quatrième bloc, le bloc arc volcanique, indépendant de la plaque Caraïbe.

7.2 Cinématique à trois grandes plaques

7.2.1 Paramètres du modèle et données

Dans cette section, nous nous limitons donc à une géométrie à trois blocs correspondants aux trois plaques majeures Caraïbe (CA qui nous sert de référence), Amérique du Nord (AN) et Cocos (CO) (figure 7.3). Les frontières entre ces blocs sont définies comme deux failles. La frontière entre les blocs Caraïbe et Amérique du Nord est représentée par une faille verticale centrée sur la faille de Motagua. Elle se prolonge à l'Est par la faille de Swan et se poursuit jusqu'à la fosse d'Amérique Centrale à l'Ouest (figure 7.3). La géométrie en profondeur de la faille de Motagua est définie par des noeuds situés tous les 5 kilomètres, entre la surface et 30 kilomètres de profondeur, et de 10 à 50 km latéralement le long de la faille. La géométrie en surface de la frontière du bloc Cocos avec les deux autres blocs suit la trace de la fosse d'Amérique Centrale. Sa géométrie en profondeur a été contrainte à l'aide de la microsismicité d'Engdhal *et al.* (1998) (figure 7.4). Le long du panneau plongeant, les noeuds ont été placés à 0, 25, 50 et 90 kilomètres de profondeur (figure 7.7) et tous les 100 km environ latéralement le long de la fosse (figure 7.6).

Les paramètres fixés Les mouvements des blocs CO et AN relativement au bloc de référence CA sont respectivement donnés par les pôles de rotation NUVEL1 (DeMets *et al.*, 1990) et de DeMets *et al.* (2006) (tableau 7.1).

blocs	Référence	Pôles Eulériens		
		Latitude °N	Longitude °E	vitesse de rotation degrés.Myr ⁻¹
AN/CA	Demets <i>et al.</i> , 2006	75	215.3	-0.185
CO/CA	Nuvel1, Demets <i>et al.</i> 1990	21.9	-123.1	1.264

TAB. 7.1 – Pôles eulériens de rotations des blocs CO et AN par rapport au bloc CA utilisés dans les modèles.

Dans les différents modèles présentés ici, on ne cherchera pas à réestimer ces pôles. Ils ne feront donc pas partie de l'ensemble des paramètres à inverser.

Les données inversées : Les vitesses GPS exprimées dans le référentiel de la plaque Caraïbe (bloc de référence) constituent les principales données contraignant l'inversion dans les limites des ellipses d'erreurs qui leur sont associées. Nous avons également

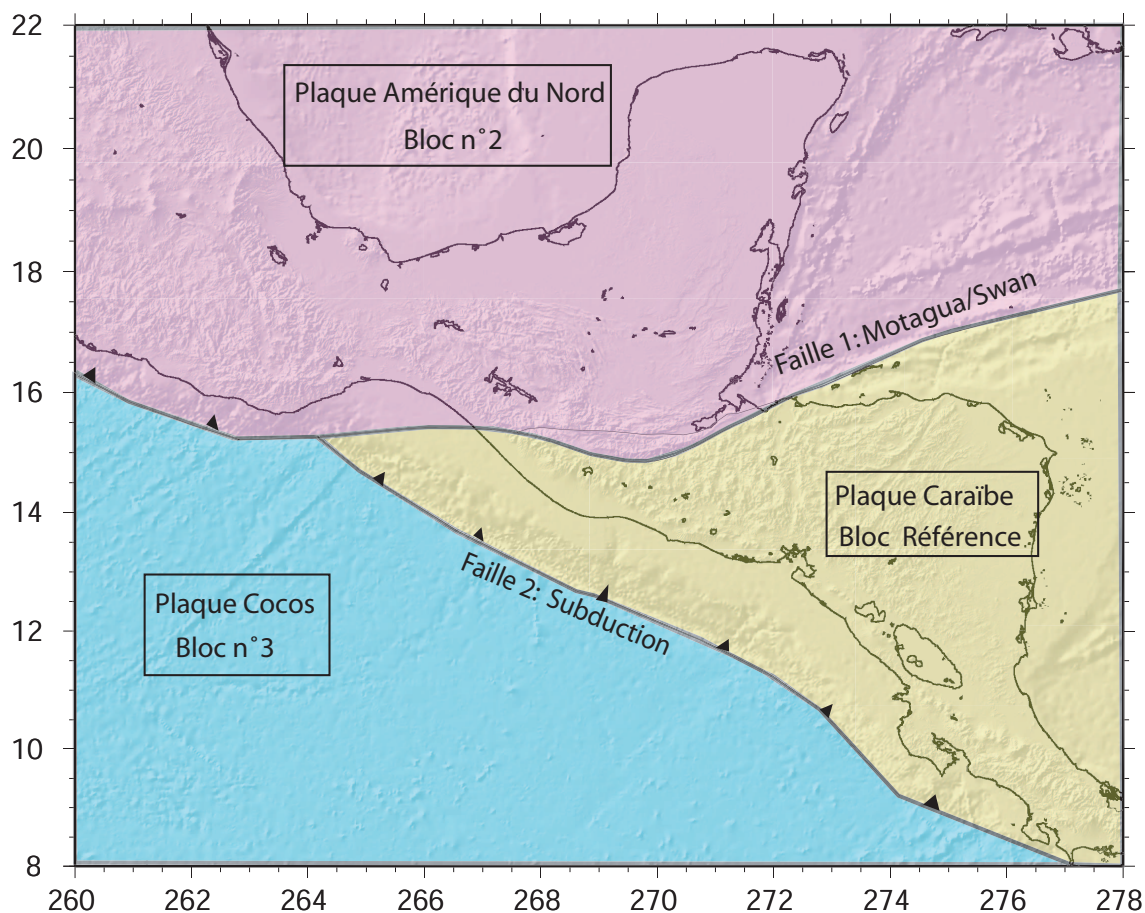


FIG. 7.3 – Géométrie du modèle à trois blocs représentant respectivement les plaques Caraïbe (jaune), Amérique du Nord (rose) et Cocos (bleu). Ces trois blocs sont bordés par une faille verticale centrée sur Motagua (frontière entre les plaques AN-CA) et une faille de pendage variable à la limite CO/CA et CO/AN suivant la géométrie du panneau plongeant le long de la fosse d'Amérique Centrale.

introduit, comme données, des vecteurs glissement associés à 9 séismes compressifs ($M_w \geq 6$) répertoriés dans le catalogue CMT Harvard le long de la zone de subduction d'Amérique Centrale (figure 7.5 et tableau 7.2). Ces vecteurs glissement ont été introduits dans le but de mieux contraindre l'inversion du pôle de rotation du bloc avant-arc, indépendant du bloc Caraïbe dans la section 7.3. Pour nous permettre de comparer au mieux les différents modèles proposés entre eux, nous avons également inversé ces vecteurs glissement dans cette section. Cependant, le pôle eulérien du bloc CO n'étant pas inversé, l'ensemble des vecteurs glissement permet principalement, dans cette section, d'introduire un jeu de données cohérent avec la cinématique régionale, sans apporter de contrainte particulière sur les paramètres inversés.

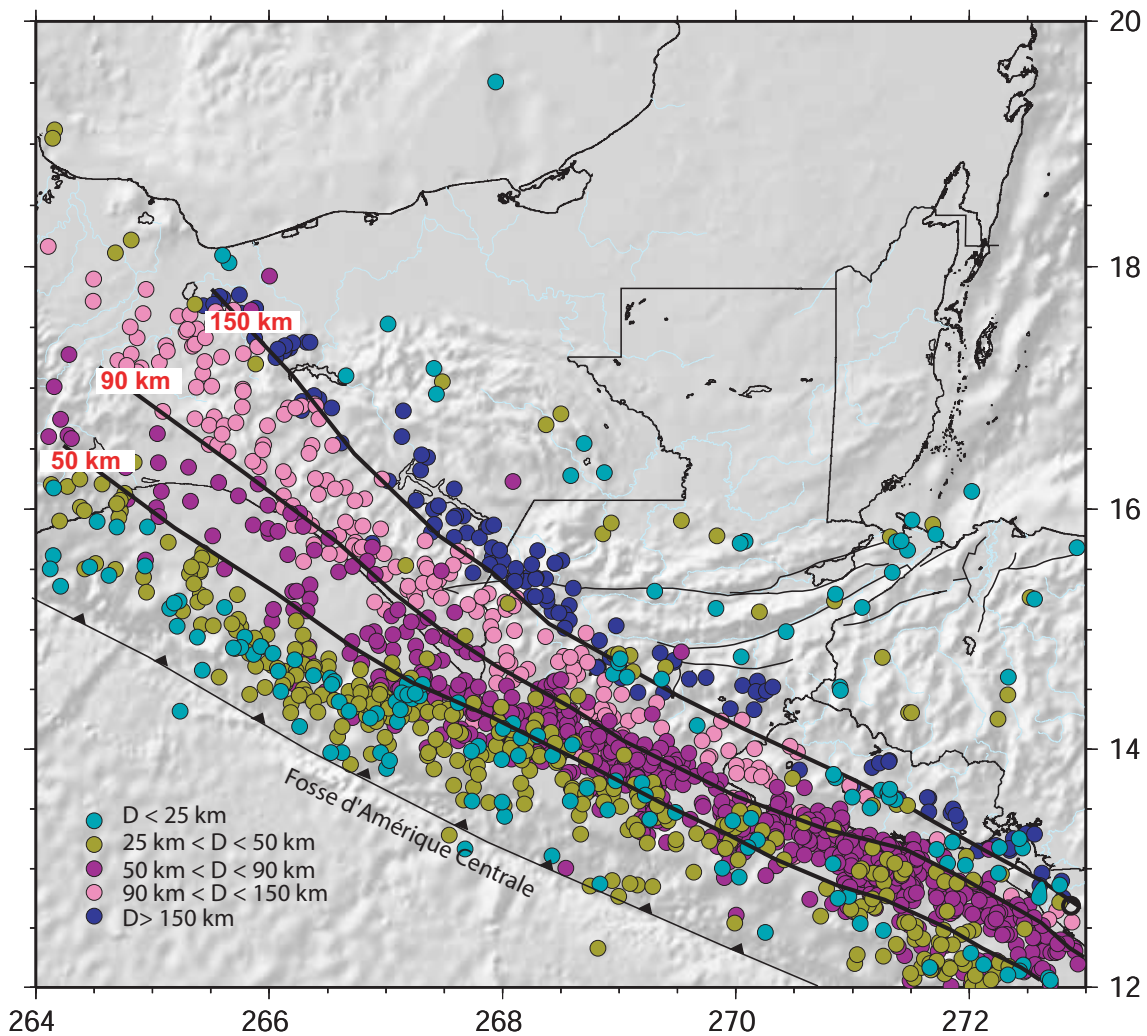


FIG. 7.4 – Sismicité d'Engdhal *et al.* (1998). Les courbes d'isoprofondeur du panneau plongeant sont tracées à la profondeur minimum d'un groupe de séismes de même hypocentre.

Paramètres calculés et objectif de l'inversion : Les objectifs de ce premier modèle à 3 blocs sont d'estimer les variations de couplage le long de la faille de Motagua et de la fosse d'Amérique Centrale.

À partir des données GPS (et des vecteurs glissement) le code cherche à calculer la valeur du couplage associée à chaque noeud sur les failles. Afin de réduire le nombre de paramètres à inverser et d'éviter les artéfacts liés au calcul du couplage pour des noeuds isolés, donc mal résolus, nous avons défini des groupes de plusieurs noeuds contigus et forcé leur couplage à une même valeur pendant l'inversion. Pour chacun de ces groupes un seul paramètre libre est ainsi à calculer.

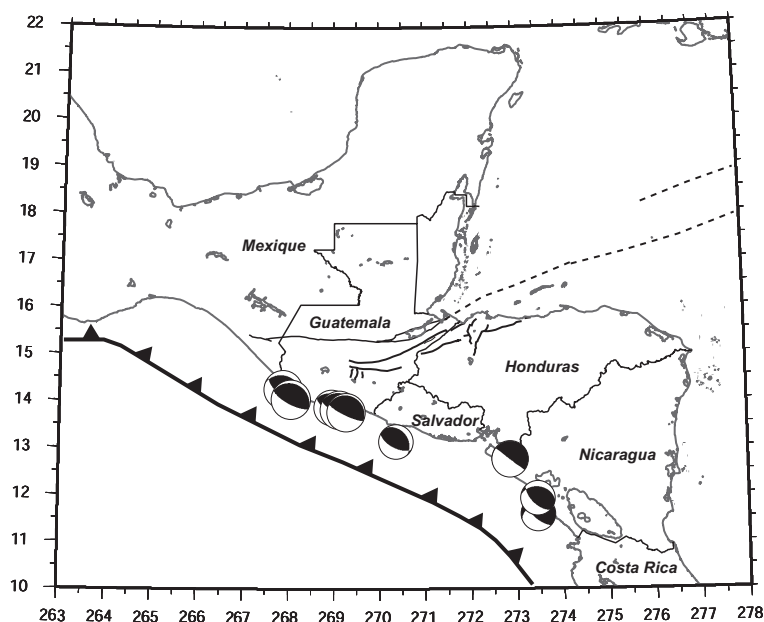


FIG. 7.5 – Séismes de subduction sélectionnés à partir du catalogue CMT-Harvard dont les vecteurs glissement ont été inclus dans l'inversion.

Longitude (°E)	Latitude (°N)	Azimut du glissement (°)	Profondeur (km)	Magnitude CMT Mw	Référence CMT
272.84	12.7700	38	40,3	6,5	053178A
268.95	13.8800	33	25,0	6,3	103078A
270.36	13.1500	31	29,4	6,1	120678B
269.12	13.8300	27	29,8	6,8	102779A
269.27	13.7800	26	27,6	6,8	102779B
267.89	14.2700	36	42,6	6,0	040682A
268.06	14.0500	27	31,0	7,0	120283A
273.44	11.5900	34	54,6	6,1	082384A
273.44	11.9300	40	50,0	6,1	041985A

TAB. 7.2 – Vecteurs glissement des séismes sélectionnés et représentés sur la figure 7.5.

Pour quantifier les variations de couplage dans la limite de résolution imposée par nos données, nous avons procédé par étapes. Nous avons d'abord réalisé un premier modèle inverse simple (que nous appelons "modèle de référence" par la suite, paragraphe 7.2.2) en supposant un couplage constant sur les 25 premiers kilomètres de l'interface de subduction et un couplage constant sur les 20 premiers kilomètres de la faille de Motagua (de façon cohérente avec les modèles réalisés au chapitre 6). En discutant le résultat obtenu, nous essaierons ensuite de raffiner ce modèle par des inversions plus complexes.

7.2.2 Modèle de référence

Le but de ce premier modèle est d'estimer simultanément une valeur moyenne du couplage le long de la subduction et de la faille de Motagua (figure 7.6). Les deux paramètres à inverser sont donc d'une part, le couplage ϕ supposé constant l'ensemble des noeuds de profondeur inférieure à 25 kilomètres le long du panneau plongeant et d'autre part, le couplage ϕ constant pour l'ensemble des noeuds de profondeur inférieure à 20 kilomètres le long de Motagua. Les noeuds plus profonds, pour les deux failles, sont forcés à un découplage total ($\phi = 0$) et ne sont pas inversés.

Le meilleur ajustement est montré figure 7.7. Il est donné pour un $\chi^2=7,539$, une valeur de couplage le long des 25 premiers kilomètres de la zone de subduction de $\phi_{sub}=0,24$ et un couplage total $\phi_{mot} = 1$ sur les 20 premiers kilomètres de l'ensemble de la faille de Motagua.

La figure 7.8 montre les résidus (vitesses observées moins vitesses calculées) pour le meilleur ajustement (figure 7.7). On distingue différents groupes de résidus qui forment des ensembles cohérents.

- Plusieurs sites (groupe A, encadrés en rose) ont des résidus d'amplitude très faibles, inférieurs au millimètre. Il s'agit de sites localisés au Nord de la faille de Motagua au Guatemala à l'exception des 2 sites du groupe 6 mesurés 2 fois seulement, ainsi que des sites précédemment reconnus comme faisant partie de la plaque Caraïbe stable (TEGU, TEXW, TEJU,...).
- Le groupe 1 encercle les sites de la péninsule de Yucatan dont les résidus sont cohérents en norme ($2-3\text{mm.an}^{-1}$) et en direction (vers le Sud Est).
- Le groupe 2 comprend la grande majorité des sites chiapanèques, dont les résidus sont cohérents en direction vers le Nord Est, perpendiculairement à la direction de la fosse et dont les normes peuvent atteindre 6mm.an^{-1} (pour le site ESPI par exemple).
- Le groupe 3 rassemble les sites localisés de part et d'autre du graben de Guatemala-city dont les résidus ont une amplitude croissante vers l'Ouest jusqu'à atteindre 10mm.an^{-1} .
- Le groupe 4 est constitué des sites avant-arc au Guatemala qui présentent des résidus cohérents d'amplitude de l'ordre de 10mm.an^{-1} .
- Le groupe 5 rassemble les sites salvadoriens qui présentent des résidus de direction cohérente avec un gradient d'amplitude décroissant de la côte (14mm.an^{-1}) vers les terres.
- A noter que les sites isolés SELE au Chiapas et QUE au Guatemala présentent des résidus importants.

D'après ces observations, le modèle simple que nous avons réalisé ici semble bien expliquer une partie du champ de vitesse notamment à l'Est du Guatemala (figures 7.7 et 7.8, groupe A). Ceci confirme que, à l'Est, l'ensemble de la déformation à la frontière

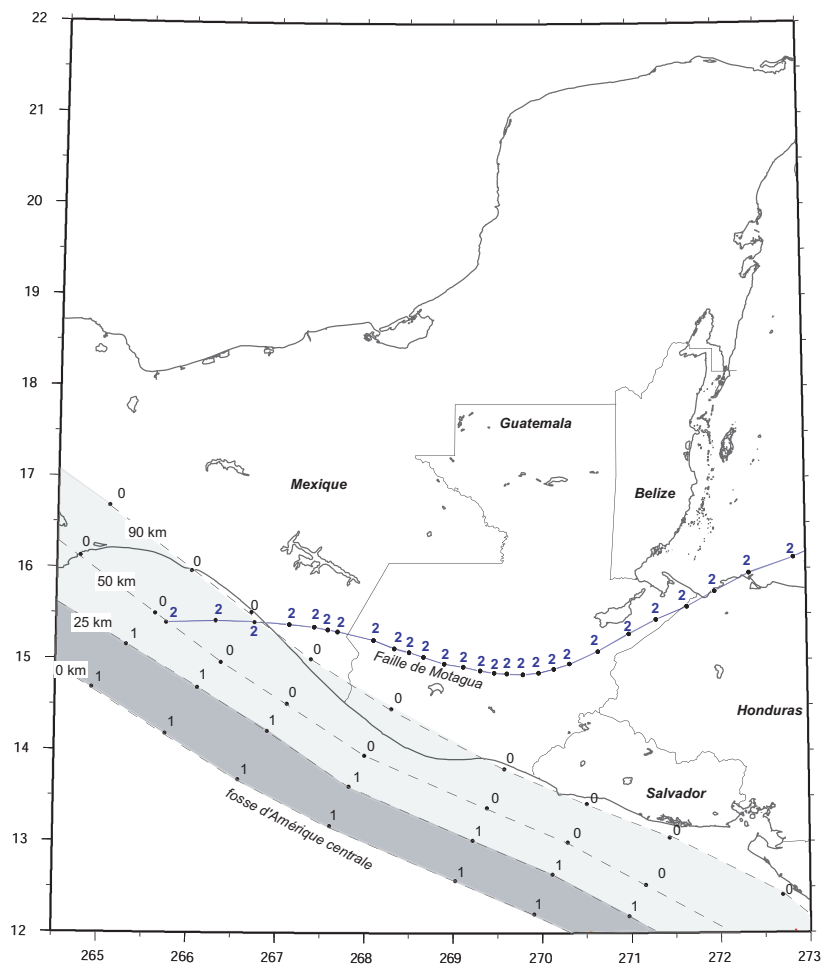


FIG. 7.6 – Paramétrisation du réseau de noeuds pour le modèle de référence. Tous les noeuds de profondeur inférieure à 25 km sur la faille de subduction, notés 1, (respectivement de profondeur inférieure à 20 km pour la faille de Motagua, notés 2) sont contraints à garder la même valeur de couplage pendant l'inversion. Aucun couplage n'est inversé sur les noeuds en profondeur (notés 0).

de plaque AN-CA est entièrement accommodée par une seule faille, centrée sur la faille de Motagua, totalement bloquée sur une profondeur de 15-20 km (couplage $\phi = 1$). Ce modèle simple ne suffit cependant pas à expliquer l'intégralité de notre champ de vitesse en particulier la déformation interne à l'extrémité Ouest de la plaque CA, entre la faille de Motagua et l'arc volcanique (groupe de résidus 3 sur la figure 7.8). Les groupes de résidus 4 et 5 montrent aussi l'incapacité d'un modèle aussi simple à expliquer les mouvements avant-arc observés au Guatemala et au Salvador. Le groupe de résidus 1, englobant les sites de la péninsule du Yucatan semble cohérent avec le mouvement vers l'est qui isole le bloc yucatan de la plaque Amérique du Nord d'après Márquez-Azúa & DeMets (2003) (que nous ne chercherons pas à modéliser). Cependant, toujours à partir

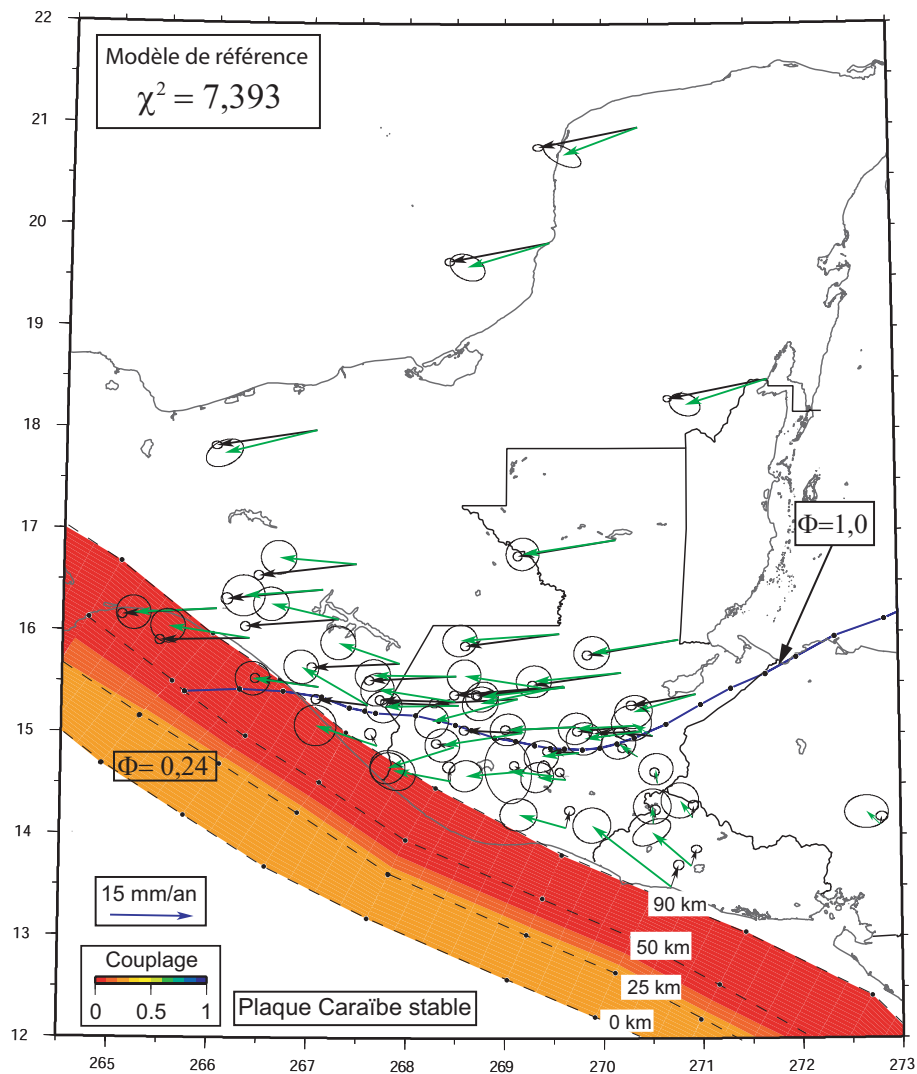


FIG. 7.7 – Meilleur ajustement pour le modèle de référence dont le nombre de paramètres inversés est montré sur la figure 7.6. Les vecteurs représentent les vitesses GPS observées (en vert) et modélisées (en noir). La valeur estimée du couplage ϕ moyen sur les 25 premiers kilomètres le long de la zone de subduction est **0,24**.

d'une même géométrie à trois blocs, le modèle semble être améliorable notamment pour tenter de prendre en compte les variations latérales de vitesses de la faille de Motagua (chapitre 6), reliées à l'extension dans les grabens au Sud (groupe de résidus 3, figure 7.8) et expliquer les résidus observés pour les sites mexicains au Chiapas (groupe 2). On y observe en effet un mouvement d'ensemble perpendiculaire à la fosse, qui pourrait être en accord avec un couplage ϕ_{sub} plus important que le couplage moyen (24%) inversé sur le plan de subduction dans ce modèle. C'est pourquoi nous avons réalisé une inversion à 7 paramètres en définissant sept groupes de noeuds (avec pour chacun

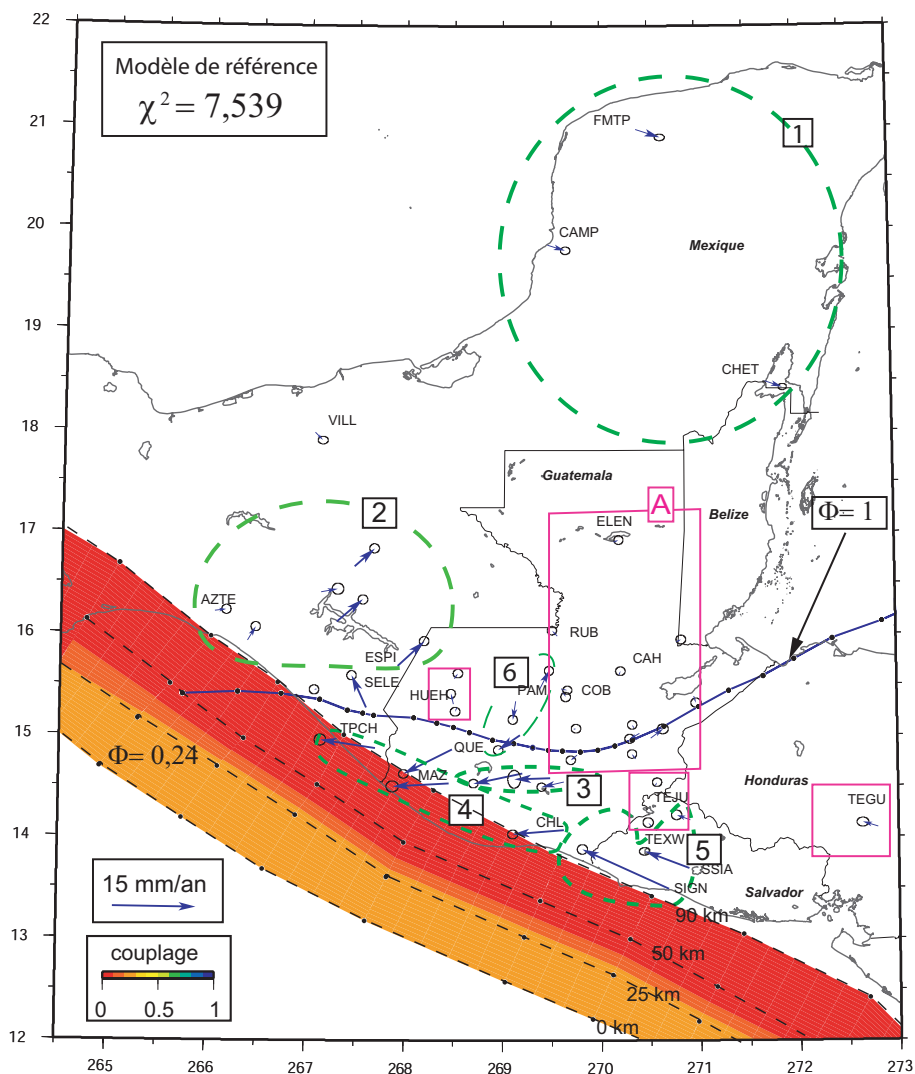


FIG. 7.8 – Résidus (vitesses GPS observées moins vitesses estimées) pour le meilleur ajustement du modèle de référence.

un seul paramètre à inverser).

7.2.3 Inversion à 7 paramètres

La paramétrisation de ce modèle appelé 7p (avec 3 paramètres pour la zone de subduction et 4 pour la faille de Motagua) est présentée figure 7.9. L'idée est de présenter de possibles variations latérales de couplage le long de la zone de subduction (sous le Chiapas, le Guatemala et la Salvador) et de la faille de Motagua (de part et d'autre de la projection des grabens d'Ipala et Guatemala-City sur cette faille).

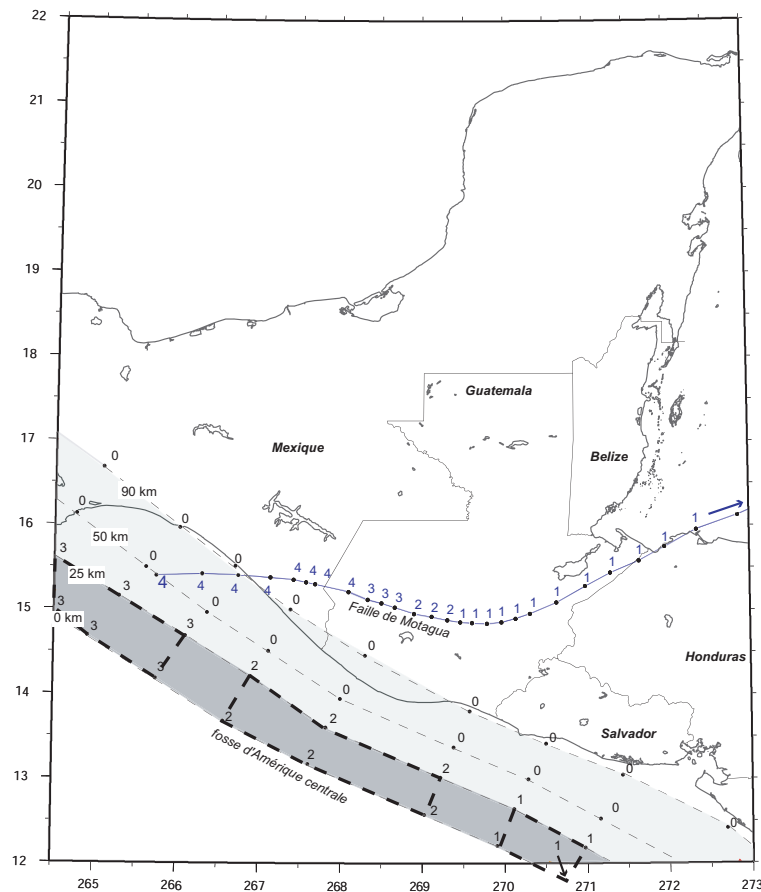


FIG. 7.9 – Paramétrisation type des modèles inverses à 7 paramètres. (4 paramètres libres sur la faille de Motagua et 3 paramètres libres sur l'interface de subduction). Nous avons testé différents modèles en modifiant les limites latérales ou en profondeur des groupes de noeuds. L'ensemble des tests ne montre pas de différence significative dans le résultat obtenu (voir texte).

Pour un couplage nul en dessous respectivement de 25 km et 20 km pour la subduction et la faille de Motagua (comme pour le modèle de référence), le meilleur ajustement ($\chi^2=6.8$, résidus présentés figure 7.10) converge vers une variation latérale de couplage le long de la zone de subduction ($\Phi=0$ le long de la côte guatémaltèque, $\Phi=0.67$ le long de la côte chiapanèque, $\Phi=0,66$ le long du Salvador. La valeur de couplage obtenu pour la faille de Motagua est de 1 tout le long de la faille). Pour tester la dépendance du résultat obtenu à la configuration géométrique des 7 groupes de noeuds choisis (figure 7.9), nous avons effectué plusieurs tests en conservant le même nombre de degrés de liberté mais en modifiant de proche en proche les limites initiales des groupes de noeuds forcés au même couplage. Le tableau 7.3 en montrent deux exemples.

Toutes ces inversions indiquent bien une variation latérale nette du couplage le long

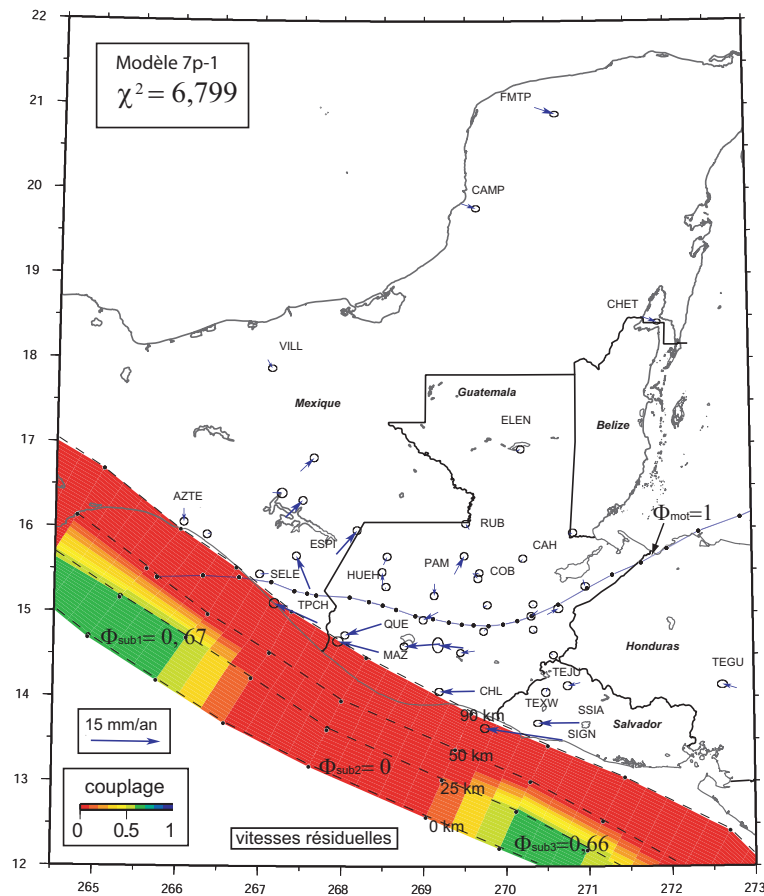


FIG. 7.10 – Résidus du meilleur ajustement du modèle 7p-1 (figure 7.9 et tableau 7.3).

Modèle	Subduction Chiapas		Subduction Salvador		Subduction Guatemala		χ^2
	profondeur	ϕ	profondeur	ϕ	profondeur	ϕ	
7p-1	0-25 km	0,67	0-25 km	0,66	0-25 km	0	6,799
7p-2	0-50 km	0,29	0-50 km	0,28	0-25 km	0	6,572
7p-3	25-50 km	0,30	0-25 km	0,66	0-25 km	0	6,648

TAB. 7.3 – Description de trois exemples de modèles à 7 paramètres. 7p-1 correspond au meilleur ajustement obtenu pour la configuration d'inversion montrée sur la figure 7.9. 7p-2 et 7p-3 sont obtenus pour d'autres configurations en profondeur des ensembles de noeuds inversés le long de la subduction.

de la subduction aux abords de la jonction triple CO-CA-NA et de la frontière Guatemala-Salvador, mais contraignant le couplage sur Motagua à $\phi=1$ constant. Cependant, il est assez difficile de discriminer ces différents modèles avec le seul critère du χ^2 , assez semblable d'un modèle à l'autre, mais toutefois légèrement inférieur au χ^2 du modèle

de référence. Nous sommes, en effet, confrontés à deux problèmes. Le premier concerne la sensibilité du modèle aux variations latérales et en profondeur des différentes zones de couplage le long de la subduction. C'est ce que nous allons tester dans le paragraphe 7.2.4. Le deuxième problème vient surtout du fait qu'un modèle aussi simple ne peut expliquer la complexité du champ de vitesse interne au bloc Caraïbe (extension Est-Ouest, mouvement dans l'arc). Le défaut d'ajustement est essentiellement dû au non-ajustement des vitesses internes au Guatemala. Les forts résidus des sites localisés dans l'arc volcanique et dans la zone d'extension Est-Ouest au Guatemala contrôlent la valeur du χ^2 et ne permettent pas de distinguer un modèle d'un autre. En revanche, le champ de vitesse du bloc Amérique du Nord (AN) semble plus simple à expliquer et peut être étudié seul, notamment pour contraindre les vitesses sur Motagua.

7.2.4 Sensibilité du modèle aux variations de couplage le long de la zone de subduction

Afin de tester la résolution que l'on peut attendre de notre champ de vitesse en terme de variations latérales et en profondeur de couplage le long de la zone de subduction, nous avons réalisé des modèles synthétiques constitués de patches de couplage 0 ou 1 le long de la zone de subduction. Les vitesses en surface résultantes de ces modèles ont été calculées à l'emplacement de nos sites GPS, puis bruitées en associant à chaque vecteur vitesse les ellipses d'erreurs des sites GPS (environ $\pm 2\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$). Ce champ de vitesse synthétique est ensuite inversé. Nous présentons ici trois de ces tests sur les figures 7.11, 7.12, 7.13.

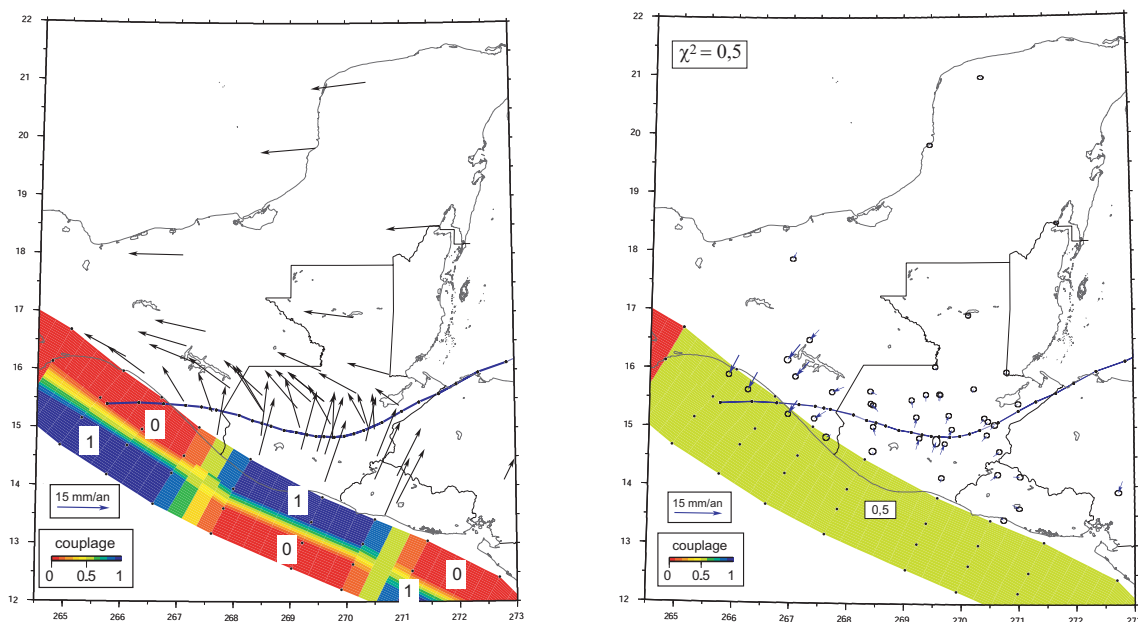


FIG. 7.11 – (À gauche) Modèle synthétique à 6 paramètres (6 groupes de noeuds de couplage 0 ou 1), et le champ de vitesse en surface correspondant. (À droite) Résultat de l'inversion des 6 mêmes groupes de noeuds contraints par le champ de vitesse synthétique bruité par les erreurs issues de notre solution GPS.

D'après ces tests, il apparaît que la densité de notre champ de vitesse permet de résoudre les variations latérales de couplage le long de la subduction (figures 7.12 et 7.13) mais pas en profondeur (figure 7.11). Ceci justifie notre choix pour les modèles de référence et à 7 paramètres précédents ainsi que pour les modèles présentés ensuite d'une zone couplée arbitrairement entre 0 et 25 kilomètres de profondeur pour la zone de subduction. Ceci implique que nous pourrions détecter des variations latérales de couplage le long de la zone de subduction mais pas les quantifier très précisément.

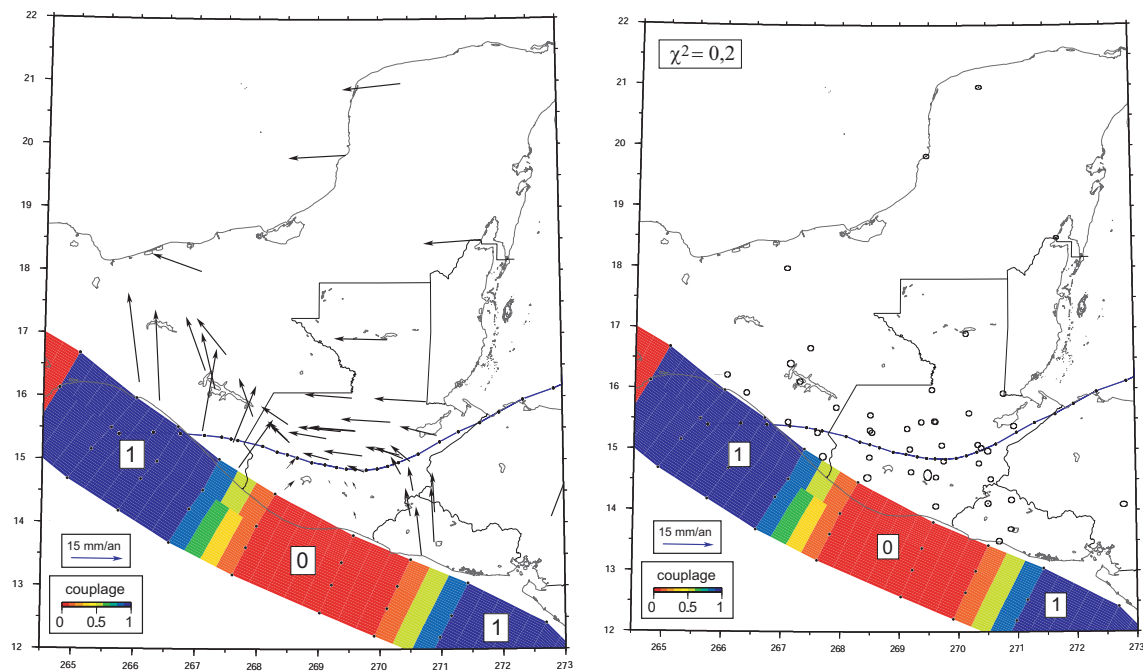


FIG. 7.12 – (À gauche) Modèle synthétique à 3 paramètres. Chacun des trois groupes de noeuds a un couplage constant (0 ou 1) entre 0 et 90 km de profondeur. (À droite) Résultat de l'inversion des 3 mêmes groupes de noeuds pour le champ de vitesse synthétique bruité.

7.2.5 Modèle "Amérique du Nord" (AN)

Dans les modèles suivants nous avons exclusivement considéré le champ de vitesse constitué par les sites appartenant au bloc Amérique du Nord (AN). La géométrie définissant les sous-ensembles de noeuds forcés à la même valeur de couplage lors de l'inversion est montrée figure 7.14.

À partir de cette configuration initiale, nous avons testé différents modèles en modifiant la limite Sud-Est (cerclée figure 7.14) du groupe de noeuds inversés au large du Chiapas (en augmentant ou diminuant la surface de la zone couplée, figures 7.15 et 7.16).

Pour chacun des modèles AN1 et AN2, le meilleur ajustement est associé à une décroissance du couplage le long de la faille de Motagua, d'Est en Ouest jusqu'à l'intersection de la faille avec l'arc volcanique (figures 7.15 et 7.16). La décroissance observée semble cohérente avec les résultats précédemment obtenus dans la section 6.2.2 où l'on observait que la faille de Motagua accommodait une vitesse long terme plus faible au centre du Guatemala qu'à l'Est. En revanche, une augmentation du couplage sur Motagua à l'Ouest des 268° de longitude (figure 7.15) semble difficilement compréhensible. Ces deux modèles équivalents montrent qu'il existe une ambiguïté de détermination

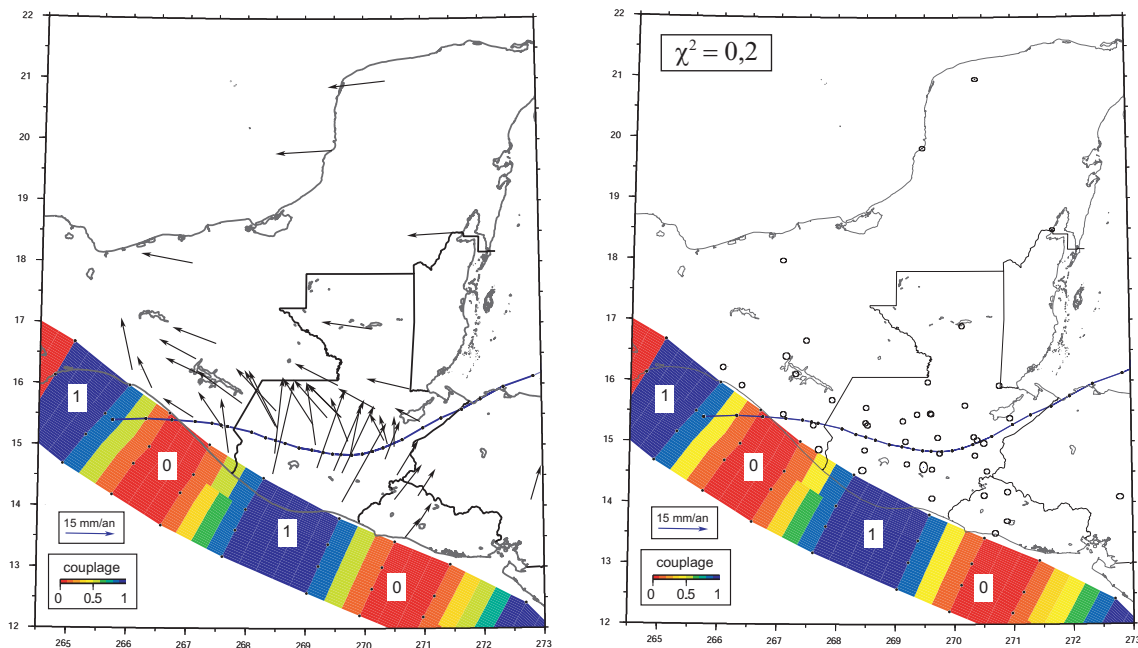


FIG. 7.13 – (À gauche) Modèle synthétique à 4 paramètres (4 groupes de noeuds de couplage 0 ou 1). Chaque groupe de noeud a un couplage constant entre la surface et 90 km de profondeur. (À droite) Résultat de l'inversion des 4 mêmes groupes de noeuds contraints par le champ de vitesse synthétique bruité.

entre le couplage sur la partie la plus occidentale de la faille de Motagua à l'ouest de l'arc volcanique et le couplage de la fosse d'Amérique Centrale au large du Chiapas. En effet, pour une surface couplée plus grande le long de la subduction (figure 7.16, à droite), le couplage sur la partie occidentale de la faille de Motagua s'en trouve diminué ($\Phi_{m3}=0,72$ contre $\Phi_{m3}=0,94$ pour une surface de subduction couplée plus petite, figure 7.15, à gauche).

C'est pourquoi nous avons forcé un couplage nul sur la partie la plus occidentale de la faille de Motagua (paramètre 3 sur la figure 7.14 est forcé à 0). Ceci est justifiable car d'un point de vue géologique, aucune trace de continuation de la faille de Motagua ou de Polochic n'a été clairement observée à l'Ouest de la frontière mexicaine à terre comme en mer (e.g. Fisher, 1961). Les résidus des deux modèles avec $\phi=0$ pour la partie occidentale de la faille de Motagua et 2 extensions latérales différentes de couplage le long de la fosse sont montrées figure 7.16. Bien qu'obtenus avec un χ^2 plus élevé (figure 7.16) les modèles AN3 et 4 nous semblent ainsi plus réalistes. Dans le cas où la surface de subduction couplée est plus importante, le meilleur ajustement est trouvé pour une valeur de $\chi^2=2.88$ du même ordre de grandeur que pour les modèles AN2 (figure 7.15, $\chi^2=2.52$).

Ces modèles sont difficilement comparables aux modèles décrits précédemment dans

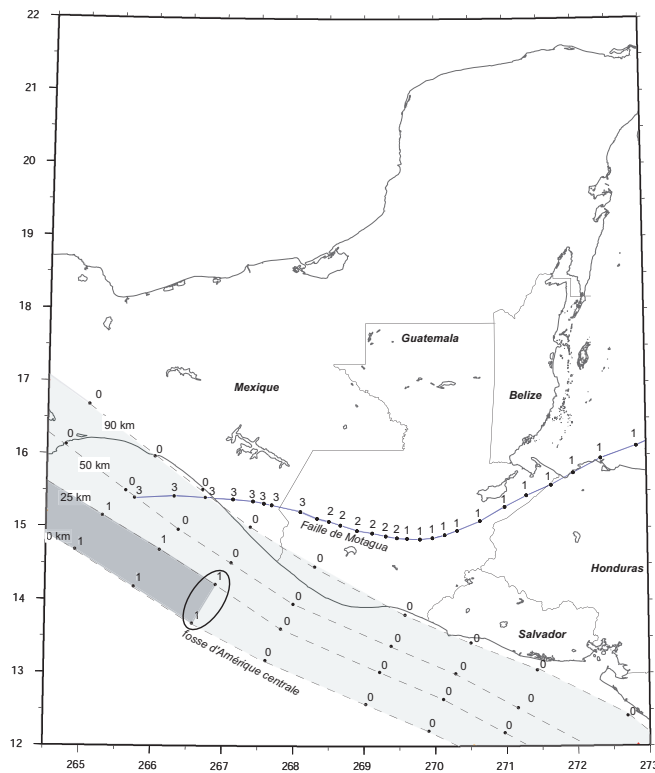


FIG. 7.14 – Paramétrisation type des modèles d'inversion.

le paragraphe 7.2.3, car l'ensemble des données sur lesquelles ils sont basés est considérablement réduit et le nombre de degrés de liberté différent. Cependant, on montre que la géométrie simple du modèle à trois blocs suffit à expliquer en grande majorité la cinématique du bloc AN par une variation de couplage le long de la subduction (modèle 7p et AN) et des variations de vitesses le long de Motagua (détectable seulement par les modèles AN).

Cependant, ces modèles cinématiques impliquant uniquement trois blocs et deux failles frontalières sont incapables à expliquer le champ de vitesse observé au Sud de la faille de Motagua. Celui-ci est en effet affecté par de la déformation interne à travers la série de grabens Nord-Sud ainsi que par un mouvement dextre de part et d'autre de l'arc volcanique. Dans l'étape suivante, nous avons tenté de mieux contraindre le mouvement avant-arc observé sur les côtes guatémaltèque et salvadorienne en introduisant un quatrième bloc isolant la partie avant-arc volcanique du bloc CA.

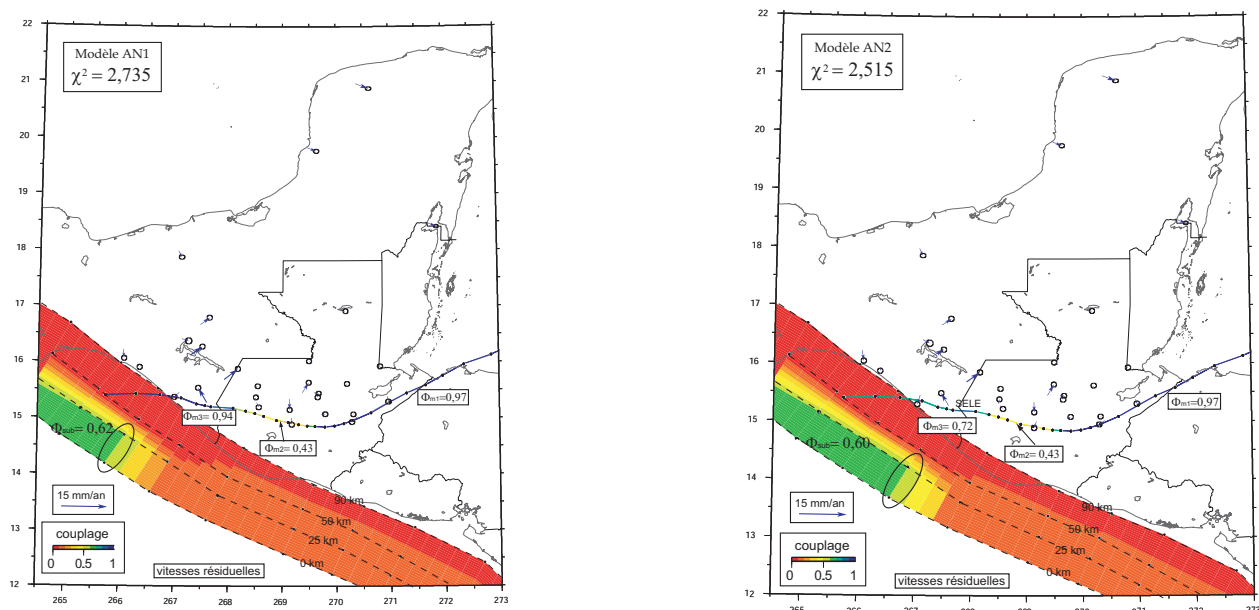


FIG. 7.15 – Cartes de vitesses résiduelles et de couplages obtenues pour les modèles inverses à 4 paramètres. Les deux cartes sont obtenues en augmentant ou diminuant la surface de la zone couplée sur la faille en subduction. Pour une valeur de χ^2 équivalente le modèle de droite (surface couplée plus étendue sur la subduction) est obtenu pour un couplage plus faible de la partie occidentale de la faille de Motagua.

7.3 Prise en compte de l'arc volcanique

Le but de ce modèle est de contraindre le mouvement au Sud de l'arc volcanique. Le bloc au Sud de l'arc semble en effet, d'après le champ de vitesse, se comporter comme un bloc isolé de la plaque Caraïbe stable. La faille d'Amérique Centrale (Corti *et al.*, 2005) est cartographiée du Costa-Rica probablement jusqu'à la frontière Guatemala-Salvador. Au delà de la frontière, la trace de faille semble disparaître au Guatemala (peut être masquée par les dépôts volcaniques quaternaires).

Nos données au Salvador montrent entre les sites SIGN et TEXW, TEJU (figure 6.2) un gradient de vitesse caractéristique de l'accumulation de déformation intersismique à travers une faille décrochante. Le manque de données GPS plus proches de la côte au Guatemala ne nous permet d'affirmer l'existence (ou non) du prolongement de la faille d'Amérique Centrale au Guatemala. Nous en faisons toutefois l'hypothèse dans la section suivante.

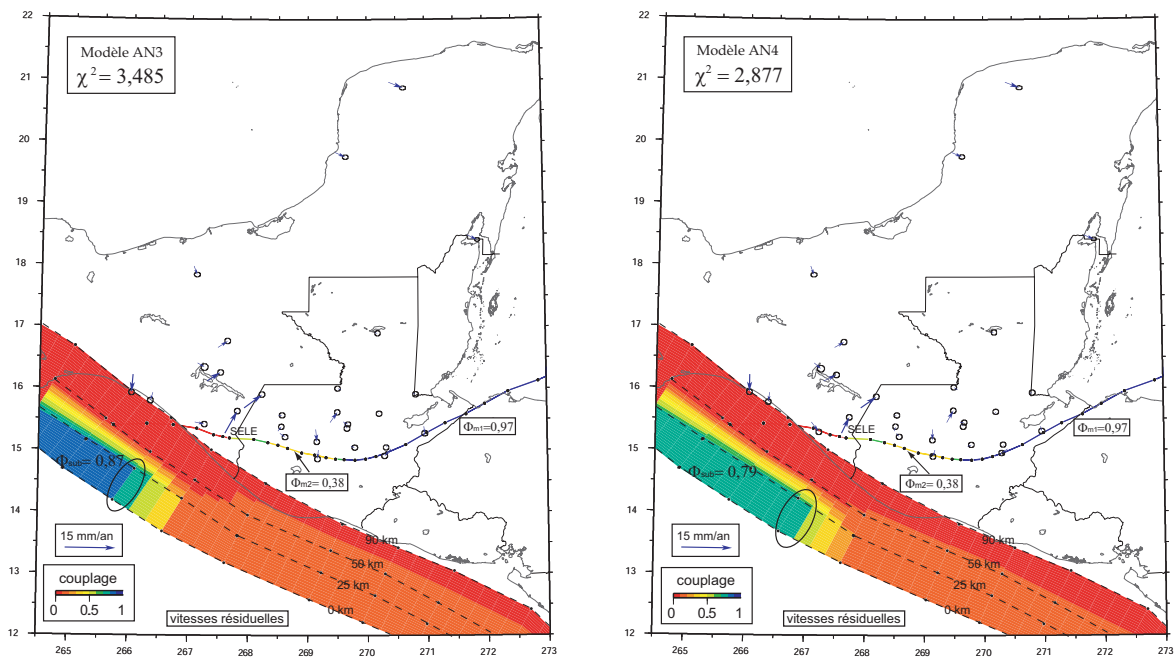


FIG. 7.16 – Modèles "Amérique du Nord" en forçant la partie occidentale de la faille de Motagua à un couplage nul.

7.3.1 Paramètres du modèle 4B

Le modèle comprend le bloc subductant Cocos (CO), le bloc avant-arc volcanique (AR) et les blocs chevauchants Caraïbe (CA) et Amérique du Nord (AN) (figure 7.17). Les mouvements relatifs des blocs AN et CO par rapport à CA sont respectivement donnés par les pôles de DeMets *et al.* (2006), et NUVEL1 (DeMets *et al.*, 1990) (tableau 7.1). Le bloc avant-arc (AR) borde le bloc Cocos (CO) le long de la zone de subduction et le bloc Caraïbe (CA) suivant une faille verticale centrée sur la faille d'Amérique Centrale (Corti *et al.*, 2005) que nous avons prolongée au Guatemala jusqu'à la frontière mexicaine où meurt l'arc volcanique. Les noeuds, le long de la faille d'Amérique Centrale, ont été placés tous les 5 kilomètres de 0 à 15 kilomètres de profondeur (tous les 50 kilomètres latéralement). Les noeuds les plus profonds (au delà de 15 km pour la faille d'Amérique Centrale et au delà de 25 km pour la subduction) sont forcés à un couplage nul. En accord avec les modèles cinématiques Amérique du Nord seule (paragraphe 7.2.5), nous avons fixé le couplage d'Est en Ouest le long de la faille de Motagua : total sur 20 kilomètres de profondeur à l'est, 50% au centre du Guatemala et nul pour la partie la plus occidentale de la faille décrochante. Au total, 7 paramètres sont à inverser : trois pour les trois zones de couplage le long de la subduction, un autre le long de la faille d'Amérique Centrale et trois pour la détermination du pôle de rotation du bloc avant-arc (AR) par rapport au bloc Caraïbe. La détermination de ce pôle de rotation AR/CA est principalement contraint par les vitesses GPS avant-arc (TPCH, MAZ, CHL, SIGN, SSIA, figure 7.18) et

les azimuts des vecteurs glissement introduits précédemment (figure 7.5 et tableau 7.2). Pour pondérer les données issues des vecteurs glissement dans l'inversion, nous leur avons attribué une erreur azimutale de 15° .

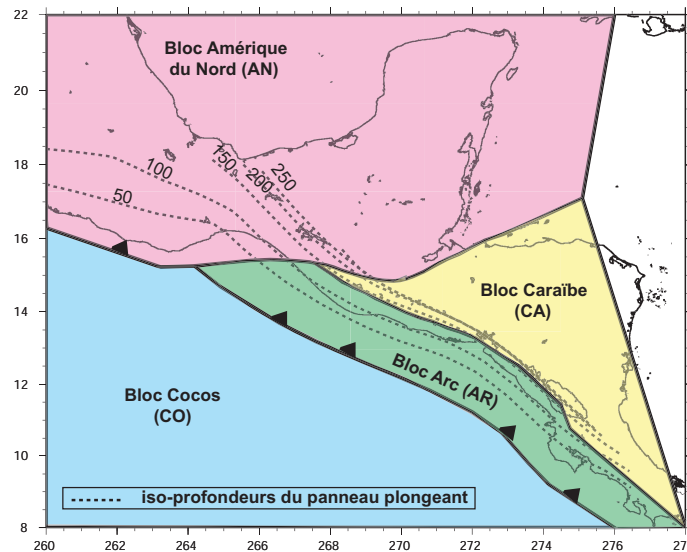


FIG. 7.17 – Géométrie du modèle à 4 blocs : Amérique du Nord (AN), Cocos (CO), Caraïbe (CA), Arc (AR) délimités par deux failles verticales centrées sur la faille de Motagua-Swan et sur l'arc volcanique, et une subduction le long de la fosse d'Amérique dont les contours iso-profondeur sont montrés par incrément de 50 km (courbes pointillées). Les pôles eulériens des blocs CA, CO et AN sont fixes de même que le couplage le long de la faille de Motagua (voir texte). Le pôle de rotation du bloc arc ainsi que le couplage le long de la faille d'Amérique Centrale et de la zone de subduction sont déterminés lors de l'inversion (voir texte).

7.3.2 Inversion

Les résidus du meilleur ajustement ($\chi^2=2,891$) après inversion des 7 paramètres décrits ci-dessous est montré sur la figure 7.18. Il est trouvé pour une variation latérale de couplage le long de la zone de subduction qui va d'un couplage faible (inférieur à 20%) sur la côte guatémaltèque à un couplage fort (supérieur à 60%) de part et d'autre de cette zone, au large du Chiapas et du Salvador. Le couplage le long de la zone de subduction sous le Salvador est cependant seulement contraint par deux uniques sites SIGN et SSIA, situés loin de la fosse (discuté dans le conclusion, section 7.5). La faille d'Amérique Centrale, totalement bloquée sur 15 kilomètres de profondeur, isole le bloc avant-arc de la plaque Caraïbe stable.

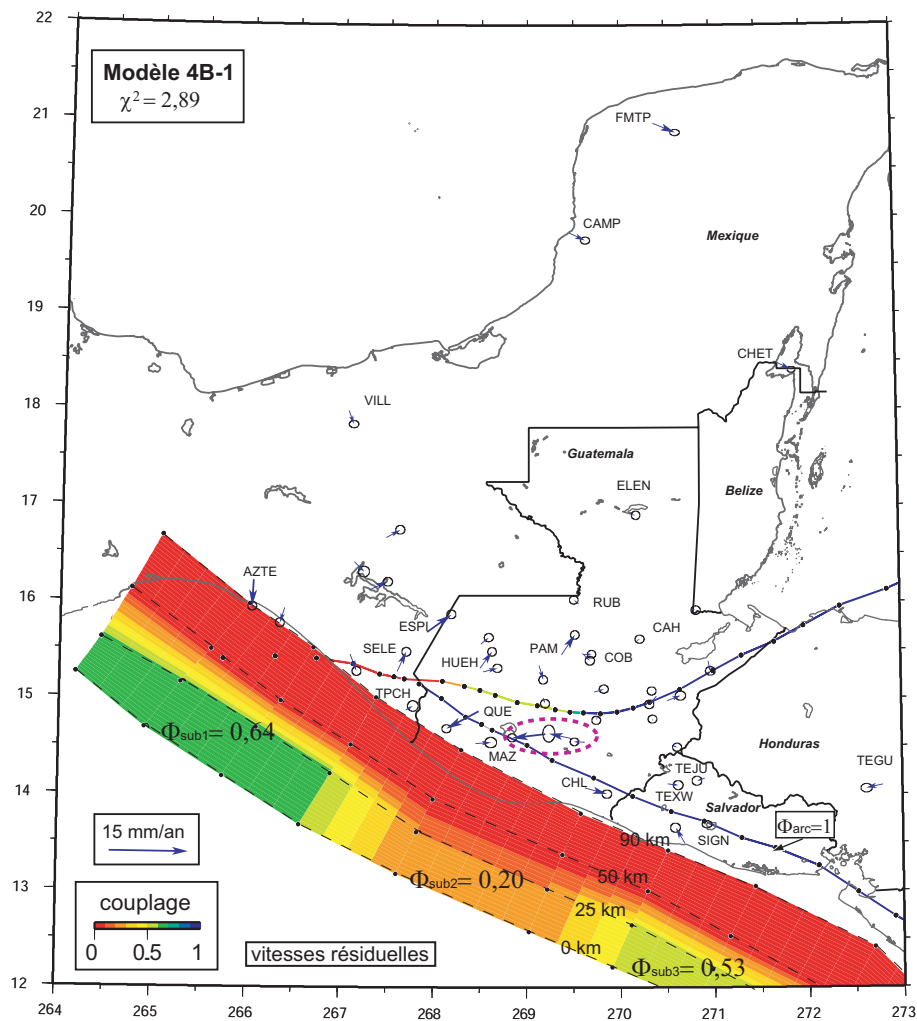


FIG. 7.18 – Vitesses résiduelles à l'issue de l'inversion du modèle 4 blocs 4B-1. Le meilleur ajustement est trouvé pour $\chi^2=2,891$ avec une variation de couplage le long de la subduction de 64% au large du Chiapas, 53% au large du Salvador et inférieur à 20% sur la côte guatémaltèque, un couplage dégressif d'Est en Ouest le long de la faille de Motagua et un couplage total le long de l'arc volcanique.

Nous avons testé la corrélation entre les différents paramètres inversés (pôle de rotation, couplage...) ainsi que l'influence de la déformation interne (sites entourés en pointillés sur la figure 7.18) sur l'inversion. Quelques-uns de ces tests sont décrits et résumés dans les tableaux 7.4 et 7.5.

Nous n'avons pas réussi à mieux modéliser les vitesses des sites affectés par l'extension et ne les prenons pas en compte dans les modèles suivants. Cependant, la prise en compte ou non de ces sites affectés par la déformation interne de la plaque CA joue sur la détermination du couplage le long de l'arc volcanique ($\Phi = 1$ pour le modèle 4B-1 avec

N°	Descriptif
4B-1	inversion faille Am. Centr., pôle AR/CA, couplage subduction (REF)
4B-2	1 paramètre de faille sans déformation interne (QUE, PIN, GUAT, CML)
4B-3	sans déf. int. + sans SIGN + couplage faille Am. Centr. forcé à 0
4B-4	sans déf. int. + sans SIGN + pôle AR/CA (modèle N°=5) fixé

Tab. 7.4 – Descriptifs des modèles du tableau 7.5. L'ensemble des modèles sont réalisés avec un couplage dégressif le long de la faille de Motagua fixé d'après les résultats obtenus dans le paragraphe 7.2.5. Les inversions sans déf. int. représentent les inversions réalisées sans la déformation interne du bloc CA (PIN, GUAT, CML, QUE). Les tests 4, 5, 6 (respectivement 7 et 8) examinent les conséquences de réaliser une inversion impliquant la détermination simultanée de la rotation du bloc AR et du couplage sur la faille d'Amérique Centrale en inversant seulement le pôle, le couplage de la faille ou les deux en même temps.

N°	N_{GPS}	DL	χ^2	pôles			ϕ_{sub}			ϕ_{arc}
				Wx	Wy	ω	Salv.	Guat.	Chiapas	
4B-1	44	7	2,89	0,0224	-0,8907	0,0355	0,5336	0,2019	0,6444	1,0
4B-2	40	7	2,30	0,0042	-0,7727	0,0296	0,4485	0,3057	0,6507	0,8
4B-3	39	6	2,28	-0,0045	-0,6466	0,0603	0,3916	0,1000	0,6481	0
4B-4	37	4	2,19	-0,0045	-0,6466	0,3916	0,3702	0,1729	0,6186	0,2612

Tab. 7.5 – Tableau des résultats pour les différents modèles 4 blocs. Le Numéro des modèles fait référence au tableau 7.4 qui décrit les différents modèles. DL : Degré de liberté, Wx, Wy, ω sont la position (en) et la vitesse de rotation du bloc AR. ϕ_{sub} (respectivement Salv. et Chiap.) est la valeur du couplage de subduction au large du Guatemala (respectivement au large du Salvador et du Chiapas), ϕ_{arc} le couplage sur la faille d'Amérique Centrale. Les paramètres en gras sont ceux fixés lors de l'inversion

extension contre $\Phi = 0,8$ pour le modèle sans déformation interne, figure 7.19, tableau 7.5).

La figure 7.21 montre la comparaison des modèles obtenus en n'inversant pas le site SIGN.

Les modèles 4B-1 et 4B-2 montrent des résidus pour les deux sites, CHL (le plus proche de la faille d'Amérique Centrale telle que nous l'avons dessinée donc le plus sensible aux perturbations que celle-ci engendre) et SIGN, avec respectivement des résidus de 3mm.an^{-1} dans le sens d'une surestimation de couplage le long de la faille d'Amérique Centrale et de 5mm.an^{-1} dans le sens d'une sous-estimation de couplage.

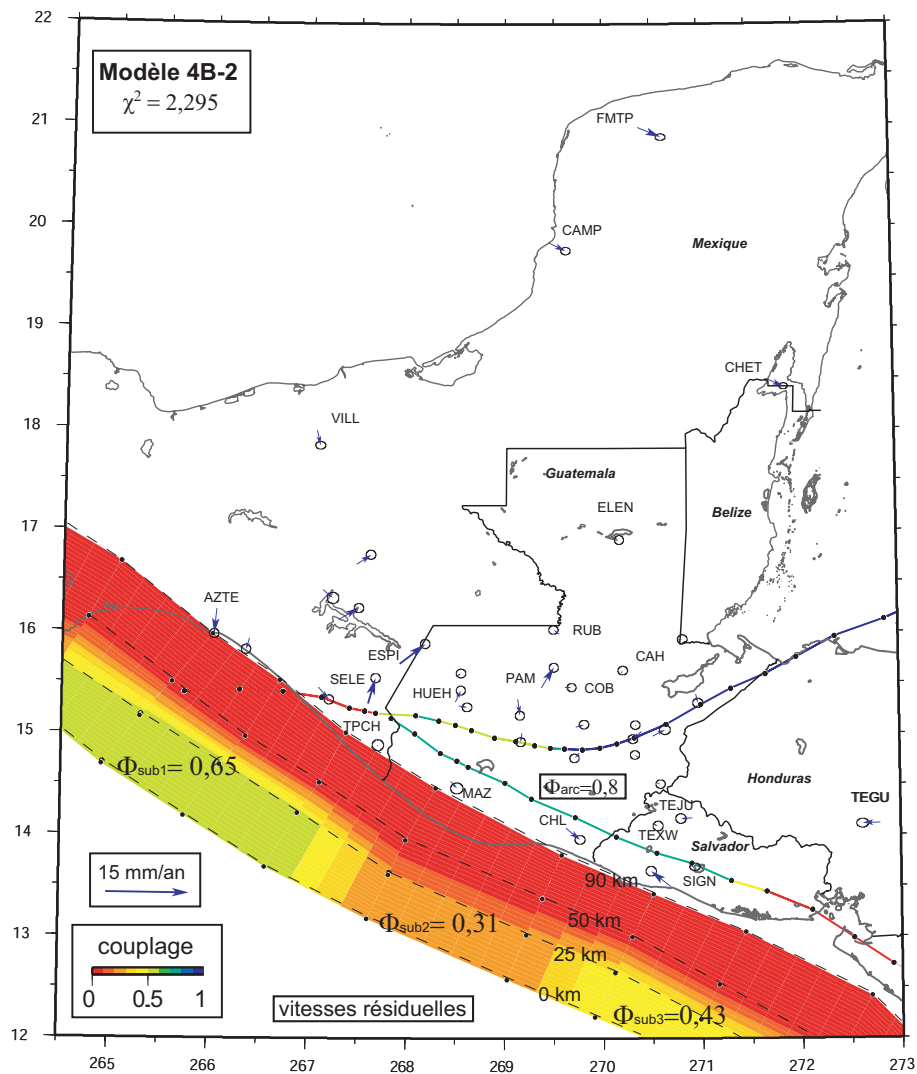


FIG. 7.19 – Carte de résidus de vitesses et de couplages sur les failles, résultat de l'inversion pour le modèle N°4B-2 (tableaux 7.4 et 7.5). Dans ce modèle le couplage dégressif le long de la faille de Motagua a été fixé en accord avec les résultats montrés dans le paragraphe 7.2.5.

Cette incompatibilité ne peut être résolue par nos modèles avec un couplage constant le long de l'arc. Nous montrons enfin que le pôle de rotation et la vitesse de rotation de AR sont mal déterminés (très variables selon les modèles) du fait du manque de contraintes.

Indépendamment des disparités ou convergences des différents modèles présentés dans le chapitre 7 la valeur moyenne du χ^2 pour l'ensemble du champ de vitesse est considérablement plus faible pour les modèles 4 blocs que les modèles trois blocs, bien que tous ces χ^2 ne soient pas tout à fait comparables entre eux.

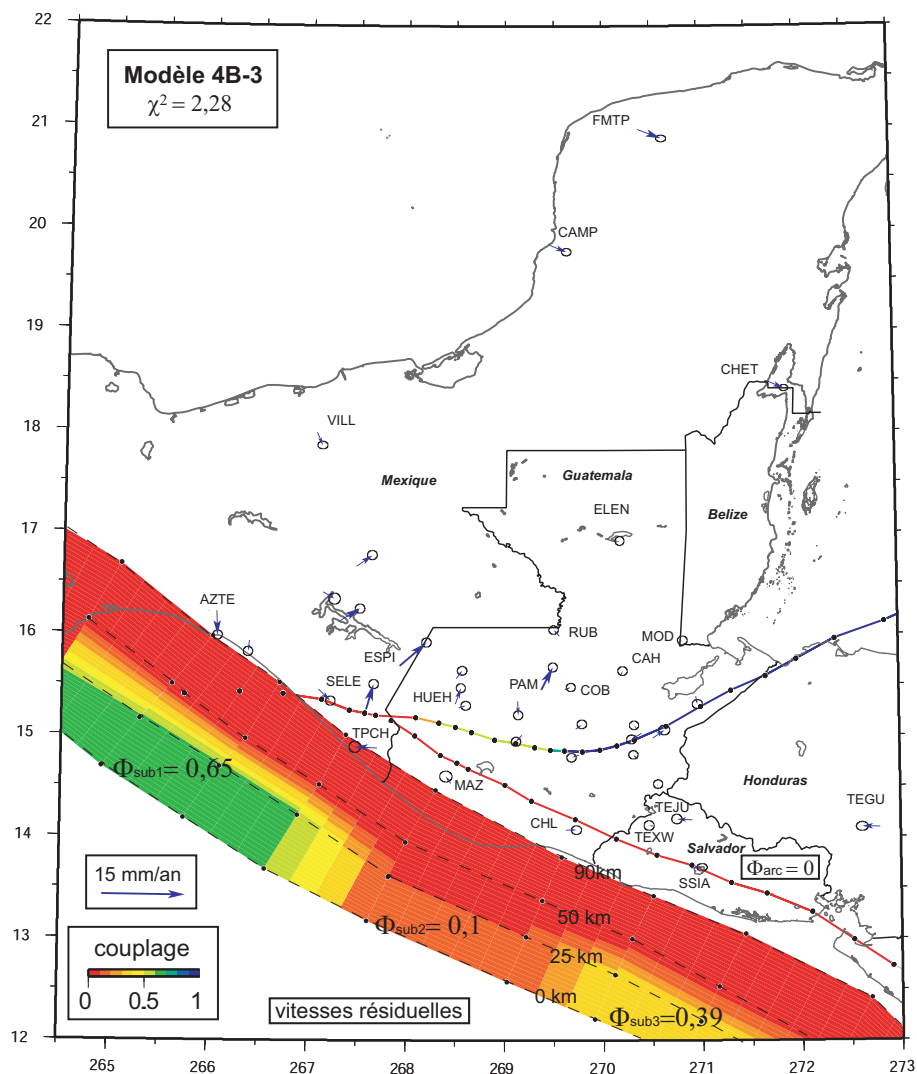


FIG. 7.20 – Carte de résidus de vitesses et de couplage sur les failles, résultat de l'inversion pour le modèle N° 4B-3 (tableaux 7.5 et 7.4). Dans ce modèle le couplage dégressif le long de la faille de Motagua a été fixé en accord avec les résultats montrés dans le paragraphe 7.2.5.

L'ensemble des modèles présentés dans ce chapitre nous ont permis de replacer nos observations précédentes sur chaque structure prise séparément dans un contexte régional. Une première inversion à 7 paramètres réalisée sur un modèle à 3 blocs nous a permis de mettre en évidence la variation latérale de couplage le long de la subduction de la plaque Cocos sous les plaques Caraïbe et Amérique du Nord. Nous avons pu également constater que notre champ de vitesse est compatible avec un couplage sur l'interface de subduction au large du Salvador. Cependant celui-ci est peu contraint et sa valeur incertaine.

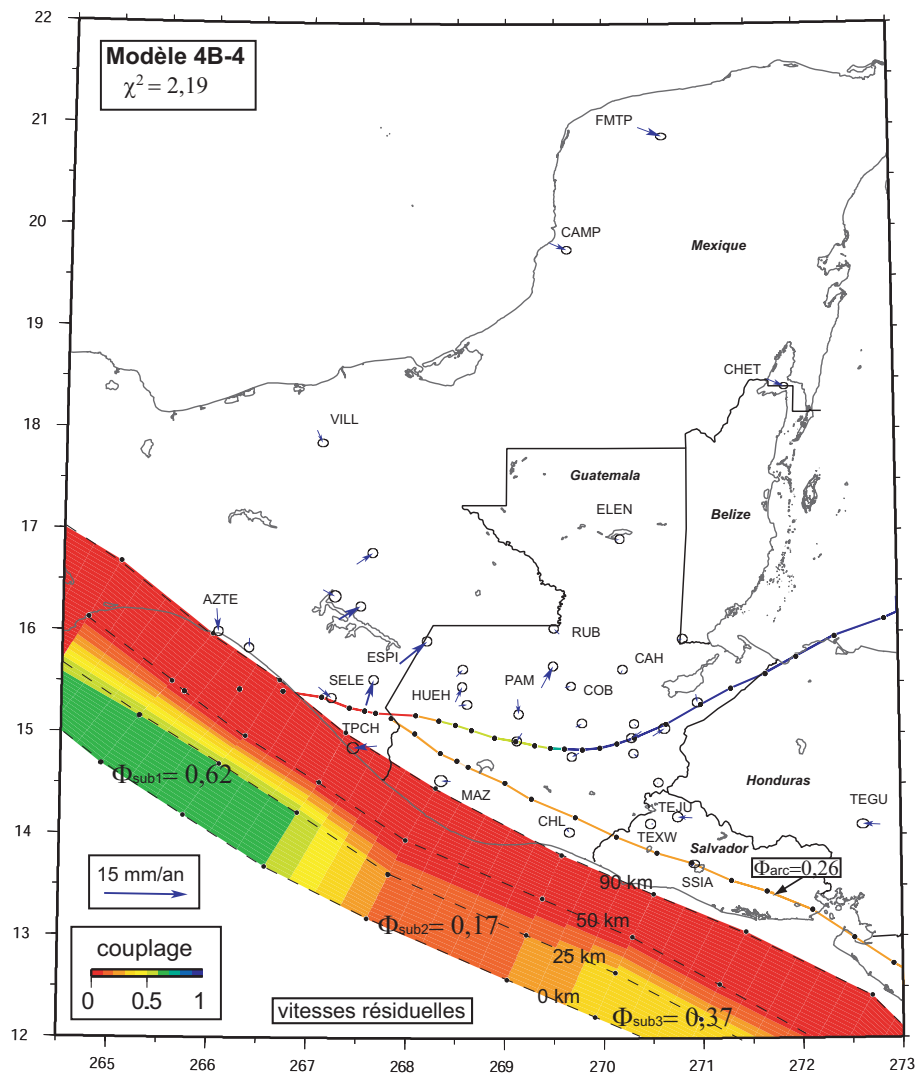


FIG. 7.21 – Carte de résidus de vitesses et de couplages sur les failles, résultat de l'inversion pour le modèle N° 4B-4 (tableaux 7.5 et 7.4). Dans ce modèle le couplage dégressif le long de la faille de Motagua a été fixé en accord avec les résultats montrés dans le paragraphe 7.2.5.

Le modèle Amérique du Nord nous a permis, ensuite, de mettre en évidence une variation latérale de couplage le long de la faille de Motagua. On observe que le champ de vitesse au Nord de la faille de Motagua s'explique en grande partie par un modèle simple élastique à trois blocs lithosphériques.

Le but de ces tests était de prendre en compte le mouvement dextre par rapport à la plaque Caraïbe stable dans l'arc volcanique. Ce modèle permet de réduire le χ^2 global. Cependant, à ce stade de modélisation nous sommes confrontés à la trop faible quantité de données pour contraindre des modèles plus complexes.

7.4 Corrélation des paramètres dans l'inversion

A l'exception de l'extension observée à travers les grabens au Sud de la faille de Motagua, les modèles à 4 blocs permettent d'expliquer en grande partie notre champ de vitesse GPS. Cependant, comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, il n'y a pas de solution unique et plusieurs modèles semblent expliquer de façon "équivalente" (en termes de résidus), le champ de vitesse observé de part et d'autre de l'arc volcanique. Ceci est principalement dû au fait que le mouvement dans l'arc volcanique est essentiellement contraint par peu de données (4 sites GPS et 8 vecteurs glissement). On peut supposer qu'il existe une corrélation dans l'inversion entre ces différents paramètres calculés que sont ici : La position du pôle, la vitesse de rotation du bloc AR par rapport au bloc Caraïbe (CA), le couplage le long de l'interface de Subduction (CO/AR) et le couplage le long de la faille d'Amérique Centrale. C'est pourquoi nous avons réalisé plusieurs tests afin d'évaluer les effets sur l'inversion de cette corrélation.

Paramétrisation Dans chacun de ces tests effectué ici, nous avons fixé un couplage constant le long des 25 premiers kilomètres de l'interface de subduction CO/AR à différentes valeurs comprises entre 0 (découplage total) et 1 (couplage total). Pour chaque incrément de couplage CO/AR nous avons testé les cas où le couplage le long de la faille d'Amérique Centrale est fixé à 0 (fluage total), 0,5 et 1 (faille totalement bloquée). Pour chacune de ces configurations, les seuls paramètres inversés sont la position du pôle et la vitesse de rotation du bloc avant-arc volcanique (AR) par rapport à la plaque Caraïbe (bloc CA). Le résultat pour toutes ces inversions est représenté sur la figure 7.22.

Résultats et discussion La figure 7.22 montre l'évolution du χ^2 pour chaque incrément de couplage CO/AR dans le cas où le couplage le long de la faille d'Amérique Centrale est respectivement fixé à 1, 0,5 ou 0.

D'après cette figure, le couplage le long de l'interface de Subduction doit être inférieur à 50% pour expliquer au mieux les données ($\chi^2 < 2 \text{mm.an}^{-1}$). De plus dans le cas particulier où le couplage le long de la faille d'Amérique Centrale est faible (Φ_{Am} proche de zéro), l'ajustement des données se réalise au mieux pour un couplage le long de la l'interface de subduction CO/AR inférieur à 30%. L'hypothèse d'un couplage faible le long de "la faille d'Amérique Centrale" au Guatemala paraît d'autant plus crédible que, contrairement aux observations réalisées plus au Sud, notamment au Salvador, aucune trace de faille, ni sismicité significative associée à une faille décrochante n'ont clairement été identifiées dans l'arc volcanique guatémaltèque. Cependant, l'absence de contrainte forte ne nous permet pas de conclure de façon évidente sur l'existence du prolongement de la faille d'Amérique Centrale au Guatemala ni sur son couplage.

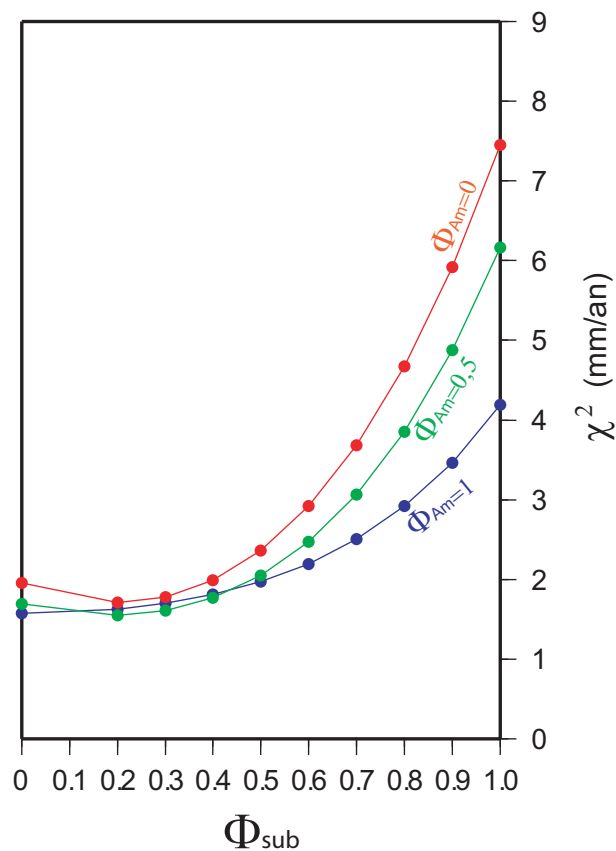


FIG. 7.22 – Evolution du χ^2 pour chaque incrément de couplage Φ_{sub} forcé sur les 25 premiers kilomètres de l'interface CO/AR et de couplage Φ_{Am} forcé le long de la faille d'Amérique Centrale. Dans chaque cas seules la position et la vitesse de rotation du pôle AR/CA est inversé.

Bien que la densité actuelle des contraintes disponibles pour l'inversion, ne permet pas d'éviter une corrélation entre les différents paramètres inversés ni de quantifier précisément le couplage le long de l'interface de subduction CO/AR, l'ensemble des tests effectués ici montre clairement qu'il existe une variation latérale de couplage le long de l'interface de subduction de la plaque Cocos sous la plaque Amérique du Nord (couplage fort au moins supérieur à 60%) et le bloc arc (au Guatemala, couplage faible au moins inférieur à 50%).

7.5 Conclusion et discussion

À partir de modèles simples, élastiques, d'interactions de blocs, nous expliquons une grande partie du champ de vitesse issu de nos données géodésiques. Nous avons gran-

dement raffiné nos précédents résultats obtenus à partir de 16 sites situés au Guatemala et mesurés deux fois seulement (Lyon-Caen *et al.*, 2006). L'intégration de nouvelles données GPS au Guatemala nous a notamment permis d'affiner la précision des grandeurs caractéristiques que nous cherchions à déterminer (profondeur de blocage, déformation accommodée par la faille de Motagua, déformation accommodée par les grabens, ...). L'intégration des données salvadoriennes nous a permis d'observer une accumulation de déformation autour de la faille d'Amérique Centrale au coeur de l'arc volcanique. Notre récente collaboration avec l'Université de Mexico (UNAM) nous a également permis de traiter des données GPS au Chiapas, et ainsi d'observer une variation nette de couplage cinématique le long de la subduction de la plaque Cocos sous les plaques Amérique du Nord et Caraïbe. À partir des observations et des différents modèles présentés dans cette thèse (chapitre 6 et 7) nous proposons un modèle cinématique régional (figure 7.25) que nous présenterons après avoir brièvement exposé deux autres modèles cinématiques de la région, précédemment proposés par Plafker (1976), à partir d'observations morphologiques et par Álvarez-Gómez *et al.* (2008), d'après un modèle numérique aux éléments finis. Nous tenterons ensuite d'interpréter la variation de couplage observé le long de la zone de subduction de part et d'autre de la jonction triple Cocos-Amérique du Nord-Caraïbe.

7.5.1 Modèles cinématiques antérieurs

Le modèle Plafker, 1976 : À la suite du séisme destructeur de 1976, Plafker (1976) établit un modèle cinématique régional à partir des aspects morphologiques observés sur le terrain. Étant donné le caractère purement décrochant de la rupture sur la faille de Motagua et la rupture de la faille de Mixco, bordure ouest du graben de Guatemala-city, Plafker (1976) suggère que la déformation engendrée par le mouvement relatif de la plaque Amérique du Nord par rapport à la plaque Caraïbe se manifeste comme un mouvement décrochant sénestre le long de la faille de Motagua couplé à une extension Est-Ouest à travers les grabens de la plaque Caraïbe. La limite Sud de ces grabens n'est pas bien connue à cause de l'épaisse couche de dépôts volcaniques quaternaires qui recouvrent en grande partie le Sud-Ouest du Guatemala. Cependant, aucune trace de faille normale n'a été repérée dans l'arc volcanique ou dans la région avant arc, ce qui laisse penser que ces failles meurent aux abords de l'arc volcanique. L'extension Est-Ouest à travers les grabens se trouve limitée au Sud par l'arc volcanique d'Amérique Centrale.

Le modèle Álvarez-Gómez *et al.*, 2008 : Plus récemment, Álvarez-Gómez *et al.* (2008) ont développé un modèle élastique aux éléments finis dans le but d'étudier le rôle des différentes forces intervenant dans cette région. La géométrie de leur modèle suit celle précédemment définie par Plafker (1976) (figure 7.23). La bordure Ouest du bloc "arc

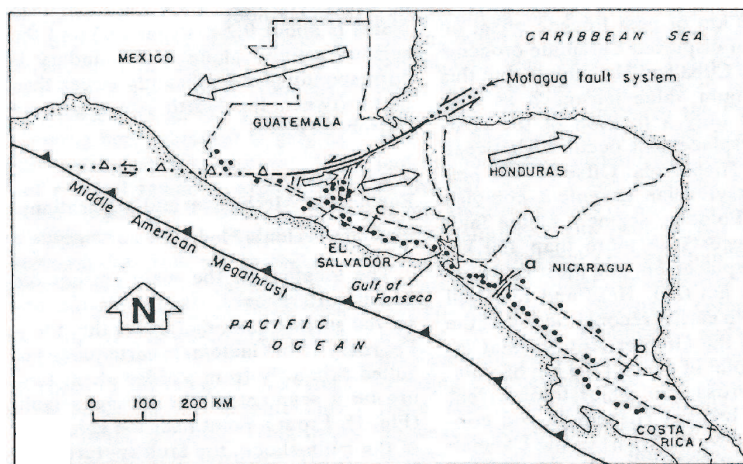


FIG. 7.23 – Modèle tiré de Plafker, 1976. Les points représentent les principaux volcans actifs. Les flèches ouvertes représentent les mouvements relatifs entre les plaques Amérique du Nord et Caraïbe.

volcanique" est considérée dans ce modèle comme une zone d'interaction faible (faible friction) comme proposée précédemment par Guzmán-Speziale *et al.* (2005). Le modèle est contraint par des mécanismes au foyer régionaux choisis dans le catalogue CMT Harvard pour représenter l'état de contrainte local. Ces mécanismes aux foyers sont ajustés par des mécanismes au foyer synthétiques en inversant le régime de contraintes appliqué au plan de faille supposé connu. Leur meilleur ajustement est donné pour un couplage faible le long de la zone de subduction d'Amérique Centrale, une extension Est-Ouest principalement distribuée à l'Est de la série de grabens entre le graben d'Ipala et la dépression du Honduras (figure 7.24), contrairement à nos données qui semblent accorder une importance équivalente aux graben de Guatemala-city et d'Ipala. Les axes de contraintes définis par les mécanismes aux foyer décrochants répertoriés dans l'arc volcanique d'Amérique Centrale ne sont principalement pas expliqués par un partitionnement de l'obliquité de convergence Cocos/Caraïbe mais par un glissement d'une zone de faible friction (Arc volcanique) dont le mouvement est animé par l'extension Est-Ouest à travers les grabens. Ce modèle apporte une idée nouvelle pour expliquer le mouvement dextre de l'arc volcanique par rapport à la plaque Caraïbe fixe cependant ce dernier n'est contraint que par peu de données en particulier sous le Guatemala où les mécanismes au foyer représentatifs de la complexité des structures actives sont peu nombreux.

7.5.2 Apport des données GPS :

Nos données GPS nous ont permis de mieux caractériser la cinématique de la jonction triple entre les plaques Cocos-Amérique du Nord Caraïbe. La figure 7.25 résume les

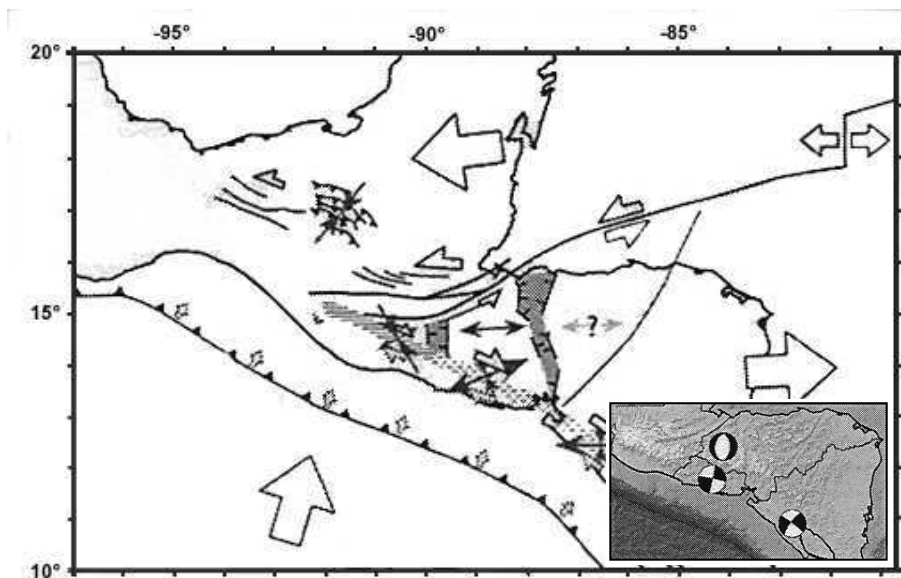


FIG. 7.24 – Modèle cinématique proposé par Álvarez-Gómez, *et al.*, (2008). Les flèches ouvertes représentent les principales forces tectoniques intervenant à l'ouest du bloc Chortis. Les doubles flèches grises montrent les états de contraintes. Les zones grisées désignent le graben d'Ipala et la dépression du Honduras principaux acteurs, selon leur modèle, de l'extension est-ouest observée au sud de la faille de Motagua, l'encadré en bas à droite représente les trois mécanismes au foyer qui contraignent leur modèle.

principaux résultats obtenus à partir de nos données GPS. Ce modèle a été grandement affiné depuis les premiers résultats que nous avons obtenus à partir des vitesses GPS issus de 16 sites au Guatemala mesurés sur les deux premières campagnes seulement.

Les vitesses GPS à partir des deux premières campagnes de mesures nous ont permis d'effectuer une première mesure directe de la vitesse entre les plaques Amérique du Nord et Caraïbe à l'extrémité Ouest de la plaque Caraïbe. Le champ de vitesse GPS obtenu peut être modélisé en utilisant une seule faille verticale centrée sur la faille de Motagua, bloquée sur 15 kilomètres, qui accomode à l'est du Guatemala une vitesse de $20 \pm 2 \text{ mm.an}^{-1}$. Cette vitesse est compatible avec la vitesse relative entre les plaques Caraïbe et Amérique du Nord mesurée par Dixon *et al.* (1991) (à partir de données GPS situées de part et d'autre de l'île d'Hispañola à l'est de la plaque Caraïbe). Cette vitesse est également compatible avec l'estimation plus récente de DeMets *et al.* (2000). Notre champ de vitesse montre une décroissance de la vitesse accomodée par la faille de Motagua de $20 \pm 2 \text{ mm.an}^{-1}$ à l'Est (latitude $270,5^\circ$) à $13 \text{ mm} \pm 2 \text{ mm.an}^{-1}$, au centre du Guatemala (latitude $269,5^\circ$). Cette décroissance s'explique par l'extension Est-Ouest de $5 \pm 2 \text{ mm.an}^{-1}$ observée à travers le graben d'Ipala. Bien que la densité de nos données plus à l'ouest, ne nous permet pas d'obtenir une très bonne résolution, le champ de vitesse semble montrer une vitesse résiduelle d'environ 5 mm.an^{-1} à travers le système de failles décrochantes à

la latitude 269° . Ce gradient de vitesse observé semble montrer que la faille de Motagua se prolonge à l'Ouest de sa limite occidentale connue et que ce segment caché sous les dépôts volcaniques quaternaires accommoderait une vitesse d'environ 5mm.an^{-1} . La décroissance de vitesse de Motagua entre le centre et l'ouest du Guatemala s'expliquerait par l'activité du graben de Guatemala-city qui accommode, selon nos observations, une extension Est-Ouest de l'ordre de $5\pm 3\text{mm.an}^{-1}$. L'extension Est-Ouest, à travers la série de grabens situés au Sud de la faille de Motagua, est limitée au Sud par l'arc volcanique d'Amérique Centrale. Celui-ci montre un mouvement dextre par rapport à la plaque Caraïbe de $14\pm 2\text{mm.an}^{-1}$ sur la côte salvadorienne et de $10\pm 2\text{mm.an}^{-1}$ sur la côte guatémaltèque. Au Salvador, le mouvement de l'arc volcanique est associé à un gradient de vitesse de part et d'autre de la faille d'Amérique Centrale dont la trace a été récemment cartographiée par Corti *et al.* (2005). Le mouvement de l'arc volcanique semble clairement associé à un partitionnement dû à l'obliquité de convergence (10°) de la plaque Cocos sous le Salvador. L'origine du mouvement dextre, de 10mm.an^{-1} par rapport à la plaque Caraïbe stable, observé dans l'arc volcanique au Guatemala, est plus incertain. En effet, la faible obliquité de convergence (7°) associée à un faible couplage le long de la zone de subduction sous le Guatemala ne facilite pas les transferts de contraintes et de ce fait ne privilégie, a priori, pas l'hypothèse du partitionnement dû à l'obliquité de convergence. De plus, la trace d'un éventuel prolongement de la faille d'Amérique Centrale à travers l'arc volcanique au Guatemala n'est pas connue. Cependant, l'échantillonnage de nos données (absence de sites sur la côte) ne nous permet pas d'observer l'existence (ou non) d'un gradient de vitesse qui serait significatif de l'activité du prolongement de la faille d'Amérique Centrale (cachée sous les dépôts volcaniques quaternaires?) au Guatemala. Il est également possible d'envisager une zone de faible frottement dans l'arc volcanique comme le propose Álvarez-Gómez *et al.* (2008).

La zone de jonction triple entre les plaques Cocos, Amérique du Nord et Caraïbe apparaît comme une zone complexe de déformation incompatible avec une définition simpliste d'une intersection entre le système de failles Polochic-Motagua et la fosse d'Amérique Centrale au large du Chiapas (e.g. White & Harlow, 1993). Le modèle cinématique que nous proposons à partir de nos données GPS est cohérent avec le modèle proposé par Plafker (1976) d'après des observations purement structurales et morphologiques.

Les données acquises par l'UNAM au Chiapas que nous avons traitées pour cette étude nous ont également permis d'aborder l'effet de la subduction de la plaque Cocos sous les plaques Caraïbe et Amérique du Nord à la jonction triple.

En effet, la cinématique régionale se caractérise par une variation latérale de couplage le long de la subduction de la plaque Cocos sous les plaques Amérique du Nord et Caraïbe. On observe un couplage fort (compris entre 60% et 100%) entre les plaques Cocos et Amérique du Nord et un couplage faible (inférieur à 20%) entre les plaques

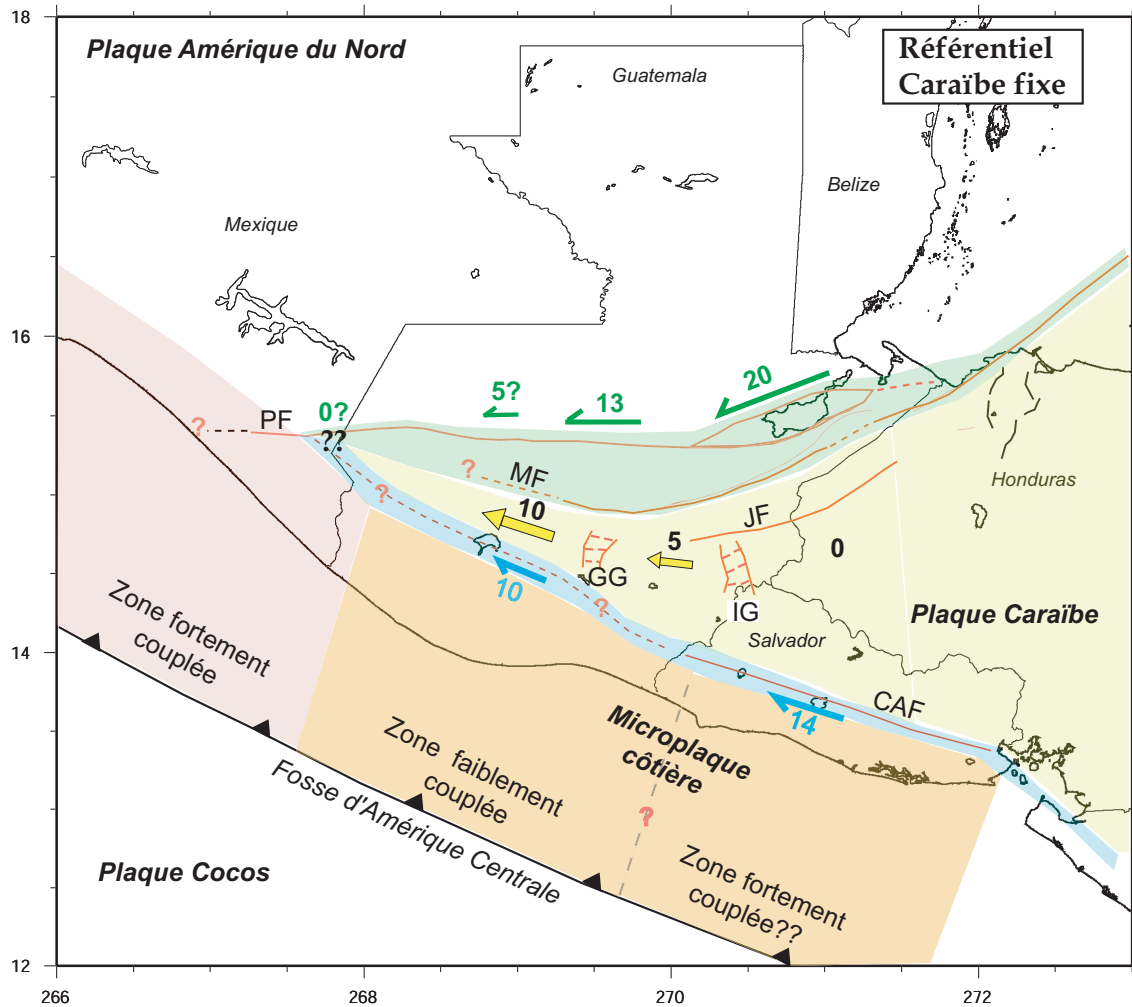


FIG. 7.25 – Modèle proposé pour la cinématique de la zone de jonction triple entre les plaques Amérique du Nord-Cocos-Caraïbe à partir de notre champ de vitesse GPS. (modifié de Lyon-Caen, *et al.*, 2006). Les principales structures sont représentées en rouge. Les courbes en pointillés représentent l'incertitude concernant le prolongement de certaines structures. Les chiffres donnent les vitesses en $\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$ de ces différentes structures par rapport à la plaque Caraïbe stable. PF, MF, CAF, IG et GG sont respectivement les failles de Polochic, de Motagua, d'Amérique Centrale et les grabens d'Ipala et Guatemala-city.

Cocos et Caraïbe sous le Guatemala. Les différents modèles semblent compatibles, en revanche, avec un couplage potentiellement non négligeable (compris entre 30% et 70%) entre les plaques Cocos et Caraïbe sous le Salvador, bien que la valeur de celui-ci ne soit pas bien contrainte (contrainte par deux sites seulement, SIGN et SSIA, situés loin de la fosse d'Amérique Centrale). Bien que de nombreuses imprécisions persistent notamment sur la géométrie en profondeur de la zone de subduction couplée sous le Chiapas, tous les modèles présentés dans le chapitre 7 convergent vers une variation

latérale de couplage nette aux abords de la jonction triple Cocos-Amérique du Nord-Caraïbe, dont on peut se demander quel en est l'origine.

Chapitre 8

Discussion et Conclusion

8.1 Couplage mécanique le long d'une zone de subduction

Les caractéristiques hétérogènes des différentes zones de subduction sur le globe ont motivé de nombreuses recherches. En 1982, Uyeda établit un classement des zones de subduction en deux grandes catégories : les subductions de type chiliennes et les subductions de type Mariannes. La première catégorie se caractérise notamment par un pendage du plan de Wadati-Benioff relativement faible (environ 20°), par des contraintes hautement compressives et par la présence de séismes majeurs ($M_w \geq 8$), le long de l'interface de subduction. À contrario, les zones de subduction de type Mariannes sont caractérisées par un pendage du panneau plongeant fort (supérieur à 70°), par des contraintes locales principalement extensives et par l'absence de grands séismes de subduction (Uyeda, 1982). L'accumulation des enregistrements sismologiques, depuis les 90 dernières années, a apporté des informations supplémentaires, et il apparaît que la majorité des zones de subduction a des propriétés intermédiaires au classement établi par Uyeda (1982). Les données GPS récemment obtenues le long de différentes zones de subduction ont montré qu'il existait notamment une grande diversité de comportements intersismiques, montrant des interfaces totalement bloquées sur une grande partie de leur surface (comme c'est le cas au Japon par exemple, Mazzotti *et al.*, 2000) jusqu'aux interfaces dont les glissements sont majoritairement asismiques (comme le montrent certains segments de la zone de subduction d'Alaska, Freymueller & Beavan, 1999).

La capacité d'une zone de subduction à accumuler et à relâcher l'énergie d'une charge élastique varie radicalement d'une région à l'autre. Nombre d'auteurs se sont penchés sur les questions que soulèvent ces hétérogénéités de comportement et notamment sur leurs origines.

En comparant de nombreuses zones de subduction autour de l'océan Pacifique dont les dimensions des séismes qui leurs sont propres varient systématiquement d'une région à l'autre, Ruff & Kanamori (1983) observent qu'il existe une forte corrélation entre la taille caractéristique des séismes de subduction avec deux autres variables : l'âge de la lithosphère subductée et la vitesse de convergence. D'après leurs observations, les grands séismes majeurs se produisent dans des zones de subduction rapides où la lithosphère subductante est jeune, alors que les zones de subduction où une vieille lithosphère subducte lentement sous la plaque supérieure semblent dénuées de grands séismes de subduction ($M_w \geq 8$). À partir des enregistrements longue période de trois séismes majeurs (le séisme d'Alaska en 1964, $M_w=9,2$; le séisme de Rat Island en 1965, $M_w=8,7$ et le séisme de Kurile Island en 1963, $M_w=8,5$), Ruff & Kanamori (1983) indiquent que la taille maximale d'un séisme est directement liée à la distribution d'aspérités le long de la surface de contact entre les deux plaques en interaction. (Les aspérités sont définies comme des régions rugueuses sur une surface de faille qui opposent une résistance au mouvement qu'on leur impose : ce sont ces aspérités qui rompent lors de grands séismes et permettent ainsi de relâcher les contraintes accumulées).

Outre l'âge de la lithosphère subductante et sa vitesse de convergence sous la plaque supérieure, d'autres raisons ont été évoquées pour expliquer la présence ou non de couplage à une interface de subduction comme la présence de reliefs (rides ou monts sous-marins, Cloos, 1992) ou d'un excès de sédiments (supérieur à 1000 mètres) sous haute pression et haute température (Ruff, 1989) par exemple. En effet, Ruff (1989) montre que la zone de rupture de 13 des 19 plus grands séismes de subduction répertoriés à l'époque est associée à une épaisseur importante de sédiments présents dans la fosse (\geq à 1000 mètres).

Plus récemment, à partir de données principalement géodésiques, nombre d'auteurs semblent montrer que les aspérités sont stables dans le temps au-delà d'un cycle sismique (e.g Prawirodirdjo *et al.*, 1997, Bürgmann *et al.*, 2005, Cross & Freymueller, 2007, Chlieh *et al.*, 2008). En effet, Prawirodirdjo *et al.* (1997) analysent, à partir d'un modèle de dislocation élastique, le champ de vitesse obtenu sur 60 sites GPS situés sur les îles de Sumatra et mesurés sur une période de 4 ans. Ils observent le long de la subduction deux zones couplées (respectivement à 100% et à 40%) entourées par du glissement asismique. La localisation de ces deux régions couplées correspondent aux zones de ruptures de séismes majeurs ($M_w \geq 8$) qui se sont produits respectivement en 1833 et 1861. Cross & Freymueller (2007) observent le même phénomène, à partir du champ de vitesse de plusieurs sites GPS situés sur les îles aléoutiennes près de la zone de subduction d'Andreanof. Les sites GPS dont la vitesse montre un couplage, sont situées à l'aplomb des zones de ruptures des séismes ($M_w \geq 8$) de 1986 et 1996. Bürgmann *et al.* (2005) réalisent une inversion à partir de données GPS le long de la zone de subduction du Kamchatka. Ils observent des variations latérales de couplage montrant que les zones de fort couplage, de petite dimension et localisées sur les zones de ruptures des différents séismes historiques majeurs ($M_w \geq 8$) connus (dont le séisme de 1952,

Mw=9) sont cernées par une surface où le glissement asismique domine. Cette surface semble caractérisée par la présence de nombreux séismes de magnitudes intermédiaires ($M_w \leq 8.5$) et le glissement associé est cohérent avec le moment sismique relâché par l'ensemble de ces séismes. Les vitesses horizontales (contraintes par des mesures GPS) et verticales (contraintes par un relevé annuel de la profondeur des coraux du bassin avant-arc) estimées par Chlieh *et al.* (2008) montrent le même phénomène le long de la subduction bordant les îles de Sumatra. Ils observent notamment que le séisme de Nias (2005, Mw 8,7) a relâché la moitié du moment sismique accumulé depuis la précédente rupture de l'aspérité associée en 1861. Ils contraignent également un couplage faible, sous les îles de Batu où, depuis deux siècles, ont été repertoriés uniquement des séismes de magnitudes intermédiaires ($M_w \leq 8$).

D'après Wells *et al.* (2003) et Song & Simons (2003), il existe une corrélation globale entre les régions d'anomalies gravimétriques (à l'air libre) négatives et les reliefs en bassins avant-arc, sièges d'aspérités qui ont rompu lors d'événements majeurs. Wells *et al.* (2003) suggèrent que l'origine de cette relation gravité-bathymétrie-aspérités repose sur la possible érosion de l'interface de subduction, à l'endroit d'une aspérité. Song & Simons (2003) suggèrent, quant à eux, que les structures avant-arc sont significatives des variations de propriétés frictionnelles et des contraintes cisailantes sur l'interface de subduction. Les deux études considèrent également la possibilité que des variations temporelles du glissement pourraient engendrer les anomalies de gravité négatives observées. Les propriétés mécaniques et structurales pourraient elles mêmes découler d'autres facteurs externes mentionnés précédemment (épaisseur des sédiments, âge de la plaque plongeante etc...). Nous avons ainsi cherché à caractériser la zone de subduction qui nous intéresse selon ces différents paramètres afin de tester leur possible influence sur la variation latérale de couplage observée précédemment.

8.2 Origine de la variation latérale de couplage au nord de l'Amérique Centrale

D'après les récentes études, les variations latérales de couplage observées le long de zones majeures de subduction semblent donc associées à la distribution d'aspérités bien localisées et stables à l'échelle de plusieurs cycles sismiques. Ces aspérités sont le siège de séismes majeurs ($M_w \geq 8$) et peuvent être associées à de nombreuses caractéristiques (bassins avant-arc, excès de sédiments, présence de monts sous-marins subductants, lithosphère jeune) et caractérisées par des anomalies gravimétriques négatives. Autour de ces aspérités, l'interface de subduction est caractérisée par un couplage faible et des séismes de magnitude intermédiaire ($M_w \leq 8$).

8.2.1 Sismicité

Comme nous l'avons vu dans le Chapitre 1, la sismicité historique le long de la zone de subduction de la plaque Cocos est mal contrainte, la localisation et l'estimation des magnitudes sont en effet peu précises dans cette région. La répartition des séismes récents ($M_w \geq 7$, figure 1.9, chapitre 1) ne montre pas de variation importante dans la répartition des séismes au large du Chiapas et du Guatemala. Le séisme le plus important répertorié dans la région est le séisme de 1942, de Magnitude $M_w = 7,9$, qui s'est produit au large du Guatemala. Aucun séisme de Magnitude $M_w \geq 8$ n'est clairement recensé dans cette région, ce qui ne permet pas, aux vues des connaissances que nous avons de la sismicité historique régionale, d'affirmer ou d'infirmer la présence d'une aspérité au large du Chiapas.

8.2.2 Âge de la lithosphère

On l'a vu, d'après Ruff & Kanamori (1983), un des facteurs qui favorisent le couplage sismique est l'âge de la lithosphère subductante. La lithosphère de la plaque Cocos qui subducte sous la plaque Amérique du Nord est plus jeune que la lithosphère subductant sous la plaque Caraïbe (chapitre 1, figure 1.6). Cependant, ces deux lithosphères restent relativement jeunes aux vues des critères donnés par Ruff & Kanamori (1983) (d'âge inférieur à 45Ma), et la variation d'âge le long de la plaque Cocos subduite sous la plaque Amérique du Nord puis sous la plaque Caraïbe ne suffit sans doute pas à expliquer la variation de couplage observée le long de la fosse d'Amérique Centrale. De plus l'influence de l'âge de la lithosphère sur le couplage sismique est aujourd'hui une notion contestée (Heuret & Lallemand, 2005).

8.2.3 Aspérités, anomalie de gravité, épaisseur de sédiments

Wells *et al.* (2003) associent les zones couplées d'une zone de subduction avec des aspérités souvent liées à des bassins avant-arc et à des anomalies de gravité négatives. Le Chiapas est situé à l'aplomb du bassin du Guatemala dont on peut se demander si ce bassin peut être relié à une aspérité le long de la plaque Cocos. La figure 8.1 représente les anomalies de gravité corrigées des effets de terrain (Anomalie de Bouguer) au Nord de l'Amérique Centrale. En mer, on y observe principalement une anomalie de gravité positive au large du Guatemala. Couplée à des données de sismique marine, cette anomalie est interprétée par Divins (2003) comme un défaut de sédiments au large du Guatemala par rapport aux alentours (figure 8.2).

D'après la figure 8.2, l'épaisseur des sédiments subductants sous le Guatemala est

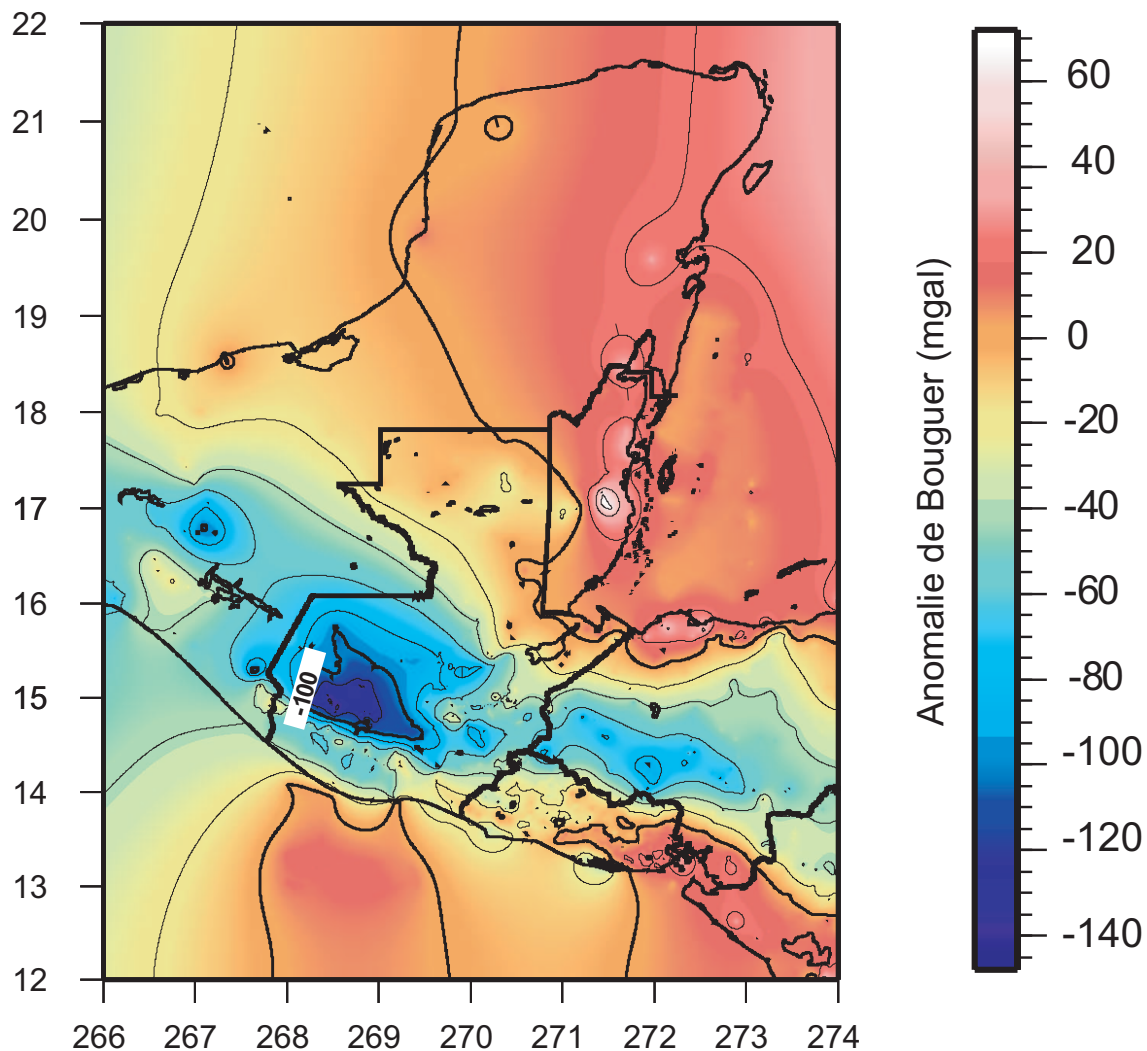


FIG. 8.1 – Anomalies de Bouguer. Les données d'anomalies de bouguer simples nous ont été données par le Bureau International de Gravimétrie (B.G.I), nous les avons ensuite corrigées des effets de terrain. Notons que l'anomalie de gravité négative (-100mgal) observée au niveau de l'arc volcanique guatémaltèque est sans doute liée à une croûte épaissie, et semble cohérente avec les modèles de vitesse estimés par Ligorrià & Molina (1996) et Tenorio (1997) à partir de données sismologiques acquises dans l'arc, qui donne une croûte de 46 kilomètres d'épaisseur contre 35 à 37 kilomètres plus à l'est (e.g. Kim *et al.*, 1982).

de l'ordre de la centaine de mètres. Celle sous le Chiapas varie de 300 à 500 mètres. Le sens de variation est cohérent avec une augmentation de couplage du Guatemala vers le Chiapas. Cependant, on peut se demander si les variations latérales d'épaisseur de sédiments, relativement faibles par rapport aux observations de Ruff (1989), suffisent à expliquer la variation de couplage le long de la subduction de la plaque Cocos sous la

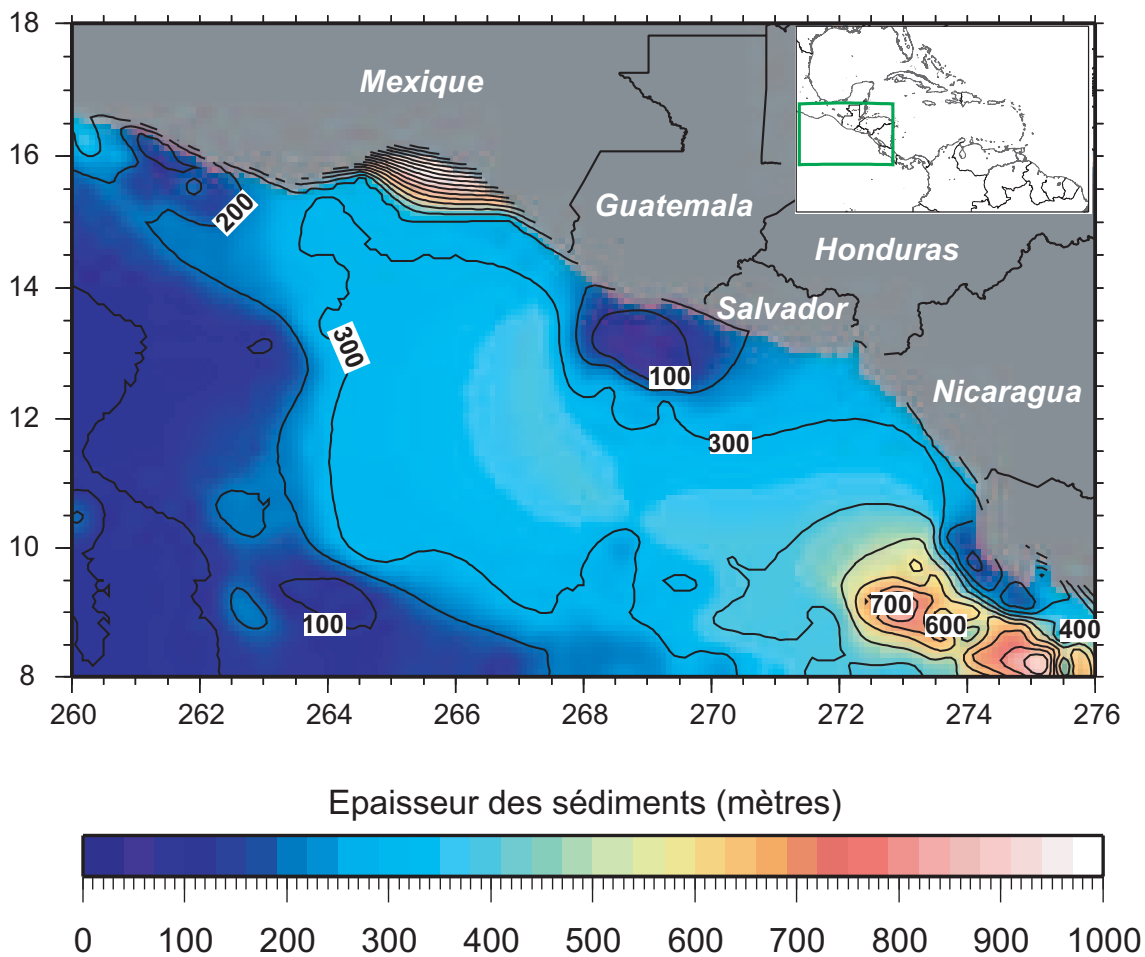


FIG. 8.2 – Epaisseur totale de sédiments d'après Divins (2003) (données disponibles à l'adresse <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/sedthick/sedthick.html>).

plaque Caraïbe.

8.3 Du couplage cinématique au couplage sismique

Dans les modèles que nous avons réalisés dans le chapitre 7, nous avons caractérisé le blocage le long de la zone de subduction par son degré de "couplage intersismique" défini comme un rapport $\frac{V}{V_0}$ où V est le déficit de glissement le long de la zone de subduction et V_0 la vitesse long terme de la plaque subductante définie par la vitesse de convergence. Ce couplage reste à priori une quantité purement cinématique et ne reflète pas nécessairement directement le couplage mécanique lié à la distribution de contrainte sur une zone de subduction. Kanamori (1971) introduit la notion de couplage

sismique après avoir observé que les dimensions caractéristiques des séismes dans le Nord du Pacifique variaient systématiquement d'une zone de subduction à l'autre. Le couplage sismique se définit comme le rapport entre le moment sismique total relâché par l'ensemble des séismes de subduction sur une période de temps donnée et le moment sismique total qui aurait dû être relâché pour que le glissement superficiel (de profondeur inférieure ou égale à la profondeur de la zone sismogène) soit cohérent avec le glissement long terme donné par la tectonique des plaques. Cette définition considère implicitement que le déficit de glissement superficiel est principalement compensé par le glissement co-sismique total produit par les séismes de subduction. Ces deux grandeurs (couplages intersismique et sismique) sont équivalentes sur une échelle de temps de l'ordre du cycle sismique si on considère que la notion de phase 'intersismique' représente ici la période qui sépare deux ruptures successives le long de la zone de subduction, incluant ainsi les éventuels glissements post ou pré-sismiques. En effet, les vitesses de surface acquises par mesures géodésiques permettent d'obtenir une estimation directe du taux de déficit de glissement sur une période de temps courte, correspondant au temps d'observation géodésique (quelques années). Le couplage cinématique ainsi estimé n'est pas forcément représentatif du couplage sismique ou mécanique long-terme, d'autant que le taux de déficit de glissement d'une région donnée peut varier au cours du temps. Des zones de subduction, en apparence bloquées sur une longue période de temps (à l'échelle des mesures géodésiques) peuvent accommoder des quantités considérables de glissements asismiques lors de glissements post-sismiques (e.g. Burgmann *et al.*, 2001, Miyazaki *et al.*, 2004) ou lors de séismes lents (e.g. Hirose *et al.*, 1999). En effet, à partir de données GPS acquises sur les 30 jours qui suivirent le séisme de Tokachi-oki au Japon (Mw 8, septembre 2003) Miyazaki *et al.* (2004) observe un glissement asismique équivalent (d'un point de vue du moment sismique relâché) à un séisme de Mw=7.7 sur une portion de subduction, adjacente à la rupture co-sismique, qui paraissait bloquée. Hirose *et al.* (1999) reporte un séisme lent, dans les quelques mois qui suivirent deux séismes modérés (Mw 6) survenus au Sud-Ouest du Japon.

Pacheco *et al.* (1993) comparent, pour de nombreuses zones de subduction, le moment sismique relâché sur les 90 dernières années par l'ensemble des séismes connus, avec le moment sismique qui aurait dû être relâché pour compenser parfaitement la vitesse de convergence des plaques subductantes. Le rapport de ces deux grandeurs lui fournit un couplage sismique moyen des différentes zones de subduction étudiées sur les derniers 90 ans. Les auteurs trouvent un couplage sismique moyen de 0,2 pour la totalité de l'Amérique Centrale (du Chiapas au nord au Costa Rica au sud).

De nombreuses incertitudes persistent quant à l'origine de la variation de couplage observée le long de la zone de subduction d'Amérique Centrale due principalement à la méconnaissance de la sismicité historique dans cette région. Ceci ne nous permet pas clairement de dire si le couplage cinématique observé au large du Chiapas est représentatif d'un couplage mécanique susceptible de produire des séismes majeurs ($M_w \geq 8$) dans l'avenir ou si le couplage cinématique observé est lié à des phénomènes

transitoires à l'échelle du cycle sismique dans son ensemble.

Conclusions et perspectives

Ce travail de thèse s'est inscrit dans un projet pluridisciplinaire qui vise à mieux caractériser la cinématique régionale dans une zone de jonction triple complexe, à mieux contraindre le comportement mécanique, à différentes échelles de temps, des systèmes de failles régionaux et enfin à mieux définir la structure de la lithosphère. Ces objectifs nécessitent des approches variées utilisant à la fois des outils géophysiques et des observations géologiques, tectoniques et paléosismologiques de terrains concernés. Au cours de cette thèse, je me suis principalement intéressée à une approche actuelle, sur une petite échelle de temps, en utilisant des outils géophysiques tels que le GPS et la sismologie.

Les objectifs de cette thèse étaient d'abord de caractériser le comportement microsismique actuel du système de failles décrochantes Polochic-Motagua. Chacune des trois failles du système est associée à plusieurs séismes historiques. White & Harlow (1993) en comptent au moins 20 depuis le 16^{ème} siècle dont 5 de magnitude supérieure à 7. Le plus récent a rompu la faille de Motagua, le 4 février 1976 ($M_s=7,5$) sur 230 kilomètres avec un déplacement moyen de 1,4 mètres. Jusqu'alors la microsismicité actuelle de ce système de failles actives n'était pas connue. La campagne que nous avons menée pendant 6 mois, à l'Est du Guatemala à travers les failles de Polochic et de Motagua, nous a permis d'observer que les deux failles de Polochic et de Motagua présentaient une activité microsismique équivalente. La profondeur de la zone sismogène pour les deux failles est de l'ordre de 15-20 kilomètres. Autour des failles décrochantes de Polochic et de Motagua, la sismicité se localise principalement sur deux structures secondaires. La première, au Nord de la faille de Polochic, semble être rattachée à une série de chevauchements dont la direction de raccourcissement est globalement Nord-Sud. Cependant l'absence de contraintes fortes concernant les séismes associés (nous n'avons notamment pas pu calculer de mécanismes au foyer) ne permet pas de conclure plus précisément sur leurs origines tectoniques. La seconde structure secondaire se localise au Sud de la faille de Motagua. Bien qu'aucune structure ne soit observable dans la topographie, elle semble être rattachée à une structure extensive, source d'une crise sismique de plus de 200 répliques et d'un séisme de magnitude M_w 5 dont le mécanisme au foyer est répertorié dans le catalogue CMT Harvard. L'ensemble des répliques localisées s'alignent selon un plan dont le pendage est compatible avec un des plans nodaux du mécanisme au foyer

CMT, dans les limites des incertitudes de localisation. Cette observation semble montrer que l'extension Est-Ouest au Sud de la faille de Motagua à travers les grabens est une déformation distribuée sur un ensemble de failles normales secondaires autres que les grandes structures majeures connues telles que les grabens d'Ipala et de Guatemala-City.

L'étude des mécanismes au foyer considérant uniquement les polarités des premières arrivées d'ondes P, s'est avérée peu fructueuse en raison, principalement, du nombre trop faible de stations fiables pour cette étude. Cependant, nous pourrions envisager d'inclure dans le calcul les polarités des ondes S, selon la méthode proposée par Zollo & Bernard (1991) pour pallier le manque de données. La détermination de mécanismes au foyer ainsi qu'une étude de relocalisation relative des événements d'un même multiplet (Waldhauser, 2001) (mis en évidence par la microsismicité) pourraient nous permettre de mieux contraindre la géométrie des plans de rupture concernés et pourraient apporter une information précieuse pour mieux définir les états de contraintes des zones actives.

Nous avons également effectué une étude utilisant la méthode des fonctions récepteur afin de mieux contraindre la structure en profondeur du système de faille Polochic-Motagua. L'objectif initial de cette étude était de contraindre la profondeur de la discontinuité de Mohorovic sous le système de failles décrochantes et de détecter une éventuelle variation Nord-Sud de la profondeur de ce Moho sous les failles de Polochic et de Motagua, comme on peut s'y attendre étant donnée la diversité de natures et d'origines des terrains de part et d'autre du système de failles. Cependant, le manque de données et la qualité incertaine de celles-ci ont été un frein considérable à cette entreprise. Cependant, nous avons pu imager la profondeur du Moho au Sud de la faille de Polochic entre 35 et 40 kilomètres de profondeur. Cette observation est cohérente avec le modèle de vitesse donné notamment par Kim *et al.* (1982) qui estime l'épaisseur de croûte à environ 37 kilomètres de profondeur au Guatemala.

L'étude des structures reste en grande majorité un travail à faire. Outre le fait de programmer une autre mission permettant d'acquérir des données plus fiables, nous pourrions envisager, dans le cadre de la collaboration franco-guatémaltèque mise en place il y a une dizaine d'années, d'étendre le réseau de l'Insivumeh plus à l'Est afin d'instaurer une surveillance plus régulière du système de failles décrochantes Polochic-Motagua. Cette surveillance améliorée permettrait ainsi d'évaluer le risque sismique que le système représente et d'effectuer, si le réseau de sismomètres est adapté, une étude couplée de fonctions récepteur et de tomographie locale pour imager, en profondeur, les différentes structures crustales.

Début 2007, un travail de paléosismologie sur la faille de Motagua a été initié afin de mieux connaître l'histoire sismique de la faille décrochante. La figure 8.3 montre les décalages produits par le séisme de 1976 sur la faille de Motagua repérés dans une tranchée creusée lors de cette mission. À terme cette étude permettra de mieux contraindre la déformation long terme de la faille de Motagua.

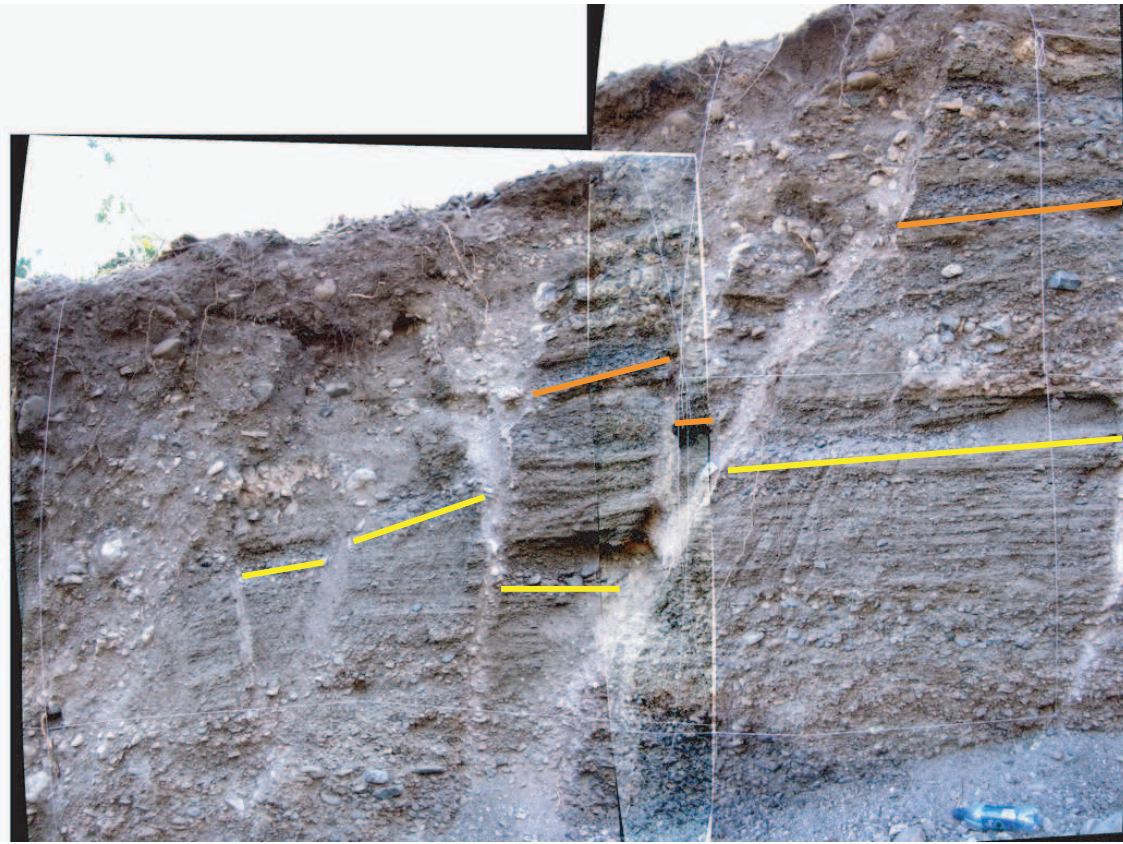


FIG. 8.3 – Photographie d’une tranchée réalisée début mars 2007 à travers la faille de Motagua. Les repères colorés montrent les décalages produits par la rupture du séisme de 1976 sur la trace de faille. Photographie et interprétation d’après Yann Klinger (2007).

Le deuxième objectif de cette thèse était de mieux contraindre la cinématique actuelle de la zone de jonction triple entre les plaques Cocos Caraïbe et Amérique du Nord. À partir des mesures GPS effectuées au Guatemala (en 1999-2003 et 2006), nous avons pu réaliser une mesure directe de la vitesse relative entre les plaques Amérique du Nord et Caraïbe à l’extrémité ouest de la plaque Caraïbe. Cette vitesse est estimée à environ $20\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$. D’après des modèles élastiques simples, la cinématique à l’Est du Guatemala semble très simple, l’ensemble de la déformation engendrée par les mouvements relatifs entre les plaques Amérique du Nord et Caraïbe étant entièrement accommodée par une seule faille verticale centrée sur la faille de Motagua bloquée sur 15-20 kilomètres de profondeur. La profondeur de blocage est par ailleurs compatible avec la profondeur maximale apparente des microséismes localisés sur les failles de Polochic et de Motagua. Au centre du Guatemala, la cinématique se complique : la déformation semble se distribuer entre un mouvement décrochant sénestre sur la faille de Motagua et une extension à travers le graben de Ipala. Ce phénomène s’accompagne d’une décroissance de vitesse (ou de couplage) accommodée par la faille de Motagua de $20\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$ (à l’Est) à environ

$13 \pm 2 \text{ mm.an}^{-1}$ (au centre du Guatemala). Encore plus à l'Ouest, bien que la trace de faille ne soit pas connue, notre champ de vitesse est compatible avec une extension vers l'Ouest de la faille de Motagua (au delà de la limite occidentale de sa trace de rupture de 1976) qui accommoderait une vitesse d'environ 5 mm.an^{-1} et où la déformation serait distribuée entre la faille de Motagua et le graben de Guatemala-city. La faille de Polochic ne semble étonnamment pas accommoder de déformation alors que sa morphologie ainsi que son activité sismique passée et microsismique actuelle semblent montrer que cette faille est une faille majeure active au même titre que la faille de Motagua. Les deux failles de Polochic et de Motagua sont, cependant, espacées, au plus, d'une cinquantaine de kilomètres seulement au centre du Guatemala. La densité très faible (souvent réduite à un seul site) des données GPS entre les deux failles ne permet probablement pas de détecter et quantifier correctement les mouvements de part et d'autre de la faille de Polochic. La cinématique de la jonction triple se manifeste également par un mouvement dextre de l'arc volcanique par rapport à la plaque Caraïbe stable de $14 \pm 2 \text{ mm.an}^{-1}$ sur la côte salvadorienne à $10 \pm 2 \text{ mm.an}^{-1}$ sur la côte guatémaltèque. Au Salvador, ce mouvement est associé à un gradient de vitesse autour de la faille d'Amérique Centrale parallèle à l'arc volcanique. Il semble clairement associé à un partitionnement dû à l'obliquité de convergence de la plaque Cocos sous la plaque Caraïbe au niveau du Salvador. L'origine du mouvement dextre de 10 mm.an^{-1} par rapport à la plaque Caraïbe stable, observé dans l'arc volcanique au Guatemala, est plus incertain. Un faible couplage le long de la zone de subduction sous le Guatemala (comme semblent le montrer les données) ne facilite pas les transferts de contraintes et de ce fait ne privilégie à priori pas l'hypothèse du partitionnement dû à l'obliquité de convergence. La trace de la faille d'Amérique Centrale n'est pas connue dans l'arc volcanique guatémaltèque et la densité des données GPS ne permet pas d'observer s'il existe un gradient de vitesse significatif de l'activité d'une faille bloquée dans l'arc volcanique.

La zone de jonction triple entre les plaques Cocos-Amérique du Nord Caraïbe est associée, d'autre part, à une variation latérale nette de couplage cinématique le long de la subduction de la plaque Cocos mesuré au Chiapas (plaque Amérique du Nord, couplage fort) et celui mesuré au Guatemala (couplage faible). L'origine de cette variation importante de couplage n'est pas clairement identifiée. Les données complémentaires à notre disposition (gravimétrie, sismicité historique le long de la zone de subduction, ...) ne nous permettent pas de dire si le couplage cinématique observé au Chiapas grâce à nos données GPS est représentatif d'un couplage mécanique important entre les plaques Cocos et Amérique du nord susceptible de produire des séismes majeurs (M_w 8) dans l'avenir ou si le couplage observé est lié à des phénomènes transitoires à l'échelle du cycle sismique dans son ensemble.

Afin d'améliorer la précision des modèles cinématiques, il serait préférable d'envisager une campagne de mesure commune entre le Guatemala, le Salvador et le Chiapas afin de faciliter et d'améliorer l'intégration des différents systèmes de données entre eux. Une campagne de remesure des sites chiapanèques permettrait également d'améliorer

la qualité et la cohérence des vitesses issues du traitement.

La difficulté que nous avons à contraindre de manière efficace la distribution de déformation totale à travers les différentes structures repose sur la faible densité des données GPS devant la densité et la diversité des structures actives aux abords de la zone de jonction triple qui apparaît comme une zone diffuse de déformation complexe. Prise séparément, chaque structure est contrainte par peu de sites (3 ou 4 la plupart du temps). Lors d'une prochaine campagne, la remesure des sites IGN (mesurés pour la première fois en 2006, MON et IPA), localisés respectivement au centre et au Sud-Ouest du graben d'Ipala, nous permettra sans doute de mieux quantifier le rôle du graben d'Ipala dans la distribution de déformation. De plus, nous pourrions envisager de densifier le réseau existant de quelques sites supplémentaires, notamment proches de la côte Pacifique au Guatemala afin de mieux identifier, dans l'avenir, la nature du mouvement dextre de l'arc volcanique par rapport à la plaque Caraïbe stable.

L'utilisation des techniques d'interférométrie radar dans les zones de failles actives était jusqu'alors rendue difficile en raison du climat humide et de la couverture végétale importante. Cependant, un nouveau satellite a récemment été équipé d'un système radar (PALSAR : Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar) qui, en émettant à base fréquence, permet de détecter les déformations du sol dans des régions où la couverture végétale est importante. L'utilisation des données issues de ce satellite permettrait de densifier les points de mesures notamment à travers les failles décrochantes de Polochic et de Motagua afin de quantifier plus précisément la participation de chacune d'entre elles dans l'accommodation de déformation totale.

D'autre part, l'université de Madrid, en collaboration avec des instituts salvadoriens, a initié, notamment, une étude de paléosismologie à travers la faille intra-arc d'Amérique Centrale au Salvador. L'université du Wisconsin a également initié un projet d'étude géodésique (sous la direction de C. DeMets) en Amérique Centrale en installant un réseau d'une vingtaine de sites GPS au Honduras et d'une dizaine au Salvador. Dans l'avenir, les résultats issus de ces différents projets constitueront une source d'informations précieuses dans la compréhension de la géodynamique régionale.

Comme nous l'avons vu la zone de jonction triple Cocos-Amérique du Nord Caraïbe est une zone de déformation complexe qui s'étend à une échelle régionale. Il est sans doute nécessaire, dans l'avenir, d'inscrire nos travaux dans des projets à l'échelle régionale (Guatemala, Salvador, Honduras, Chiapas) entre les différents instituts et universités concernés, afin d'appréhender au mieux la géodynamique globale et le fonctionnement mécanique des différentes structures à court comme à long terme. Les données traitées au cours de cette thèse ont permis d'apporter de nouvelles contraintes aux différents modèles régionaux et laissent, par ces questions ouvertes, des perspectives d'études plus précises.

Références

- Agnew, D. (1992). The time-domain behaviour of power-law noises. *Geophys. Res. Lett.* 19(4), 333–336.
- Altamini, Z., Sillard, P. & Boucher, C. (2002). ITRF2000 : A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications. *J. Geophys. Res.* 107(B10). doi :10.1029/2001JB000561.
- Álvarez-Gómez, J., Meijer, P., Martínez-Díaz, J. & Capote, R. (2008). Constraints from finite element modeling on the active tectonics of northern Central America and the Middle America Trench. *Tectonics* 27(TC1008), doi :10.1029/2007TC002162.
- Ambrasey, N. N. & Adams, R. D. (2001). *The Seismicity of Central America : A Descriptive Catalogue 1898-1995*. Imperial Coll., Press, London.
- Ammon, C. (1991). The isolation of receiver effects from teleseismic p waveforms. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81, 2504–2510.
- Anderson, T. H., Burkart, B., Clemans, R. E., Bohnenberger, O. H. & Blount, D. N. (1973). Geology of the westren Altos Cuchumatanes, north-western Guatemala. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 804–826.
- Argus, D. F. & Gordon, R. G. (1991). No-net rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model Nuvel1. *Geophys. Res. Lett.* 18(11), 2039–2042.
- Argus, D. F. & Lyzenga, G. A. (1993). Constraints on intersismic deformation at japan trench from vlbi data. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 611–614.
- Avouac, J., Ayoub, F., Leprince, S., Konca, O. & Helmberger, D. V. (2006). The 2005, mw 7,6 Kashmir earthquake : Sub-pixel correlation of ASTER images and seismic waveforms analysis. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 249, 514–528.
- Bader, R. & Gerard, R. (1970). Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Government Printing Office 834, Washington D. C., US.
- Beck, M.E., J. (1991). Coastwise transport reconsidered : Lateral displacement in oblique subduction zones, and tectonic consequences. *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 68, 1–8.
- Blewitt, G. & Lavalée, D. (2002). Effect of annual signals on geodetic velocity. *J. Geophys. Res.* 107(B7).
- Blewitt, G., Lavalée, D., Clarke, P. & Nurutdinov, . (2001). A new global model of Earth deformations : seasonal cycle detected. *science*, 294, 2342–2345.

- Bommer, J., Benito, B., Ciudad-Real, M., Lemoine, A., Lopez-Menjivar, M., Madariaga, R., Mankelow, J., Mendez de Hasbun, P., Murphy, W., Nieto-Lovo, M., Rodriguez-Pineda, C. & Rosa, H. (2001). The El Salvador Earthquakes of January and February 2001 : Context, characteristics and implications for seismic risk. *report*.
- Botton, S., Duquenne, F., Egels, Y., Even, M. & Willis, P. (1997). GPS, localisation and navigation, Hermès, Paris. *report*.
- Bouin, M. (1994). Analyse des polarisation en ondes S des sources proches : rupture and structure. *PhD thesis*. Université Paris 7.
- Brown, R. J., Ward, P. & Plafker, G. (1974). Geologic and seismologic aspect of the Managua, Nicaragua earthquake of December 23, 1972. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **64**(4), 1031.
- Bucknam, R. C. & Plafker, Sharp, R. (1978). Fault movement (afterslip) following the Guatemal earthquake of February 4, 1976. *geology*, **6**, 170–173.
- Burdick, L. J. & Helmberger, D. V. (1974). Time functions appropriate for the deep earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **56**, 1419–1428.
- Bürgmann, R., Kogan, M. G., Steblov, G. M., Hilley, G., Levin, V. & Apel, E. (2005). Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone. *J. Geophys. Res.* **110**(B07405). doi :10.1029/2005JB003648.
- Burgmann, R., Kogan, M., Levin, V., Scholz, C., King, W. & Steblov, G. (2001). Rapid aseismic moment release following the 5 december 1997 Kronotsky, Kamchatka, earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1331–1334.
- Burkart, B. (1978). Offset across the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico. *geology*, **6**, 328–332.
- Burkart, F. (1983). Neogene North American-Caribbean plate across northern Central America : Offset of the Polochic Fault. *Tectonophysics*, **99**, 251–270.
- Burkart, F. & Self, S. (1985). Extension and rotation of crustal blocks in northern Central America and effect on the volcanic arc. *geology*, **13**, 22–26.
- Calais, E., Mann, P., Mattioli, G. & Jansma, P. (2002). Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements. *Geophys. Res. Lett.* **106**(A6), 1–8.
- Calkins, J. A., Zandt, G., Gilbert, H. & Beck, S. L. (2006). Crustal images from San Juan, Argentina, obtained using high frequency local event receiver functions. *Geophys. Res. Lett.* **33**(L07309). doi :10.1029/2005GL025516.
- Carfantan, J. (1986). Du domaine cordillierain nord-Américain au domaine Caraïbe :étude géologique du Mexique Méridional. *PhD thesis*. Université de Savoie, Chambéry.
- Carr, M. & Stoiber, R. (1977). Geologic settings of some destructive earthquakes in Central America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 151–156.
- Chatelain, J. (1978). Etude fine de la sismicité en zone de collision continentale au moyen d'un réseau de stations portables. *PhD Thesis*. Université de Grenoble I.

- Chlieh, M., Avouac, J., Sieh, K., Natawidjaja, D. & Galetzka, J. (2008). Heterogeneous coupling of the Sumatra megathrust constrained by geodetic and paleogeodetic measurements. *J. Geophys. Res.* 113(B05305). doi :10.1029/2007JB004981.
- Clayton, R. & Wiggins, R. (1976). Source shape estimation and deconvolution of teleseismic body waves. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **47**, 151–177.
- Cloos, M. (1992). Thrust type subduction-zone earthquakes and seamount asperities : A physical model for seismic rupture. *geology*, **20**, 601–604.
- Cohen, G., Carminati, E., Mazzarini, F. & Garcia, M. O. (1984). Postseismic deformation due to subcrustal viscoelastic relaxation following dip-slip earthquake. *J. Geophys. Res.*, **89**, 4538–4544.
- Corti, G., Carminati, E., Mazzarini, F. & Garcia, M. O. (2005). Active strike-slip faulting in El Salvador, Central America. *Geol. Soc. Am.* 33(12), 989–992.
- Couch, R. & Woodcock, S. (1981). Gravity and structure of the continental margins of southwestern Mexico and northern Guatemala. *J. Geophys. Res.* 86(B3), 1829–1840.
- Cross, R. & Freymueller, J. (2007). Plate coupling variation and block translation in the Andreanof segment of the Aleutian arc determined by subduction zone modeling using GPS data. *Geophys. Res. Lett.* 34(L06304). doi :10.1029/2006GL028970.
- D'Acremont, E. (1998). La tectonique active du Guatemala. *Mémoire de Maîtrise*. Université P & M. Curie, Paris.
- Deaton, B. & Burkart, B. (1984). Time of sinistral slip along the Polochic fault of Guatemala. *Tectonophysics*, **102**, 297–313.
- DeMets, C. (2001). A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion : Implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophys. Res. Lett.* 28(21), 4043–4046.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. & Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, **101**, 425–478.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. & Stein, S. (1994). Effect of the recent revisions to the geomagnetic reversal timescale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191–2194.
- DeMets, C., Jansma, P. E., Mattioli, G. S., H., D. T., Farina, F., Bilham, R., Calais, E. & P., M. (2000). GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion. *Geophys. Res. Lett.* 27(3), 437–440.
- DeMets, C., Mattioli, G., Jansma, P., Rogers, R., Tenorios, C. & Turner, H. (2006). Present motion and deformation of the Caribbean plate : Constraints from new GPS geodetic measurements from Honduras and Nicaragua. *Geological Society of America Special Paper*. in press.
- Deng, J. & Sykes, L. (1995). Determination of an Euler pole for contemporary relative motion of the Caribbean and North American plate using slip vectors of interplate earthquakes. *Tectonics*, **14**, 39–53.
- Dengo, G. (1969). Problems of tectonic relations between Central America and the Caribbean. *Transaction of the Gulf Coast Association of Geological Society*, **29**, 311–320.

- Dewey, J., White, R. & Hernández, D. (2004). Seismicity and tectonics in El Salvador. *Natural hazards in El Salvador : Geological Society of America special paper*, **375**, 363–378.
- Divins, D. (2003). Thickness of sedimentary cover in the eastern pacific ocean. *130*(pp. 120), 126–127.
- Dixon, T., Gonzalez, G., atsigris, E. & Lichten, S. (1991). First epoch geodetic measurements with the Global Positioning System across the northern Caribbean plate boundary zone. *J. Geophys. Res.*, **96**, 2397–2415.
- Dixon, T. H. (1991). An introduction to the Global Positioning System and some geological applications. *Review of Geophysics*, **29**, 249–276.
- Dixon, T. H., Farina, F., DeMets, C., Jansma, P., Mann, P. & Calais, E. (1998). Relative motion between the Caribbean and North American plates and related boundary zone deformation from a decade of GPS observations. *J. Geophys. Res.*, **103**, 15157–15182.
- Donnelly, T., Horne, G., Finch, R. & López-Ramos, E. (1990). Northern central america : The Maya and Chortis blocs. *The Geology of North America*, 37–76. Dengo, G. and Case, J. eds.
- Dong, D., Fang, P., Bock, Y., Cheng, M. & Miyazaki, S. (2002). Anatomy of apparent seasonal variation from GPS-derived site position time series. *J. Geophys. Res.* 107(B4). ETG9-1/18.
- Dragert, H., Hyndman, D., Rogers, G. C. & Wang, . (1994). Current deformation and the width of seismogenic zone of the Northern Cascadia subduction thrust. *J. Geophys. Res.*, **99**, 653–668.
- Earle, P. & Shearer, P. M. (1994). Characterization of global seismograms using an automatic-picking algorithm. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **84**(2), 366–376.
- Engdhal, E., Van Der Hilst, R. & Buland, R. (1998). Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times, and procedures depth determination. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **88**, 722–743.
- Feuillet, N., Manighetti, I., Tapponier, P. & Jacques, E. (2002). Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles. *J. Geophys. Res.* 107(B12). doi :10.1029/2001JB000308.
- Fisher, R. (1961). Middle america trench : Topography and structure. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **72**, 703–720.
- Fitch, T. J. & Scholz, C. H. (1971). Mechanism of underthrusting in southwest japan : A model of convergent plate interactions. *J. Geophys. Res.*, **76**, 7260–7292.
- Fourcade, E., Mendez, J. Azéma, J. & Cros, P. (1994). Age preantonièn-campanien de l'obduction des ophiolites du guatemala. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **2**, 527–533.
- Franco, S., Kostoglodov, V., Larson, K. M., Manea, V. C., Manea, M. & Santiago, J. (2005). Propagation of the 2001-2002 silent earthquake and interplate coupling in the Oaxaca subduction zone, Mexico. *Earth Planets and space* **57**(10), 973–985.

- Freymueller, J. T. & Beavan, J. (1999). Absence of strain accumulation in the western Shumagin segment of Alaska subduction zone. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3233–3236.
- GLOBK (2002). *Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program, Release 10.3*.
- Gurrola, H., Baker, G. & Minster, J. (1995). Simultaneous time domain deconvolution with application to the computation of receiver function. *Geophys. J. Int.*, **120**, 537–543.
- Guzmán-Speziale, M. (2001). Active seismic deformation in the grabens of northern Central America and its relationship to the relative motion of the North America-Caribbean plate boundary. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **337**, 39–51.
- Guzmán-Speziale, M., Valdès-Gonzàles, C., Molina, E. & Gómez, J. M. (2005). Seismic activity in the Central America volcanic arc : Is it related to subduction of the Cocos plate ? *tectonophysics*, **400**, 241–254.
- Hallenborg, E., Harding, A. J. & Kent, G. M. (2003). Seismic structure of 15 Ma oceanic crust formed at an ultrafast spreading East Pacific Rise : Evidence for kilometer-scale fracturing from dipping reflectors. *J. Geophys. Res.* 108(B11-2532). doi :10.1029/2003JB002400.
- Harlow, D. & White, R. (1985). Shallow earthquakes along the volcanic chain in Central America : Evidence for oblique subduction. *Earthquake Notes*, **55**, 28.
- Heatland, E. & Hager, B. (2005). Postseismic and interseismic displacements near a strike-slip fault : A two-dimensionnal theory for general linear viscoelastic rheologies. *J. Geophys. Res.* 110(B10401). doi :10.1029/2005JB003689.
- Herring, T. A., Davis, J. L. & Shapiro, I. I. (1990). Geodesy by Radio Interferometry : the application of alman filtering to the analysis of Very Long Baseline Interferometry data. *J. Geophys. Res.*, **95**, 12561–12581.
- Heuret, A. & Lallemand, S. (2005). Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Phys. Earth Planet. Int.*, **149**, 31–51.
- Hirose, J., Hirada, K. and Kimata, F., Fujii, N. & Miyazaki, S. (1999). A slow thrust slip event following the two 1996 hyuganada earthquakes beneath the Bongo Channel, southwest Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3237–3240.
- Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H. & Collins, J. (1992). *GPS Theory and Practice*. Springer-Verlag Wien New York.
- Iyer, H. & Hirahara, K. (1993). *Seismic Tomography, theory and practice*. Chapman and hall.
- Jacques, E., Ruegg, J., Lépine, J., Tapponnier, P., King, G. & Omar, A. (1999). Relocation of M superior to 2 events of 1989 Dôbi seismic sequence in Afar : evidence for earthquake migration. *Geophys. J. Int.*, **138**, 447–469.
- Jansma, P. E., Lopez, A., Mattioli, G. S., DeMets, C., Dixon, T., Mann, P. & Calais, E. (2000). Neotectonics of Puerto Rico and the virgils Island, northeastern Caribbean, from GPS geodesy. *Tectonics*, **9**, 1021–1037.
- Jonsson, S. (2008). Importance of post-seismic viscous relaxation in southern Iceland. *Nature Geoscience*, **1**, 136–139.

- Jonsson, S., Segall, P., Pedersen, R. & Björnsson, G. (2003). Post-earthquake ground movements correlated to pore-pressure transients. *Nature*, **424**, 179–183.
- Jordan, T. H. (1975). The present-day motions of the Caribbean plate. *J. Geophys. Res.*, **80**, 4433–4439.
- Kanamori, H. (1971). Great earthquakes at island arcs. *Tectonophysics*, **12**, 187–193.
- Kelleher, J., Sykes, L. & J., O. (1973). Possible criteria for predicting earthquakes locations and their applications to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean. *J. Geophys. Res.*, **78**, 2547–2585.
- Kenner, S. J. & Segall, P. (2000). Postseismic deformation following the 1906 San Francisco earthquake. *J. Geophys. Res.* **105**(B6), 13195–13209.
- Kennett, B. & Engdahl, E. (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophys. J. Int.*, **105**, 429–465.
- Kim, J. J., Matumoto, T. & Latham, G. V. (1982). A crustal section of northern Central America as inferred from wide-angle reflections from shallow earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **72**, 925–940.
- King, R. W. & Bock, Y. (2002). Documentation for the GAMIT GPS software analysis, release 10.0. Technical report, Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego.
- Kissling, E., Ellsworth, W., Eberhart-Phillips, D. & Kradolfer, U. (1994). Initial reference models in local earthquake tomography. *J. Geophys. Res.*, **99**, 19635–19646.
- Klitgord, K. & Schouten, H. (1986). Plate kinematics of the central Atlantic. In T. Western North Atlantic Region (Ed.), *The Geology of The North America*, pp. 351–378. Geological Society of America.
- Kovach, R. L. (2004). *Early earthquakes of the Americas*. Cambridge University Press.
- Kupfer, D. H. & Godoy, J. (1967). Strike-slip faulting in Guatemala. *Trans. Am. Geophys. Union (abstract)* **48**(215).
- LaFemina, P., Dixon, T. & Strauch, W. (2002). Bookshelf faulting in Nicaragua. *geology*, **30**, 751–754.
- Langston, C. (1979). Structure under mont Rainer, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J. Geophys. Res.* **84**(B9), 4749–4762.
- Larroque, C. & Virieux, J. (2001). *Physique de la Terre solide*. Gordon and Breach Sci.
- Larson, . M. & Agnew, D. C. (1991). Application of the Global Positioning to crustal deformation measurement : Precision and Accuracy. *J. Geophys. Res.*, **96**, 16547–16565.
- Lee, W. . H. & Valdes, C. M. (1985). HYPO71PC : A Personal Computer of the HYPO71 Earthquake Location Program . Open-File Report 85-XXX, United States Department of the interior Geological Survey.
- Leroy, S. (1995). Structure et origine de la plaque Caraïbe : Implications Geodynamiques. *PhD thesis*.

- Leroy, S., Mauffrey, A., Patriat, P. & de Lepinay, B. (2000). An alternative interpretation of the Cayman trough evolution from a reidentification of magnetic anomalies. *Geophys. J. Int.*, **141**, 539–557.
- Leroy, S., Mercier de Lepinay, B., Mauffrey, A. & Pubellier, M. (1996). Structural and tectonic evolution of the Eastern Cayman Trough (Caribbean Sea) from seismic reflection data. *AAPG bulletin*, **80**, 222–247.
- Li, V., Vidale, J., Aki, ., Xu, F. & Burdette, T. (1998). Evidence for shallow fault zone strengthening after the 1992 M 7.5 Landers earthquake. *science*, **279**, 217–219.
- Ligorria, J. & Ammon, C. (1999). Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **89**(5), 1395–1400.
- Ligorria, J. & Molina, E. (1996). Crustal velocity structure of southern Guatemala using refracted and Sp converted wave. *geofísica internocinal*.
- Lowry, A. R., Larson, . M., Kostoglodov, V. & Bilham, R. (2001). Transient fault slip in Guerrero, southern Mexico. *Geophys. Res. Lett.* **28**(19), 3753–3756.
- Lynn, W. S. & Lewis, B. T. R. (1976). Tectonic evolution of the Northern Cocos plate. *geology*, **4**, 718–722.
- Lyon-Caen, H., Barrier, E., Lasserre, C., Franco, A., Arzu, I., Chiquin, L., Chiquin, M., Duquesnoy, T., Flores, O., Galicia, O., Luna, J., Molina, E., Porras, O., Requena, J., Robles, V., Romero, J. & Wolf, R. (2006). Kinematics of north american-caribbean-cocos plates in central america from new gps measurements across the polochic-motagua fault système. *Geophys. Res. Lett.*, **33**. doi :10.1029/2006GL027694.
- MacCaffrey, R. (1992). Oblique plate convergence, slip vectors and forarc deformation. *J. Geophys. Res.*, **97**, 8905–8915.
- MacCaffrey, R. (2002). Crustal block rotations and plate coupling in Plate Boundary Zones. In S. Stein & J. Freymuller (Eds.), *Geodynamics Series 30*, pp. 101–122. AGU, Washington, D.C.
- MacCaffrey, R. (2006). Defnode, users' guide, release 2006. Technical report, Rensselaer Polytech. Inst., Troy, N.Y. (Available at <http://www.rpi.edu/~mccaf/defnode>).
- MacMillan, D. S. & Ma, C. (1999). VLBI measurements of Caribbean and South American motion. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 919–922.
- Mann, P., Burke, K. & Matumoto, T. (1984). Neotectonics of Hispaniola : Plate motion sedimentation and seismicity at a restraining bend. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **70**, 311–324.
- Mann, P., Calais, E., Ruegg, J. C., DeMets, C., Jansma, P. E. & Mattioli, G. S. (2002). Oblique collision in the northeastern Caribbean from measurements and geological observations. *tectonics* **21**(6). doi :10.1029/2001TC001304.
- Mann, P., Calais, E., Ruegg, J. C., DeMets, C., Jansma, P. E. & Mattioli, G. S. (2004). Oblique collision in the northeastern Caribbean from measurements and geological observations. *tectonics* **21**(1057).
- Mann, P., Schubert, C. & Burke, K. (1990). Review of Caribbean neotectonics. *Geol. North. Am.*, **H**, 307–338.

- Marone, C., Scholz, C. & Bilham, R. (1991). On the mechanics of earthquake afterslip. *J. Geophys. Res.*, **96**, 8441–8452.
- Márquez-Azúa, B. & DeMets, C. (2003). Crustal velocity field of Mexico from continuous GPS measurements, 1993 to June 2001 : Implications for the neotectonics of Mexico. *J. Geophys. Res.* **108**(B9).
- Martens, U., Solari, L., Sisson, V., Harlow, G., Torres de León, R., Ligorria, J., Tsujimori, T., Ortega, F., Brueckner, H., Guinta, G. & Lallemand, H. A. (2007). High-pressure belts of central Guatemala : The Motagua suture and the Chiacús complex. Open-File Report p. 32, Subduction zones of the Caribbean.
- Martínez-Díaz, J., Álvarez Gómez, J., Benito, B. & Hernández, D. (2004). Triggering og destructive earthquakes in El Salvador. *geology*, **32**, 65–68.
- Massonnet, D., Thatcher, W. & Valdon, H. (1996). Detection of postsismic fault-zone collapse following the Landers earthquake. *nature*, **382**, 612–616.
- Matumato, T., Ohtake, M., Latham, G. & Umana, J. (1977). Crustal structure in southern Central America. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **67**, 121–134.
- Maybeck, P. S. (1979). *Stochastic models, estimation and control*, Volume 1. Academic Press, INC., New York.
- Mazzotti, S., Lepichon, X. & Henry, P. (2000). Full intersismic locking of the Nakai and Japan-west Kurile subduction zones : An analyse of uniform elastic strain accumulation in Japan constrained by permanent GPS. *J. Geophys. Res.*, **105**, 13,159–13,177.
- McKenzie, D. & Morgan, W. (1969). Evolution of triple junction. *nature* **224**(125).
- Melosh, H. J. (1976). Nonlinear stress propagation in the Earth's upper mantle. *J. Geophys. Res.*, **81**, 5621–5632.
- Meschede, M. & Frisch, W. (1998). A plate tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, **296**, 269–291.
- Miyazaki, S., Segall, P., Fukuda, J. & Kato, T. (2004). Space-time distribution of afterslip following the 2003 tohachi-oki earthquake : Implication for variations in fault zone frictional properties. *Geophys. Res. Lett.*, **31**. doi :10.1029/2003GL019410.
- Molina, E. & Tenorio, C. (2000). An approach to a regional crustal velocity model for central america. *Technical Report of University of Bergen, Norway*.
- Molnar, P. & Sykes, L. (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanism and seismicity. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **80**, 1639–1684.
- Muehlberger, W. R. & Ritchie, A. W. (1975). Caribbean-American plate boundary in Guatemala and Southern Mexico as seen on skylab IV orbital photography regions. *Geology*, **3**, 232–235.
- Norabuena, E., Dixon, T. H., Schwartz, S., DeShon, H., wman, A., Protti, M., Gonzalez, V., LeRoy, D., Flueh, E. R., Lundgren, P., Pollitz, F. & Sampson, D. (2004). Geodetic and seismic constraints on some seismogenic zone processes in Costa Rica. *J. Geophys. Res.* **109**(B11403). doi :10.1029/2003JB002931.
- Nur, A. & Mavko, G. (1974). Postseismic viscoelastic rebound. *science*, **83**, 204–206.

- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **75**, 1135–1154.
- Pacheco, J. F., Sykes, L. R. & Scholz, C. H. (1993). Nature of Seismic Coupling Along Simple Plate Boundaries of the Subduction Type. *J. Geophys. Res.* **98**(B8), 14133–14159.
- Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F. & Hudnut, K. (1996). Postseismic rebound in fault step-overs caused by pore fluid flows. *science*, **273**, 1202–1204.
- Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F. & Hudnut, K. (1998). Postseismic rebound along the Landers 1992 earthquakes surface rupture. *J. Geophys. Res.*, **103**, 30131–30145.
- Pérez, O., Bilham, R., Bendick, R., Velandia, J., Hernández, N., Moncayo, C., Hoyer, M. & Kozuch, M. (2001). Velocity field across the southern Caribbean plate boundary and estimates of Caribbean/South-America plate motion using GPS geodesy 1994–2000. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2987–2990.
- Pindell, J. & Barrett, S. (1990). Geological evolution of the Caribbean Region. *The Geology of North America*, **H**, 405–432. Dengo, G and Case, J.E. EDS.
- Pindell, J., Cande, S., Pitmann, W., Rowley, D., Dewey, J., LaBercque, J. & Haxby, W. (1988). A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, **155**, 121–138.
- Plafker, G. (1976). Tectonic Aspect of the Guatemala Earthquake of 4 February 1976. *science* **193**(4259), 1201–1207.
- Pollitz, F., Peltzer, G. & Bürgmann, R. (2000). Mobility of the continental mantle : Evidence from postseismic geodetic observation following the 1992 Landers earthquake. *J. Geophys. Res.*, **105**, 8035–8054.
- Pollitz, F. F. (1992). Post-seismic relaxation theory on the spherical Earth. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **82**, 422–453.
- Pollitz, F. F. & Dixon, T. H. (1998). GPS measurements across the northern Caribbean plate boundary zone : Impact of postseismic relaxation following historic earthquakes. *Geophys. Res. Lett.* **25**(12), 2233–2236.
- Prawirodirdjo, L., Bock, Y., McCaffrey, R., Genrich, J., Calais, E., Stevens, C., Puntodewo, S., Subarya, C., Rais, J., Zwick, P. & Fauzi (1997). Geodetic observations of intersismic strain segmentation at the Sumatra subduction zone. *Geophys. Res. Lett.* **24**(21), 2601–2604.
- Press, W. H., Flannery, B. P., Teukolsky, S. A. & Vetterling, W. T. (1989). *Numerical Recipes*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Reasenber, P. & Oppenheimer, D. (1985). FPFIT. Open-File Report p. 25, U. S. Geological Survey.
- Rogers, D. R., Kárason, H. & Van Der Hilst, R. D. (2002). Epeirogenic uplift above a detached slab in northern Central America. *Geology* **30**(11), 1031–1134.
- Rosencrantz, E. & Mann, P. (1994). Opening of the Cayman Trough and the evolution of the northern Caribbean Plate boundary. *Geol. Soc. Am. Abstract*, **27**, 153.

- Rosencrantz, E., Ross, M. I. & Sclater, J. G. (1988). Age and spreading history of the Cayman trough as determined from depth, heat flow, and magnetic anomalies. *J. Geophys. Res.*, **93**, 2141–2157.
- Ruff, L. (1989). Do trench sediments affect great earthquake occurrence in subduction zones? *Pure and Applied Geophysics*, **129**, 263–282.
- Ruff, L. & Kanamori, H. (1983). Seismic coupling and uncoupling at the subduction zones. *Tectonophysics*, **99**, 99–117.
- Rundle, J. (1982). Viscoelastic-gravitational deformation by a rectangular thrust fault in a layered Earth. *J. Geophys. Res.*, **87**, 7787–7796.
- Rydelek, P. & Sacks, I. (1990). Asthenospheric viscosity and stress diffusion: A mechanism to explain correlated earthquakes and the surface deformation in northeast Japan. *Geophys. J. Int.*, **100**, 39–58.
- Savage, J. & Burford, R. (1973). Geodetic determination of relative plate motion in Central California. *J. Geophys. Res.*, **78**, 832–845.
- Savage, J. & Prescott, W. (1978). Asthenosphere readjustments and earthquake cycle. *J. Geophys. Res.*, **83**, 3369–3376.
- Savage, J. C. (1983). A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *J. Geophys. Res.*, **88**, 4984–4996.
- Savage, J. C., Gan, W. & Svarc, J. L. (2001). Strain accumulation and rotation in the Eastern California Shear Zone. *J. Geophys. Res.*, **106**, 21995–22071.
- Savage, J. C., Svarc, J. L. & Prescott, W. (1999). Geodetic estimates of fault slip rates in the San Francisco Bay area. *J. Geophys. Res.*, **104**, 4995–5002.
- Schubert, C. & Sifontes, R. (1970). Boconó fault, western Venezuela: Evidence of post glacial movement. *Science*, **170**, 66–69.
- Schwartz, D., Cluff, L. & Donnelly, T. (1979). Quaternary faulting along the Caribbean North American plate boundary in Central America. *Tectonophysics*, **52**, 431–445.
- Sella, G. F., Dixon, T. H. & Mao, A. (2002). REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy. *J. Geophys. Res.* **107**(B4).
- Shapiro, N. & Campillo, M. (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.* **31**(L07614). doi:10.1029/2004GL019491.
- Song, T. R. A. & Simons, M. (2003). Large trench-parallel gravity variations predict seismogenic behaviour in subduction zones. *Science*, **301**, 630–633.
- Stein, S., DeMets, C., Gordon, G., Brodholt, J. F., Engeln, D. A., Wiens, D., Argus, P., Lundgren, C., Stein, C. & Woods, D. (1988). A test of alternative Caribbean plate relative motion models. *J. Geophys. Res.*, **93**, 3041–3050.
- Sutch, P. (1981). Estimated intensities and probable tectonic sources of historic Honduran earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **71**, 865–881.
- Sykes, L. R., McCann, W. R. & Kafka, A. L. (1982). Motion of the Caribbean plate during the last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. *J. Geophys. Res.*, **87**, 10656–10676.

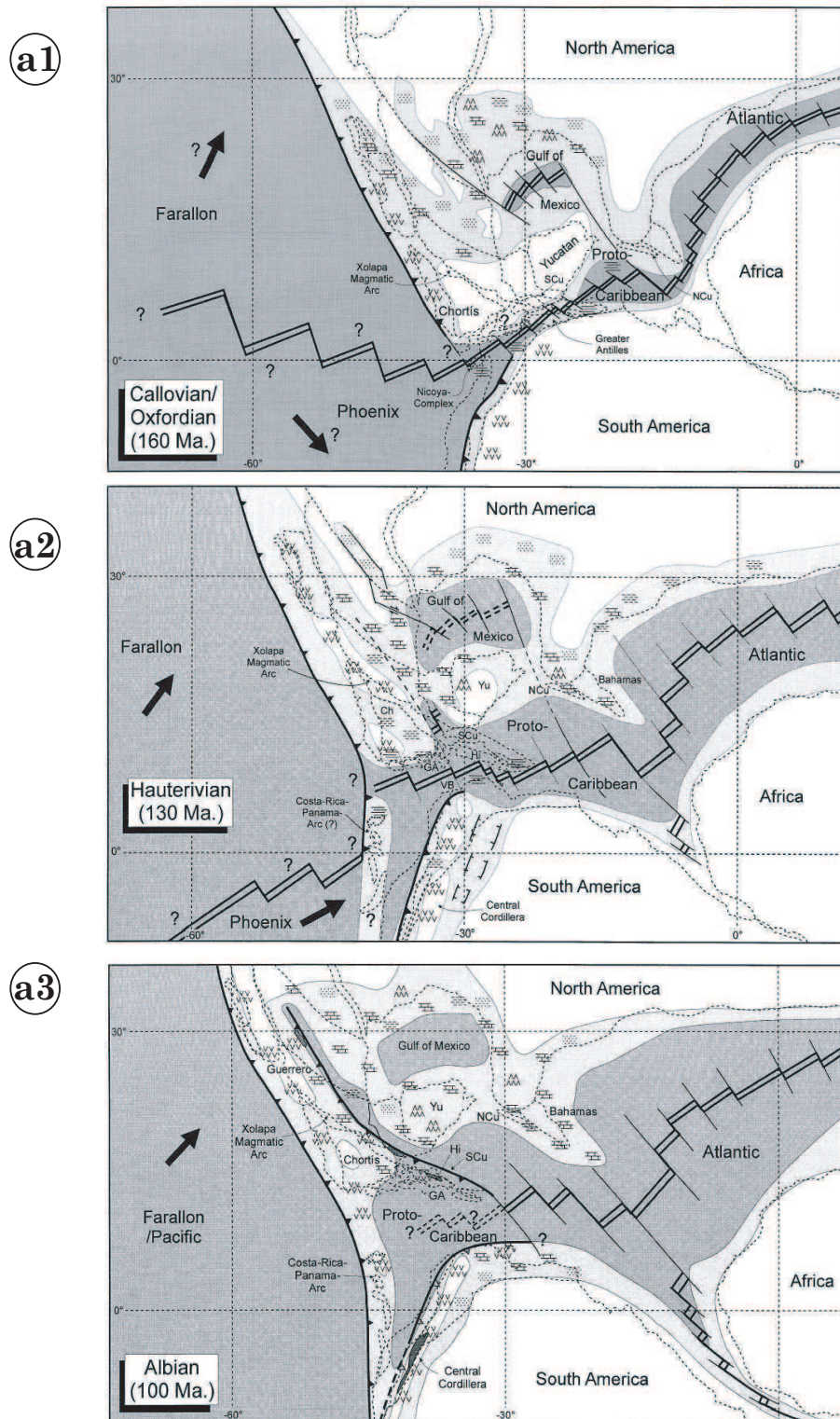
- Tenorio, C. (1997). Site reponse evaluation : A review of the problems involved, estimation techniques, and Nakamura's single station method, and shallow crustal structure in Guatemala using p and s wave inversion. *Master of Science thesis*.
- Turner III, H. L., LaFemina, P., Saballos, A., Mattioli, G., Jansma, P. E. & Dixon, T. (2007). Kinematics of the Nicaraguan forarc from GPS geodesy. *Geophys. Res. Lett.* 34(L02302). doi :10.1029/2006GL027586.
- Uyeda, S. (1982). Subduction zones : an introduction to comparative subuctology. *Tectonophysics*, **81**, 133–159.
- Vallée, M., Bouchon, M. & Schwarz, S. Y. (2003). The 13 January 2001 El Salvador earthquake : A multidata analysis. *J. Geophys. Res.* 108(B4), 2203–2222.
- Velasquillo-Martinez, L. G. (2000). étude sismotectonique de l'Isthme de Tehuantepec, Mexique. *Thèse de Doctorat*. Institut de Physique du Globe de Paris.
- Vergne, J., Cattin, R. & Avouac, J. (2001). Seismic evidence for stepwise thickening of the crust across the NE Tibetan plateau. *Geophys. J. Int.* 147(1), 155–162.
- Vergnolle, M., Pollitz, F. & Calais, E. (2003). Constraints on the viscosity of the continental crust and mantle from GPS measurements and postseismic deformations models in western Mongolia. *J. Geophys. Res.* 108(B10). doi :10.1029/2002JB002374.
- Vigny, C., Simons, W., Abu, S., Bamphenyu, R., Satirapod, N., Subarya, C., Socquet, A., Omar, K., Abidin, H. & Ambrosius, B. (2005). Insight into the 2004 Sumatra-Andaman earthquake from GPS measurements in southern Asia. *Nature*, **436**, 201–206.
- Waldhauser, F. (2001). HypoDD-A program to compute double difference hypocenter locations. Open-File Report 01-113, U. S. Geological Survey.
- Walpersdorf, A., Vigny, C., subarya, C. & Manurung, P. (1998). Monitoring of the palu-koro fault (Sulawesi) by GPS. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 2313–2316.
- Weber, J., Dixon, T., DeMets, C., Ambeh, W., Jansma, P., Mattioli, G., Saleh, J., Sella, G., Bilham, R. & Pérez, O. (2001). GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela. *Geol. Soc. of AM.* 29(1), 75–78.
- Wells, R. E., Blakely, R. J., Sugiyama, Y., Scholl, D. W. & Dinterman, P. A. (2003). Basin-centered asperities in great subduction zone earthquakes : A link between slip subsidence, and subduction erosion? *J. Geophys. Res.* 108(B10). doi :10.1029/2002JB002072.
- White, R. (1985). The Guatemala earthquake of 1816 on the Chixoy-Polochic fault. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 75(2), 455–473.
- White, R. (1991). Tectonic implications of upper-crustal sesimicity in Central America. *Geol. Soc. Am., Geology of North America, Decade map volume*, 323–338.
- White, R., Cifuentes, I. L. & Feldman, L. (1987). Master catalog of Historical earthquakes and volcanic eruptions in Central America. Open-File Report 64p, U. S. Geological Survey.

- White, R. A. & Harlow, D. H. (1993). Destructive upper-crustal earthquakes of Central America since 1900. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **83**(4), 1115–1142.
- White, R. S., McKenzie, D. & O'Nion, R. K. (1992). Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare Earth element inversions. *J. Geophys. Res.*, **97**, 19683–19715.
- Whitman, J. M. & Harrison, C. G. A. (1983). Tectonic evolution of the Pacific ocean since 74Ma. *Tectonophysics*, **99**, 241–249.
- Yu, T., Rundle, J. B. & Fernández, J. (1996). Surface deformation due to a strike slip fault in an elastic gravitational layer overlying a viscoelastic gravitational half space. *J. Geophys. Res.* **101**(B2), 3199–3214.
- Zollo, A. & Bernard, P. (1991). How does an asperity break? New elements for waveform inversion of accelerograms for the 2319 ut, October, 15, 1979 Imperial Valley aftershock. *J. Geophys. Res.*, **96**, 21,549–21,573.

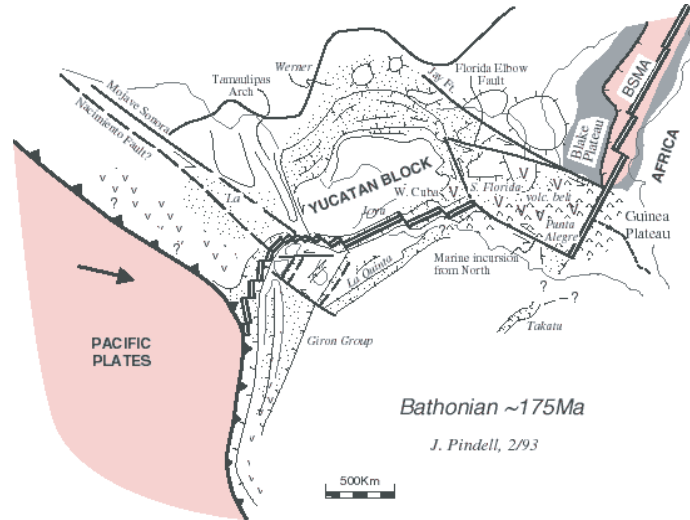
Annexe A

Origine et évolution de la plaque Caraïbe : Modèle "Pacifique" versus modèle "intraplaque"

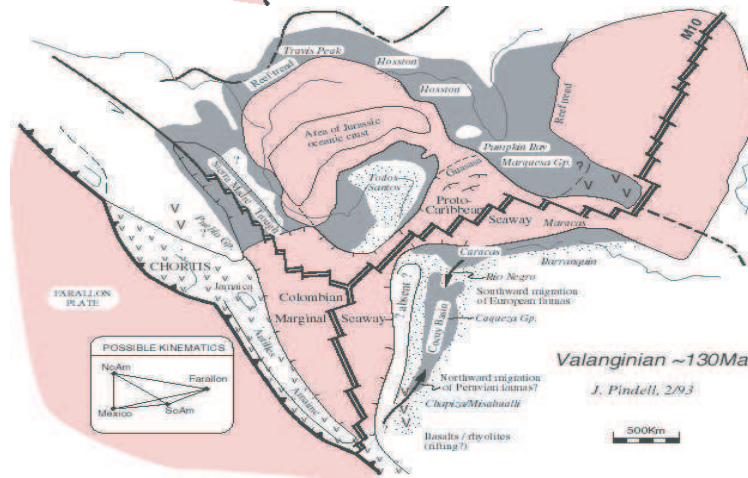
FIG. A.1 – Origine et évolution tectonique de la plaque Caraïbe depuis 175Ma jusqu'à nos jours, d'après le modèle "Intraplaque" de Meschede & Frisch, 1998 (pages de gauche, figures a1 à a9) versus le modèle "Pacifique" de ?) (pages de droite, figures b1 à b7, illustrations tirées de <http://www.fiu.edu/orgs/caribgeol/Caribreconstr.html>)



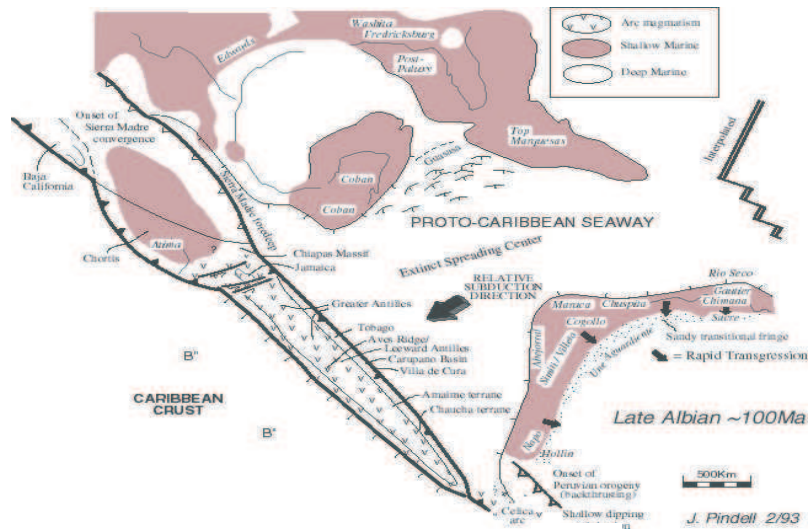
b1



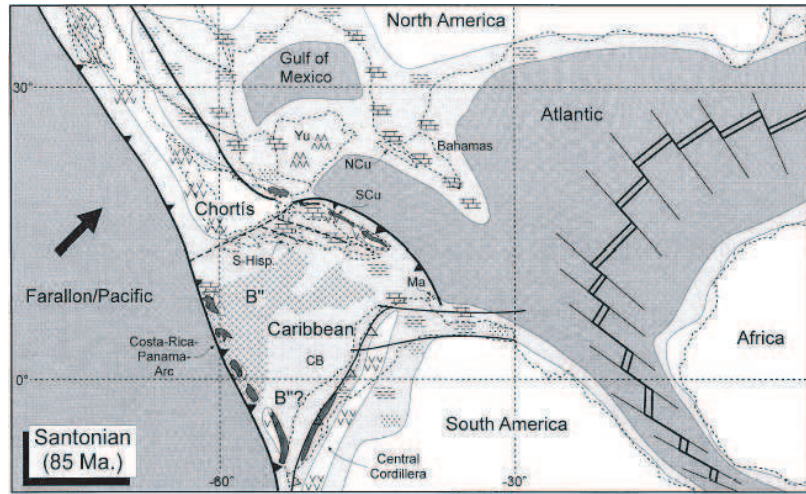
b2



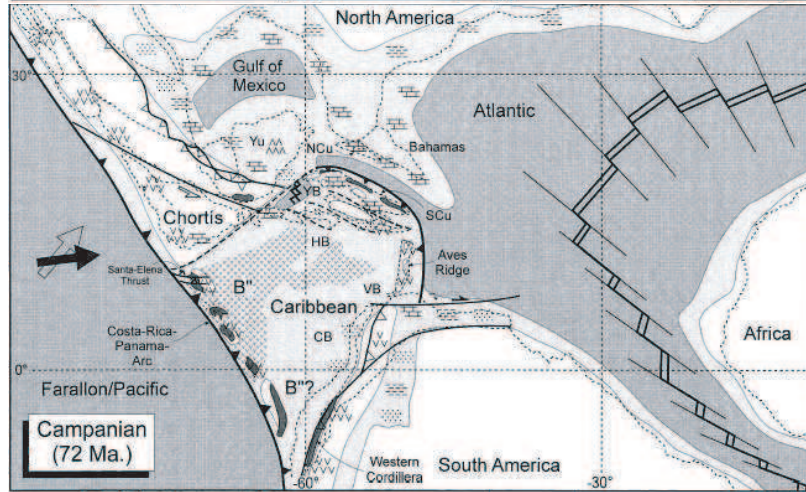
b3



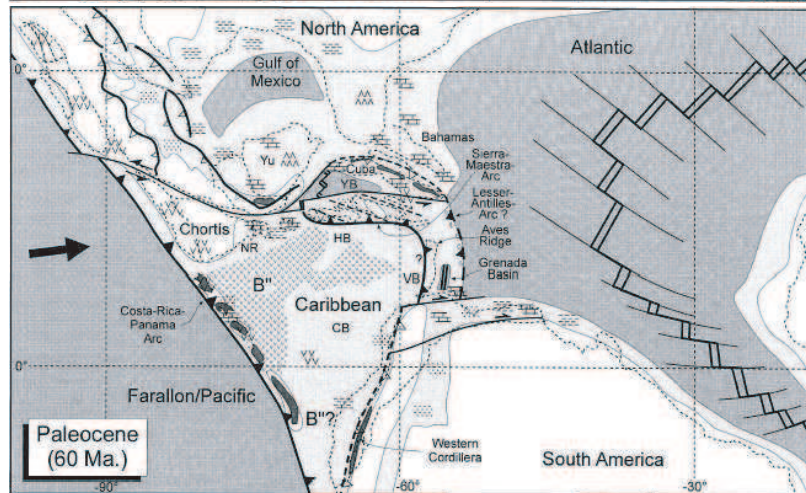
a4



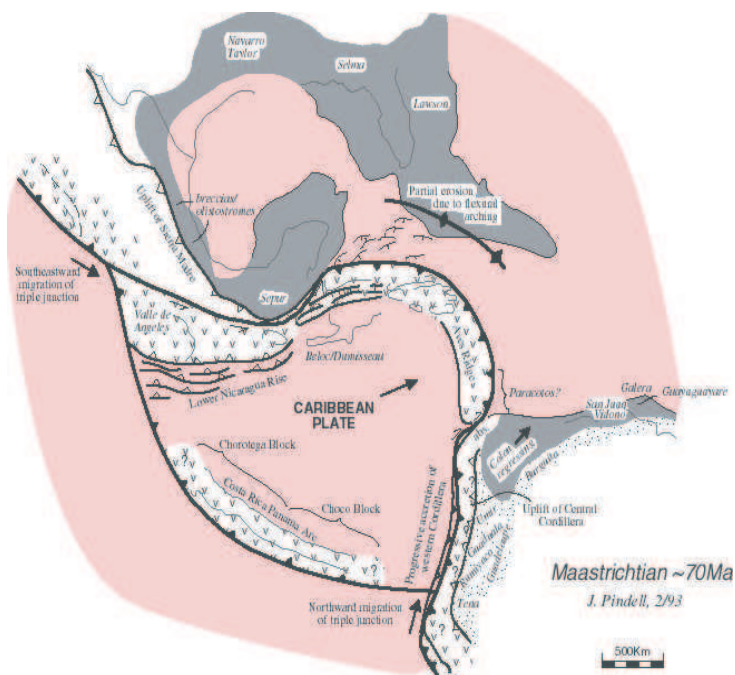
a5



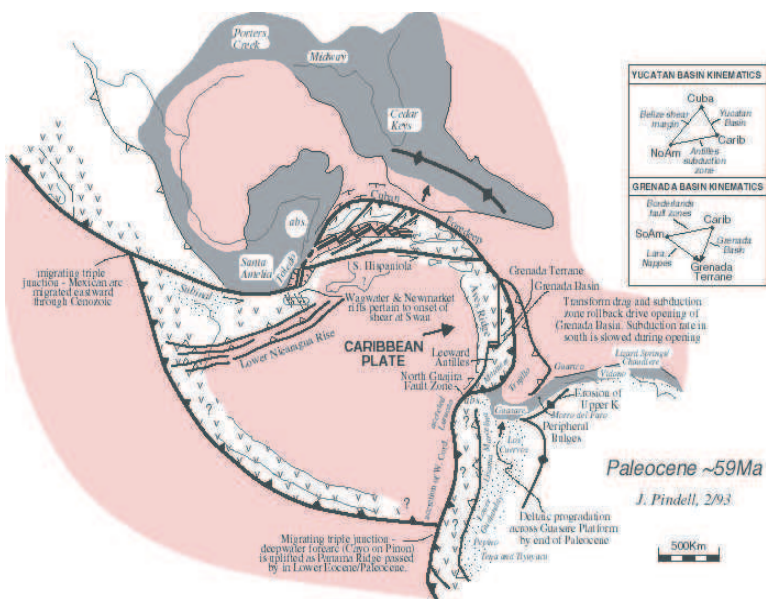
a6



b4

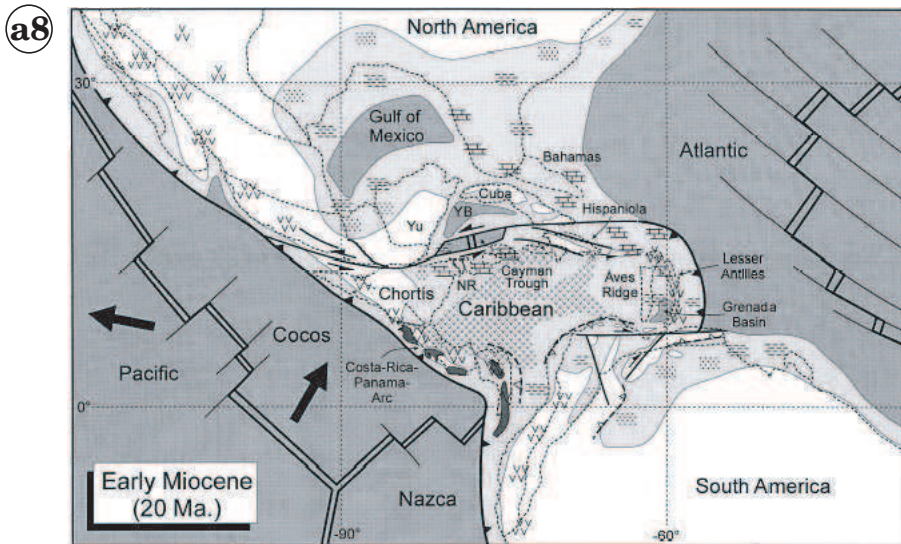
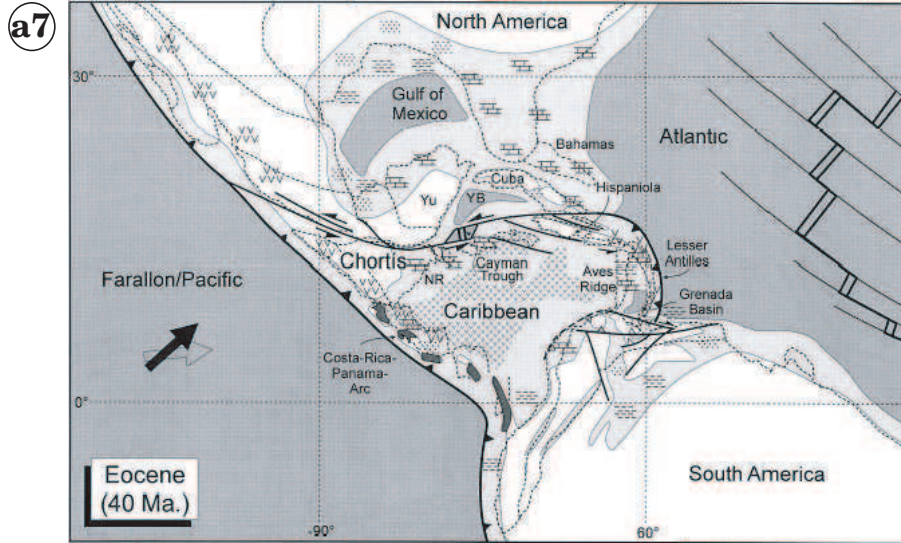


b5

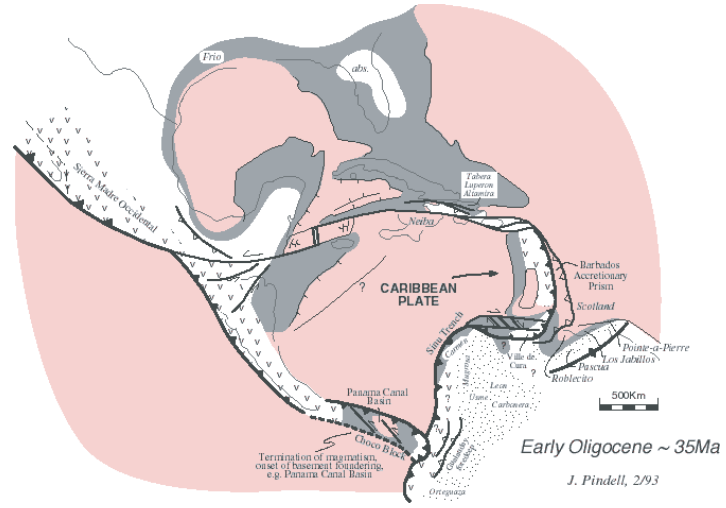


YUCATAN BASIN KINEMATICS	
Cuba	Yucatan Basin
Belize shear margin	Caribb
NoAm	Andes subduction zone

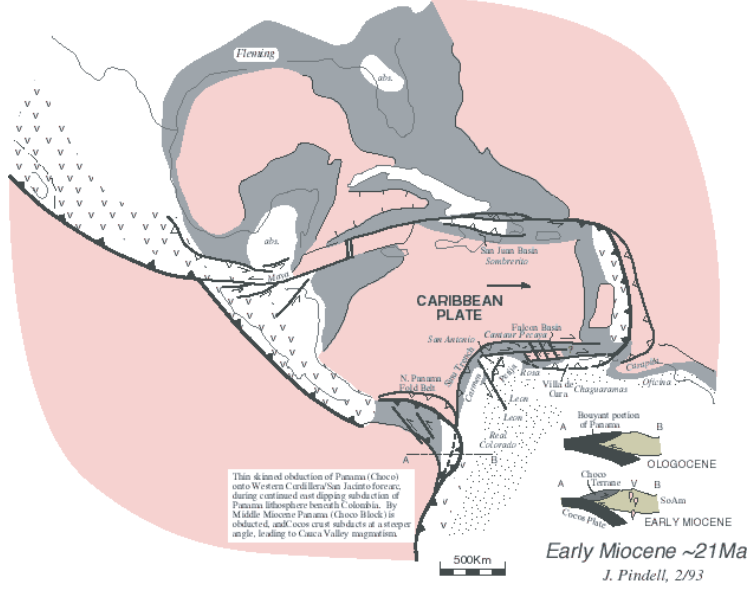
GRENADA BASIN KINEMATICS	
Caribb	Grenada Basin
SoAm	Grenada Terrane
Lara	
Napies	



b6



b7



Annexe B

Principe de la mesure GPS

Le NAVSTAR GPS (NAVigation System by Timing and Ranging-Global Positioning System) plus communément appelé GPS a vu le jour avec le lancement des premiers satellites au début des années 70. Ce système, basé sur les temps de propagation de signaux radioélectriques, fut mis au point par le département de la défense américaine afin de permettre à leurs troupes de se positionner de manière précise et quasiment instantanée n'importe quand et n'importe où à la surface de la Terre. Aujourd'hui la constellation GPS dénombre 24 satellites (plus 4 de réserve) gravitant à environ 20 200 km au dessus de la surface terrestre avec une période orbitale de 11 heures et 56 minutes. La répartition de ces satellites permet d'observer à tout instant et en tout point de la surface du globe un minimum de quatre satellites nécessaires au positionnement recherché.

A partir de la fréquence fondamentale f_0 fournit par leur horloge interne chaque satellite émet deux ondes porteuses :

- L_1 de longueur d'onde 19,05 cm (soit $f_1 = 154.f_0 = 1575.42$ MHz).
- L_2 de longueur d'onde 24,45 cm (soit $f_2 = 120.f_0 = 1227.60$ MHz).

Sur ces deux ondes porteuses sont modulées différents messages de navigation accompagnant 2 codes pseudo-aléatoires :

- Le code P (Protected) : d'une longueur d'onde 30 m environ, il module les deux ondes porteuses L_1 et L_2 . Ce code est crypté par l'Armée Américaine pour les utilisateurs civils.
- Le code C/A (Coarse Acquisition) module L_1 avec une longueur d'onde d'environ 300m. Il est moins précis que le code P mais n'est pas brouillé. C'est le code utilisé par les récepteurs disponibles dans le commerce.

La stabilité des signaux générés par les satellites est assurée par des horloges atomiques embarquées. Les codes (P et C/A) sont utilisés pour le positionnement en temps réel. Depuis l'abolition de la Selected Availability (SA)¹ en mai 2000, La précision de ce positionnement est d'environ 20 mètres sur les composantes horizontales. Cette précision est loin d'être suffisante pour la mesure des mouvements tectoniques le plus souvent nettement inférieure à 10 centimètres par an. Afin de palier ce problème on cherche à déterminer le positionnement relatif des stations d'un réseau entre elles. Un couple de récepteurs enregistrant simultanément les signaux émis par les mêmes satellites définit une ligne de base. Un traitement à posteriori, basé sur les mesures de phases des deux ondes porteuses (L_1 et L_2), permet de s'affranchir de certaines erreurs systématiques inhérentes aux mesures et d'obtenir les composantes d'une ligne de base avec une grande précision. Il est ainsi possible d'atteindre une précision millimétrique sur des lignes de base de plusieurs centaines de kilomètres.

B.1 Mesure des pseudo-distances sur les codes

Satellites et récepteurs génèrent simultanément un même signal GPS (même fréquences porteuses modulées par les mêmes codes), leurs horloges étant calées sur le temps GPS² dans ce but. Le délai Δt entre l'instant de réception du signal du satellite (T_{rec} sur l'échelle de temps du récepteur) et l'instant de son émission (T_{em} sur l'échelle de temps du satellite) peut être mesuré en comparant le code généré par le récepteur (figure B.1). Ce délai correspond au temps de propagation du signal entre le satellite et le récepteur, lié à la distance géométrique satellite-récepteur ρ , dans le cas où les horloges du satellite et du récepteur sont parfaitement synchronisées. En réalité, ces horloges sont décalées par rapport au temps GPS. On mesure alors :

$$\Delta t = T_{rec} - T_{em} = (t_{rec}^{GPS} - dt_R) - (t_{em}^{GPS} - dt_S) = (t_{rec}^{GPS} - t_{em}^{GPS}) + (dt_S - dt_R)$$

Avec t_{em}^{GPS} et t_{rec}^{GPS} , les temps d'émission et de réception du signal sur l'échelle de temps GPS et dt_S et dt_R les décalages respectifs des horloges satellite et récepteur par rapport au temps GPS. En multipliant ce délai par la vitesse de la lumière c , on obtient la distance entre le satellite et le récepteur, appelée pseudo-distance PSD car les perturbations influençant le trajet du signal et son temps de propagation ne sont pas corrigées. La relation entre la pseudo-distance mesurée et la distance géométrique entre le satellite et le récepteur que l'on cherche à connaître s'écrit alors (Botton *et al.*, 1997) :

$$PSD = c \times \Delta t = \rho + c \times (dt_S - dt_R)$$

¹Processus qui permettait la dégradation volontaire des signaux des horloges satellite et restreignait ainsi la haute précision du positionnement GPS en temps réel à l'utilisation militaire

²Le temps GPS coorespond au temps universel moyen calé sur la rotation de la Terre (UT1).Le ralentissement de la Terre nécessite d'intercaler des secondes supplémentaires afin de conserver UT1 proche du Temps Atomique International (UTC) réalisé par plusieurs horloges atomiques. On a ainsi |UT1-UTC| inférieur à 0.9 secondes

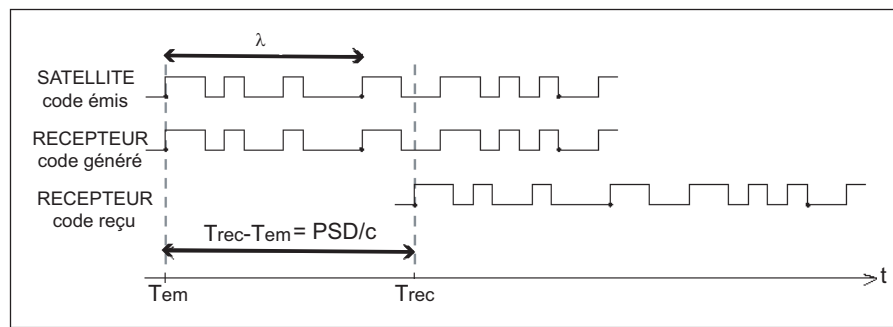


FIG. B.1 – Principe de mesure des pseudo-distances sur les codes. La mesure du délai entre l'instant de réception du signal satellite t_{rec} et l'instant de son émission t_{em} permet d'accéder, connaissant la vitesse de la lumière c , à la pseudo distance PSD entre le satellite et le récepteur.

La correction de l'horloge satellite dt_s est extraite du signal satellite, celle de l'horloge récepteur dt_R est considérée comme un paramètre inconnu à déterminer au même titre que les trois coordonnées spatiales du récepteur par les mesures de pseudo-distances sur les codes, les orbites des satellites étant connues.

L'intérêt des mesures sur les codes est de pouvoir obtenir un positionnement absolu, chaque récepteur calculant en temps réel ses coordonnées. La précision d'un tel positionnement peut atteindre de quelques mètres (pour le code P) à une quarantaine de mètres (pour le code C/A). En positionnement relatif, on peut obtenir une précision métrique sur les coordonnées des vecteurs reliant deux récepteurs enregistrant simultanément, mais l'information n'est plus disponible en temps réel. Pour des applications tectoniques, cette méthode reste toutefois trop imprécise. On utilise alors plutôt une autre technique de mesure basée non sur les codes mais sur les ondes porteuses L1 et L2.

B.2 Mesure de phase

Sur certains récepteurs, la distance satellite-récepteur peut être calculée à partir de la mesure de déphasage entre les ondes porteuses reçues et celles générées par le récepteur. En différenciant la phase du signal reçu par le récepteur et celle du signal généré par le récepteur, seule la partie décimale $\Delta\Phi$ du déphasage total peut être obtenue (figure B.2).

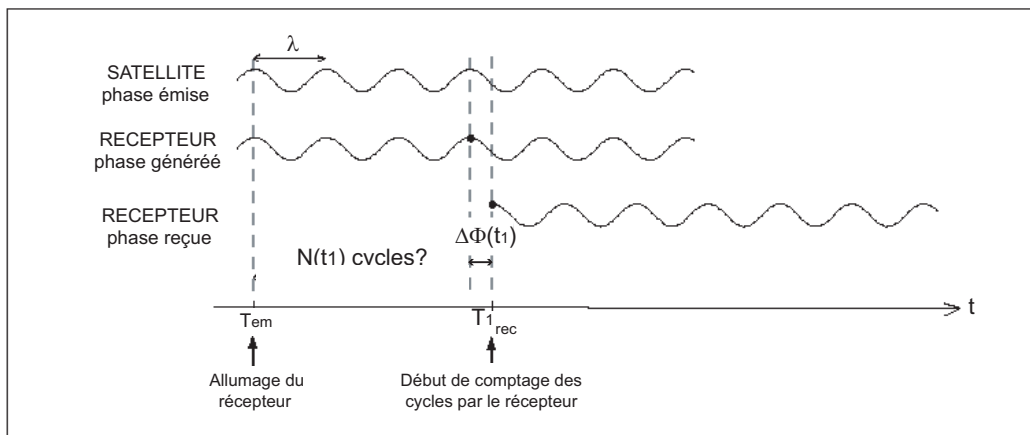


FIG. B.2 – Principe de mesure des phases. Cas simplifié, lors de la première mesure, sans décalage au moment de l’allumage du récepteur entre la phase du signal satellite et celle du signal généré par le récepteur, noté $\Delta\Phi(t_1)$ à l’instant $t_{1_{rec}}$, est mesurable. Le nombre entier de longueurs d’onde entre le satellite et le récepteur $N(t_1)$ reste inconnu.

Le déphasage n’est donc connu qu’à un nombre entier N de cycles près, correspondant au nombre entier de longueur d’onde du signal le long du trajet satellite-récepteur, lors de la première mesure. Ce nombre entier est appelé ambiguïté, inconnue identique pour toutes les mesures tant que le signal n’est pas interrompu (Dixon, 1991 ; Botton *et al.*, 1997). Un compteur permet en revanche de connaître le nombre entier de cycles n reçu par le récepteur depuis la première mesure (figure B.3). On a donc, à l’instant t de la mesure, tant que le signal n’est pas interrompu :

$$\Phi_{rec}(t) - \Phi_{gen}(t) = \Delta\Phi(t) + N(t_1) + n(t)$$

Avec t_1 l’instant de la première mesure, Φ_{rec} et Φ_{gen} , respectivement, la phase reçue et celle générée par le récepteur.

La partie non entière du déphasage $\Delta\Phi$ est mesurée à quelques millièmes de cycles près, soit avec une précision millimétrique. La détermination (ou résolution) de l’ambiguïté, indispensable pour déterminer précisément la position des récepteurs, nécessite des traitements postérieurs aux mesures et ne peut se faire correctement que dans le cas d’un positionnement relatif. La méthode ne permet pas d’obtenir un positionnement en temps réel mais la précision finale, une fois les ambiguïtés résolues, est bien meilleure (millimétrique) qu’avec une utilisation seule des codes. Le positionnement relatif permet notamment de s’affranchir des dérives d’horloges des satellites et des récepteurs. L’utilisation de combinaisons linéaires des deux ondes porteuses L1 et L2, plutôt que des porteuses elles-mêmes, permet encore d’améliorer la précision, en éliminant d’autres sources d’erreur sur la mesure de phase.

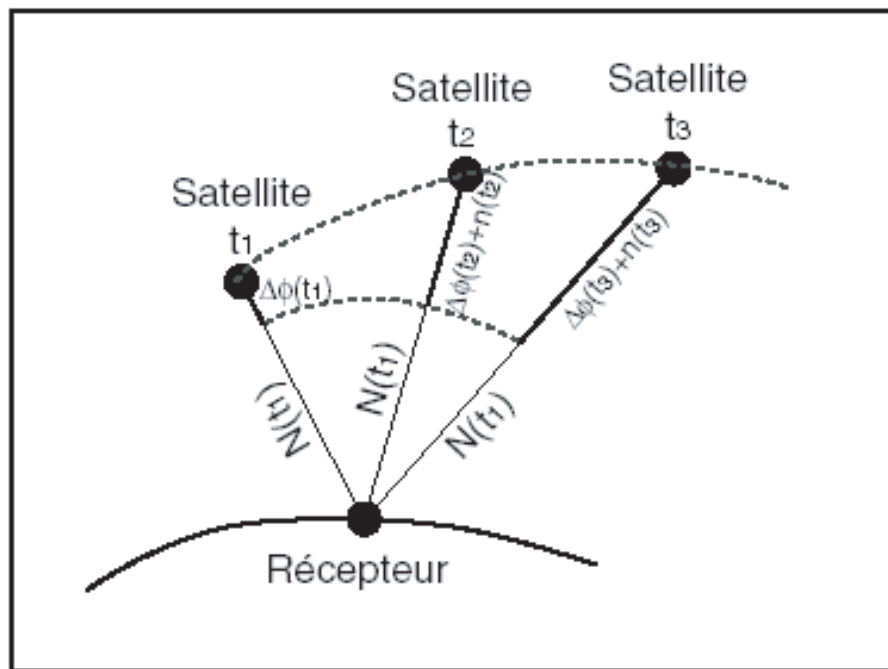


FIG. B.3 – Interprétation géométrique de la mesure de phase. L'ambiguïté $N(t_1)$, inconnue, est la même pour les mesures tant que le signal n'est pas interrompu. La partie décimale du déphasage $\Delta\Phi(t)$ est mesurée et le nombre de cycles entiers $n(t)$ écoulés depuis la première mesure compté par le récepteur. D'après *Botton et al.*, 1997.

B.3 Sources d'erreurs des mesures de phase

Outre les dégradations militaires appliquées volontairement aux signaux radio-électriques des satellites, les observations brutes des campagnes de mesures GPS sont affectées par un certain nombre d'erreurs systématiques aujourd'hui bien connues.

B.4 Les erreurs horloges

L'instabilités des horloges des satellites et surtout des récepteurs est la source d'erreurs la plus importante dans la mesure GPS. Si la dérive des horloges, relativement stables, des satellites implique des variations de quelques dizaines de mètres sur une mesure de distance satellite-station, la grande instabilité des horloges des récepteurs induit un décalage de plusieurs dizaines de kilomètres en quelques heures. La méthode des "doubles différences" permet cependant de s'affranchir de ces erreurs d'horloges. En effet, les observations de deux satellites différents vus simultanément d'un même

récepteur seront affectées de la même erreur (due à la dérive d'horloge du récepteur en question). La différence des deux observables élimine ainsi cette erreur. C'est une "simple différence". De la même façon la (simple) différence des observations de deux récepteurs vu d'un même satellite permet d'éliminer l'erreur d'horloge du satellite. Ainsi, en considérant deux récepteurs observant simultanément deux mêmes satellites on construit deux "simples différences", la différence de ces deux simples différences permet de s'affranchir des dérives d'horloges problématiques : c'est la "double différence".

Cette stratégie nécessite, lors d'une campagne de mesures, l'acquisition simultanée de plusieurs récepteurs d'un même réseau afin d'assurer un nombre suffisamment important de doubles différences.

B.5 La réfraction dans l'ionosphère

L'ionosphère est la couche de l'atmosphère qui s'étend de 75 km d'altitude à quelques centaines de kilomètres de la surface terrestre. La propagation du signal GPS à travers l'ionosphère induit un retard appelé retard ionosphérique. Pour des stations proches (quelques kilomètres) les variations ionosphériques sont corrélées et le calcul de la ligne de base n'est pas vraiment affecté. Cependant pour des lignes de base plus importantes, les effets ionosphériques ne sont plus les mêmes pour les différents trajets satellites-stations et peuvent affecter le positionnement d'une erreurs de l'ordre du mètre voir de la cinquantaine de mètres. Une correction est alors nécessaire. L'effet de la ionosphère est assez complexe car il dépend de nombres de paramètres tels que la latitude (ionosphère plus agitée aux pôles qu'à l'équateur), l'activité solaire, le champ magnétique terrestre, la période de l'année, le jour et la nuit, etc Cependant la réfraction dans un tel milieu est dispersive, c'est à dire que l'effet induit sur un signal radio-électrique dépend de la fréquence de ce dernier. En effet, le délai ionosphérique τ_{ion} s'exprime de la façon suivante :

$$\tau_{ion} = 1,35 \cdot 10^{-7} \frac{N_e}{f^2} = \frac{\Phi_{ion}}{f}$$

où N_e est la densité d'électrons du milieu, intégrée le long du chemin de propagation du signal de fréquence f et $\frac{\Phi_{ion}}{f}$ est le prolongement de phase correspondant au retard ionosphérique. Cette propriété est utilisée pour corriger les observables des effets de la réfraction. En combinant linéairement les observations sur les fréquences f_1 et f_2 des deux ondes porteuses (L_1 et L_2), on supprime au premier ordre le retard ionosphérique. Cette combinaison est appelée "LC" ou "L3".

B.6 La réfraction dans la troposphère

Il s'agit de la couche basse de l'atmosphère. Elle se situe entre 10 km d'altitude et la surface terrestre. Le problème de la réfraction troposphérique est plus délicat dans le sens où, pour les ondes de fréquence inférieure à 20 GHz, c'est un milieu non dispersif et beaucoup plus mal connu. Il ne peut par conséquent pas être corrigé grâce à une ségrégation fréquentielle pour les ondes qui nous intéressent. Le retard troposphérique dépend de la pression, de la température, de l'humidité et augmente lorsque l'angle d'élévation du satellite observé diminue. Il correspond à un allongement moyen de la distance satellite-station supérieur à 2 mètres au zenith. La composante hydrostatique (en équilibre thermodynamique) appelée "composante sèche" de la troposphère est assez bien décrite par des modèles atmosphériques standards. En revanche la composante dite humide (contenu en vapeur d'eau en déséquilibre thermodynamique) est difficilement prévisible car moins homogène et très instable. L'une des solutions consiste à modéliser les effets qu'elle implique par des paramètres stochastiques, et d'intégrer ces paramètres dans le calcul afin de les évaluer parallèlement aux autres inconnues du problème (ambiguïtés, lignes de base ...).

B.7 La précision des orbites

La précision du positionnement GPS dépend grandement de celle des orbites. L'erreur introduite par les orbites sur une ligne de base est proportionnelle à la longueur de la ligne de base en question. Les orbites radiodiffusées utilisées pour le positionnement en temps réel sont précises à quelques centimètres ce qui implique une erreur de plusieurs centimètres sur une ligne de base de 100 km. C'est pourquoi on utilise les orbites recalculées à posteriori par l'IGS (International GPS Service for Geodynamics). À partir des observations de leur réseau de stations permanentes mondiales, l'IGS distribue en libre accès ces orbites recalculées dites "finales" dont la précision est inférieure à 5 cm. Ces orbites induisent une erreur maximale de 0,25 mm sur une ligne de base de 100 km.

B.8 Les multi-trajets

Le phénomène de multi-trajet est parmi les plus délicats à appréhender. Il correspond aux signaux des satellites qui sont parvenus indirectement à l'antenne de la station après avoir subi diverses réflexions sur différents objets. Ces perturbations peuvent entraîner, à cause d'un rapport signal/bruit trop faible, de nombreux sauts de cycles, c'est à dire la perte du signal, introduisant un nombre inconnu de cycle entre la perte et la retour

du signal. La géométrie satellite-station-obstacle réfléchissant et par conséquent l'amplitude du phénomène évoluant au cours du temps, on peut ainsi espérer minimiser statistiquement ces effets sur des sessions d'observation assez longues. Lors de l'installation du réseau et des campagnes de mesures on cherche en général à éviter le risque de multi-trajet en installant les sites loin de toute surfaces réfléchissantes, en utilisant des antennes minimisant ce phénomène et en choisissant un angle d'élévation minimum suffisant pour éliminer les informations provenant des satellites trop bas sur l'horizon plus sensibles aux multi-trajets.

B.9 La variation du centre de phase des antennes

Le cœur d'une antenne est constitué d'un solénoïde qui convertit l'onde électromagnétique en signal électrique. La mesure GPS s'effectue au centre de phase de l'antenne c'est à dire au point où la conversion se réalise. Le centre de phase ne se confond pas exactement avec le centre physique de l'antenne, évolue au cours du temps selon l'azimut et l'élévation du satellite observé de même que la fréquence de l'observable mesurée (L_1 ou L_2). On utilise des tables de correction fournies par l'IGS ou le NGS (National Geodetic Survey) dans la modélisation des observables théoriques. Cependant, il est préférable lors de campagne successives d'utiliser des antennes identiques toujours orientées de la même façon afin de compenser statistiquement l'erreur induite sur l'ensemble d'un réseau. On peut noter toute fois que les satellites n'étant répartis que sur la demi-sphère supérieure, l'erreur verticale est inévitable.

Annexe C

Tableaux récapitulatifs

C.1 Séismes survenus entre la première et la dernière mesure GPS

TAB. C.1: Séismes répertoriés dans le catalogue CMT Harvard pour la période janvier 2002 à avril 2006 dans la région comprise entre les latitudes 10°N et 22°N et les longitudes -102°E et -85.5°E

Latitude (PDE)	Longitude (PDE)	Profondeur (CMT)	Mw	Référence CMT
-87.13	15.65	15.0	5.2	021699B
-90.70	13.61	38.5	5.2	022499F
-87.92	13.00	23.5	5.4	040399B
-87.63	13.17	28.5	5.9	040399D
-97.34	16.10	15.0	5.4	040499B
-94.67	14.36	15.0	6.1	050599E
-86.75	11.56	71.5	5.1	050799E
-86.79	11.51	54.0	5.1	050899C
-91.94	14.21	32.1	6.0	050899H
-87.38	12.57	68.8	5.3	052899A
-90.77	13.90	38.0	6.2	060699C
-97.44	18.39	61.2	6.9	061599F
-101.54	18.32	48.0	6.3	062199E
-91.71	14.34	46.7	5.2	062599A
-88.33	15.78	15.0	6.7	071199B
-90.42	13.75	66.2	5.6	071399C
-86.61	12.23	15.0	5.2	080599C

voir page suivante ...

TAB. C.1: suite de la page précédente

Latitude (PDE)	Longitude (PDE)	Profondeur (CMT)	Mw	Référence CMT
-86.54	12.61	15.0	5.1	080599E
-86.72	12.34	15.0	5.1	080599F
-86.66	12.61	15.0	5.2	080699B
-103.09	19.10	63.0	5.2	081599B
-96.93	16.06	46.8	7.4	093099E
-86.90	10.60	32.7	5.2	110999F
-91.19	14.77	149.9	5.7	121299E
-85.13	17.19	15.0	5.5	121599A
-101.43	18.24	50.0	5.9	122999A
-88.85	13.01	64.6	5.1	020100B
-104.21	19.15	15.0	5.3	030700A
-92.44	14.98	66.7	6.3	031200D
-90.81	13.31	37.5	5.3	032800A
-102.47	18.35	51.9	5.2	041100C
-95.25	15.98	40.8	5.1	041300C
-86.98	11.73	40.2	5.2	052700B
-92.06	14.21	41.6	5.5	060800H
-91.95	14.24	40.5	5.3	060800N
-85.99	11.88	24.2	5.4	070600J
-86.01	11.89	17.2	5.1	070600K
-86.11	11.90	20.8	5.2	070800A
-98.92	18.41	56.0	5.8	072100F
-91.56	13.77	30.6	5.1	072700D
-90.64	13.68	49.2	5.1	080200A
-102.48	18.20	33.0	6.5	080900C
-86.20	11.51	65.7	5.3	091000M
-92.07	15.52	180.3	5.8	101700C
-102.35	18.20	52.2	5.4	120100E
-93.94	14.88	36.1	6.0	120400B
-92.90	15.55	93.5	5.6	010901A
-88.66	13.05	56.0	7.7	011301C
-88.59	13.12	59.3	5.7	011401C
-88.76	12.99	45.4	5.3	011501A
-88.79	13.18	38.7	5.6	011501B
-88.58	13.08	56.0	5.8	011501F
-88.60	13.02	36.8	5.6	011601A
-88.70	12.98	43.8	5.6	011601B
-88.93	13.02	36.2	5.4	011701A
voir page suivante ...				

TAB. C.1: suite de la page précédente

Latitude (PDE)	Longitude (PDE)	Profondeur (CMT)	Mw	Référence CMT
-92.72	15.40	69.4	6.0	011901A
-90.91	14.02	54.2	5.8	012301D
-88.88	12.91	31.7	5.5	012501C
-88.97	12.82	52.1	5.6	020201C
-88.94	13.21	65.8	5.8	020701C
-88.94	13.67	15.0	6.5	021301B
-88.91	13.06	15.0	5.4	021701B
-83.59	17.45	15.0	5.4	022201C
-88.70	13.14	36.0	5.9	031601A
-87.40	12.54	48.3	5.7	031801B
-88.94	13.08	35.4	5.7	032901B
-88.66	12.85	55.2	5.1	041001A
-86.57	12.28	104.3	5.4	041201F
-91.25	13.25	16.7	5.3	041601B
-104.54	18.74	15.0	6.1	042901B
-91.73	14.02	37.4	5.4	050501C
-93.66	14.81	16.3	5.2	050501D
-104.17	18.78	34.2	5.5	050801A
-88.79	13.60	26.1	5.7	050801D
-104.45	18.82	15.0	6.3	052001A
-88.09	12.79	66.0	5.3	060201A
-102.66	18.06	49.4	5.2	061601B
-90.74	15.31	31.5	5.2	062501I
-87.52	12.43	61.2	5.3	070701A
-91.88	14.02	23.0	5.4	081001A
-91.78	14.08	36.8	5.3	081101B
-86.71	11.50	25.0	5.6	081201F
-93.79	16.22	92.4	5.3	082801F
-98.14	16.36	33.7	5.2	090401B
-91.57	14.99	158.5	5.6	091101C
-88.76	12.99	37.3	5.5	091801F
-100.00	17.04	15.0	5.8	100801B
-100.03	17.11	15.0	5.0	102901B
-98.05	16.22	15.0	5.4	111001D
-93.11	15.57	65.0	6.4	112801C
-93.88	17.36	177.1	5.2	121901A
-87.67	12.54	52.0	5.6	010602G
-86.15	11.67	157.8	5.3	011502H

voir page suivante ...

TAB. C.1: suite de la page précédente

Latitude (PDE)	Longitude (PDE)	Profondeur (CMT)	Mw	Référence CMT
-93.13	15.50	55.7	6.4	011602G
-85.05	10.72	15.0	5.4	012802A
-95.91	18.19	116.6	5.9	013002A
-92.77	15.96	238.8	5.4	020802B
-92.64	14.99	92.2	5.8	021402E
-87.88	12.57	54.2	5.3	031702E
-92.59	14.35	32.2	5.5	033102E
-94.59	15.52	33.0	5.1	040802C
-92.28	14.06	46.2	5.0	041302C
-100.86	16.99	15.0	6.7	041802B
-101.35	17.17	20.0	5.1	041802D
-101.25	17.23	44.2	5.9	041802G
-96.70	16.08	40.0	5.2	060702D
-96.75	16.11	22.0	5.5	060702E
-87.19	11.28	18.0	5.5	061002C
-87.23	11.28	17.0	5.6	061002D
-94.52	17.61	143.7	5.3	061102B
-97.94	16.33	24.2	5.3	061902D
-91.26	14.11	71.1	5.2	062502D
-94.51	14.75	26.3	5.4	062602D
-86.69	12.13	69.1	5.2	080202C
-87.31	11.37	15.0	5.5	080402A
-95.74	15.94	15.0	5.4	080502A
-97.32	16.31	46.9	5.0	082702D
-100.94	16.69	24.2	5.2	083002E
-100.11	16.87	19.0	5.3	092502A
-100.59	17.16	36.4	5.1	092702C
-95.70	15.67	15.0	5.5	101102D
-104.78	19.28	15.0	5.2	110502D
-97.99	16.34	17.3	5.2	110802G
-91.19	13.74	19.0	6.0	110902A
-88.19	12.66	25.2	5.1	112002A
-100.91	17.88	66.7	5.4	121002B
-85.58	16.96	20.9	5.8	122302C
-104.70	15.15	15.0	5.1	122502A
-100.30	16.97	44.7	5.2	011003B
-90.77	13.63	41.0	6.4	012103B
-90.86	13.56	54.9	5.4	012103D
voir page suivante ...				

TAB. C.1: suite de la page précédente

Latitude (PDE)	Longitude (PDE)	Profondeur (CMT)	Mw	Référence CMT
-104.10	18.77	26.0	7.5	012203A
-104.37	18.82	20.0	5.9	012203D
-104.47	18.74	15.0	5.4	012203E
-85.34	10.24	53.6	5.3	013103C
-92.89	16.55	208.8	5.8	020103C
-90.88	13.77	43.6	5.6	020503B
-88.78	13.03	48.0	5.1	021203A
-104.78	19.08	18.1	5.3	021703A
-101.76	18.16	30.9	5.2	032703A
-101.26	18.29	84.3	5.0	051603A
-90.07	12.94	29.1	5.4	071303B
-90.02	12.87	21.7	5.4	071303F
-101.04	18.62	62.4	5.1	072103H
-91.07	14.03	66.8	5.9	082503A
-86.75	11.20	54.4	5.6	110503A
-87.15	11.49	33.0	5.1	111603E
-99.31	18.17	69.3	5.2	111903A
-101.30	17.49	15.0	6.0	010104K
-101.32	17.42	20.4	5.6	010104L
-96.95	16.07	32.5	5.1	011304E
-96.94	16.11	30.3	5.4	011304J
-95.50	17.75	106.4	5.2	011704B
-95.20	15.06	17.2	4.9	020104D
-102.77	18.23	35.2	5.1	020604D
-92.19	13.98	12.0	5.3	022504D
-92.14	13.99	12.0	5.7	022504G
-86.77	11.61	26.0	6.2	030204A
-86.78	11.42	34.8	5.1	030204E
-94.08	14.95	12.0	5.2	030304C
-103.37	18.05	20.5	5.1	031304B
-91.76	14.31	44.9	5.0	041904A
-94.72	17.42	146.2	5.4	042004D
-87.43	12.15	34.9	5.5	042804C
-86.00	10.81	19.0	6.2	042904B
-90.73	14.46	95.9	5.7	050304B
-93.08	14.17	13.0	5.5	051504B
-93.57	14.15	12.9	5.1	051504C
-102.81	18.27	27.9	5.2	052104A
voir page suivante ...				

TAB. C.1: suite de la page précédente

Latitude (PDE)	Longitude (PDE)	Profondeur (CMT)	Mw	Référence CMT
-93.96	14.96	13.0	4.8	052504D
-83.46	17.51	21.0	5.8	060804B
-87.65	11.45	15.0	5.9	061004A
-82.83	9.82	21.5	5.0	061004G
-97.85	16.34	18.0	5.9	061404C
-87.04	10.74	12.0	6.3	062904B
-86.59	10.23	12.0	5.0	070104I
-95.22	17.20	104.7	5.8	080704C
-94.94	16.43	77.6	5.8	081804B
-87.77	12.60	60.7	5.0	082804A
-91.32	16.50	12.0	5.1	091704E
-86.52	11.99	84.3	5.6	100104B
-86.67	11.42	39.0	6.9	100904E
-98.34	16.38	12.0	5.3	111504A
-98.40	16.22	21.5	5.1	111504B
-90.06	13.38	34.4	6.3	112004F
-97.01	15.32	12.0	5.1	121004E
-89.37	13.39	60.0	5.9	121304C
-88.78	13.78	162.8	4.7	200501010120A
-86.37	11.52	37.0	5.0	200501111919A
-88.22	12.69	44.3	5.3	200501130956A
-104.59	18.76	18.0	5.6	200502280105A
-85.94	11.37	91.0	5.6	200503070717A
-88.42	12.93	66.7	5.1	200503101337A
-86.07	11.24	32.9	5.8	200503150015A
-91.38	15.14	181.5	6.2	200503171337A
-95.84	15.21	12.0	5.1	200503201912A
-90.30	12.72	12.0	5.1	200503211907A
-86.82	12.59	169.0	5.1	200503281346A
-92.96	14.32	13.1	5.1	200504010720A
-86.39	11.94	120.5	5.0	200504010736A
-91.16	14.08	50.2	5.4	200504120240A
-91.74	14.12	28.6	5.1	200504150333A
-89.58	14.71	12.0	5.3	200505182030A
-91.84	14.59	51.3	5.3	200505190710A
-91.41	14.07	53.2	5.2	200505301113A
-87.03	11.61	20.0	5.0	200506250825A
-86.17	11.24	28.0	6.6	200507020216A
voir page suivante ...				

TAB. C.1: suite de la page précédente

Latitude (PDE)	Longitude (PDE)	Profondeur (CMT)	Mw	Référence CMT
-86.25	11.41	35.7	5.8	200507020411A
-85.97	12.08	166.5	5.6	200507232009A
-85.64	11.18	13.6	5.3	200508030927A
-85.54	11.25	12.0	6.3	200508031103A
-98.14	16.21	12.0	5.4	200508140251A
-103.55	10.08	12.0	5.6	200508241707A
-87.49	16.13	28.0	5.8	200509231348A
-96.83	18.15	61.0	5.0	200509240114A
-89.35	13.30	33.4	5.7	200510071743A
-85.85	11.68	162.2	5.6	200510172159A
-88.15	12.32	17.6	5.1	200511080940A
-89.07	13.30	54.2	5.4	200511180315A
-98.53	16.23	34.2	5.0	200512021758A
-92.18	14.35	59.5	5.1	200512052140A
-100.97	18.66	59.0	4.9	200512142122A
-89.52	12.25	12.0	5.7	200512161024A
-90.12	13.71	45.5	5.1	200601031228A
-94.44	16.85	120.5	5.0	200601181859A
fin				

C.2 Loi d'échelle

Longueur de la faille activée (km)	Déplacement (m)	Magnitude (Mw)	Durée de la rupture (sec)
800	8	9	250
250	5	8	85
50	1	7	15
10	0.2	6	3
3	0.05	5	1
1	0.02	4	0.3

TAB. C.2 – loi d'échelle d'après Larroque & Virieux (2001)

C.3 Séismes utilisés pour l'étude des fonctions récepteurs

Tab. C.3: Liste des événements télésismiques utilisés pour l'étude des fonctions récepteur et extraits du catalogue PDE (Preliminary Determination of Epicenter) de l'USGS.

date	heure	latitude (°N)	longitude (°E)	profondeur (km)	magnitude (Mw)
2005.01.16	08 :25 :04.47	-25.5280	-176.2990	16.00	6.20
2005.01.18	06 :59 :03.74	57.0490	-33.8110	10.00	5.70
2005.01.18	21 :20 :32.45	-22.9050	179.0370	588.90	5.80
2005.01.21	20 :48 :59.85	-32.7800	-178.7620	10.00	5.50
2005.01.22	11 :27 :43.16	-31.6100	-177.9290	23.50	5.70
2005.01.29	06 :37 :46.69	-56.8090	-141.0320	10.00	5.60
2005.01.29	21 :01 :09.04	-1.6260	-15.5160	10.00	5.50
2005.01.30	08 :08 :26.73	-24.4220	-175.9960	32.80	5.60
2005.01.30	08 :10 :44.39	-22.8990	-175.1690	47.90	5.50
2005.01.31	01 :05 :33.56	37.5350	20.1550	31.90	5.70
2005.01.31	13 :56 :37.55	-56.0820	-27.4030	109.30	5.60
2005.02.01	10 :28 :39.82	-20.3980	-175.9820	172.50	5.50
2005.02.10	07 :10 :35.61	-15.1110	-173.7450	10.00	5.60
2005.02.11	21 :00 :23.05	60.1040	-139.3430	15.00	5.50
2005.02.14	18 :05 :59.32	15.7750	-61.7440	11.60	5.80
2005.02.16	20 :27 :52.49	-36.3200	-16.5580	10.00	6.60
2005.02.17	01 :19 :16.59	-56.1320	-27.4180	102.70	5.60
2005.02.22	19 :15 :49.91	25.6690	-109.9700	10.00	5.60
2005.02.24	04 :55 :50.86	-20.8850	-113.6770	10.00	5.70
2005.02.27	04 :54 :50.61	-17.7200	-178.5940	555.90	5.70
2005.02.28	01 :24 :54.69	-34.9230	-107.8650	10.00	5.90
2005.03.01	23 :57 :01.55	-24.9640	-112.1240	10.00	5.60
2005.03.06	05 :21 :43.43	84.9480	99.3910	10.00	6.30
2005.03.10	00 :28 :26.36	85.2470	92.8950	10.00	5.50
2005.03.16	03 :41 :25.02	-24.3690	179.9230	507.10	5.50
2005.03.19	15 :02 :42.67	-20.4070	-174.3370	18.00	6.10
2005.03.19	17 :34 :46.18	-21.8930	-179.5470	598.70	6.30
2005.03.21	12 :23 :54.09	-24.9830	-63.4700	579.10	6.90
2005.03.21	12 :43 :12.36	-24.7250	-63.5070	570.10	6.40
2005.03.30	17 :41 :57.16	-22.4590	-179.7540	588.70	6.10
2005.03.31	01 :39 :06.07	-18.5450	176.0130	10.00	5.90
2005.03.31	01 :46 :17.76	-18.4480	175.9900	10.00	6.00
2005.04.02	12 :52 :36.59	78.6070	6.0980	10.00	6.10
2005.04.09	15 :16 :26.86	55.9841	-154.2628	10.00	5.75
2005.04.11	14 :54 :07.03	-7.2930	-77.8860	129.90	6.00
voir page suivante ...					

TAB. C.3: suite

date	heure	latitude (°N)	longitude (°E)	profondeur (km)	magnitude (Mw)
2005.04.16	12 :18 :31.72	-54.9910	-132.1020	10.00	5.90
2005.04.16	22 :41 :16.04	-17.6470	-69.6630	118.70	5.80
2005.04.21	09 :26 :00.40	51.3060	-178.4090	45.30	5.90
2005.04.25	02 :32 :45.27	-27.0930	-176.5300	32.20	5.60
2005.04.26	11 :33 :27.51	-15.3020	-176.3520	10.00	5.60
2005.04.26	18 :56 :30.45	-19.1060	-176.5320	18.10	5.60
2005.05.03	19 :11 :39.77	-14.9220	-74.6230	31.40	5.90
2005.05.04	08 :57 :01.05	-19.4070	-173.8290	22.80	5.90
2005.05.12	11 :15 :35.34	-57.3820	-139.2310	10.00	6.50
2005.05.14	10 :02 :44.89	-22.6960	-176.6500	119.20	5.70
2005.05.16	03 :54 :14.62	-32.5890	-179.3530	34.00	6.60
2005.05.18	09 :10 :53.65	-56.4130	-26.8630	102.20	6.00
2005.05.18	10 :27 :06.41	-15.3180	-173.2400	10.00	6.20
2005.05.19	01 :12 :29.56	60.0168	-152.6930	95.52	5.62
2005.05.20	12 :40 :42.41	-24.5290	178.8400	565.30	6.00
2005.05.21	05 :11 :35.39	-3.2860	-80.9870	39.50	6.30
2005.05.29	21 :44 :27.28	-30.1060	-178.0120	18.60	5.90
2005.06.02	02 :11 :14.58	-20.2060	178.8850	22.40	5.60
2005.06.02	10 :56 :01.65	-24.2210	-67.0030	196.20	6.10
2005.06.03	00 :53 :41.18	-18.2590	-173.1960	10.00	5.50
2005.06.07	04 :22 :00.75	-29.5220	-179.1220	318.30	5.70
2005.06.07	05 :34 :16.60	-62.4300	-161.4960	10.00	5.80
2005.06.08	13 :37 :17.37	-35.9040	-102.9070	10.00	5.60
2005.06.09	14 :00 :49.90	51.5540	-131.1250	10.00	5.80
2005.06.10	03 :50 :07.88	51.1850	179.5480	40.90	5.60
2005.06.12	02 :27 :48.35	-55.2370	-123.8430	10.00	5.60
2005.06.12	04 :17 :13.49	52.7890	143.8670	10.00	5.60
2005.06.12	19 :26 :24.80	-56.2930	-27.0750	94.10	6.00
2005.06.13	22 :44 :33.90	-19.9870	-69.1970	115.60	7.80
2005.06.14	01 :22 :12.09	-18.7190	-174.7150	144.10	5.70
2005.06.14	11 :49 :02.65	51.0170	179.6010	47.50	5.60
2005.06.14	17 :10 :12.28	51.2390	179.3140	17.00	6.80
2005.06.14	22 :49 :17.81	50.9790	179.4330	27.50	5.60
2005.06.15	02 :50 :54.19	41.2920	-125.9530	16.00	7.20
2005.06.15	19 :52 :24.82	-44.8650	-80.5620	10.00	6.40
2005.06.17	06 :21 :42.59	40.7730	-126.5740	12.00	6.60
2005.06.19	02 :01 :06.54	-23.9490	-111.9830	10.00	5.70
2005.06.20	02 :44 :54.23	-26.7180	-176.1740	10.00	5.80
2005.06.21	05 :11 :18.22	-19.9850	-68.8070	105.00	5.50

voir page suivante ...

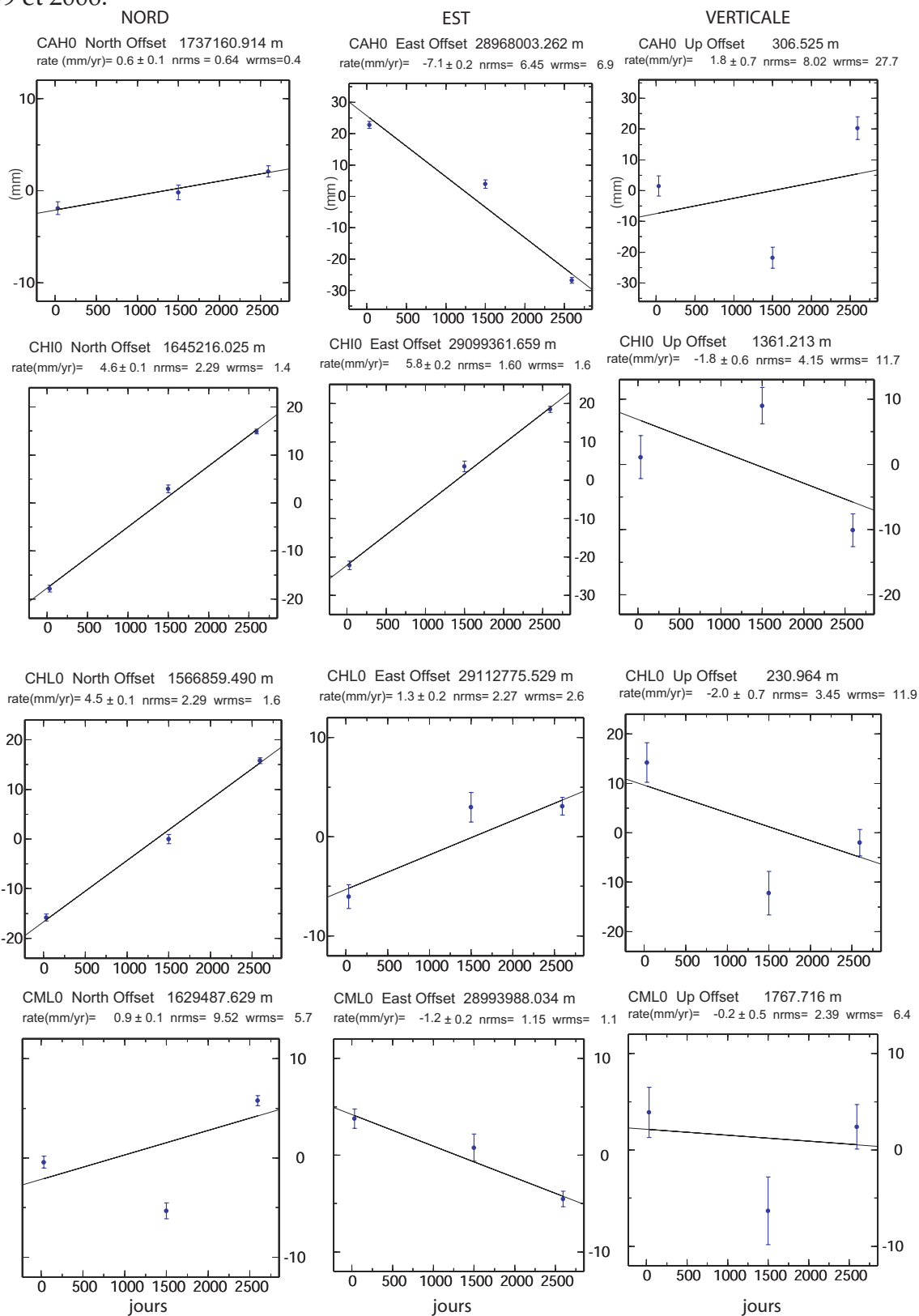
TAB. C.3: suite

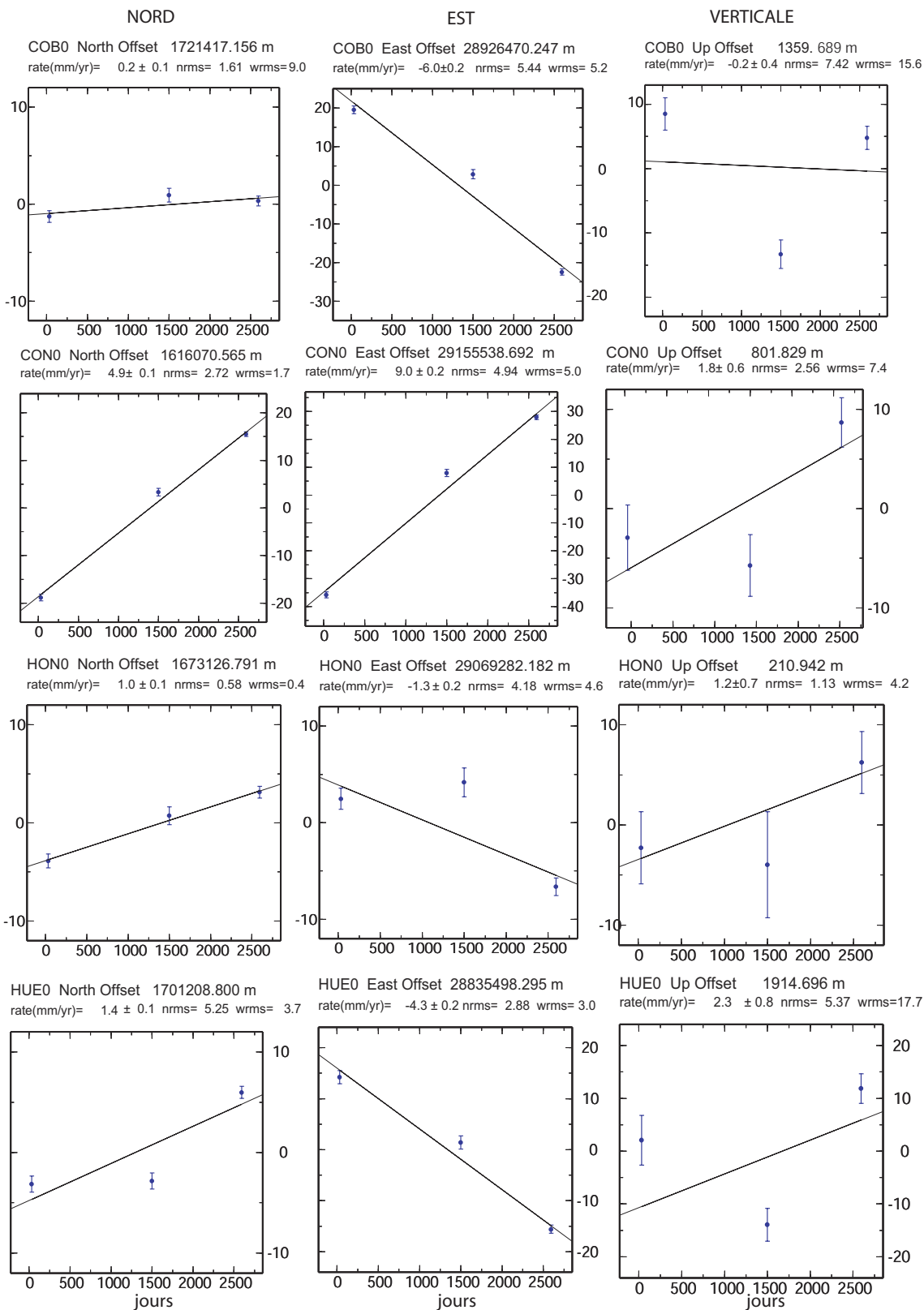
date	heure	latitude (°N)	longitude (°E)	profondeur (km)	magnitude (Mw)
2005.06.21	10 :43 :29.31	-36.1550	-100.9590	10.00	5.80
2005.06.23	12 :44 :38.88	-29.2610	-112.5100	10.00	5.50
2005.06.28	15 :46 :25.55	-26.9280	-176.2890	30.60	5.80
2005.07.04	07 :11 :28.11	36.3360	-121.2340	5.16	5.69
2005.07.06	06 :22 :32.52	-35.7900	-102.8070	10.00	5.90
2005.07.06	08 :24 :41.95	69.0040	-16.6370	10.00	5.60
2005.07.07	02 :17 :05.74	56.0680	164.6050	33.30	5.60
2005.07.10	04 :46 :31.24	-36.3100	-97.2640	10.00	6.10
2005.07.11	12 :01 :35.23	-23.8180	-111.6800	10.00	5.70
2005.07.11	16 :06 :25.12	-26.8720	-176.5240	10.00	5.60
2005.07.11	23 :06 :01.74	-27.0010	-176.3220	10.00	6.00
2005.07.13	12 :06 :13.34	-17.8470	-70.1090	79.90	5.90
fin					

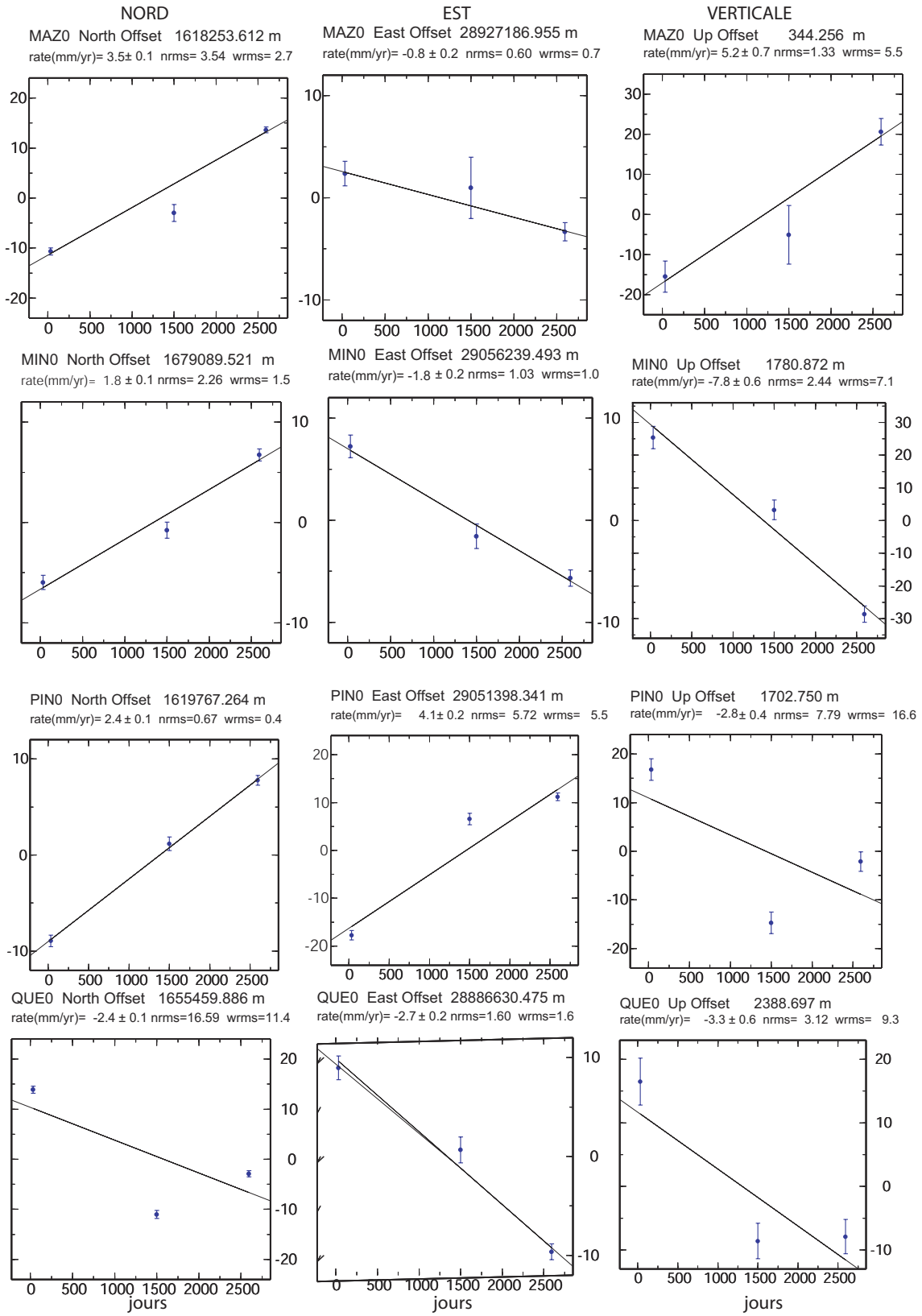
Annexe D

Les Series temporelles

FIG. D.1 – Séries temporelles des stations du réseau Guatemala mesurées 3 fois entre 1999 et 2006.







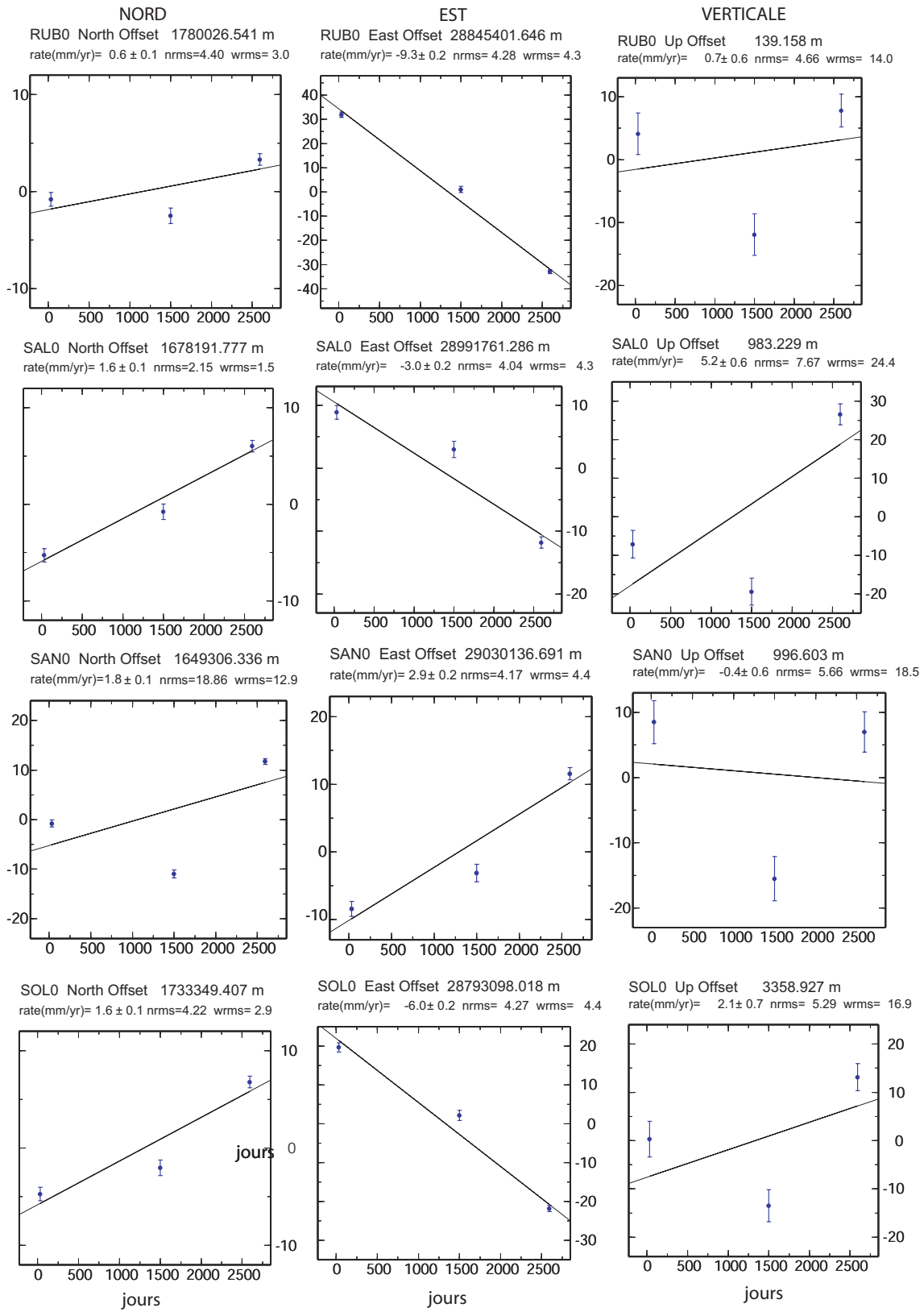
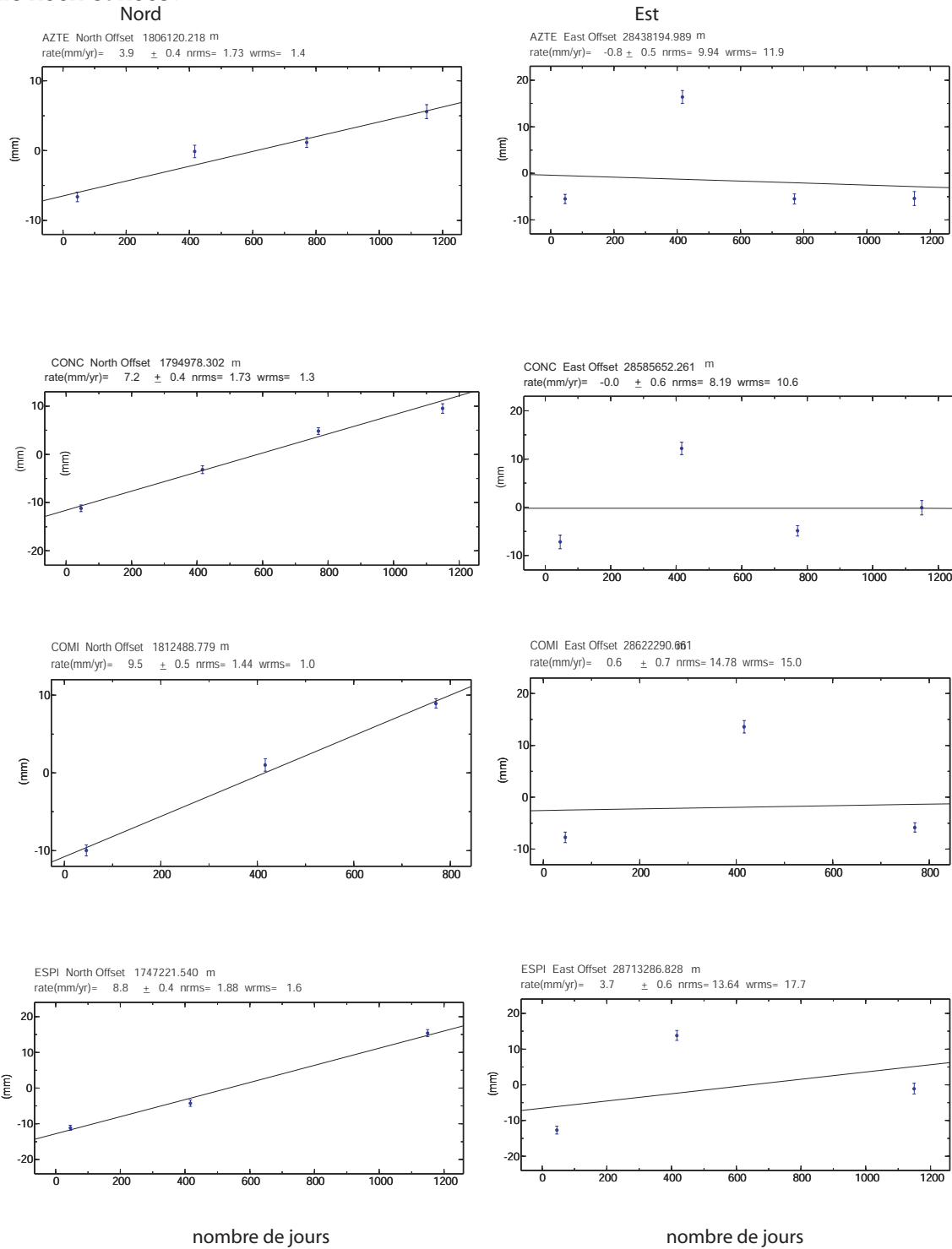
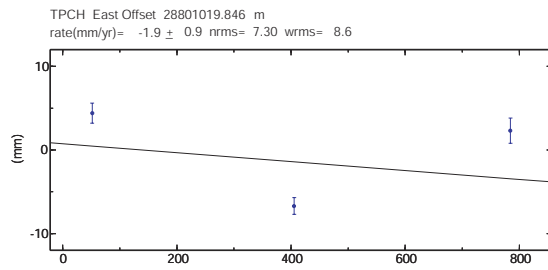
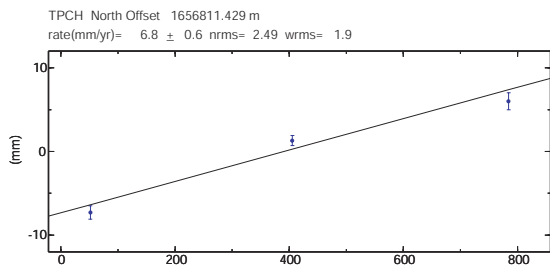
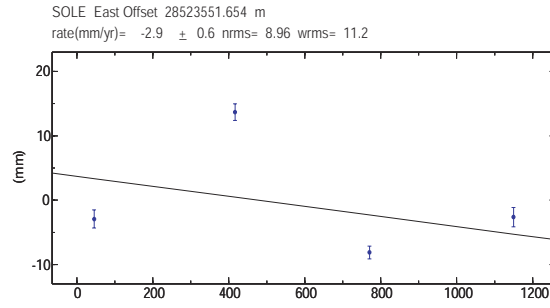
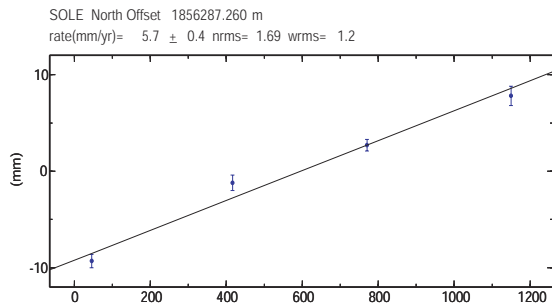
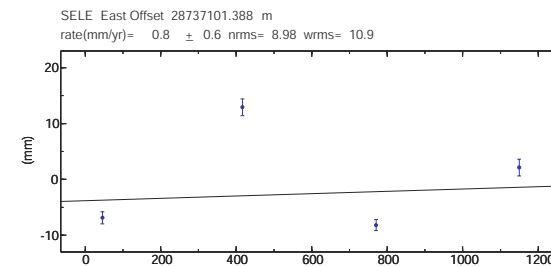
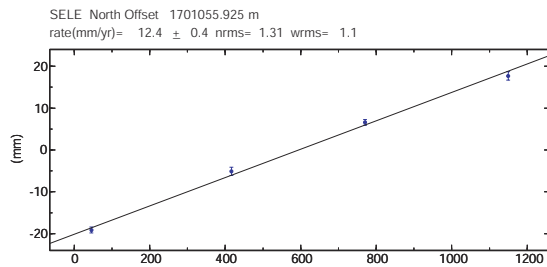
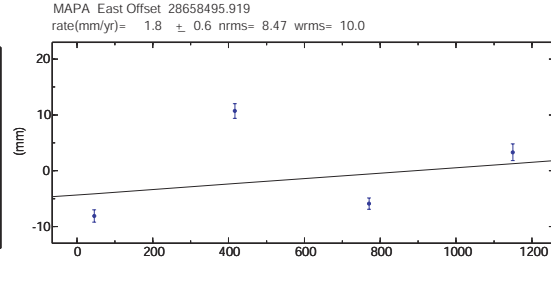
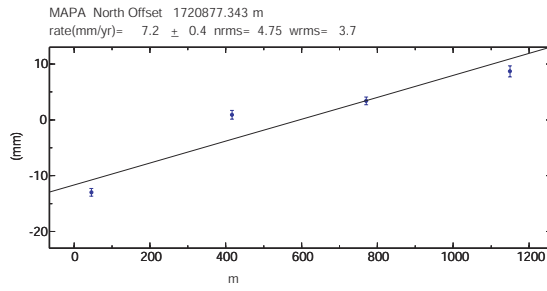


FIG. D.2 – Séries temporelles des stations du réseau Chiapas mesurées au moins 3 fois entre 2002 et 2005.



NORD

EST



Nombre de jours

Nombre de jours

Annexe E

Kinematics of North American-Caribbean-Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault System



Kinematics of the North American-Caribbean-Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault system

H. Lyon-Caen,¹ E. Barrier,² C. Lasserre,¹ A. Franco,¹ I. Arzu,³ L. Chiquin,⁴ M. Chiquin,⁴ T. Duquesnoy,⁵ O. Flores,⁶ O. Galicia,⁷ J. Luna,⁶ E. Molina,⁸ O. Porras,⁸ J. Requena,⁴ V. Robles,⁹ J. Romero,¹⁰ and R. Wolf⁷

Received 28 July 2006; accepted 5 September 2006; published 11 October 2006.

[1] The Polochic-Motagua strike-slip fault system in Guatemala marks the on-land plate boundary between the North American (NA) and the Caribbean (CA) plates. GPS observations in 1999 and 2003 show that the far-field velocity across the system (NA-CA relative velocity) is 20 mm/yr. This is significantly higher than the NUVEL-1A velocity but is consistent with the GPS based CA-NA velocity proposed by DeMets et al. (2000). The observations are modeled by a fault centered on the Motagua fault, locked at a depth of 20 km, with a slip-rate decreasing from eastern to central Guatemala from 20 to 12 mm/yr towards the NA-CA-Cocos triple junction. This decrease is accommodated by 8 mm/yr of E-W extension in the westernmost part of CA south of the Motagua fault. About 10 mm/yr of dextral slip is observed across the Mid-American Volcanic Arc. The NA-CA-Cocos triple junction is thus a complex, 400 km-wide wedge-shaped area. Citation: Lyon-Caen, H., et al. (2006), Kinematics of the North American-Caribbean-Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault system, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L19309, doi:10.1029/2006GL027694.

1. Introduction

[2] Crustal deformation in northern Central America is due to the relative motion of the Cocos (CO), Caribbean (CA) and North American (NA) plates. The boundary between CA and NA is marked by the complex left-lateral Polochic-Motagua Fault System (PMFS) (Figure 1). Prior to GPS-based geodesy, the CA-NA relative motion has been estimated from global plate kinematic models and earth-

quake slip vectors at plate boundaries (Nuvel-1a [DeMets et al., 1994]). From GPS velocities at a few sites on the CA plate, Dixon et al. [1998] and DeMets et al. [2000] estimated the CA-NA relative motion to 18..20 mm/yr, about twice the Nuvel-1a estimate.

[3] In 1999 and 2003 we measured a 16 sites geodetic network in Guatemala using GPS. We present the analysis of the two-epochs GPS data. They provide the first direct measurement of the CA-NA relative velocity in Central America and reveal the complex deformation pattern in Guatemala due to the NA-CA-CO triple junction, across the PMFS, the North-South grabens south of it and the Mid-American volcanic arc (MAVA).

2. The Polochic-Motagua Fault System

[4] The PMFS extends along 400 km from the Caribbean Sea to the east, to the Pacific Coast to the west (Figure 1). It is composed of three arcuate, sub-parallel, major left-lateral strike-slip faults: the Polochic, Motagua, and Jocotan faults, from north to south, respectively. A series of active N-S grabens are located south of the Motagua fault (MF) and north of the MAVA associated with the CO-CA subduction.

[5] This major transform boundary extends seaward to the east over more than 2000 km, through the Caribbean Sea up to the Puerto-Rico subduction trench (Figure 1). To the west, offshore southwestern Mexico, the connection of this active fault system with the Middle American trench remains poorly understood [e.g., Plafker, 1976; Burkart, 1983].

[6] The Polochic fault (PF) can be traced for almost 350 km from the Pacific Coastal Plain to the west to the Neogene pull-apart basin of Izabal Lake to the east. Then, it connects either with the MF or directly with the Swan fault offshore (Figure 1). The MF extends over 300 km on land and connects offshore to the Swan fault and the Cayman Trough to the east. Its western trace is masked beneath the late Cenozoic volcanics of the MAVA. The southernmost fault, the Jocotan fault (JF), extends about 200 km in Honduras and eastern Guatemala.

[7] Both the PF and MF show evidence of activity in their morphology. Schwartz et al. [1979] estimated a maximum Quaternary slip rate of 6 mm/yr for the MF based on the analysis of morphological features offset by the fault (alluvial terraces, fans and streams). Offsets of alluvial terraces and rivers, associated with the activity of the PF, have also been described [Schwartz et al., 1979; Erdlac and Anderson, 1982; Burkart et al., 1987]. No clear evidence of

¹Laboratoire de Géologie, ENS, CNRS, Paris, France.

²Laboratoire de Tectonique, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

³Ministerio de Energía y Minas, Guatemala City, Guatemala.

⁴Centro Universitario del Norte, Universidad de San Carlos de Guatemala, Guatemala City, Guatemala.

⁵Institut Géographique National, Saint-Mandé, France.

⁶Centro de Estudios Superiores de Energía y Minas, Universidad de San Carlos de Guatemala, Guatemala City, Guatemala.

⁷Coordinadora Nacional para la Reducción de Desastres, Guatemala City, Guatemala.

⁸Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología y Hidrología, Guatemala Ciudad, Guatemala.

⁹Instituto Geográfico Nacional, Guatemala City, Guatemala.

¹⁰Geología Ambiental and Economía, Guatemala City, Guatemala.

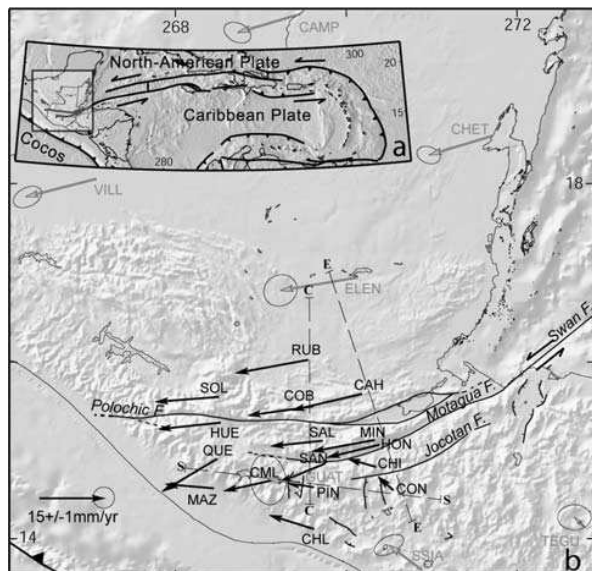


Figure 1. (a) Plate tectonics setting of the Caribbean. (b) Tectonic setting and topography of Northern Central America. Black lines outline active faults. ITRF2000 velocities at GPS sites in Caribbean plate reference frame obtained from the 1999 and 2003 campaigns (black arrows) and velocities from permanent sites (grey arrows [Marquez-Azua and DeMets, 2003; C. DeMets, personal communication, 2004]). When not drawn error ellipses are fixed to ± 2 mm/yr (see text for explanation). Dashed lines show location of profiles E, C and S of Figure 2 and auxiliary material Figures S1 and S2.

Quaternary activity has been reported along the JF [Schwartz et al., 1979; Gordon and Muehlberger, 1994].

[8] Large historical earthquakes and instrumental seismicity have been documented along the PMFS. The MF ruptured along 230 km during the February 4, 1976 ($M_s = 7.5$) earthquake with a mean slip of 2 m [Plafker, 1976]. This earthquake also reactivated the northwestern part of the Guatemala City graben. Two events of magnitude 7 or more have been reported on the western and eastern segments of the PF in 1816 and 1785, respectively [White, 1985]. The $M_s = 8$, 1856 event in Honduras is probably associated with the offshore extension of the PMFS [Sutch, 1981]. Large historical earthquakes have also been reported in the JF area in Honduras: the 950..1000 earthquake, a candidate for the destruction of the Copan Maya site [Kovach, 2004], and the $M_s = 6.2$, 1934 event [White and Harlow, 1993; Kovach, 2004]. However, it is unclear whether these events were associated with the JF itself or with the N-S grabens just south of it.

3. GPS Network and Data Processing

[9] Our geodetic network consists of 16 sites located along three N-S trending profiles, covering the central part of Guatemala (Figure 1). It allows deformation measurements across the Polochic, Motagua and Jocotan faults, the N-S grabens and the MAVA south of these faults. This network was measured in February 1999 and 2003. Five

permanent GPS stations have been installed in Guatemala, Salvador and Honduras since 2000 and complement our network (Figure 1).

[10] Both GPS campaigns were carried out using eight Ashtech receivers (Z12 and ZX trem) with Choke-Ring and Geodetic IV antennas. In 2003, four additional Trimble 5700 receivers with Zephyr antennas were used. Two sites (COB and PIN, Figure 1) were occupied continuously during 8 and 9 days in 1999 and 2003, respectively. Other sites were measured during at least 2 daily sessions of 12 h to 24 h. The recording interval was set to 30 seconds and the elevation mask to 10 .

[11] Our GPS data together with selected IGS stations data were processed using the GAMIT software [King and Bock, 2002] to produce daily unconstrained solutions. IGS earth rotation parameters and precise orbits were held fixed. Daily solutions were then stabilized in the ITRF2000 reference frame with GLOBK [Herring, 1998]. Seven IGS stations were used to tie the solution to the ITRF2000. Velocities in ITRF2000 (auxiliary material Table S1¹) were then transformed into a CA-fixed reference frame by rotating them about the most recent CA/ITRF2000 pole determined by C. DeMets (personal communication, 2004) (Figure 1).

[12] We obtained averaged baseline repeatabilities for the north, east, up components of 2.5 mm, 3.5 mm and 7 mm, respectively, in 1999, and 3.2 mm, 8.3 mm and 13.5 mm, respectively in 2003. Formal errors from GLOBK on the station coordinates are about half. As only 2 epochs of measurements were available, we set errors on the station positions by multiplying the formal errors by a scaling factor (for each component, the ratio of the mean repeatability by the mean formal error). Uncertainties on velocities were obtained by dividing the L2 norm of uncertainties on station coordinates of 1999 and 2003 by the time span between measurements. This leads to uncertainties on horizontal velocities of about ± 2 mm/yr.

4. Coseismic and Subduction-Related Deformation

[13] In order to interpret the GPS results in terms of regional deformation associated with the PMFS, we quantified (1) the coseismic deformation resulting from regional earthquakes which occurred between the two campaigns, and (2) the upper plate CA deformation due to coupling at the CO-CA subduction interface.

[14] Cumulative displacements at our GPS sites induced by 7 regional earthquakes (M_w : 5.2..7.7, depth: 10..60 km, see auxiliary material Tables S2 and S3), range from 1 to 12 mm (maxima at CON and CHI sites due to the $M_w = 7.7$ January 13 2001, Salvador earthquake). They were subtracted from measured displacements during data processing with GAMIT-GLOBK. Differences between corrected and uncorrected velocities are less than 2 mm/yr, within the estimated uncertainties of the GPS velocities. In the following we use these corrected velocities (Figure 1 and auxiliary material Table S1).

¹Auxiliary material data sets are available at <ftp://ftp.agu.org/apend/gl/2006gl027694>. Other auxiliary material files are in the HTML.

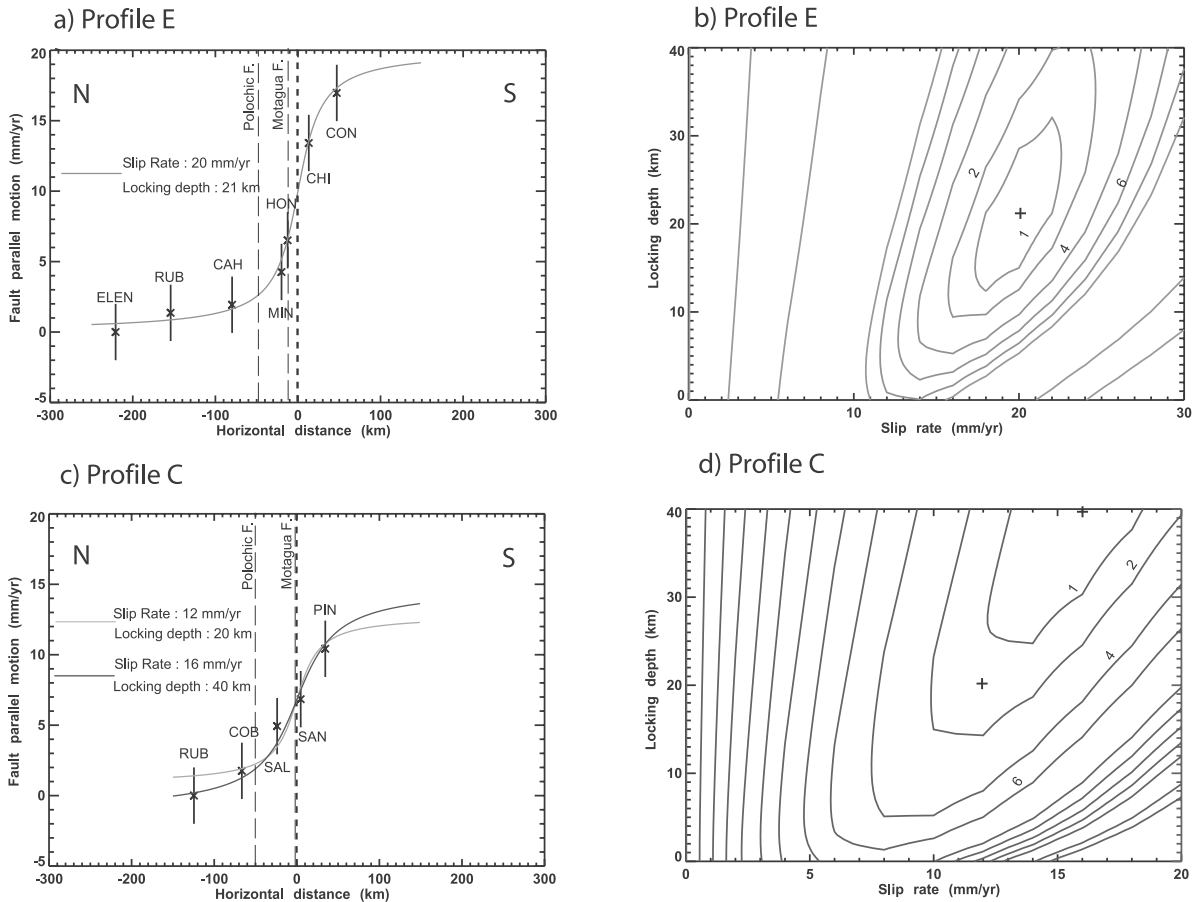


Figure 2. (a) ITRF2000 velocities projected onto profile E and locked fault model corresponding to minimum c^2 (slip-rate 20 mm/yr, locking depth 20 km). Black dashed vertical line indicates location of inverted fault, grey dashed lines the mean trace of Polochic and northern Motagua faults. (b) Contour plots of the c^2 statistic for the slip rate and locking depth on the Motagua fault tests, the position of the fault being fixed. Small cross indicates the parameters used in Figure 2a. (c) Same as Figure 2a for profile C showing two fault models with locking depths of 20 and 40 km and corresponding slip-rates of 12 and 16 mm/yr, respectively. (d) Same as Figure 2b for profile C. Two small crosses indicate parameters used in Figure 2c.

[15] Estimate of the Caribbean plate deformation due to coupling on the CO-CA subduction interface is obtained using the back-slip dislocation model of Savage [1983]. We used a 30° north dipping interface extending from the trench to a depth of 80 km (based on Engdahl and Villasenor [2002] relocated catalogue), a N120° E oriented trench and a CO-CA N20° relative velocity of 73 mm/yr [DeMets, 2001]. Simulations with various locking depths indicate that even a locking depth as small as 25 km induces velocities of 8...10 mm/yr in a NE direction, at the coastal sites (MAZ, CHL, and SSIA, Figure 1). Such large effects are not present in the observed velocity vectors at these sites. All are mainly orthogonal to the subduction direction with a component parallel to the subduction direction of 0.3 mm/yr only, and in opposite sense (SW) to the one expected. Given the uncertainties on our velocities, this suggests that coupling is too low to be detected in our data. This agrees with Pacheco et al. [1993] estimate of seismic coupling, of less

than 0.2 in this area, based on the past 90 years of seismicity. We thus neglect coupling in the following interpretations.

5. Velocity Across the Polochic-Motagua Fault System

[16] In the CA-fixed reference frame, the velocity of 2 mm/yr at CON, comparable within uncertainties to that of TEGU site, suggests that CON belongs to the stable CA plate (Figure 1). The similarity of RUB, ELEN, CHET and CAMP velocities, indicates that RUB moves as part of the NA plate (or of the Yucatan block [Marquez-Azua and DeMets, 2003]). Thus, the velocity of RUB, 18 mm/yr, gives a first order estimate of the NA-CA relative velocity. To better quantify this velocity and understand how the deformation is accommodated within the PMFS, we analyze the velocities projected along two N-S profiles perpendicular to the PF and MF faults (Figures 2a and 2c). The third, westernmost, profile (SOL, HUE, QUE) is too short and will be discussed in a later

study merging data from Guatemala and Chiapas area (A. Franco et al., manuscript in preparation, 2006). The fault-parallel velocities along the two profiles, typical of interseismic loading on a locked fault zone, are modeled using an infinitely long vertical strike-slip fault embedded in an elastic medium [Savage and Burford, 1973]. We model the fault zone by a single fault and invert for the locking depth, the interseismic velocity, and the location of the fault trace using the reduced χ^2 statistic approach as described by Calais et al. [2002]. The best fit on the eastern profile E (Figures 2a and 2b) is obtained for a fault centered on the southern branch of the MF, which ruptured in 1976, slipping at 20 mm/yr below a locking depth of 21 km. The central profile C (Figures 2c and 2d) can be fitted with locking depths ranging from 40 to 20 km and slip-rates at depth ranging from 16 to 12 mm/yr. Given the density of points on profile C, lower than on profile E, the slip-rate/locking depth trade-off and the uncertainties on the velocities (± 2 mm/yr), we favor a model leading to a consistent 20 km locking depth for both profiles. On profile C, this corresponds to an interseismic velocity of only 12 mm/yr. As discussed below, this velocity decrease from east to west is consistent with the observed regional E-W extension south of the MF.

[17] Although the PF shows clear signs of recent activity [e.g., Burkart, 1978; Schwartz et al., 1979; White, 1985], a simple model of loading of the MF alone is enough to explain the GPS data. To quantify the maximum slip-rate on the PF allowed by our GPS results, we investigated a 2-fault model, exploring various locking depths and slip rates on the two faults (auxiliary material Figure S1). This modeling suggests that no more than 5 mm/yr could be accommodated on the PF. Whether this results from the oversimplification of our model, from the limited spatio-temporal resolution of our data or indicates a true low interseismic velocity on the PF, is unclear.

6. E-W Extension in Central Southern Guatemala

[18] Our GPS data allow to quantify the E-W extension across the grabens located south of the PMFS and north of the MAVA, in the westernmost part of the CA plate. The E-W profile, perpendicular to the N-S grabens (profile S, Figure 1, auxiliary material Figure S2), shows an extension of 8 mm/yr accommodated over 200 km between sites QUE and CON, but mostly absorbed between sites PIN and CML across the Guatemala City graben. Based on moment tensor summation of a few events, Guzman-Speziale [2001] estimated the E-W extension in Honduras and Guatemala to be 2..15 mm/yr.

[19] The westernmost part of the CA plate, between the MF and the MAVA, is thus a wedge-shaped area of significant E-W extension, part of the complex NA-CA-CO triple junction. This extension is consistent with the existence of N-S trending Late Cenozoic grabens in southern Guatemala [e.g., Williams et al., 1964; Muehlberger and Ritchie, 1975; Plafker, 1976]. It implies that slip-rate decreases along the PMFS from east to west.

7. Slip Along the Middle American Volcanic Arc

[20] GPS sites MAZ, CHL and SSIA located south of the MAVA on the forearc sliver, indicate a consistent right

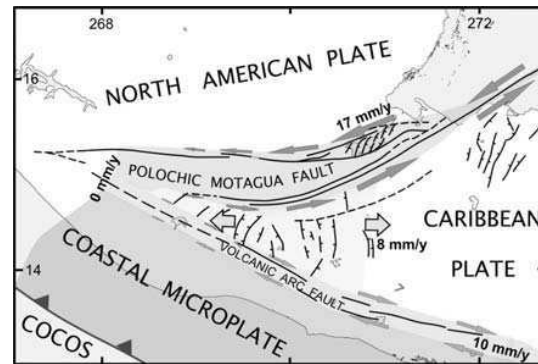


Figure 3. Proposed kinematic model of NA-CA-CO triple junction. See text for discussion.

lateral movement of 10 mm/yr relative to TEGU on the stable CA plate (Figure 1). This suggests that the forearc sliver in Guatemala behaves as a rigid block, as also observed along the Pacific Coast in Costa Rica and Nicaragua. This dextral slip is consistent with previous field observations [Carr, 1976] and fault plane solutions [White and Harlow, 1993]. It also agrees with the predicted 14.2 mm/yr dextral movement between the forearc and stable CA [DeMets, 2001]. Such relative motion may result from slip partitioning at the Middle American trench, due to the slightly oblique subduction of the CO plate under the CA plate [DeMets, 2001].

8. Discussion: The North America..Caribbean-Cocos Triple Junction

[21] Our GPS data allow us to characterize the present day deformation within the NA-CA-CO triple junction area (Figure 3). At the CA-NA plate boundary, GPS velocities along two 200 km long profiles can be modeled using a single locked fault centered on the MF, slipping at depth at 20 mm/yr near longitude 270.5 E. This confirms the 18..20 mm/yr GPS-based CA-NA rate proposed by DeMets et al. [2000].

[22] We show that the CA-NA velocity in Guatemala decreases westwards from 20 to 12 mm/yr near longitude 269.5 E. This is explained by the 8 mm/yr E-W extension observed in the western part of the CA plate, wedged between the MF and the MAVA (Figure 3).

[23] The forearc sliver south of the MAVA seems to behave as a microplate (Central American coastal microplate, Figure 3), as observed in Costa Rica, Nicaragua and Salvador, with a 10 mm/yr dextral motion with respect to stable CA. This may be due to slip partitioning, although the inferred low coupling at the CO-CA subduction interface in Guatemala and Salvador should reduce stress transfer and partitioning as well.

[24] The classical definition of the NA-CA-CO triple junction is the intersection between the PMFS and the Middle American trench in the Gulf of Tehuantepec, offshore south-eastern Mexico [White and Harlow, 1993]. We show that the triple junction is more complex and is distributed over a wedge-shaped, 400 km-wide area (Figure 3). This kinematic model is entirely consistent with

that proposed by Plafker [1976]. Integration of this GPS data set with GPS data in southeastern Mexico and Central America is presently being conducted to refine the model.

[25] Acknowledgments. The GPS study was funded by the French Ministry of Foreign Affairs (MAE), and INSU-CNRS Programme DYETI. We thank INSIVUMEH, CUNOR and CESEM from USAC, IGN, CONRED, Ministerio de Energía y Minas and Geología Ambiental and Económica in Guatemala, as well as IGN in Salvador for logistic support. We thank the French Embassy in Guatemala for its help during field surveys and Ines Cifuentes, Chuck DeMets and an anonymous reviewer for comments on the manuscript.

References

- Burkart, B. (1978), Offset across the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico, *Geology*, 6, 328..332.
- Burkart, B. (1983), Neogene North American..Caribbean Plate boundary across northern Central America: Along the Polochic fault, *Tectonophysics*, 99, 251..270.
- Burkart, B., B. C. Deaton, C. Dengo, and G. Moreno (1987), Tectonic wedges and offset taramide structures along the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico: Reaffirmation of large neogene displacement, *Tectonics*, 6, 411..422.
- Calais, E., Y. Mazabraud, B. Mercier de Lépinay, P. Mann, G. Mattioli, and P. Jansma (2002), Strain partitioning and fault slip rates in the northern Caribbean from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 29(18), 1856, doi:10.1029/2002GL015397.
- Carr, M. J. (1976), Underthrusting and Quaternary faulting in northern Central America, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 87, 825..829.
- DeMets, C. (2001), A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4043..4046.
- DeMets, C., R. Gordon, D. Argus, and S. Stein (1994), Effects of recent revisions to the geomagnetic time-scale on estimate of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191..2194.
- DeMets, C., P. Jansma, G. Mattioli, T. Dixon, F. Farina, R. Bilman, E. Calais, and P. Mann (2000), GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 437..440.
- Dixon, T. H., F. Farina, C. DeMets, P. Jansma, P. Mann, and E. Calais (1998), Relative motion between the Caribbean and North American plates and related boundary zone deformation from a decade of GPS observations, *J. Geophys. Res.*, 103, 15,157..15,182.
- Engdahl, E., and A. Villasenor (2002), Global seismicity: 1900..1999, in *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Part A, edited by W. Lee et al., chap. 41, pp. 665..690, Elsevier, New York.
- Erdlac, R. J., and T. Anderson (1982), The Chixoy-Polochic fault and its associated fractures in western Guatemala, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 57..67.
- Gordon, M. B., and W. R. Muehlberger (1994), Rotation of the Chortis block causes dextral slip on the Guayape fault, *Tectonics*, 13, 858..872.
- Guzman-Speziale, M. (2001), Active seismic deformation in the grabens of northern Central America and its relationship to the relative motion of the North America-Caribbean plate boundary, *Tectonophysics*, 337, 39..51.
- Herring, T. A. (1998), GLOBK: Global Kalman Filter VLBI and GPS Analysis Program, v5.0, Mass. Inst. of Technol., Cambridge.
- King, R., and Y. Bock (2002), The GAMIT GPS Analysis Software, v10.0, internal memorandum, Mass. Inst. of Technol., Cambridge.
- Kovach, R. L. (2004), *Early Earthquakes of the Americas*, 268 pp., Cambridge Univ. Press, New York.
- Marquez-Azua, B., and C. DeMets (2003), Crustal velocity field of Mexico from continuous GPS measurements, 1993 to June 2001: Implications for the neotectonics of Mexico, *J. Geophys. Res.*, 108(B9), 2450, doi:10.1029/2002JB002241.
- Muehlberger, W. R., and A. Ritchie (1975), Caribbean-American plate boundary in Guatemala and Southern Mexico as seen on Skylab IV orbital photography, *Geology*, 3, 232..235.
- Pacheco, J., L. Sykes, and C. Scholz (1993), Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type, *J. Geophys. Res.*, 98, 14,133..14,159.
- Plafker, G. (1976), Tectonic aspects of the Guatemalan earthquake of 4 February 1976, *Science*, 193, 1201..1208.
- Savage, J. C. (1983), A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 88, 4984..4996.
- Savage, J. C., and R. Burford (1973), Geodetic determination of relative plate motion in central California, *J. Geophys. Res.*, 78, 832..845.
- Schwartz, D. P., L. Cluff, and T. Donnelly (1979), Quaternary faulting along the Caribbean..North American plate boundary in Central America, *Tectonophysics*, 52, 431..445.
- Sutch, P. (1981), Estimated intensities and probable tectonic sources of historic (pre-1898) Honduran earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71, 865..881.
- White, R. A. (1985), The Guatemala earthquake of 1816 on the Chixoy-Polochic fault, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 455..473.
- White, R. A., and D. H. Harlow (1993), Destructive upper-crustal earthquakes of Central America since 1900, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 83, 1115..1142.
- Williams, H., A. R. McBirney, and G. Dengo (1964), *Geologic reconnaissance of southeastern Guatemala*, Publ. Geol. Sci. 50, 62 pp., Univ. of Calif., Berkeley, Berkeley.
- I. Arzu, Ministerio Energía y Minas, diagonal 17, 29-78 Zona 11, 01901 Guatemala Ciudad, Guatemala.
- E. Barrier, Laboratoire de Tectonique, UPMC, CNRS, 4 Place Jussieu, F-75252 Paris, France. (barrier@lgs.jussieu.fr)
- L. Chiquin, M. Chiquin, and J. Requena, Centro Universitario del Norte, Universidad de San Carlos de Guatemala, Coban, AV 16001, Guatemala. (usacoban@usac.edu.gt; usacoban@usac.edu.gt; jaimereq@yahoo.com)
- T. Duquesnoy, Institut Géographique National, 2/4 avenue Pasteur, F-94165 Saint-Mandé, France. (thierry.duquesnoy@ign.fr; vrobles@ign.gob.gt)
- O. Flores and J. L. Luna, Centro de Estudios Superiores de Energía y Minas, Universidad de San Carlos de Guatemala, Ciudad Universitaria Zona 12, Ciudad Guatemala, Guatemala. (usacesem@usac.edu.gt; usacesem@usac.edu.gt)
- A. Franco, C. Lasserre, and H. Lyon-Caen, Laboratoire de Géologie, ENS, CNRS, 24 rue Lhomond, F-75231 Paris, France. (franco@geologie.ens.fr; lasserre@geologie.ens.fr; helene.lyon-caen@ens.fr)
- O. Galicia and R. Wolf, Coordinadora Nacional para la Reducción de Desastres, Avenida Hincapié 21-72, Zona 13, Ciudad de Guatemala, Guatemala. (ogalicia@conred.org.gt; rescobar@conred.org.gt)
- E. Molina and O. Porras, Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología y Hidrología, 7a Ave, Zona 13, Guatemala Ciudad, Guatemala. (emolina@insivumeh.gob.gt; opporas@insivumeh.gob.gt)
- V. Robles, Instituto Geográfico Nacional, Av. Las Americanas 5-76, Zona 13, Guatemala Ciudad, Guatemala. (vrobles@ign.gob.gt)
- J. Romero, Geología Ambiental and Economía, c/o F-212, P.O. Box 591-999, Miami, FL 33159-1999, USA. (geoambie@concyt.gob.gt)