



HAL
open science

Déformation à la transition entre subduction et collision à l'est de Taïwan: approche sismologique

Thomas Theunissen

► To cite this version:

Thomas Theunissen. Déformation à la transition entre subduction et collision à l'est de Taïwan: approche sismologique. Sciences de la Terre. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2011. Français. NNT: . tel-00660737

HAL Id: tel-00660737

<https://theses.hal.science/tel-00660737v1>

Submitted on 17 Jan 2012

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.

UNIVERSITE DE MONTPELLIER II
Sciences et Techniques du Languedoc
ECOLE DOCTORALE SIBAGHE
SYSTEMES INTEGRES EN BIOLOGIE, AGRONOMIE,
GEOSCIENCES, HYDROSCIENCES, ENVIRONNEMENT

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

de l'Université Montpellier II

Spécialités : GÉOPHYSIQUE, SISMOLOGIE, GÉODYNAMIQUE

Présentée et soutenue publiquement par

Thomas THEUNISSEN

**Déformation à la transition entre subduction et
collision à l'est de Taïwan : approche sismologique**

Directeurs de thèse : Serge LALLEMAND , Yvonne FONT

soutenue à MONTPELLIER

le 13 Juillet 2011

Jury :

<i>Rapporteurs :</i>	Jean-Yves COLLOT	-	DR, IRD, Geoazur - Villefranche/Mer
	Catherine DORBATH	-	DR, IRD, IPG Strasbourg
<i>Directeurs :</i>	Serge LALLEMAND	-	DR, CNRS, Géosciences Montpellier
	Yvonne FONT	-	CR, IRD, Geoazur - Villefranche/Mer
<i>Examineurs :</i>	Rodolphe CATTIN	-	PR, Université Montpellier 2
	Francis WU	-	PR, Binghamton University (NY, USA)
<i>Invité :</i>	Stéphanie GAUTIER	-	MCF, Université Montpellier 2

Acknowledgments

Je tiens d'abord à remercier Serge pour m'avoir offert ce sujet de thèse qui m'a permis de découvrir les campagnes en mer et un pays plus qu'intéressant, Taïwan, tant du point de vue de la géologie que du point de vue des gens que j'y ai rencontré et avec qui j'ai travaillé pour certains. J'y ai ressenti mon premier séisme (magnitude 5 à 200 km de ma position, c'est déjà ça et c'est même mieux comme ça) et j'y ai vécu ma première campagne OBS.

Je tiens à remercier ma seconde directrice de thèse, Yvonne, en particulier pour sa rigueur et sa sympathie. Je la remercie de m'avoir permis de participer au développement du petit MAXIme, et je pense que nous avons bien éduqué ce petit même s'il reste du travail à faire.

Je tiens remercier mes deux directeurs en même temps pour leur patience à mon égard et le temps passé à corriger, au cours de cette thèse, d'innombrables pages de rapports en tout genre parfois inutile (?!) avec un anglais parfois douteux et des figures que l'on qualifiera d'améliorables :)! Serge et Yvonne m'ont beaucoup appris sur la recherche.

Je remercie également Stéphanie Gautier pour m'avoir aidé pour la tomographie des temps d'arrivées.

Je tiens également à remercier mes rapporteurs, Jean-Yves Collot et Catherine Dorbath, pour avoir accepté de relire ce rapport de thèse dans des délais un peu short. Leurs remarques permettront de modifier un peu la version finale de ce manuscrit. Je remercie également les examinateurs, Francis Wu et Rodolphe Cattin, d'avoir accepté de participer à mon Jury de thèse.

Du côté Taïwanais, je tiens à remercier Wen-Tzong Liang, Min-Hung Shih, Ya-Chuan Lai, Bor-Shouh Huang, Chao-Sing Lee, Yi-Lin Huang, j'en oublie c'est sûr

Du côté français, d'abord du côté du labo, je tiens à remercier Anne Delplanque!, Josianne Tack, Fabrice Grosbeau, Céline Fabrégat, José Atienza, Nathalie Mouly, JJ Frelon! , Eric Berthebaud, Sylvie Raynaud, Dominique Arnaud, Anne Soave, Nicolas Lemoigne, Frédéric Boudin, Jérôme Losq, Emmanuel Ball ... et tous ceux que j'oublie!

bon ensuite du côté recherche/enseignement, je tiens à remercier Frauke Klingelhofer, Marc-André Gutscher, Philippe Schnurle, Stéphane Dominguez, Christian Romano, Kévin Manchuel, Jean-Emmanuel Hurtrez, Marc-André Selosse, Pierre Baly, Henri De La Boisse, Yves Lagabrielle, Roger Soliva, Alain Chauvet et tous ceux que j'oublie!

et pour le reste, bah, les mêmes que pour le labo et la recherche déjà, puis ensuite je remercie Emmanuel Tric et Nicole Béthoux pour m'avoir ouvert à ce monde grâce au M2 DSGA à Nice, et aussi mes collègues et amis du M2 avec qui j'ai commencé ce voyage Lionel Sonnette!, Michael Evain, Caroline Ducorbier, Vincent Etienne (désolé j'ai raté ta soutenance), Diane Rivet et Sandro Vaca. Puis ensuite tous les potes de Montpellier Magali Rizza (ma co-bureau!!!!, DTC), Philippe Steer, Marie Violay, Vanessa Hébert, Fabien Graveleau, Grégory Fanjat, Théo Berthet, Grégory Ballast, Mickael Bonnin, Kate Higgie, Roberto Agrusta, Steve Peuble, Sabrina Deville, Thibault Cavailhes, Camille Clerc, Fabien Deschamps (un co-bureau de dernière minute, la fin de thèse aurait été trop facile sans lui), Vincent Soustelle, Florian Méresse, Clémence Basuyau, Pierre Sabatier, Lydéric France, Karen Boniface, Olivier Raynal, Bruno Scalabruno, Claire Joulain, Thomas Jacob, Frantz Maerten, Héloïse Michaud, Mickael Knoll, Véronique Leroux, Matthieu Mondou ... et tous ceux que j'oublie! Avec chacun de bons moments ont été partagés pendant cette thèse.

Enfin je remercie Julie de m'avoir accompagné et supporté pendant cette thèse et de m'avoir donné une petite fille, Rose.

Pas de destin mais ce que nous faisons.
Sarah Connor

C'est la porte d'à côté ...
Une voisine

*Tu vois, le monde se divise en deux catégories, ceux qui ont un pistolet chargé, et, (clic) ceux
qui creusent. Toi, tu creuses.*
...oh
Le bon (la brute)

Résumé

Le but de ce travail est de préciser la déformation en mer à l'est de Taïwan et de notamment caractériser les failles actives majeures en particulier au niveau de l'avant-arc des Ryukyus. Le problème majeur associé à l'étude de cette région est que les séismes sont localisés en dehors des réseaux permanents et que cela conduit à des localisations peu précises limitant les analyses statistiques, tectoniques et donc l'estimation correcte de l'aléa sismique. Ce travail est inclus dans le projet ANR ACTS (Active Tectonics and Seismic Hazard in Taiwan).

Pour atteindre cet objectif, nous travaillons à trois échelles de temps différentes pour lesquelles une méthode de localisation différente a été proposée pour obtenir une image précise de la déformation sismique et mettre en évidence les failles majeures en mer à l'est de Taïwan.

D'abord, à l'échelle du siècle (à partir de l'analyse d'un catalogue de sismicité homogène en magnitude), les séismes historiques instrumentaux (1897-2007) montrent que la marge des Ryukyus a été affectée par 6 séismes de magnitude supérieure à 7 dont 4 pour lesquels la faille responsable n'est pas connue. Nous proposons une méthode de localisation relative qui permet de relocaliser les événements historiques à partir des différences de temps d'arrivées P et S ($t_S - t_P$) à chaque station. La localisation est obtenue en recherchant les séismes analogues dans le catalogue instrumental récent (1991-2008) pour lesquels $t_S - t_P$ à chaque station est proche. Cette méthode a été appliquée au plus gros séisme (en terme de magnitude) jamais enregistré à Taïwan, le séisme du 5 juin 1920 ($M7.7 \pm 0.2$). Ce séisme a certainement pour origine une rupture sur l'interplaque sismogène de la subduction des Ryukyus avec une possible nucléation à la base d'une faille hors-séquence.

Ensuite, à l'échelle de la dizaine d'années, l'amélioration de la méthode de localisation absolue du MAXimum d'Intersection EDT (MAXI, EDT : Equal Differential Time) permet de mieux extraire les temps d'arrivées erronés et empêche les "trade-off" entre profondeur et temps d'origine et, entre profondeur et position épacentrale lorsque la couverture azimutale est faible (gap azimutal $> 180^\circ$). Des tests synthétiques montrent l'efficacité de MAXI (en utilisant les ondes P uniquement) à déterminer les paramètres x, y et z même lorsque le gap azimutal est important. Dans ce dernier cas, la qualité des résultats reste dépendant du modèle de vitesse à représenter la structure 3D de la Terre. Nous proposons une démarche associant l'utilisation d'un modèle de vitesse des ondes P 3D *a priori* avec la méthode MAXI pour localiser les séismes qui sont latéraux et éloignés du réseau. Une application au cas de Taïwan et en Équateur valide cette approche.

Enfin, à l'échelle de quelques mois, la campagne de géophysique marine RATS (Ryukyu Arc : Tectonics and Seismology) a été menée en deux temps. Une expérience de sismologie passive de juillet à octobre 2008 (RATS1) a été menée au-dessus de l'avant-arc des Ryukyus puis une expérience de sismique active (réfraction et réflexion) a été menée en mai 2009 sur une ligne NNE-SSW à travers la marge des Ryukyus. Ces deux expériences combinées permettent d'améliorer notre connaissance de la structure crustale de la marge. Au niveau de l'avant-arc, le socle de l'avant-arc est caractérisé par une extrémité formant un butoir vertical et une base très déformée certainement associée à une importante déformation hors-séquence. En profondeur, la plaque plongeante est certainement affectée par une déchirure qui contrôle la sismicité dans cette région de transition entre la subduction et la collision.

Abstract

The purpose of this work is to specify the deformation offshore East of Taiwan by characterizing major active faults in particular at the level of the Ryukyu forearc. The major problem associated with the study of this region is that earthquakes are located outside the permanent networks. Consequently, this led to some unprecise earthquake locations limiting tectonic and statistical analyses, and therefore the correct estimation of the seismic hazard. This work is included in the project ANR ACTS (Active Tectonics and Seismic Hazard in Taiwan).

To achieve this goal, we worked on three different timescales for which a different localization method has been proposed to obtain a clear image of seismic deformation and highlight major faults offshore East of Taiwan.

First, at the scale of the century (from the analysis of a seismicity catalogue with homogeneous magnitude), the instrumental historical earthquakes (1897-2007) show that the Ryukyu margin was affected by 6 earthquakes of magnitude greater than 7 with 4 of them for which the responsible fault is unknown. We propose a method of relative location to relocate the historic events from the time difference of P and S arrival times ($t_S - t_P$) at each station. The location is obtained by searching for "analogue" earthquakes in the recent instrumental catalogue (1991-2008) for which $t_S - t_P$ at each station is close. This method has been applied to the largest (in terms of magnitude) earthquake ever recorded in Taiwan, the earthquake of June 5, 1920 ($M7.7 \pm 0.2$). A rupture along the interplate of the Ryukyu subduction with a possible nucleation at the downdip limit of a splay-fault is certainly responsible of this earthquake.

Then, at the scale of the decade, the improvement of the method of absolute location based on MAXimum of Intersection of EDT (MAXI, EDT : Equal Differential Time) allows to better extract the erroneous arrival times and prevents the "trade-off" between depth and origin time, and between depth and epicentral position when the azimuthal coverage is low (gap Azimuthal $> 180^\circ$). Synthetic tests show the effectiveness of MAXI (using P-wave only) to determine the parameters x, y and z even when the azimuthal gap is important. In the latter case, the quality of the results is dependent on the velocity model to represent the 3D structure of the Earth. We propose an approach involving the use of a 3D *a priori* P-wave velocity model to locate earthquakes which are lateral and remote to the seismic network. An application to the case of Taiwan and Ecuador validates this approach.

Finally, at the level of a few months, the marine geophysical campaign RATS (Ryukyu Arc : Tectonics and Seismology) was conducted in two stages. A passive seismology experiment from July to October, 2008 (RATS1) has been conducted over the forearc of the Ryukyus and then active seismic experiment (refraction and reflection) was conducted in May 2009 in a NNE - SSW line through the Ryukyu margin. These two combined experiments allow improving our knowledge about the crustal structure of the margin. At the level of the forearc, the basement of the forearc is characterized by vertical backstop and a very deformed basis certainly associated with a significant out of sequence deformation. In depth, the downgoing plate is certainly affected by a tear that controls the seismicity in the region of transition between the subduction and collision.

Table des matières

1	Introduction générale	1
2	Cadre structural, géodynamique et tectonique de l'extrémité Sud de la subduction des Ryukyus	7
2.1	Contexte général	8
2.1.1	Cadre géologique et structural de Taïwan et de l'extrémité sud de la subduction des Ryukyus	8
2.1.2	Les données Géophysiques	17
2.1.3	Les modèles géodynamiques	27
2.1.4	Tester les différents modèles	35
2.2	Failles majeures	37
2.2.1	L'ISZ	37
2.2.2	Les failles dans la plaque supérieure (l'arc des Ryukyus)	43
2.2.3	Les failles dans la plaque plongeante et en collision (la PSP)	47
2.2.4	Les failles affectant l'EP	48
2.2.5	Bilan	51
2.3	Le projet ACTS/RATS	53
2.3.1	Le projet ACTS	53
2.3.2	Les thèmes importants de l'extrémité sud de la subduction des Ryukyus	56
2.3.3	Problématique	57
3	Sismicité historique (1897-2007)	59
3.1	Construction d'un catalogue de sismicité	60
3.1.1	Le rôle d'un catalogue de sismicité	60
3.1.2	Les différents catalogues de sismicité combinés	62
3.1.3	Calcul de la magnitude homogène	69
3.1.4	Détermination des périodes de complétude	76
3.1.5	Analyse du catalogue de sismicité	80
3.2	Étude du plus gros séisme de la région de Taïwan situé en mer à l'est de Taïwan : ré-évaluation de la magnitude de moment et relocalisation PAPIER 1	81
3.2.1	Résumé	81
3.2.2	Abstract	81
3.2.3	Introduction	82
3.2.4	Re-evaluation of the moment magnitude	85
3.2.5	Relocation of the M'_W 7.7 June 5 th , 1920 earthquake from archive data	90
3.2.6	Discussions	100
3.2.7	Conclusion and prospects	107
3.2.8	Acknowledgements	108
3.2.9	References	108
3.3	Discussion - perspectives	114

4	L'expérience marine RATS (Ryukyu Arc : Tectonic and Seismology)	121
4.1	Les campagnes RATS1 et RATS2	122
4.1.1	Objectifs des deux expériences marines	122
4.1.2	Choix de la position des instruments et source	122
4.2	RATS 2 : Résultats	127
4.2.1	Le profil de sismique réflexion	127
4.2.2	Inversion des premières arrivées	127
4.2.3	Modélisation directe à partir des phases réfléchies et réfractées	127
4.2.4	Discussion-Interprétations	130
4.3	Construction d'un modèle de vitesse 3D	134
4.3.1	Topographie des interfaces	134
4.3.2	Sections 2D-interpolations	134
4.3.3	Le modèle de vitesse	137
5	Approche de localisation absolue des séismes	141
5.1	Les méthodes de localisation des séismes	142
5.1.1	Que cherche t-on?	142
5.1.2	Les méthodes de localisation des séismes	143
5.1.3	Quelles sont les sources d'erreurs?	145
5.2	La méthode MAXI et ces améliorations PAPIER 2	147
5.2.1	Résumé	147
5.2.2	Abstract	147
5.2.3	Introduction	148
5.2.4	MAXI 2.0 improvements	151
5.2.5	Synthetic arrival-times to test MAXI	158
5.2.6	Synthetic results and discussions	161
5.2.7	Confidence factors	174
5.2.8	Application	175
5.2.9	Conclusions	180
5.2.10	Acknowledgements	181
5.2.11	References	181
5.3	Importance du modèle de vitesse - application en Équateur	185
6	RATS1 : Traitement des données, résultats et discussions	187
6.1	RATS 1 : les données	188
6.1.1	Le réseau de sismomètres	188
6.1.2	Qualité des données	189
6.2	La chaîne de traitement	189
6.3	RATS1 : résultats et discussions PAPIER 3	193
6.3.1	Résumé	193
6.3.2	Abstract	193
6.3.3	Introduction	194
6.3.4	Geodynamic and tectonic context east of Taiwan	197
6.3.5	Data	199
6.3.6	Methods	203
6.3.7	Resolution estimate and uncertainties	206
6.3.8	Results	215

6.3.9	Discussion and preliminary interpretation	221
6.3.10	Conclusion	224
6.3.11	Acknowledgements	224
6.3.12	References	224
6.4	Discussion	233
6.4.1	Inversion	233
6.4.2	Structure de vitesse et anomalies de vitesse	234
6.4.3	Déformation en mer et déchirure de la PSP	251
7	Synthèse - discussion	257
7.1	Localisation des séismes	258
7.2	Déformation à l'est de Taïwan	261
7.2.1	L'avant-arc des Ryukyus	261
7.2.2	La zone sismogène de l'interface de subduction et les séquences d'événement	269
8	Conclusions - Perspectives	271
8.1	Les résultats importants	271
8.2	Les perspectives	273
8.2.1	Localisation des séismes	273
8.2.2	Les données RATS1	273
8.2.3	Déformation à Taïwan	273
9	BIBLIOGRAPHIE	275

Introduction générale

Ce travail rentre dans le cadre général actuel de la recherche sur l'aléa sismique le long des zones de subduction. L'étude de la sismogenèse le long des zones de subduction et du potentiel tsunamogénique s'est accru après l'énorme séisme de magnitude $M_W 9.3$ de 2004 à Sumatra. Ce séisme a induit un tsunami dévastateur qui a touché de nombreux pays de l'Asie du Sud. Les gens ont été choqués : comment cela est-il possible ? Est-il possible de prévoir ce genre de catastrophe ? Puis le 12 mars de cette année a eu lieu un séisme de magnitude $M_W 9.1$ à l'est du Japon le long de la fosse du Japon dans une région où nous nous attendions à un séisme de magnitude plus faible d'après les archives historiques. Malgré l'apport des données de la géodésie spatiale (GPS, interférométrie radar ...) en supplément des données sismologiques, de nombreux paramètres associés aux spécificités de chaque zone de subduction ne sont pas encore bien établis. Des événements similaires pourraient avoir lieu le long de plusieurs autres zones de subduction connues comme à Java, aux Cascades, au Pérou, aux Aléoutiennes, en Alaska, dans les Ryukyus ... (Figure 1.1). Pour certaines de ces régions, l'aléa sismique est mieux estimé car ces régions ont été étudiées au cours du dernier siècle en relation avec des événements historiques mais ce n'est pas le cas de nombreuses autres dont l'histoire connue est trop courte. L'un des challenges des prochaines décennies sera de comprendre la récurrence de tels méga-séismes et de mieux estimer tous les paramètres qui contrôlent le déclenchement et la propagation de telles méga-ruptures le long de l'interplaque sismogène des zones de subduction (ISZ pour Interplate Seismogenic Zone).

L'étude menée ici est réalisée à l'échelle locale et régionale. Elle a pour objet l'extrémité Sud de la subduction des Ryukyus à l'Est de Taiwan (segment S-Ryu dans la figure 1.1). Elle est essentiellement basée sur l'analyse de la sismicité à plus ou moins long terme et a pour objectif de mieux comprendre l'origine et le type de déformation sismique associée à cette subduction dans cette région. Le long de cette subduction, la plaque océanique de la mer des Philippines (PSP pour Philippine Sea Plate) subduit vers le Nord sous la plaque Eurasiatique (EP pour Eurasian Plate) le long du contact interplaque. La limite ouest de la PSP est localisé à la longitude d'environ 121.5°E en contact avec l'île de Taiwan. Cette terminaison est caractérisée par la propagation vers le sud de la collision à Taïwan entre l'arc de Luzon et la marge chinoise (e.g., Ho [1982]; Teng [1990]; Kao et al. [1998]) et par la propagation de l'ouverture arrière-arc du bassin d'Okinawa vers l'ouest [Letouzey and Kimura, 1986]. La collision est située dans le prolongement de la subduction océanique de Manille, située au Sud, et résulte de la subduction continentale vers l'Est de la marge passive Eurasiatique sous la PSP. En relation directe avec ce contexte, les taux de déformation et de sismicité à l'est de Taiwan, en particulier en mer, sont très importants [Hsu, 1961; Wu, 1978; Tsai, 1986; Kao et al., 1998; Wang and Shin, 1998; Wang, 1998; Chen et al., 2009] (Figure 1.1 et 1.2).

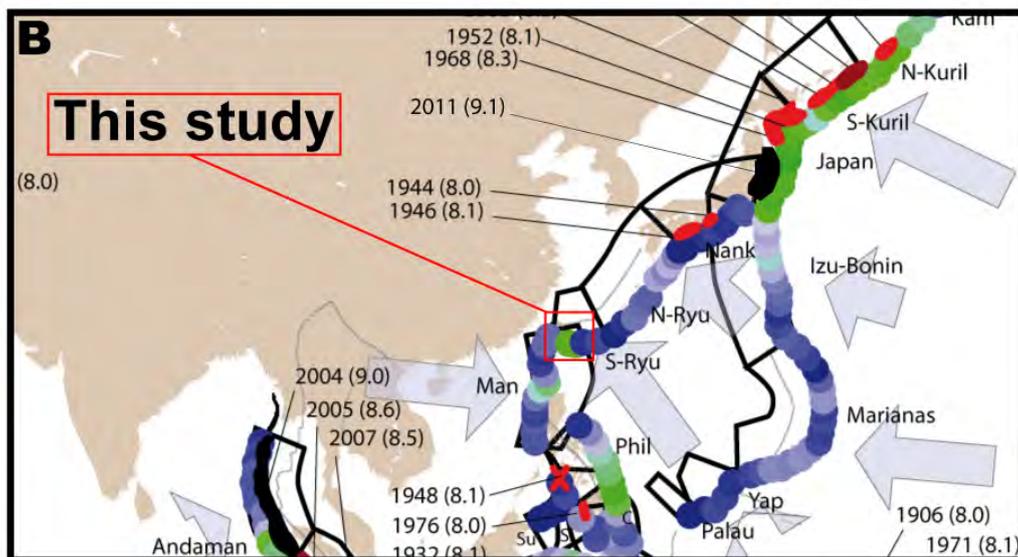
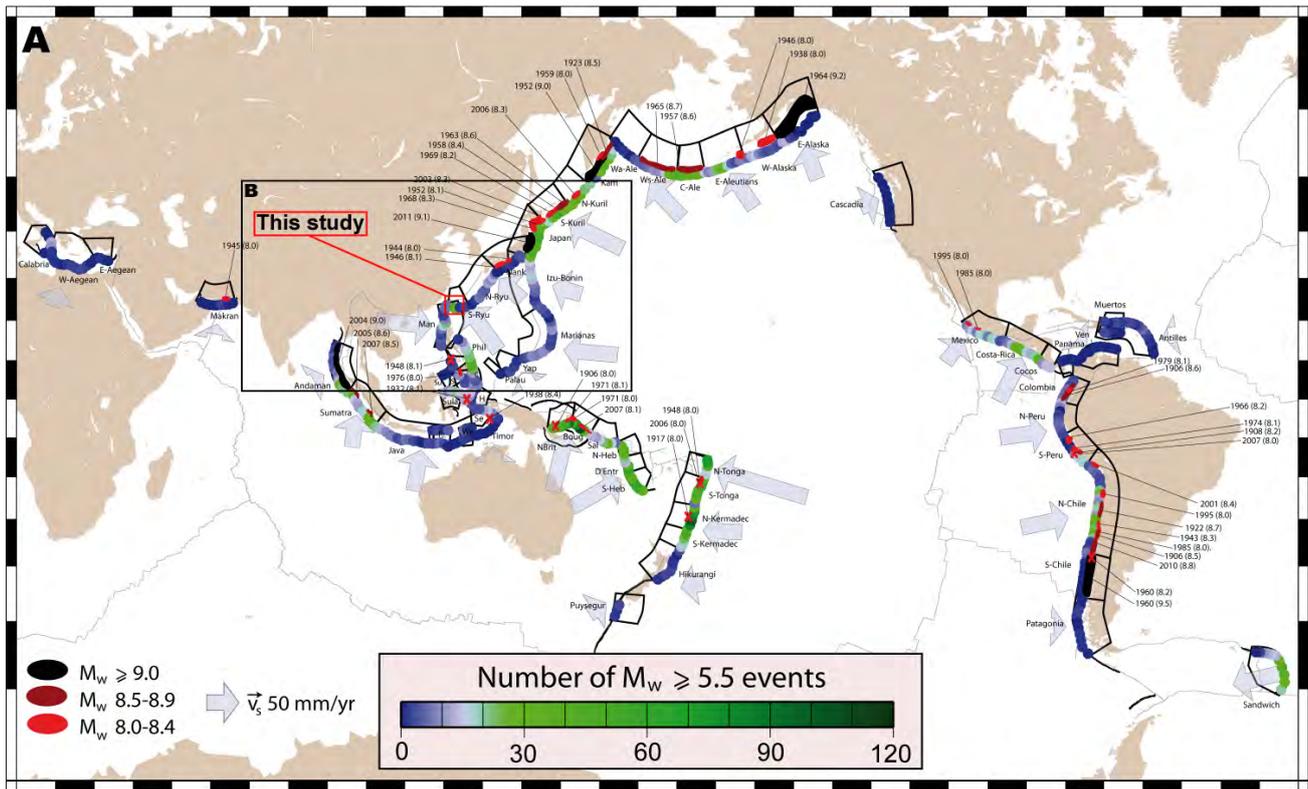


FIGURE 1.1: Carte de la sismicité et de la segmentation associée le long des interplaques des zones de subduction. Les segments le long des fosses sont délimités par des lignes noires. La surface de rupture des séismes chevauchants interplaques de magnitude $M_w \geq 8.0$ (1900-2007) est représentée par des ellipses rouges et noires lorsqu'elle est connue (e.g. Heuret et al. [2011]). Les croix rouges indiquent la position des séismes de magnitude $M_w \geq 8.0$ pour lesquels ces surfaces de rupture ne sont pas connues. Les points colorés, tous les 1° de fosse, indiquent le nombre de séismes chevauchants interplaques de magnitude $M_w \geq 5.5$ (1976-2007). Les vitesses de subduction [Heuret, 2005] sont représentées par des flèches bleues. A : vue générale ; B : zoom autour de la région d'étude. (After Heuret et al. [2011])

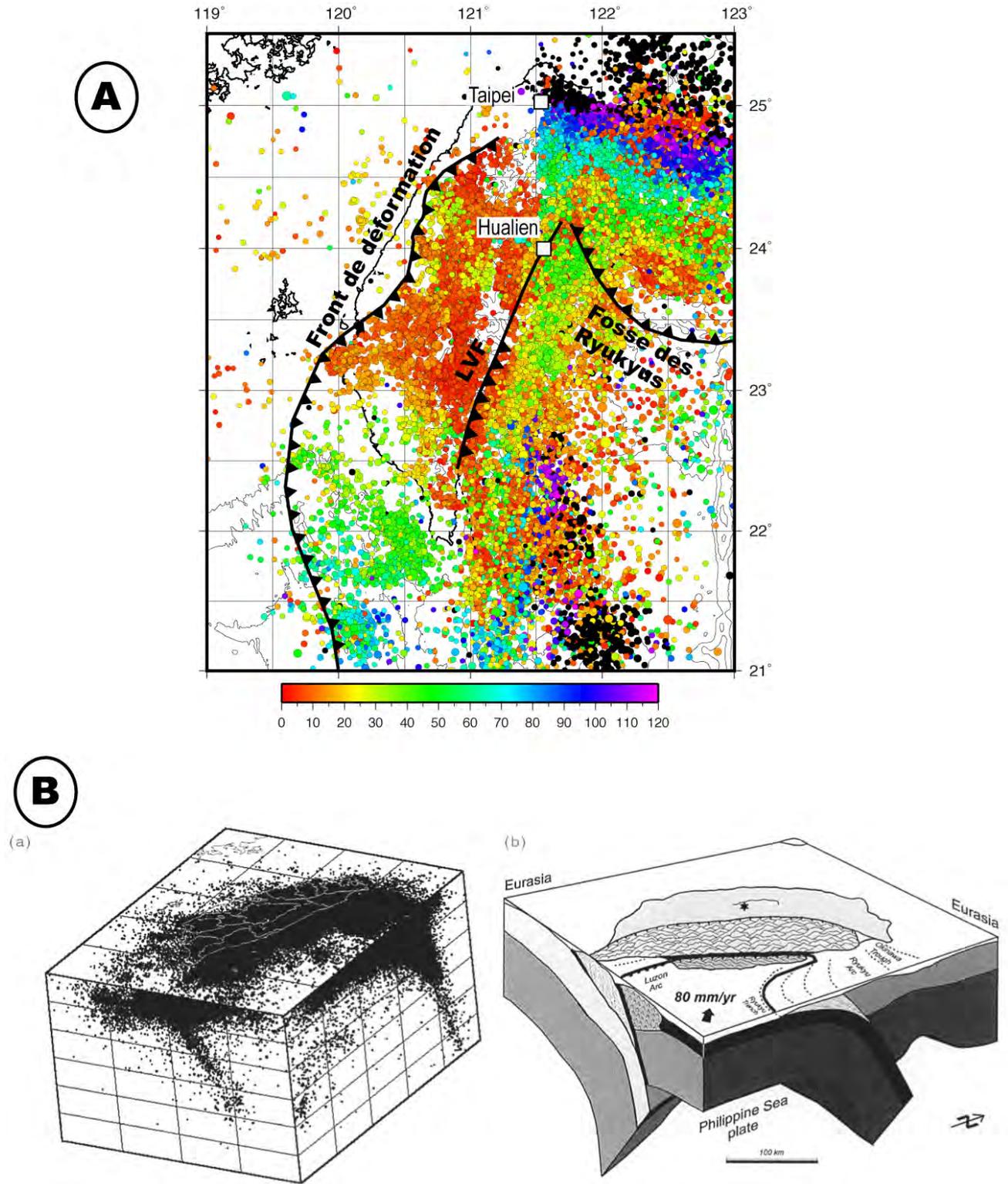


FIGURE 1.2: (A) Séismes de magnitude $M_L > 3$ (période 1991-2008). (B) (a) vue 3D de la sismicité $M_L > 3$ (période 1973-2000) [Wang et Shin, 1998] (LVE : Faille de la Vallée Longitudinale) et (b) Diagramme schématique montrant la tectonique des plaques dans la région de Taïwan (d'après Angelier [1986]. Les localisations de la sismicité sont les déterminations de routine du Central Weather Bureau à Taïwan.

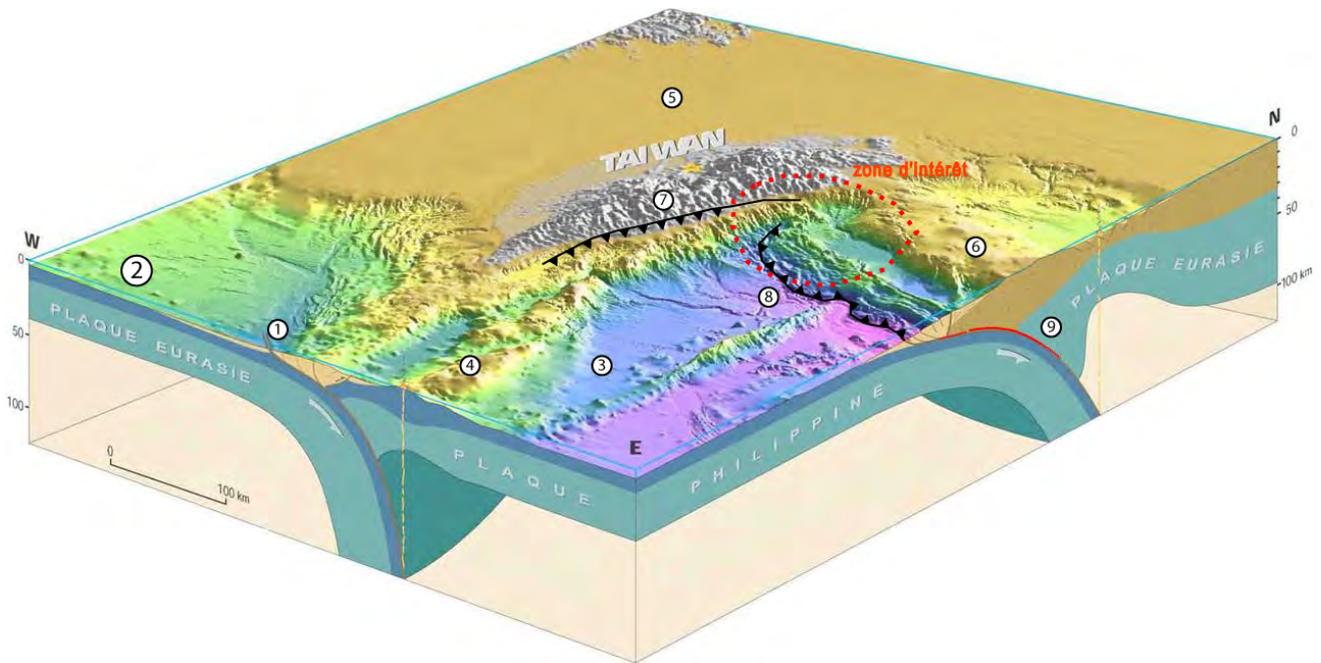


FIGURE 1.3: Bloc 3D du contexte géodynamique de Taiwan et localisation de la zone d'étude. 1 : Subduction de Manille, 2 : Bloc de la Chine du Sud (SCB)(\approx Plaque Eurasiatique (EP)), 3 : Bassin de Huatung (\in Plaque de la Mer des Philippines (PSP)), 4 : Arc volcanique de Luzon associé à la Subduction des Manilles plongeant vers l'Est, 5 : Détroit de Taiwan (\in SCB), 6 : Arc des Ryukyus, 7 : LVF : Failles de la vallée longitudinale, 8 : Fosse de la subduction des Ryukyus, 9 : ISZ : Zone sismogène de l'Interplaque de subduction. (Courtoisie de Dominguez S. et Malavieille J.)

De fréquents séismes de magnitude supérieure à 7 ont été enregistrés depuis le début du siècle dernier dans cette région en particulier en mer mettant ainsi en évidence qu'une grande partie de la convergence est accommodée par le glissement le long de failles majeures. Mis à part le front de déformation de l'orogène situé à l'ouest de Taïwan, le long duquel plusieurs segments de faille sont identifiés, l'ISZ de la terminaison Sud de la subduction des Ryukyus [Kao et al., 1998 ; Kao, 1998] et la suture de collision le long de la LVF [Kuoehen et al., 2004 ; Shyu et al., 2006 ; Chung et al., 2008] sont les plus évidentes discontinuités à l'est de Taïwan (Figurs 1.2 et 1.3). Cependant, tous les séismes majeurs ne sont pas associés à l'une de ces deux failles si on considère leur localisation. L'analyse de la micro-sismicité en mer apporte un éclairage sur l'existence d'autres discontinuités importantes. Le long de la marge des Ryukyus et dans la région de Hualien, une importante micro-sismicité continue dans le temps révèle une importante déformation. Wu [1970 ; 1978] propose l'existence d'un décrochement dextre dans la plaque supérieure en mer à 122° E. Lallemand and Liu [1998] ont aussi proposé l'existence d'une zone de failles décrochantes dextres à l'origine du décalage de l'arc des Ryukyus en réponse à l'ouverture arrière-arc du bassin d'Okinawa. A partir de la localisation des séismes en mer en utilisant les réseaux sismologiques permanents situés sur les îles de Taiwan et du Japon ainsi que les mécanismes au foyer disponibles, Font and Lallemand [2009] ont proposé soit l'existence d'une faille hors-séquence ou soit un système de rétro-chevauchements très inclinés dans la plaque supérieure pour expliquer l'importante micro-sismicité de l'avant-arc des Ryukyus. Font [2002] et Bos et al. [2003] ont aussi proposé l'existence d'un chevauchement N-S à plongement vers l'ouest dans la PSP au nord de 23.5° N de latitude. Il y a donc beaucoup de failles actives

suspectées mais dont la position en mer complique leur identification.

Les observations en mer réalisées à partir des données proches (échelle locale et régionale) ou à partir des données lointaines (télé-séismes) manquent de précision sur la localisation des séismes superficiels et possèdent des incertitudes bien trop grandes. En champ proche, l'absence d'une couverture azimutale suffisante et des distances entre les stations sismiques et les séismes supérieures à 50 km dégradent le résultat de la localisation et l'estimation de l'incertitude associée. En conséquence, non seulement les interprétations tectoniques peuvent être biaisées mais aussi les méthodes d'inversion (tomographie, mécanismes au foyer) qui utilisent ces informations en entrée. Il en découle des difficultés pour obtenir une image résolue des structures et des failles. Par conséquent, cela limite les analyses tectoniques ou encore l'étude des relations entre les séismes qui nécessitent tous les deux une connaissance de la géométrie des failles et de leur histoire. Une première série de questions à l'origine de ce travail de thèse découle directement de ces observations :

- Comment améliorer la localisation des séismes en mer à l'est de Taïwan ou plus généralement dans les zones de subduction à géométrie complexe ?
- Quelle est la géométrie des failles actives en mer ? En particulier, existe-t-il une faille hors-séquence ou des rétro-chevauchements dans l'avant-arc des Ryukyus ?
- Quelle est la nature de la déformation le long de la marge des Ryukyus dans la plaque supérieure, c'est-à-dire dans l'arc des Ryukyus, et dans la plaque plongeante, c'est-à-dire la PSP ?
- Quelle est l'extension de la zone sismogène ?
- Un séisme majeur le long de l'interface près de Taiwan peut-il provoquer une rupture se propageant à l'est le long de la subduction des Ryukyus ? (Figure 1.4)

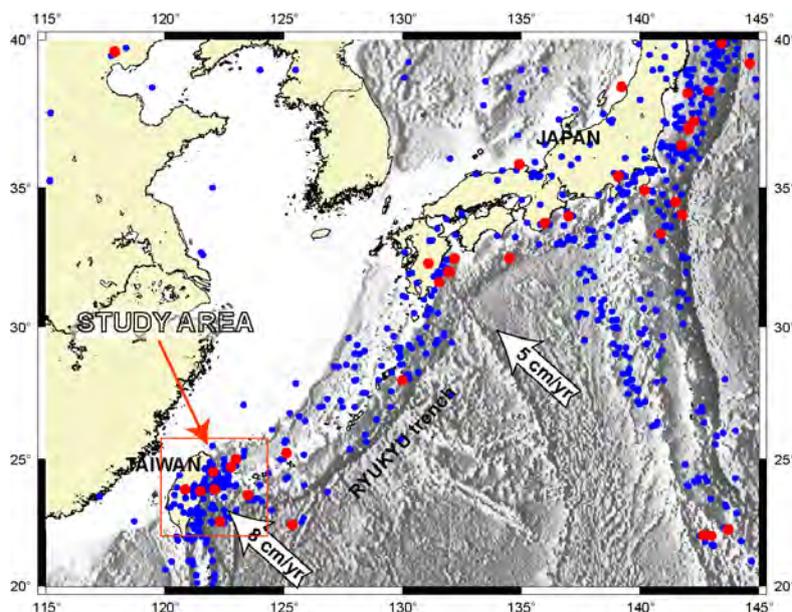


FIGURE 1.4: Séismes de magnitude $M > 6$ (bleu) et $M > 7.5$ (rouge) pendant la période 1900-2010.

Cette étude a pour but de préciser la déformation sismique à l'est de Taïwan. Il s'agit de préciser la géométrie des failles actives en mer en particulier le long de la marge des Ryukyus et le lien avec la sismicité enregistrée depuis plus d'un siècle à Taïwan. L'essentiel du travail a consisté à améliorer la localisation des séismes en mer afin de pouvoir mieux décrire la déformation associée. Deux expériences de géophysique marine ont été menées : (1) RATS1 (Ryukyu Arc : Tectonic and Seismology) une expérience de sismologie passive pendant laquelle 15 sismomètres de fond de mer (OBS pour Ocean Bottom Seismometer) ont été déployés pendant trois mois afin d'améliorer la couverture du réseau sismologique permanent et, (2) RATS2 une expérience de sismique active pendant laquelle un profil de réfraction avec 24 OBS couplé à un profil de sismique réflexion à travers la marge des Ryukyus ont été obtenus afin d'améliorer notre connaissance des structures crustales et la vitesse des ondes P associées. Dans l'esprit l'objectif a été de démontrer que la combinaison d'une bonne méthode de localisation absolue et d'un bon modèle de vitesse 3D permet de mieux localiser les séismes même lorsque la géométrie du réseau sismologique n'est pas optimal. En ce qui concerne l'analyse de l'activité des failles, elle a été menée à partir de l'analyse d'un catalogue de sismicité (1900-2007). Une approche a été proposée pour localiser les événements historiques de façon relative et un calcul du couplage sismique de l'ISZ a pu être proposé.

1. Le chapitre 2 présente le contexte géodynamique de Taïwan : cadre structural, les modèles de formation de Taïwan et les apports récents en particulier de la géophysique. Elle sera ponctuée des motivations qui ont conduit au projet ANR (Agence Nationale de la Recherche) ACTS (Active Tectonic and Seismic hazard in Taiwan).
2. Le chapitre 3 présente le travail qui a été effectué sur l'analyse de la sismicité historique. Elle mettra en avant en particulier la sismicité qui a été enregistrée depuis un siècle le long de la marge des Ryukyus et à la transition avec Taïwan.
3. Le chapitre 4 décrit la campagne marine RATS (Ryukyu Arc : Tectonic and Seismology) ainsi que ces relations avec le projet TAIGER (TAIwan Integrated Geodynamics Research). Cette partie présentera également les résultats de la campagne active RATS2.
4. Le chapitre 5 sera consacré à présenter l'approche de localisation absolue des séismes qui est utilisée dans ce travail de thèse. L'amélioration de la méthode de localisation absolue MAXI ainsi que la démarche à appliquer à l'échelle locale et régionale afin d'améliorer la localisation des séismes seront présentés. Cette méthode aura pour finalité son utilisation à deux échelles : à l'échelle de la campagne de sismologie passive (RATS1) et à l'échelle régionale sur la totalité du catalogue depuis 1991 à 2008 à partir des données des réseaux permanents.
5. Le chapitre 6 est consacré à l'expérience RATS1 de sismologie passive. L'acquisition et le traitement des données sera présenté dans un premier temps. Les résultats seront présentés dans un second temps.
6. Enfin, une conclusion (chapitre 8) rappellera les résultats acquis au cours de cette thèse et les perspectives immédiates ou à plus ou moins long terme qui découlent de ce travail.

Cadre structural, géodynamique et tectonique de l'extrémité Sud de la subduction des Ryukyus

Contents

2.1	Contexte général	8
2.1.1	Cadre géologique et structural de Taïwan et de l'extrémité sud de la subduction des Ryukyus	8
2.1.2	Les données Géophysiques	17
2.1.3	Les modèles géodynamiques	27
2.1.4	Tester les différents modèles	35
2.2	Failles majeures	37
2.2.1	L'ISZ	37
2.2.2	Les failles dans la plaque supérieure (l'arc des Ryukyus)	43
2.2.3	Les failles dans la plaque plongeante et en collision (la PSP)	47
2.2.4	Les failles affectant l'EP	48
2.2.5	Bilan	51
2.3	Le projet ACTS/RATS	53
2.3.1	Le projet ACTS	53
2.3.2	Les thèmes importants de l'extrémité sud de la subduction des Ryukyus	56
2.3.3	Problématique	57

Abstract

Ce chapitre est découpé en trois parties : la première présente le cadre structural et géologique, les données géophysiques (GPS, sismologie, gravité, ...) et les différents modèles géodynamiques existants qui proposent une explication de la situation actuelle. La localisation des séismes et la position des failles majeures à Taïwan seront discutées dans une seconde partie puisqu'il s'agit de l'objet principal de ce travail. Une connaissance précise de la déformation sismique actuelle permet d'avoir une image de la déformation récente de la chaîne en lien avec son histoire et de mieux estimer l'aléa sismique. La dernière partie permettra de soulever la problématique de ce travail de thèse à la lumière du contexte géodynamique. La problématique sera présentée dans le cadre du projet ACTS qui finance ce travail.

2.1 Contexte général

Taiwan est une île longue de 350 km dans la direction NNE-SSW et large d'une centaine de kilomètres située dans le nord-ouest Pacifique à $\sim 121.5^\circ$ E et $\sim 24^\circ$ N proche du tropique du Cancer dans une région au climat tropical. Elle est localisée entre la mer de Chine du Sud à l'ouest et l'océan Pacifique à l'est. Cette île est formée d'une chaîne de montagne qui s'étend du nord-nord-est au sud-sud-ouest dont le plus haut sommet atteint 3952 m. Une plaine côtière importante couvre la partie ouest de l'île. La population d'environ 23 millions d'habitants est concentrée au nord où se trouve la capitale Taipei, à l'ouest au niveau de la plaine et au Sud avec les grandes villes de Tainan et Kao-hsiung. A l'est de Taiwan, les trois grandes villes de Suao, Hualien et Taitung se trouvent au pied des reliefs.

Taiwan est une région qui subit régulièrement des séismes et possède des volcans actifs au Nord et au Sud révélant un contexte géologique où la déformation active est intense. L'île de Taiwan met en continuité deux zones de subduction en étant située aux extrémités de la subduction des Ryukyus (qui relie le Japon à Taiwan) à l'est et de la subduction de Manille (entre les Philippines et Taiwan) au sud [Yen, 1973]. Cette région forme le coin nord-ouest de la plaque de la mer des Philippines en convergence avec la plaque eurasiatique (Figure 2.1).

2.1.1 Cadre géologique et structural de Taiwan et de l'extrémité sud de la subduction des Ryukyus

La chaîne de montagne de Taiwan résulte de la collision oblique entre l'arc volcanique de Luzon porté par la plaque de la mer des Philippines (PSP) et la marge continentale passive de Chine du Sud de la plaque Eurasie (EP) [Biq, 1971, 1972; Chai, 1972; Suppe, 1984] (Figures 2.1 et 2.2) à l'origine de sa structure [Ho, 1986] (Figure 2.3 et 2.4), de son activité volcanique [Yang et al., 1995; Yang et al., 2003; Wang et al., 2004] (Figure 2.5) et de son activité sismique [Tsai, 1986]. Cette collision a commencé il y a au moins 5 millions d'années [Chai, 1972; Suppe, 1984; Angelier, 1986; Ho, 1986; Angelier, 1990; Teng, 1990]. Cela fait de Taiwan l'une des collisions actives les plus récentes de la planète.

2.1.1.1 Schéma structural de l'île de Taiwan

Six grandes unités structurales constituent l'île de Taiwan (Figure 2.3) [Ho, 1986] : (1) la plaine côtière à l'ouest qui constitue l'avant pays de la chaîne de collision constituée dans le détroit de Taiwan de deux hauts de socle Kuanyin au Nord et Peikang au Sud avec les îles basaltiques Pléistocènes de Penghu (2) les Foothills qui constituent les premiers piémonts de la chaîne essentiellement constitués de sédiments tertiaires de la marge remaniés au cours de la déformation (3) la chaîne de Hsuehshan constituée de schistes Paléogènes, cette unité est emprisonnée par deux grandes discontinuités que sont la Faille de Lishan à l'est et la faille de Chiuchih à l'ouest (4) la chaîne de Backbone constituée de schistes miocène et paléogène (5) une unité de métamorphisme de plus haut grade jusqu'en dans le faciès des schistes bleus-éclogite [e.g. Beyssac et al., 2008] affectant des roches pré-tertiaires et enfin (6) la chaîne côtière formée de roches volcaniques et de sédiments néogènes en continuité avec l'arc volcanique de Luzon.

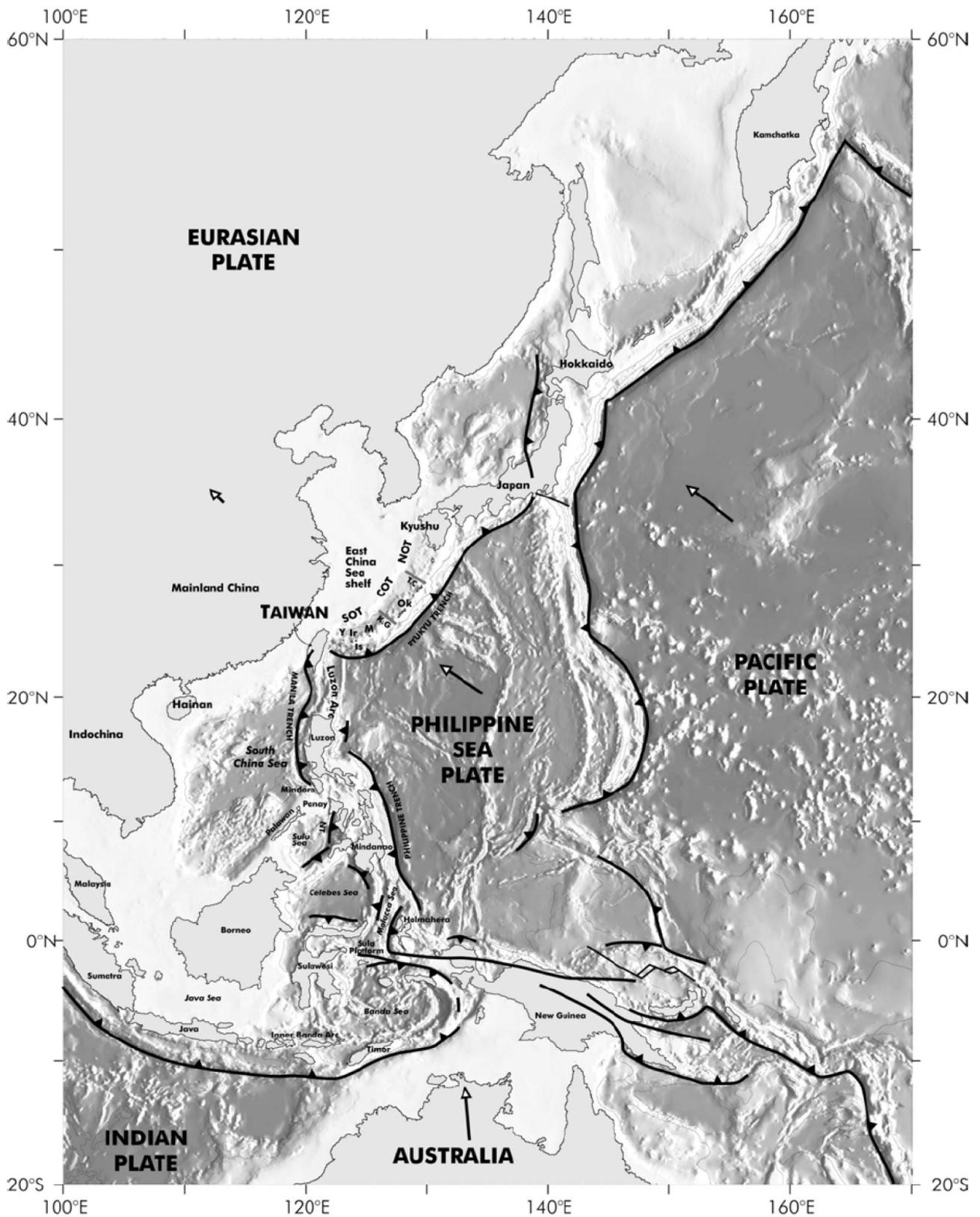


FIGURE 2.1: Configuration actuelle de Taïwan et tectonique des plaques [d'après Font, 2002]. Lignes en gras : limites de plaques. NT : fosse de Negros; Y : île de Yonaguni; Ir : île de Iriomote; Is : île d'Ishigaki; M : île de Miyako; Ok : île d'Okinawa; K.G. : gap de Kerama; T.C. : chenal de Tokara; SOT : bassin sud d'Okinawa; COT : bassin central d'Okinawa; NOT : bassin nord d'Okinawa.

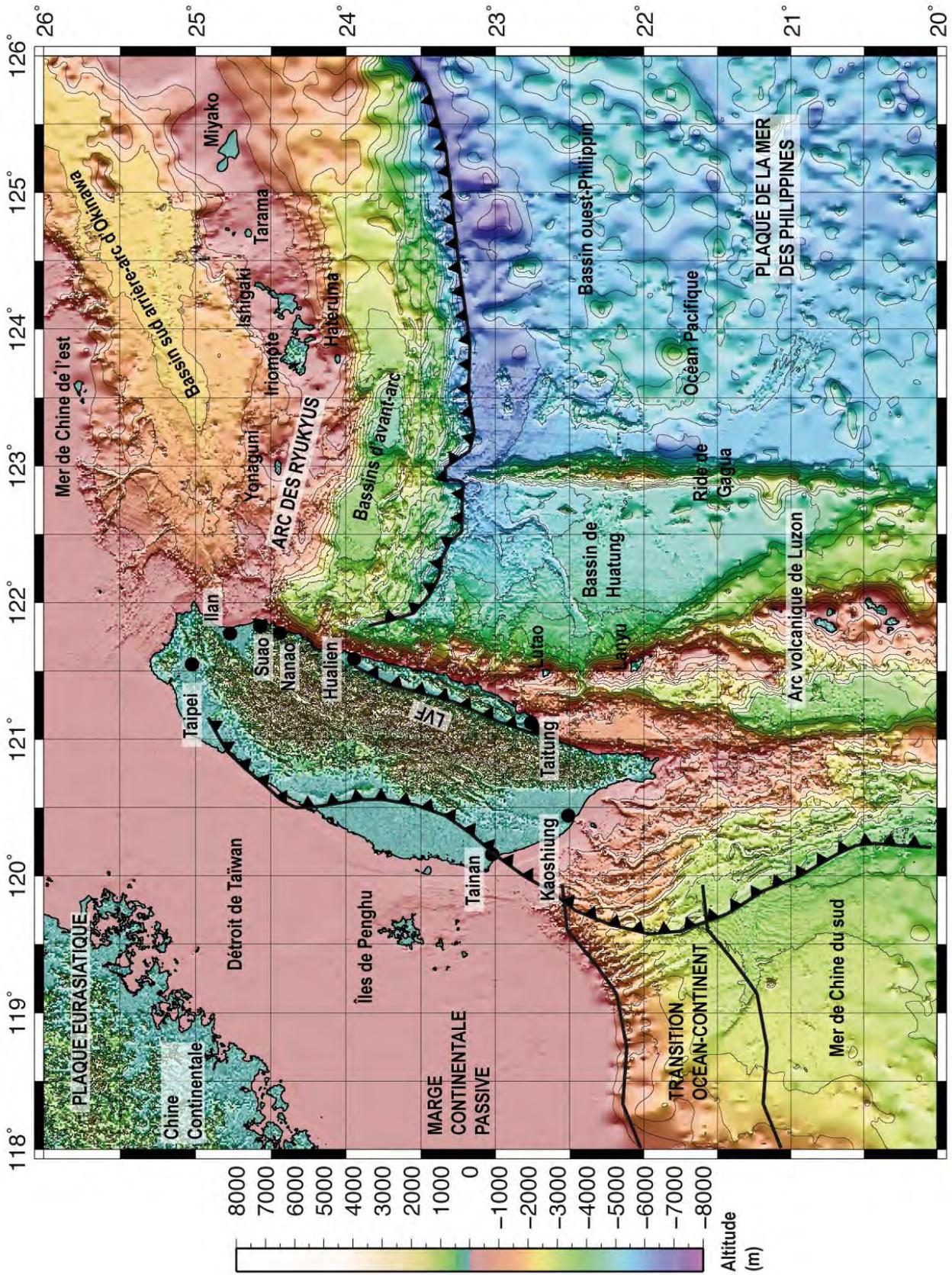


FIGURE 2.2: Carte topographique et bathymétrique de la région de Taïwan.

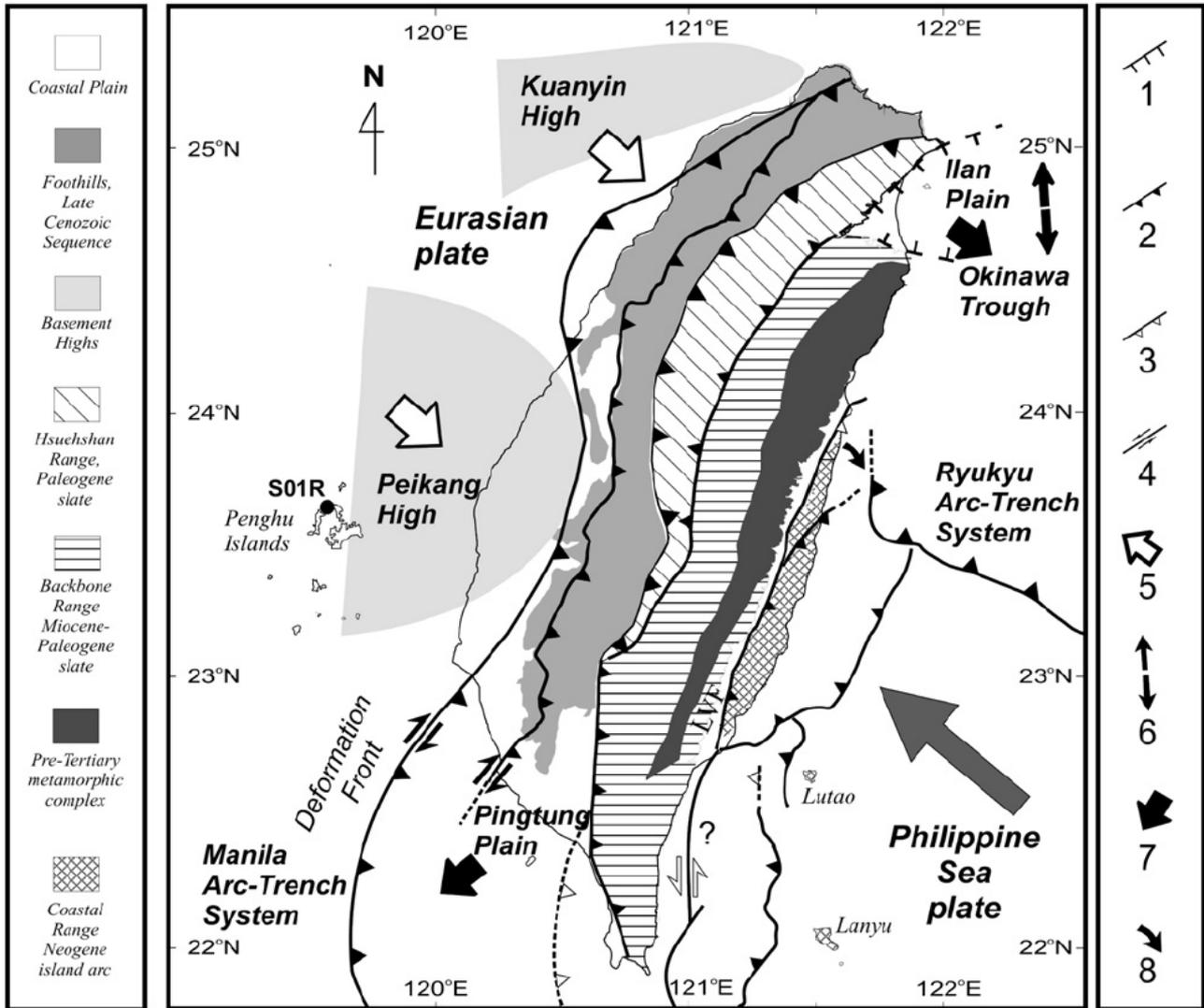


FIGURE 2.3: Contexte tectonique et principales unités structurales de la chaîne de collision de Taïwan d'après Angelier et al., [2008] (adapté à partir de Ho, 1975, 1986; Teng, 1990; Hu et al., 2001; Lacombe et al., 2001; Malavieille et al., 2002; et cartes géologiques). Flèche grisée foncée : direction de convergence de la plaque de la mer des Philippines relativement à l'Eurasie fixe (Chine du Sud). Légendes sur la droite : 1 : Failles normales; 2 : Faille chevauchante active; 3 : Faille chevauchante inactive(?); 4 : faille décrochante; 5 : flèche indiquant l'effet des promontoires de la marge sur la structure de la chaîne; 6 : ouverture arrière-arc; 7 : extrusion des plaines d'Ilan et de Pingtung; 8 : migration du front de chevauchement(?). LVF : faille de la vallée Longitudinale. Point noir S01R : Station permanente GPS (Ile de Penghu, détroit de Taïwan) utilisée comme référence des vecteurs déplacements GPS [Yu et al., 1997].

2.1.1.2 Géologie des îles Yaeyama et de la transition subduction-collision au nord-est de Taïwan

La géologie des îles de l'arc des Ryukyus a été synthétisé par Konishi [1965] et Kizaki [1978, 1986]. Seule la géologie des îles à l'ouest de Miyako sont décrites ici. Le socle de l'arc des îles Yaeyama est constitué de roches pré-tertiaires métamorphiques (bien visible à Iriomote et Ishigaki) essentiellement des schistes triasiques haute-pression et des sédiments jurassiques métamorphiques plus basse-pression. Des roches similaires sont présentes aussi bien dans la chaîne centrale de l'île de Taïwan qu'au sud-ouest du Japon [Kizaki, 1986; Faure et al., 1987, 1988; Isozaki et Nishimura, 1989]. La couverture tertiaire [Kizaki, 1978; Sakai et al., 1978; Ujiie et Oki, 1974] est composée (1) de plateformes calcaires éocènes et de tuffs et brèches volcaniques (d'environ 45 Ma) distribués à Ishigaki et Iriomote recoupés par un granite de 21 Ma, (2) des alternances deltaïques de grès plus ou moins fins du miocène inférieur à moyen (23-15 Ma) exposés sur les îles de Iriomote et Ishigaki, et (3) des grès déposés en milieu marin au Pliocène observable localement à Miyako. Les dépôts quaternaires sont constitués de calcaires récifaux de la fin du Pléistocène et de dépôts alluviaux associés à des terrasses holocènes. Sur l'île de Yonaguni, des dépôts continentaux de grès plus ou moins fins sont présents le long de zones en dépression et représentent des dépôts syntectoniques associés à l'activité de failles normales [Sakai et al., 1978]. Les terrasses quaternaires ont fait l'objet d'études afin de décrire les variations du niveau de la mer qui affectent chacune des îles [e.g. Pirazzoli et Kawana, 1986; Ota et Omura, 1992; Sugihara et al., 2003]. Hateruma et Yonaguni se soulèvent avec un taux faible de l'ordre de 0.3 mm/an [Ota et Omura, 1992]. Des variations brutales du niveau marin

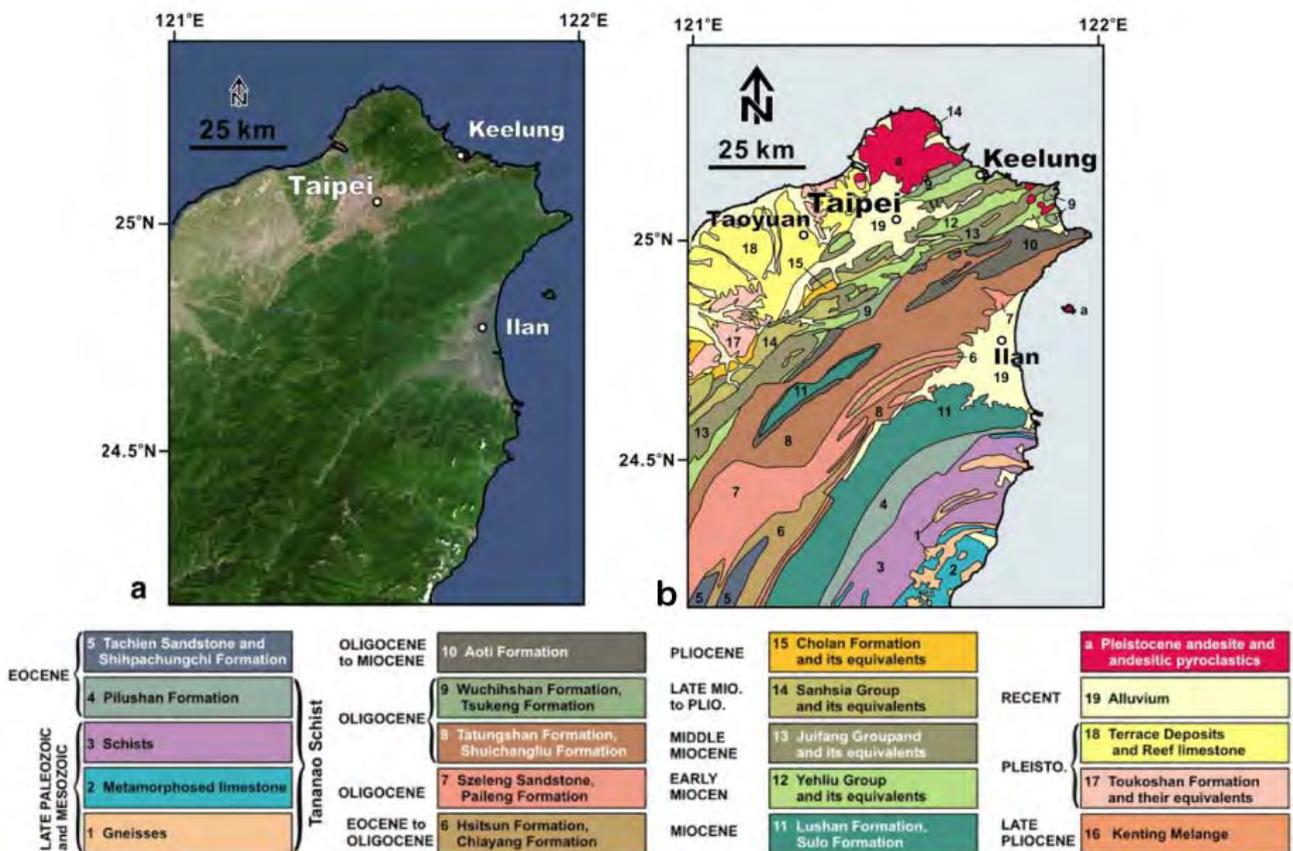


FIGURE 2.4: Morphologie (a) et géologie (b) du nord de Taïwan (d'après Angelier et al. [2008]).

ont été associés à des événements sismiques majeurs avec une récurrence d'environ 7-10 ka mais aucun de ces événements n'a été observés sur les îles de Miyako et Hateruma. Le dernier événement, il y a environ 2 ka, a certainement été associé à un méga-tsunami [Nakata et Kawana, 1995]. Contrairement aux îles centrales des Ryukyus, les îles du sud Ryukyu (Ishigaki, Yonaguni, Hateruma) présentent des récifs coralliens très récents qui n'ont pas plus de 1 Ma [Iryu et al., 2006].

Les données paléomagnétiques montrent une rotation horaire des îles Ishigaki, Iriomote et Miyako après l'Eocène certainement entre 6 et 10 Ma [Miki, 1995]. Aucune rotation n'a lieu au cours des derniers 6 Ma dans le sud et le centre Ryukyu. L'absence de discontinuités majeures entre ces îles suggère que l'ensemble de l'arc des Ryukyus se déplace en un seul bloc depuis le Néogène [Fabbri et Fournier, 1999]. Au nord-est de Taïwan, la chaîne centrale montre une courbure qui semble se prolonger en mer (Figure 2.4). Il semblerait qu'il existe une continuité géologique entre la chaîne centrale et l'arc des Ryukyus en lien avec l'ancienne marge continentale passive encore visible à l'ouest de l'île à la transition entre Chine continentale et Mer de Chine du Sud. Par ailleurs, de nombreux auteurs ont proposé que la chaîne de Taïwan se prolonge en mer en lieu et place de l'extrémité ouest du bassin d'Okinawa jusqu'à 123.5° E de longitude [Suppe, 1984; Lee et Wang, 1988; Teng, 1996].

2.1.1.3 Géologie de la PSP

La plaque de la mer des Philippines est constituée d'une multitude de bassins dont les âges varient de l'Eocène à l'actuel (bassin Ouest Philippin, bassin de Parece-Vela, bassin de Shikoku, bassin des Mariannes, ...) sauf pour le bassin de Huatung situé le plus à l'ouest entre Taïwan, les Philippines et la ride Gagua dont un âge non-consensuel du Crétacé inférieur est proposé (131 - 119 Ma) [Deschamps et al., 2000]. Tous ces bassins océaniques ne se sont pas formés au même moment mais résultent d'une histoire complexe associée à des ouvertures arrière-arc. Chacun de ces bassins est séparé par des arcs rémanents [e.g. Deschamps, 2001, Deschamps et Lallemand, 2002]. Proche de Taïwan, la lithosphère océanique plongeante du bassin de Huatung est donc certainement d'âge 130 Ma à la fosse alors qu'à l'est de la ride de Gagua cet âge est d'environ 41 Ma [Deschamps, 2001]. Le pendage du slab de part et d'autre de la ride semble en accord puisque le pendage est de l'ordre de 50° à l'est pour un pendage > 60° à l'ouest. La ride serait quant à elle une ancienne limite de plaque résultant d'un épisode transpressif à l'Eocène en lien avec un changement du pôle de rotation du bassin ouest Philippin [Deschamps et al., 1998].

A l'ouest de la ride Gagua, l'importante quantité de sédiments issue de l'érosion de la chaîne de Taïwan comble le bassin de Huatung en étant piégée par la ride Gagua. L'épaisseur de sédiments à la fosse est d'environ 3 km entre Taïwan et la ride Gagua.

2.1.1.4 Le volcanisme dans la région de Taïwan

L'arc des Ryukyus n'est pas un arc volcanique. Le volcanisme est localisé légèrement en arrière de l'arc proche du Japon et clairement à l'intérieur même du bassin d'Okinawa proche de Taïwan [Shinjo, 1999; Shinjo et al., 1999; Sibuet et al., 1998] (Figure 2.5). Un volcanisme important plio-quadernaire calco-alkalin affecte aussi le nord de Taïwan en arrière du bassin d'Okinawa appelé NTVZ (pour Northern Taïwan Volcanic Zone). Celui-ci s'enrichit en potassium vers le sud-ouest au niveau des groupes de volcans de Tatun et Keelung au nord de

Taiwan en relation avec une fusion partielle plus faible du manteau supérieur et une diminution du taux d'extension vers Taiwan en lien avec un magmatisme post-collisionnel. Le volcan le plus à l'est de la NTVZ se trouve à environ 124° E [Wang et al., 1999; 2004]. Le long de l'arc

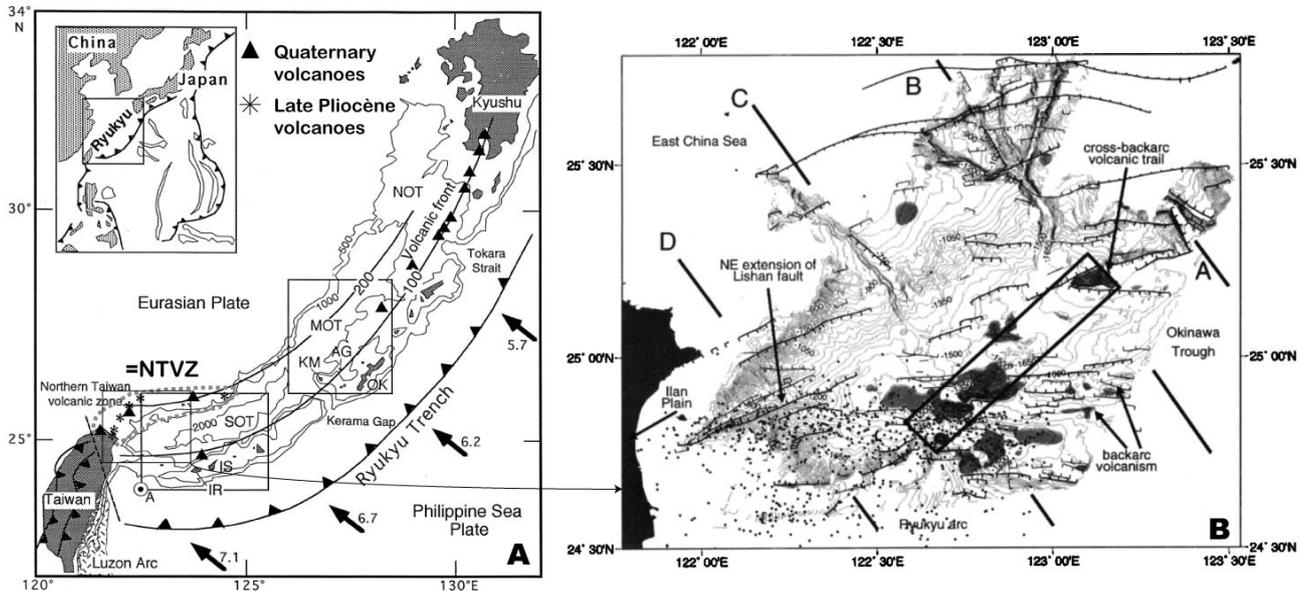


FIGURE 2.5: A : Localisation des volcans pliocènes et quaternaires (d'après Shinjo et al. [1999]) B : Bathymétrie, failles normales et volcanisme dans le bassin d'Okinawa proche de Taïwan (d'après Sibuet et al. [1998]).

volcanique de Luzon et en particulier le long de la chaîne côtière, le volcanisme est daté de 16 Ma à 1.5 Ma [Yang et al., 1995]. Cependant, du volcanisme rémanent datant de 0.5 Ma, survivant donc à l'effet de la collision, a été trouvé dans des dykes au niveau du système de Chimei au centre de la chaîne côtière [Yang et al., 2003]. Cinq éruptions volcaniques historiques ont été rapportées en mer : (1) juste au nord d'Iriomote (en 1924) en lien avec le volcanisme d'arc, (2 et 3) deux au nord-est de Taïwan le long et à l'est de la NTVZ (en 1867 et 1916), (4) une au sud est de Taïwan à 35 km de la péninsule de Hengchun (en 1854) certainement en lien avec le volcanisme d'arc de la subduction de Manille et enfin (5) une à l'est de Hualien à une vingtaine de km en mer (en 1853) dont l'origine n'est pas claire puisque le volcanisme de l'arc de Luzon n'est *a-priori* plus actif à cette latitude [Chen et Shen, 2005].

2.1.1.5 Les grands traits de la sismicité

Le premier grand trait de la sismicité dans la région de Taïwan est la sismicité profonde, associée aux deux zones de subduction, qui descend jusqu'à 300 km de profondeur. Ensuite, la sismicité est localisée superficiellement (0-20 km) sur l'île de Taïwan, avec un gap de sismicité au niveau de la chaîne centrale [Lin et al., 2000] et une très faible sismicité au nord de Taïwan. Elle est concentrée à l'est de Taïwan (1) à l'est de la LVF jusqu'à des profondeurs de 50 - 60 km (2) au niveau de l'avant-arc des Ryukyus au-dessus de 30 km de profondeur, et (3) superficiellement dans le bassin d'Okinawa [Hsu, 1961; Wu, 1978; Tsai, 1986; Kao et al., 1998; Wang et Shin, 1998; Wang, 1998; Chen et al., 2009] (Figures 2.6 et 2.7). Au niveau de l'avant-arc, deux clusters de sismicité sont clairement identifiés : le cluster de Hoping et le

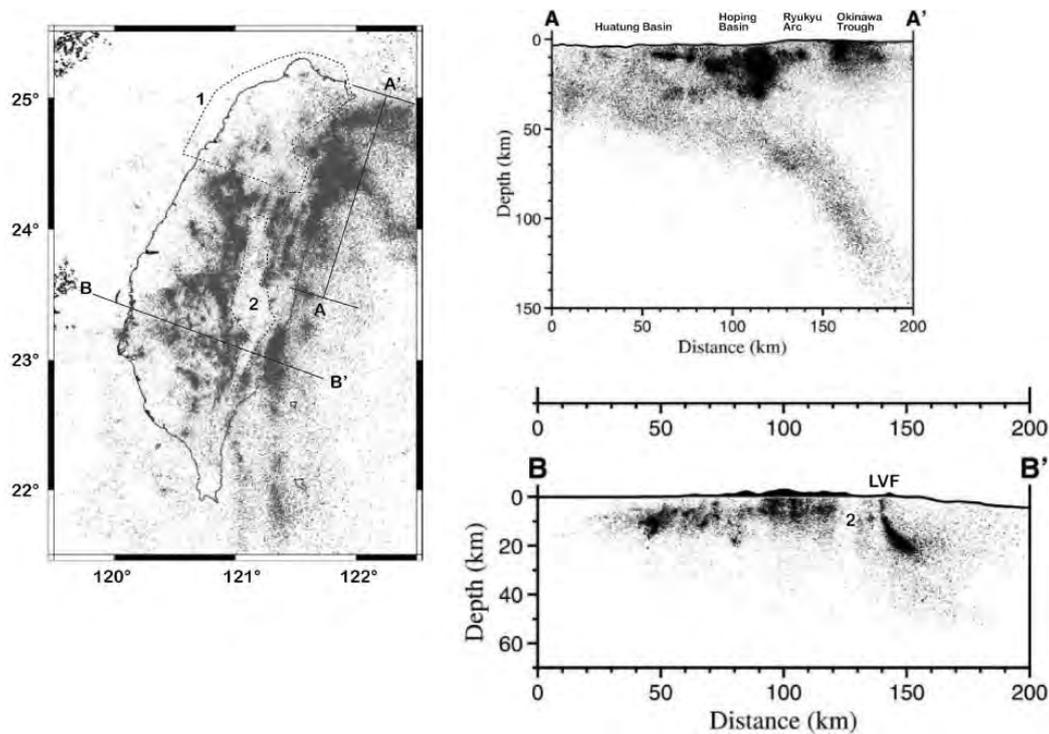


FIGURE 2.6: Localisation de tous les séismes du catalogue du CWB sur l'île de Taïwan sur la période 1991-2005 (d'après Wu et al. [2008]). 1 : faible sismicité dans le nord de Taïwan. 2 : Gap de sismicité dans la chaîne centrale.

cluster de Nanao (Figure 2.7). La majorité de l'énergie sismique libérée depuis un peu plus d'un siècle dans la région de Taïwan est essentiellement libérée en mer (Figure 2.8).

Le long de la subduction de Manille, la sismicité intraplaque définissant la zone de Wadati-Benioff disparaît vers 23.5° N de latitude. Le long de la subduction de Ryukyus, la sismicité intraplaque définissant le plan de Benioff se termine vers 121.5° E de longitude. Ces deux limites sont considérées par de nombreux auteurs comme les limites de slab de ces deux subductions.

2.1.1.6 Chronologie des événements : apport de la sédimentologie et de la chronologie absolue

Les données stratigraphiques à Taïwan sont très nombreuses et permettent de remonter dans le temps depuis la période pré-collision à la période post-collisionnelle qui est marquée par des changements importants dans la provenance des sédiments, dans la déformation de l'arc, de l'avant-arc et du prisme d'accrétion, dans le taux de sédimentation et la bathymétrie des bassins d'avant-arc, d'avant-pays et l'intensité du volcanisme d'arc [e.g. Huang et al., 2006]. A partir de l'analyse sédimentaire (stratigraphie, déformation) des bassins d'avant-pays, Mouthereau et al. [2001] ont montré que la collision a commencé autour de 5 Ma au sud-ouest de Taïwan avec la formation de bassins flexuraux dans un environnement marin, le passage au domaine continental se réalisant entre 2 et 1.6 Ma. Sur la base d'arguments stratigraphiques et volcaniques (âge radiométriques), Huang et al. [2006] ont proposé que la collision ait commencé il y a 8.5 Ma à 24.5° N et plutôt 6 Ma dans le sud de Taïwan. Entre 24° N et 24.5° N, les auteurs proposent

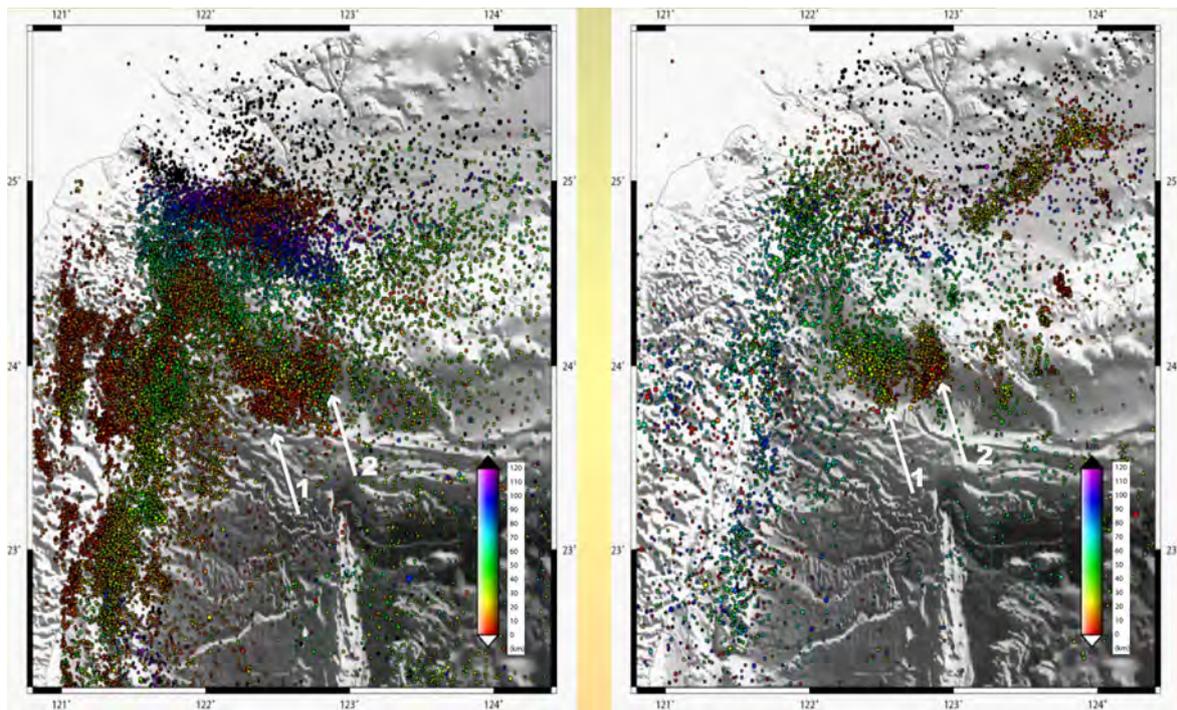


FIGURE 2.7: Localisation des séismes de magnitude > 3 du CWB (à gauche) et ceux enregistrés par au moins 3 stations du JMA (à droite) sur la période 1991-2008. Déterminations hypocentrales de routine des deux réseaux permanents. Les deux flèches blanches indiquent les deux cluster de sismicité de l'avant-arc es Ryukyus : 1 : le cluster de Hopping ; 2 : le cluster de Nanao.

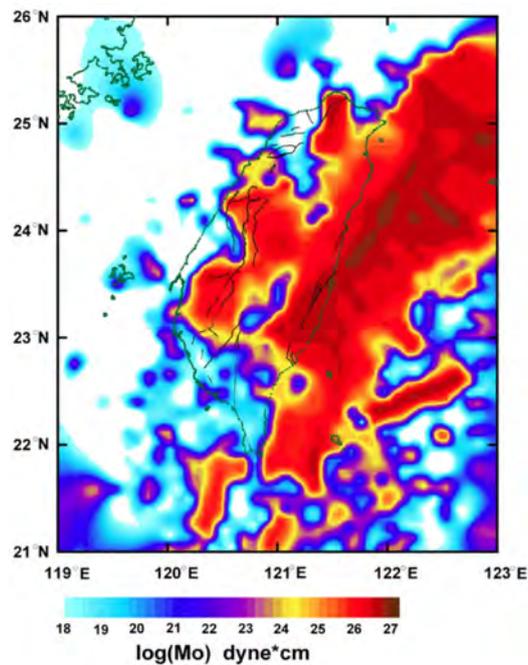


FIGURE 2.8: Carte du cumul de moment sismique libéré par les séismes sur la période 1900-2003 (d'après Chen et al. [2009]).

que l'écroulement de la chaîne a lieu depuis 1 Ma. Teng [1990] propose sur la base de données géologiques, géophysiques et de considérations géodynamiques que la collision a commencé au sud-est de Taïwan peu après 12 Ma.

Dans l'ensemble de ces travaux, il semblerait que ce soit le début de la subduction continentale, c'est-à-dire le passage en subduction de la marge continentale chinoise sous la plaque de la mer des Philippines, qui soit datée plutôt que la collision arc-continent au sens strict qui a lieu entre 22.5° N et 23.7° N actuellement. La subduction de la marge continentale entraîne un raccourcissement important de la zone d'avant arc de la subduction de Manille qui aboutit à la mise en contact direct de l'arc volcanique de Luzon avec la croûte continentale chinoise, contact aujourd'hui présent le long de la Faille de la Vallée Longitudinale (LVF) [e.g. Suppe et al., 1984; Teng, 1990; Mouthereau et al., 2001; Malavieille et al., 2002; Huang et al., 2006; Malavieille et Trullenque, 2009].

2.1.2 Les données Géophysiques

- **GPS et mouvements des plaques tectoniques** : La convergence entre la PSP et l'EP, d'environ 8 cm/an vers $N306^{\circ}$ [Yu et al., 1997; Hsu et al., 2009] (Station S102 sur la figure 2.9) au niveau de Taïwan, est proche des estimations de Seno [1977] et Seno et al. [1993] basées sur l'analyse des vecteurs glissements des séismes interplaques, les différences provenant de l'existence d'un bloc chinois (SCB pour South China Block) au sein de l'EP. La PSP a une rotation horaire avec un pôle de rotation situé à environ 50° N et 160° E. Les vitesses varient donc rapidement du Nord au Sud de 4.5 cm/an au niveau de la fosse de Nankaï à 9 cm/an au niveau de la fosse des Philippines. Ce mouvement relatif serait stable depuis plusieurs millions d'années et aurait été précédé d'un mouvement vers le Nord. Ce changement aurait eu lieu entre 4 et 10 Ma [Seno et Maruyama, 1984].

Au niveau de Taïwan (Figure 2.9), le champ de vitesse révèle que la majeure partie de la convergence est accommodée au niveau de la LVF, environ 3 cm/an, et au niveau des structures plissées et des chevauchements situés à l'ouest de Taïwan (dans les Western Foothills). Les vitesses au nord de Taïwan, sont très faibles : $\ll 5$ mm/an alors qu'elles sont de l'ordre de 25 à 40 mm/an dans l'extrême sud de l'île dans le bassin de Pingtung. Les vecteurs vitesses montrent une rotation importante aux extrémités de l'île au niveau de la plaine d'Ilan et de la plaine de Pingtung [Angelier et al., 2008; Hou et al., 2009; Hsu et al., 2009]. Une partie de la convergence est accommodée en mer, environ 10 mm/an au sud de 23.7° N jusqu'à 40 mm/an au sud de 22.6° N, alors qu'au nord de 23.7° N la majorité de la convergence est accommodée en mer. Au sud de 22.6° N, le raccourcissement en mer pourrait correspondre à la disparition de l'avant-arc de Manille [e.g. Malavieille et Trullenque, 2009]. Entre 22.6° N et 23.7° N, le raccourcissement pourrait être associé à une structure en pop-up affectant la chaîne côtière et l'arc de Luzon accrété [e.g. Malavieille et al., 2002]. Au nord de 23.7° N, la structure responsable de l'accommodation est associée à la déformation de la PSP mais celle-ci n'est pas identifiée clairement [e.g. Malavieille et al., 2002].

Au niveau de la subduction des Ryukyus, les données GPS sur les îles montrent un mouvement vers le sud par rapport à l'Eurasie fixe. Ce mouvement vers le sud de la microplaque des Ryukyus, constituée de l'arc des Ryukyus, est associé à l'ouverture arrière-arc du bassin d'Okinawa. Les vitesses augmentent vers le sud depuis 16 mm/an sur l'île de Kikai à 70

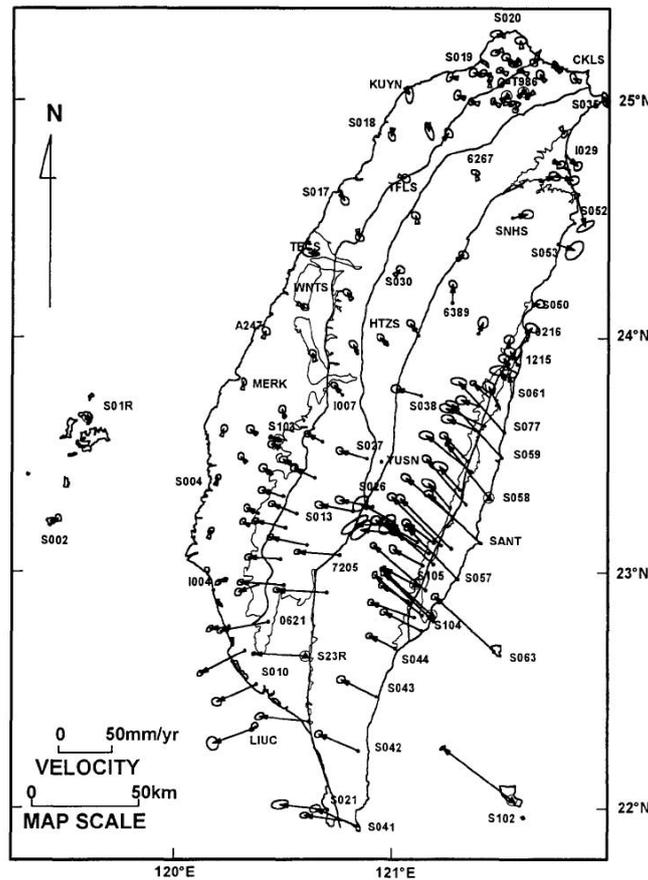


FIGURE 2.9: Champ de vitesse GPS obtenu sur des données entre 1990 et 1995 relativement à la station de Paisha sur l'île de Penghu (S01R). Une ellipse de confiance à 95% est représentée à l'extrémité des vecteurs vitesses (d'après Yu et al. [1997]).

mm/an sur l'île de Yonaguni [Nakamura, 2004; Nishimura et al., 2004] (Figure 2.10). La conséquence de ce mouvement de recul de la fosse est à l'origine d'une convergence relative plus grande entre la PSP, qui subduit vers le nord, et l'arc des Ryukyus. Cette vitesse de convergence a été estimée à 10 cm/an au niveau de l'île de Yonaguni [Lallemand and Liu, 1998] mais elle est plutôt de l'ordre de 14 cm/an en prenant en compte les vitesses de Nakamura [2004] ou Nishimura et al. [2004] (Figure 2.11). La station S052 (ville de Suao) (Figure 2.9) montre une vitesse de 37.9 mm/an vers N149° ce qui implique que le gradient de vitesse entre Yonaguni et l'extrême est de Taïwan soit accommodé dans l'arc des Ryukyus par des mouvements décrochants dextres [Lallemand et Liu, 1998].

Le traitement des données GPS permet d'estimer des taux de déformation ou bien encore de produire des modèles de boîtes [e.g. Hu et al., 2001; Bos et al., 2003; Chang et al., 2003; Rau et al., 2008; Hsu et al., 2009]. Hu et al. [2001] soulignent l'importance des failles majeures dans la distribution du champ de vitesse et le rôle mécanique des butoirs formés par les hauts de Peikang et de Kuanyin dans le détroit de Taïwan et des zones "libres" que sont le nord-est de Taïwan avec l'ouverture arrière-arc et le sud-ouest de Taïwan au niveau de la subduction de Manille. Bos et al. [2003] déduit l'existence d'une subduction naissante vers l'ouest au nord de la LVF en mer pour expliquer la diminution des mouvements horizontaux au nord de 23.7° N sur l'île de Taïwan. Rau et al. [2008] proposent que la limite profonde SSE-NNW du bord du slab de la PSP joue un rôle important dans

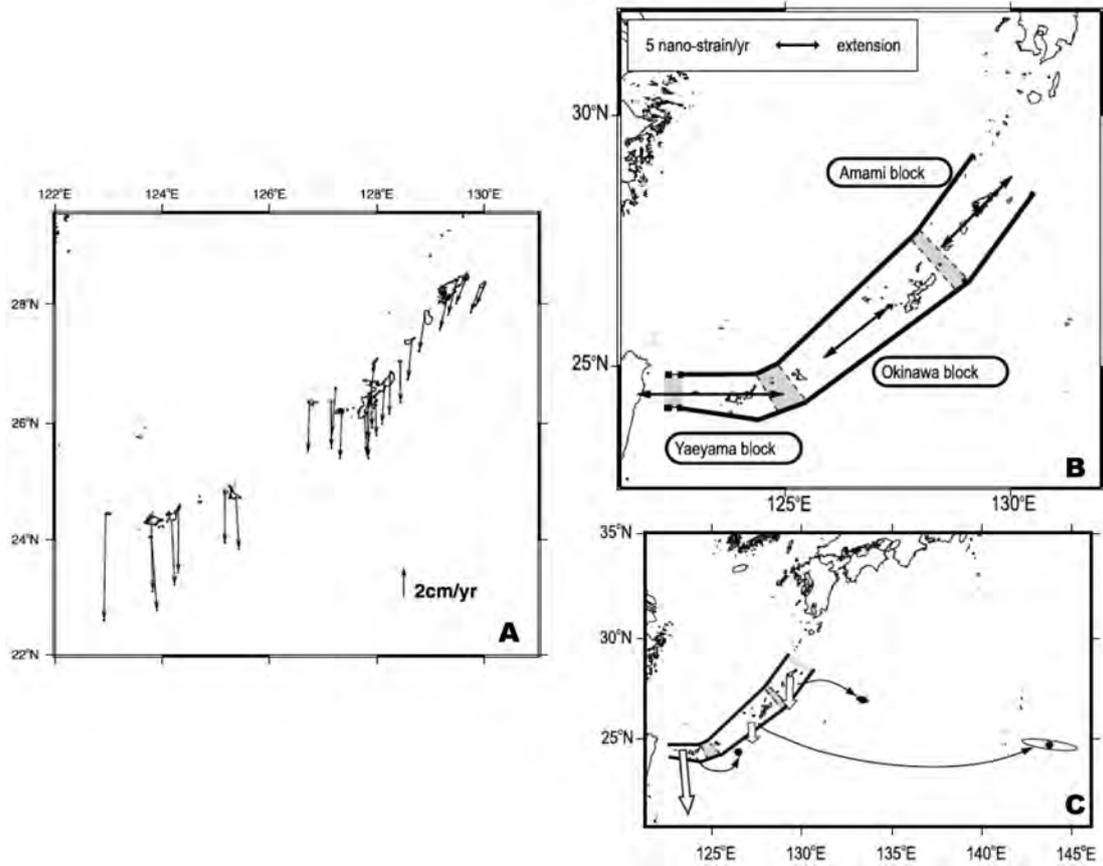


FIGURE 2.10: Champ de vitesse de l’arc des Ryukyus par rapport à l’Eurasie fixe (A), modèle en bloc (B) et pôles de rotation (C) (d’après Nakamura [2004]).

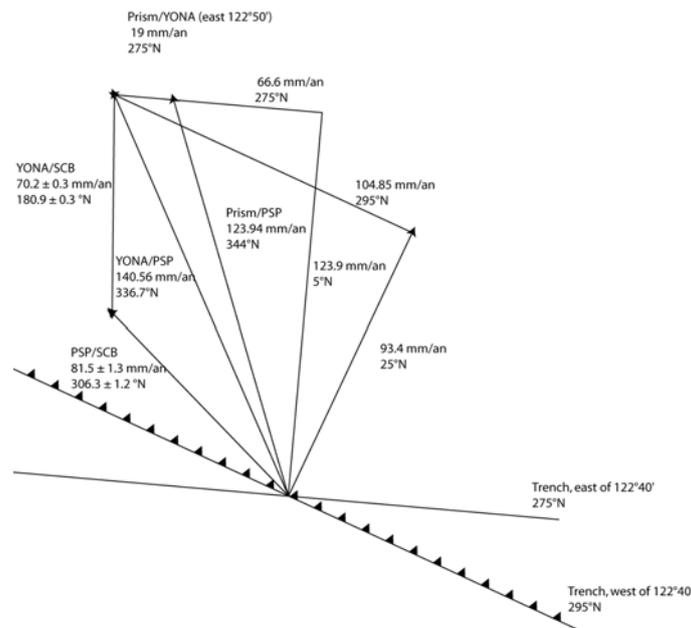


FIGURE 2.11: Estimation des convergences relatives entre l’EP, l’arc des Ryukyus, le prisme et la PSP à partir des données de Nakamura [2004], Nishimura et al.[2004] et Hsu et al. [2009] selon le schéma de Lallemand et Liu, [1998].

la déformation en surface en séparant une zone de déclin de la collision au sud d'une zone de transition au nord. De même, ils suggèrent que les rotations visibles dans la zone de transition ne soient pas uniquement la conséquence de la collision mais que le retrait du slab de la PSP et l'ouverture arrière-arc jouent un rôle dans la déformation de la zone de transition.

Du fait de la géométrie des structures, la convergence entre la PSP et l'EP est oblique tant au niveau de l'extrémité Sud de la subduction des Ryukyus (entre 30° et 50° en tenant compte du mouvement de l'arc) [Lallemand et Liu, 1998] que le long du contact majeur de la collision formé par les Failles de la Vallée Longitudinale (LVF pour Longitudianl Valley Fault) (de l'ordre de 20°) [Biq, 1965 ; Hsu, 1976]. (Figure 1.2).

- **La gravité.** Plusieurs modèles locaux sont disponibles dans la région de Taïwan à partir des travaux de Yeh et Yen [1990], Yen et al. [1990] et Hsu et al. [1998] (Figures 2.12 et 2.13). Les anomalies à l'air libre mettent en évidence les reliefs de courte longueur d'onde comme la chaîne centrale et la partie nord des Western Foothills. En mer, l'arc de Luzon est aussi mis en évidence avec une forte anomalie positive et la ride Gagua avec une forte anomalie négative. L'anomalie de Bouguer révèle un fort défaut de masse en profondeur dans l'avant pays de Taïwan et dans les plaines d'Ilan et de Pingtung et en mer associé aux bassins d'avant-arc de Hopping et de Nanao, et un excès de masse en profondeur le long de la chaîne côtière. A terre, l'absence de corrélation parfaite entre relief et anomalie de Bouguer suggère que Taïwan n'est pas en équilibre isostatique [Yen et al., 1998]. L'anomalie négative sous les bassins d'avant-arc pourrait être corrélée à la forte subsidence en relation avec un possible déchirement du slab [Lallemand et al., 1997]. L'anomalie négative le long de la chaîne côtière pourrait être en relation avec un Moho peu profond [Kim et al., 2006].
- **Le flux de chaleur.** Une carte des flux de chaleur sur l'île de Taïwan est disponible d'après les travaux de Lee et Cheng [1986]. Elle révèle une anomalie de forte valeur du flux de chaleur avec une géométrie proche de celle la chaîne centrale. D'après Lin et al. [2000], il s'agit de l'effet de l'exhumation de la croûte moyenne et inférieure au niveau de la chaîne centrale et la raison du gap de sismicité dans la même région. Les valeurs au niveau de la chaîne côtière restent élevées (entre 120 et 160 mW/m²) en raison d'un moho peu profond [Kim et al. 2006] (Figure 2.14). Les mesures de flux de chaleur en mer à l'est de Taïwan ont uniquement été réalisées dans le bassin d'Okinawa et très peu, voire aucune, ne sont disponibles dans les bassins d'avant-arc ou dans le bassin de Huatung .
- **Sismologie : les images de tomographie et du moho.** Les travaux de tomographie sont nombreux : nous distinguerons parmi les principaux travaux ceux utilisant les données télésismiques [e.g. Bijwaard et al., 1998 ; Lallemand et al., 2001 ; Wang et al., 2006 ; Wang et al., 2008 ; Wang et al., 2009 ; Zhiwei et al., 2009 ; Koulakov, 2011] et ceux utilisant uniquement les données locales [Rau et Wu, 1995 ; Cheng et al., 1998 ; Hsu et al., 2001 ; Lin et al., 2004 ; Kim et al., 2005 ; Lin et al., 2007 ; Wu et al., 2007 ; Chou et al., 2009 ; Wu et al., 2009 ; Wu et al., 2009b ; Cheng, 2009].
Rau et Wu [1995] ont montré, qu'au Nord de Taïwan, les vitesses crustales et mantelliques étaient assez faibles et que la PSP située au-dessous était caractérisée par des vitesses rapides dans une bande entre 20-55 km et 100-130 km en profondeur. De même, ils ont montré que la croûte sous la chaîne centrale était plus épaisse au nord qu'au sud mais qu'elle était plus fine sous les Western Foothills. Lin et al. [2004] ont montré qu'il y avait au-dessus du slab à son extrémité une zone à faible V_S et au rapport V_P/V_S élevé associée à

la déshydratation du slab. Lin et al. [2007] ont imagé la structure sous le bassin d'Okinawa révélant des régions à faible V_P , V_S et fort V_P/V_S en lien avec des zones de fusion partielle. Wu et al. [2007, 2009] ont amélioré le nombre de données combinées pour obtenir un modèle de vitesse qui s'étend parallèlement à Taïwan jusqu'aux îles Yaeyama à l'est confirmant et affinant les résultats précédents de Rau et Wu [1995] et Kim et al [2005]. Cheng et al [2009] ont combiné les données sismologiques et la gravité pour établir un modèle de vitesse au sud-est de Taïwan dans lequel l'avant-arc de Manille, pincé entre la marge et l'arc de Luzon en collision, est caractérisé par des vitesses V_P et un coefficient de poisson élevé.

La tomographie des paramètres d'atténuation Q_P et Q_S [Wang et al., 2010] image très bien le décollement majeur sous Taïwan et la chaîne centrale caractérisée par une très forte atténuation des ondes S, en particulier, confirmant les travaux antérieurs montrant une forte exhumation le long de la chaîne centrale.

La profondeur du moho sous la région de Taïwan a été estimée par les fonctions récepteurs [Wang et al, 2010, 2010], à partir des temps d'arrivées $P_M P$ [Hsu et al., 2011], à partir de l'anomalie de Bouguer [Hsieh et al., 2010] ou encore à partir des ondes P_n [Liang et al., 2007; Chen et al., 2003]. L'analyse des vitesses des ondes réfractées P_n montre que leur vitesse apparente est de l'ordre de 7.8 sous Taïwan et que le moho à l'est de Taïwan en particulier sous la LVF est de l'ordre de 23 km [Liang et al., 2007]. Chen et al. [2003] a montré que les vitesses P_n étaient de l'ordre de 8.1. Quelques résultats du moho sont représentés sur la figure 2.15. La profondeur du Moho, obtenue à partir des modèles de vitesse lisse de tomographie, est établie en choisissant une gamme de vitesses représentative du Moho (7.75 ± 0.2). Les traits importants sont les suivants : le moho s'approfondit vers

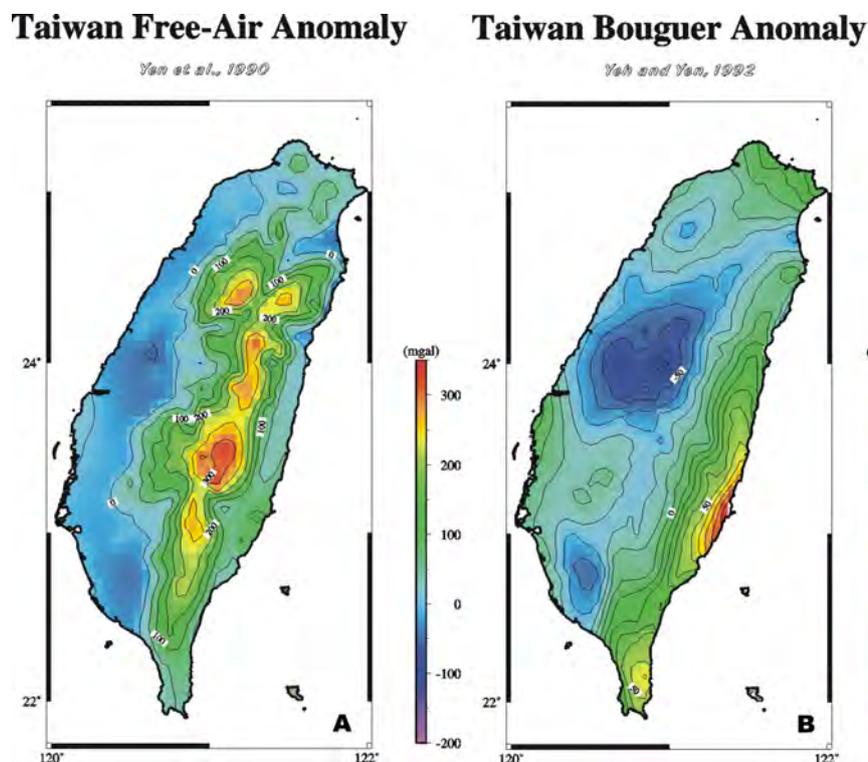


FIGURE 2.12: Anomalie à l'air libre [Yeh et Yen, 1990] (A) et anomalie de Bouguer [Yeh et al., 1992] (B) sur l'île de Taïwan.

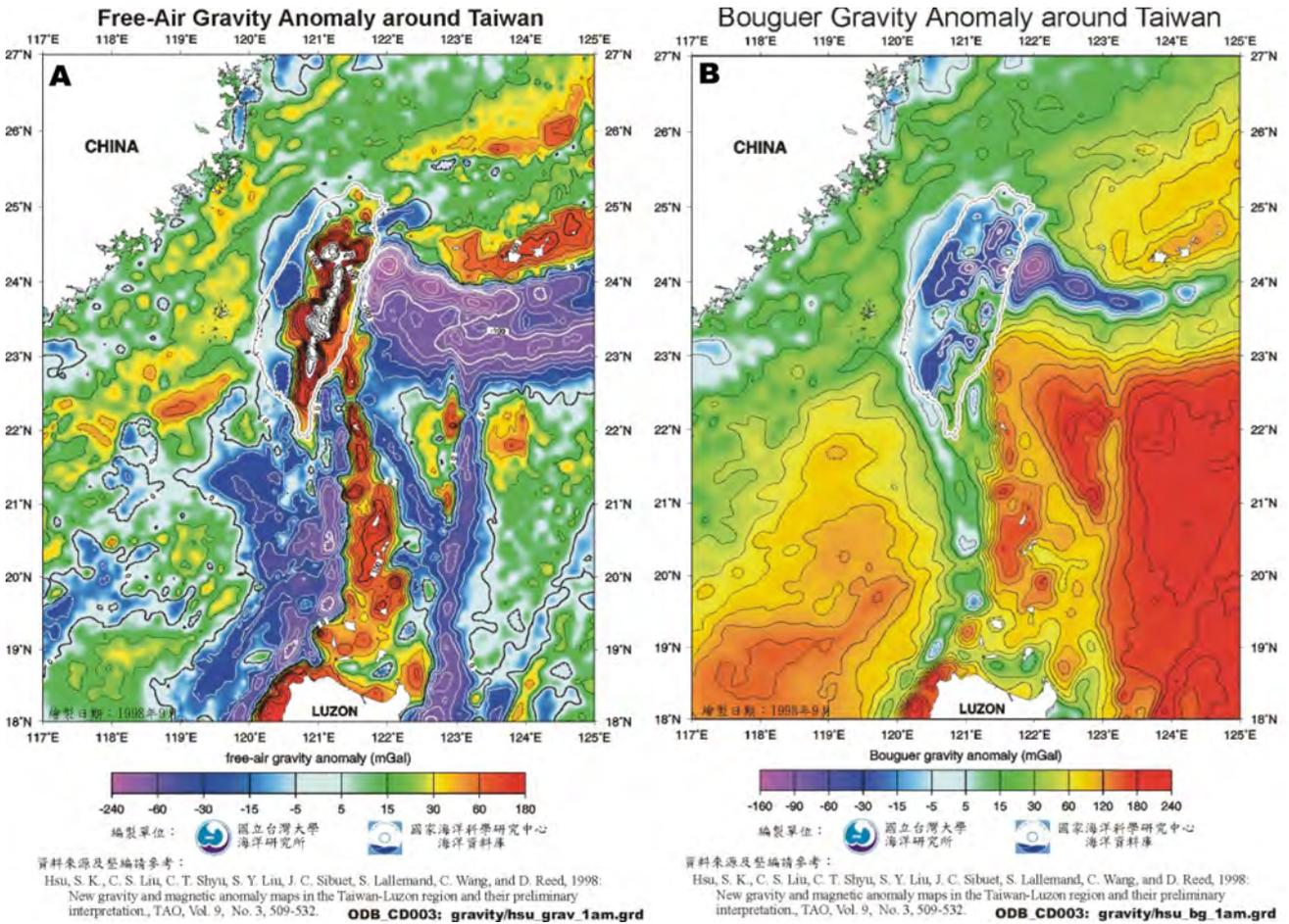


FIGURE 2.13: Anomalie à l'air libre (A) et anomalie de Bouguer (B) sur la région de Taïwan combinant des données de la campagne marine ACT (voir ci-après), des données aériennes et satellites et des données à terre. [Hsu et al., 1998]

le nord au niveau de la chaîne centrale de 35-40 km à 55-60 km. Il est peu profond le long de la LVF (20-25 km). Au nord de la chaîne centrale, la racine crustale semble tourner en direction de l'arc des Ryukyus. Yen et Hsieh [2010] montrent que la profondeur du moho obtenu à partir des modèles de vitesse est surestimée. A partir de données de sismique active, Lin et al. [2011] montre que les modèles Kim et al. [2005] et Wu et al. [2007] (équivalent au modèle de Wu et al. [2009] sur l'île) sont un peu trop lent en moyenne dans les 35 premiers kilomètres sauf dans la plaine côtière et les Western Foothills.

- **Sismologie : les mécanismes au foyer** De nombreux travaux sur l'analyse des mécanismes au foyer sont disponibles dans la région de Taïwan [e.g. Kao et Jian, 2001 ; Chen et al., 2009] et le long de la subduction des Ryukyus [e.g. Kao et Chen, 1991 ; Kao et al., 1998 ; Kao et Rau, 1999 ; Kao et al., 2000 ; Kubo et Fukuyama, 2003 ; Christova, 2004 ; Wu et al., 2010]. Kao et al. [1998] montre que le slab des Ryukyus subit une extension importante dans la direction de plongement entre 80 et 120 km de profondeur et une compression à 270 km de profondeur. On retrouve ce comportement au nord de la subduction au niveau de l'île de Kyushu mais celui-ci s'oppose complètement au comportement du reste de la subduction des Ryukyus [Kao et al., 1991]. Une importante compression latérale affecte le slab ce qui est à l'origine de son flambage [Fon et al., 1999 ; Chou et al., 2006] et de nombreux séismes montrant une compression E-W entre 20 et 65 km de profondeur [Kao et

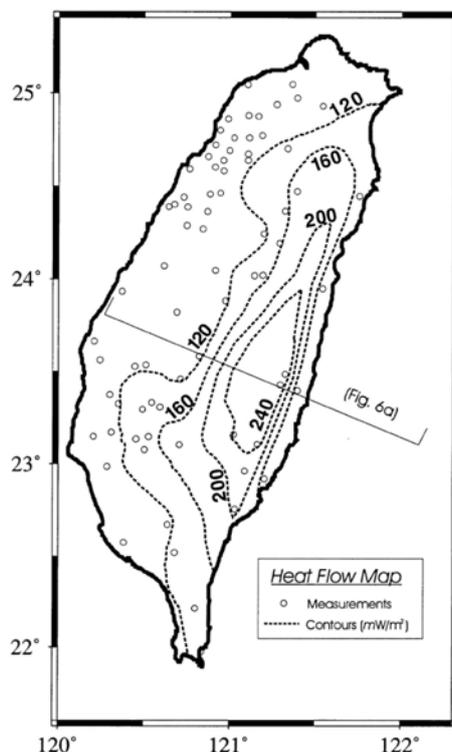


FIGURE 2.14: Distribution du flux de chaleur sur l'île de Taïwan d'après Lee et Cheng [1989]. Les cercles représentent les points de mesure. Les valeurs sont indiquées en mW/m^2 . (d'après Lin et al., 2000)

Jian, 2001]. Ces auteurs proposent d'ailleurs qu'au nord de Taïwan le processus principal consiste en un processus de slab-collision alors qu'au sud il s'agit plutôt d'un processus d'arc-collision. Au niveau crustal, une importante extension parallèle à la fosse affecte tout l'arc des Ryukyus sauf à son extrémité nord [Kubo et Fukuyama, 2003].

- **Les observations en mer - les campagnes marines.** Depuis 1990, de nombreuses campagnes ont été menées en mer à l'est de Taïwan. La première ligne de sismique réfraction a été réalisée par Hagen et Duennebier [1988]. Ensuite, la campagne TAI-CRUST Américo-Taïwanaise en 1995 menée avec le navire *Maurice Ewing*, la campagne ACT (Active Collision in Taïwan) Franco-Taïwanaise en 1996 menée avec le navire *L'Atalante* et les campagnes répétées du navire Taïwanais *Ocean Researcher I* ont fourni de nombreuses données de sismique active (réflexion et réfraction), de bathymétrie ainsi que des données de gravité et de magnétisme. La table 2.1 donne les références majeures associées à ces campagnes et la figure 2.16 montre la position des profils majeurs qui traverse l'avant-arc des Ryukyus (on se référera à la thèse de Y. Font [2002] pour plus de détails). En 2009, la campagne TAIGER (TAIwan Integrated GEodynamics Research), qui a pour objectif de tester les modèles de déformation de Taïwan, a été menée en deux étapes comprenant une étape de sismologie passive et une étape de sismique active grâce au navire *Marcus Langseth* (Figure 2.17). Les expériences marines RATS menées dans ce travail ont utilisé une partie des données de cette campagne (voir chapitre 4). Aucun résultat, autre que RATS, ne seront présentés dans cette thèse.

Nous rappellerons ici uniquement les résultats importants sur la structure de la marge des Ryukyus à la transition avec Taïwan qui ont été obtenus par les différents auteurs. La bathymétrie multifaisceaux réalisée à bord du navire *L'Atalante* en 1996 a permis de

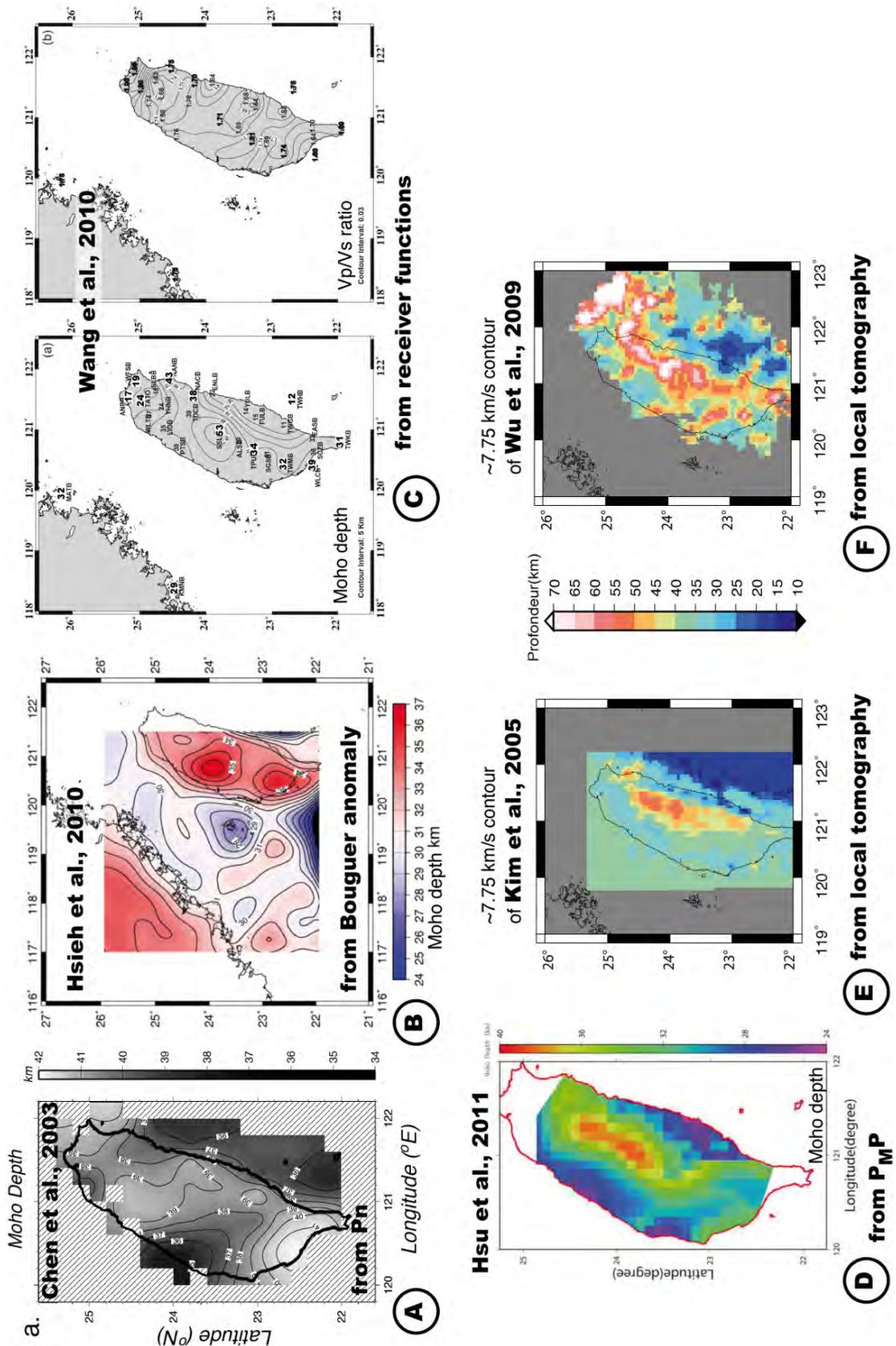


FIGURE 2.15: Profondeur du Moho estimée à partir de différentes méthode : A=à partir des ondes P_n [Chen et al., 2003]; B=à partir de l’anomalie de Bouguer [Hsieh et al., 2010]; C=à partir des fonctions récepteurs [Wang et al., 2010]; D=à partir des ondes $P_M P$ [Hsu et al., 2011]; E et F=estimé à partir des isocontours de vitesse 7.75 km/s ± 0.2 des modèles tomographiques de Kim et al. [2005] et Wu et al. [2009] respectivement.

Lignes de sismique réflexion	
ORI 367-07	Lallemand et al., 1997;
ORI 446-11	Font et al., 2001;
ORI446-05	Font et al., 2001; Font et al., 2009;
ORI423-25	Lallemand et al., 1997;
ORI423-18	
ORI360-29	
ACT 65	Lallemand et al., 1999;
ACT 81	Lallemand et al., 1999; Dominguez and al., 1998
EW-14	Schnurle et al., 1998; Font et al., 2001; Font et al., 2009;
EW-1	Schnurle et al., 1998;
EW-18	Schnurle et al., 1998;
EW-23	Hetland et Wu, 1998; Yang et Wang, 1998;
Lignes de sismique réfraction	
EW 14	Hetland et Wu, 2001; Mc Intosh et Nakmura, 1998; Wang et Chiang, 1998; Wang et al., 2004; McIntosh et al., 2005
EW 16	Hetland et Wu, 2001; Mc Intosh et Nakmura, 1998; Wang et Chiang, 1998; Wang et al., 2004 ; Mc Intosh et al., 2005;
EW 1	Wang et al., 2001; Wang et al., 2004;
Autres	
TAICRUST	Cheng et al., 1996; Liu et al., 1997; Wang et Pan, 2001 (EW-1-14-16-23); Wang et al., 2005;
Synthèse	Deschamps et al., 1998; Deschamps, 2001; Font, 2002;

TABLE 2.1: Lignes de sismique active et références utilisées dans la thèse et représentées sur la figure 2.16 sauf la ligne 23 qui une ligne E-W au sud de Taïwan sécante à la côte. EW : Campagne TAICRUST du navire *Maurice Ewing* ; ACT : campagne ACT du navire *L'atalante* ; ORI : campagnes de l'*Ocean Researcher I.* .

cartographier en détail le fond océanique (Figures 2.2 et 2.18). La fosse des Ryukyus est identifiable jusqu'à environ 122° E de longitude. Plus à l'ouest, la présence du Canyon de Hualien et de la partie sous-marine de la chaîne côtière masque la trace exacte de la fosse dans cette région [Wu et al., 2009]. La bathymétrie montre le bassin arrière-arc d'Okinawa qui se termine en biseau au niveau de la plaine d'Ilan, une succession de trois bassins d'avant-arc qui forme un "escalier géant" à partir de Taïwan du moins profond, le bassin d'Hoping, au bassin le plus profond, le bassin est-Nanao, en passant par le bassin de Nanao. Ces bassins sont séparés par des seuils : le seuil de Hoping et le seuil de Nanao. Ces seuils sont associés à des hauts de socle recouvert d'une mince couche sédimentaire [Font et al., 2001]. Un bassin plus ancien incliné forme le substratum du bassin de Hoping [Lallemand et al., 1997] alors que les sédiments qui remplissent les bassins sont le plus souvent horizontaux et affectés de nombreuses failles dont la majorité sont normales de direction N-S de chaque côté des bassins [Font et al., 2001]. La croûte océanique de la PSP dans le bassin de Huatung fait environ 7-8 km d'épaisseur [Wang et al., 2004; McIntosh et al., 2005] même s'il est possible qu'il y ait une épaisseur plus importante (10-12 km) sous le haut de socle de Hoping en accord avec la présence d'aspérités [McIntosh et Nakamura, 1998; McIntosh et al., 2005]. Wang et Pan [2001] et Wang et al. [2004] proposent, eux, un flambage de la PSP sous l'avant-arc des Ryukyus pour expliquer les données des lignes EW-14 et EW-16. Le long de la ligne EW-16 (Figure 2.16), l'ISZ est à environ 25 km de profondeur sous le bassin de Hoping et 20 km plus à l'est sous le bassin de Nanao

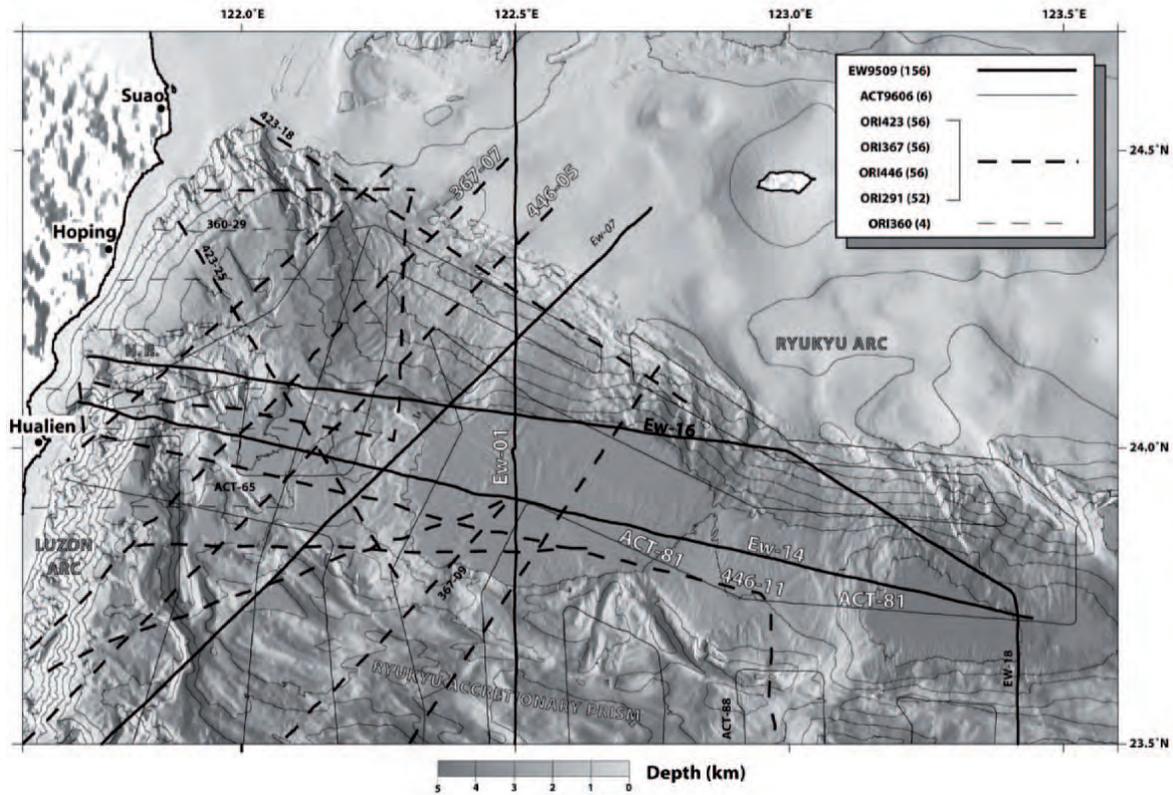


FIGURE 2.16: Lignes de sismique active au niveau de l'avant-arc des Ryukyus à la transition avec l'île de Taïwan utilisées dans la thèse. Les références sont données sur la table 2.1. EW : Campagne TAICRUST du navire *Maurice Ewing* ; ACT : campagne ACT du navire *L'atalante* ; ORI : campagnes de l'*Ocean Researcher I.* (d'après Font, 2002)

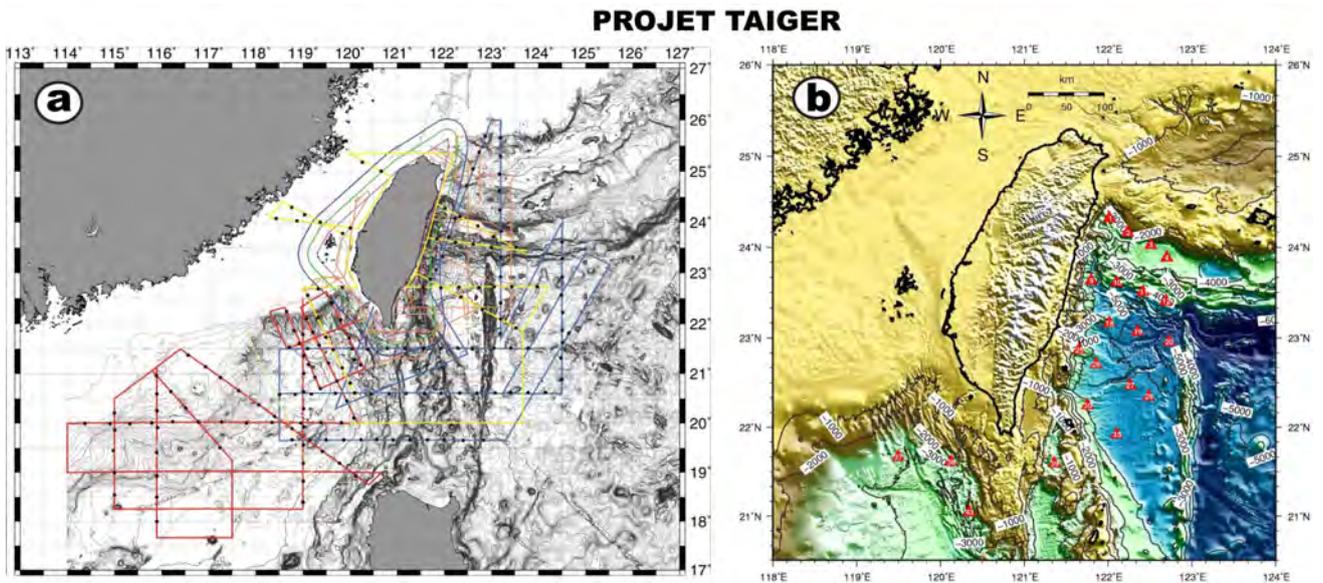


FIGURE 2.17: (a) Lignes de sismique active réalisée au cours de la campagne en mer TAIGER (2009). (b) Position des OBS large-bande déployés en mer pendant un an dans le cadre du projet TAIGER 2008-2009.

[McIntosh et al., 2005]. Plus au sud, le long de la ligne EW-14, la profondeur de l'ISZ varie entre 16 et 20 km en formant des ondulations [McIntosh et Nakamura, 1998 ; Wang et al., 2004]. Le long de la ligne EW-1, l'ISZ est à 14 km de profondeur sous la ride de Yaeyama et 22 km au pied de la pente de l'arc dans le bassin de Nanao [Wang et al., 2004]. Sur cette même ligne, la PSP forme une courbure importante sous le bassin de Nanao puis sous l'arc [Wang et al., 2004]. Le prisme d'accrétion formé par les sédiments accrétés est important avec une épaisseur maximum de l'ordre de 10 km. L'épaisseur de sédiments à la fosse varie entre 3 et 4 km [Schnurle et al., 1998]. La fosse des Ryukyus marque un rentrant au niveau de la ride de Gagaa [Dominguez et al., 1998] qui pourrait être en relation avec le haut de socle de Nanao même s'il n'y a pas de données le démontrant clairement. L'épaisseur des sédiments dans le bassin de Huatung est de l'ordre de 1 à 2 km (1.4 km en moyenne) en fonction des nombreux reliefs qui marquent le toit de la croûte [Deschamps, 2001]. La bathymétrie moyenne (5 km) à l'ouest de la ride de Gagaa est plus élevée d'environ 500 m que la bathymétrie à l'est de la ride Gagaa en lien avec la différence d'épaisseur et d'âge de la croûte océanique et l'épaisseur de sédiments [Deschamps, 2001].

2.1.3 Les modèles géodynamiques

Depuis la connaissance du modèle de la tectonique des plaques, de nombreux auteurs ont proposé des modèles permettant d'expliquer la déformation active (sismique ou non) qui a lieu au niveau de Taïwan et à l'extrémité sud de la subduction des Ryukyus [e.g. Wu, 1970 ; Chai, 1972 ; Yen, 1973 ; Biq, 1981 ; Suppe, 1981, 1984 ; Barrier, 1985 ; Ho, 1986 ;]. L'interaction (déformation active) entre l'EP et la PSP dans cette région et la morphologie des structures qu'elle génère aujourd'hui et qu'elle a généré dans la région de Taïwan depuis quelques millions d'années suscite un grand intérêt. D'abord, elle a un intérêt à l'échelle fondamentale pour comprendre le fonctionnement de la déformation à l'échelle d'une chaîne de collision active ou à l'échelle d'une faille mais son étude permet aussi de mieux évaluer l'aléa sismique et volcanique. Un modèle régional permet de mieux conceptualiser les événements (séismes, volcans, reliefs ...) et de mieux estimer les conditions aux limites. Un modèle a pour but d'expliquer les observations, de pouvoir prédire des phénomènes non-observés et enfin doit pouvoir être testé. De nombreux modèles sur la région de Taïwan existent car les observations existantes jusqu'alors ne permettent pas de trancher définitivement. Nous présenterons ici les modèles les plus importants puis nous regarderons les différentes hypothèses qui pourront être testées à partir des observations obtenues dans cette thèse.

Deux types de modèles existent : le premier type considère une collision lithosphérique qui met en jeu l'ensemble de la lithosphère pour accommoder le raccourcissement [Wu et al., 1997] alors que le second considère un décollement sous Taïwan pour accommoder superficiellement le raccourcissement [Suppe, 1981 ; Davis et al., 1983 ; Chemenda et al., 1997 ; Teng et al., 2000 ; Lallemand et al., 2001 ; Carena et al., 2002 ; Malavieille et al., 2002 ;].

Si on considère ce qui se passe au niveau du contact entre la PSP et l'EP, à l'extrémité sud de la subduction des Ryukyus, trois modèles peuvent être considérés : une double subduction ou saut de la subduction [Chemenda et al., 1997 ; Wang et al., 2001 ; Wu et al., 2009], un déchirement de la plaque supérieure EP [Lallemand et al., 2001] et enfin un déchirement de la plaque plongeante [Lallemand et al., 1997 ; Malavieille et al., 2002]. Enfin, si on considère le déroulement de la formation de Taïwan sur plusieurs millions d'années, trois modèles existent

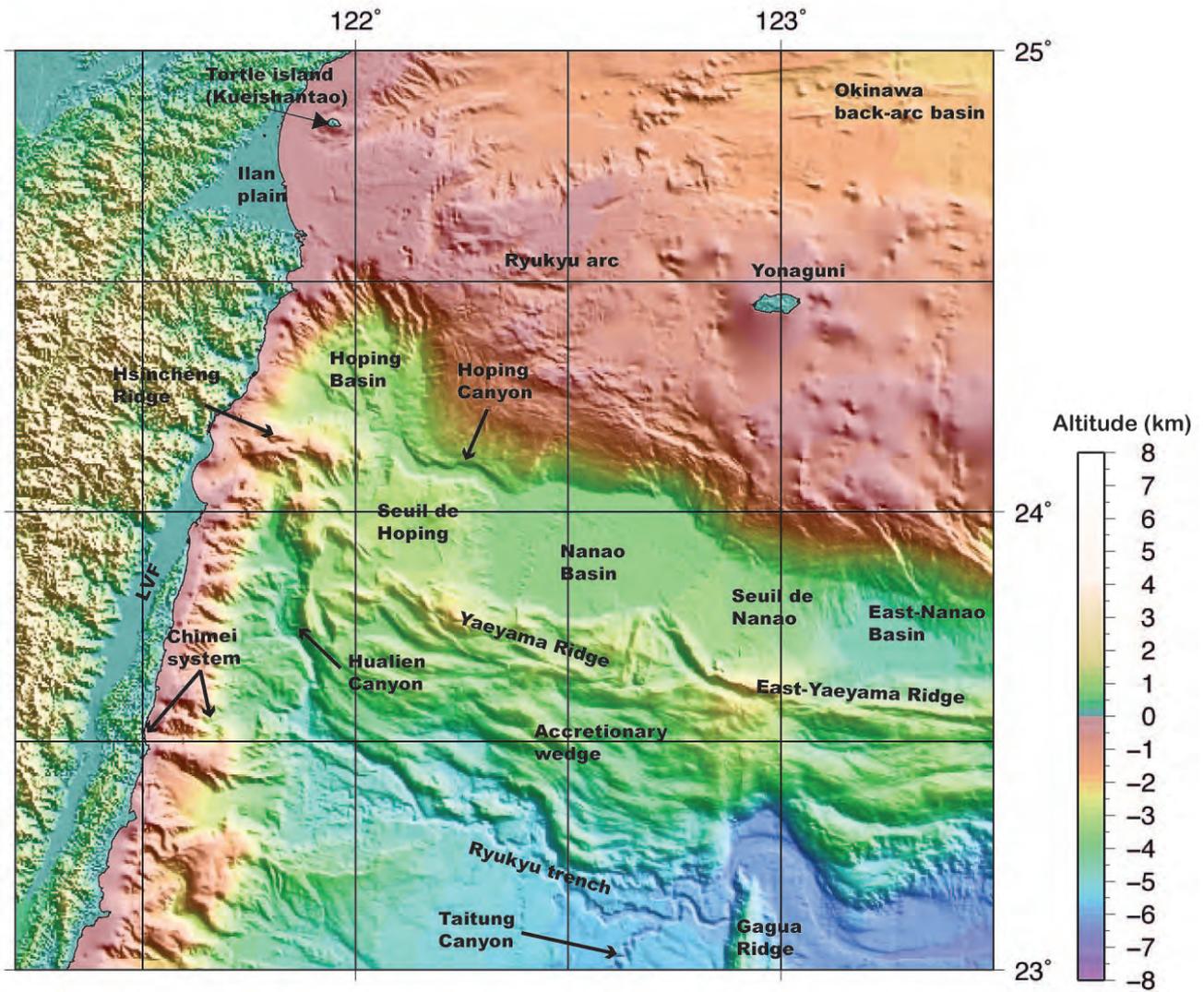


FIGURE 2.18: Bathymétrie et nomenclature des structures morphologiques de l'extrémité sud de la subduction des Ryukyus à l'est de Taiwan.

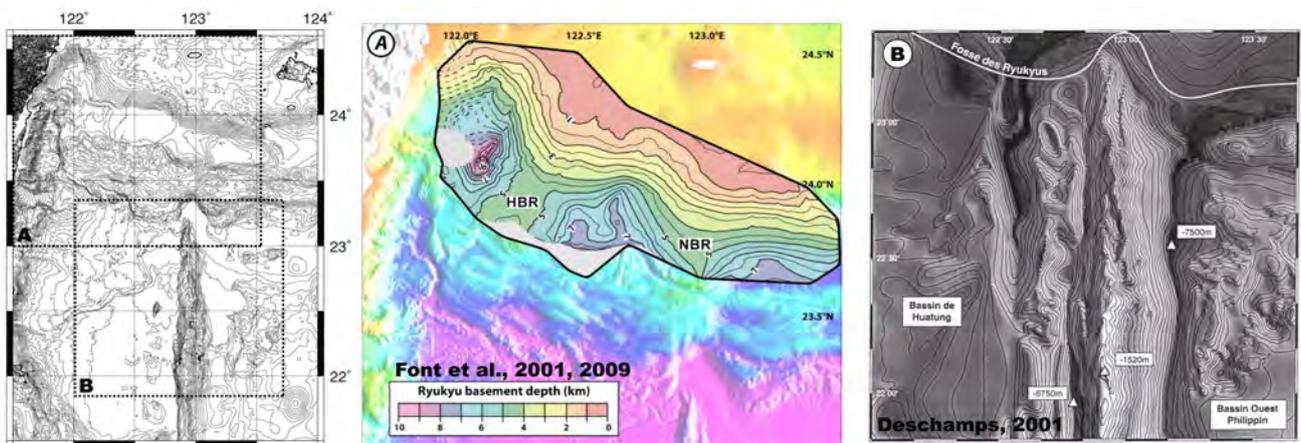


FIGURE 2.19: Toit du socle de l'avant-arc [Font et al., 2001, 2009] et toit de la PSP [Deschamps, 2001] au niveau de l'extrémité sud de la subduction des Ryukyus à l'est de Taiwan. Ces cartes sont obtenues après l'analyse des nombreux profils de sismiques réflexions disponibles (TAICRUST, ACT, ORI) (voir texte).

selon la façon dont on remonte le temps : (1) Lallemand et al., 2001 ; (2) Malavieille et al., 2002 ; et (3) Teng et al., 1996, 2000 et Sibuet et al., 2004.

- **Wu et al., 1997.** A partir d'observations de gravité, sismicité, mécanismes au foyer et tomographie locale [Rau et Wu, 1995], Wu et al. [1997] ont conclu qu'il n'y avait pas d'indications d'un chevauchement à faible pendage sous Taïwan et que l'effet de la collision n'est pas restreint à la croûte mais affecte aussi le manteau supérieur (Figure 2.20).

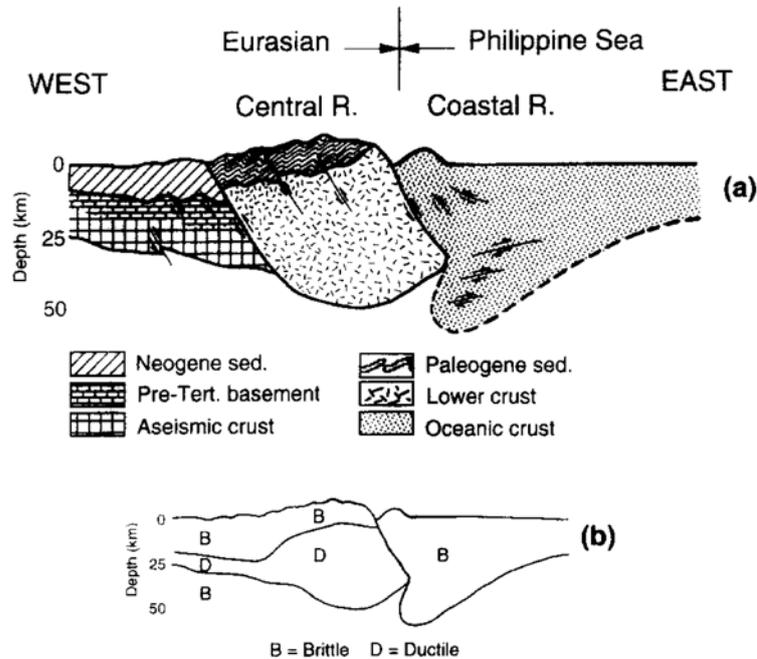


FIGURE 2.20: Modèle de collision lithosphérique de Wu et al. [1997] (a) mettant en jeu deux lithosphères sans aucune subduction de l'une sous l'autre et résultant en un épaissement crustal important (b) avec une rhéologie schématisée estimée à partir de la distribution de la sismicité.

- **Chemenda et al., 1997 ; Malavieille et al., 2002 ; Malavieille et Trullenque, 2009 ;** Ces modèles sont basés sur le modèle de déformation crustale de Davis et al. [1983] mettant en jeu un décollement majeur peu profond sous Taïwan comme cela a été proposé à partir de la sismicité par Carena et al. [2002]. Ces modèles considèrent le raccourcissement en mer par subduction de l'avant-arc de la subduction de Manille avant la collision au sens stricte, c'est-à-dire entre l'arc de Luzon et la marge continentale chinoise. Le modèle de Chemenda et al. [1997] est très proche de celui de Malavieille et al. [2002] à ceci près qu'il considère la possibilité de retrouver des blocs d'avant-arc de Manille au nord de la collision (Figures 2.21, 2.22 et ??). La figure 2.23 montre la façon dont pourrait être accommodée la convergence entre l'EP et la PSP au nord de la zone de collision. Des écailles d'avant-arc de Manille sont successivement découpées et chevauchées par la PSP alors que la PSP continue à s'enfoncer par le biais d'un déchirement de la PSP. Le déchirement serait parallèle à un ancien décrochement qui faisait le transfert entre les deux zones de subduction avant leur rencontre.
- **Wang et al., 2001 ; Wu et al., 2009.** Dans ce modèle, les auteurs proposent que la PSP puisse subduire sous Taïwan au nord de 23.7° N sur la base des données GPS et

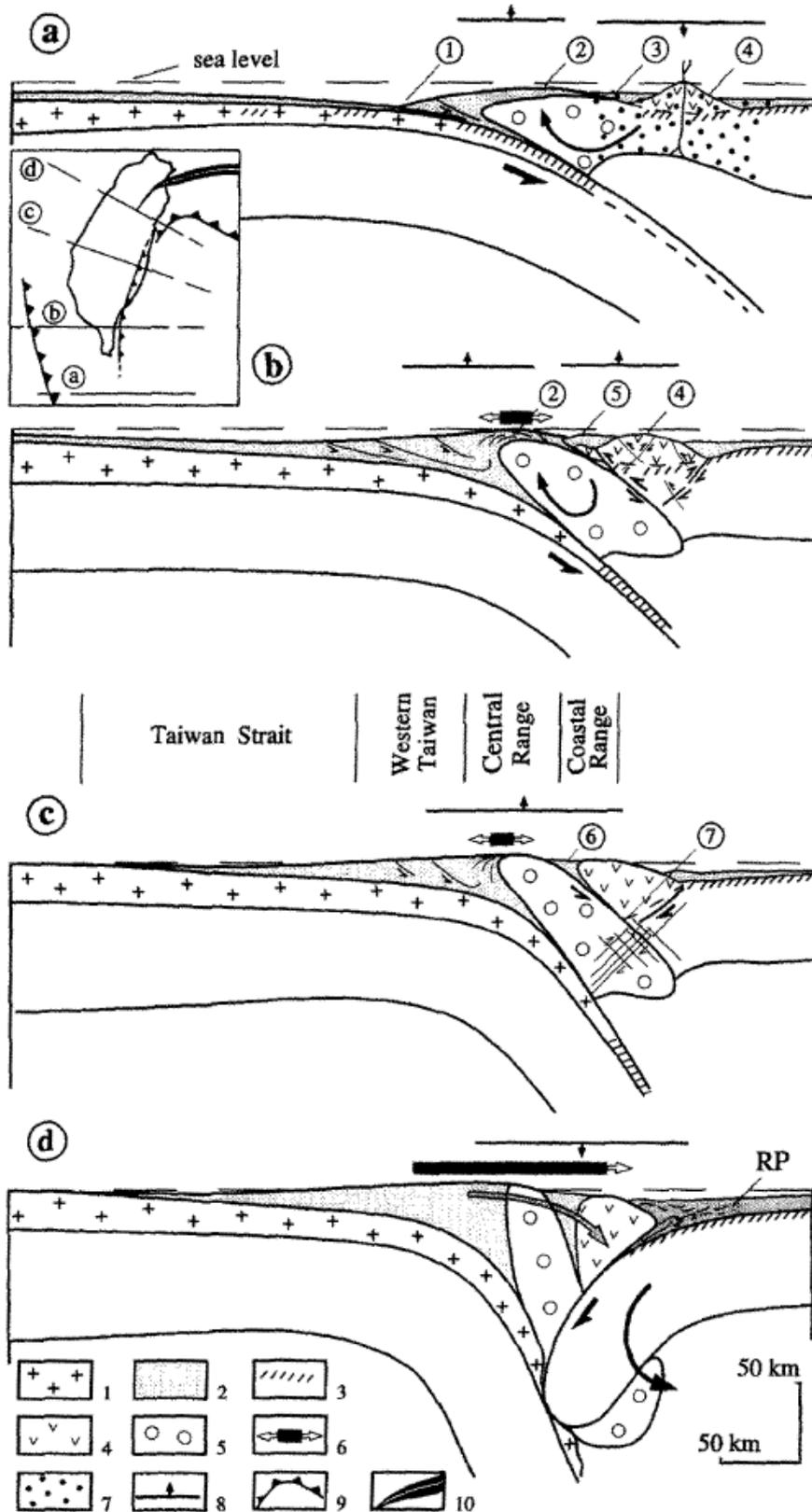


FIGURE 2.21: Modèle de collision de Chemenda et al. [1997] à partir de sections verticales E-W du sud au nord. 1 : croûte continentale, 2 : sédiments, 3 : croûte océanique, 4 : arc volcanique de Luzon, 5 : bloc d'avant-arc de Manille, 6 : direction d'extension, 7 : zone de raccourcissement plastique, 8 : direction des mouvements verticaux, 9 : subduction, 10 : ouverture arrière-arc, RP : micro-plaque des Ryukyus.

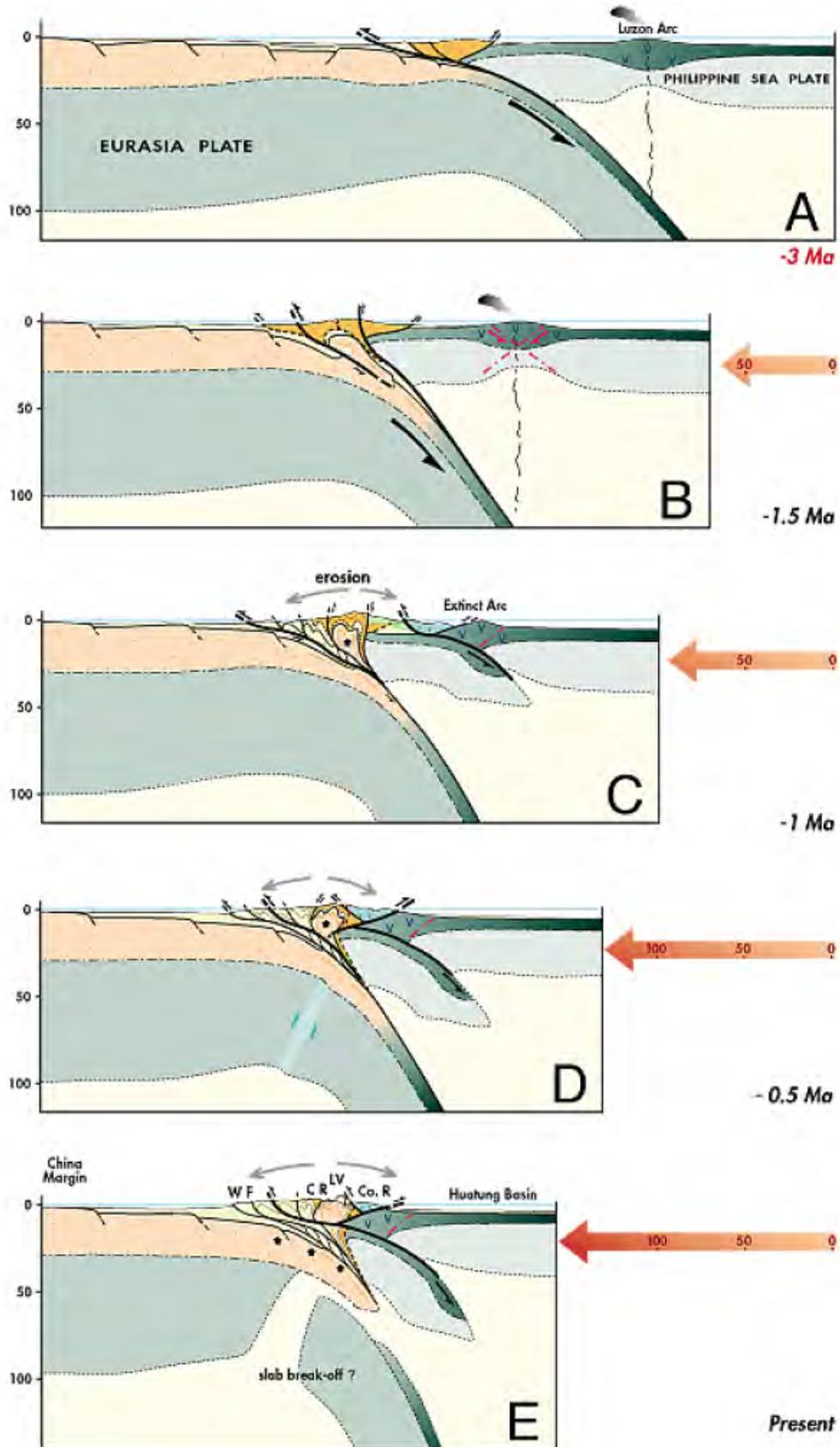


FIGURE 2.22: Modèle de collision de Malavieille et al. [2002] à partir de sections verticales E-W du sud au nord.

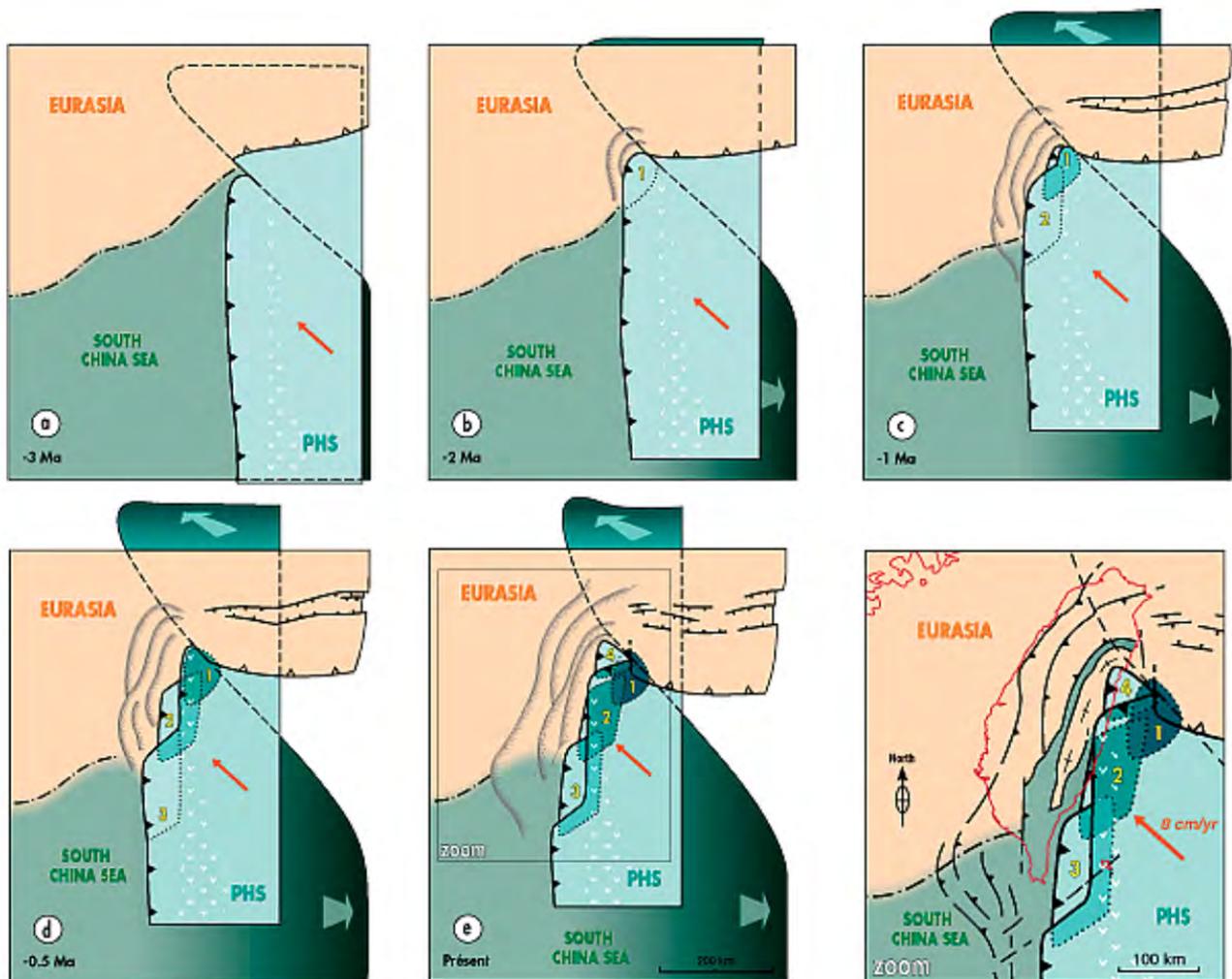


FIGURE 2.23: Modèle géodynamique de mise en place de Taïwan de Malavieille et al. [2002].

de la sismicité (2.24). Ce modèle est d'ailleurs en accord avec le modèle de subduction naissante vers l'ouest proposé par Chemenda et al. [1997, 2001] sur la base d'expériences analogiques.

- **Teng et al., 1996, 2000.** Dans ce modèle, les auteurs proposent que la chaîne de collision s'étendait bien plus au nord de Taïwan dans le bassin d'Okinawa (Figure 2.25). Sibuet et al., [2004] a proposé un modèle équivalent. D'après ces modèles, la plaque plongeante EP aurait été découpé en profondeur par la subduction de la PSP. De même, une ancienne chaîne centrale devrait être présente au niveau de l'arc des Ryukyus.
- **Lallemand et al., 1997.** Ce modèle explique l'accommodation de la convergence entre l'EP et la PSP par un déchirement de la PSP pour accommoder une PSP chevauchante sur la chaîne côtière au sud et une PSP qui plonge sous l'EP sous l'arc des Ryukyus (Figure 2.26).
- **Lallemand et al., 2001.** Ce modèle considère la propagation de la PSP à travers la marge continentale passive chinoise par le biais d'un déchirement de cette dernière (Figure 2.27). Le modèle considère un déchirement de l'EP en profondeur en conséquence de la subduction de la PSP pour expliquer entre autre l'absence de sismicité dans une zone à forte vitesse sous Taïwan.

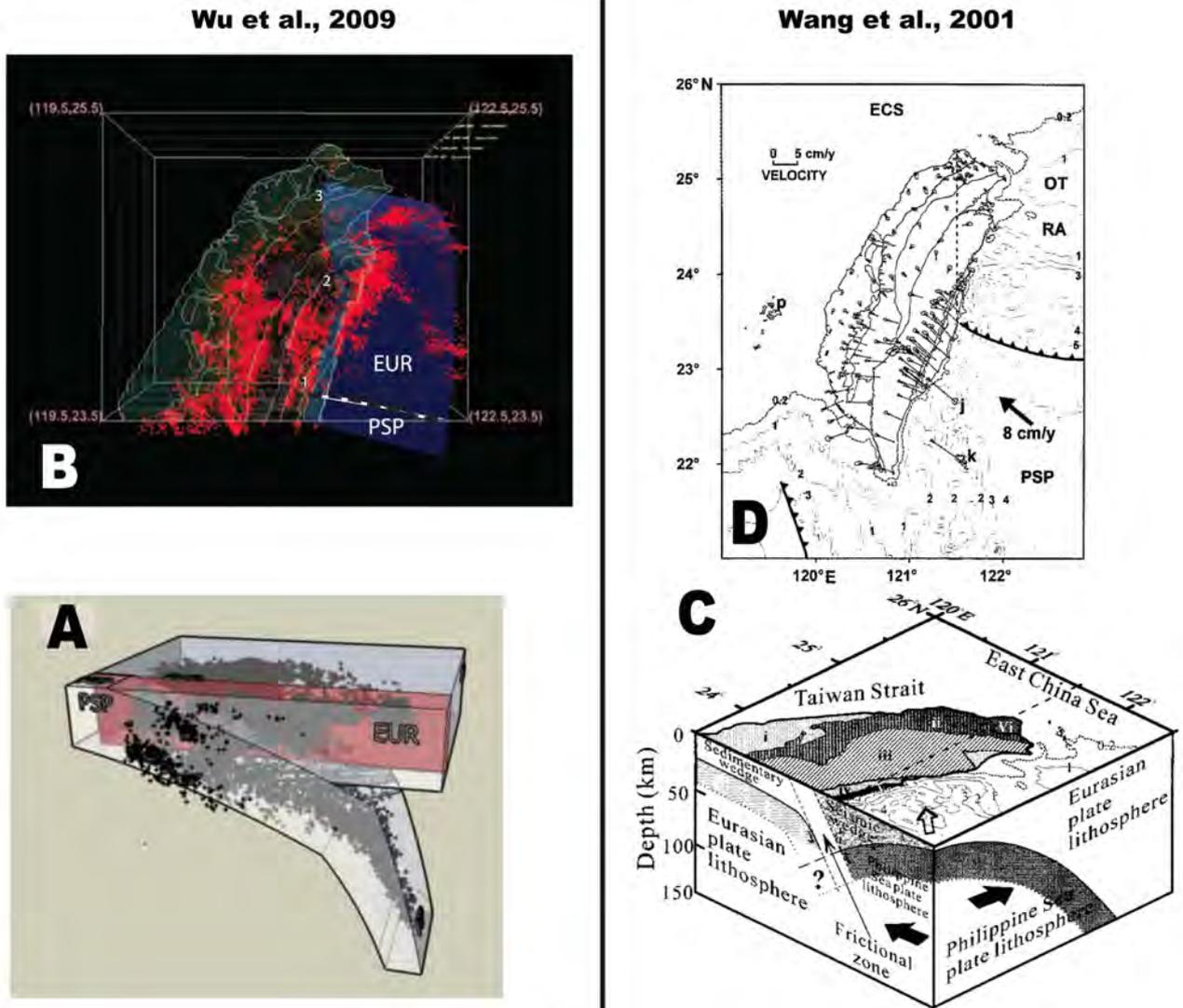


FIGURE 2.24: Modèle de terminaison de l'extrémité sud de la subduction des Ryukyus. A et B : Wu et al. [2009]. C et D : Wang et al. [2001]. Ce modèle considère que la fosse des Ryukyu est quasi-perpendiculaire à la chaîne côtière à la latitude de 23.7° N.

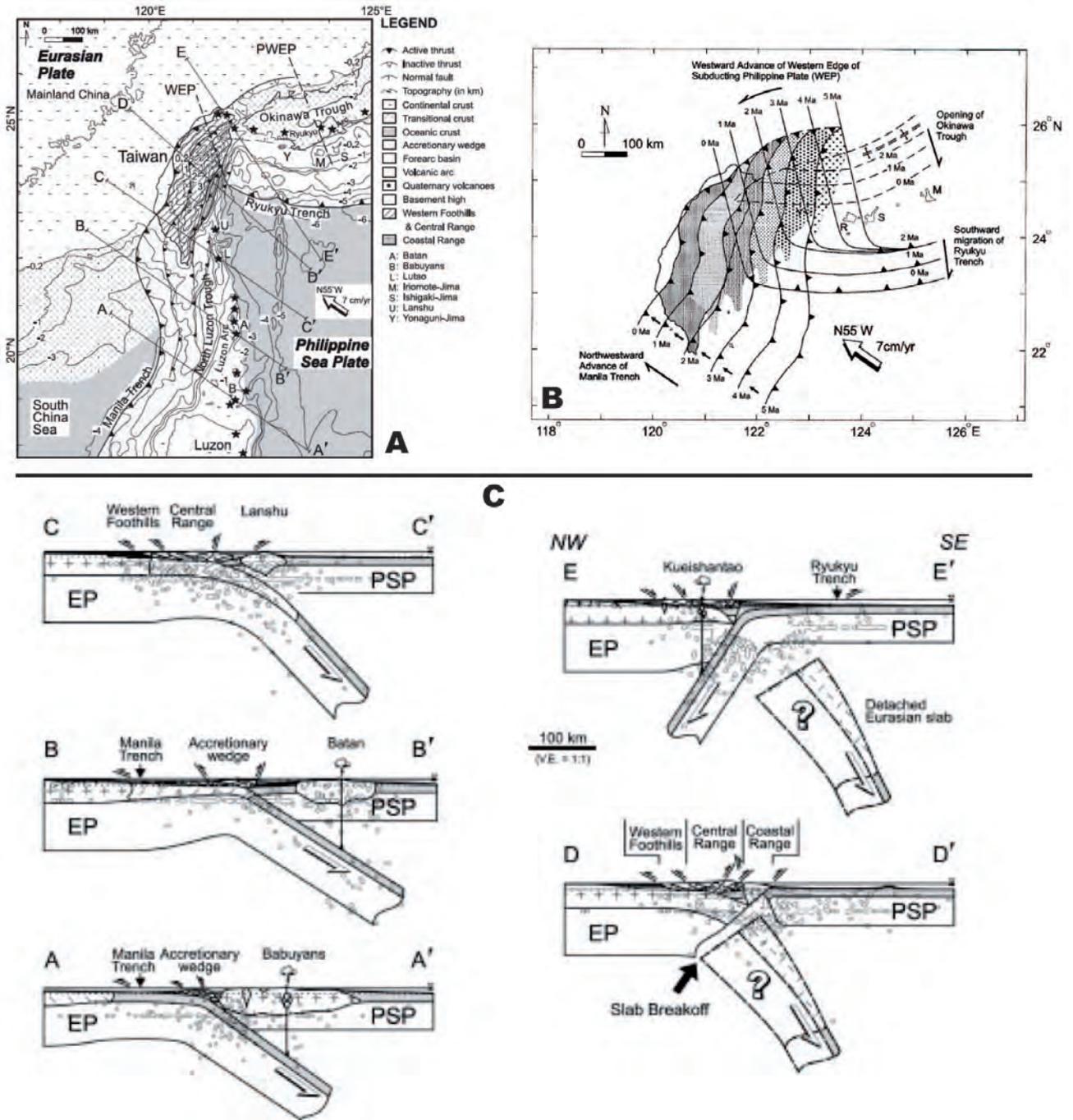


FIGURE 2.25: Modèle géodynamique de Teng et al. [1996, 2000]. A : carte montrant la limite (PWEP) en mer de l'ancienne chaîne de collision et les traits de coupe des sections représentées en C. B : Positions des fosses depuis de Manille et des Ryukyus depuis 5 Ma en lien avec le modèle.

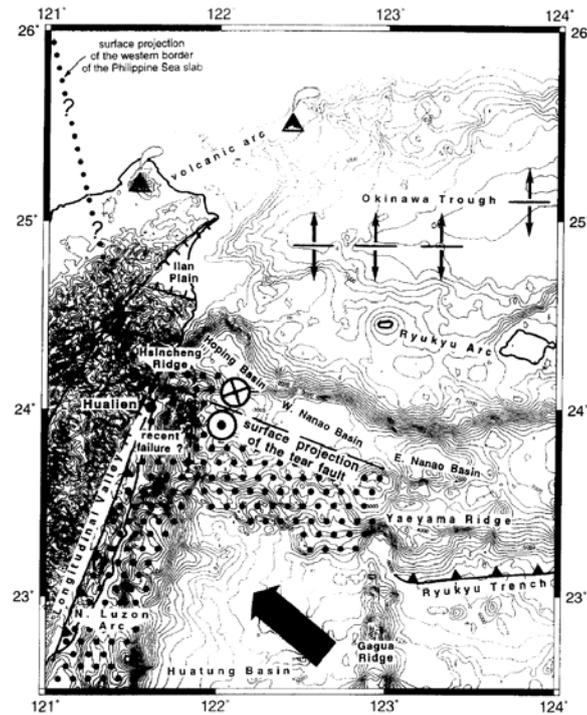


FIGURE 2.26: Modèle de déchirement de la PSP à l'extrémité sud de la subduction des Ryukyus au niveau de Taïwan d'après Lallemand et al. [1997].

La figure 2.28 présente une reconstitution géodynamique de la convergence entre l'EP et la PSP. Avant 8 Ma, les subductions de Manille et des Ryukyus étaient connectées via une faille transformante décrochante senestre. Entre 8 et 6 Ma, la PSP se propage vers l'ouest à travers l'EP via la zone de faiblesse de la transition croûte continentale-croûte océanique. Entre 6 et 4 Ma, la marge continentale commence à subduire sous la PSP et la PSP s'engage à travers la marge via la propagation d'une déchirure.

2.1.4 Tester les différents modèles

Concernant la structure de la marge et la façon dont la convergence est accommodée les hypothèses qui pourront être testées sont :

- la nature de l'avant-arc et de l'arc des Ryukyus : présence ou non d'arc de Luzon accrété ? présence d'une ancienne chaîne centrale dans l'arc des Ryukyus ?
- l'accommodation de la convergence entre l'EP et la PSP : présence ou non d'un déchirement dans la PSP ? présence d'écailles d'avant-arc de Manille dans le manteau supérieur au nord de la LVF ? subduction de la PSP sous le nord de la LVF ?

Les observations effectuées dans ce travail qui permettront de vérifier ces hypothèses concerneront :

- l'étude des séismes historiques
- les campagnes marines RATS1 et RATS2 pour imager la structure de la marge mais aussi mieux localiser la sismicité et imager les failles concernées
- l'étude de la sismicité instrumentale à partir d'une relocalisation mettant en jeu un modèle de vitesse 3D et une méthode de localisation absolue des séismes.

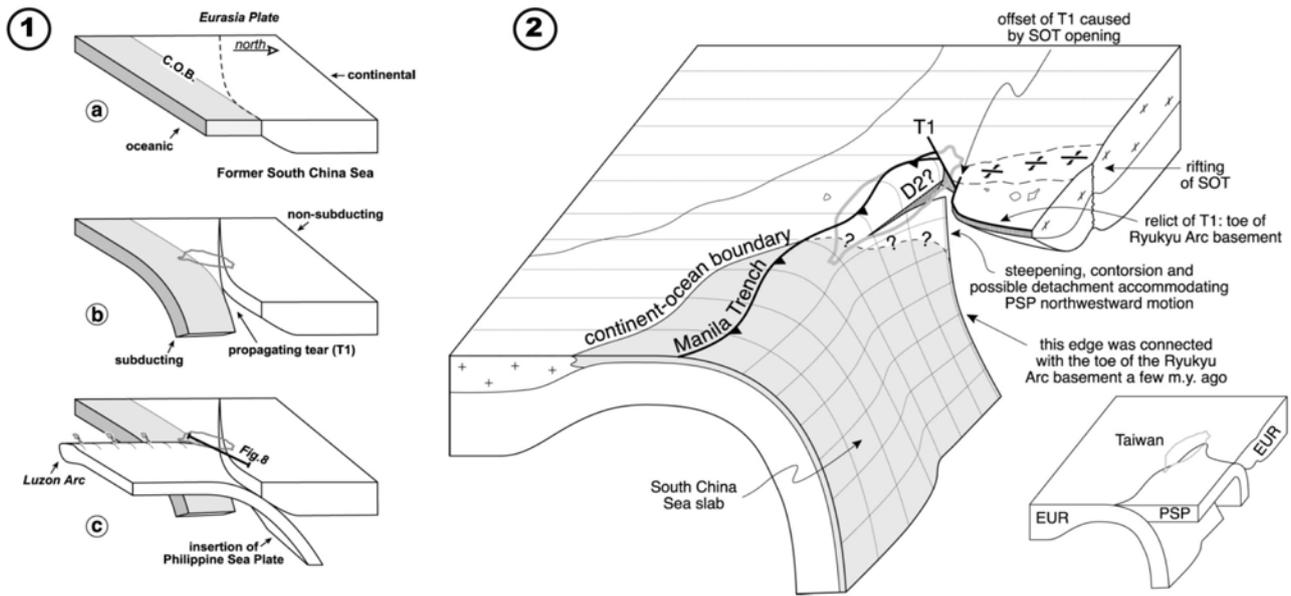


FIGURE 2.27: 1 : Schéma illustrant le modèle de propagation du déchirement de la marge à la faveur de l'avancement de la PSP. 2 : Bloc 3D proposant la structure de l'EP en lien avec le modèle donné en 1. [Lallemand et al., 2001]

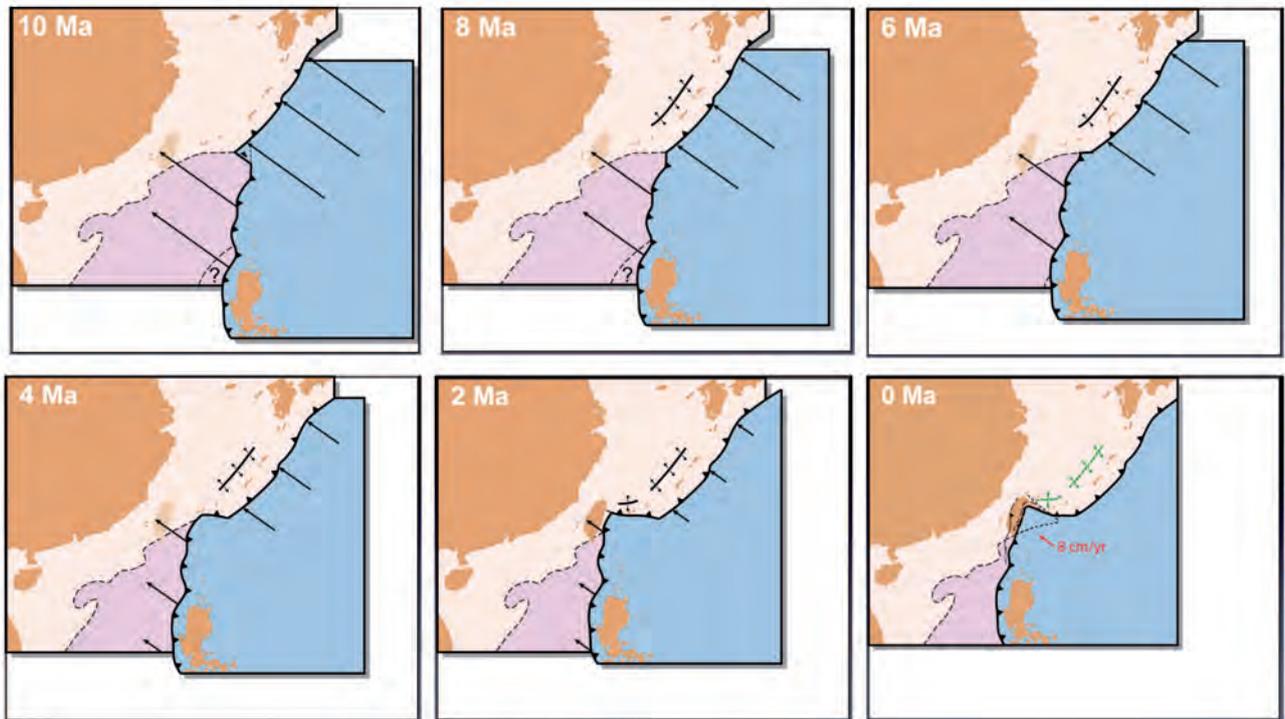


FIGURE 2.28: Reconstruction géodynamique selon le modèle de Lallemand et al. [2001].

2.2 Revue des failles majeures à l'est de Taïwan

En domaine marin, la bathymétrie et les profils sismiques permettent la cartographie des failles (Figures 2.29 et 2.30 par exemple). Lorsque ces deux méthodes atteignent leur limites, en particulier pour les failles aveugles (non visibles en surface), la localisation hypocentrale constitue un outil indispensable à l'étude de la déformation. Cependant la structure complexe du milieu et la position latérale et éloignée des séismes ne permet pas d'aboutir à une bonne localisation à partir d'un modèle de vitesse 1D [Font et al., 2004]. Ce problème associé aux méthodes de localisation sera traité dans le chapitre 6. Nous abordons ici une revue des failles actives majeures connues à l'est de Taïwan en particulier en mer à partir des observations géophysiques : la bathymétrie, la sismique active, les localisations hypocentrales, les mécanismes au foyer et le GPS.

L'objectif de cette partie est de recenser les failles connues ou supposées et de collecter les différentes informations géophysiques qui étayent la présence ou non de telle ou telle faille.

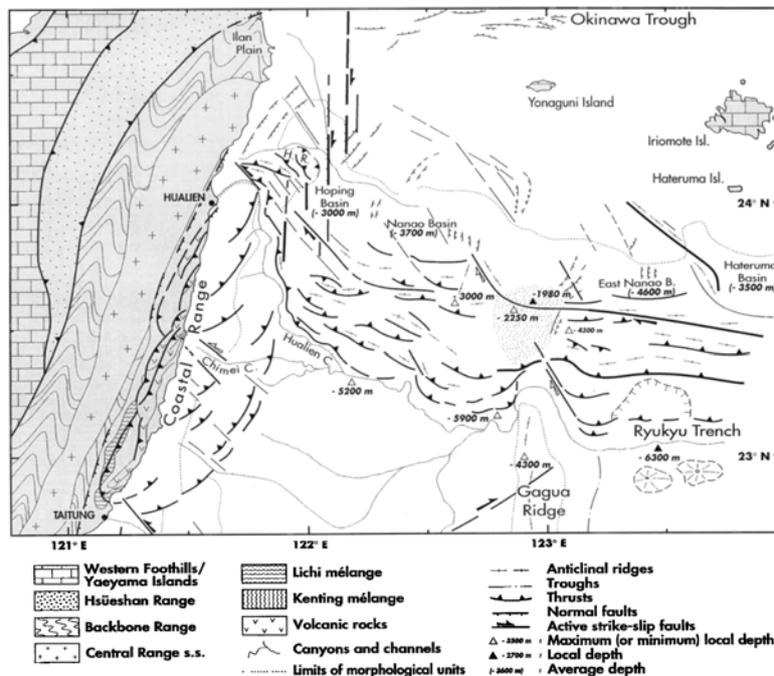


FIGURE 2.29: Schéma structural de l'avant-arc des Ryukyus d'après Lallemand et al. [1999].

2.2.1 L'interplaque sismogène de la subduction des Ryukyus (ISZ)

2.2.1.1 Extension de l'ISZ

L'ISZ a été étudié par Kao et al. [1991], Kao et al. [1998] et Kao [1998] à partir de mécanismes au foyer et de localisations téléseismiques d'évènements de magnitude supérieure à 5 (Figure 2.31). Kao [1998] a proposé, à partir des séismes chevauchants, une limite inférieure de l'ISZ à 35 km de profondeur et une limite supérieure à 10 km. Cette dernière est inférieure à la profondeur de l'extrémité du socle de l'avant-arc sur la ligne EW-1 qui est d'environ 14 km [Wang et al., 2001, 2004] alors que le mouvement du prisme vers l'ouest [Dominguez et al., 1998] semble montrer que le prisme est découplé de l'ISZ. La limite supérieure est certainement sous-estimée en lien

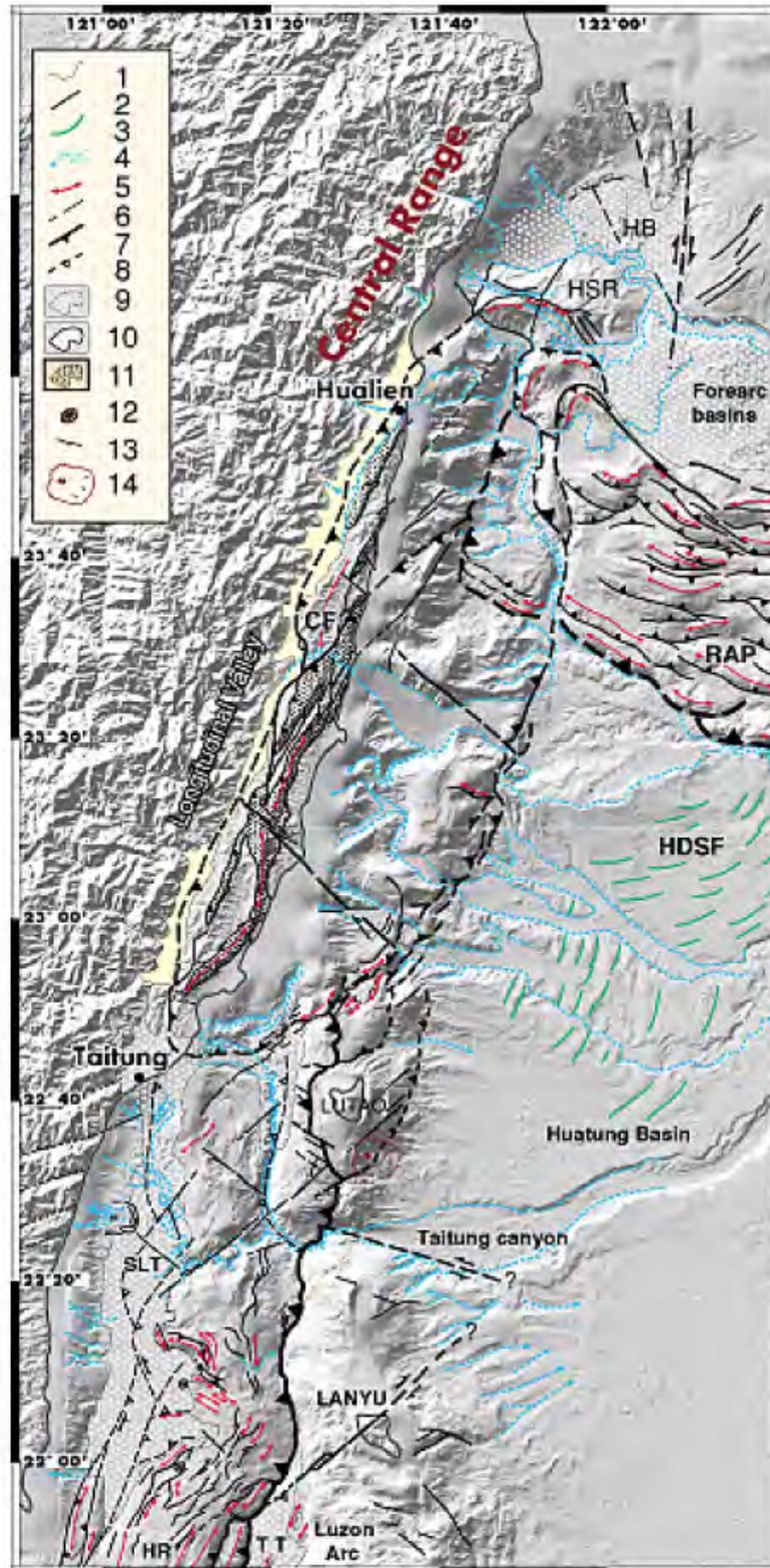


FIGURE 2.30: Schéma structural de la chaîne côtière à l'est de Taïwan en mer. Les contours géologiques sont dessinés sur la bathymétrie (vue ombrée, éclairage N310°). 1 - limites géologiques, 2 - faille, 3 - traces d'écoulement boueux sur la plaine abyssale, 4 - réseau de drainage, 5 - axe de pli, 6 - faille mineure, 7 - chevauchement, 8 - chevauchement inactif, 9 - bassin récent collisionnel, 10 - dépôts quaternaires de la LVF, 11 - volcans. (d'après Malavielle et al. [2002])

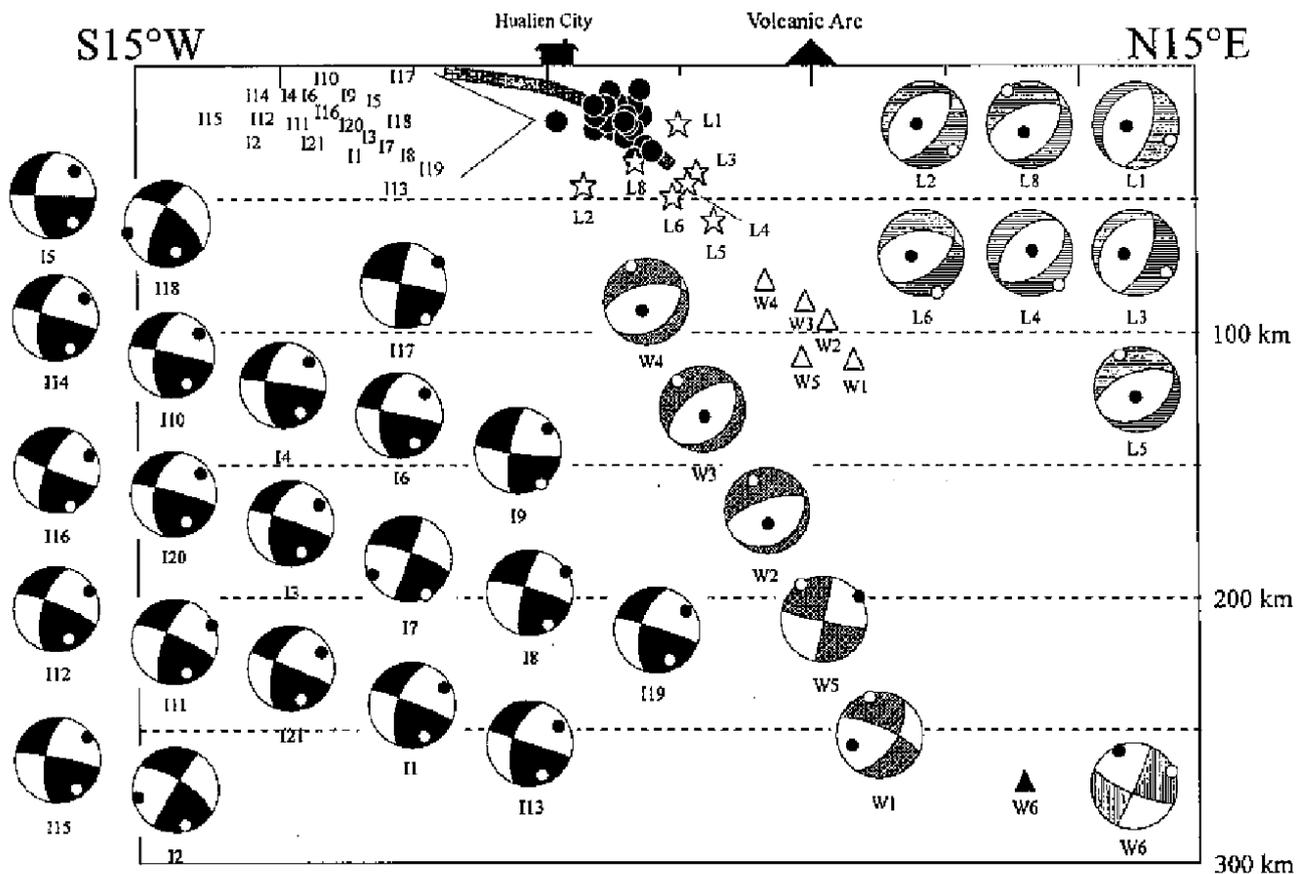


FIGURE 2.31: Section verticale N15°. Les hypocentres (petits symboles) et les mécanismes au foyer donnent une vision générale de la déformation de la PSP entre Taïwan et la ride Gagua. Les mécanismes au foyer sont projetés sur la section en projection stéréographique hémisphère inférieure. Les séismes chevauchants sont indiqués par des ronds noirs et nommés avec un "I". Un autre groupe de séismes montre de la compression latérale ("L") et enfin un groupe montre une PSP en extension dans la direction de plongement le long de la zone de Wadati-Benioff ("W"). Les axes "T" sont représentés en blanc dans les mécanismes au foyer et les axes "P" en noir. (d'après Kao [1998])

avec les incertitudes de localisation. En profondeur, le mocho de l'arc des Ryukyus recoupe le toit du slab à environ 25 km de profondeur sur la ligne EW-1 ce qui est inférieur à 35 km. Hyndman et Peacock [2003] proposent que la libération d'eau de la plaque plongeante est responsable de la création de serpentinites dans le coin supérieur ce qui est classiquement considéré comme la cause d'asismicité observée sous le mocho de l'arc. Ce phénomène se comporte alors comme un facteur limitant à la sismogénèse en profondeur alors que celle-ci pourrait être bien plus profonde avec une lithosphère froide (130 Ma) en considérant les températures limites de comportement cassant 350° -450° C [Peacock et Hyndman, 1999]. Les vitesses élevées (8.0 à 8.5 km/s [Wang et al., 2001, 2004]) dans le coin mantellique suggère l'absence de serpentinitisation (absence de déshydratation du slab à ces profondeurs) et pourrait expliquer une profondeur plus grande que 25 km pour la nucléation des séismes. Cela a déjà été proposé à Sumatra [Dessa et al., 2009] ou au nord de la fosse du Japon [Seno, 2005] pour la nucléation des méga-séismes.

La ride Gagua a été formée il y a 40-48 Ma [Deschamps et al., 1998]. Une indentation affecte le prisme d'accrétion et un haut de socle est visible au niveau du seuil de Nanao ce qui laisse

supposer que cette ride se prolonge le long du slab [Dominguez et al., 1998]. Lin et al. [2007] proposent que cette même limite pourrait être à l'origine d'un déchirement du slab en profondeur. Cette prolongation en profondeur de la ride pourrait jouer comme une barrière sismologique à la rupture rapide vers l'est d'un fort séisme comme cela a pu être observé pendant le séisme de Tonankai au Japon en 1944 [Kato et Ando, 1997]. Du côté de Taïwan, il est difficile de déterminer la limite ouest de l'ISZ puisqu'il s'agit d'une zone de transition importante [Lallemand et al., 1997; Font et al., 2001] accommodant certainement le mouvement de retrait de l'arc des Ryukyus [Lallemand et al., 1999] et l'échappement de la plaine d'Ilan [Angelier et al., 2008; Rau et al., 2008; Hou et al., 2009]. Proche de Taïwan, l'arc de Luzon rentre en subduction et la ride de Hsincheng pourrait en être l'évidence. En considérant les dimensions de 110 km en longueur (distance Hsincheng-Gagua) et de 50 km en largeur (avec la géométrie de Kao [1998]), il est possible d'estimer une magnitude maximale d'environ 7.8 avec un déplacement de 3.5 m et un coefficient de rigidité de $3.5 \times 10^{10} N.m^{-2}$.

A partir de données GPS aux stations permanentes japonaises, Nakamura [2009] a montré que l'arc des Ryukyus s'était déformé rapidement puis lentement pendant 5 ans après le séisme chevauchant du 31 mars 2002. Il a proposé un glissement lent entre 30 et 60 km de profondeur le long de l'interplaque entre environ $122.5^\circ E$ et $123.2^\circ E$. Cela signifie que l'interplaque jusqu'à 60 km de profondeur est mécaniquement couplé permettant de libérer la déformation accumulée à un moment donné et non de façon continue.

2.2.1.2 Le cluster de sismicité de Hopping

A partir de l'analyse des séismes enregistrés par le CWB et le JMA de 1992 à 1997 et relocalisés à partir des données des réseaux locaux dans un modèle de vitesse 3D *a-priori*. Font et Lallemand [2009] ont proposé que les séismes chevauchants appartenaient à une faille affectant la plaque supérieure, c'est-à-dire l'avant-arc des Ryukyus. Ils pourraient s'agir d'une faille hors-séquence qui serait connectée en profondeur à l'ISZ vers 25 km de profondeur, ou alors il pourrait s'agir d'une série de failles rétro-chevauchantes très inclinées en échelon (Figure 2.32). Les observations sur les lignes de sismique active ne permettent de visualiser que de nombreuses failles très inclinées avec un jeu apparent quasi systématiquement normal. Aucune évidence de failles hors-séquence n'est visible sur les nombreux profils N-S de sismique réflexion. L'incohérence possible entre les données d'imagerie et la localisation des séismes nécessite de reconsidérer la localisation des séismes. Ce travail fera en partie l'objet des chapitres 5, 6 et 7.

Igarashi [2010] a montré, à partir de l'analyse des séismes sur la période 2002-2009 enregistrés par les stations japonaises, que les séismes chevauchants de cette région proche de Taïwan étaient des séismes répétitifs, c'est-à-dire avec une forme d'onde très proche. Ce genre de séisme est associé à des petites aspérités entourées de zones qui glissent librement. Ils peuvent être considérés comme des capteurs qui enregistrent le taux de glissement aismique. Il constate que la région à l'est de Taïwan a glissé avec une vitesse de l'ordre de 90 à 130 mm/an sur la période 2002-2009 en lien avec les glissements post-sismiques du séisme du 31 mars 2002. Ces vitesses sont de l'ordre de grandeur de la convergence relative entre la PSP et l'arc des Ryukyus.

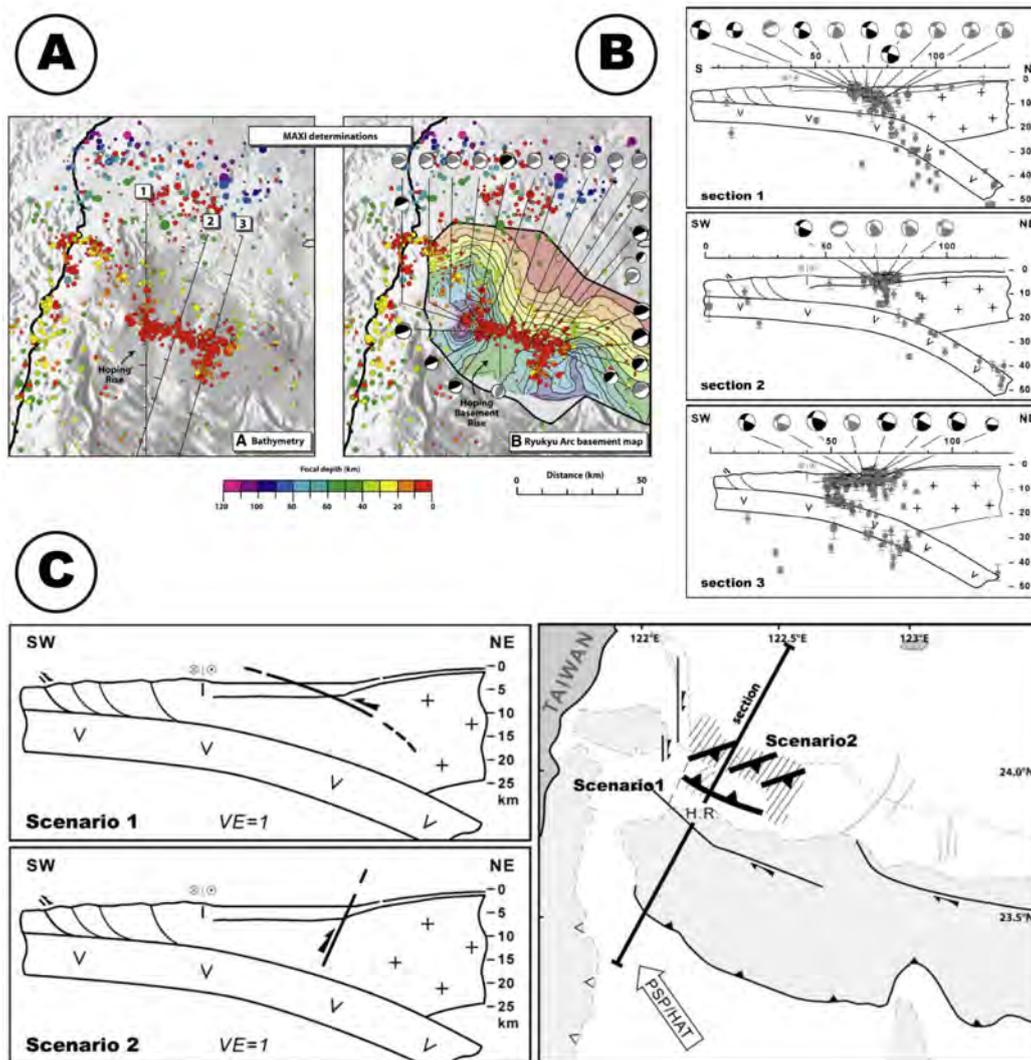


FIGURE 2.32: A : Localisation des séismes par rapport à la bathymétrie et par rapport au toit du socle de l'avant-arc. B : Localisation des séismes sur trois sections verticales; le toit du socle provient de la sismique réflexion [Font et al., 2001] alors que le toit de la PSP associe la sismique réfraction et la sismicité de Engdahl [Engdahl et al., 1998 ; Engdahl et Villasenor, 2002]. Les mécanismes au foyer gris proviennent de Kao et al. [1998] et ceux en noir du GCMT. C : Modèles de géométrie des failles proposés par Font et Lallemand [2009].

2.2.1.3 Aspérité ou relief le long de l'ISZ

Il est possible d'identifier des reliefs passant en subduction sous l'avant-arc des Ryukyus [Dominguez et al., 1998] comme au niveau de la ride Gagua ou au niveau de petits reliefs sous-marins à l'est de Gagua. Il existe une indentation du prisme d'accrétion entre $122^{\circ} 12'$ et $122^{\circ} 30'$ compatible avec le passage en subduction d'un relief sous-marin situé sur la PSP (Figure 2.33). Ce relief est compatible avec le haut de socle de l'avant-arc et le haut de toit de la PSP et pourrait être responsable d'une aspérité le long de l'ISZ sous le seuil de Hopping. Au niveau de la ride Gagua, il y a aussi une présomption qu'une extension de la ride Gagua soit responsable du haut de socle de Nanao et du haut du toit de la PSP [Dominguez et al., 1998]. Par contre, il n'y a pas d'explication à la présence d'un petit haut de socle sous le bassin de Nanao (Figure 2.33).

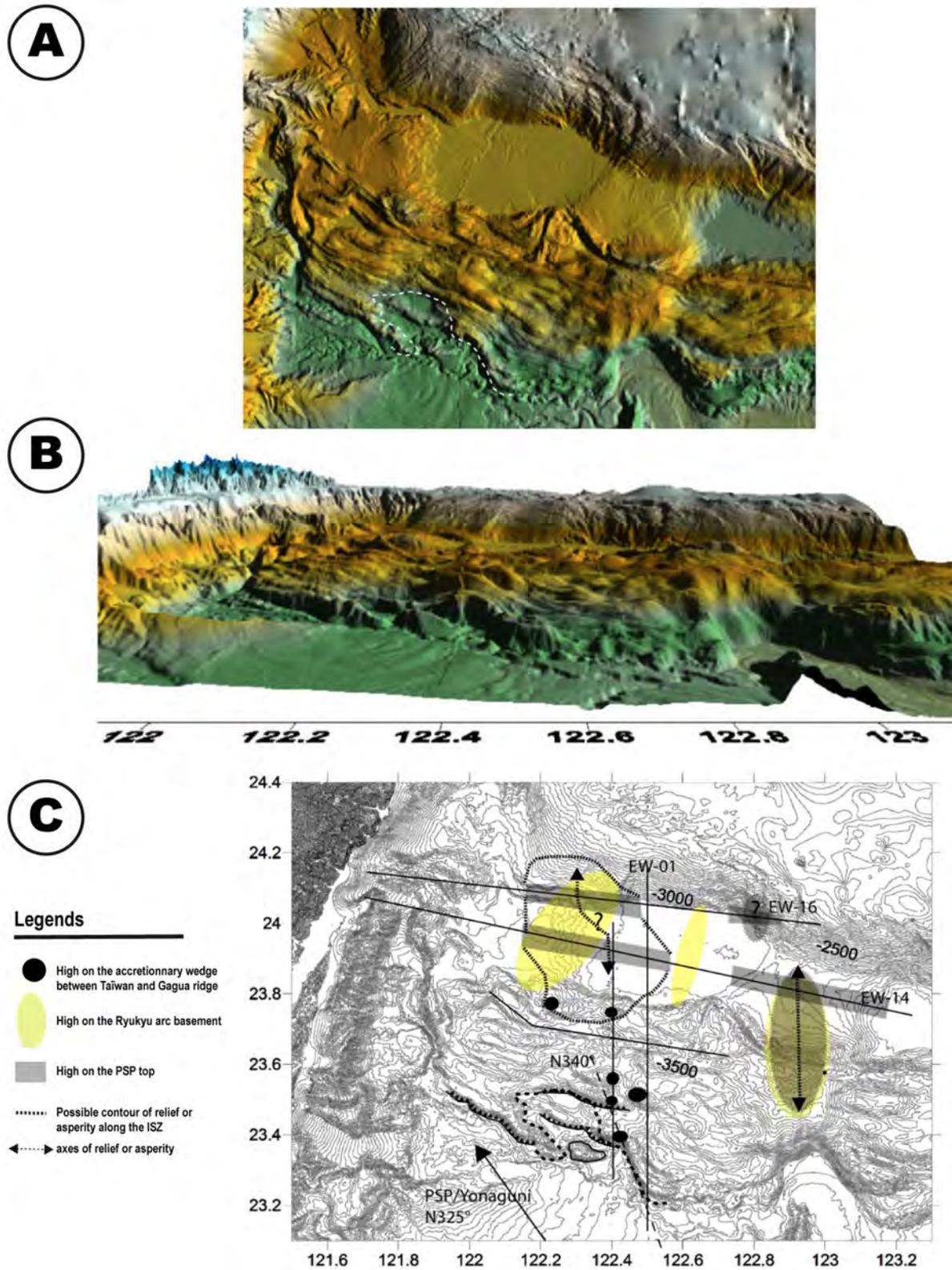


FIGURE 2.33: A : Bathymétrie entre Taïwan et la ride Gagua de l'avant-arc des Ryukyus et de son prisme d'accrétion. B : Vue 3D vers le nord. C : Localisation des "hauts" visible dans la sismique réflexion (haut de socle de l'avant-arc), la sismique réfraction ("hauts" du toit de la plaque plongeante) et "hauts" sur le prisme d'accrétion d'après la bathymétrie. La déformation du prisme suggère la mise en subduction d'un relief d'autant que la direction N340° de l'indentation correspond à la direction de convergence PSP/prisme. Les "hauts" dans le prisme sont peut être associés.

2.2.2 Les failles dans la plaque supérieure (l'arc des Ryukyus)

2.2.2.1 La faille décrochante de Yaeyama

La faille décrochante de Yaeyama clairement visible dans la bathymétrie [Dominguez et al., 1998; Lallemand et al., 1999;] est divisée en deux parties (Figures 2.18, 2.29 et 2.33) : la faille de Yaeyama à l'ouest et la faille est-Yaeyama à l'est. Ces deux segments sont séparés par une virgation dans la faille de est-Yaeyama dans une direction d'environ N305° parallèle à une partie du pied la pente de l'arc au NE du bassin de Nanao et parallèle à la direction de convergence PSP/SCB. Cette virgation se termine à 122° 40-45' N de longitude ce qui correspond à la longitude à laquelle la direction de la fosse passe de N275° à l'est à N295° à l'ouest. Proche de Taïwan, la faille de Yaeyama montre une autre virgation d'environ N313°.

Sur les profils ACT-81 et ORI446-11, une zone bruitée sans réflecteurs bien visibles, sous les sédiments du bassin de Nanao, est identifiable (Figure 2.34). Plus au nord, au niveau de la ligne EW-14, cette zone n'est plus visible. Cependant sur l'ensemble de ces lignes, des failles normales actuelles limitent le petit haut de socle de Nanao et cette zone bruitée qui est en continuité parfaite avec la virgation de la ride de Yaeyama.

La faille de Yaeyama ne présente aucune sismicité. Il s'agit d'un partitionnement de l'obliquité générant le mouvement vers l'ouest du prisme d'accrétion à la faveur d'une faille décrochante [Dominguez et al., 1998; Lallemand et al., 1999] qui mettrait en contact une butée verticale (le socle de l'avant-arc) avec les sédiments du prisme d'accrétion [Martinez et al., 2002]. La présence des sédiments non-consolidés et la faible contrainte normale expliqueraient l'asismicité.

2.2.2.2 Les failles normales à l'est et à l'ouest du bassin de Nanao

De nombreuses failles normales sont visibles le long de l'arc des Ryukyus à la fois dans la bathymétrie, les profils de sismique réflexion et la sismicité. L'arc des Ryukyus est sujet à une importante extension parallèle à la fosse générée par le mouvement de retrait de la fosse et la courbure de l'arc (Figure 2.4-B) [Fabbri et Fournier, 1999; Fournier et al., 2001; Nakamura, 2004;], par l'effet de l'obliquité importante au niveau de l'extrémité sud de la subduction [Lallemand et al., 1999] ou alors par l'effet relatif de mouvements verticaux ascendants des hauts de socle. Au niveau du bassin de Nanao, ces failles normales s'expriment très bien sur les profils sismiques et dans la bathymétrie à l'ouest et l'est du bassin de Nanao (Figures 2.34 et 2.35) sur les bords des seuils de Hopping et Nanao.

Les failles normales est-Nanao marquent beaucoup plus la bathymétrie que les failles à l'ouest de Nanao. Une faille normale majeure part de l'extrémité de la virgation de la faille de Yaeyama puis longe le seuil de Nanao vers le NNE. Dans la pente de l'arc, de nombreux décalages verticaux sont bien visibles dans la bathymétrie dont deux majeurs (Figure 2.35). L'importance des décalages est en accord avec les observations sur les lignes de sismique réflexion. Ce système de failles normales est associé au cluster de sismicité de Hopping (Figure 2.7) et au séisme de magnitude de M_W 6.8 du 18 décembre 2001 qui a précédé le séisme majeur chevauchant de magnitude M_W 7.1 du 31 mars 2002 (voir chapitre suivant). En considérant un plan nodal à pendage vers l'ouest, le séisme de 2001 montrait un léger jeu décrochant senestre en désaccord avec le gradient de vitesse entre Yonaguni et le sud de la plaine d'Ilan.

A l'ouest de Nanao, trois failles normales peuvent être identifiées mais les décalages sont moins importants que les failles à l'est du bassin de Nanao. Parmi les 3, une faille génère un décalage assez important sur la pente de l'arc. Aucun séisme important n'est identifié associé à ce système.

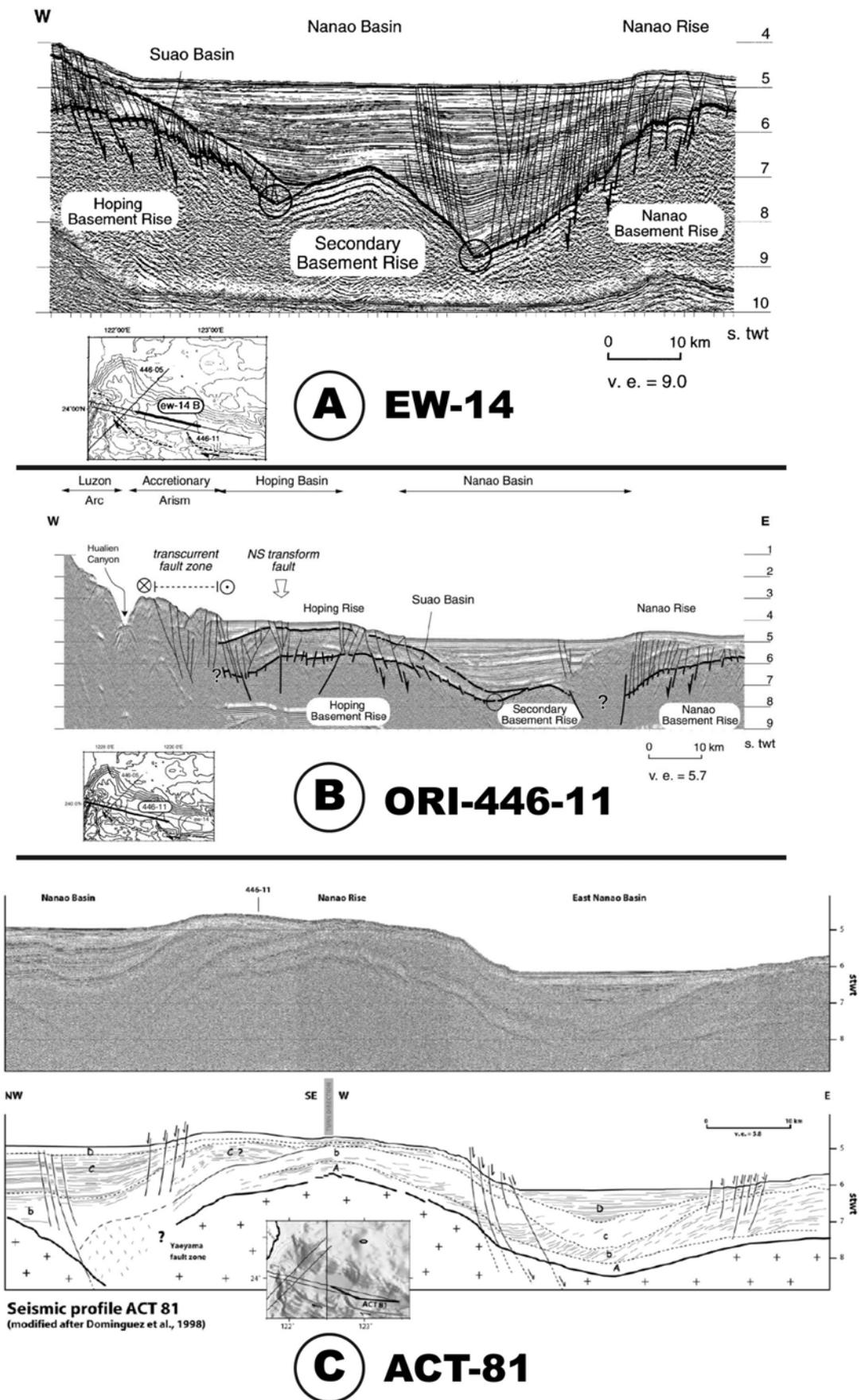


FIGURE 2.34: Profils de sismique réflexion interprétés à travers le bassin de Nanao et la continuité de la virgation de la faille est-Yaeyama. A et B : Font et al. [2001] ; C : Font, 2002.

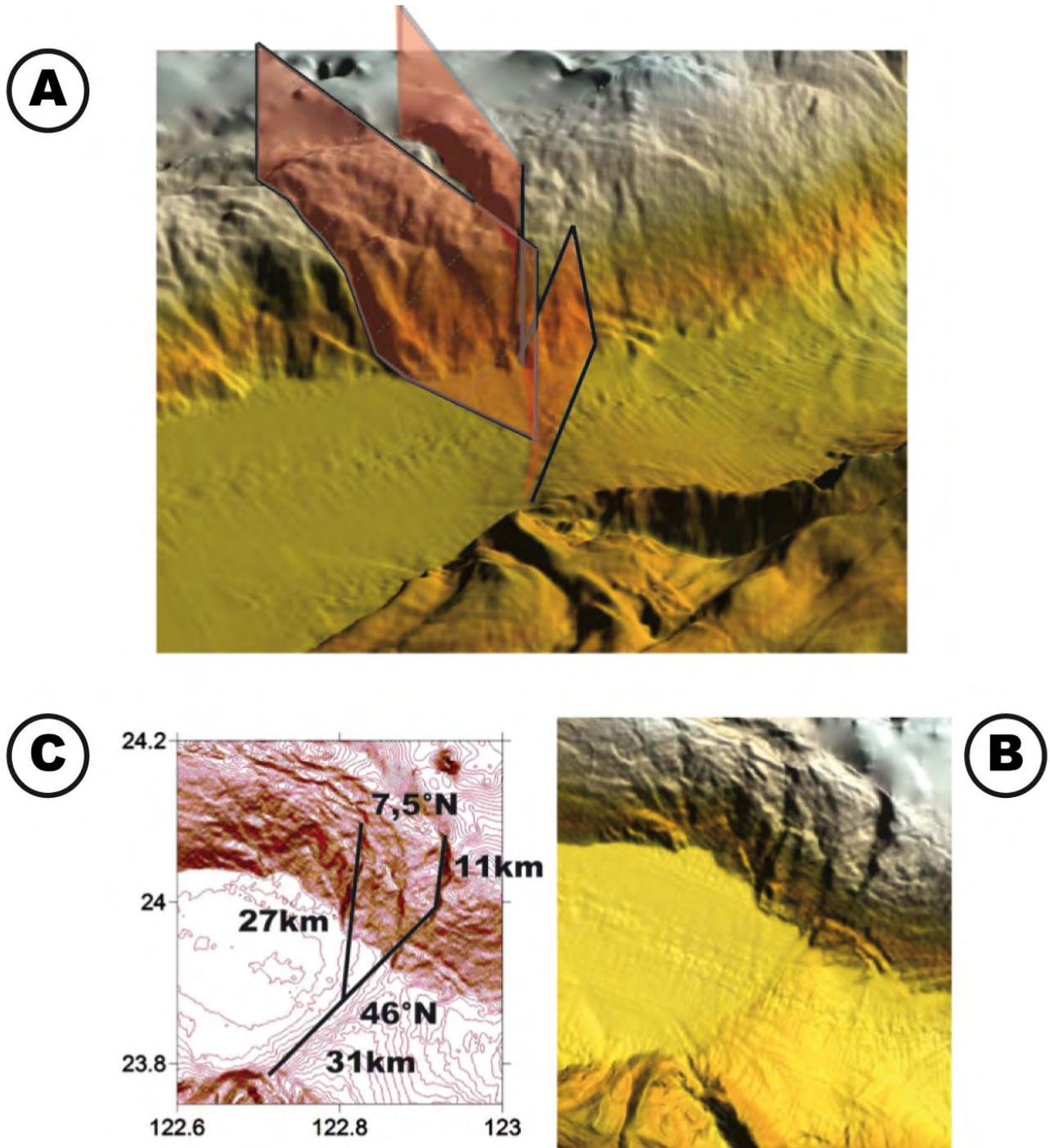


FIGURE 2.35: Identification du système de failles normales à l'est du bassin de Nanao. A et B : zoom sur la bathymétrie et mise en évidence des décalages verticaux. C : longueur et orientation des trois segments de faille.

2.2.2.3 La faille décrochante dextre du bassin de Hoping

L'analyse de la bathymétrie révèle un décalage apparent de 35 km de la pente de l'arc avec une direction N-S. Ce décalage apparent ne révèle aucune trace de décalage ou de déformation

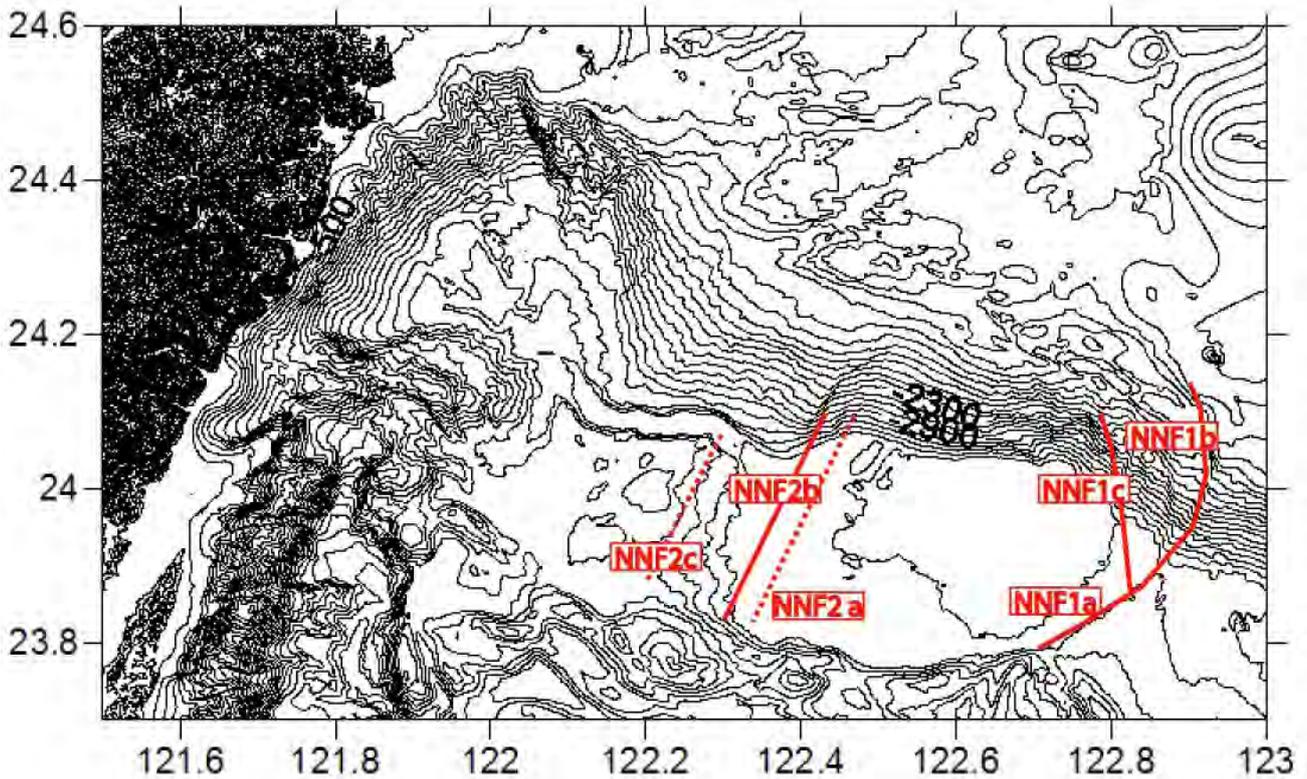


FIGURE 2.36: Bilan des failles normales perpendiculaires à la fosse affectant l'avant-arc des Ryukyus de part et d'autre du bassin de Nanao. NNF : Normal Nanao Fault.

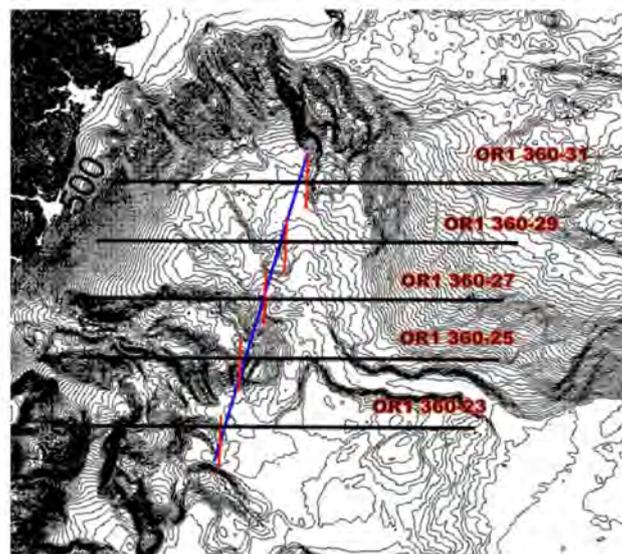


FIGURE 2.37: Positions d'une sélection de lignes de sismiques réflexion OR1 à travers le bassin de Hopping. En rouge sont représentées des zones interprétées comme déformées. Ces zones s'alignent selon un axe NNE-SSW (ligne bleue) qui pourrait correspondre un zone décrochante dextre qui n'est pas aligné N-S comme cela est considéré classiquement [Lallemand et al., 1999]

dans les couches sédimentaires sur les profils de sismique réflexion. L'interprétation des profils ORI-360-31,29,27,25 et 23 permet de proposer une structure alignée NNE-SSW tangents à la ride Hsincheng et dans le prolongement au nord du bassin de Hoping d'une digitation de la pente de l'arc (Figure 2.37). Cette faille n'est associée à aucune sismicité superficielle certainement en lien avec un glissement asismique liée à la présence des sédiments jusqu'à 12 km de profondeur au plus profond du bassin de Hoping (Figure 2.19).

2.2.3 Les failles dans la plaque plongeante et en collision (la PSP)

2.2.3.1 Faille chevauchante est-Luzon

Font, 2002 a proposé l'existence de failles chevauchantes N-S plongeant vers l'ouest à partir de l'analyse d'une sélection de séisme de 1992 à 1997 relocalisé dans un modèle 3D *a-priori*. Si la première faille au pied de l'arc de Luzon est confirmé par la présence de plusieurs mécanismes au foyer, la seconde n'est pas clairement mise en évidence. Si elle existe l'intersection du plan de faille avec la surface serait au niveau du seuil de Hoping (Figure 2.38).

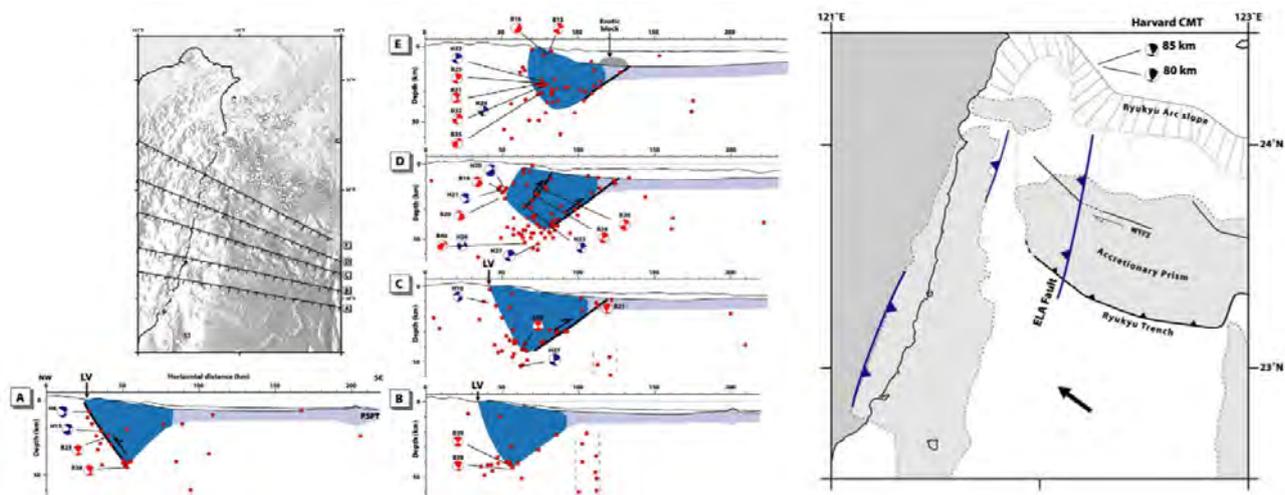


FIGURE 2.38: Position d'une faille chevauchante N-S à travers la PSP à l'est de l'arc de Luzon au NE de Taïwan d'après Font [2002].

2.2.3.2 La faille de Taitung du bassin de Huatung

Il s'agit d'une faille majeure décrochante dextre qui affecte la PSP sur toute la largeur du bassin de Huatung. Elle est orientée N065°, c'est-à-dire à 60° par rapport à la direction de convergence et parallèle à la transition croûte océanique - croûte continentale de la marge chinoise dans la Mer de Chine du Sud au SW de Taïwan [Sibuet et al., 2004]. Le canyon de Taitung emprunte cette discontinuité ce qui rend visible cette discontinuité dans la bathymétrie [Schnurle et al., 1998].

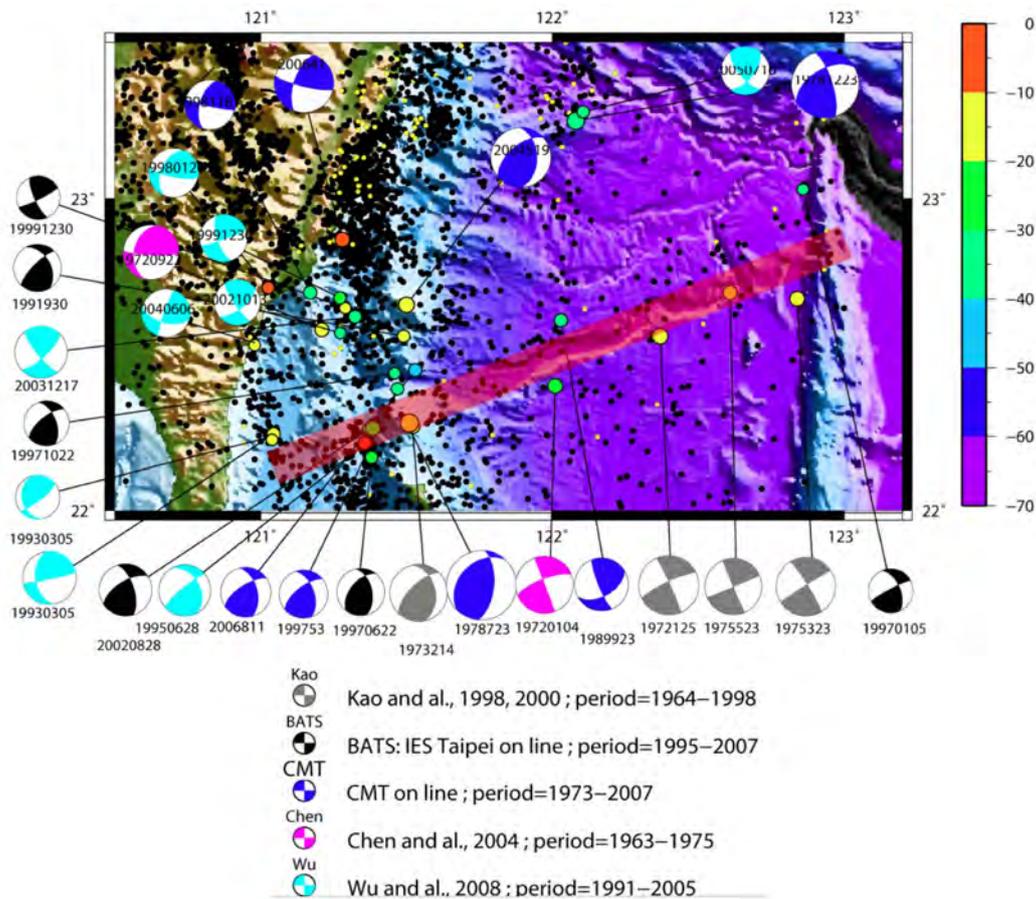


FIGURE 2.39: Position de la faille de Taitung à travers le bassin de Huatung [e.g. Schnurle et al., 1998 ; Sibuet et al., 2004]. Les mécanismes au foyer des séismes décrochants de magnitude supérieure à 5 sont représentés.

2.2.4 Les failles affectant l'EP

2.2.4.1 La faille de la Vallée Longitudinale (LVF)

La faille de la Vallée Longitudinale est une discontinuité majeure qui forme la limite de plaque entre EP et PSP [e.g. Teng, 1990 ; Shyu et al., 2005]. Elle accommode environ un tiers de la convergence entre 22.6° N et 23.7° N [e.g. Yu et al., 1997 ; Hsu et al., 2009]. Il s'agit d'un système de failles qui accommode la convergence oblique avec des séismes à composantes inverse et senestre. En particulier, deux failles parallèles accommodent la convergence avec un partitionnement de la déformation associé à l'obliquité : du côté est de la LVF, une faille à pendage vers l'est jusqu'à 30-40 km de profondeur (la faille de la chaîne côtière - CRF pour Coastal Range Fault) avec un jeu surtout inverse et à l'ouest de la LVF, une faille sub-verticale à pendage vers l'ouest (la faille de la chaîne centrale - CNF pour CeNtral range Fault) qui joue surtout en jeu décrochant senestre [e.g. Wu et al., 2006a, 2006b]. Du sud au nord, la CRF est de plus en plus décrochante senestre et elle est marquée par un changement de géométrie avec une faille de plus en plus verticale voire avec un pendage vers l'ouest au nord de la zone de suture [e.g. Kim et al., 2006 ; Rau et al., 2007]. La LVF montre une zone centrale entre 23.25° N et 23.6° N (Figure 2.6) qui glisse de façon aismique en lien avec le flux de chaleur élevé (moho peu profond). Ce glissement n'est que partiel puisque ce segment est susceptible de glissement

cosismique important [Chung et al., 2008]. Cette faille a subi une crise sismique majeure en 1951 (voir chapitre 4) qui a affecté de nombreux segments de faille dont en particulier les segments de la CRF [e.g. Shyu et al., 2007; Lee et al., 2008; Chen et al., 2008; Chung et al., 2008]. La géométrie des surfaces de rupture de la crise de 1951 est représentée sur la figure 2.40 [Chung et al., 2008].

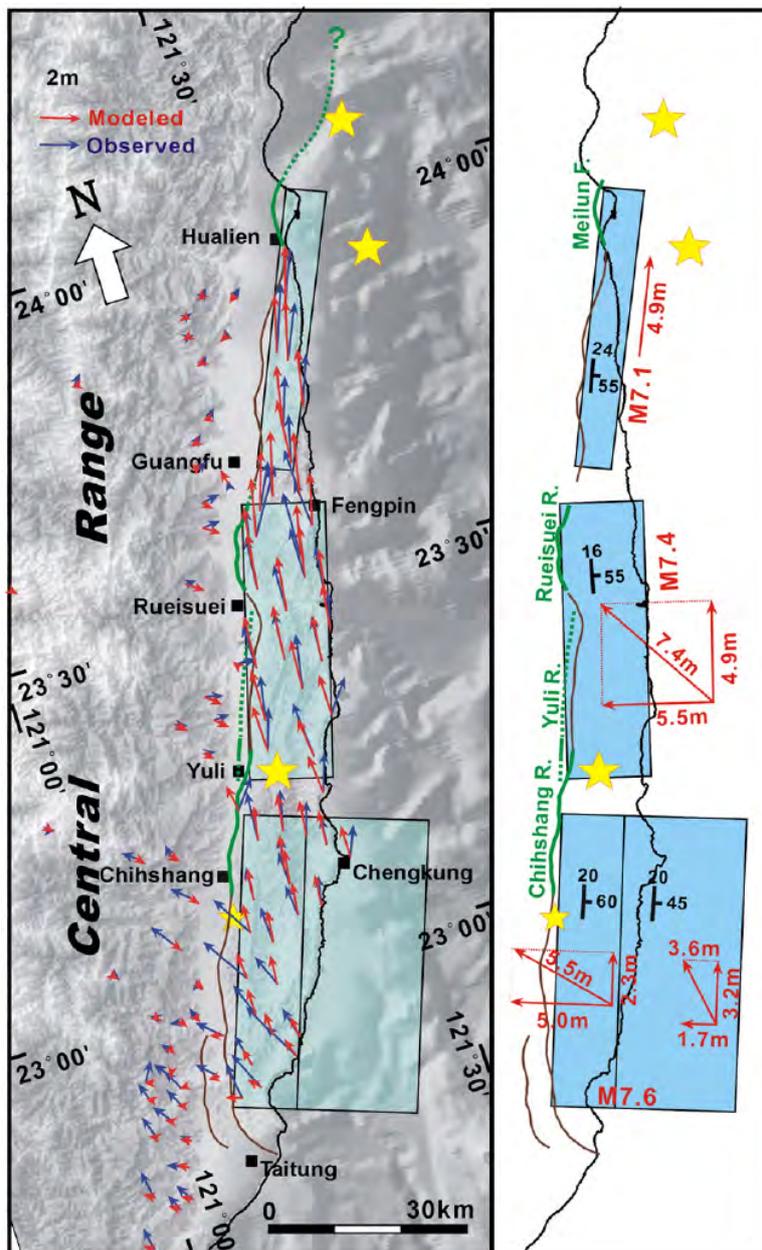


FIGURE 2.40: A gauche : les vecteurs bleus représentent les déplacements co-sismiques estimés par triangulation sur les données 1917-1978. Les vecteurs rouges sont ceux obtenus par le modèle direct. Les séismes majeurs de la crise de 1951 sont indiqués par une étoile jaune. Les surfaces de rupture sont représentées en vert. A droite : géométrie des plans de rupture, des glissements moyens modélisés et des magnitudes possibles associées à ces plans de rupture. (d'après Chung et al., [2008])

Le système de failles de la LVF est relativement complexe et la sismicité descend jusqu'à 50 km de profondeur certainement associé à des morceaux des blocs crustaux enfouis sous cette limite

de plaque en convergence [e.g. Malavielle et al., 2002, Shyu et al., 2006]. Enfin, la géométrie de la déformation à la transition entre la LVF, la subduction des Ryukyus et l'ouverture arrière-arc au nord de la LVF n'est pas bien décrit. Rau et al. [2007] ont mis en évidence des séismes répétitifs au nord de la LVF au niveau de cette transition. Ils proposent que cette partie de la LVF jouerait comme une sorte de faille hors séquence de la PSP qui serait en subduction sous Taïwan à cette latitude comme le proposent de nombreux auteurs [Chemenda et al., 1995, 1997; Kao et Jian, 1998; Wang et al., 2001; Rau et al., 2007]. (Figure 2.41).

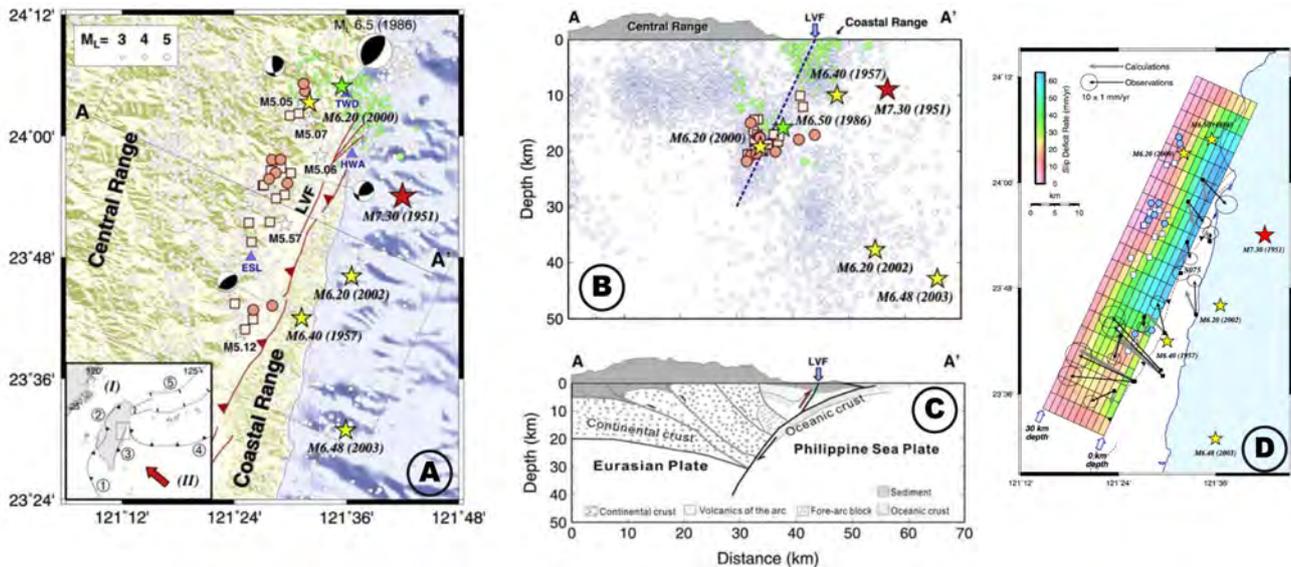


FIGURE 2.41: Géométrie de la LVF à l'extrémité nord de la zone de suture proche de la zone de transition avec la subduction des Ryukyus et l'ouverture arrière-arc. A : Localisation du nord de la LVF. 1 : Subduction de Manille, 2 : Front de déformation, 3 : LVF, 4 : subduction des Ryukyus, 5 : bassin 'Okinawa. Sismicité : $M_L > 3$ (1991-2004) relocalisé avec hypoDD. Etoiles blanches : séismes M 5-6; Etoiles jaunes : $M > 6$. Ronds rouges et carrés blancs = 9 et 16 séquences de séismes répétitifs respectivement. B : séismes en vert = répliques du séisme de 1986 (M6.5). C : Modèle modifié d'après Chemenda et al. [2001]. D : Géométrie du nord de la LVF et taux annuel de déficit de glissement. (d'après Rau et al. [2007])

2.2.4.2 Les failles du nord de Taïwan et du bassin d'Okinawa

La déformation qui affecte le NE de Taïwan met en jeu des failles associées à une phase de collision antérieure dans un contexte en extension avec l'ouverture et la propagation du bassin d'Okinawa vers l'ouest. Sibuet et al., [1998] et Lin et al., [2009] ont présenté les liens entre magmatisme, microsismicité et failles dans le bassin d'Okinawa. Il s'agit essentiellement de petites failles (Figure 2.5). Cependant, une faille majeure traverse la plaine d'Ilan et se prolonge dans le bassin d'Okinawa. Cette faille est dans l'extension de la faille de Lishan, l'une des discontinuités majeures de la chaîne de Taïwan qui délimite le domaine de Hsuehshan du domaine de la Backbone Range. Rau et al. [2008] décrivent les failles qui sont actives sur la base des données GPS et une modélisation par blocs (Figure 2.42).

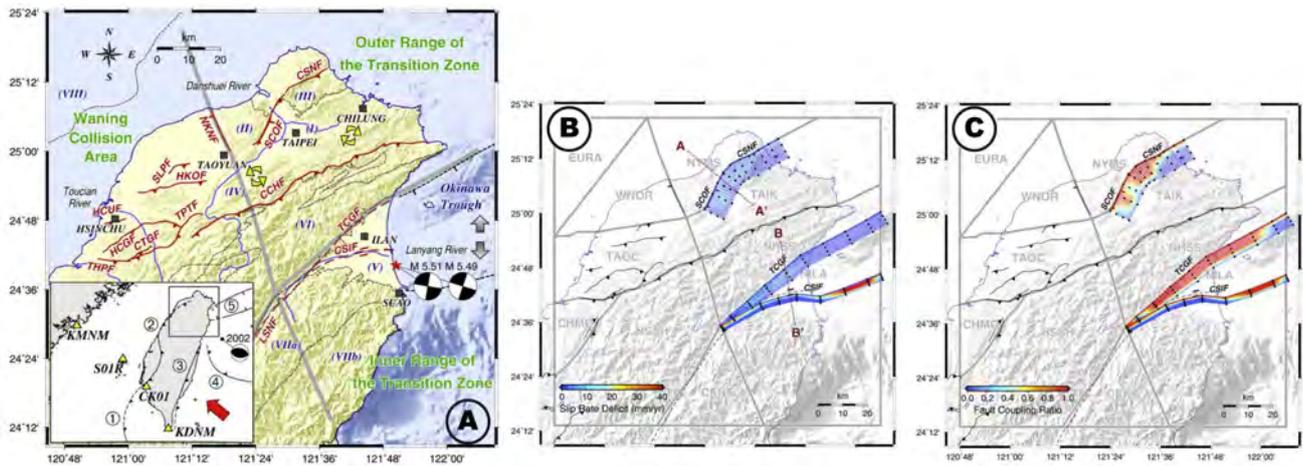


FIGURE 2.42: Localisation des failles au nord de Taïwan (A et B) et géométrie des trois failles actives les plus importantes avec leur taux de déficit de glissement et leur couplage sismique. (C). I : bassin de Taïpei, II : plateau de Linkou, III : volcan de Tatun, IV : Western Foothills, V : pline Ilan, VI : chain de Hsuehshan, VIIa : chaine de Backbone, VIIb : chain centrale métamorphique, VIII : haut de ocle de Kuanyin. CSNF : faille de Chinshan ; SCOF : faille de Shanchiao, NKNF : faille de Nankan ; SLPF : faille de Shunglianpano ; HKOF : faille de Hukou ; TPTF : faille de Tapingti ; HCUF : faille de Hsinchu ; HCGF : faille de Hsincheng ; CTGF : faille de Chutung ; THPF : faille de Touhuanping ; CCHF : faille de Chuchih ; LSNF : faille de Lishan ; CSIF : faille de Choshui ; TCGF : faille de Toucheng. (d’après Rau et al. [2008])

2.2.5 Bilan

La figure 2.43 récapitule l’ensemble des failles actives à l’est de Taïwan dont celles supposées par un ou plusieurs auteurs. Certaines failles n’ont pas été décrites ci-avant mais les références sont disponibles dans la légende.

FIGURE 2.43: Localisation des failles majeures à l’est de Taïwan. 1 : Interplaque de la subduction des Ryukyus [Kao et al., 1998 ; Kao, 1998] ; 2 : faille est-Yaeyama ; 3 : faille de Yaecama [Dominguez et al., 1998 ; Lallemand et al., 1999] ; 4 : failles normales à l’est du bassin de Nanao ; 5 : faille normale à l’ouest du bassin de Nanao ; 6 : Faille hors-séquence chevauchante à travers la marge et 7 : rétro-chevauchement très inclinés [Font et Lallemand, 2009] ; 8 : décrochement dextre à travers le bassin de Hoping [Lallemand et al., 1999] ; 9 : faille chevauchante affectant la PSP [Font, 2002] ; 10 : Faille chevauchante sous l’arc de Luzon (Font [2002] au nord et Malavieille et al. [2002] au sud) ; 11 : déchirure dans la PSP [Lallemand et al. [1997] ; 12 : faille de Taitung [Schnurle et al., 1998b ; Sibuet et al., 2004] ; 13 : faille à travers l’avant-arc de Luzon [Malavieille et al., 2002 ; Malavieille et Trullenque, 2009] ; 14 : faille de la chaine centrale (LVF) ; 15 : faille sud de la chaine côtière (LVF) ; 16 : faille nord de la chaine côtière ; 17 : failles décrochantes-normales au nord et à l’ouest du bassin de Hoping [Font, 2002] ; 18 : faille décrochante de Choshui ; 19 : faille normale de Toucheng ; 20 : faille de Chinshan ; 21 : faille de Lishan (inactive ?) ; 22 : faille de Chiuchih (inactive ?) ; 23 : faille de Laonung ; 24 : Failles du bassin d’Okinawa [Sibuet et al., 1998].

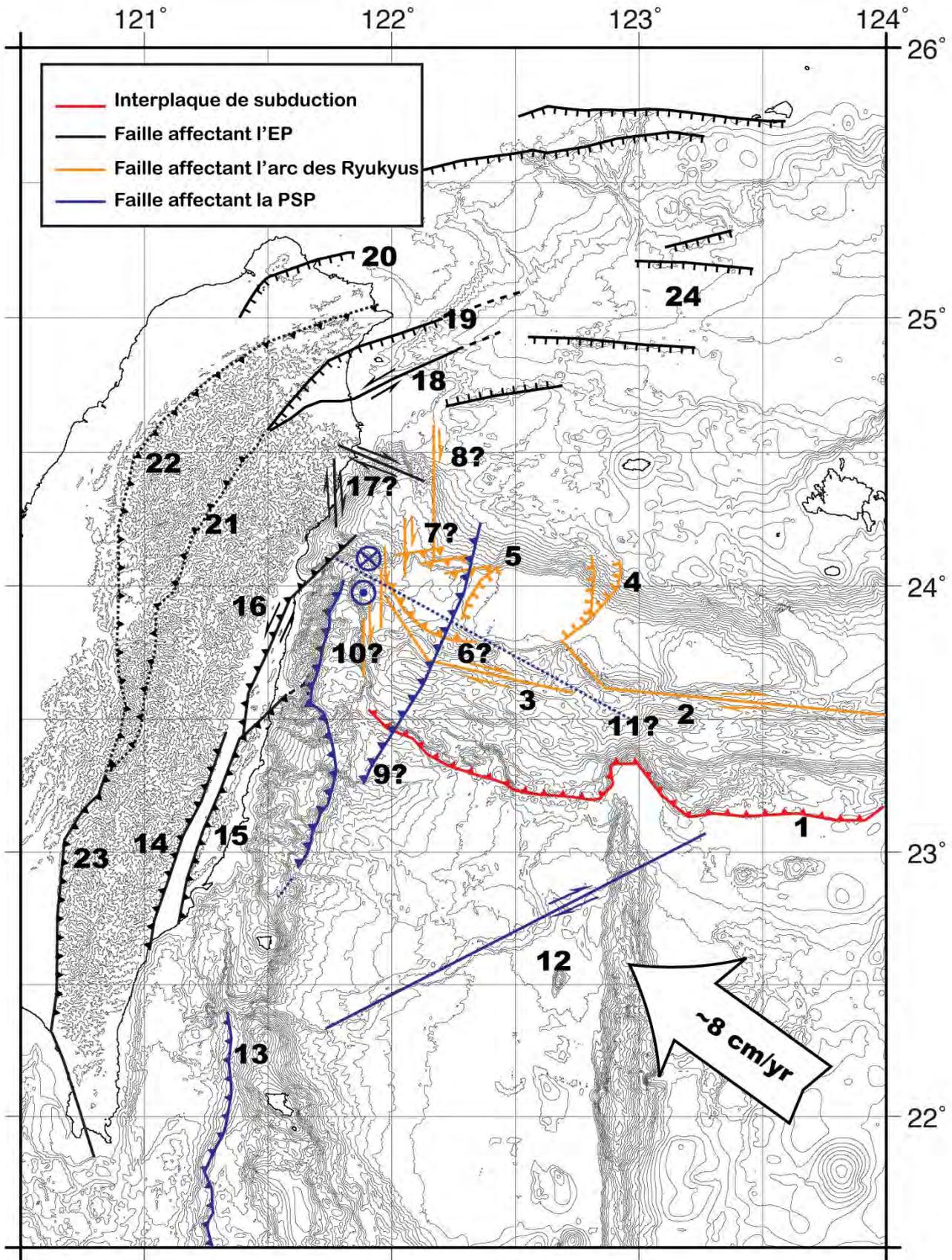


FIGURE 2.43: Suite (voir page précédente).

2.3 Le projet ACTS/RATS

Dans quel projet s'intègre ce travail de thèse et dans quel objectif ?
Quel est l'intérêt de l'extrémité Sud de la subduction des Ryukyus ?
Quelles sont les principales questions et motivations à l'origine de ce travail ?

Nous rappellerons dans cette partie le contexte général et l'orientation du projet ACTS à la lumière du contexte géodynamique puis poserons les problématiques et les méthodes envisagées pour y répondre.

2.3.1 Le projet ACTS

Le projet *Active Tectonics and Seismic Hazard in Taiwan* (ACTS) a été financé par l'ANR (Agence Nationale de la recherche) pour la période 2007-2010 initialement. Il s'agit d'un projet pluri-disciplinaire pour lequel les objets d'étude sont à la fois sur l'île de Taïwan et en mer, à l'est de Taïwan. Les thématiques majeures développées par ce projet étaient l'aléa sismique, les glissements de terrain, les effets de site et l'imagerie à l'échelle crustale. De nombreux partenaires en France, à Taïwan et aux Etats-Unis ont collaboré à ce projet.

2.3.1.1 Le contexte général

Les séismes sont l'un des plus risque naturel les plus destructeurs. Taïwan a été choisi comme région d'étude pour sa forte sismicité et la possibilité de l'étude de l'aléa sismique à partir de nombreuses données existantes. Dans cette région, les failles actives peuvent être étudiées à terre ou en mer en lien avec les contextes de subduction, de collision mais aussi d'extension (Figure 2.44). Les taux de déformation et d'érosion sont parmi les plus grands de la Terre dans cette région qui est particulièrement vulnérable du fait de sa population très dense. En outre, cette région est très observée grâce à un réseau dense d'instruments géophysiques depuis environ 20 ans sur l'île de Taïwan, mais aussi de nombreuses campagnes ont eu lieu en mer pour imager le domaine océanique.a

Au cours du dernier siècle, une douzaine de séismes de magnitude supérieure à 7 ont affecté la région de Taïwan parmi lesquels le séisme de Chi-Chi (sur l'île en 1999, M7.6, 2500 morts) et Hualien (en mer en 1920, $M \geq 8$) associées à la subduction oblique de l'EP et de la PSP sur laquelle se trouve l'arc volcanique de Luzon. La terminaison de l'arc de Luzon joue le rôle de poinçon d'une part dans la collision avec la marge continentale chinoise mais aussi du prisme d'accrétion de la subduction des Ryukyus. Taïwan présente donc deux zones majeures d'intérêt : une faille océanique, l'interplaque de subduction au niveau de l'arc des Ryukyus, et le prisme orogénique accessible à partir d'étude sur le terrain (géologie de terrain, GPS, sismologie). Trois zones clés ont été sélectionnées afin de caractériser la déformation active et estimer l'aléa sismique :

1. à l'ouest de Taïwan en relation avec les chevauchements frontaux majeurs
2. le nord de Taïwan en relation avec les bassins sédimentaires densément habités (la capitale Taïpei sur le bassin du même nom et la plaine d'Ilan)
3. en mer, l'interplaque de subduction sur lequel cette thèse s'articule et pour lequel les taux de déformation et la sismicité sont les plus élevés

2.3.1.2 Aléa sismique - risque

La présence de régions très peuplées au nord et au nord-est de Taïwan, au-dessus de bassins sédimentaires, au voisinage de déformations actives intenses associées à des séismes majeurs est une cause majeure d'augmentation du risque sismique. D'autant plus que l'aléa sismique est aussi très important avec une période de récurrence très faible en raison du taux de convergence élevé le long de la zone de suture (la LVF) et le long de l'extrémité sud de la subduction des Ryukyus à l'est de Taïwan. La déformation en extension au nord de Taïwan et dans le bassin d'Okinawa est aussi responsable de séismes majeurs mais avec des périodes de récurrences plus longues.

Afin de mieux comprendre la déformation et l'aléa sismique (relations géométriques entre les failles, intervalles de récurrence des séismes majeurs, relations mécaniques entre les différentes failles ...) dans une zone clé comme à l'est de Taïwan, il est nécessaire :

1. d'identifier et de décrire les failles actives majeures malgré le fait qu'une grande partie de la déformation a lieu en mer où l'accessibilité est plus réduite qu'à terre
2. de connaître sur une période la plus longue possible et avec la meilleure précision possible l'histoire des séismes associée à chaque faille
3. du point de vue plus fondamental, d'étudier le compromis en glissement aisé et séismes
4. d'étudier le rôle des fluides dans l'activité des failles
5. de produire des modèles explicatifs permettant d'expliquer l'occurrence des séismes
6. de mieux quantifier le risque sismique à partir d'une meilleure maîtrise de la vulnérabilité, des effets de site et des estimations des accélérations maximales

Ces différents points étaient parmi les questions importantes du projet ACTS. En ce qui concerne ce travail de thèse, les points 1 et 2 sont abordés : le premier point est un problème de structure et de géométrie qui peut être résolu en utilisant des techniques d'imagerie ; le second point nécessite de connaître les séismes au cours du temps et d'être capable d'estimer avec une bonne précision leur localisation, leur magnitude et leur mécanisme au foyer ou alors la nature de la source.

L'une des failles actives majeure à l'est de Taïwan est l'ISZ entre la PSP et l'arc des Ryukyus. En relation avec l'histoire géologique récente de Taïwan, mettant en jeu la subduction de reliefs sous-marins, la collision et l'extension arrière-arc, la déformation crustale est importante et est à l'origine d'une modification des caractéristiques mécaniques de l'ISZ. En raison du contexte particulier, un séisme majeur sur l'ISZ près de Taïwan peut-il avoir lieu et générer une rupture qui se propagerait vers l'est le long de la subduction des Ryukyus ? Quelle est la possibilité d'un tsunami associé à un fort séisme sur l'ISZ ? Quelle est l'histoire sismique de cette faille ? Quelle est sa géométrie exacte ?

De nombreuses failles en mer posent des questions similaires.

2.3.2 Les thèmes importants de l'extrémité sud de la subduction des Ryukyus

Tout comme l'extrémité nord de la subduction des Ryukyus au niveau de l'île de Kyushu (Japon), l'extrémité sud de la subduction des Ryukyus est associée à des caractéristiques similaires comme la subduction d'une ride asismique, une forte récurrence de séismes de magnitude $M > 7$ et des glissements asismiques en profondeur le long de l'interplaque. Nous résumons les points importants qui font de l'extrémité sud de la subduction des Ryukyus une zone clé aux caractéristiques particulières :

- **L'aléa sismique.** la combinaison d'une population importante, dans les plaines au nord de Taïwan en particulier, avec un aléa sismique important conduit à un risque sismique élevé. Une meilleure connaissance de la géométrie et de la nature des failles est nécessaire (1) pour estimer les magnitudes maximales potentielles, (2) pour estimer de façon précise les accélérations auxquelles on peut s'attendre après un séisme majeur et, (3) pour réaliser des modèles mécaniques pour comprendre par exemple la relation entre les séismes.
- **Déformation importante en mer.** L'importante sismicité en mer à l'est de Taïwan regroupe : la sismicité au nord de la zone de suture (la LVF) jusqu'à l'ouest et au nord du bassin d'Hoping, la sismicité au niveau de l'avant-arc des Ryukyus dont les clusters de Hoping et de Nanao et enfin une sismicité profonde sous la bassin Huatung et le long de la LVF en mer essentiellement. Les modèles pour expliquer la déformation et les failles à l'origine de ces séismes sont nombreux et ne sont pas consensuels aboutissant à des débats sur les limites des plaques tectoniques mais surtout des évolutions cinématiques différentes dans chacun des cas. L'amélioration de la géométrie des structures en particulier en mer doit permettre d'aboutir à un début de consensus sur certains points.
- **Collision.** La collision entre l'arc de Luzon et la marge continentale chinoise est accommodée en mer au nord de 23.7° N. Comment est accommodée la déformation en mer par la PSP sachant que cette dernière chevauche EP au sud le long de la subduction de Manille et qu'elle subduit sous l'EP au nord au niveau de la subduction des Ryukyus. Existe-t-il une subduction naissante au nord de la LVF? Existe-t-il un déchirement de la PSP ou un écaillage? Si la collision a commencé plus au nord comme le proposent certains auteurs, existe-t-il un morceau de slab de l'EP sous la PSP? Une meilleure connaissance de la déformation le long de la marge des Ryukyus à la transition avec la collision peut permettre d'aboutir à un début de réponse pour l'une ou l'autre de ces questions.
- **Bord de slab et propagation de la subduction des Ryukyus.** Mieux comprendre la géométrie exacte de la situation actuelle pourra permettre de mieux reconstruire l'histoire géodynamique de cette région en particulier une éventuelle propagation de la subduction des Ryukyus. Cela rejoint les aspects évoqués ci-dessus.
- **Subduction/collision oblique et partitionnement.** L'effet de l'obliquité rend l'analyse des données plus complexe car elle ajoute systématiquement une composante latérale plus ou moins prononcée à tous les mécanismes au foyer. Quel est le rôle de l'obliquité

dans les géométries actuelles des structures ?

- **Subduction oblique d'une ride volcanique : l'arc de Luzon.** Quelles sont les conséquences d'une ride chaude en subduction sur la structure de la marge ? Existe-t-il des morceaux de l'arc de Luzon sous l'arc et l'avant-arc des Ryukyus ? Quelles sont les conséquences actuelles du passage de l'arc sur l'ISZ ou sur la déformation de l'arc des Ryukyus ?
- **Subduction actuelle d'une ride asismique : la ride Gagua.** Quelles sont les conséquences de la subduction de cette ride sur le fonctionnement de l'ISZ ?
- **Une subduction aux caractéristiques différentes proche de Taïwan**
 - Même si l'âge Crétacé inférieur ne fait pas consensus, celui-ci est très différent de l'âge Éocène (40 Ma) à l'est de la ride Gagua
 - Le pendage du slab est très important à l'ouest de la ride Gagua $> 55^\circ$ alors que à l'est de la ride Gagua le pendage est plutôt de l'ordre de 50° .
 - Les contraintes latérales sont de plus en plus importantes à l'approche de Taïwan jusqu'à 65 km de profondeur dans le slab.
 - La quantité de sédiments de l'ordre de 1.4 km en moyenne et 3 km à la fosse est très importante en comparaison de ce qui se passe à l'est de la ride Gagua dans le bassin ouest Philippin.

2.3.3 Problématique

Plusieurs questions et problèmes seront traités dans ce travail à partir des expériences, des méthodes et des outils présentés ci-dessous :

1. De quelle façon peut-on améliorer la localisation des séismes en mer ?

Pour répondre à cette question, nous avons travaillé de deux façons :

(1) A partir des réseaux sismologiques permanents grâce à :

- l'utilisation et l'amélioration de la méthode de localisation absolue 3D MAXI (MAXimum d'Intersections) [Font et al., 2004]
- la mise à jour du modèle de vitesse 3D à partir des données acquises au cours d'une expérience de sismique active appelée RATS2 (Ryukyu Arc Tectonics and Seismology). L'expérience active a concerné une ligne de sismique réflexion et réfraction à travers la marge des Ryukyus en collaboration avec le projet TAIGER (<http://taiger.binghamton.edu/>) et l'utilisation du navire américain *Marcus Langseth* en mai et juin 2009.

(2) A partir d'un réseau temporaire sous-marin au cours d'une expérience appelée RATS1 :

- déploiement d'OBS (Ocean Bottom Seismometer) pendant trois mois du 19 juillet 2008 au 22 octobre 2008 au-dessus de la marge des Ryukyus
- analyse des données : pointés des temps d'arrivées P et S

Le réseau temporaire permettra de valider et d'améliorer l'approche 3D menée à partir des réseaux permanents.

2. **Quelles sont les failles majeures qui affectent l'avant-arc de la marge des Ryukyus ?** Les réponses à cette question devraient avoir une incidence sur la connaissance de l'aléa sismique et des conséquences géodynamiques. Pour y répondre, nous avons utilisé :
- une imagerie 3D à partir des données de l'expérience de sismologie passive RATS1 et de sismologie active RATS2
 - la localisation des séismes sur les trois mois de l'expérience de sismologie passive
 - la localisation des séismes enregistrés par le réseau permanent sur la période 1991-2008 dans le nouveau modèle de vitesse 3D et à partir de la version mise à jour de MAXI

3. **Quel est le potentiel d'un séisme de magnitude supérieure à 8 en mer proche de Taïwan en particulier le long de l'ISZ ?**

L'estimation du potentiel d'un séisme de cette magnitude à l'est de Taïwan sera étudié du point de vue statistique grâce à l'analyse d'un catalogue de sismicité et d'un point de vue déterministe à partir des données structurales (géométrie des failles).

4. **Quelles sont les interactions mécaniques entre les différentes failles ?** Pour répondre à cette question de nombreuses données sont nécessaires : géométrie des failles, histoire des séismes ... Les points précédents sont un commencement pour pouvoir mener à bien la résolution de ce problème. Concernant l'histoire de chaque faille, la construction d'un catalogue de sismicité avec la mise à jour des localisations des séismes et de leur magnitude de moment a commencé dans ce travail de thèse. Une démarche à suivre à partir d'un exemple, le séisme le plus gros de la région de Taïwan du 5 juin 1920 à l'est de Taïwan de magnitude 8, est proposée.

Sismicité historique (1897-2007)

Contents

3.1	Construction d'un catalogue de sismicité	60
3.1.1	Le rôle d'un catalogue de sismicité	60
3.1.2	Les différents catalogues de sismicité combinés	62
3.1.3	Calcul de la magnitude homogène	69
3.1.4	Détermination des périodes de complétude	76
3.1.5	Analyse du catalogue de sismicité	80
3.2	Étude du plus gros séisme de la région de Taïwan situé en mer à l'est de Taïwan : ré-évaluation de la magnitude de moment et relocalisation PAPIER 1	81
3.2.1	Résumé	81
3.2.2	Abstract	81
3.2.3	Introduction	82
3.2.4	Re-evaluation of the moment magnitude	85
3.2.5	Relocation of the M'_W 7.7 June 5 th , 1920 earthquake from archive data	90
3.2.6	Discussions	100
3.2.7	Conclusion and prospects	107
3.2.8	Acknowledgements	108
3.2.9	References	108
3.3	Discussion - perspectives	114

Abstract

Ce chapitre présente une analyse de la sismicité historique instrumentale sur la période 1897-2007. La première décrit la construction du catalogue de sismicité de magnitude homogène. Le second chapitre décrit la sismicité dans la région d'étude depuis le début du siècle dernier et met en lumière les séismes majeurs qui ont affecté la région pour lesquels la source n'est pas connue. Le dernier chapitre focalise sur le plus gros séisme enregistré dans la région de Taïwan : le séisme du 5 juin 1920 de magnitude M_S 8.1. La localisation, la source et la magnitude de moment ont été réévalué grâce à des archives historiques. Une méthode de localisation relative a été proposée pour relocaliser ce séisme historique et pourrait être appliquée à l'ensemble du catalogue afin d'obtenir un catalogue homogène en localisation. Ce dernier chapitre a été publié dans la revue GJI (Geophysical Journal International).

3.1 Construction d'un catalogue de sismicité

3.1.1 Le rôle d'un catalogue de sismicité

Revenons sur plusieurs des points de notre problématique, à savoir :

- Comment est accommodée la convergence oblique au niveau de l'extrémité Sud de la subduction de Ryukyu ?
- Existe-t-il un couplage suffisant au niveau de la zone sismogène qui pourrait permettre le déclenchement d'un fort séisme ?
- Existe-t-il des failles qui pourraient générer un séisme de forte magnitude ?

Pour répondre à ces questions il est nécessaire dans un premier temps de réaliser un catalogue de sismicité de la région d'étude qui sera utilisé par ailleurs pour définir les séquences d'évènements associés à chaque faille et analyser les paramètres de sismicité en terme de mécanique.

Le catalogue de sismicité va nous permettre de : (1) mener une étude d'aléa probabiliste [Cornell, 1968; McGuire, 1976; Bender et Perkins, 1993; Frankel, 1995; Woo, 1996] et (2) mener une étude déterministe. L'étude d'aléa probabiliste consiste à calculer la probabilité qu'un séisme d'une magnitude donnée provoque une accélération donnée dans une zone donnée. L'étude déterministe consiste à déterminer quelle faille pourrait être responsable d'un séisme, quels sont les paramètres mécaniques qui pourraient décrire la rupture et l'occurrence des séismes dans le temps et quelle conséquence un séisme donné sur une faille donnée pourrait avoir sur une faille voisine.

Dans les deux cas, il est nécessaire d'avoir la meilleure localisation possible, de définir un paramètre homogène pour décrire la taille d'un séisme : la magnitude et enfin d'obtenir un catalogue complet, c'est-à-dire sans séismes oubliés dans une gamme de magnitude donnée. Dans l'étude probabiliste, la localisation permet de mieux définir le zonage sismo-tectonique et améliorer le calcul des paramètres de sismicité (les valeurs a et b de la courbe de Gutenberg-Richter) [Gutenberg et Richter, 1944]. Bien définir la localisation et la magnitude d'un séisme sont évidemment plus difficile à déterminer lorsque l'on remonte dans le temps. Paradoxalement, plus on remonte dans le temps, meilleur sera le regard porté sur la récurrence des séismes dans le temps. Autrement dit, plus le catalogue est large dans le temps, plus les modèles de récurrence sont fiables.

Dans le cadre de ce travail, l'approche est déterministe avec l'objectif affiché de mettre en relations les séismes et les failles associées. Un objectif à terme étant de pouvoir modéliser du point de vue mécanique les observations. Travailler sur des failles en mer en remontant dans le temps est un défi. En effet, certaines failles majeures en mer sont inconnues ou leur géométrie n'est pas bien établie et la localisation précise des séismes superficiels en mer en dehors des réseaux sismologiques permanents est délicate. C'est pourquoi dans ce travail, nous sommes limités à la période instrumentale, c'est-à-dire pendant laquelle des sismographes étaient présents et ont enregistré les mouvements du sol.

La sismicité de la région de Taiwan est très importante. Un bilan historique des instruments utilisés sur l'île montre que l'enregistrement instrumental des séismes a commencé dès 1897 avec un premier sismomètre et la mise en place de réseaux locaux reliés a commencé dès le début des années 70 [Wang and Shin, 1998; Wang, 1998] (Tableau 3.1 et figures 3.1 et 3.2). De 1900

à aujourd'hui la sismicité est donc cataloguée mais les méthodes de localisation et d'estimation de la magnitude ont été divers aboutissant à un catalogue global sur la période 1897-2007 très hétérogène concernant ces deux critères.

Période	Organisme responsable	Réseau synchronisé	Nombre de stations	Type d'instrument	Localisation	Magnitude	Citations
1898 - 1935	MO	non	≤ 10	Sismomètres Gray-Milne, Wiechert et Omori Faible gain, analogique Quelques accéléromètres associés.	Méthode des cercles (épicentres-pas de profondeur)	$M_H-M_R-M_{L_y}$	[Hsu, 1961; Hsu, 1966; Hsu, 1980]
1935-1945	MO	non	$9 \leq n \leq 16$	Idem	Idem – Meilleur profondeur	$M_H-M_{L_y}$	[Hsu, 1980]
1946 - 1972	TWB	non	≤ 17	Idem + station WWSSN (ANP) au Mt Tatum (1963)	Idem	$M_H-M_{L_y}$	[Lee, 1985]
1973 - 1992	IES, Academia Sinica	TTSN	6 à 24 en 1987	3 components or vertical component	HYPOC2	M_D, M_{L_y}	[Tsai et Liu, 1977; Lee, 1985]
1991 - 1992	CWB	TSN	48	3 composantes: S-13 and > 30 CMG. Digitals, haut et faible gain	HYPO71	M_L	[Lee, 1985]
1992 - actuel	CWB	TSN+TTSN = CWBSN	72				
1995-actuel	IES, Academia Sinica	BATS	18 + 32 CWB	STS-1; STS-2; SSA-320;	Centroid moment tensor	M_w	[Kao et al, 1998]

TABLE 3.1: Enregistrements locaux des séismes depuis 1897 sur l'île de Taiwan. MO : Meteorological Observatory; TWB : Taiwan Weather Bureau; CWB : Central Weather Bureau; TTSN : Taiwan Telemetered Seismic Network; TSN : Taiwan Seismic Network; CWBSN : Central Weather Bureau Seismic Network; BATS : Broadband Array in Taiwan for Seismology; IES : Institute of Earth Sciences. Les réseaux temporaires et les réseaux accélérométriques ne sont pas pris en compte. On pourra se référer au site <http://dmc.earth.sinica.edu.tw/Seismology/> pour plus d'informations sur ces réseaux.

Afin d'obtenir une magnitude homogène et la meilleure localisation possible pour chaque séisme, il est possible de comparer des catalogues provenant de différentes sources. Le mieux étant évidemment de relocaliser tous les événements et de re-calculer les magnitudes à la lumière des connaissances actuelles. Cependant, les sismogrammes ne sont pas forcément conservés au cours du temps et les temps d'arrivées à chaque station ne sont pas forcément disponibles. De plus, pour les séismes en mer qui nous intéressent, la méthode de localisation et le modèle de vitesse doivent être améliorés avant d'envisager une éventuelle relocalisation, ce qui fera l'objet des chapitres suivants. Nous avons donc choisi dans un premier temps de construire le catalogue en (1) choisissant les meilleures localisations en fonction de critères méthodologiques et (2) en convertissant les magnitudes à partir de relations empiriques entre les magnitudes. L'analyse du catalogue obtenu et le calcul des paramètres de sismicité seront présentés et discutés vis-à-vis de leur apport à la compréhension de la déformation. Ensuite, nous présenterons une méthode simple permettant de re-localiser de façon relative un séisme ancien à la lumière des catalogues instrumentaux récents. Méthode qui pourrait faire l'objet d'un travail plus systématique sur l'ensemble du catalogue par la suite afin de mieux contraindre l'ensemble des localisations. Enfin, nous utiliserons ce catalogue pour estimer une valeur du couplage sismique le long de l'ISZ. Nous finaliserons ce chapitre en discutant des résultats.

3.1.2 Les différents catalogues de sismicité combinés

Différents catalogues de sismicité ont été compilés afin d'obtenir un catalogue le plus complet possible sur l'intervalle de 1900 à 2007. Nous avons donc combiné huit catalogues : Centennial, Wang et Kuo [1995], USGS, GCMT, TTSN, CWB, Wu et al. [2008] et Tsai et Chen [2008]. Les catalogues Centennial, Wang et Kuo [1995] et Chen et Tsai [2008] ont permis de déterminer la magnitude et la localisation des événements de 1900 à 1972. Les catalogues TTSN, CWB et Wu et al. [2008] ont permis de déterminer les localisations et les magnitudes des événements de 1972 à 2007. Enfin le catalogue du GCMT a été utilisé pour servir de référence pour obtenir une magnitude homogène sur l'ensemble du catalogue. Le tableau 3.2 donne l'origine de ces différents catalogues.

Catalog	Périod	Number of events	Coverage (lat, lon)	Data origin	Mag.	Location	Disponibility	Citations
Centennial	1900-2002	179	World	Database of ISC and NEIC	m_b , m_B , M_S , M_I , M_W	Teleseismic relocation	online	[Engdahl, van der Hilst <i>et al.</i> , 1998; Engdahl et Villaseñor, 2002]
Wang et Kuo (1995)	1900-1994	39	20-26 120-124	Divers Catalogues régionaux et globaux	M_S	?	paper	[Wang et Kuo, 1995]
Tsai et Chen [2008]	1900-2006	898	21-26 119-123	Divers Catalogues locaux et globaux	M_W	local	online	[Chen and Tsai, 2008]
USGS	1973-2007	5147	World	NEIC	M_S , m_b , M_W	Teleseismic	online	
GCMT	1976-2007	278	World	GCMT	M_W	GCMT	online	[Dziewonski <i>et al.</i> , 1981]
TTSN	1973-1992	98943	21-26 119-123	TTSN – IES, academia Sinica	M_D	HYPOC2	online	[Tsai et Liu, 1977]
CWB	1990-2007	316863	21-26 119-123	CWBSN – CWB	M_L	HYPO71	request	
Wu et al. [2008]	1991-2005	267210	21-26 119-123	CWBSN – CWB	M_L	3D	request	[Wu, Chang <i>et al.</i> , 2008]

TABLE 3.2: Liste des différents catalogues utilisés pour la réalisation du catalogue compilé.

3.1.2.1 Les catalogues locaux

Un catalogue local (119°E - 123°E ; 21°N - 26°N) est disponible via internet (<http://tecdc.earth.sinica.edu.tw/index3.html>). Il référence toutes les séismes enregistrés depuis 1900 jusqu'à l'actuel par le réseau Taïwanais avec la localisation locale de chaque époque ainsi qu'une magnitude dite "locale" dont l'origine n'est pas homogène au cours du temps mais extraite de deux catalogues : Yeh et Hsu [1985] et Cheng et Yeh [1989].

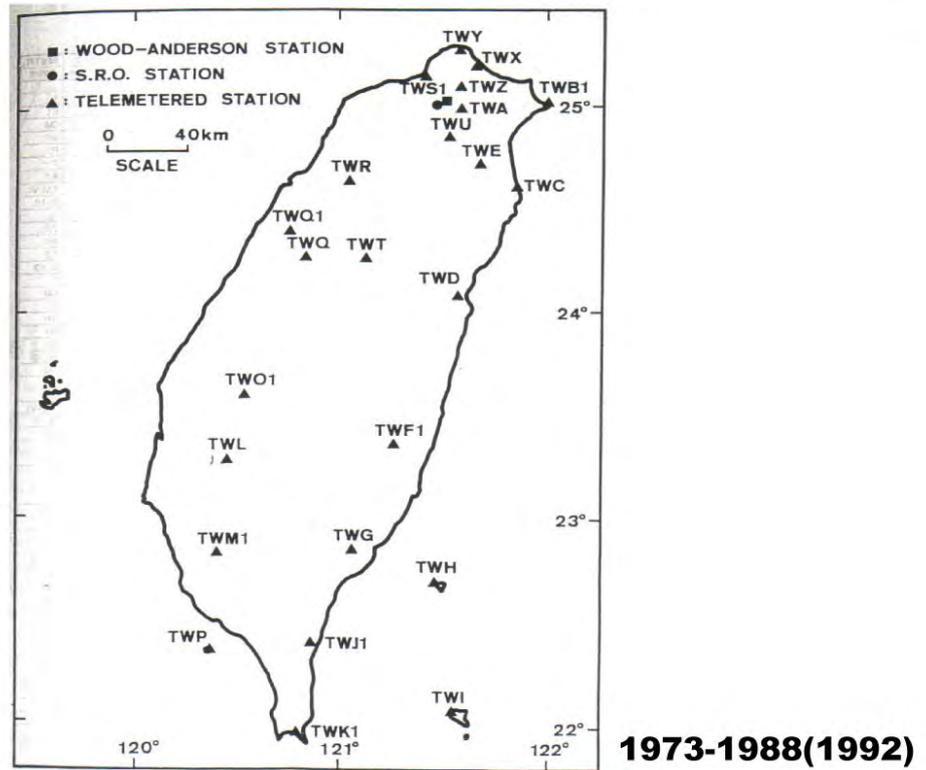
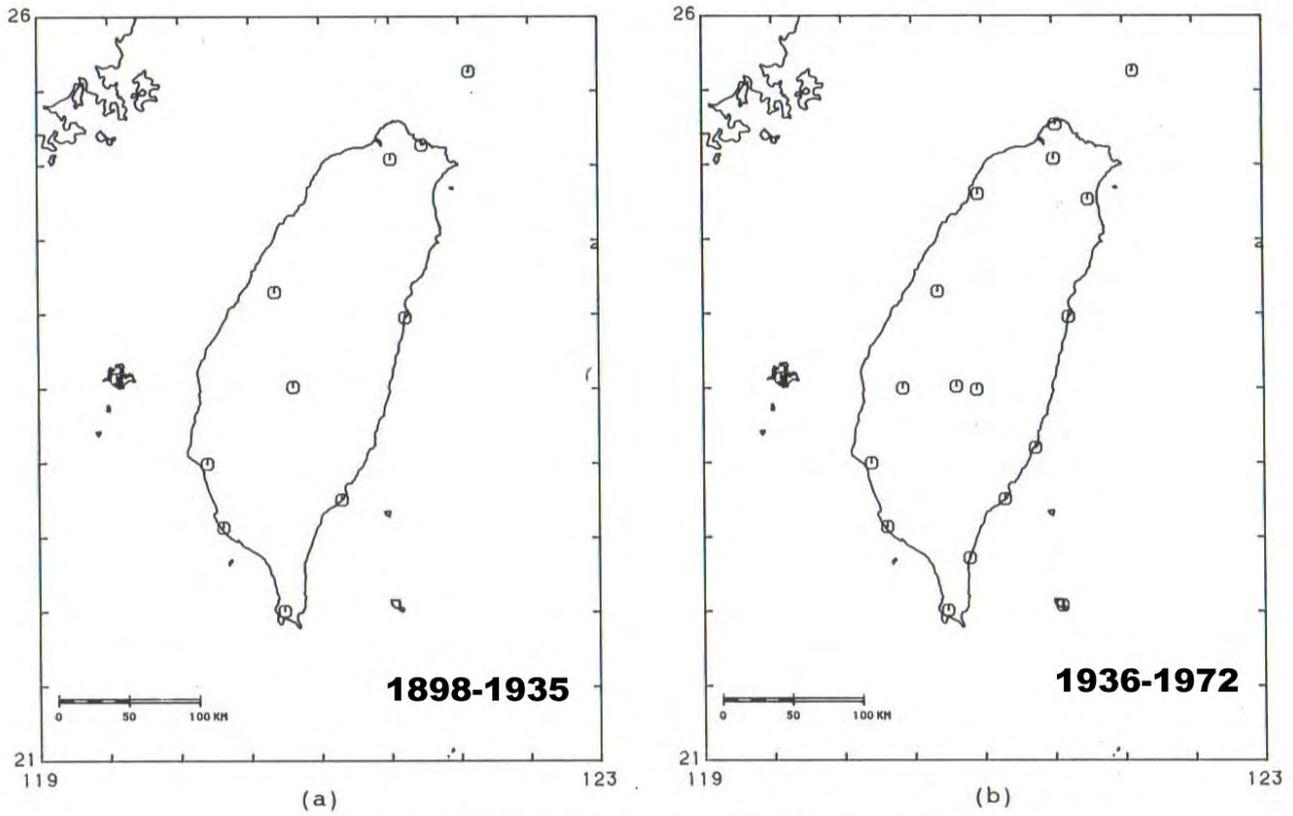
Le catalogue de Chen et Tsai [2008] . Il s'agit d'un catalogue compilé à partir des catalogues locaux avec une magnitude de moment homogène calculée [Chen et Tsai, 2008] (M_{W-CT}). Celle-ci est obtenue en utilisant les valeurs de a et b issues de la courbe de

réurrence de Gutenberg-Richter des événements de 1991 à 2006 à partir d'une magnitude M_W issue de la conversion empirique entre la magnitude locale M_L du CWB et la magnitude M_W du catalogue du GCMT. Ces valeurs sont alors utilisées pour calculer la conversion des magnitudes anciennes en supposant que les valeurs de a et b sont constantes au cours du temps et que les différences observées sur différentes périodes de temps dépendent uniquement de la magnitude utilisée pour les calculer [Zuniga and Wyss, 1995]. Cette démarche ne paraît pas fondée. Comme nous le montrerons dans la suite de ce chapitre, à partir de l'exemple du séisme du 5 juin 1920, la magnitude de moment pour ce séisme est largement sur-estimée, 8.4 au lieu de 7.7 ± 0.2 . D'ailleurs, de nombreux travaux montrent que la *b-value* varie au cours du temps.

L'avantage de ce catalogue est d'être complet sur la période 1900-2006 pour les séismes de magnitude supérieure ou égale à 5.5. Dans la fenêtre de notre catalogue, ce catalogue donne alors 899 événements avec une magnitude de moment homogène. La localisation fournie par ce catalogue provient des catalogues locaux.

Le catalogue du TTSN. Il provient du réseau mis en place par l'IES (Institute of Earth Sciences, Academia Sinica) en 1972 et qui a fonctionné jusqu'en 1992. Le réseau TTSN (Taiwan Telemetered Seismographic Network) avait été installé afin d'enregistrer l'ensemble des événements localisés dans la boîte 21° N à 26° N et 119° E à 123° E . Le nombre de stations est passé de 6 en 1972 à 24 en 1987. Les instruments utilisés étaient des vélocimètres trois composantes ou verticaux avec une fréquence propre de 1Hz. Pendant cette période les enregistrements analogiques ont été remplacés par un enregistrement digital en juin 1987. La magnitude a donc été traitée séparément pour la conversion entre ces deux dates [Chen et Tsai, 2008]. De plus, le nombre de stations est passé de 6 en 1972 à 24 en 1987. Les hypocentres ont été localisés en routine avec le programme HYPOC2. Ce programme est une variante de HYPO71 [Lee and Lahr, 1972] qui utilise les arrivées des phases P et S dans un modèle 1D multi-couches. Le modèle utilisé à partir de 1981 est celui déduit par inversion des temps d'arrivées des phases P par Yeh et Tsai [1981]. Le temps de trajet est déterminé avec une technique développée par Eaton [1969]. La magnitude a été déterminée à partir de la station sismographique de Taipei (équivalent Wood-Anderson). La magnitude calculée correspond à une magnitude de durée, M_D [Lee et al., 1972], que nous appellerons M_{DA} de 1972 à juin 1987 et M_{DB} de juin 1987 à 1992. Tous les événements enregistrés par moins de 3 stations et/ou dont la longueur du signal est inférieure à 15 secondes ont été exclus.

Le catalogue du CWB Il s'agit du catalogue local du CWB de 1991 à 2007. Auparavant, le Taiwan Weather Bureau, aujourd'hui nommé le CWB, conservait le réseau ancien d'après guerre. Une première amélioration est apparue en 1984 avec le remplacement des sismomètres Omori et Wiechert par les courtes périodes S-13. Dans les années 91-92, le réseau TTSN a été intégré au réseau du TWB pour former le CWBSN (CWB Seismic Network) avec un système d'intégration des données en temps réel. Le CWBSN fonctionne aujourd'hui avec près de 75 stations. Ce réseau assure l'enregistrement de l'ensemble des événements localisés dans la boîte 21° N à 26° N et 119° E à 123° E . Les instruments utilisés sont des vélocimètres courte-périodes trois composantes Teledyne-Geotech S-13 haut gain associés dans de nombreuses stations à des accéléromètres 3 composantes faible gain. La localisation est réalisée en routine à partir du programme HYPON.FOR modifié d'après HYPO71 [Lee et Lahr, 1972]. Ce programme utilise les temps d'arrivées des phases P et S dans un modèle 1D dérivé d'une étude tomographique [Shin and Ho, 1994; Chen, 1995;



圖三 (c)

FIGURE 3.1: Localisation des stations sismologiques à Taiwan au cours du temps pendant la période 1898-2011. Cartes 1898-1988 modifiés d'après Cheng et Yeh, [1989].

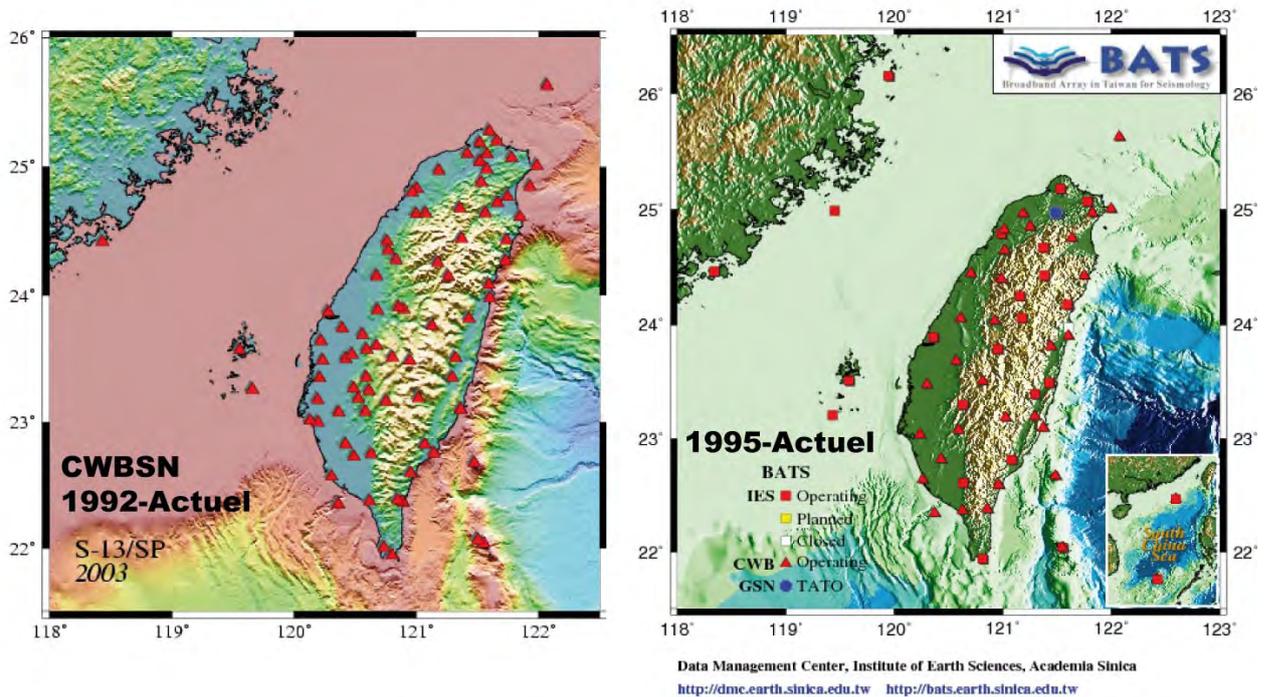


FIGURE 3.1: (suite) Localisation des stations sismologiques à Taiwan au cours du temps pendant la période 1898-2011. Cartes TTSN (Taiwan Telemetered Seismographic Network) et CWBSN (Central Weather Bureau Seismic Network) téléchargeable depuis <http://dmc.earth.sinica.edu.tw>

Chen and Shin, 1998]. Pour un regard sur le fonctionnement du réseau CWBSN, le lecteur pourra se référer à Shin et Teng [Shin and Teng, 2001]. La magnitude calculée en routine depuis septembre 1991 est une magnitude locale, M_L , suivant la définition originale de Richter [Richter, 1935 ; Richter, 1958] utilisant un facteur d'atténuation déterminé par les travaux de Shin basés sur la création de sismogrammes synthétiques Wood-Anderson à partir des enregistrements courte-période du réseau du CWB [Shin, 1993].

Le catalogue de Wu et al.[2008 .] Il s'agit d'un catalogue local qui fournit une relocalisation de 267 210 événements sur les 283 241 événements enregistrés par le CWB sur la période 1991-2005 [Wu et al., 2008]. La relocalisation utilise les temps d'arrivées des phases P et S du réseau CWBSN, les différences de temps P-S du réseau accélérométrique TSMIP (Taiwan Strong Motion Instrumentation Program) mis en place en août 1992 [Liu et al., 1999] et les temps d'arrivées des phases P et S de 18 stations du JMA (Japan Meteorological Agency) dans un modèle de vitesse 3D V_p et V_p/V_s déduit par tomographie par inversion des temps d'arrivées [Wu et al., 2007]. Cette relocalisation semble meilleure que celle obtenue par le CWB puisqu'elle utilise un modèle de vitesse 3D, un réseau de stations plus large en couverture azimutale et en quantité de données et qu'elle donne une réduction des résidus à chaque station, une meilleure compréhension des relations d'atténuations entre l'accélération au sol et la distance épacentrale et enfin donne des corrections aux stations qui se justifient le plus souvent par la géologie.



FIGURE 3.2: Photographie des sismomètres d'Omori et de Weichert conservés à l'IES (Institute of earth sciences) à l'Academia Sinica à Taipei.

3.1.2.2 Le catalogue Centennial

Il s'agit d'un catalogue mondial dont l'objectif est de compiler les événements sismiques à l'échelle globale possédant des informations de localisation recalculée dans un modèle de Terre récent (ak135, [Kennett et al., 1995]) quand cela est possible et possédant un seul type de magnitude (celle admise comme étant la plus adéquate) [Engdahl et al., 1998; Engdahl et Villaseñor, 2002]. Les phases P, S et les arrivées tardives sont utilisées pour contraindre la localisation épicertrale et la profondeur. Les événements sont issus des bases de données de l'ISC (International Seismological Centre) et du NEIC (US Geological Survey's National Earthquake Information Center). Dans la fenêtre spatiale qui nous intéresse, 179 événements sont référencés avec plusieurs magnitudes associées à chaque événement sur la période 1902-2002 (63 événements jusqu'en 1963 inclus et 116 événements jusqu'en 2002). Le tableau 3.3 résume l'origine des différentes magnitudes fournies par le catalogue Centennial.

3.1.2.3 Le catalogue de Wang et Kuo [1995]

Il s'agit d'un catalogue compilé des événements de magnitude M_S supérieure ou égal à 7.0 dans la région de Taiwan (latitude : 20° N à 26° N, longitude : 120° E à 124° E) de 1900 à 1994 [Wang et Kuo, 1995]. Les magnitudes historiques de 1900 à 1966 sont converties de façon empirique [Wang, 1992] en magnitude de surface à partir des catalogues de Hsu [1971], Gutenberg et Richter [1954], Rothé [1969], Bãth et Duda [1979], Duda [1965], Abe [1981,1984], Abe et Kanamori [1980] et enfin Abe et Noguchi [1983a, b]. A partir de 1967, les magnitudes M_S proviennent de l'EDR (Earthquake Data Report) de l'USGS (US Geological Survey). Ce catalogue donne une valeur de M_S pour 37 événements dont 30 avant 1967 dans la fenêtre de notre catalogue. Les magnitudes de surface des séismes anté-1962 sont converties afin d'être en accord avec la définition internationale d'après les travaux de Vanek [1962].

3.1.2.4 Le catalogue USGS

Il s'agit d'un catalogue mondial compilé à partir des catalogues publiés et des catalogues informatiques fournis par la NOAA (National Geophysical Data Center of the National Oceanic and Atmospheric Administration). Ce catalogue est en ligne à <http://neic.usgs.gov/neis/epic/>. Quand ce catalogue est mis à jour et qu'il y a un problème alors les nouvelles données sont prises en compte. La base de données utilisée, appelée PDE (Preliminary Determinations of Epicenters), sur la période de 1973 à 2007, fournit une base de données de séismes localisés par USGS/NEIC et ses prédécesseurs de l'US Coast and Geodetic Survey, du National Oceanic Survey and the Environmental Research Laboratories of the Department of Commerce (La solution finale est donnée deux ans plus tard par l'ISC). Ce catalogue donne des magnitudes m_b , M_S , M_W , M_L and UK et quelques événements n'ont pas de magnitude. Nous avons utilisé le format écran fourni en ligne avec 80 colonnes qui donne seulement la magnitude préférentielle parmi les différentes magnitudes disponibles pour l'événement. Dans la grille de notre catalogue, il y a 5147 événements dont 2816 avec une magnitude m_b , 104 avec une magnitude M_S (magnitude d'onde de surface calculé par l'ISC/NEIC), 94 avec une magnitude de moment (calculé par l'USGS/NEIC), 363 avec M_L (309 pour la station de Taïpei (TAP), et 54 de BJI, State Seismological Bureau, Beijing, China), 117 avec une magnitude UK (magnitude inconnue dont 114 de JMA, 1 de PAS, 1 de BJI and 1 de TAP) et 3 événements avec M_e (magnitude d'énergie calculée par le NEIC). Les autres événements au nombre de 1650 n'ont pas magnitude

Classement par origine	N	mb	mB	Mj	Ms	Mw	UK
ISC	114	114	0	0	69	0	0
BJI	86	1	0	0	30	0	1
NEIS	36	36	0	0	25	0	0
NEIC	28	28	0	0	18	0	0
PAS	31	0	0	0	2	0	29
B&D	31	0	0	0	0	0	31
ABE1	28	0	24	0	23	0	0
UTSU	20	0	0	20	0	0	0
P&S	19	0	0	0	15	19	0
USCGS	16	16	0	0	2	0	0
G&R	15	0	0	0	0	0	15
ROTHER	5	0	0	0	5	0	0
BRK	16	2	0	0	11	0	3
AN1	1	0	0	0	1	0	0
AN2	5	0	0	0	5	0	0

TABLE 3.3: Origine des magnitudes des événements référencés par le catalogue Centennial. G&R : Gutenberg et Richter [1954]; ABE1, AN1, AN2 : Abe [1981,1984], Abe et Noguchi [1983a, b]; B&D : Bãth et Duda [1979]; P&S : Pacheco et Sykes [1992]; ROTHE : Rothé [1969]; UTSU : Utsu [1979, 1982a, b]; BJI : State Seismological Bureau, Beijing, China; PAS : California Institute of Technology, Pasadena, USA; BRK : Seismographic station, University of California, Berkeley, USA; NEIC, NEIS, USCGS : NEIC de l'USGS; ISC : International Seismological Centre. Voir Engdahl and Villaseñor, 2002, pour plus de détails. Différentes magnitudes :

m_b : magnitude d'onde de volume pour les périodes autour de 1 seconde comme définie par Gutenberg et Richter, 1956;

m_B : magnitude d'onde de volume pour les périodes autour de 5-10 secondes comme définie par Gutenberg et Richter, 1956;

M_S avant 1962 : magnitude des ondes de surface comme définie par Gutenberg, 1945;

M_S après 1962 : pour les séismes téléseismiques à partir de la formule de Prague proposée par Vanek [1962];

M_j : magnitude du JMA (Japan Meteorological Agency) utilisant le déplacement du sol maximum ou la vitesse maximum;

UK : magnitudes inconnues, méthodes de calcul inconnue (exemples : M_{GR} calculé par Gutenberg et Richter [1954];

M_W : magnitude de moment : $M_W = 2/3 \cdot \log(M_0) - 10,7$ [Hanks et Kanamori, 1979].

et ne seront donc pas utilisés dans ce catalogue.

3.1.3 Calcul de la magnitude homogène

Le traitement des catalogues a consisté à corréliser tous les événements des différents catalogues, choisir la localisation à attribuer à un événement et enfin établir les lois empiriques qui permettent de déterminer une magnitude de moment homogène à partir des différentes magnitudes.

Les catalogues ont été corrélés en choisissant tous les événements ayant une différence de temps d'origine inférieure à 60 secondes, une différence de magnitude inférieure à 1,5 (tout type de magnitude confondu) et une différence entre les positions épicentrales inférieure à 150km. Un total de 409 675 événements a été obtenu. Les localisations et les temps d'origine ont été choisis comme suit en fonction de la longitude 122° E pris comme limite avec le domaine offshore où la localisation obtenue en routine par les réseaux locaux est médiocre :

A l'est de 122° E :

1. Localisation et temps d'origine du catalogue de Wu et al. [2008]
2. Localisation et temps d'origine du catalogue Centennial (localisation EHB)
3. Localisation et temps d'origine du catalogue du GCMT
4. Localisation et temps d'origine du catalogue du CWB
5. Localisation et temps d'origine du catalogue du TTSN
6. Localisation et temps d'origine du catalogue de Wang et Kuo [1995]
7. Localisation et temps d'origine du catalogue de Chen et Tsai [2008]

A l'ouest de 122° E :

1. Localisation et temps d'origine du catalogue de Wu et al., [2008]
2. Localisation et temps d'origine du catalogue du CWB
3. Localisation et temps d'origine du catalogue du TTSN
4. Localisation et temps d'origine du catalogue Centennial (localisation EHB)
5. Localisation et temps d'origine du catalogue du GCMT
6. Localisation et temps d'origine du catalogue de Wang et Kuo [1995]
7. Localisation et temps d'origine du catalogue de Chen et Tsai [2008]

La détermination de la position des événements par les réseaux locaux est meilleure sur l'île ou très proche de l'île que les déterminations télésismiques du fait de la géométrie et de la proximité du réseau. C'est la raison pour laquelle les localisations de Wu, du CWB, du TTSN sont choisies sur l'île. Dans l'extrémité Sud de la subduction des Ryukyu, la localisation des événements offshore (à l'est de 122° E) est plus précise lorsque la couverture azimutale est meilleure que la seule utilisation des réseaux sur l'île de Taiwan [Font al., 2004; Wu et al., 2008]. De ce fait, nous avons privilégié la localisation locale de Wu pour la période 1991-2005 et ensuite la localisation EHB du catalogue Centennial. Le catalogue de Chen et Tsai fournit

les localisations locales des séismes anciens (1900-1972) qui ne sont pas corrélés avec d'autres catalogues. Cette façon de procéder assure d'avoir un catalogue avec une localisation la plus exacte possible en fonction de la région considérée et de la période considérée qui contient un nombre d'événements le plus proche de la réalité dans la gamme des magnitudes enregistrées. Concernant la magnitude des séismes à Taïwan, depuis longtemps, les sismologues tentent d'établir des relations entre magnitudes afin d'obtenir une magnitude homogène comparative et utilisable pour les aspects d'aléas [Wang, 1992; Chen, Huang et al., 2007; Chen and Tsai, 2008]. De nombreuses magnitudes ont été calculées à partir des enregistrements locaux de Taiwan depuis 1900 et par les enregistrements téléseismiques. Ainsi, selon les périodes, le type d'enregistrement effectué, la base de données utilisée, les méthodes et calcul de magnitude ont évolué.

Nous proposons ici d'utiliser une méthode empirique classique qui consiste à faire une régression linéaire entre les différentes magnitudes [Baath, 1981; Kanamori, 1983; Chen et al., 2007]. La magnitude de moment, M_W , est représentative de la taille d'un séisme car elle est reliée au moment sismique $M_0 = \mu.D.A$ où μ un paramètre de rigidité du milieu, D est le déplacement moyen sur la faille et A représente la surface de la faille [Aki, 1966]. Nous avons donc choisi de considérer la magnitude de moment comme notre référence. Actuellement, l'estimation la plus fiable à travers le temps est celle fournie par le GCMT¹ [Dziewonski et al., 1981a; Dziewonski et al., 1981b; Ekstrom, 1994; Kawakatsu, 1995]. La majorité des autres magnitudes (M_S , m_b , M_L et m_B) saturent dans des gammes de magnitude différente, et ne sont pas par conséquent de bons paramètres pour décrire la taille d'un séisme.

La fonction *robustfit* de Matlab a été utilisée pour calculer le coefficient de corrélation et faire la régression linéaire pour obtenir la conversion entre M_W GCMT et les autres magnitudes. Cette fonction utilise une minimisation itérative par les moindres carrés où des poids sont recalculés à chaque itération en appliquant une fonction quadratique aux résidus de l'itération précédente. Cet algorithme donne de faibles poids aux points qui s'éloignent trop du modèle. Le résultat est moins sensible aux données erronées comparées aux autres méthodes de régression linéaire. Les régressions sont menées sur des périodes pour lesquelles les deux magnitudes qui sont comparées sont homogènes. Nous avons fait l'hypothèse que, entre les magnitudes 5.0 and 8.1, la plus grande magnitude à Taïwan, toutes les magnitudes utilisées suivent une relation linéaire et qu'il n'y a pas de saturation importante. Le résultat des régressions montre que ce postulat marche assez bien pour les magnitudes à Taïwan. Au cours de la régression, la magnitude de moment M_W du GCMT est considérée comme la variable indépendante et que les erreurs sur cette variable sont négligeables (e.g., Castellaro and Bormann [2007]). A la fin nous obtenons 10 formules de conversion : de la magnitude d'ondes de surface M_S [Gutenberg, 1945; Vanek et al., 1962], de la magnitude locale M_L [Shin, 1993], de la magnitude de durée M_D [Tsai et al., 1973], la magnitude des ondes de volume m_b [Gutenberg and Richter, 1956], la magnitude équivalente de Chen et Tsai M_{CT} [Chen and Tsai, 2008], la magnitude inconnue de Gutenberg et Richter UK_{GR} [Gutenberg and Richter, 1954] et la magnitude locale du JMA (Japan Meteorological Agency) UK_{JMA} vers la magnitude de moment référence M_W du GCMT. Les droites de régression et les équations sont représentées ci-après.

$$M'_W = 0.8850.M_{CT} + 0.5221 \quad (\pm 0.2920) \quad (3.1)$$

1. Global Centroid Moment Tensor

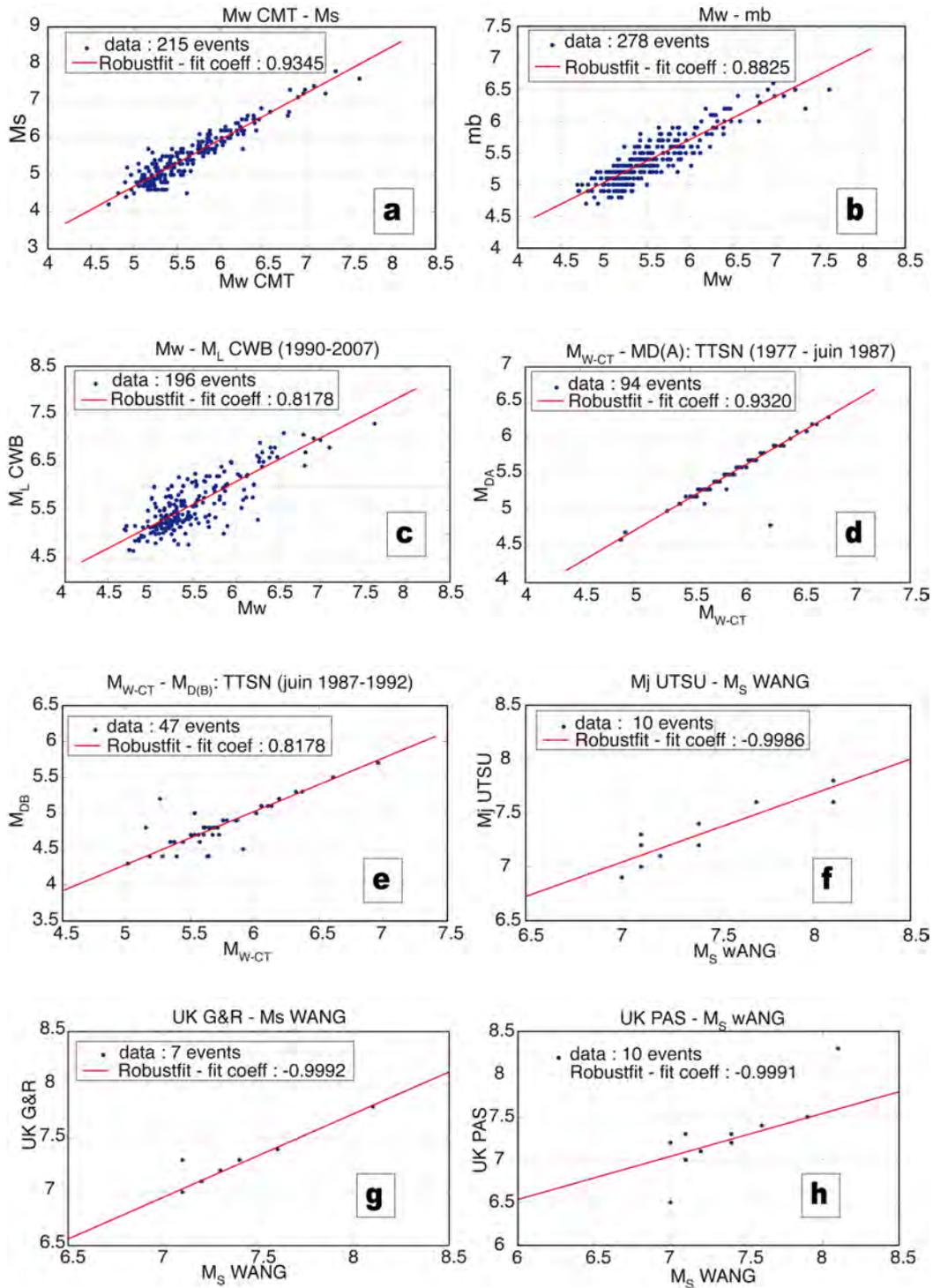


FIGURE 3.3: Régressions linéaires des différentes magnitudes historiques et la magnitude de moment du GCMT.

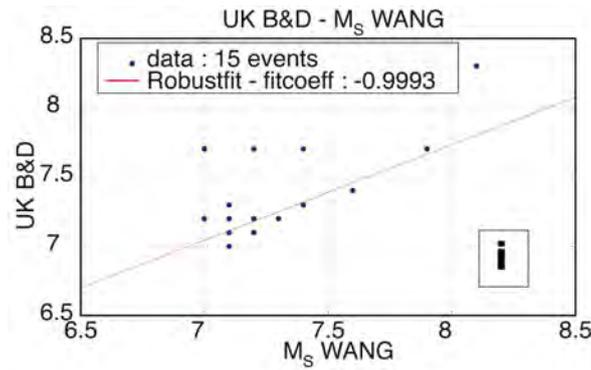


FIGURE 3.3: (suite) Régressions linéaires entre les différentes magnitudes historiques et la magnitude de moment du GCMT.

$$M'_W = 0.79246.M_S + 1.2853 \quad (\pm 0.1860) \quad (3.2)$$

$$M'_W = 1.470.m_b - 2.395 \quad (\pm 0.2786) \quad (3.3)$$

$$M'_W = 1.0826.M_L - 0.5918 \quad (\pm 0.2945) \quad (3.4)$$

$$M'_W = 0.8850.(1.1139.M_{D(A)} - 0.2734) + 0.5221 \quad (\pm 0.3320) \quad (3.5)$$

$$M'_W = 0.8850.(1,3543.M_{D(B)} - 0,8110) + 0.5221 \quad (\pm 0.2920) \quad (3.6)$$

$$M'_W = 0.79246.(1,5687.M_j^{UTSU} - 4,047) + 1.2853 \quad (\pm 0.3726) \quad (3.7)$$

$$M'_W = 0.79246.(1,2798.UK_{G\&R} - 1,8955) + 1.2853 \quad (\pm 0.2157) \quad (3.8)$$

$$M'_W = 0.79246.(1,9880.UK_{PAS} - 6,9950) + 1.2853 \quad (\pm 0.3829) \quad (3.9)$$

$$M'_W = 0.79246.(1.4558.UK_{B\&D} - 3,2560) + 1.2853 \quad (\pm 0.3670) \quad (3.10)$$

Pour un séisme donné plusieurs magnitudes peuvent être disponibles. De ce fait, il a fallu établir un ordre d'utilisation des formules de conversion à appliquer aux données. La magnitude de moment M_W du GCMT est sélectionnée par défaut. En second, nous utilisons la magnitude d'ondes de surface (équation 3.2) (figure 1) déduit à partir de 215 séismes sur la période de 1973 à 2007. Précédemment, Chen et al. [2007] avait déduit une relation à partir de 201 séismes entre M_0 et M_S . Ils ont trouvé une relation proche de la notre alors que la variable explicative dans la régression était la magnitude d'ondes de surface. Nous avons appliqué la même équation pour les évènements historiques (avant 1973) considérant que l'estimation de la magnitude d'ondes de surface était proche de celle définie par Vanek [1962]. Pour les plus gros séismes, les magnitudes

d'ondes de surface fournies par Wang et Kuo [1995], M_{S-WANG} sont corrigées des différences avec la définition de Vanek [1962]. De même, pour plusieurs autres séismes anciens, nous avons utilisé une conversion entre les magnitudes M_j^{UTSU} , $UK_{B\&D}$, UK_{PAS} , $UK_{G\&R}$ et M_{S-WANG} , afin d'utiliser la relation entre M_S et M_{W-GCMT} . Avec les magnitudes M_S et M_{W-GCMT} , les magnitudes équivalentes des séismes importants ($M > 6-7$) ont été obtenues.

Ensuite, nous avons utilisé la conversion entre m_b et M_{W-GCMT} obtenue à partir de 278 évènements qui ne montrent pas de problèmes de saturation pour la gamme de magnitudes regardées (équation 3.4). Nous avons appliqué la même relation pour les quelques évènements historiques qui ne possèdent uniquement qu'une magnitude m_b après avoir corrigé de la nouvelle calibration proposée par Vanek [1962].

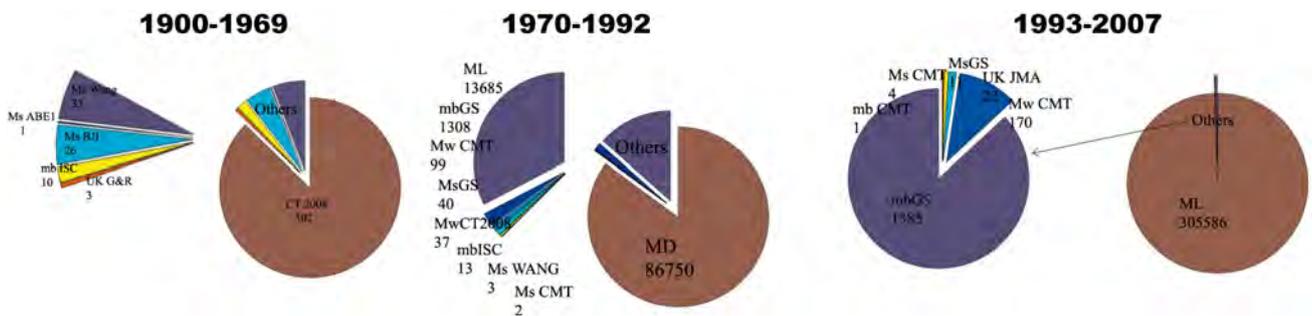


FIGURE 3.4: Distributions des types de magnitudes utilisés dans les conversions.

Après, nous avons utilisé la conversion des magnitudes locales du CWB et du TTSN afin d'obtenir la conversion pour les séismes entre 1972 et 2007. Le problème qui se pose est que la fonction de conversion n'est valable que dans une gamme de magnitude proche de celle utilisée pour faire la régression. De ce fait, il est fort probable que la conversion des petites magnitudes locales, à partir des formules 3.4, 3.5 et 3.5, soit biaisée (sous-estimation des magnitudes locales faibles, c-à-d inférieures à 4) (Figure 3.4). Quoiqu'il en soit pour la suite de l'utilisation de ce catalogue de sismicité dans ce travail, seuls les séismes de magnitude plus grande que 5-6 nous intéressent. La relation trouvée pour la magnitude locale diffère de celles obtenues par Chen K.-P. and Tsai [2008] et Chen K.-C. et al. [2007]. Les différences proviennent du nombre différent d'évènements regardés, la méthode de régression utilisée mais aussi le choix de la variable explicative. Pour la magnitude de durée, il est difficile d'obtenir une régression linéaire satisfaisante (coefficient de corrélation de 0.65 entre $M_{D(A)}$ ou $M_{D(B)}$ et M_{W-GCMT}). La relation obtenue sous-estime les valeurs de $M_{D(A)}$ inférieures à 5 jusqu'à des valeurs négatives (trop faible) de M'_W pour les séismes avec une magnitude $M_{D(A)}$ inférieure à 2. Nous avons donc décidé d'utiliser la conversion entre M_D et M_{W-CT} afin d'utiliser la relation entre M_{W-CT} et M_{W-GCMT} (équation 3.1).

Enfin, nous avons utilisé la formule déduite de Chen et Tsai [2008] afin de convertir tous les évènements historiques fournis uniquement par le catalogue de Chen et Tsai. Au final, la majorité des séismes ont une magnitude équivalente estimée à partir des magnitudes locales M_L et M_D en lien avec la faible magnitude (Figure 3.4). Ensuite, la majorité des séismes historiques provient du catalogue de Chen et Tsai et il en découle qu'une majorité de séismes de magnitude supérieure à 5 ont une magnitude équivalente qui provient de la conversion de M_{W-CT} . Enfin, tous les séismes importants ($M > 6-7$) ont une magnitude équivalente qui provient de la conversion de M_S ou directement de M_{W-GCMT} à partir de 1976.

La figure 3.5-A montre la dispersion en magnitude de la sismicité en fonction du temps. Nous pouvons voir que quelques évènements atteignent des valeurs négatives alors qu'il est rare d'enregistrer de telles magnitudes à moins d'être à proximité du micro-glissement. Il s'agit en fait du problème des conversions des petites magnitudes locales. D'après Deichmann [2006], la magnitude locale M_L est équivalente à la magnitude de moment et les seules différences qui apparaissent entre ces deux magnitudes sont dues à des problèmes liés à la physique de la source, au modèle de propagation des ondes ou encore à la façon dont est mesuré M_L . De plus, il montre que M_L est certainement déjà sous-estimée pour les magnitudes plus petites que 2. Entre le problème même de la conversion empirique et celui des erreurs associées à la mesure de M_L , les petites magnitudes ne doivent pas être utilisées.

La figure 3.5-B montre la dispersion de la sismicité en fonction de la profondeur. La majorité de la sismicité a lieu dans les 40 premiers kilomètres en lien avec la déformation superficielle et profonde associée au contexte géodynamique de collision. La sismicité plus profonde est essentiellement due à la sismicité intra-slab des Ryukyus et de Manille.

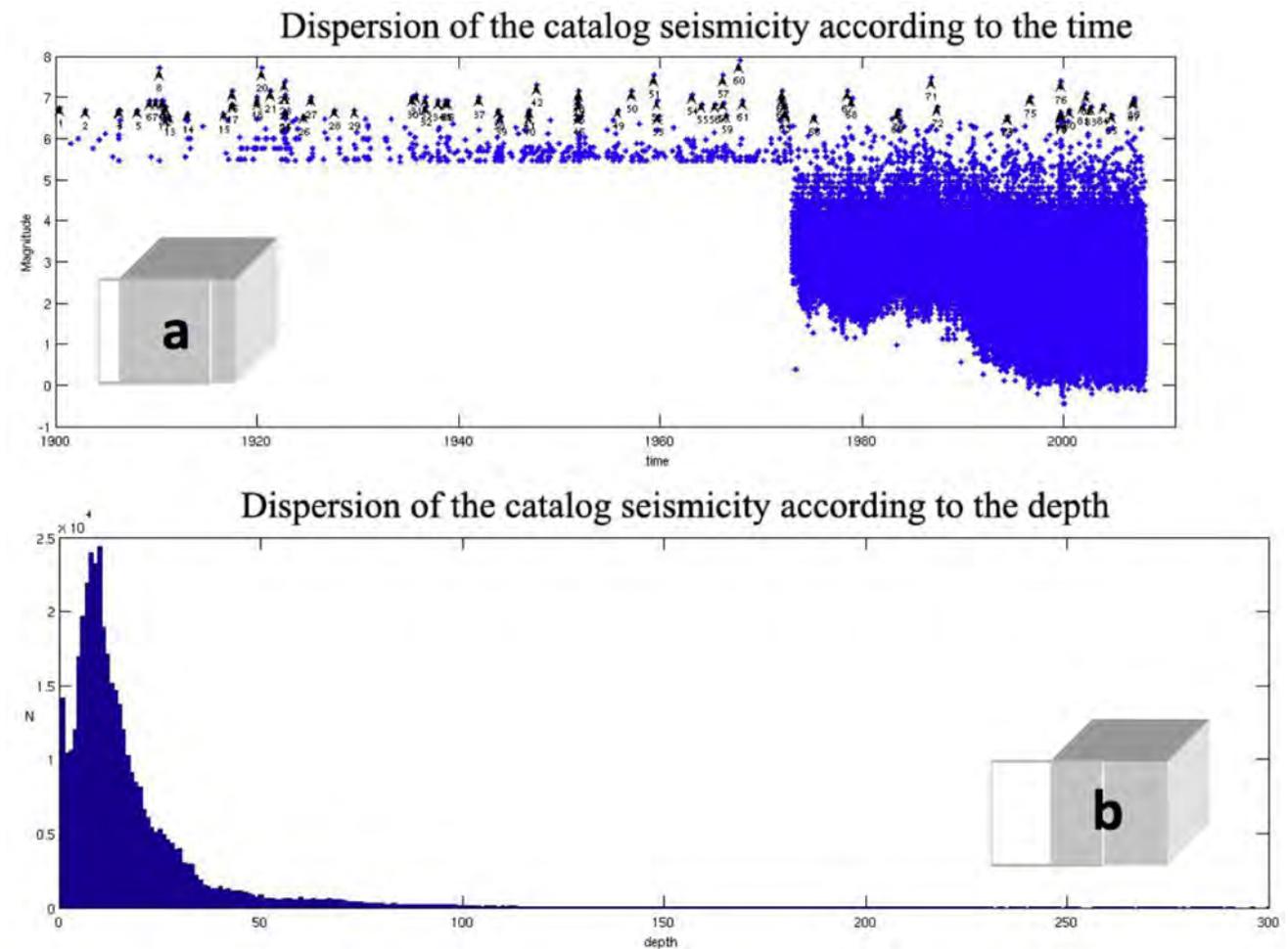


FIGURE 3.5: (a) Distribution de la magnitude des séismes au cours du temps ; (b) distribution du nombre de séismes en fonction de la profondeur.

FICHE 1 : La magnitude

La magnitude d'un séisme a été définie par Richter en 1935 comme un logarithme (en base 10) du maximum d'amplitude en microns sur les sismographes en torsion standard de l'époque ayant une période de pendule de 0.8 s, une amplification de 2800, un facteur d'amortissement de 0.8 à une distance de 100 km de l'épicentre. Ce type de sismographe a été conçu par H.O. Wood and J. Anderson. Il consiste en un cylindre en cuivre fixé à l'extrémité d'un fil métallique de masse inférieure à un 1 g. Cet instrument était sensible aux mouvements horizontaux qui étaient alors détectés par une lumière réfléchiée sur un miroir situé dans le cylindre. Une courbe de calibration a été établie pour passer d'une amplitude donnée à une amplitude équivalente à la distance de 100 km de l'épicentre. Cette magnitude s'appelle aujourd'hui la magnitude locale (e.g. Deichmann [2006]), elle peut s'écrire comme suit :

$$M_L = \log(A) - \log(A_0) \quad (3.11)$$

où A est l'amplitude maximum du mouvement horizontal d'un séisme donné à une station donnée mesuré par un sismographe Wood-Anderson et A_0 est l'amplitude correspondante à un évènement référence à une distance épicentrale choisie. La courbe de calibration diffère d'une région à l'autre car l'atténuation des ondes change beaucoup d'un endroit à l'autre.

Pour palier aux limites de la magnitude locale dépendante d'un instrument donné et d'un type d'onde, Gutenberg et Richter [1936] ont introduit une magnitude dite "d'ondes de surface" afin de quantifier les séismes importants à partir d'enregistrement à grande distance. Elle peut s'écrire comme suit :

$$M_S = \log(A_0) + 1.656 \cdot \log(\Delta) + 1.818 \quad (3.12)$$

où A est le maximum de déplacement observé (microns) sur les ondes de surface sur la composante horizontale à 20 s de période. De nombreuses formules ont été proposées depuis. Elles ont été résumées par Vanek [1962] qui proposa la formule suivante :

$$M_S = \log((A/T)_{max}) + 1.66 \cdot \log(\Delta) + 3.3 \quad (3.13)$$

qui a été adoptée officiellement par l'Association Internationale de Sismologie et Physique de l'Intérieur de la Terre (IASPEI). Dans cette équation $(A/T)_{max}$ est le rapport A/T (amplitude/période) le plus grand de tous les groupes d'ondes sur un enregistrement. Pour T=20s cette équation devient presque identique à celle de Gutenberg et Richter. D'autres définitions de magnitudes sont aussi utilisées (e.g., magnitude d'ondes de volume m_b , magnitude de manteau m_B , magnitude de durée M_D , magnitude de coda M_C , ...) exploitant chacune avec plus ou moins de succès le signal dominant caractéristique pour des séismes de différentes tailles à différentes distances (e.g., Aki et Richards, 2002). Ensuite, l'effort a été de relier ce genre de magnitude à l'énergie libérée par le séisme. Gutenberg et Richter [1956] ont alors proposé cette formule largement acceptée :

$$\log(E) = 1.5M_S + 4.8 \quad (3.14)$$

où E est l'énergie libérée en Joules. L'autre façon de mesurer l'énergie d'un séisme est le moment sismique :

$$E = \frac{\Delta\sigma}{2\mu} \cdot M_0; M_0 = \mu \cdot D \cdot A \quad (3.15)$$

où μ est un coefficient de rigidité, $\Delta\sigma$ la chute de contrainte après un séisme, D le déplacement moyen au cours d'un séisme et A la surface de la zone de glissement. Le moment sismique a été calculé théoriquement par la théorie du double couple par Vvedenskaya [1956] et par Steketee [1958a, b]. La première estimation en a été faite pour un séisme par Aki [1966]. Aki [1966,1967] montre que l'amplitude des ondes de très longues périodes est proportionnelle au moment sismique d'un séisme. Kanamori [1977] introduit le concept de magnitude de moment en sismologie. Cette magnitude ne peut donc être estimée qu'après avoir calculé le moment sismique.

$$\log(M_0) = 1.5 \cdot M_W + 9.1 \quad (3.16)$$

dans laquelle les constantes on été choisies en unités internationales (N, m) pour correspondre à la magnitude de surface pour une certaine classe de séismes. La magnitude M_W est donc la seule magnitude basée sur les caractéristiques physiques de la source (théorie du double-couple et M_0).

3.1.4 Détermination des périodes de complétude

Afin d'utiliser ce catalogue, il est nécessaire de connaître la période de complétude de chaque magnitude. Deux méthodes peuvent être utilisées pour définir ces périodes.

Selon que l'on connaisse ou non les différentes périodes d'enregistrement du réseau, la première méthode peut être utilisée de deux façons différentes. Cette méthode consiste à déterminer la gamme de magnitude pour laquelle la courbe de Gutenberg-Richter est rectiligne. Si les différentes périodes d'enregistrement ne sont pas connues alors il faut déterminer les périodes en procédant par itération en parcourant toute la longueur du catalogue avec une fenêtre temporelle dans laquelle est calculée la courbe de Gutenberg-Richter. Dans notre cas, le réseau Taïwanais est bien connu et nous pouvons de ce fait déterminer les périodes différentes d'enregistrement et déterminer la courbe de Gutenberg-Richter pour chacune de ces périodes. Nous pouvons distinguer 3 grandes périodes :

- La période analogique non-synchronisée : 1900 – 1972. Celle-ci peut être divisée en deux périodes 1900 – 1945 (Meteorological Observatory network) et 1946 - 1971 (Taiwan Weather Bureau Network).
- Le début du réseau synchronisé (TTSN) : 1972 – 1992. Celle-ci peut être divisé en deux périodes 1972 – 1987 (June) (période synchronisée analogique) et 1987 - 1992 (période synchronisée digitale).
- Le réseau synchronisé digital moderne : 1993-2007

Pour ces 5 périodes, nous dessinons la courbe de récurrence de Gutenberg Richter afin de déterminer la gamme de magnitude pour laquelle la courbe de Gutenberg Richter est rectiligne. La figure 3.6 montre que le catalogue est complet pour les magnitudes 1.7 jusqu'en 1993, complet pour les magnitudes 3 jusqu'en 1972 et enfin complet pour les magnitudes 5.5 jusqu'en 1900.

La seconde méthode consiste à dessiner la courbe cumulée des séismes au cours du temps par gamme de magnitude de 0.5 en 0.5 (Figure 3.7). L'analyse de la pente moyenne au cours du temps en dehors des périodes de crise sismique permet de mettre en évidence les changements dans l'enregistrement des séismes par le réseau. Cette méthode nécessite de considérer que la b-value est relativement constante au cours du temps. Lorsque l'augmentation de la sismicité de fond est constante alors nous pouvons faire l'hypothèse que le catalogue est complet pour la gamme de magnitude analysée. Cette méthode est plus simple à appliquer lorsque le catalogue de sismicité a été "déclustérisé", c'est-à-dire nettoyé de tous les événements associés aux crises sismiques. En effet, les ruptures de pente locales disparaissent laissant place alors à une unique droite dont l'analyse de la pente est plus simple. Cette méthode permet de vérifier rapidement quelles sont les périodes de complètes pour chaque gamme de magnitude.

La figure 3.7 donne la période de complétude de chaque gamme de magnitudes. Ainsi nous obtenons :

- 1,5 – 2.0 : complet depuis le from 01 Janvier 1994
- 2.0 – 2.5 : complet depuis le 01 Janvier 1994
- 2.5 – 3.0 : complet depuis le 01 Janvier 1991
- 3.0 – 3.5 : complet depuis le Février/Mars 1973
- 3.5 – 4.0 : complet depuis le Février/Mars 1973

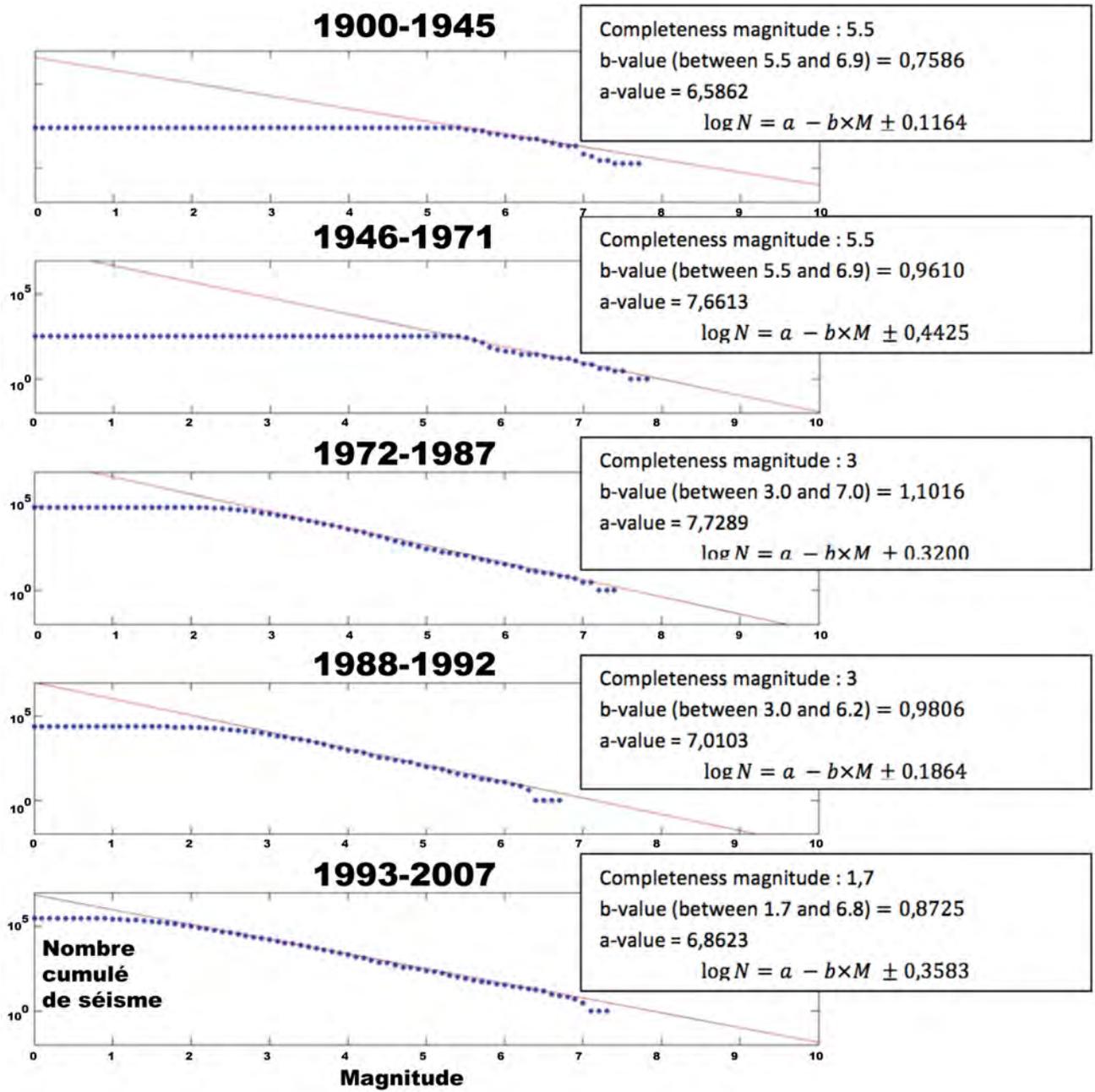


FIGURE 3.6: Détermination de la magnitude de complétude du catalogue à partir des courbes de récurrences de Gutenberg-Richter.

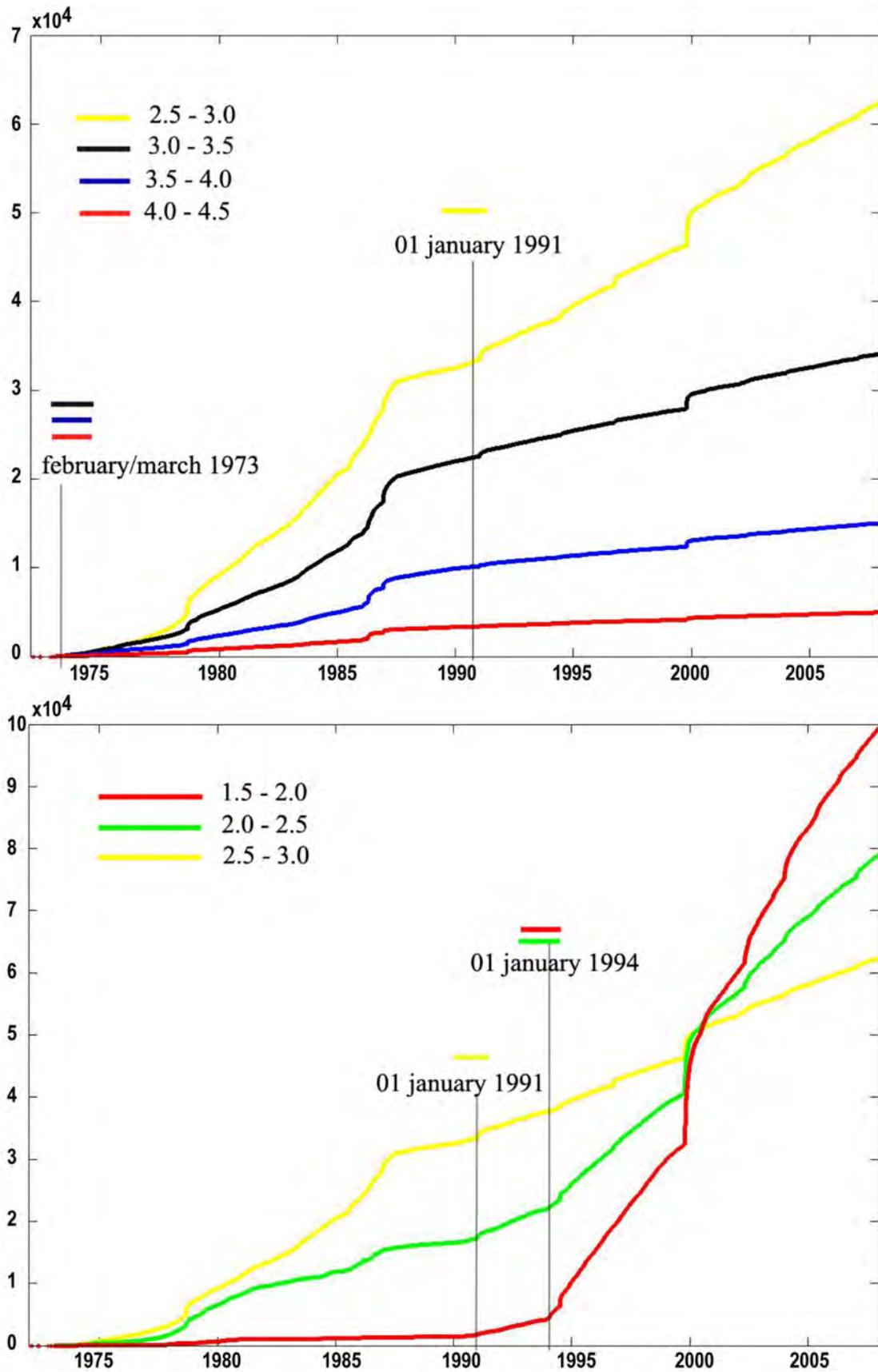


FIGURE 3.7: Détermination des magnitudes de complétude à partir des courbes cumulées de séismes au cours du temps par pas de magnitude de 0.5.

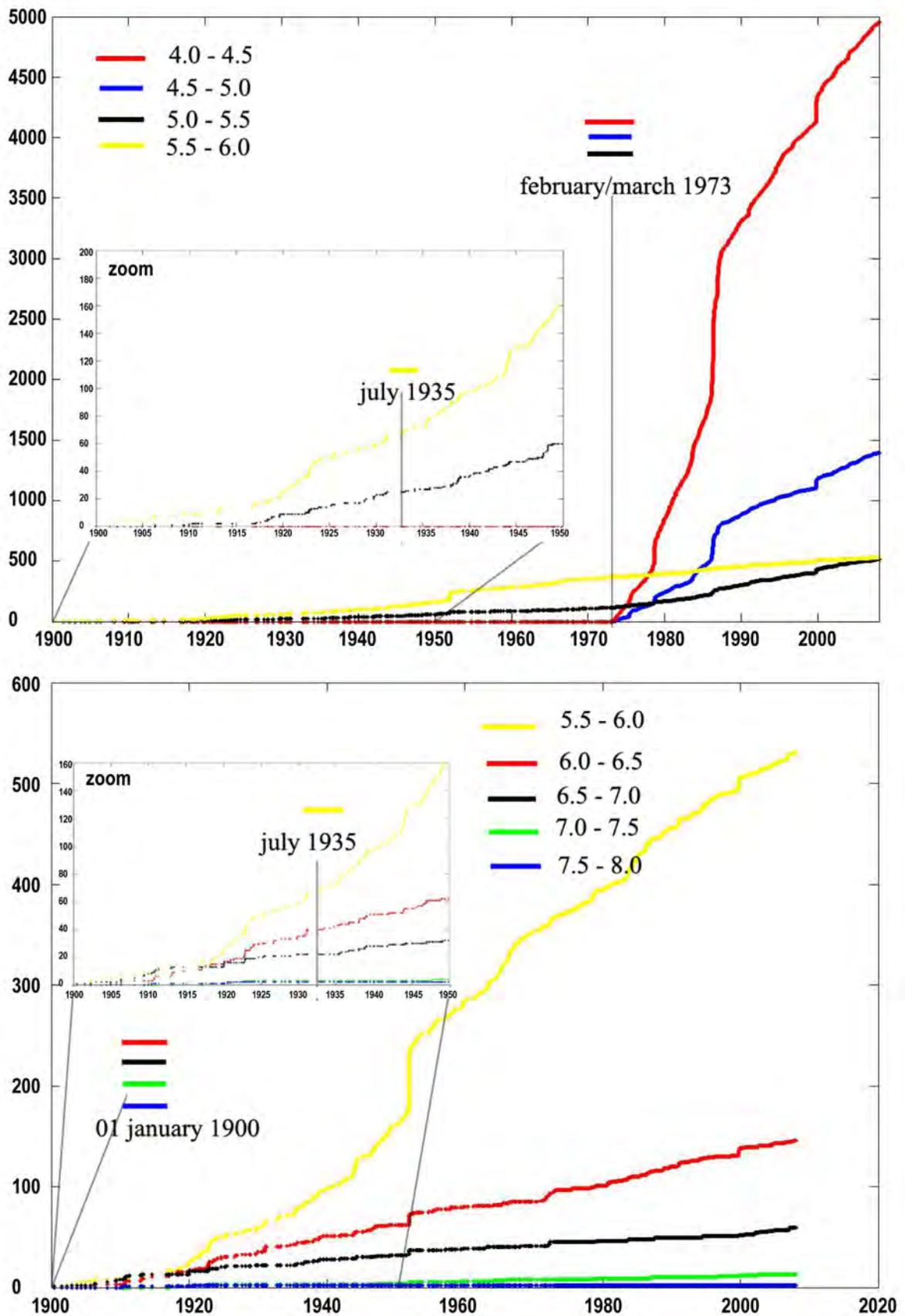


FIGURE 3.7: (suite) Détermination des magnitudes de complétude à partir des courbes cumulées de séismes au cours du temps par pas de magnitude de 0.5.

- 4.0 – 4.5 : complet depuis le Février/Mars 1973
- 4.5 – 5.0 : complet depuis le Février/Mars 1973
- 5.0 – 5.5 : complet depuis le Février/Mars 1973
- 5.5 – 6.0 : complet depuis le Juillet 1935
- 6.0 – 6.5 : complet depuis le 01 Janvier 1900
- 6.5 – 7.0 : complet depuis le 01 Janvier 1900
- 7.0 – 7.5 : complet depuis le 01 Janvier 1900
- 7.5 – 8.0 : complet depuis le 01 Janvier 1900

A partir de la seconde méthode, les périodes de complétude diffèrent un peu de celles définies avec la méthode 1. Le catalogue est complet à partir de 1900 pour les magnitudes supérieures ou égales à 6. A partir de juillet 1935, le catalogue est complet pour les magnitudes supérieures ou égales à 5.5. A partir de février/mars 1973, le catalogue est complet à partir des magnitudes 3. Ensuite, le catalogue est complet pour les magnitudes supérieures ou égales à 2.5 à partir de 1991. Enfin, du 1er janvier 1994 à aujourd'hui le catalogue est complet pour les magnitudes supérieures ou égales 1.5.

A partir de 1935, le nombre de stations sismiques est passé de 9-12 à 17 suite au séisme de Hsinchu-Taichung en 1935. Cela peut expliquer pourquoi la magnitude de complétude décroît de 0.5 à la date de Juillet 1935. Depuis février/mars 1973, le réseau TTSN fonctionne et enregistre tous les séismes de magnitude supérieure ou égale à 3. Le lancement du réseau TSN (Taiwan Seismic Network) par le CWB a permis d'enregistrer tous les événements de magnitude supérieure ou égale à 2.5. Enfin, depuis janvier 1994, le catalogue est complet à partir des magnitudes 1.5 mais la raison de cette amélioration est inconnue ici.

3.1.5 Analyse du catalogue de sismicité

L'analyse de ce catalogue de sismicité apportera beaucoup d'information à l'analyse de la déformation sismique depuis plus de 100 ans. L'étude des crises à partir de l'étude des séquences d'évènement et de la position des répliques ainsi que l'analyse statistique basé sur l'analyse en particulier de la loi de Gutenberg-Richter permettront d'éclairer de façon bien plus précise la déformation sismique en mer. Cependant, l'ensemble de cette analyse nécessite de relocaliser au moins les événements majeurs sur l'ensemble du catalogue. Nous proposons dans la partie suivante un moyen de relocaliser les événements historiques basé sur la continuité du réseau sismologique à Taiwan depuis 1897. Cette étude porte sur l'évènement le plus important en terme de magnitude de la région de Taïwan : le séisme du 5 juin 1920 de magnitude d'ondes de surface 8.1.

3.2 Étude du plus gros séisme de Taïwan : ré-évaluation de la magnitude de moment et relocalisation

Cette partie a fait l'objet d'un article publié dans la revue *Geophysical Journal International* :

Theunissen T., Font Y., Lallemand S. and Liang W.-T. – **The largest instrumentally recorded earthquake in Taiwan : revised location and magnitude, and tectonic significance of the 1920 event**; *Geophys. J. Int.*, 2010, 183, 1119-1133, doi : 10.1111/j.1365-246X.2010.04813.x

3.2.1 Résumé

La subduction des Ryukyus entre Taïwan et le Japon n'a pas connu historiquement de très gros séismes, comparée au Chili par exemple. D'aucuns pourraient en conclure que le couplage sismique entre les plaques Philippines et Eurasie est faible. A y regarder de plus près, la sismicité se concentre aux deux extrémités de la zone de subduction, là où des arcs volcaniques tentent de s'enfoncer sous le continent. Nous disposons d'enregistrements sismologiques dans la région de Taïwan depuis un peu plus d'un siècle, notamment « grâce à » l'occupation japonaise qui dura de 1895 à 1945. Ainsi, depuis 1897, 26 séismes de magnitude supérieure à 7 se sont produits dans cette région dont 21 en mer. Une grande partie de la convergence rapide entre les plaques est accommodée le long de grandes failles en mer dont la géométrie n'est pas bien connue. Plus on remonte dans le temps, plus il est compliqué d'estimer correctement les informations sur la source sismique (position, temps d'origine, magnitude, mécanisme au foyer), a fortiori lorsque celle-ci est en mer. La difficulté consiste donc à déterminer le mieux possible les caractéristiques de ces séismes anciens pour évaluer l'aléa sismique actuel. Le plus fort séisme enregistré dans la région de Taïwan avec une magnitude d'ondes de surface estimée à 8.1 a eu lieu le 5 juin 1920 vers midi (04h21 GMT). Il a été responsable de huit morts, 24 blessés et plusieurs destructions de bâtiments. Ce séisme a eu lieu en mer mais les localisations fournies par les autorités (Central Weather Bureau ou CWB) ou celle obtenue à partir des localisations télé-sismiques ne permettent pas de savoir quelle faille a rompu. Aucun mécanisme au foyer n'est disponible. Des archives historiques conservées sur microfilms à Taipei ont pu être utilisées pour dépoussiérer ce séisme. En comparant les différences de temps d'arrivées entre les ondes P et S sur les 7 stations sismologiques japonaises disponibles en 1920 avec des données similaires bien contraintes obtenues ces 20 dernières années, un séisme analogue a été défini, c'est à dire possédant les mêmes signatures S-P mais de moindre magnitude. La magnitude a été révisée en reprenant le catalogue de sismicité 1897-2007 et obtenu une magnitude de moment empirique de 7.7 ± 0.2 . Sur les archives historiques, le carnet de bord d'un pêcheur naviguant près de l'île de Lutao, soit près de 200 km plus au sud, a été retrouvé. Ce pêcheur a noté l'heure d'arrivée d'une vague venant du nord. Ce faisceau d'indices a finalement permis de caractériser avec une bien meilleure résolution la faille susceptible d'avoir généré le séisme et le tsunami associé.

3.2.2 Abstract

The Ryukyu subduction is known to generate very few earthquakes in its central segment contrarily to its two extremities. We focus in this study in the southernmost part of the Ryukyu

subduction zone offshore east Taiwan. Our first task was to build a homogeneous earthquake catalog for the period 1900-2007. The new catalog provides homogenized M'_W magnitudes and shows that several $M'_W \geq 7.0$ earthquakes occurred offshore Hualien and Suao cities. We then focused on the June 5th, 1920 earthquake (reported surface-wave magnitude 8.1) previously located beneath the accretionary prism. The revised moment magnitude has been estimated in our catalog at 7.7 ± 0.2 . It is the biggest earthquake ever recorded in the Taiwan area but the fault that has produced this earthquake has not yet been identified with confidence. We relocated this event using regional phases (seismological bulletins archived at the Central Weather Bureau of Taiwan) about 50 km NNE and shallower of its former location, i.e., within the Ryukyu Arc basement. According to earthquake bulletin information, revised magnitude, new hypocentral determination, and known regional faults, we propose four potential active faults as candidates for the slip associated to this event : (1) the interplate seismogenic zone (ISZ) (2) an out-of-sequence thrust cutting through the forearc and branching on the ISZ (3) a NS strike-slip fault cutting through the Ryukyu arc and (4) a N-S, westward dipping thrust fault, affecting the Philippine Sea Plate east of the Luzon Arc. The best compromise is to consider a rupture along the ISZ with a shallow nucleation possibly along a splay-fault followed by a downward and lateral propagation of the rupture that would explain the lack of significant seafloor motion and subsequent tsunami. We also estimate the maximum seismic coupling of the ISZ in the region east of Taiwan to about 0.4. In parallel, the evidences of aseismic slip occurring along the ISZ allow us to conclude that this region should only be affected by $M < 8$ earthquake as previously proposed by Kao [1998].

3.2.3 Introduction

Taiwan is one of the most tectonically active regions in the world. It is located in the transfer zone between two opposite verging subductions [Tsai et al., 1977; Wu, 1978]. South of the island, the Eurasian Plate (EP) is subducting eastward under the Philippine Sea Plate (PSP), whereas east of Taiwan, the PSP is subducting northward under the EP along the Ryukyu trench. The Ryukyu subduction is associated with the back-arc rifting of the Okinawa trough [Letouzey and Kimura, 1986; Sibuet et al., 1986]. Considering the EP fixed, the PSP converges north-westward (312° N) at a rate of 8.1 cm/yr [Yu et al., 1997]. Taiwan results from the collision between the passive continental margin of the South China Sea and the Luzon Volcanic Arc associated with the Manila Subduction [Biq, 1972; Chai, 1972; Malavieille et al., 2002] (figure 3.8). The subsequent deformation is characterized by a very high rate of seismicity onland, but also offshore east Taiwan [Hsu, 1961; Wu, 1978; Tsai, 1986; Kao et al., 1998; Wang and Shin, 1998; Wang, 1998; Chen et al., 2009]. The first permanent seismometer was installed in Taipei in 1897 and then, the number of stations increased reaching, nowadays, more than hundred stations. Therefore, from the beginning of the last century, ground motion in Taiwan has been continuously recorded with seismological networks evolving through time [Cheng and Yeh, 1989; Wang and Shin, 1998; Wang, 1998]. Various seismicity catalogs are available from 1900 to present [Lee et al., 1978; Hsu, 1980; Cheng and Yeh, 1989; Wang and Kuo, 1995; Yeh et al., 1995; Chen and Tsai, 2008; Chen et al., 2009]. A review study of earthquakes (period 1897-1996) has been published in 1998 by Jeen-Hwa Wang. The September, 21 1999, the M7.6 so-called “Chi-Chi” earthquake has occurred in a densely populated region and has caused about 2470 deaths, 11305 injured and more than 100,000 structures destroyed [Shin and Teng, 2001]. It was undoubtedly the most devastating earthquake of the last century but it was not reported

as the highest in magnitude. The greatest reported earthquake is supposed to have occurred on June 5th, 1920 offshore Hualien, east of Taiwan (figure 3.9). Its surface-wave magnitude has been estimated at 8.1 by Wang and Kuo [1995]. The seismological bulletin shows that this earthquake is responsible for 8 deaths, 24 injured and some building destructions “but less than Puli earthquake in 1917” (ML6.0, but onland 50 km western Hualien). The most damaged areas were Taipei, Taoyuan, Hsinchu and Taitung coinciding with the most populated areas.

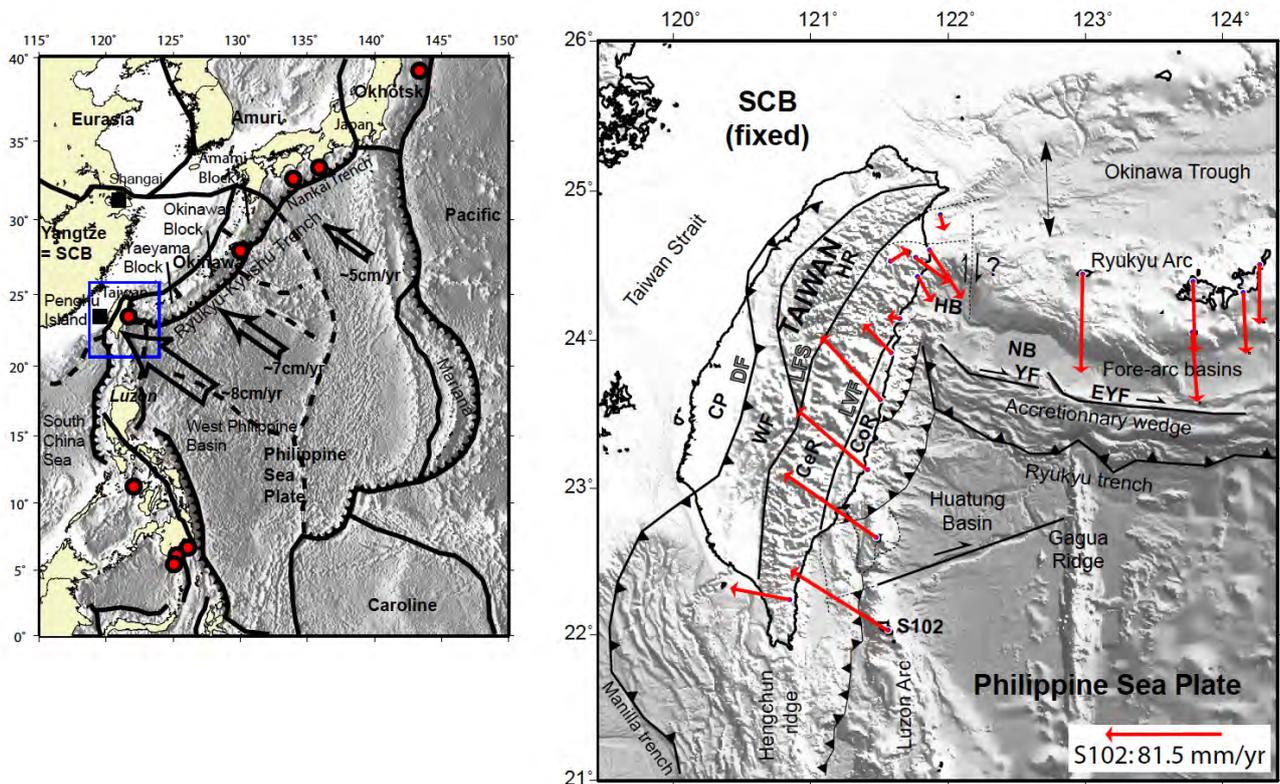


FIGURE 3.8: General tectonic context of the southernmost part of the Ryukyu subduction east of Taiwan. Left : Contour of the Philippine Sea Plate (PSP) according to the global model of plate boundaries of Bird [2003] and relief from ETOPO1 [Amante et Eakins, 2009]. Large earthquake with magnitude higher than 8 are represented by red circles. Right : zoom on Taiwan area. Velocity of the PSP is given according to Penghu Island [Yu et al., 1997], i.e. the South China Block (SCB) = Eurasian Plate, and the velocity of the Ryukyu Arc is given according to the Shanghai VLBI station [Nakamura, 2004], i.e. also the SCB. DF : deformation front, CP : Coastal Plain (foreland), WF : Western-Foothills region, HR : Hsuehsan Range, LFS : Lishan Fault System, LVF : Longitudinal Valley faults System, CeR : Central Range, CoR : Coastal Range, HB : Hoping Basin, NB : Nanao Basin, (E)YF : (East) Yaeyama Fault.

Kao [1998] and Shyu and al. [2005] have proposed that such M8 earthquake could have been generated along the Ryukyu Interplate Seismogenic Zone (ISZ), whereas Chung and al. proposed that it may have been associated with the northern part of the Longitudinal Valley Fault (LVF) [Chung et al., 2008]. However, the 1920 earthquake has been located beneath the sedimentary accretionary prism [Cheng and Yeh, 1989; Engdahl and Villaseñor, 2002], seaward of the ISZ updip limit. Moreover, its depth is poorly constrained but is known to be

shallow between 20 km [Cheng and Yeh, 1989] and 35 km (EHB location) [Engdahl et al., 1998; Engdahl and Villaseñor, 2002]. None of the two initial candidate faults, i.e., the ISZ and the LVF, coincide with the hypocenter determination. Several other seismically active faults have been identified in this region so the identification of the fault ruptured in 1920 is consequently debatable. We thus aim in this paper to improve the location of this major event, the biggest of the last century in the Taiwan area, in order to better constrain which fault has produced it.

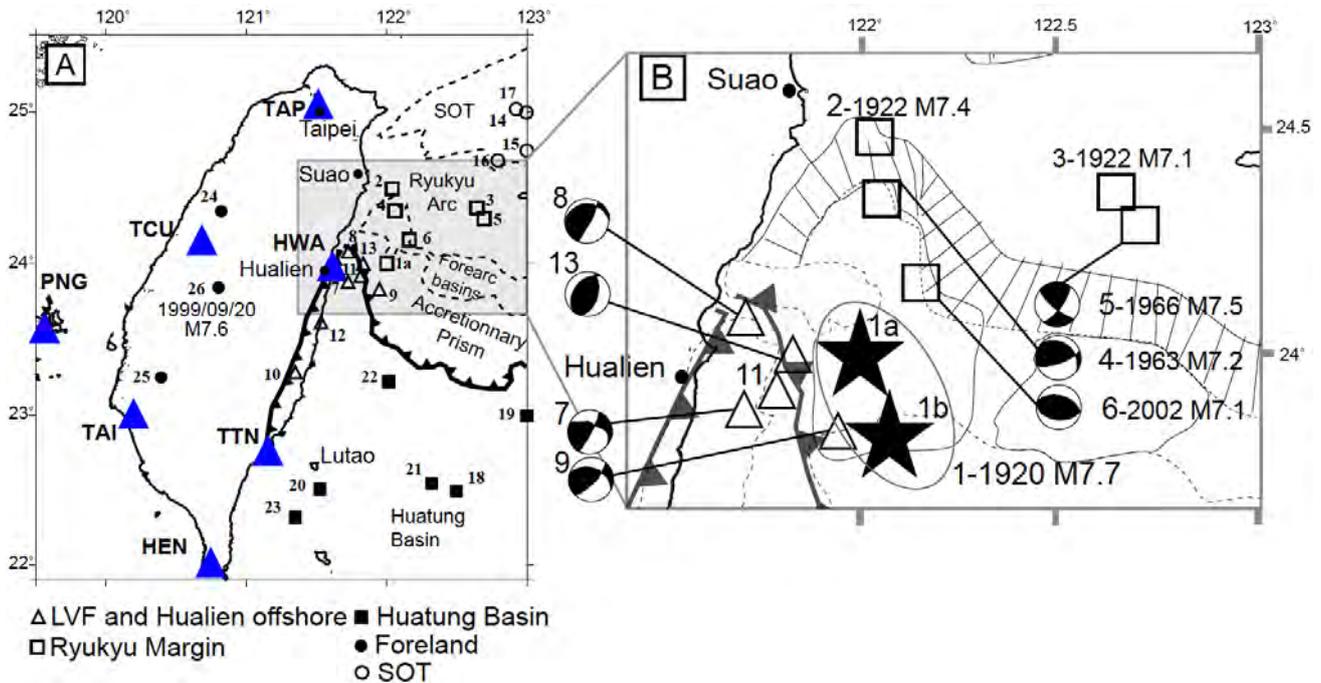


FIGURE 3.9: Earthquakes with equivalent moment magnitudes $M'_W \geq 7.0$ (Table 3.4). A : Triangle : available seismic stations during the 1920 earthquakes. B : Close up view of the Ryukyu margin with the two locations for the 1920 earthquake proposed in the literature : “1a” after TMO (Taihoku (Taipei) Meteorological Observatory), depth 20 km, and “1b” after the centennial catalog [Engdahl and Villaseñor, 2002] obtained with the EHB process [Engdahl et al., 1998] depth 35 km. Focal mechanisms source : 4 : [Chen et al., 2004] ; 5,13 : [Kao et al., 1998] ; 6 : BATS ; 7,8,9 : [Cheng et al., 1996]. SOT : Southern Okinawa Trough

3.2.3.1 Active faults

A number of active faults have been recognized or suspected east of Taiwan. Besides the LVF and the ISZ, other faults characterize the southernmost part of the Ryukyu subduction. The ISZ has been described by Kao et al. [1998] and Kao [1998] using the inversion of teleseismic data to determine source parameters. He concluded that the ISZ is not strongly coupled and that the apparent slip partitioning indicates that the Ryukyu forearc is not completely elastic and thus the ISZ is unlikely to generate $M_W > 8$ subduction earthquakes. Otherwise, Hsu [Hsu, 2001] concluded that the ISZ is potentially coupled according to the flat curve section of the mantle lithospheric buoyancy across the Ryukyu margin. Regarding the LVF, the shallow northern part is characterized by a smaller convergence rate north of 23.5°N than in the south and an important left-lateral movement along a thrust dipping

eastward. The east-dipping deeper part of the LVF extends offshore [Kuochen et al., 2004; Shyu et al., 2005; Chung et al., 2008]. Some authors have also suggested that the PSP itself was deforming. Buckling of the PSP slab in response to the E-W compression generated by the collision has been demonstrated [Font et al., 1999; Wang et al., 2004; Wang, 2005; Chou et al., 2006] and may cause important seismic deformation. Chemanda and al. [1997; 2001], based on physical modelling, have suggested that an incipient westward dipping subduction could develop offshore east of Hualien. Later, Font [2002] and Bos et al. [2003] have found some evidences of such intra-PSP N-S reverse fault trending N-S and east of the Luzon arc beneath the Ryukyu forearc. Regarding the deformation of the Ryukyu upper-plate, careful examination of the seismicity distribution supports the hypothesis of a possible splay fault, or even high angle back-thrust cutting through the forearc along the Hoping canyon [Font and Lallemand, 2009]. Furthermore, important N-S strike-slip fault could affect the Ryukyu arc and forearc [Wu, 1978; Lallemand and Liu, 1998]. West of the Hoping canyon, a N-S strike slip fault zone offsetting the Ryukyu arc in response to the opening of the Okinawa back-arc basin has been proposed by Lallemand and Liu [Lallemand and Liu, 1998]. As a matter of fact, southwest Ryukyu subduction termination does not show classical characteristics due to its recent and past collision history [Lallemand et al., 2001; Malavieille et al., 2002; Sibuet and Hsu, 2004].

3.2.3.2 Historical earthquakes studies

The area east of Taiwan is unfortunately characterized by a poor azimuthal coverage either by the Taiwanese seismological network or the Japanese one, so that regional studies of historical instrumental earthquakes are not accurate. Kao et al. [1998], using teleseismic data to inverse source parameters for 62 moderate earthquakes ($M > 5.5$) between 1966 and 1995, has characterized the seismo-tectonic picture of this area including the ISZ. The CMT catalog has been completed for shallow earthquakes in Taiwan area ($M > 6$) for the 1963-1975 period [Chen et al., 2004] in agreement with focal mechanisms determined previously [Katsumata and Sykes, 1969; Wu, 1970; Wu, 1978; Pezzopane and Wesnousky, 1989]. Before 1962, other works focus on some seismic crises, like those of 1951 (figure 3.9) that occurred along the LVF, associated with important civil and building damages [Chen et al., 2008; Chung et al., 2008; Lee et al., 2008]. However, several major earthquakes, that occurred offshore, have not yet been studied. It is thus crucial to improve our knowledge about the characteristics of these earthquakes (table 1 in the complementary material) in order to better constrain seismic hazard and tectonic processes in this area.

In this study, we focus on the biggest earthquake ever recorded in the Taiwan area : the Ms8.1 1920 shallow earthquake [Wang and Kuo, 1995] that occurred offshore, about 50 km east of Hualien (figure 3.9). The location given in the centennial catalog (EHB location) [Engdahl et al., 1998; Engdahl and Villaseñor, 2002] as well as those from archives [Cheng and Yeh, 1989] is ambiguous since it is difficult to associate this major earthquake to a known active fault. Also, an adapted revised moment magnitude is necessary to better constrain the size of the surface rupture.

3.2.4 Re-evaluation of the moment magnitude

In order to better describe this event, our first task was to build a homogeneous seismicity catalog by computing a homogenized moment magnitude despite the heterogeneity of the

N°	Origin time						Hypocenter				Loc. error		Magnitude			
	Year	m	day	h	min	s	Lon.	Lat.	Depth	Ref.	Horiz.	Vert.	M'_W	M_i	Ref	Error
RYUKYU MARGIN																
1	1920	6	5	4	21	35.40	122.080	23.813	35.0	1	10.00	15.00	7.7	$M_s 8.1$	5	0.19
							122.000	24.000	20.0	2	10.00	15.00				
2	1922	9	1	19	16	9.16	122.040	24.506	35.0	1	10.00	15.00	7.4	$M_s 7.7$	5	0.19
							122.200	24.600	20.0	2	10.00	15.00				
3	1922	9	14	19	31	42.51	122.644	24.378	35.0	1	10.00	15.00	7.1	$M_s 7.3$	5	0.19
							122.300	24.600	20.0	2	10.00	15.00				
4	1963	2	13	8	50	4.65	122.060	24.356	35.0	1	10.00	15.00	7.2	$M_w 7.2$	6	0.00
							122.100	24.400	47.0	2	10.00	15.00				
5	1966	3	12	16	31	19.77	122.695	24.307	28.9	1	10.00	15.00	7.5	$M_w 7.5$	6	0.00
							122.670	24.240	42.0	2	10.00	15.00				
							122.670	24.240	22.0	8	10.00	15.00				
6	2002	3	31	6	52	49.95	122.163	24.167	16.5	4	0.32	0.38	7.1	$M_w 7.1$	7	0.00
LVF and Hualien offshore																
7	1951	10	21	21	34	14.00	121.725	23.875	4.0	3	10.00	15.00	7.1	$M_s 7.4$	5	0.19
8	1951	10	22	3	29	27.00	121.725	24.075	1.0	3	10.00	15.00	7.0	$M_s 7.2$	5	0.19
9	1951	10	22	5	43	1.00	121.950	23.825	18.0	3	10.00	15.00	7.0	$M_s 7.2$	5	0.19
10	1951	11	24	18	50	18.00	121.350	23.275	36.0	3	10.00	15.00	7.1	$M_s 7.4$	5	0.19
11	1957	2	23	20	26	18.02	121.800	23.800	30.0	2	10.00	15.00	7.1	$M_s 7.4$	5	0.19
12	1972	4	24	9	57	21.43	121.532	23.512	15.4	2	10.00	15.00	7.0	$M_w 7.0$	6	0.00
13	1986	11	14	21	20	4.52	121.833	23.992	15.0	2	2.60	2.60	7.3	$M_w 7.3$	7	0.00
							121.760	23.950	33.0	8	10.00	15.00				
SOT																
14	1910	4	12	0	22	13.00	123.000	25.000	200.0	1	10.00	15.00	7.7	$M_s 7.4$	5	0.19
15	1917	7	4	0	38	20.00	123.000	25.000	0.0	1	10.00	15.00	7.1	$M_s 7.4$	5	0.19
16	1947	9	26	16	1	57.00	123.000	24.750	110.0	1	10.00	15.00	7.3	$M_s 7.6$	5	0.19
17	1959	4	26	20	40	38.77	122.792	24.687	126.3	1	10.00	15.00	7.5	$M_s 7.9$	5	0.19
HUATUNG BASIN earthquakes																
18	1919	12	20	19	33	0.00	122.500	22.500	35.0	1	10.00	15.00	7.0	$M_s 7.2$	5	0.19
19	1921	4	2	9	36	0.00	123.000	23.000	35.0	1	10.00	15.00	7.1	$M_s 7.4$	5	0.19
20	1935	9	4	1	37	46.26	121.550	22.500	20.0	2	10.00	15.00	7.1	$M_s 7.4$	5	0.19
21	1972	1	25	2	6	21.45	122.325	22.549	10.1	1	10.00	15.00	7.3	$M_w 7.3$	6	0.00
22	1978	12	23	11	23	12.00	122.015	23.224	48.0	1	10.00	15.00	7.0	$M_w 7.0$	7	0.00
23	1978	7	23	14	42	36.90	121.329	22.352	6.1	2	2.60	2.60	7.2	$M_w 7.2$	7	0.00
FORELAND – Western Taiwan																
24	1935	4	20	22	2	2.86	120.820	24.350	5.0	2	10.00	15.00	7.0	$M_s 7.2$	5	0.19
25	1941	12	16	19	19	45.66	120.450	23.400	15.0	2	10.00	15.00	7.0	$M_s 7.2$	5	0.19
26	1999	9	20	17	47	15.85	120.805	23.853	7.0	4	0.30	0.35	7.6	$M_w 7.6$	7	0.00

TABLE 3.4: List of all earthquakes with equivalent moment magnitude $M'_W \geq 7.0$ in the window $119.5^\circ \text{E} - 123^\circ \text{E}$ and $22^\circ - 25.5^\circ$. Source reference either for the hypocenter location or for the initial magnitude (M_i) used in the conversion : 1 : [Engdahl et al., 1998 ; Engdahl and Villaseñor, 2002], 2 : [Cheng and Yeh, 1989], 3 : [Cheng et al., 1996 ; Cheng et al., 1997], 4 : [Wu et al., 2008], 5 : [Wang and Kuo, 1995], 6 : [Chen et al., 2004], 7 : GCMT and 8 : [Kao et al., 1998]. LVF : Longitudinal Valley Faults, SOT : Southern Okinawa Trough.

seismological network used through time. Discussions and references on Taiwan Seismological Network evolution can be found in the works of Wang [1998], Wang and Shin [1998], Chen and Tsai [2008] and [Ng et al., 2009]. We only give a brief summary of the evolution of the seismological network in Taiwan. Three stages of instrumental seismic observations by the Taiwanese Seismological Network can be identified : (1) 1897-1972 : the period (0 to 16 stations) where only mechanical seismographs were used. Before 1945, the studies of numerous disastrous earthquakes and field surveys of the related damages were mainly done by Japanese seismologists, geologists and engineers of the TMO (Taihoku (Taipei) Meteorological Observatory). First, seismographs were installed in Taipei (1897), Tainan (1898), Keelung (1900-1916), Penghu (1900), Taichung (1902), Hengchun (1907), Taitung (1903) and Hualien (1914) [Cheng and Yeh, 1989]. For all stations, the seismograms were recorded in an analog form. (2) 1973-1991 TTSN (Taiwan Telemetered Seismological Network) (up to 24 stations) (3) 1991-present CWBSN (Central Weather Bureau Seismological Network) and BATS (Broadband Array in Taiwan for Seismology, 1995-present) (up to about 100 stations).

- **Building of a 1900-2007 seismicity catalog of the Taiwan area**

Over the Taiwan area (21° N - 26° N and 119° E - 123° E), we have used a compilation of different catalogs : the centennial catalog ($M > 5.5$) (1900-2007) [Engdahl and Villaseñor, 2002], the catalog compiled by Wang and Kuo [1995] of all major earthquakes ($M_S > 7.0$) in Taiwan area with recalculated M_S magnitudes (1900-1994), the USGS catalog ($M > 5$), the homogeneous catalog (1900-2006) compiled by Chen and Tsai [2008], the TTSN catalog from IES, the CWBSN catalog from the CWB (Central Weather Bureau) [Shin, 1993] and at last the GCMT catalog (1973-2007, $M > 5.0$). We thus cover the period 1900-2007.

Some authors have worked to establish relations between different local magnitudes used in Taiwan over the time (M_H , M_D and M_L), body-waves magnitude m_b (1s), surface-waves magnitudes M_S and moment magnitude M_W in the Taiwan area [Wang and Chiang, 1987; Wang, 1992; Chen et al., 2007; Chen and Tsai, 2008]. Indeed, because the definition and procedure for determination of the magnitude differs from one catalog to another depending on the considering period or on the data used in the calculation, we have decided to normalize all magnitudes with respect to the M_W GCMT [Dziewonski et al., 1981] moment magnitude as defined by Kanamori and Hanks [Kanamori, 1977; Hanks and Kanamori, 1979] through empirical relations [Kanamori and Anderson, 1975; Kanamori, 1983]. This magnitude is adapted to describe the size of earthquakes [Aki, 1966; Kanamori, 1977].

In this study, we combined all catalogs into one using overlapping. Since the magnitude reported in the different catalogs and since the location method and results, especially offshore, vary considerably, we have employed a relatively large magnitude window of ± 1.5 , a 60 s time window, and an initial location distance of ± 150 km. A manual check was done for all earthquakes with magnitudes higher than 6.5 (94 earthquakes). On balance, we have obtained 409374 earthquakes among which 29 had a magnitude higher 7.0 (See figure 3.9 and table 3.4); 255 had a magnitude higher than 6.0 and 829 had a magnitude higher than 5.5.

We have made the assumption that between magnitude 5.0 and 8.1, the highest magnitude in Taiwan, all magnitudes follow a linear relation and that there's no strong saturation in the different magnitudes used in the conversion (Figure 3.10). We used a linear least-squares regression to establish conversion laws. We defined the M_W GCMT moment magnitude as the independent variable and we considered that the error on this variable is negligible (see Castellaro and Bormann [2007] for discussion). Finally, we used the Robustfit algorithm from

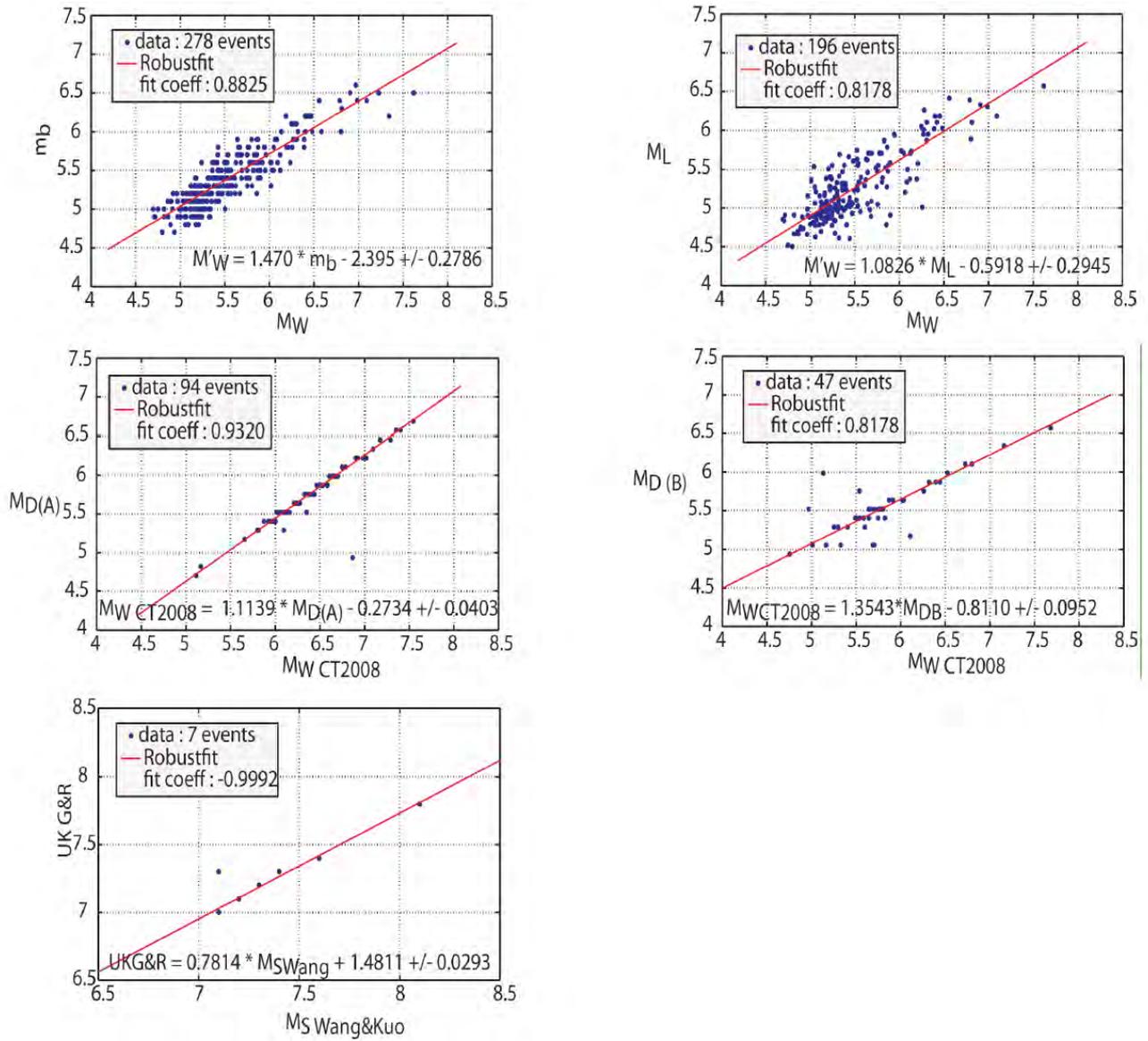


FIGURE 3.10: Linear regression graphs used for magnitude conversions.

Matlab to do the linear regression. At the end, we used eight relations from surface-waves magnitude M_S [Gutenberg, 1945; Vanek et al., 1962], local magnitude M_L [Shin, 1993], local duration magnitude MD [Tsai et al., 1973], body-waves magnitude mb [Gutenberg and Richter, 1956], M_{CT} [Chen and Tsai, 2008], UK_{GR} [Gutenberg and Richter, 1954] and UK_{JMA} (local magnitude from Japan Meteorological Agency) to convert them into M_W GCMT equivalent moment magnitude reference. Conversion equations used in this study are (See figure 3.10 for regression graphs and other equations) :

$$M'_W = 0.79246 \times M_S + 1.2853 \pm 0.1860 \quad (3.17)$$

$$M'_W = 1.0826 \times M_L - 0.5918 \pm 0.2945 \quad (3.18)$$

The equation (3.18) is used for M_L and UK_{JMA} over the period 1991-2007.

- Revisited magnitude of the June 5th, 1920 earthquake

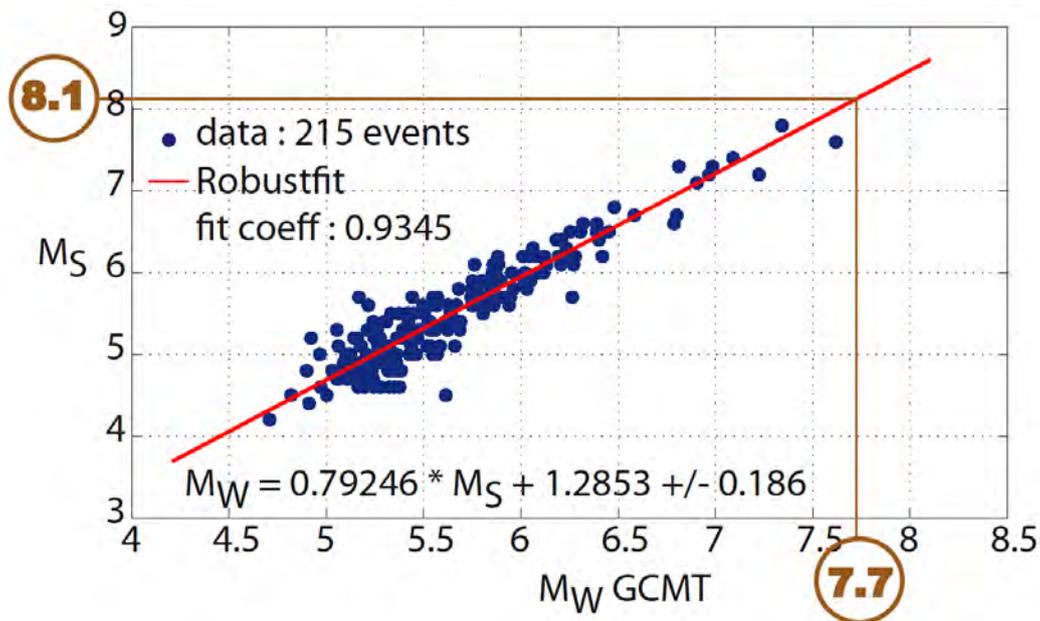


FIGURE 3.11: Conversion from M_S magnitude to the GCMT moment magnitude, M'_W . 215 earthquakes between 1973 and 2007 have been used in this regression. “Robustfit” is a linear regression function from matlab.

Over the entire instrumental recording period in Taiwan, the 1920 earthquake is the largest in term of magnitude (Table 3.5).

Following Wang and Kuo [1995], we used the magnitude from Abe [Abe, 1981] corrected by addition of 0.06 [Lienkaemper, 1984] in order to be compatible with M'_S defined with the Prague Formula [Vanek et al., 1962]. The surface-wave magnitude is estimated at 8.1 (with one digit precision). We then have used the regression of all available combinations between the surface-waves magnitude and the MW GCMT (Global Centroid moment tensor) moment magnitude (i.e., 215 earthquakes) (equation 3.17 and figure 3.11). The relation deduced here is similar to that found by Chen and al. [2007] even if the choice of the different variables in the

Magnitude Scale	Name	Used parameters	Value	References
M_S	$M_{S\text{G\&R}}$	Horizontal amplitude (17-23s), Δ	8.0	[Gutenberg, 1945; Gutenberg and Richter, 1954]
	$M_{S\text{ABE1}}, M_{S\text{RO}}$	same	8.0	[Rothe, 1969; Abe, 1981]
	$M_{S\text{DU}}, M_{S\text{B\&D}}$	same	8.3	[Duda, 1965; Bath and Duda, 1979]
	$M_{S\text{P\&S}}$	Conversion $M_{S\text{ABE1}} \rightarrow M_S (-0.2)$	7.8	[Pacheco and Sykes, 1992]
	$M_{S\text{W\&K}}$	Conversion $M_{S\text{ABE1}} \rightarrow M_S (+0.06)$	8.1	[Vanek <i>and al.</i> , 1962; Lienkaemper, 1984; Wang and Kuo, 1995]
M_j	JMA magnitude	Maximum trace amplitude (3 s), Δ	7.8	[Tsuboi, 1951]
M_H	Hsu magnitude	Maximum trace amplitude (?), Δ	8.3	[Hsu, 1971]
m_B	$m_{B\text{ABE1}}$	Body-wave magnitude (5-10s), Δ	7.8	[Abe, 1981]
M_W	$M_{W\text{C\&T}}$	Conversion $\rightarrow M_W$	8.2	[Chen and Tsai, 2008]
	$M_{W\text{P\&S}}$	Conversion $M_S \rightarrow M_W$	7.8	[Pacheco and Sykes, 1992]

TABLE 3.5: Different magnitudes proposed in the literature for the 1920 earthquake. Δ is the epicentral distance.

regression is different. We finally propose a new equivalent moment magnitude M'_W of 7.7 ± 0.2 .

3.2.5 Relocation of the M'_W 7.7 June 5th, 1920 earthquake from archive data

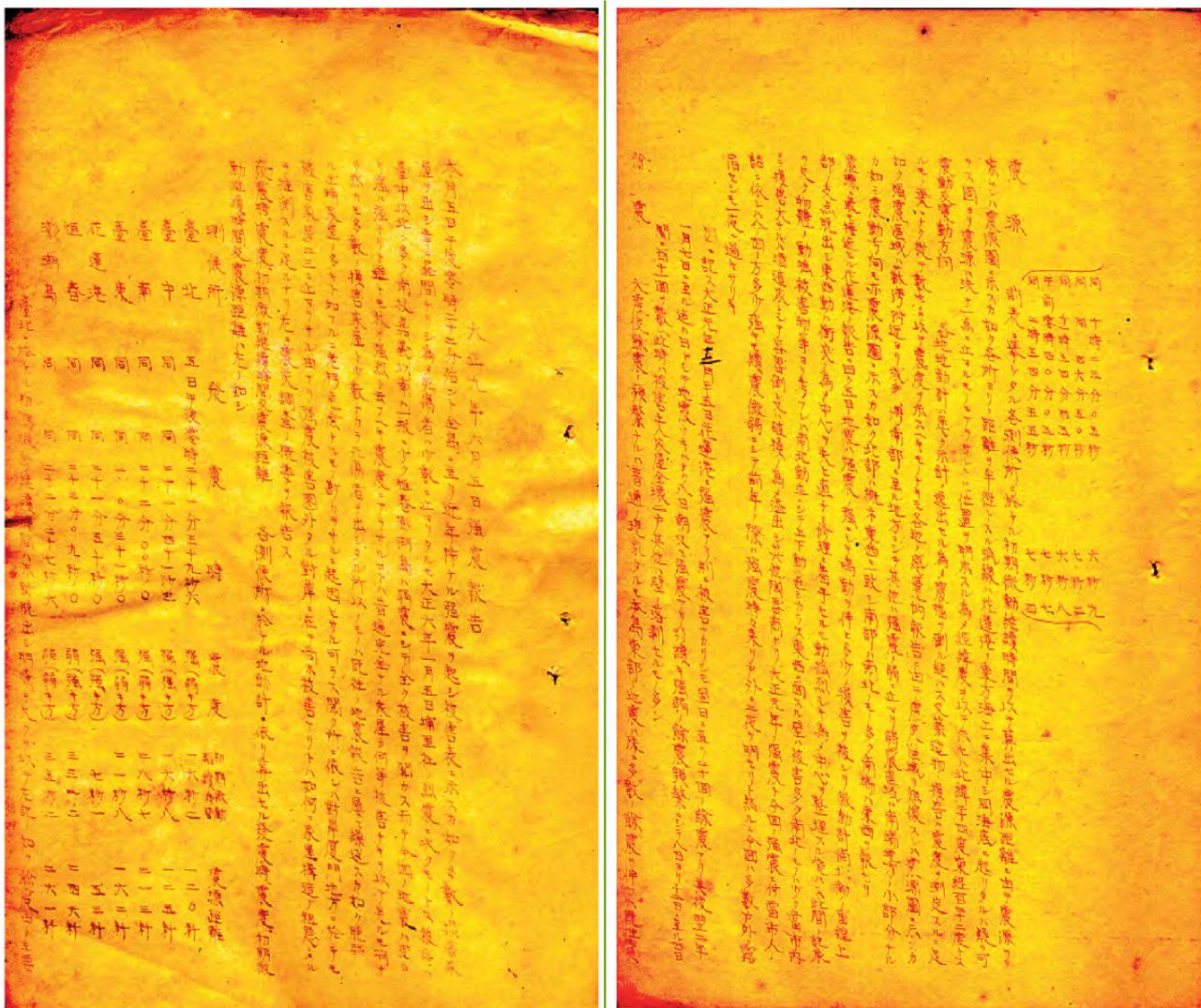
We propose a simple method to relocate old instrumental earthquakes from picked phase arrival times given in seismological archives using the recent advances in seismological recording by CWBSN (1991-present) and earthquake location methods. Thanks to the Central Weather Bureau (CWB) of Taiwan that archived old seismological bulletin, we determined earthquake location from S-P arrival time differences.

- **Data used**

1920 seismograms have disappeared. But, fortunately, archives of the 1920 earthquake were first preserved at TMO and then at the CWB in Taipei in the form of micro-films. A report of few pages (see an extract on figure 3.12) is available for this major earthquake.

In 1920, seven stations have recorded the M'_W 7.7 June 5th, 1920 earthquake (figure 3.9). These stations were located in Taipei (TAP), Taichung (TCU), Tainan (TAI), Taitung (TTN), Hualien (HWA), Hengchun (HEN) and Penghu (PNG). Instruments used at stations TAP, TAI, TTN, PNG, HEN and TCU were Omori seismometers. At HWA, a Portable Tromometer was used [Cheng and Yeh, 1989]. At that time, station clocks were not synchronous and technicians at the local stations individually adjusted clocks. There were remarkable errors in the arrival times, up to 10 seconds [Wang, 1998], thus resulting in high uncertainties in earthquake location. Studies have shown that time residuals at these stations can be up to 10 seconds. We consequently used the duration of the “preliminary tremor” (table 3.6), i.e. the arrival time difference between P and S-waves (S-P duration) that we consider as independent of the station clocks.

- **Relocation method**



A) Arrival-times table

B) Fisherman story

FIGURE 3.12: TMO archives stored by CWB. On left : table with all arrival times showed in the table 3.6. On right : report of the fisherman story.

Station name	Longitude	Latitude	First arrival	Duration of preliminary tremor (s) S-P duration	Epicenter distance (km)
Taichung – TCU	120°41'	24°09'	12:21:41.?	16.8	125
Hualien – HWA	121°37'	23°58'	12:21:50.0	7.1	52
Taipei – TAP	121°31'	25°02'	12:21:59.6	16.2	120
Tainan – TAI	120°13'	23°00'	12:22:00.0	28.7	213
Hengchun – HEN	120°45'	22°00'	12:22:09.0	33.2	246
Penghu – PNG	119°33'	23°32'	12:22:27.6	35.2	261
Taitung – TTN	121°09'	22°45'	12:22:31.0	21.8	162

TABLE 3.6: Data from archives used to determine the new location. Questions marks notify that some values were not readable in the archives.

The method consists of comparing the set of seven S-P durations recorded in 1920 to modern S-P times recorded by CWBSN (1991-2008; $M_L \geq 3$; 22°N - 25.4°N and 120.9°E - 124.5°E). This comparison is possible because nine actual stations are close enough from the seven 1920's stations. CWBSN modern stations are TAP, TAP1, TCU, TAI, TAI1, TTN, HEN, PNG, and HWA.

The comparison is done in two steps. First, we identify the high probability area (HPA) where the 1920 earthquake could have occurred by intersecting 7 3D envelopes, defined for each station. Each envelope is defined by earthquake locations presenting the same S-P duration records than those of 1920's ones ($SP_{1920} \pm$ a tolerance value) (figure 4). Second, we search all earthquakes with a similar S-P duration pattern than those observed in 1920. The tolerance that we give to the residue of the S-P duration difference (SP_{RES}) (equation 3.19) has been defined as the maximum of the uncertainty on SP_{RES} at each stations pair.

For a given stations pair,

$$SP_{RES} = SP_{OBS} - SP_{1920} \quad (3.19)$$

This uncertainty is the sum of the error attributed to (1) picking error and (2) station geographic misfits. Problems inherent to this relocation procedure are the uncertainty estimate on SP_{RES} between 1920 and present. Picking errors depend on phase misidentification, magnification, signal/noise ratio and/or the wide band spectral ratio (WSR), instrumentation (short-period or broadband) and the analyst (training, experience). It is difficult to clearly establish the picking error. According to a model proposed by Zeiler and Velasco [Zeiler and Velasco, 2009], we assume a low picking error on P-phase of 0.1 s and the double for S-phase (0.2 s). Omori seismometers (horizontal pendulum tromometer) were "highly sensitive to tremors, pulsatory oscillations, and comparatively quick period earthquake vibrations" [Omori, 1902]. Natural period of this instrument was more than 10 seconds and signals with a period higher than 1s could be recorded. We don't have seismograms for the 1920 earthquake but picking error associated with this frequency range recording should be large for local events even if we consider big earthquakes. Moreover, from the fact that ground motion is recorded only on horizontal component on Omori seismometers, picking error on P-wave first arrival could be higher than 0.5s. Thus, we add an error associated to the fact that the P-phase has been picked on a horizontal component. We choose 0.5 s.

In this study, we have estimated SP_{RES} uncertainties by summing picking errors on P phase with the errors on S phase and with the maximum delay associated to the station geographic misfit (Δt) (equation 2).

$$\Delta SP_{RES} = \Delta SP_{OBS} + \Delta SP_{1920} + \Delta t \Rightarrow SP_{RES} = \Delta P_{OBS} + \Delta S_{OBS} + \Delta P_{1920} + \Delta S_{1920} + \Delta t \quad (3.20)$$

Table 3.7 gives an evaluation of possible uncertainty associated with SP_{RES} for all compared stations. From this table, we can see first that the total uncertainty on SP_{RES} is mainly caused by the picking error except for the TAI1 station. The calculated residue on SP_{RES} for modern earthquakes selected (equation 3.19) shouldn't be too far from individual uncertainty (equation 3.20). Thus, according to uncertainties on SP_{RES} (table 3.7), the best reasonable fit is given $\pm 3s$.

Then, we defined the tolerance according to the maximum uncertainty (TAI1, 3.1s) that we rounded to the closest integer (3 s). So, the high probability area (HPA) is defined by the intersections of all seven S-P envelopes defined with SP_{RES} between -3 s and +3 s (figure

STATIONS 1920	CWBSN stations	Station error		Picking error (s)		Uncertainty (s)
		Geo. misfit (m)	Max. delay (s)	1920	Recent	
1: TAP	TAP1	100	0.03	0.5 + 0.2 + 0.1	0.2 + 0.1	1.13
	TAP	10	0.003			1.10
2: TCU	TCU	250	0.08			1.18
3: TAI	TAI	165	0.06			1.16
	TAI1	6100	2.0			3.1
4: TTN	TTN	30	0.01			1.11
5: HWA	HWA	135	0.05			1.15
6: HEN	HEN	130	0.05			1.15
7: PNG	PNG	60	0.02			1.12

TABLE 3.7: Evaluation of uncertainties on SP_{RES} . For each station, uncertainty is given by equation 3.20, i.e., by summing the errors associated with the geographic misfit (station error) and picking errors on P and S waves. Informations about station come from the bulletin written by Cheng and Yeh [1989]. All station coordinates are given in the WGS-84 referential. Precision is about 100m for station position. To calculate the maximum delay due to the geographic station misfit, a low P-wave velocity of 3 km/s and a high VP/VS ratio of 2 have been used.

3.14). Within the HPA, we search for an earthquake recorded during instrumental CWB period (1991-2008) that shows the closest S-P patterns from the 1920 earthquake. We call these recent earthquakes “1920 analog-quakes”. To do so, we search for the smallest SP_{RES} at the maximum number of stations (n). All 1920 analog-quakes are represented, for all $C(n,7)$ with $n \geq 3$ possible stations combinations, as a function of allowed SP_{RES} tolerance (Figure 3.13).

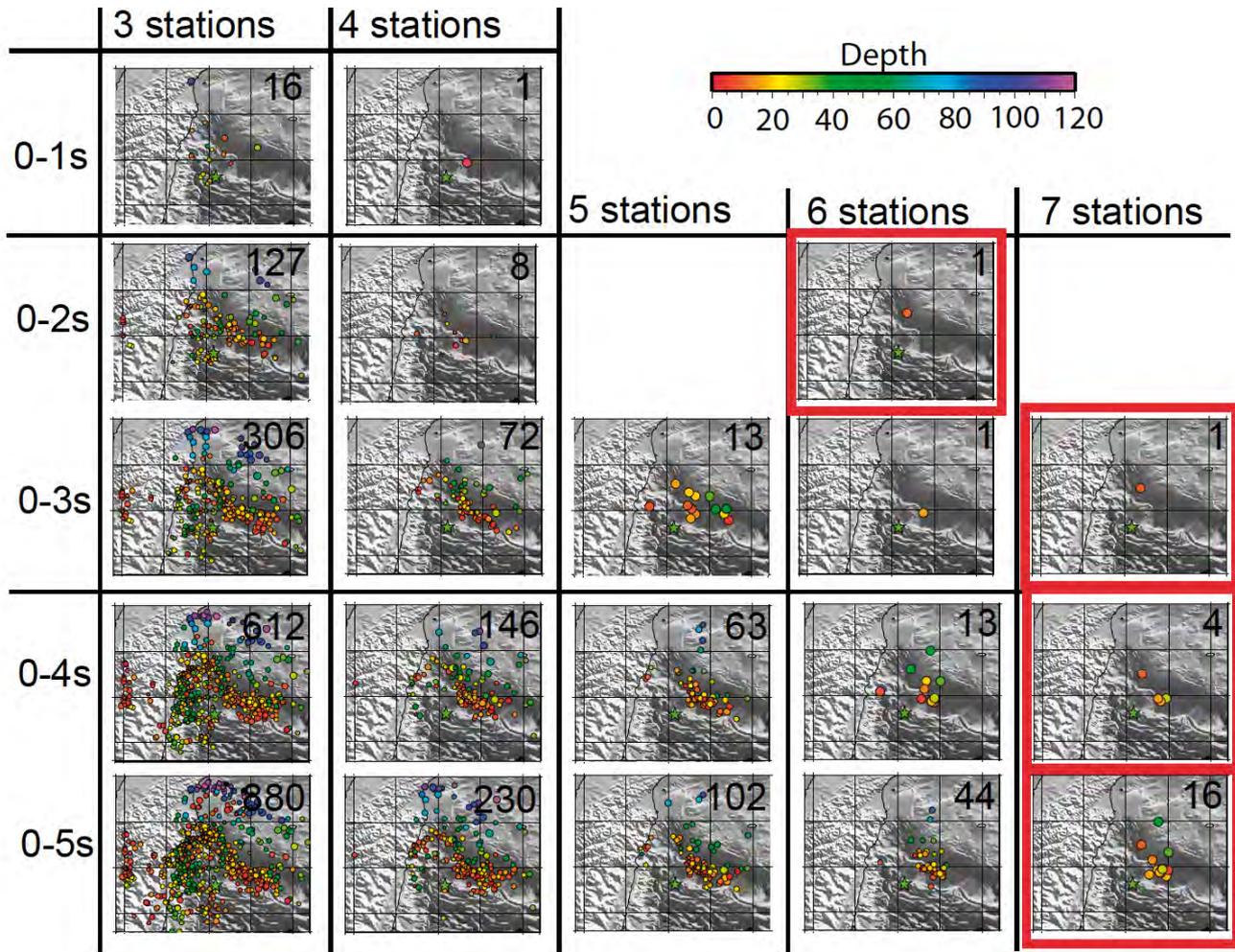


FIGURE 3.13: Determination of all recent “1920 analog-quakes” in term of SP duration pattern with the 1920 earthquake. Earthquakes are selected for all possible station combination $C(n,7)$ ($n > 2$) depending of the tolerance on SPRES. The red square represents the pictures where the best analog-quake is selected. The star is the EHB location of the 1920 earthquake.

• Results

The extent of the HPA is spatially limited to an area of about 1600 km^2 between 4 and 20 km in depth. This extension is mainly constrained by three stations HWA (closest station), PNG and HEN (the most distant) (figures 3.9 and 3.14). The HPA is located northeastward of the earlier determinations for this earthquake, centered around $24.1^\circ \text{ N} - 122.3^\circ \text{ E}$ and 12 km in depth (figure 3.14).

Only one 1920 analog-quake occurred within the HPA and satisfies S-P durations at all 7 stations with an average SP_{RES} of -0.88 s ($\sigma = 1.55$, $\text{max} = -2.76$) (Table 3.8). This best

modern analog-quake (October 9th, 1994 M_L 5.1, with an equivalent moment magnitude M'_W of 4.9 ± 0.3) has been located 50 km eastern offshore Hualien and Suao cities at a depth ranging between 9.1 km [Wu et al., 2008] and 12.5 km [Font et al., 2004] (Table 3.8).

COMPARISON OF 1920 S-P PATTERN WITH THE BEST MODERN ANALOG EARTHQUAKE SELECTED				
Station		SP_{observed} (s)	$SP_{\text{RES}} = SP_{\text{observed}} - SP_{1920}$ (s)	First arrival
1- HWA		7.94	0.84	07:42:09.45
2- TAP	TAP1	15.91	-0.29 (not used)	07:42:15.57
	TAP	13.40	-2.80	07:42:15.98
3- TCU		18.47	1.67	07:42:21.51
4- TTN		21.04	-0.76	07:42:28.64
5- TAI	TAII	25.94	-2.76	07:42:33.31
	TAI	----	----- (no S picked)	07:42:33.14
6- PNG		33.83	-1.37	07:42:35.73
7- HEN		32.19	-1.01	07:42:38.46
Mean: -0.884 s RMS: 1.556				
LOCATION OF THE M'_W 7.7 1920 EARTHQUAKE				
Location source		Latitude (°N)	Longitude (°E)	Depth (km)
1920	TMO	24.0000	122.0000	--
	EHB	23.8130	122.0800	35
Analog	CWB	24.2417	122.1841	10
	[Wu et al., 2008]	24.2363	122.2175	9.1
	MAXI [Font et al., 2004]	24.2458	122.1988	12.5

TABLE 3.8: Best modern analog-quake presenting the same characteristics in term of S-P arrival time difference at selected stations than 1920 earthquake. This best 1920 analog-quake is the M'_W 4.9 October 9, 1994. The TAP1 station is not used in statistic calculation because it is located in a well and the surface TAP station is available. The two early proposed locations for the 1920 earthquake are reminded. Hypocenter determinations of the best analog are given by the CWB, Wu and al. [2008] and Font and al. [2004].

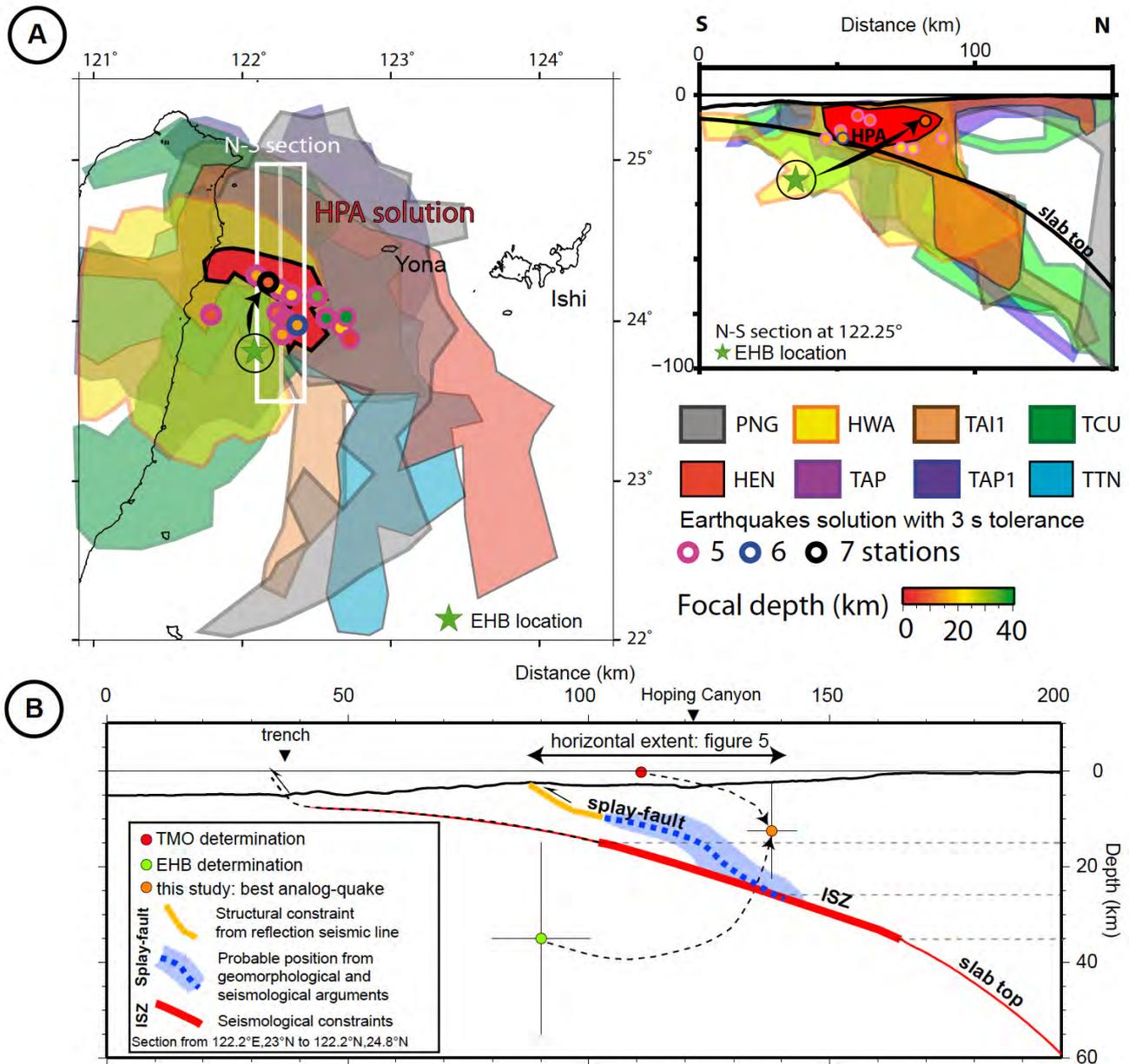
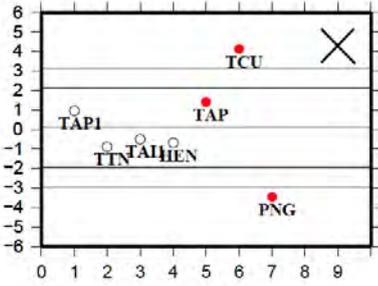


FIGURE 3.14: (A) Determination of the High Probability Area (HPA) where the M'_W 7.7 1920 earthquake occurred and (B) location of the best analog-quake from Font et al. [2004] compared to the position of the ISZ and the possible splay-fault. The tolerance for each envelope is ± 3 s (see text for more details). The best “1920 analog-quake” (1994/10/09) solution is unique. Other earthquakes are selected with the same maximum 3 s tolerance on SPRES but with less correlated stations. The area defined in surface is more extended than in section because all envelopes don’t cross in depth to the north. The slab top is built by Font and al. [2003] based on wide angle data. Yona : Yonaguni island, Ishi : Ishigaki island. The splay fault position is constrained by reflection seismic line [Lallemand et al., 2010] for its shallow part (yellow line) and by structural and seismological arguments [Font et al., 2001 and Font et Lallemand, 2009] for its deeper part (blue dash line). Seismological constraints for the ISZ come from Kao et al., [1998] and Kao, [1998]. Earthquake location uncertainties are based on seismological studies [Tsai and Wu, 1997; Engdahl and Villasenor, 2002; Kuoehen et al., 2004; Font et Lallemand, 2009].

		STATISTIC RESIDUAL	
		$SP_{RES} = SP_{OBS} - SP_{1920}$	
Origin time	Location: lon(°)-lat(°)-depth(km)	Average residues	Root Mean Square (RMS)
stations combined: 7; tolerance: 3 s			
1994 10 9 7 41 55.50	122.18416595 24.24166679 9.4	-0.884	1.556
stations combined: 6; tolerance: 3 s			
2002 9 1 7 7 35.47	122.37366486 23.96866608 15.6	-0.7300	1.9739
stations combined: 5; tolerance: 3 s			
2008 8 26 4 8 30.93	122.57483673 24.01650047 44.1	-0.6200	1.9749
1992 12 29 12 13 28.51	122.72616577 23.89649963 5.0	0.5680	1.8958
1993 5 16 14 51 20.38	122.33750153 23.96333313 13.2	0.2533	2.0413
1996 3 28 17 53 19.17	122.28949738 24.01899910 7.7	0.5240	2.0201
1996 12 25 21 52 16.61	122.33850098 24.16150093 19.6	-0.7540	2.1983
2000 12 12 20 32 52.70	122.67617035 23.96766663 19.4	0.3150	2.3612
2001 5 23 15 5 14.53	121.79049683 24.04700089 8.4	-0.9117	1.2544
2002 4 10 4 56 46.77	122.25916290 24.20083427 19.9	0.7250	1.9921
2002 7 11 7 53 25.02	122.27899933 23.91449928 16.3	0.3617	2.4439
2002 8 13 17 56 9.01	122.24199677 24.05900002 9.4	0.4917	1.4728
2002 8 26 15 32 10.52	122.50683594 24.15883255 35.0	-0.0750	1.9204
2002 10 6 23 38 33.83	122.10233307 24.29533386 16.1	-0.8150	2.1192
2007 8 1 10 59 41.99	122.70166779 24.02033424 49.4	0.6020	1.8011
stations combined: 4; tolerance: 1 s			
1994 9 22 7 7 17.25	122.32666779 23.97216606 6.0	-0.2925	0.8362
stations combined: 7; tolerance: 5 s			
2008 9 3 18 55 32.07	122.47066498 23.97116661 27.6	0.2357	3.1700
1994 10 9 7 41 55.50	122.18416595 24.24166679 9.4	-0.884	1.556
1995 6 4 6 49 31.58	122.40366364 23.93783379 15.6	-0.6087	3.0328
1996 7 17 9 26 56.57	122.47916412 23.89566612 18.0	0.3871	3.7840
1999 10 2 17 14 14.88	122.50267029 23.96366692 6.6	0.7814	3.4340
2001 4 10 21 31 46.07	122.41400146 23.92966652 5.0	0.9763	3.6217
2001 11 29 7 34 12.47	122.31517029 24.07483292 13.4	-0.3187	2.4948
2002 1 14 16 34 16.59	122.38700104 24.49383354 38.8	-0.2788	3.4436
2002 7 11 7 53 25.02	122.27899933 23.91449928 16.3	-0.8787	3.0934
2002 8 26 15 32 10.52	122.50683594 24.15883255 35.0	0.0937	2.5939
2002 9 1 7 7 35.47	122.37366486 23.96866608 15.6	-0.0800	2.5031
2002 11 10 12 19 26.86	122.43450165 23.96183395 3.3	0.9937	3.0443
2003 3 27 23 38 43.34	122.42617035 23.96750069 12.6	0.7075	3.3044
2003 4 2 19 8 42.27	122.40116882 23.93816757 17.8	0.5137	3.2651
2007 11 1 17 14 19.57	122.43033600 23.97866631 3.2	0.1171	3.6189
2007 11 13 14 45 57.86	122.43399811 23.97349930 27.7	-0.1600	3.2091

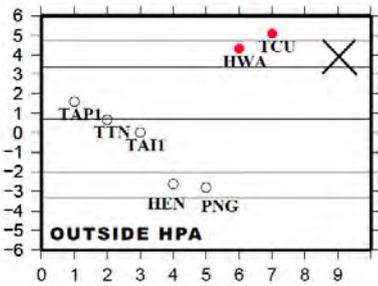
TABLE 3.9: Statistic residual on SP_{RES} for all best possible “1920 analog-quakes”. The four earthquakes with the best RMS are shadowed. The best selected analog-quake of the 1920 earthquake is in dark gray. The three other, in light gray, have a smaller RMS but a smaller number of stations. Thereby, the 2001 event is not constrained by the station PNG while this station is restrictive and SPRES at the other distant station HEN is higher than 3 s. The 2002 event is also not constrained by distant stations PNG and TAI. The PNG station is also absent for the September, 22 1994 event. Even these two last earthquakes are located in the HPA contrarily to the 2001 event, they can’t be used like “the best 1920 analog-quake”. However, their locations are very similar with the best 1920 analog-quake selected, i.e. less than 10 km depth and NNE from early locations.

4 stations - tolerance 1 s

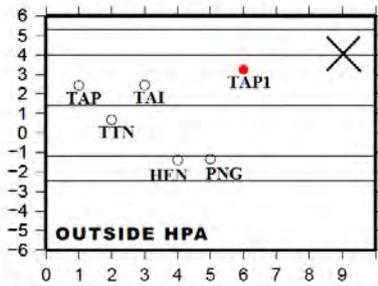


1994-9-22-7-7-17.25
122.32666779-23.97216606-6.0-4.3

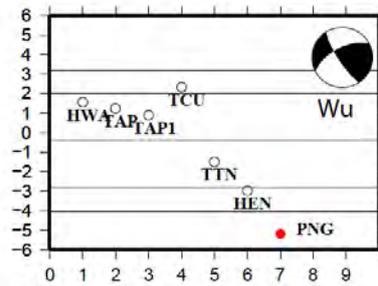
5 stations - tolerance 3 s



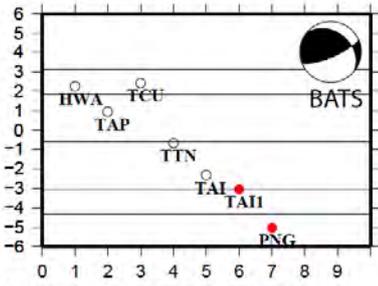
2008-8-26-4-8-30.93
122.57483673-24.01650047-44.1-4.5



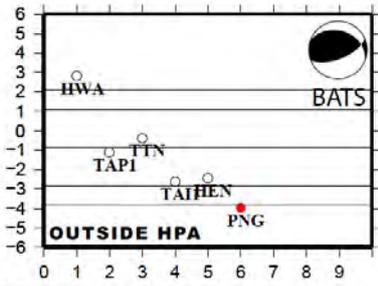
1992-12-29-12-13-28.51
122.72616577-23.89649963-5.0-5.3



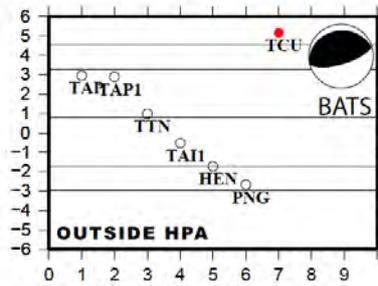
1993-5-16-14-51-20.38
122.33750153-23.96333313-13.2-4.7



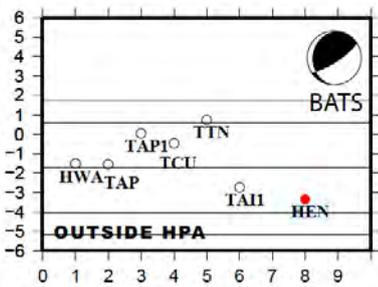
1996-3-28-17-53-19.17
122.28949738-24.01899910-7.7-5.3



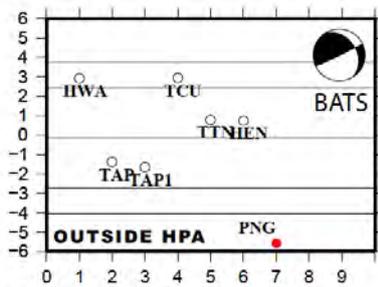
1996-12-25-21-52-16.61
122.33850098-24.16150093-19.6-5.2



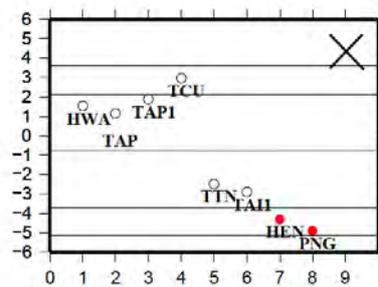
2000-12-12-20-32-52.70
122.67617035-23.96766663-19.4-5.2



2001-5-23-15-5-14.53
121.79049683-24.04700089-8.4-4.5

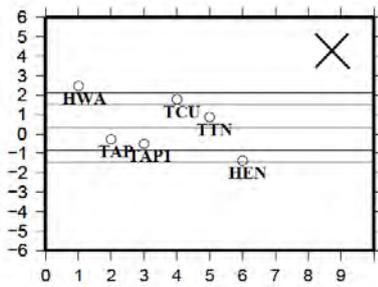


2002-4-10-4-56-46.77
122.25916290-24.20083427-19.9-4.5

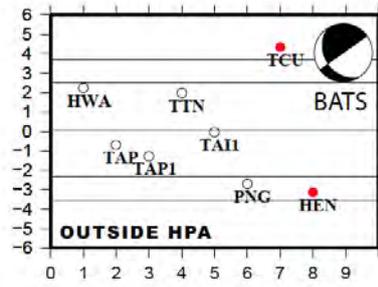


2002-7-11-7-53-25.02
122.27899933-23.91449928-16.3-4.8

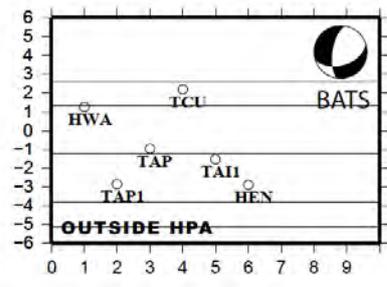
5 stations - tolerance 3 s (suite)



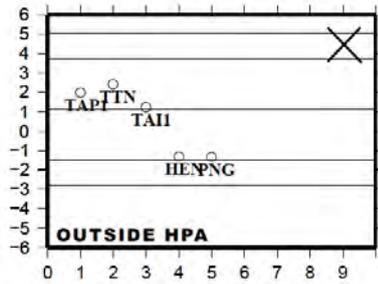
2002-8-13-17-56-9.01
122.24199677-24.05900002-9.4-3.5



2002-8-26-15-32-10.52
122.50683594-24.15883255-35.0-5.2

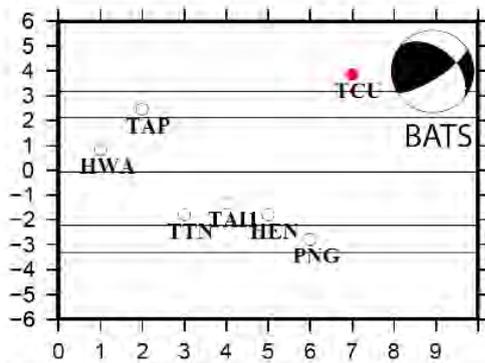


2002-10-6-23-38-33.83
122.10233307-24.29533386-16.1-4.7



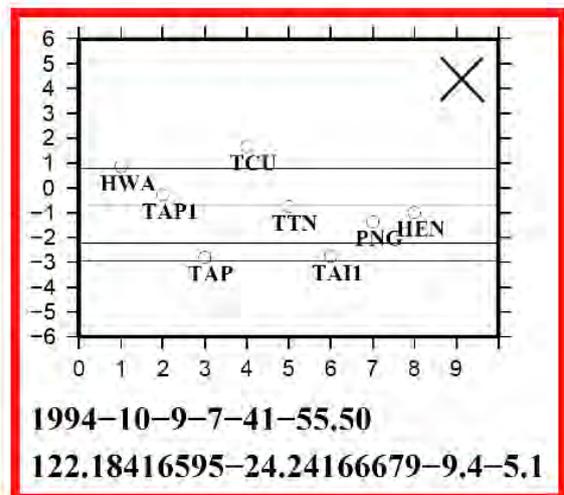
2007-8-1-10-59-41.99
122.70166779-24.02033424-49.4-4.2

6 stations - tolerance 3 s



2002-9-1-7-7-35.47
122.37366486-23.96866608-15.6-5.4

7 stations - tolerance 3 s



1994-10-9-7-41-55.50
122.18416595-24.24166679-9.4-5.1

FIGURE 3.15: SP_{RES} distribution of best analog-quakes. Red dots represent outliers from tolerance used for selection. Horizontal lines represent the mean, the deviation (σ) and 1.5 of the deviation. The red frame represents the best analog-quake selected in this study. The origin time (year - month - day - hour - minutes - seconds) and the hypocenter determination (lon - lat - depth - local magnitude) from CWB are given below each graph. The focal mechanism is added, when it is available, in the right top corner. Wu : [Wu and al., 2008] ; BATS : [Kao and Jian, 2001] available on <http://bats.earth.sinica.edu.tw/>.

In order to confirm our result, we then check the locations of analog events satisfying the maximum number of stations allowing for a higher residue (up to ± 5 s) – 16 events – and analogs satisfying less stations but with a better constrained S-P residues (up to ± 3.0 s) – 1 event with 4 stations and residues between -1 s and 1 s. The 16 events are located eastward and slightly southward of the HPA between 5 and 39 km depth. The event selected with 4 stations and with residues between -1 s and 1 s is located within the HPA on the Hoping canyon, west of the Nanao Basin at 6 km depth. The RMS of SP_{RES} at all combined stations, for these events, is higher than those of the best analog selected except for the single former event. However, this event is defined with only 4 stations. The RMS is thus not comparable with a RMS calculated with 7 stations. Also, SP_{RES} at TCU and PNG stations are important about 4 s and - 4 s. At last, the HWA station which is restrictive in the location process and the definition of the HPA is not used (Figure 3.15). Consequently, this event cannot be selected as a best analog-quake. Finally, only events selected with 3 s tolerance have a small RMS between 1.2 and 2.4 (figures 3.13, 3.15 and table 3.9). Among these solutions, our preferred 1920 analog-quake has the best compromise between number of stations, residues distribution over all stations and RMS of SP_{RES} . Two events have a RMS smaller than those of the selected analog but they are defined with less station and not constrained by restrictive stations PNG, HEN or HWA (Figure 3.15 and table 3.9).

3.2.6 Discussions

- **Quality of S-P duration**

Seismograms are lost and it is thus hard to assess the real quality of picking. However, Omori Fusakichi has published several papers at the beginning of the 20th century where he showed that it was possible to measure preliminary tremor for near earthquakes (with $T < 0.7$ s and within 300 km) using Omori seismometer [Wood, 1914; Davison, 1924]. The relation between the duration of preliminary tremor and the epicentral distance in near field has been showed [Omori, 1907; Omori, 1920; Imamura, 1922]. Later, preliminary tremor has been considered like being S-P delay time. Omori horizontal pendulums used on Taiwan Island in 1920 had two components (N-S and E-W), their natural period was 10-15 s, the magnification was 20 and the damping was 2-3 [Hsiao N.-C., CWB, personal communication]. The driving rate of recording paper is unknown from our knowledge. For comparison, with similar instruments, preliminary tremors at few near stations have been identified in 1923 in Japan with a similar earthquake to the 1920 earthquake. Indeed, the $M_W 7.9$ 1923 Kanto earthquake occurred on the plate interface at shallow depth along the northernmost part of the Sagami Trough in the Sagami Bay where the PSP is being subducted beneath Honshu Island. With a moment magnitude similar to the 1920 earthquake [Pacheco and Sykes, 1992] and similar distance to seismic stations (within 300 km), preliminary tremor have been picked and the epicentral distance has been determined from these data [Jaggard, 1923; Imamura, 1924]. According to the rupture velocity, classically between 2 and 3.5 km/s, an overlapping between P-waves, originated from other asperities along the plate interface during the rupture or from waves propagation dispersion, and S-waves certainly occurred. However, seismometer characteristics, in particular recording on horizontal components, instrumental response below relatively high natural period of 20 s (S-waves are classically characterized by longer periods than P-waves) and the relatively small magnification, can explain that it was possible to separate S from P phases.

• Location method and result

This work is based on the assumption that the fault that triggered the 1920 earthquake has generated, during the instrumental catalog, at least one analog-quake. If this analog-quake is close enough from the 1920 earthquake, then the S-P pattern on the modern equivalent stations should be similar. It also implies that this analog earthquake should be large enough to be recorded by all 7 stations. Moreover, the shape of each tolerance envelope depends on the distribution of hypocenters and we can't be sure that the final domain which defines the HPA is more extended (a seismic gap currently exists) or not. Our analysis provides results that either constrain S-P durations at the 7 stations (with a relatively high tolerance on SPRES of 3 s) or constrain S-P durations at less stations but with smaller tolerance of 1 s. Because PNG, HEN and HWA are restrictive to define the HPA, the first set of constraints allowed us to select one event from the instrumental catalogue (17 years of observation). Based on the available data, it is difficult to definitely solve the exact 1920 earthquake location. However, all possible hypocenter determinations are clearly NNE and shallower than the previous locations.

• Candidate faults

Along the Ryukyu margin, east of Hualien, several faults have been reported to cut through both the upper and the subducting plate. In order to discriminate which fault has the highest probability to be involved in the occurrence of the 1920 earthquake, we have used three criteria : (1) we compare the maximum possible magnitude along candidate faults with the estimated dislocation associated with the 1920 earthquake, (2) we compare the depth of the HPA with that of the best 1920 analog-quake according to the geometry of these faults, and at last, (3) we use information of the seismological bulletin about a minor tsunami to discuss about the source. A broad view of the criteria's fits for each candidate fault is given in table 5. Note that no aftershock information, that could have helped us to constrain the fault plane, has been recovered from the archives.

• Fault geometry

From the revised magnitude, it is possible to make reasonable assumptions about the surface rupture using the elastic dislocation theory [Kanamori and Anderson, 1975; Aki and Richards, 1980]. The moment magnitude of an earthquake is given by the equation of Hanks and Kanamori [Hanks and Kanamori, 1979] $M_W = \frac{2}{3} \times (\log(M_0) - 9.1)$. The moment M_0 is defined as $M_0 = \mu \cdot D \cdot S$ where μ is the rigidity ($N \cdot m^{-2}$), D the mean slip (m) and S the surface rupture (m²). The average slip depends on the type and length of this fault [Wells and Coppersmith, 1994; Wang and Ou, 1998; Fujii and Matsu'ura, 2000]. Considering a length lower than 200 km, the average slip reaches a maximum of 3 m for an intraplate strike-slip event and 5 m for an island-arc inter-plate thrust event [Fujii and Matsu'ura, 2000]. Assuming a rigidity of $N \cdot m^{-2}$ for a continental crust as suspected for the Ryukyu arc the surface rupture for a magnitude 7.7 ± 0.2 should range between 2100 km^2 (7.5 with 3 m average slip) and 5100 km^2 (7.9 with 5 m average slip).

Let us first consider the ISZ as a candidate fault. Based on the distribution of the seismicity [Kao and Rau, 1999; Wu et al., 2009], we have considered the Hsincheng Ridge as the western limit of the ISZ and the northern extent of the Gagua Ridge as the eastern limit assuming that

the ridge acts as a seismic barrier (Figure 3.16). We have considered also the ISZ updip limit to 15 km (shallow intersection between the upper-crust and the downgoing PSP) [Wang et al., 2001] and the ISZ downdip limit to 35 km depth [Kao, 1998]. Considering a mean dip angle of the subducting PSP of about 20° [Font et al., 2003], the ISZ extent is 120 km long over 60 km width. Given this geometry (Figure 3.16), the highest possible moment magnitude is 8.0 (with 5 m average slip). With such limits, if the ISZ has entirely slipped during the 1920 earthquake then the average slip would range between 0.9 m (M7.5) and 3.5 m (M7.9).

Regarding the splay-fault hypothesis affecting the Ryukyu upper-plate, the E-W horizontal extent of the Hopping seismicity cluster [Font and Lallemand, 2009] is supposed to outline the length of the fault whereas the downdip width should be less than those of the ISZ because it is steeper. Considering this geometry, the extent is 60 km in length and about 55 km in width with a mean dip angle of 26° (Figures 3.14 and 3.16). With a rupture along the whole surface of the splay-fault, the highest possible magnitude reaches 7.6 with an adapted 3 m average slip according to the fault length [Fujii and Matsu'ura, 2000]. With such limits, if the splay-fault has entirely slipped during the 1920 earthquake then the average slip would range between 1.9 m (M7.5) and 7.7 m (M7.9).

The N-S strike-slip fault zone close to Taiwan, that should accommodate the southern Okinawa trough rifting [Lallemand and Liu, 1998], is supposed to have a downdip limit not deeper than the arc Moho depth (i.e., 30 km) and a length of about 100 km. Then, the expected maximum moment magnitude should be 7.6 (with 3 m average slip). With such limits, if the N-S strike-slip fault has entirely slipped during the 1920 earthquake then the average slip would range between 2.1 m (M7.5) and 8.5 m (M7.9).

Considering the deformation of the PSP, the suspected intra-slab N-S reverse fault located east of the Luzon arc continuity (ELA fault) could have a width of 40 km and a N-S extension of 110 km as given by Font [2002]. The expected maximum moment magnitude should thus be 7.86 (with 5 m average slip). With such limits, if the ELA fault has entirely slipped during the 1920 earthquake then the average slip would range between 1.5 m (M7.5) and 5.8 m (M7.9).

As a consequence of these geometries and parameters of the rupture, each candidate fault has a extent enough to generate an earthquake with a magnitude equivalent to the range of those of the 1920 earthquake. However, a huge, and certainly improbable, average slip is needed on the splay-fault and the N-S strike slip fault to be in agreement with the highest possible magnitude of the 1920 earthquake according to our uncertainty.

• Probable 1920 earthquake depth versus candidate faults depth

The depth range of the HPA is between 4 and 20 km. As a consequence, it does not support the hypothesis of a rupture within the subducting PSP. We thus discard the ELA fault. Regarding faults that involve the upper-plate, we can use the location of the best 1920 analog-quake that we have selected to discriminate among other faults. However, depth is a difficult parameter to constrain especially offshore [Font et al., 2004] and the location of this single solution has to be used cautiously because we have assumed that it is the unique best 1920 analog-quake (see previous discussion). So, the HPA stays a better criterion than the depth of the best analog-quake.

The location of the best analog-quake seems relatively well constrained and we assume that we can use its depth to support our arguments. The best selected 1920 analog-quake, i.e., $M'_W 4.9$ 1994 earthquake, occurred offshore about 60 km east of Hualien on the west part of the Hopping seismicity cluster [Font and Lallemand, 2009]. Unfortunately, the focal mechanism

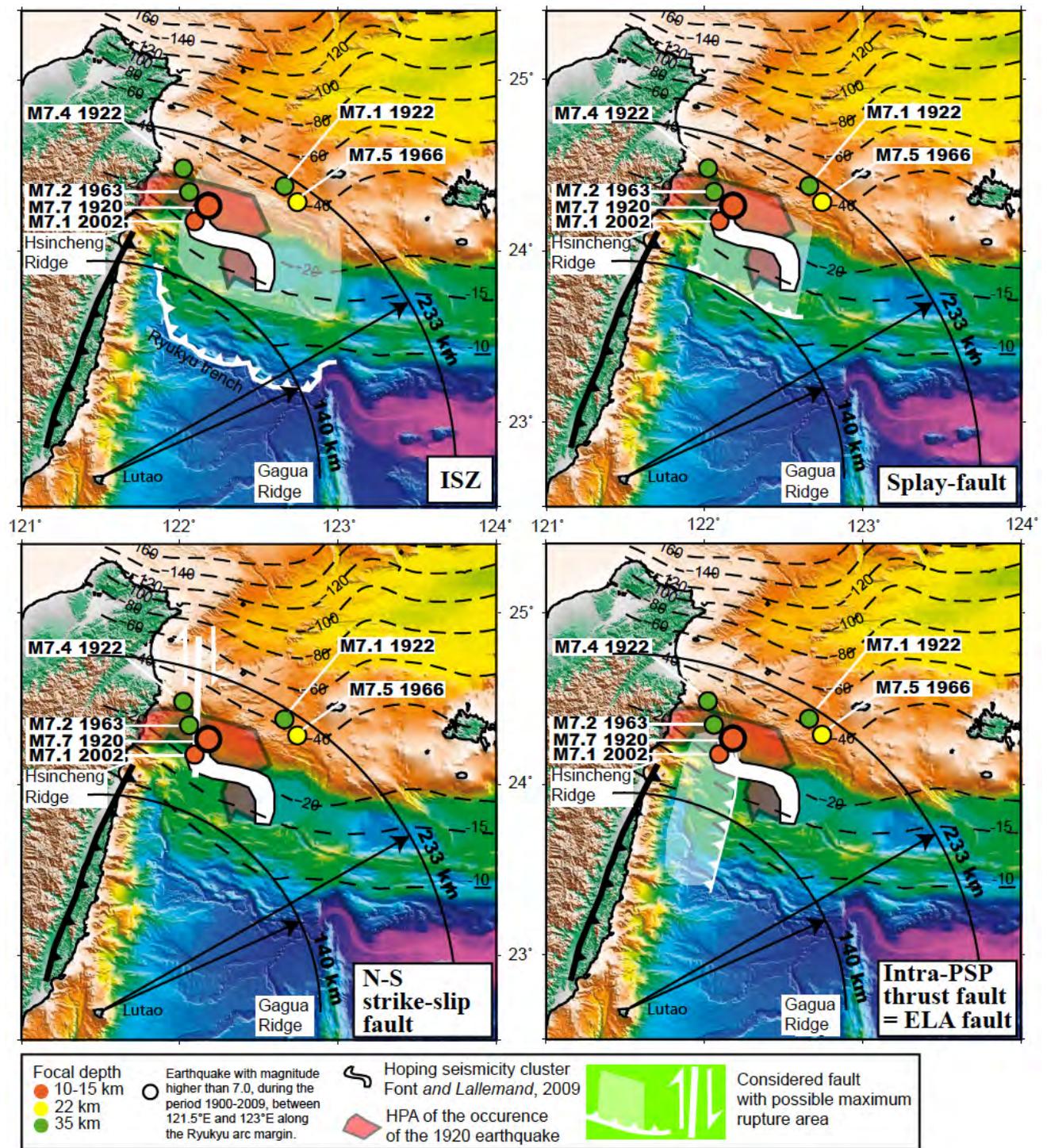


FIGURE 3.16: The M'_W 7.7 1920 earthquake is represented with its revised hypocenter and candidate active faults. Other major earthquakes (1900-2009) that occurred on the Ryukyu margin are also represented. Assumption is made on the best available location for each earthquake. The location of the M'_W 7.1 2002 is given by 3D determination using MAXI process [Font et al., 2004], the location of the M'_W 7.2 1963, the M'_W 7.1 1922 and the M'_W 7.4 1922 earthquakes come from the EHB process. At last, the location of the M'_W 7.5 1966 earthquake is given by Kao and al. [1998]. The arc of about 200 km circle centered on Lutao island (see text) is reported in the Ryukyu arc area. It represents the source area of the tsunami.

of this earthquake is neither mentioned among BATS solutions, GCMT solutions or in the recent studies, i.e. [Wu et al., 2008]. This analog-quake is located at a distance of 100 ± 5 km from the trench and at 12.5 ± 10 km depth. At the epicentral position of the analog quake, the ISZ depth is given at 26 km according to the geometry proposed by Font et al., 2003 (Figure 3.14B). Taking into consideration the large location uncertainties of the offshore earthquake and the structural configuration, the ISZ does not seem to be the best candidate for the rupture of the 1920 earthquake. On the contrary, the splay-fault and the N-S strike-slip fault zone appear more compatible with the hypocenter determination even if the splay-fault is considered the nucleation would be on its downdip limit (Figures 3.14 and 3.16).

- **Triggered tsunami ?**

The earthquake bulletin relates the story of a fisherman that was sailing near Lutao Island when earthquake occurred (Figure 3.16). The translation of the ship's report can be found in the complementary material. The story reveals that a relatively high frequency vibration has shaken the boat during two minutes at 12h31 (relative to seismic station clock) which means about 10 minutes after first arrivals recorded in Taiwan. It is not possible that these high frequency waves came from the 1920 mainshock and it is difficult to really know what is the source even if it could certainly be caused by an aftershock. Soon after 12h33, more than 12 minutes after the 1920 mainshock, long period water waves came from the NE. Their importance according to the feeling of the fisherman supports the hypothesis that a significant sea floor vertical motion, or at least the displacement of a huge volume of rocks or sediments occurred. According to a mean depth about 4000 m between Lutao and the Ryukyu arc, the velocity of such water waves should be about 700 km/h using the basic equation $v = \sqrt{g \cdot h}$ where v is the velocity, g the acceleration due to gravity and h the water depth [Zhang et al., 2009]. With such velocity, the source must be located at a distance between 140 km (with a minimum 12 minutes delay) and 233 km (with an assumed maximum 20 minutes delay) from the position of the fisherman (Figure 5). If the fisherman was close to Lutao (despite wrong coordinates), then, the source of the long period water waves coincides with the Ryukyu forearc (Figure 3.16). The problem comes from the fact that no other report is given in the TMO archives and no references have been found about an historical tsunami caused by the 1920 earthquake [Ma and Lee, 1997], but it's also true that no tide-gauge station was installed in 1920. So we have to consider that a minor tsunami which originated from the Ryukyu forearc (Figure 3.16), hit the east coast of Taiwan as suggested by the fisherman.

Historical tsunamis, which sources were located on the Ryukyu margin, were reported on the east coast of Taiwan. The best selected 1920 analog-quake did not trigger any tsunami but its magnitude was relatively small ($M'_W 4.9$). This analog-quake was very close (10 km and equivalent depth) to the $M_W 7.1$ March, 31 2002 earthquake which was a reverse fault associated with the Ryukyu subduction that occurred at $122.076^\circ \text{ E} - 24.2^\circ \text{ N}$ at 15 km depth after relocation using MAXI method [Font et al., 2004]. For comparison, this $M_W 7.1$ 2002 earthquake has triggered a tsunami of 20 cm (peak-to-trough) that was recorded on Yonaguni island and at Suao city but not on Ishigaki Island which is farther east [Chen et al., 2005]. It is surprising that a $M_W 7.7$ earthquake that releases 8 times the energy of a $M_W 7.1$ earthquake did not triggered any tsunami except those minor only reported by the fisherman. However, local tsunami runup does not depend only of M_0 value. It also depends on the geometry of the fault, the slip distribution along the fault area (presence or not of subsurface rupture, depth of the maximum slip) and the overlying water depth [Geist et al., 2006].

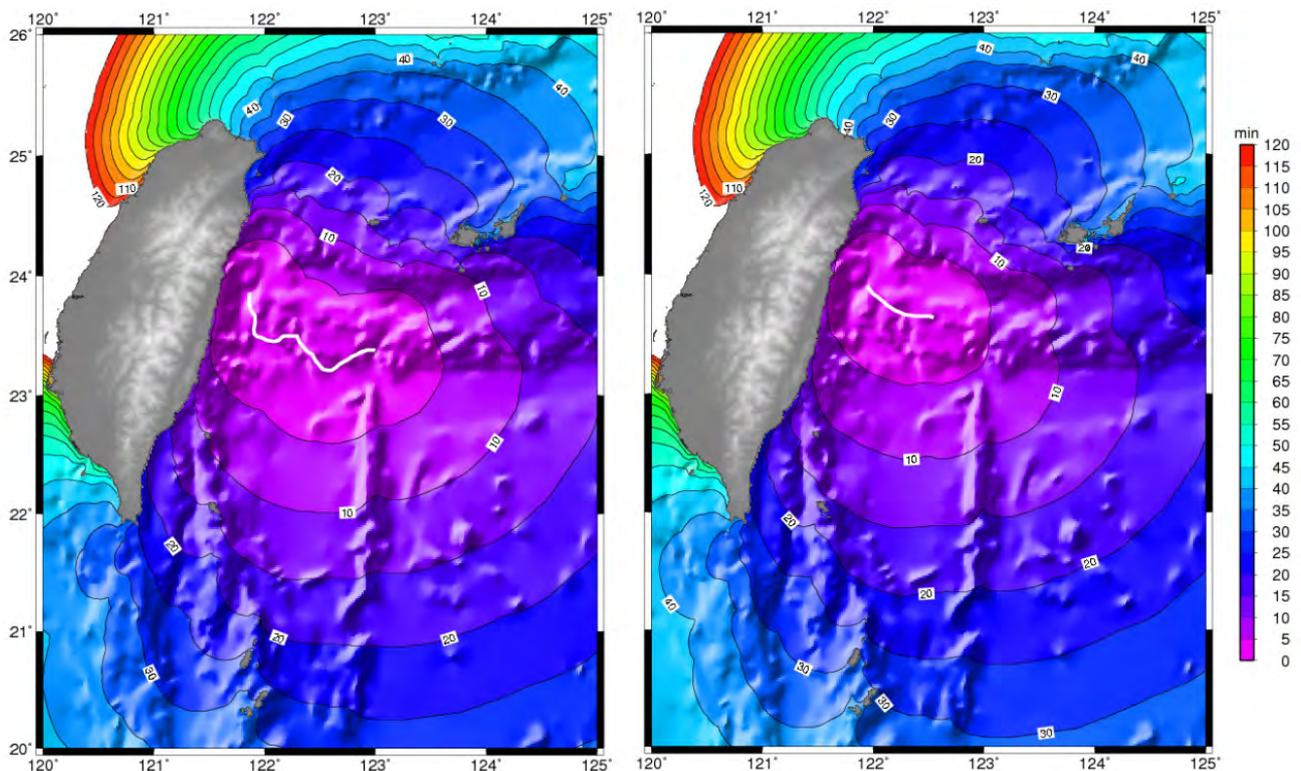


FIGURE 3.17: Tsunami waves propagation and travel-times contours for the two main hypothesis using ETOPO1 relief [Amante et Eakins, 2009] : (1) On the left : surface linear rupture along the Ryukyu trench and (2) On the right : surface linear rupture associated with a splay fault. These calculations don't take into account the geometry of the fault, the focal mechanism or the slip distribution on the fault plane. They only give an estimate of the tsunami waves travel-times according to a rupture surface. [courtesy of H. Hébert using the Geoware Tsunami TTT software of Paul Wessel]

Another event, the M_W 7.5 1966 earthquake (24.24° N - 122.67° E - 22 km depth) [Kao et al., 1998], triggered a tsunami of about 50 cm near Ilan city on the east coast of Taiwan and killed 7 people [Ma and Lee, 1997]. This tsunami has been generated by a strike-slip earthquake according to its focal mechanism [Wu, 1970; Wu, 1978; Pezzopane and Wesnousky, 1989; Kao et al., 1998]. The water depth above the hypocenter was about 700 m and thus favored tsunami generation.

• Selection of the best candidate fault

On one side, we have informations about the most probable location and the moment magnitude which do not allow us to completely discriminate between candidate faults. Indeed, the shallow depth (4 - 20 km) of the HPA is in favor of a shallow earthquake involving either the ISZ or a fault cutting through the upper-plate (splay-fault or N-S strike-slip fault), whereas the depth of the best analog-quake rather supports the fault within the upper-plate, even if the required average slip along these faults is certainly too large. The geometry of the ISZ seems to be more adapted but the depth of the best analog-quake is not in agreement (Table 3.10).

On the other side, the minor reported tsunami on Lutao Island though the lack of reported tsunami on the east coast of Taiwan or in Yaeyama islands suggests a small seafloor displacement

below an important water depth above the maximum slip area. In this case, the splay-fault seems to be the best candidate fault (Table 3.10). Because the required average slip on the splay-fault alone seems too large, the best compromise would be to consider a rupture on the splay-fault with a minor seafloor displacement, explaining the shallow nucleation as given by the location of the best analog-quake, followed by a downward and lateral propagation of the rupture along the ISZ.

Candidate Faults Discrimination criteria		1: ISZ		2: Splay-fault		3: N-S Strike-slip fault		4: ELA fault	
		S: 7200		S: 3000		S: 3000		S: 4400	
		M _{max} : 8.0		M _{max} : 7.63		M _{max} : 7.6		M _{max} : 7.86	
		U: 15, D: 35		U: 0, D: 30		U: 0, D: 30		U: 20, D: 40	
		Slip*: 0.9	Slip*: 3.5	Slip*: 1.9	Slip*: 7.7	Slip*: 2.1	Slip*: 8.5	Slip*: 1.5	Slip*: 5.8
S: 1300 - 5100		+++		+++		+++		+++	
M _W ' = 7.7 ± 0.2		+++		+		+		++	
Max. average slip (m) Thrust: 3 (splay-fault) 5 (ISZ or ELA fault) Strike-slip: 3		+++	+++	+++	---	+++	---	+++	+
Depth correlation (1) HPA 4-20 km		+++		+++		+++		---	
(2) Best analog-quake: 12.5 km		-		+++		+++		---	
Tsunami triggering	absence	-		--		--		+++	
	minor	++		++		++		-	

TABLE 3.10: Comparison of criteria on candidate faults. The fault geometry is compared in term of (1) possible rupture area and maximal moment magnitude (2) depth according to the depth of the HPA and of the best 1920 analog-quake (3) Tsunami triggering. S : maximum rupture surface (km²) ; U : updip limit (km) ; D : Downdip limit (km) ; M_{max} : maximal moment magnitude with 3 m (splay-fault and strike-slip fault) and 5 m (ISZ and ELA fault) of average slip ; slip* (m) : required average slip for a whole rupture with $M_{7.7} \pm 0.2$ (a value for $M_{7.5}$ and the other for $M_{7.9}$). - / - / - low, very low, extremely low probability ; + / ++ / +++ compatible, very compatible, in perfect agreement.

• Interplate coupling

Over the last century, 6 major earthquakes occurred in the Ryukyu forearc between Taiwan and the Gagua Ridge (Figure 3.9, table 3.4). Among them, as mentioned above, the M_{W}' 7.5 1966 earthquake probably occurred within the upper-plate along a strike-slip fault. Two other, close to each other, have a reverse fault mechanism : the M_{W}' 7.2 1963 earthquake [Katsumata and Sykes, 1969 ; Chen et al., 2004] and the M_{W}' 7.1 2002 earthquake that could have nucleated on the ISZ or on the splay-fault. Among the other three, the doubt is possible and there are no final arguments at this moment to definitively decide which fault is involved. First, the 1920 earthquake could possibly be attributed to the splay-fault and the ISZ (see discussion above). The two last earthquakes have to be elucidated, i.e., the M_{W}' 7.4 1922 Ilan earthquake (20 – 35 km depth) [Nakamura, 1922] and the M_{W}' 7.1 1922 (20 – 35 km depth). It is necessary to relocate and to study these two events before to conclude about the faults that can be

involved. We thus can't exclude that the two 1922 earthquakes also occurred on the ISZ or the splay-fault. However, it should be very improbable that three major earthquakes (1920, 1922, 1922) occurred successively in two years on the same small portion of a fault. Nevertheless, at the extreme case, five events may be associated with the ISZ or the splay-fault.

We can now estimate the seismic coupling, i.e., the ratio of average seismic slip rate to plate convergence [Scholz, 1990; 1998], in order to discuss the seismic hazard along the segment of the ISZ close to Taiwan. In our case, we consider events either located on the ISZ or on the splay-fault. This ratio depends especially on the recurrence of major earthquakes. Over 108 years, considering that three events (1920, 1966, 2002) occurred on the ISZ and considering a convergence rate of about 10.7 cm/yr [Lallemand and Liu, 1998], the seismic coupling coefficient is about 0.2 according to our geometry. This value increases to 0.27 if we also consider the two 1922 earthquakes (see discussion above). This value increases to a maximum of 0.4 considering seismicity with magnitude lower than 7. It is a relatively low value which indicates either a stable state of aseismic slip with few interface earthquakes or elastic strain accumulation before a M8.1 earthquake. In such case, the resultant accumulated slip would amount to 7 m according to our geometry. No such big earthquake has been reported historically and recent studies have showed that aseismic slip [Nakamura, 2009] occurred in this region between 122.5° E and 123.3° E and between 30 and 60 km depth. We thus assume that the Ryukyu subduction close to Taiwan shows a relatively weak interplate coupling. It is rather characterized by recurrent earthquakes, with magnitudes higher than 7 but lower than 8, especially located in the Hoping Seismicity cluster between 122° E and 122.5° E at shallow depths (0-30 km).

3.2.7 Conclusion and prospects

We propose in this study a relative location technique to improve hypocenter determination of largest early instrumental earthquakes. This method can be applied to earthquakes for which P-wave and S-wave arrival times are available in seismological bulletins or directly from reading old seismograms and for which the present seismic network is installed close to the early network. We applied this method to relocate the biggest known earthquake in Taiwan. The earthquake location proposed in this study is in better agreement with main faults known offshore eastern Taiwan compared with previous published determination.

Using a catalog over the period 1900-2007 for the Taiwan area, we have calculated a new equivalent moment magnitude for all earthquakes during the instrumental period. A revised moment magnitude of 7.7 ± 0.2 for the June 5th, 1920 earthquake is proposed.

The M'_W 7.7 1920 earthquake probably occurred on the west part of the Hoping seismicity cluster. The rupture probably occurred along the ISZ with a shallow nucleation possibly along a splay-fault followed by a downward and lateral propagation of the rupture that would explain the lack of significant seafloor motion and subsequent tsunami. According to the seismic coupling coefficient which can be calculated over 108 years of seismicity, we assume that the Ryukyu subduction close to Taiwan shows a relatively weak interplate coupling and it is rather characterized by recurrent earthquakes, with magnitudes higher than 7 but lower than 8, especially located in the Hoping Seismicity cluster between 122° E and 122.5° E at shallow depths (5-30 km).

This approach should be extended to other historical earthquakes with magnitude higher than 6 in order to fully describe the seismotectonic context and seismic hazard of this area. Also, a better knowledge of the fault geometries, in particular the ISZ, is still necessary.

3.2.8 Acknowledgements

The authors wish to thank the Central Weather Bureau (CWB, Taiwan) and the IES (Institute of Earth Sciences) at the Academia Sinica (Taipei, Taiwan) represented by Bor-Minh Jahn for providing the archives about the 1920 earthquake. We want also to thank translators of the archives at IES : Mu Chung-Shiang and Dr Ya-Chuan Lai for her help in the bibliographical search. Also, we thank Antonio Villasenor and Bob Engdahl to spend time in testing revised location and H el ene Hebert to spend time to evaluate tsunami travel-times. This paper was much improved by comments from the two anonymous reviewers. This work was supported by the NSC (National Science Council via ORCHID program) and the ‘‘F-Taiwan foundation’’ managed by the French ‘‘Academie des sciences’’ for the travel support, and the ANR (Agence Nationale pour la Recherche) through the ACTS-Taiwan (Active Tectonics and Seismic Hazard in Taiwan) project for the working budget. We also acknowledge the LIA (Associated International Laboratory) ADEPT (Active Deformation and Environment Program for Taiwan) and its co-directors, late Jacques Angelier, and Bor-Minh Jahn for other financial help. For their constant help, we acknowledge the FIT (French Institute in Taipei) and the BRT (Bureau de Representation de Taipei). Some figures and the tsunami travel-times map have been made using respectively the open GMT software of Paul Wessel and Walter H.F. Smith and the Geoware Tsunami TTT software of Paul Wessel.

3.2.9 References

- Abe, K.** (1981), Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 27(72-92).
- Aki, K.** (1966), Generation and propagation of g-waves from the niigata earthquake of june 16, 1964-pt. 2, estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the g wave spectrum, *Bulletin of the Earthquake Research Institute = Tokyo Daigaku Jishin Kenkyusho Iho*, 44, Part 1(73-88).
- Aki, K. and P. G. Richards** (1980), *Quantitative seismology ; theory and methods*.
- Amante, C. and B. W. Eakins** (2009), ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model : Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, 19 pp, March 2009
- Biq, C.** (1972), Dual-trench structure in the Taiwan-Luzon region, *Proceedings of the Geological Society of China*, 15(65-75).
- Bird, P.** (2003), An updated digital model of plate boundaries, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(3), 52p.
- Bos, A. G., W. Spakman and M. C. J. Nyst** (2003), Surface deformation and tectonic setting of Taiwan inferred from a GPS velocity field, *Journal of Geophysical Research*, 108(B10), 18.
- Castellaro, S. and P. Bormann** (2007), Performance of different regression procedures on the magnitude conversion problem, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(4), 1167-1175.
- Chai, B. H. T.** (1972), Structure and tectonic evolution of Taiwan, *American Journal of Science*, 272(5), 389-422.
- Chemenda, A. I., R. K. Yang, C. H. Hsieh and A. L. Groholsky** (1997), Evolutionary model for the Taiwan collision based on physical modelling, *Tectonophysics*, 274(1-3), 253-274.

- Chemenda, A. I., R. K. Yang, J. F. Stephan, E. A. Konstantinovskaya and G. M. Ivanov** (2001), New results from physical modelling of arc-continent collision in Taiwan; evolutionary model, *Tectonophysics*, 333(1-2), 159-178.
- Chen, J.-H., P.-F. Chen, N.-C. Hsiao and C. H. Chang** (2005). Tsunami arrival time database and warning system in Taiwan. International Workshop on Emergency Response and Rescue. Taipei : 2005.
- Chen, K.-C., W.-G. Huang and J.-H. Wang** (2007), Relationships among magnitudes and seismic moment of earthquakes in the Taiwan region, *Terrestrial, atmospheric and oceanic sciences*, 18(5), 951-973.
- Chen, K.-P. and Y. B. Tsai** (2008), A catalog of Taiwan earthquakes (1900-2006) with homogenized Mw Magnitudes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(1), 483-489, 10.1785/0120070136.
- Chen, K. H., S. Toda and R.-J. Rau** (2008), A leaping, triggered sequence along a segmented fault; the 1951 M (sub L) 7.3 Hualien-Taitung earthquake sequence in eastern Taiwan.
- Chen, P.-F., G. Ekstrom and E. A. Okal** (2004), Centroid moment tensor solutions for Taiwan earthquakes of the WWSSN era (1963-1975), *Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 15(1), 61-73.
- Chen, R.-Y., H. Kao, W.-T. Liang, T.-C. Shin, Y.-B. Tsai and B.-S. Huang** (2009), Three-dimensional patterns of seismic deformation in the Taiwan region with special implication from the 1999 Chi-chi earthquake sequence, *Tectonophysics*, 466(3-4), 140-151.
- Cheng, S.-N. and Y.-T. Yeh** (1989). Catalog of the earthquakes in Taiwan from 1604 to 1988. Bulletin IES. Taipei, Institute of Earth Sciences. R-661 : 255p.
- Cheng, S.-N., Y.-T. Yeh and M.-S. Yu** (1996), The 1951 Taitung earthquake in Taiwan, *Journal of the Geological Society of China*, 39(3), 267-285.
- Cheng, S.-N., T.-T. Yu, Y. T. Yeh and Z.-S. Chang** (1997), Relocation of the 1951 Hualien, Taitung earthquake sequence, *Bulletin of the Institute of Earth Sciences, Academia Sinica*, 17(5).
- Chou, H.-C., B.-Y. Kuo, S.-H. Hung, L.-Y. Chiao, D. Zhao and Y.-M. Wu** (2006), The Taiwan-Ryuku subduction-collision complex; folding of viscoelastic slab and the double seismic zone, *Journal of Geophysical Research*, 111(B4), 14.
- Chung, L.-H., Y.-G. Chen, Y.-M. Wu, J. B. H. Shyu, Y.-T. Kuo and Y.-N. N. Lin** (2008), Seismogenic faults along the major suture of the plate boundary deduced by dislocation modeling of coseismic displacements of the 1951 M7.3 Hualien-Taitung earthquake sequence in eastern Taiwan, *Earth and Planetary Science Letters*, 269(3-4), 415-425.
- Davison, C.** (1924), Fusakichi Omori and his work on earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 14(4), 240-255.
- Dziewonski, A. M., T. A. Chou and J. H. Woodhouse** (1981), Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *Journal of Geophysical Research*, 86(B4), 2825-2852.
- Engdahl, E. R., R. D. van der Hilst and R. P. Buland** (1998), Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(3), 722-743.
- Engdahl, E. R. and A. Villaseñor** (2002), Global seismicity : 1900-1999, *International Handbook of earthquake and engineering seismology*, 81A(665-689).
- Font, Y.** (2002). Contribution to the understanding of the westernmost Ryukyu subduction termination into the active arc-continent collision of Taiwan; new insights from seismic reflection analyses and earthquake relocation, *Universite des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier II, Montpellier, France (FRA) : Memoires Geosciences-Montpellier, vol.25, 279.*

- Font, Y., H. Kao, S. Lallemand, C.-S. Liu and L.-Y. Chiao** (2004), Hypocentre determination offshore of eastern Taiwan using the maximum intersection method, *Geophysical Journal International*, 158(2), 655-675.
- Font, Y., H. Kao, C.-S. Liu and L.-Y. Chiao** (2003), A comprehensive 3D seismic velocity model for the eastern Taiwan-southernmost Ryukyu regions, *Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 14(2), 159-182.
- Font, Y. and S. Lallemand** (2009), Subducting oceanic high causes compressional faulting in southernmost Ryukyu forearc a revealed by hypocentral determinations of earthquakes and reflection/refraction seismic data, *Tectonophysics*, 466(3-4), 255-267.
- Font, Y., S. Lallemand and J. Angelier** (1999), Etude de la transition entre l'orogène actif de Taiwan et la subduction des Ryukyu; apport de la sismicité. Transition between the active orogen of Taiwan and the Ryukyu subduction; a new insight from seismicity, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 170(3), 271-283.
- Font, Y., C.-S. Liu, P. Schnurle and S. Lallemand** (2001), Constraints on backstop geometry of the Southwest Ryukyu subduction based on reflection seismic data, *Tectonophysics*, 333(1-2), 135-158.
- Fujii, Y. and M. Matsu'ura** (2000), Regional difference in scaling laws for large earthquakes and its tectonic implication, *Pure and Applied Geophysics*, 157(11-12), 2283-2302.
- Geist, E. L., S. L. Bilek, D. Arcas and V. V. Titov** (2006), Differences in tsunami generation between the December 26, 2004 and March 28, 2005 Sumatra earthquakes, *Earth and Planetary Science Letters*, 58(185-193).
- Gutenberg, B.** (1945), Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 35(1), 3-12.
- Gutenberg, B. and C. F. Richter** (1954), *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*, Princeton University Press[Princeton].
- Gutenberg, B. and C. F. Richter** (1956), Magnitude and energy of earthquakes, *Ann. Geofis.*, 9(1-15). Hanks, T. C. and H. Kanamori (1979), A moment magnitude scale, *Journal of Geophysical Research*, 84(B5), 2348-2350.
- Hsu, M. T.** (1961), Seismicity of Taiwan (Formosa), *Bulletin Earthquake Research institute Tokyo University*, 39(831-847).
- Hsu, M. T.** (1980). *Earthquake Catalog in Taiwan (from 1644 to 1979)*. Bulletin NTU. E. E. Center. Taipei, National Taiwan University : 77p.
- Hsu, S.-K.** (2001), Lithospheric structure, buoyancy and coupling across the southernmost Ryukyu subduction zone; an example of decreasing plate coupling, *Earth and Planetary Science Letters*, 186(3-4), 471-478.
- Imamura, A.** (1922), On the Relation of the Duration of the Preliminary Tremor to the Epicentral Distance, *Imp Earthquake Investigation Com, B*, 9(96), 108-117.
- Imamura, A.** (1924), Preliminary note on the great earthquake of southeastern Japan on September 1, 1923, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 14(2), 136-149.
- Jaggard, T. A.** (1923), The Yokohama-Tokyo earthquake of September 1, 1923, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 13(4), 124-146.
- Kanamori, H.** (1977), The energy release in great earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, 82(20), 2981-2987.
- Kanamori, H.** (1983), Magnitude scale and quantification of earthquakes, *Tectonophysics*, 93(3-4), 185-199.

- Kanamori, H. and D. L. Anderson** (1975), Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65(5), 1073-1095.
- Kao, H.** (1998), Can great earthquakes occur in the southernmost Ryukyu Arc-Taiwan region ?, *Diqui Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 9(3), 487-508.
- Kao, H. and R.-J. Rau** (1999), Detailed structures of the subducted Philippine Sea Plate beneath Northeast Taiwan ; a new type of double seismic zone, *Journal of Geophysical Research*, 104(B1), 1015-1033.
- Kao, H., S.-s. J. Shen and K.-F. Ma** (1998), Transition from oblique subduction to collision ; earthquakes in the southernmost Ryukyu Arc-Taiwan region, *Journal of Geophysical Research*, 103(B4), 7211-7229.
- Katsumata, M. and L. R. Sykes** (1969), Seismicity and tectonics of the western Pacific ; Izu-Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan regions, *Journal of Geophysical Research*, 74(25), 5923-5948.
- Kuoehen, H., Y. M. Wu, C. H. Chang, J. C. Hu and W. S. Chen** (2004), Relocation of Eastern Earthquakes and Tectonic implications, *TAO*, 15(4), 647-666.
- Lallemand, S. and C.-S. Liu** (1998), Geodynamic implications of present-day kinematics in the southern Ryukyus, *Journal of the Geological Society of China*, 41(4), 551-564.
- Lallemand, S. E., Y. Font, H. Bijwaard and H. Kao** (2001), New insights on 3-D plates interaction near Taiwan from tomography and tectonic implications, *Tectonophysics*, 335(3-4), 229-253.
- Lallemand, S., T. Theunissen, F. Klingelhoefer, Y. Font, C.-S. Lee, P. Schnurle, S. Gautier, W.-T.** (2010). The Southernmost Ryukyu Forearc Area (East of Taiwan) : An Atypical Highly Faulted MArgin. AGU WPGM 2010. Taipei.
- Lee, W. H. K., F. T. Wu and S. C. Wang** (1978), A catalog of instrumentally determined earthquakes in China (*magnitude* ≥ 6) compiled from various sources, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(2), 383-398.
- Lee, Y.-H., G.-T. Chen, R.-J. Rau and K.-E. Ching** (2008), Coseismic displacement and tectonic implication of 1951 Longitudinal Valley earthquake sequence, eastern Taiwan.
- Letouzey, J. and M. Kimura** (1986), The Okinawa Trough ; genesis of a back-arc basin developing along a continental margin, *Tectonophysics*, 125(1-3), 209-230.
- Lienkaemper, J. J.** (1984), Comparison of two surface-wave magnitude scales ; M of Gutenberg and Richter (1954) and M (sub s) of "Preliminary determination of epicenters", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(6), 2357-2378.
- Ma, K.-F. and M.-F. Lee** (1997), Simulation of historical tsunamis in the Taiwan region, *Diqui Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 8(1), 13-30.
- Malavieille, J., S. E. Lallemand, S. Dominguez, A. Deschamps, C.-Y. Lu, C.-S. Liu, P. Schnuerle, J.** (2002), Arc-continent collision in Taiwan ; new marine observations and tectonic evolution, *Special Paper - Geological Society of America*, 358(187-211).
- Nakamura, M.** (2004), Crustal deformation in the central and southern Ryukyu Arc estimated from GPS data, *Earth and Planetary Science Letters*, 217(3-4), 389-398.
- Nakamura, M.** (2009), Aseismic crustal movement in southern Ryukyu trench, southwest Japan, *Geophysical Research Letters*, 36(L20312), 5p, doi :10.1029/2009GL040357.
- Nakamura, S.** (1922), On the destructive earthquakes in Formosa on the 2nd. and 15th. of September, 1922., *Seismological bulletin, Central Meteorological Observatory*, 1(60-69).
- Ng, S. M., J. Angelier and C.-P. Chang** (2009), Earthquake cycle in western Taiwan ; insights from historical seismicity, *Geophysical Journal International*, 178(2), 753-774.

- Omori, F.** (1902), A horizontal Pendulum Tromometer, Publications of the Earthquake Investigation Committee in foreign language, 12(1-7).
- Omori, F.** (1907), On the estimation of the time of occurrence at the origin of a distant earthquake from the duration of the first preliminary tremor observed at any place, Imp Earthquake Investigation Com, B, 1(1-4).
- Omori, F.** (1920), On the relation etween the duration of the preliminary tremor and the epicentral distance for near earthquakes, Imp Earthquake Investigation Com, B, IX(2), 33-39.
- Pacheco, J. F. and L. R. Sykes** (1992), Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989, Bulletin of the Seismological Society of America, 82(3), 1306-1349.
- Pezzopane, S. K. and S. G. Wesnousky** (1989), Large earthquakes and crustal deformation near Taiwan, Journal of Geophysical Research, 94(B6), 7250-7264.
- Scholz, C. H.** (1990), The mechanics of earthquakes and faulting.
- Scholz, C. H.** (1998), Earthquakes and friction laws, Nature (London), 391(6662), 37-42.
- Shin, T.-C. and T.-I. Teng** (2001), An overview of the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, 91(5), 895-913.
- Shin, T. C.** (1993), The calculation of Local Magnitude from the Simulated Wood-Anderson Seismograms of the Short-Period Seismograms in the Taiwan Area., Terrestrial, atmospheric and oceanic sciences, 4(2), 155-170.
- Shyu, J. B. H., K. Sieh, Y.-G. Chen and C.-S. Liu** (2005), Neotectonic architecture of Taiwan and its implications for future large earthquakes, Journal of Geophysical Research, 110(B8), 33.
- Sibuet, J.-C. and S.-K. Hsu** (2004), How was Taiwan created?, Tectonophysics, 379(1-4), 159-181.
- Sibuet, J. C., J. Letouzey, B. Marsset, M. Davagnier, J. P. Foucher, H. Bougault, L. Dosso, R. Mar** (1986), Tectonic evolution and volcanism of Okinawa Trough, AAPG Bulletin, 70(7), 934.
- Tsai, Y.-B.** (1986), Seismotectonics of Taiwan, Chung Kuo Ti Ch'ih Hsueh Hui Chuan Kan = Memoir of the Geological Society of China, 7(353-367).
- Tsai, Y. B., T. L. Teng, Y. M. Hsiung and C. M. Lo** (1973). New seismic data of Taiwan region. Annual Report of the institute of Physics. Taipei, Academia Sinica.
- Tsai, Y.-B. and H.-H. Wu** (1997), A study on the errors in locating earthquakes due to the geometry of the Taiwan seismic network, Diqui Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences, 8(3), 355-370.
- Vanek, J., A. Zatopek, V. Karnik, N. V. Kondoskaya, Y. V. Riznichenko, E. F. Sevarensky, S. L. So** (1962). Standardization of magnitude scale. Izv. Acad. Sci. G. Ser. USSR : 108-111.
- Wang, C.-Y. and T.-C. Shin** (1998), Illustrating 100 years of Taiwan seismicity, Diqui Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences, 9(4), 589-614.
- Wang, J.-H.** (1992), Magnitude scales and their relations for Taiwan earthquakes; a review, Diqui Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences, 3(4), 449-468.
- Wang, J.-H.** (1998), Studies of earthquake seismology in Taiwan during the 1897-1996 period, Bulletin of the Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, 1998, December(8).
- Wang, J.-H. and H.-C. Kuo** (1995), A catalogue of $M \geq 7$ Taiwan earthquakes (1900-1994), Journal of the Geological Society of China, 38(2), 95-106.
- Wang, J.-H. and S.-S. Ou** (1998), On scaling of earthquake faults, Bulletin of the Seismological Society of America, 88(3), 758-766.
- Wang, J. H. and S. T. Chiang** (1987), MD-mb and MD-MS relationships for Taiwan earthquakes, Proceedings of the Geological Society of China, 30(118-124).

- Wang, T. K.** (2005), Inverse-ray imaging from triangulation of zero-offset reflection times, *Geophysical Journal International*, 163(2), 599-610.
- Wang, T. K., S.-F. Lin, C.-S. Liu and C.-S. Wang** (2004), Crustal structure of southernmost Ryukyu subduction zone; OBS, MCS and gravity modelling, *Geophysical Journal International*, 157(1), 147-163.
- Wang, T. K., K. McIntosh, Y. Nakamura, C.-S. Liu and H.-W. Chen** (2001), Velocity-interface structure of the southwestern Ryukyu subduction zone from EW9509-1 OBS/MCS data, *Marine Geophysical Researches*, 22(4), 265-287.
- Wells, D. L. and K. J. Coppersmith** (1994), New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.
- Wood, H. O.** (1914), Concerning the perceptibility of weak earthquakes and their dynamical measurement, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 4(29-38).
- Wu, F. T.** (1970), Focal mechanisms and tectonics in the vicinity of Taiwan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 60(6), 2045-2056.
- Wu, F. T.** (1978), Recent tectonics of Taiwan, *Sci. Coun. Jpn., Tokyo, Japan (JPN)*.
- Wu, F. T., W.-T. Liang, J.-C. Lee, H. Benz and A. Villasenor** (2009), A model for the termination of the Ryukyu subduction zone against Taiwan : A junction of collision, subduction/separation, and subduction boundaries, *Journal of Geophysical Research*, 114(B07404), 16p, doi :10.1029/2008JB005950.
- Wu, Y.-M., C.-H. Chang, L. Zhao, T.-L. Teng and M. Nakamura** (2008), A comprehensive relocation of earthquakes in Taiwan from 1991 to 2005, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(3), 1471-1481.
- Wu, Y.-M., L. Zhao, C.-H. Chang and Y.-J. Hsu** (2008), Focal-mechanism determination in Taiwan by genetic algorithm, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(2), 651-661.
- Yeh, Y.-T., S.-N. Cheng, T. C. Shin and M. Y. Ho** (1995). Assessment of earthquake location and magnitude for several Taiwan catalogs (III). Central Weather Bureau Technical Report. CWB. Taipei, CWB. 11 : 243-264.
- Yu, S.-B., H.-Y. Chen and L.-C. Kuo** (1997), Velocity field of GPS stations in the Taiwan area, *Tectonophysics*, 274(1-3), 41-59.
- Zeiler, C. and A. A. Velasco** (2009), Seismogram picking error from analyst review (SPEAR); single-analyst and institution analysis, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(5), 2759-2770.
- Zhang, D. H., T. L. Yip and C.-O. Ng** (2009), Predicting tsunami arrivals : Estimates and policy implications, *Marine Policy*, 33(643-650, 10.1016/j.marpol.2008.12.011.

3.3 Discussion - perspectives

- Localisation et temps d'arrivées

La qualité des données en 1920 (erreurs certainement de l'ordre de 10s ou plus) ne permet pas de réaliser une localisation locale à partir des 7 stations présentes à Taïwan dont certaines présentent *de visu* une erreur sur le temps absolu importante. En revanche, il est possible de réaliser une localisation télé-sismique à partir des données des stations internationales. La procédure EHB (pour les noms de leur auteur Engdahl, van der Hilst et Buland) [Engdahl et al., 1998; Engdahl et Villasañor, 2002] utilise les tables de temps d'arrivées P, S et les arrivées tardives qui ont été identifiées dans un modèle de vitesse récent (ak135). Cette procédure améliore les localisations épacentrales et la profondeur mais ne donne pas d'incertitudes associées à la qualité des données. En effet, le résultat peut parfois s'éloigner de plus d'une dizaine de kilomètres de la vraie position. En utilisant la méthode de Wyssession et al. [1991] basée sur une inversion itérative par les moindres carrés, Emile A. Okal a recalculé la localisation de ce séisme à partir des temps d'arrivée P et S. Cette méthode a l'avantage de fournir une ellipse de confiance basée sur l'incertitude des temps d'arrivée. Cette ellipse est obtenue par tests synthétiques à partir de données perturbées suivant une démarche de Monte Carlo. Les temps d'arrivées de 1920 ont été assortis avec une erreur de 10 s. Cette incertitude est évidemment plus grande que celle de 3 s que nous avons attribué à la différence de temps S-P.

L'ISS (Bulletin of the international Seismological Summary; maintenant ISC) a une liste de temps d'arrivées parmi lesquels une cinquantaine sont utilisables. Deux seulement sont à Taiwan : Hokoto (nom japonais de Penghu) et Taihoku (Taipei). Toutes les autres stations sont situées à plus grandes distances (Figure 3.18).

L'ISS propose un épacentre à 24° N , 120° E , qui est de toute évidence faux, car leurs résidus sont systématiquement biaisés négatifs (Figure 3.18). La solution ISS est entachée d'une erreur importante.

Gutenberg et Richter listent le séisme du 5 Juin 1920 à 23.5° N et 122° E . Mais les notes de Gutenberg (disponibles en microfiche) sur son édition personnelle de l'ISS ne permettent pas de déterminer sur quelles bases (et avec quelles stations) il avait effectué la relocalisation. Ici, 51 temps d'arrivées ont été utilisés et appliqués à la méthode itérative de Wyssession et al. [1991]. Après élimination de 9 données clairement erronées, on arrive à 23.75° N ; 121.97° E . En injectant un bruit Gaussien d'écart-type 10 secondes, on obtient l'ellipse sur la figure 3.19. Remarquer que cette solution est pratiquement équivalente à la solution EHB (23.81° N 122.08° E).

Le résultat obtenu via la méthode relative S-P présentée précédemment est donc en accord avec l'ellipse de confiance obtenu avec la localisation télé-sismique ce qui n'avait pas été montré avant. Évidemment, si on considère que cette ellipse n'est pas sous-estimée alors cela montre que les deux méthodes sont en accord. Les choix d'une erreur sur les temps d'arrivées absolus de 10 s en 1920 et d'une erreur de 3 s sur les différences de temps d'arrivée S-P semblent donc correct. Cette comparaison est possible parce que le séisme avait une magnitude suffisante pour avoir des données nombreuses sur les stations lointaines. Quoiqu'il en soit, il serait envisageable d'appliquer la méthode relative S-P pour tous les séismes historiques de magnitude ≥ 6 sur la période 1900-1991 en adaptant l'erreur associée.

1920. June 5d. 4h. 21m. 30s. Epicentre 24°-0N. 120°-0E.
(as on 1919 Sept. 8d.).

A = -457, B = +792, C = +407 ; D = +866, E = +500 ;
G = -204, H = +352, K = -914.

	Δ	Az.	P.	O-C.	S.	O-C.	L.	M.
	.	.	m. s.	s.	m. s.	s.	m.	m.
Hokoto	0.6	222	0 58	+49	1 7	+50	1.6	2.1
Taihoku	1.8	53	0 30	+ 2	—	—	—	—
Zi-ka-wei	7.3	10	e 1 51	— 0	e 3 25	+ 7	—	—
Manila	9.5	172	i 2 15	— 8	—	—	14.0	4.6
Nagasaki	12.3	42	2 50	-13	(5 23)	- 3	5.4	6.4
Jinsen	14.6	21	3 24	-10	6 9	-13	8.2	—
Kobe	17.0	47	3 53	-12	5 31	?PR ₁	7.4	16.5
Osaka	17.2	48	3 37	-30	—	—	7.2	8.7
Nagoya	18.5	49	13 59	? 1	—	—	—	—
Tokyo	20.7	51	4 26	-23	6 15	?PR ₁	7.8	10.4
Misusawa	23.4	45	4 54	-27	9 0	-33	—	—
E. N.	23.4	45	4 55	-26	9 25	- 8	—	—
Sapporo	26.0	37	7 54	+126	12 15	+113	13.2	—
E. N.	29.1	273	6 18	- 1	11 30	+11	16.9	—
Calcutta	29.1	273	6 6	-13	11 30	+11	17.0	—
E. N.	29.1	33	5 55	-24	(10 54)	-25	10.9	14.3
Ootomari	32.8	205	1 6 43	-12	14 59	+158	e 21.6	—
Batavia	37.7	289	6 0	-96	—	—	—	—
Dehra Dun	38.4	290	7 30	-11	13 36	- 8	22.1	22.9
Simla	42.1	252	7 36	-36	14 6	-30	17.3	22.0
Colombo	42.8	260	9 48	?PR ₁	—	—	25.4	31.1
Kodaikanal	44.1	273	8 34	+ 7	—	—	—	29.8

Continued on next page.

	Δ	Az.	P.	O-C.	S.	O-C.	L.	M.
	.	.	m. s.	s.	m. s.	s.	m.	m.
Perth	56.1	184	9 40	- 7	15 42	? 1	22.3	—
Adelaide	61.6	163	i 10 12	-11	18 36	- 7	e 24.8	43.6
Riverview	65.0	152	e 10 34	-11	19 10	-15	e 26.0	31.6
Sydney	65.0	152	—	—	19 30	+ 5	29.8	38.5
Melbourne	66.1	160	10 6	-46	19 18	-20	30.7	43.5
Honolulu	74.6	75	i 11 54	+ 8	121 6	-15	e 37.1	50.1
Lemberg	75.6	320	e 10 44	-69	120 29	-64	e 42.3	47.3
Apia	76.6	111	11 42	-17	21 19	-25	36.5	40.5
Helwan	77.2	297	12 24	+22	—	—	—	61.1
E. N.	77.2	297	10 48	-74	—	—	—	49.6
E.	77.6	33	11 54	-11	21 48	- 8	38.0	—
Sitka	80.2	309	e 12 0	-20	22 23	- 2	e 28.5	49.5
Athens	80.8	320	i 12 23	- 1	122 39	+ 6	e 37.9	46.4
Vienna	81.9	328	i 12 29	- 1	122 48	+ 3	e 38.5	46.2
Hamburg	83.1	146	12 30	- 7	22 54	- 4	37.7	43.7
Christchurch	84.9	320	12 56	+ 9	23 17	- 1	40.1	48.7
Padova	85.2	326	12 48	- 1	22 56	-25	e 36.5	49.4
De Bilt	85.4	314	11 48	-62	22 15	-68	34.8	67.5
E. N.	85.4	314	11 48	- 1	23 24	- 2	35.9	—
Dyce	85.6	334	12 50	- 1	23 24	- 2	40.5	49.3
Strasbourg	85.7	322	i 12 46	- 6	23 10	-17	—	—
Zurich	85.9	322	e 12 46	- 7	23 26	- 3	—	—
Florence	86.1	319	13 10	+16	23 40	+ 9	41.5	48.8
Rocca di Papa N.	86.1	314	12 52	- 2	23 43	+12	47.3	53.6
Uccle	86.3	327	i 12 50	- 5	23 13	-20	35.5	48.9
Milan	86.5	320	13 28	+32	24 0	+24	44.5	56.5
Edinburgh	86.8	332	12 55	- 3	23 35	- 4	37.5	48.0
Eakdalemuir	87.2	332	12 55	- 5	23 39	- 4	38.1	44.7
Besançon	87.4	322	13 9	+ 8	23 38	- 7	39.5	—
Moncalieri	87.6	319	12 58	- 5	23 36	-12	35.1	50.6
Stonyhurst	87.8	330	12 48	-16	23 18	-32	42.2	51.5
Kew	88.2	329	22 30	?S	(22 30)	-84	—	53.5
Victoria	88.2	37	11 43	-83	22 32	-82	41.7	61.9
Z.	88.2	37	11 48	-78	22 16	-98	—	—
Paris	88.4	326	i 12 59	- 8	e 23 20	-36	40.5	48.5
Oxford	88.6	329	12 57	-11	23 30	-29	33.7	52.5
Puy de Dôme	90.0	322	17 10	?PR ₁	—	—	—	—
Barcelona	93.0	320	e 13 12	-20	23 50	-55	e 41.7	53.4
Tortosa	94.3	320	13 15	-25	24 3	-56	41.1	56.4
Berkeley	95.0	45	e 13 20	-23	e 23 55	-71	e 39.4	—
Algiers	95.1	315	13 44	0	23 56	-71	41.5	55.5
E. N.	95.7	45	e 13 25	-22	e 24 0	-73	—	—
N.	95.7	45	e 13 27	-20	e 24 16	-58	—	—
Granada	99.1	319	e 14 12	+ 6	i 25 15	-32	—	—
E. N.	99.8	323	13 52	-18	24 32	-82	43.5	56.7
N.	99.8	323	—	—	24 24	-90	43.0	55.9
San Fernando	101.0	320	17 50	?PR ₁	24 54	-71	51.5	60.7
Tucson	105.4	43	17 58	?PR ₁	24 57	-109	49.6	54.5
Chicago	109.4	22	16 0	? 1	23 50	-213	33.3	—
Toronto	110.0	14	14 48	- 9	25 48	-100	1 62.0	63.4
E. N.	110.2	18	17 54	?PR ₁	28 18	+48	58.6	60.0
N.	110.2	18	18 12	?PR ₁	28 6	+36	60.1	72.2
Northfield	110.8	9	—	—	e 25 30	-125	e 52.5	—
Ithaca	111.8	13	17 55	?PR ₁	—	—	50.8	—
Cape Town	112.2	240	29 58	?S	(29 58)	+110	—	64.5
E. N.	113.1	9	i 19 15	?PR ₁	29 0	+65	e 50.6	69.5
N.	113.1	9	i 19 21	?PR ₁	30 15	+140	e 51.2	—
Washington	115.1	12	e 18 30	[- 8]	—	—	e 50.5	—
E. N.	115.1	12	e 19 18	?PR ₁	26 40	-91	56.8	76.8
Georgetown	115.1	12	e 19 18	?PR ₁	26 43	-88	67.0	75.8
E. N.	115.3	12	19 47	?PR ₁	26 40	-92	56.1	76.9
Cheltenham	115.3	12	19 28	?PR ₁	26 40	-92	55.2	78.1
N.	137.5	6	21 27	?PR ₁	—	—	64.7	78.9
Vieques	137.5	6	21 27	?PR ₁	—	—	64.7	78.9
La Paz	169.3	47	1 20 14	[0]	1 31 59	? 1	70.9	82.2

FIGURE 3.18: Données mondiales du séisme de 1920 provenant du catalogue ISS (aujourd'hui ISC).

Additional readings and notes: Manila gives MN = +4.2m. Kobe MN = +10.0m. Osaka MN = +8.8m. Tokyo MN = +12.9m. Sapporo: Readings corrected by -9h. Adelaide i = +17m.18s., e = +14m.18s. and +15m.12s., i = +21m.6s., +22m.6s., and +22m.48s. Riverview iP = +10m.38s., iPR₁ = +13m.18s., i = +19m.18s., PS = +19m.32s., MN = +31.0m., MZ = +36.5m., T₀ = 4h.21m.26s., epicentre 28° 0'N. 133° 0'E. Sydney SR₁ = +23m.48s., SR₂ = +26m.42s. Melbourne PR₁ = +14m.12s., SR₁ = +23m.36s., SR₂ = +26m.30s. Lemberg e = +37m.34s. Apia readings at +12m.33s. and at +32m.30s. Athens MN = +46.4m., T₀ = 4h.21m.5s. Vienna iPEN = +12m.24s., i = +33m.16s., MN = +49.5m.

Notes continued on next page.

Hamburg SR₁ = +28m.35s., SR₂ = +32m.49s., MZ = +53.0m., T₀ = 4h.21m.1s. Padova PR₁ = +23m.17s. De Bilt PN = +12m.49s., i = +2m.72s., iN = +23m.25s., MN = +48.9m., T₀ = 4h.22m.8s. Epicentre 28° 0'N. 133° 7'E. Dyce LN = +35.8m. Strasbourg MZ = +58.0m., T₀ = 4h.2m.49s. Uccle PR₁ = +16m.19s., SR₁ = +29m.29s., T₀ = 4h.21m.5s. Edinburgh SR₁ = +29m.30s. Eskdalemuir PR₁ = +16m.3m. T₀ = 4h.22m.34s. Moncalieri MN = +54.1m. Stonyhurst i = +1m.30s. (iPR₁). Victoria eL = +70.7m., +101.3m., and +134.6m. T₀ = 4h.2m.21s. Paris PR₁ = +16m.34s., T₀ = 4h.22m.6s. Barcelona i = +1m.16s., iN = +17m.37s., iE = +26m.40s., iN = +26m.52s., T₀ = 4h.22m.1s. Berkeley ePNV = +13m.18s., eLN = +38.0m., eLV = +43.9m., T₀ = 4h.22m.8s. Algiers PR₁ = +17m.29s., L = +47.5m., MN = +45.5m., T₀ = 4h.23m.0s. Lick ePV = +13m.24s., T₀ = 4h.22m.16s. Canada P = +14m.18s., T₀ = 4h.22m.35s. Coimbra PSE = +23m.48s., i = +24m.16s., T₀ = 4h.22m.47s. Chicago L = +46.5m., +60.5m., +65.5m., and +84m. Toronto L = +35.9m., and +39.9m., iL = +67.2m. and +74.4m. eL = +86.1m., T₀ = 4h.23m.12s. Ottawa P₁ = +18m.30s., P₂ = +1m.30s., L = +46.5m., record fogged. Ann Arbor LEN (Wiechert) = +59.4m. Cape Town S = +33m.16s. Harvard ePE? = +17m.38s., MN = +35m.2s., T₀ = 4h.21m.26s. Washington L = +68.5m. Sapporo eLE = +35.8m. Vieques LE = +77.6m. La Paz PR₁ = +14m.4s., PR₂ = +26m.56s., SR₁ = +38m.59s., T₀ = 4h.27m.49s.

Fig. 18. Readings also at 0h. (Helwan), 1h. (near Mizusawa), 4h. (Taihoku (4)), 5h. (Taihoku (3), Hokoto (2), and Zi-ka-wei (2)), 6h. (La Paz (2), Taihoku (7), Mizusawa, Osaka, Manila, and Batavia), 7h. (Taihoku (4)), 8h. (Taihoku (4)), 9h. (Taihoku (2)), 10h. (Taihoku (4) and Mizusawa), 12h. (Taihoku (3) and Kodaikanal), 13h. (Taihoku), 14h. (Taihoku (4)), 15h. (Taihoku (3) and Zi-ka-wei), 16h. (Taihoku (3), Hokoto, and Babia), 17h. (Taihoku, Paris, Hamburg, Eskdalemuir, Rocca di Papa, Stonyhurst, Edinburgh, De Bilt, Kew, Helwan, Strasbourg, and Uccle), 18h. (Kodaikanal (2) and Taihoku (2)), 19h. (Taihoku (2)), 20h. (Taihoku (4), Zi-ka-wei, La Paz, and Nagasaki), 21h. (De Bilt, Paris, Rocca di Papa, Taihoku, Kew, Stonyhurst, Eskdalemuir, Strasbourg, Vienna, San Fernando, Uccle, Hamburg, Helwan, Tortosa, and Edinburgh), 22h. (Hokoto and La Paz), 23h. (La Paz).

Fig. 19. Readings at 1h. (2) and 3h. (Taihoku), 5h. (near Ootomari, Osaka, Manila, and near Cape Town), 6h. (Kobe, Helwan, and Taihoku), 7h. (Nagasaki), 8h. (La Paz), 9h. (La Paz and Taihoku), 11h. (Zi-ka-wei, Manila, Taihoku, Riverview, and Melbourne), 13h. (Vienna and Rocca di Papa), 15h. (near Osaka), 16h. (Taihoku), 18h. (Tokyo), 19h. (Taihoku (2), Manila, and Zi-ka-wei), 20h. (Strasbourg, San Fernando, Uccle, De Bilt, Taihoku (2), and Zi-ka-wei), 21h. (Taihoku), 22h. (Manila, Zi-ka-wei, near Taihoku (2), and near Hokoto), 23h. (De Bilt, Paris, Taihoku (2), and Uccle.)

FIGURE 3.18: (suite) Données mondiales du séisme de 1920 provenant du catalogue ISS (aujourd'hui ISC).

- Magnitude et nature de la faille

Le calcul d'une magnitude de moment de façon empirique à partir d'une corrélation linéaire de M_S vers M_W n'est évidemment pas la façon noble d'en estimer une valeur. En effet, M_S reste un "vin de pays bâtard" et sans légitimité vis-à-vis d'un moment sismique. Le label " M_W " ne peut être donné que quand on a effectivement étudié les composantes spectrales du moment sismique à longues périodes.

La magnitude M_S , basée sur les ondes de surface téléseismiques, a été décrite par Gutenberg et Richter [1936] et développée par Gutenberg [1945]. Pour les séismes superficiels situés à des

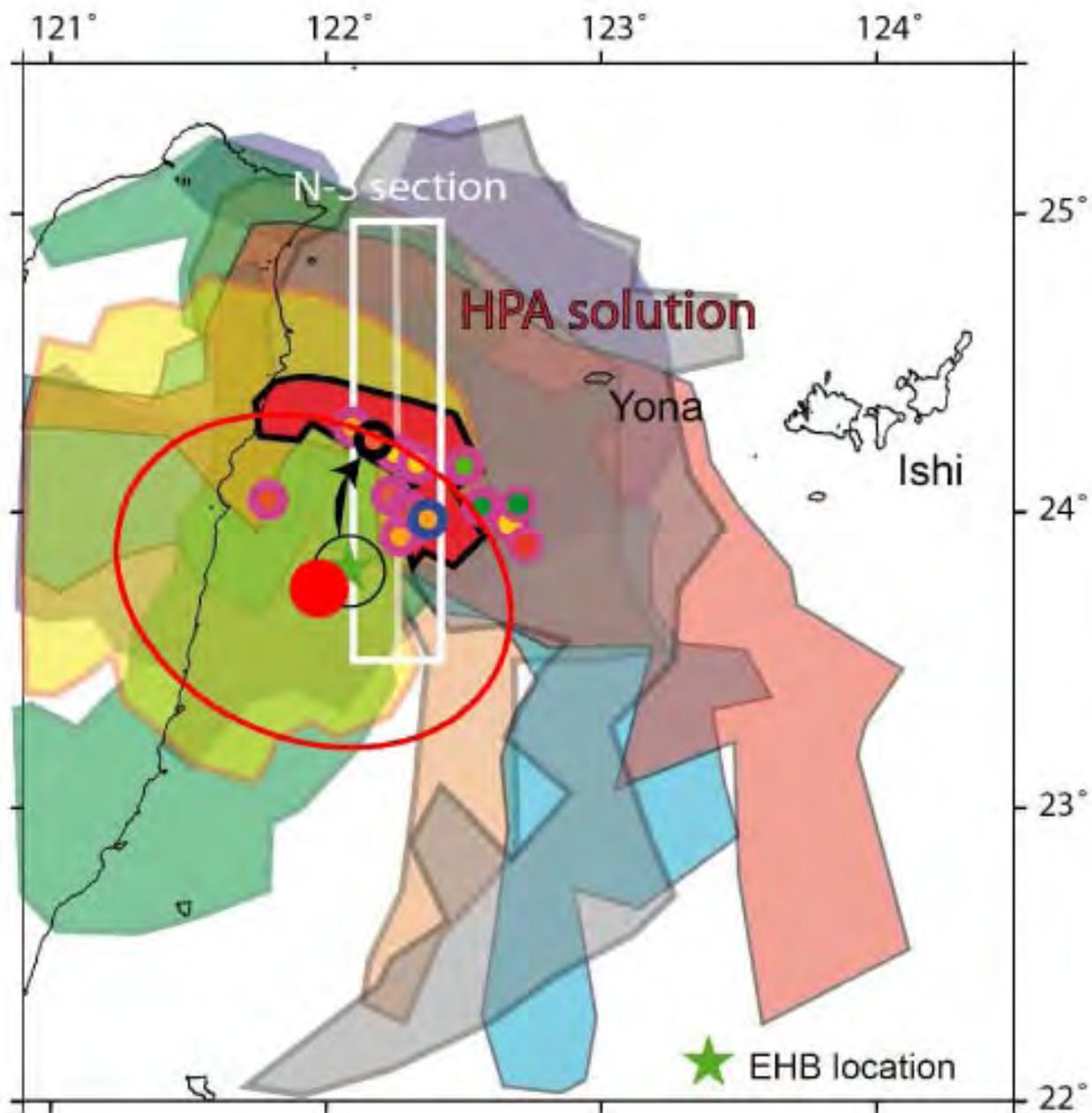


FIGURE 3.19: Nouvelle solution téléseismique et son ellipse de confiance superposée à la solution définie par localisation relative S-P (Partie 3.2, page 81). Courtoisie de Emile A.Okal.

distances épacentrales $15^\circ \leq \Delta \leq 130^\circ$, il proposa la formule :

$$M_S = \log(A_0) + 1.656 \cdot \log(\Delta) + 1.818 \quad (3.21)$$

où A est le maximum de déplacement observé (en microns) sur les ondes de surface sur la composante horizontale à 20 s de période. De nombreuses formules ont été proposées depuis. Elles ont été résumées par Vanek [1962] qui proposa la formule suivante :

$$M_S = \log((A/T)_{max}) + 1.66 \cdot \log(\Delta) + 3.3 \quad (3.22)$$

qui a été adoptée officiellement par l'association internationale de sismologie et physique de l'intérieur de la Terre (IASPEI). Dans l'équation 3.22 $(A/T)_{max}$ est le rapport A/T (amplitude/période) le plus grand de tous les groupes d'ondes sur un enregistrement. Pour T=20s cette équation devient presque identique à celle de Gutenberg et Richter.

Aki [1966,1967] montre que l'amplitude des ondes de très longues périodes est proportionnelle au moment sismique d'un séisme. Kanamori [1977] introduit le concept de magnitude de moment en sismologie. Cette magnitude ne peut être estimée qu'après avoir calculé le moment sismique.

$$\log(M_0) = 1.5 \cdot M_W + 9.1 \quad (3.23)$$

dans laquelle les constantes ont été choisies en unités internationales (N, m) pour correspondre à la magnitude de surface pour une certaine classe de séismes. La magnitude M_W est donc la seule magnitude basée sur les caractéristiques physiques de la source (théorie du double-couple et M_0). Aki [1973] a montré que $\log(M_0)$ augmente exponentiellement avec M_S . Cette corrélation peut être simplifiée comme $\log(M_0) \simeq 3 \cdot M_S$ lorsque $M_S > 7$ et $\log(M_0) \simeq M_S$ lorsque $M_S < 7$. Il faut donc se méfier d'une conversion empirique de M_S en M_W . Cependant, cette dernière a été estimée à partir uniquement des séismes régionaux de Taïwan obtenus à partir du catalogue de sismicité relativement large ce qui permet de limiter les erreurs sur la conversion. De plus, on constate qu'il n'y a pas de saturation de M_S lorsqu'on s'approche des magnitudes élevées et la régression linéaire est bien corrélée.

Quoiqu'il en soit, l'idéal serait de retrouver les sismogrammes de l'époque afin de calculer un moment sismique et peut-être un mécanisme au foyer. D'après Emile A. Okal, pour un séisme en 1920, et en fonction de son vrai moment sismique (autour de 8 ou 7.7 ± 0.2), on devrait avoir :

* des données Galitzine à De Bilt (station DBN) (Hollande) : les archives y sont excellentes et très bien documentées. Pour une magnitude 8, elles risquent cependant d'être écrêtées. Par contre, c'est l'idéal pour une magnitude 7.

* des données Wiechert à Göttingen (station GTT) (Allemagne), qui sont en principe stockées sur microfiche à l'USGS Golden au Colorado (USA). Elles risquent de faire double emploi avec De Bilt vu la faible distance entre les deux stations, mais si le séisme est vraiment fort, elles auraient l'avantage de ne pas être écrêtées.

* des données à Uppsala (station UPP) (Suède). Les archives y sont superbes mais comme il s'agit de sismomètre Wiechert, il est nécessaire que le séisme soit vraiment fort.

* peut-être des données ailleurs (Japon; mais distance trop faible) aussi stockées sur microfilms à Golden. Peu d'espoir en 1920 pour la Russie qui était en pleine révolution.

* des données à Paris-St Maur peut-être utilisables.

* des données vraisemblablement à Canberra (Australie) qui archive les données de River-view (Sydney).

* et enfin, des données à d'autres stations historiques (San Calixto (La Paz, Bolivie), Honolulu (Hawaii, USA), Ontario (Canada) ...) mais en 1920 cela risque de ne pas être fameux. Une liste de stations est disponible sur <http://neic.usgs.gov/neis/stationbook/stationlist.html>.

A partir de ces données, on peut calculer des amplitudes spectrales des ondes de surface (L et R) a longue période. Il pourrait être possible de faire une inversion de moment de tenseur à partir de ces amplitudes (en négligeant la phase entachée d'erreurs d'horloge) à partir de trois ou quatre stations réparties en azimuth en utilisant la méthode PDFM [Reymond et Okal, 2000; Okal et Reymond, 2003] mais cela dépendra des données retrouvées. Néanmoins, s'il n'y a pas assez de stations, on pourra essayer de déduire une estimation du moment sismique scalaire en utilisant un mécanisme CMT d'un évènement récent supposé analogue. Les données n'ayant pas été récupérées pour le moment ce travail sera réalisé plus tard.

L'expérience marine RATS (Ryukyu Arc : Tectonic and Seismology)

Contents

4.1	Les campagnes RATS1 et RATS2	122
4.1.1	Objectifs des deux expériences marines	122
4.1.2	Choix de la position des instruments et source	122
4.2	RATS 2 : Résultats	127
4.2.1	Le profil de sismique réflexion	127
4.2.2	Inversion des premières arrivées	127
4.2.3	Modélisation directe à partir des phases réfléchies et réfractées	127
4.2.4	Discussion-Interprétations	130
4.3	Construction d'un modèle de vitesse 3D	134
4.3.1	Topographie des interfaces	134
4.3.2	Sections 2D-interpolations	134
4.3.3	Le modèle de vitesse	137

Abstract

Ce chapitre décrit les expériences de géophysique marine qui ont été menées à l'est de Taïwan le long de la marge des Ryukyus. RATS1 correspond à l'expérience de sismologie passive d'une durée de trois mois du 19 juillet au 22 octobre 2010. RATS2 correspond à une expérience de sismique active combinant sismique réflexion et réfraction qui s'est déroulée en mai 2009. Le choix des localisations des instruments, autant pour RATS1 que RATS2, est présenté de même que les résultats de l'expérience de sismique active RATS2. Enfin, ce chapitre se termine en montrant la démarche qui a été suivie pour construire un nouveau modèle de vitesse 3D (upgrade de celui proposé par Font et al [2003]) qui utilise les données de RATS2 et les travaux récents de tomographie sur l'île de Taïwan.

4.1 Les campagnes RATS1 et RATS2

4.1.1 Objectifs des deux expériences marines

Les expériences de géophysique marine, menées au cours de ce travail, avaient deux objectifs principaux :

1. Imager :

- la structure superficielle à partir de la sismique active grâce aux données de sismique réflexion
- la structure de vitesse superficielle et profonde grâce aux données de sismique active (réflexion et réfraction) et les données de sismologie passive

2. Améliorer la localisation des séismes :

- en améliorant la couverture azimutale
- en améliorant la connaissance des structures de vitesse utilisées dans le processus de localisation des séismes

4.1.2 Choix de la position des instruments et source

Nous avons positionné les instruments en prenant en compte la position du cluster de sismicité de Hoping tel qu'il a été localisé dans le modèle de vitesse Font et al., [2003]. Le cluster de sismicité de Hoping forme une bayonnette alignée le long du canyon de Hoping et possédant deux branches N-S (Figure 4.1). Ces deux branches encadrent le haut de socle proposé par Font et al. [2001] à partir de données de sismique réflexion. Les instruments ont été disposés pour former une médiatrice au cluster de Hoping et être perpendiculaire à la structure de la marge pour la sismique active et, autour et au-dessus du cluster de sismicité pour la sismologie passive (Figures 4.2 et 4.3). La ligne de sismique active est légèrement oblique par rapport à l'axe du haut de socle structural (Figure 4.4).

Pour l'expérience de sismologie passive, 12 instruments courte-période ($T_0=4.5\text{Hz}$) du parc INSU ont été déployés à partir d'une localisation définie par nos soins. D'autres OBS (Ocean Bottom Seismometer) proches de notre zone d'étude ont été utilisées pour compléter la couverture azimutale : 3 OBS de la NTOU (National Taiwan Ocean University) courte-périodes de type micro-OBS (Ifremer) et 7 instruments large bande du US National OBSIP (Ocean Bottom Seismograph Instrument Pool) (Figure 4.2). Ces instruments seront décrits dans le chapitre 6 au moment du traitement des données.

Pour l'expérience de sismique réfraction, 24 OBS ont été déployés dont : 4 micro-OBS et 15 OBS courte-période de l'Ifremer, et 6 micro-OBS de la NTOU. Les instruments ont été déposés le long de la ligne avec des distances variables le long du profil afin d'obtenir une plus forte densité au niveau de l'avant-arc des Ryukyus (Figure 4.4). En collaboration avec le projet TAIGER (<http://taiger.binghamton.edu/AboutTAIGER.htm>), une source de 20 canons à air d'une capacité totale de 6600 in^3 déployée par le navire américain *Marcus Langseth* a été utilisée.

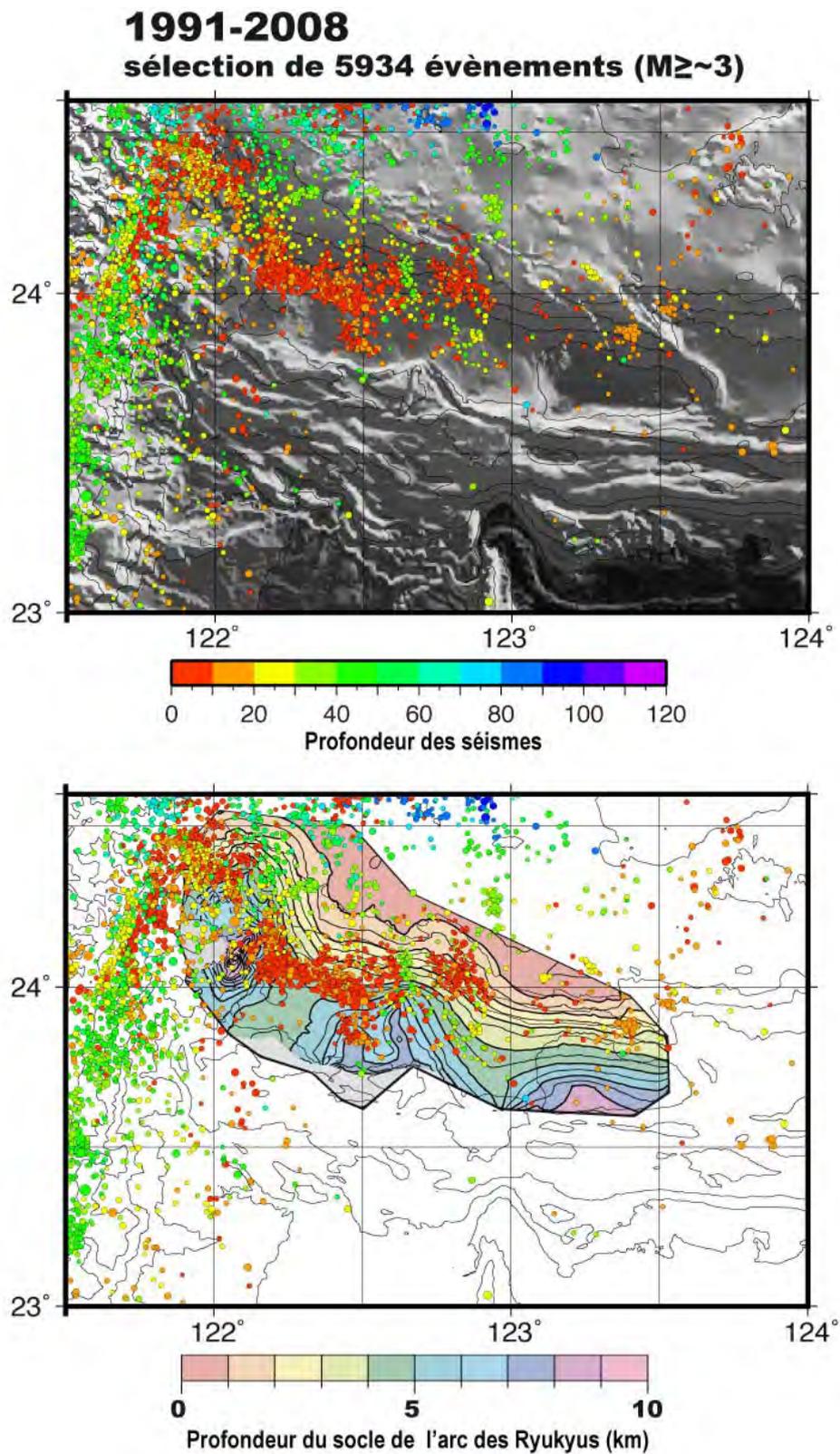


FIGURE 4.1: Carte de localisation des séismes enregistrés par au moins trois stations sismologiques du réseau Taïwanais, le CWB (Central Weather Bureau), et une station du réseau Japonais, le JMA (Japanese Meteorological Agency). Ces séismes ont été localisés dans le modèle 3D a-priori de Font et al. [2003] à partir de la méthode de localisation MAXI2.0 (voir Chapitre 6). Sur 11478 séismes qui ont été localisés, 5934 évènements ont été sélectionnés sur les critères de confiance de la méthode de la localisation (voir chapitre 6).

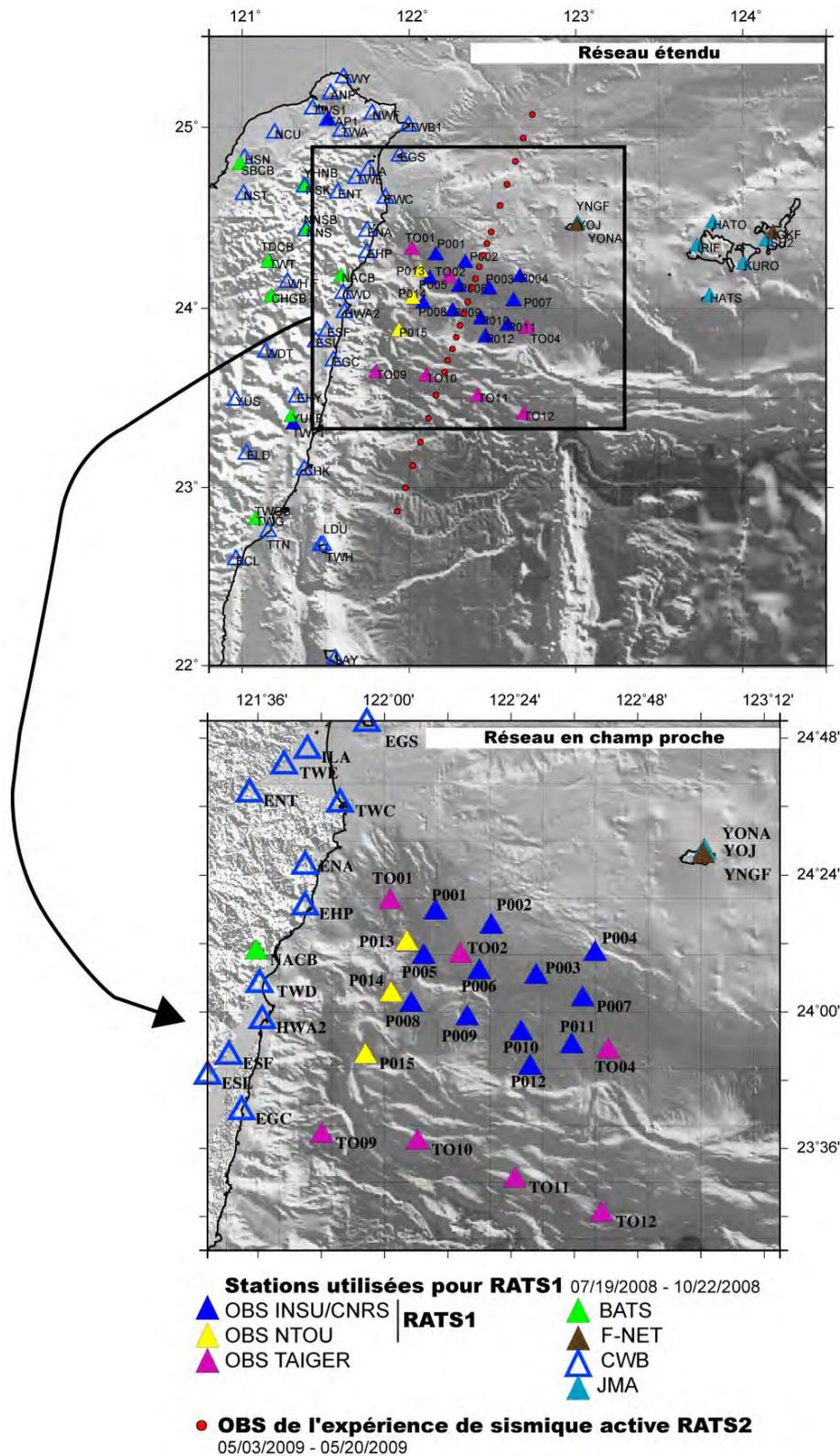


FIGURE 4.2: Carte de localisation des instruments utilisés pour les expériences RATS1 et RATS2. D'une part les OBS déployés en mer (à la fois pour RATS1 et RATS2) et de l'autre les stations sismologiques des réseaux permanents CWB (Central Weather Bureau), BATS (Broadband Array for Taiwan Seismology) et JMA (Japanese Meteorological Agency) utilisés pour compléter le réseau de l'expérience de sismologie passive. Deux grilles différentes (taille des cadres) seront utilisées dans les chapitres suivant : en haut la grille LARGE et en bas la grille MEDIUM.

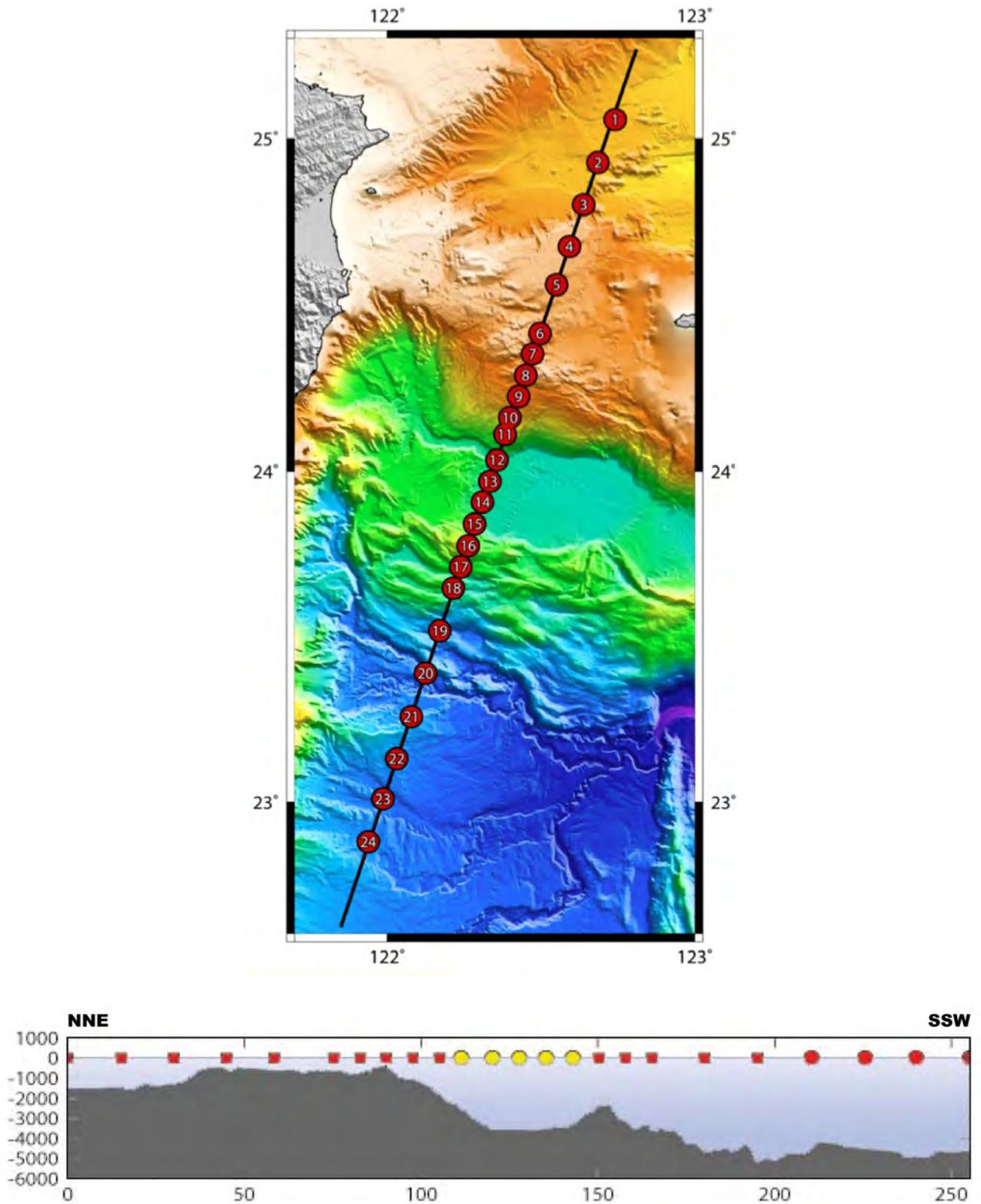


FIGURE 4.3: Carte de localisation des OBS utilisés pour l'expérience de sismique réfraction. Le numéro des OBS est indiqué. Les carrés rouges correspondent aux OBS courte-période de l'Ifremer, les ronds rouges correspondent aux micro-OBS de l'Ifremer et enfin les ronds jaunes correspondent aux micro-OBS de la NTOU.

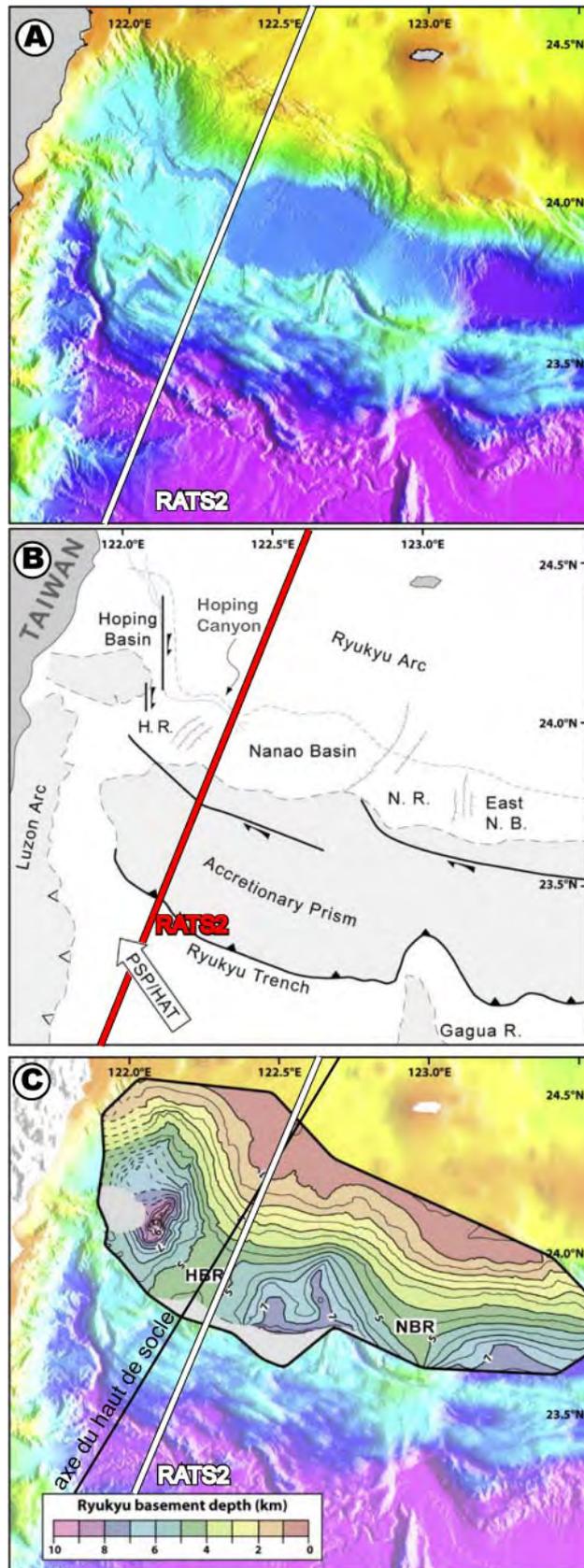


FIGURE 4.4: Position de la ligne de sismique active RATS2 par rapport (A) à la bathymétrie, (B) aux données tectoniques et (C) au haut de socle de l'avant-arc des Ryukyus. HBR = Hoping Basement Rise ; NBR = Nanao Basement Rise ; H.R. = Hoping Rise ; N.R. = Nanao Rise ; East N. B. = East Nanao Basin.

4.2 RATS 2 : résultats

La sismique réfraction a fait l'objet d'un article accepté dans la revue *Tectonophysics* : Klingelhoefer F., Berthet T., Lallemand S., Schnurle P., Lee C.-S., Liu C.-S., McIntosh K. and Theunissen T. – Velocity structure of the Southern Ryukyu margin east of Taiwan : results from the ACTS wide-angle seismic experiment - ISSN 0040-1951, 10.1016/j.tecto.2011.10.010. (<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195111004161>)

Les résultats sont rappelés ici suivis d'une discussion.

4.2.1 Le profil de sismique réflexion

Le profil de sismique réflexion (Figure 4.5) révèle la structure superficielle. Le toit de la croûte océanique de la PSP qui plonge sous l'arc des Ryukyus est identifiable mais est très chaotique. Il est possible de suivre sa trace jusqu'à environ 10 km de profondeur sous le prisme. A cette profondeur les réflecteurs de ne sont pas bien marqués mais il est possible de distinguer une courbure importante. Aucun réflecteur ne montre la présence de sédiments parallèles au toit de la croûte océanique passant en subduction. Au nord sous le bassin de Nanao, il est possible de suivre la trace du socle de l'arc, assez chaotique, sous les sédiments mais les réflecteurs disparaissent à l'approche de la ride de Yaeyama. Entre ce point et le milieu du prisme d'accrétion, il n'y a aucun réflecteur fort du toit du socle de l'avant-arc ou bien de la plaque plongeante en profondeur. Il est cependant possible d'identifier une tendance générale des réflecteurs de faible amplitude montrant une inclinaison, dans la même direction que la plaque plongeante, sous le bassin de Nanao dans le socle de l'avant-arc [Lallemand et al., 2010].

4.2.2 Inversion des premières arrivées

La couverture de rais de l'inversion tomographique ne permet pas de résoudre correctement au-delà de 15 km de profondeur car il n'a pas été possible de pointer les premières arrivées loin de la source (100 km en moyenne) (Figure 4.6). L'inversion tomographique donne un résultat stable vis-à-vis du modèle initial utilisé et le test de l'échiquier montre que l'inversion est capable de résoudre des anomalies (1) de 10×5 km jusqu'à 5-10 km de profondeur tout le long du profil, (2) de 20×10 km jusqu'à 15 km de profondeur sous la croûte océanique du bassin de Huatung jusque sous l'avant-arc mais pas sous l'arc et sous le bassin d'Okinawa et, (3) de 40×15 km sur l'ensemble du modèle. Au final le modèle de vitesse issu de l'inversion ne descend pas au-delà de 25 km de profondeur et possède une bonne résolution jusqu'à 15 km de profondeur sous le bassin de Huatung et sous l'avant-arc.

4.2.3 Modélisation directe à partir des phases réfléchies et réfractées

L'interprétation des phases et l'explication de certains résidus a permis de définir des interfaces et des gradients de vitesse à l'origine du modèle en couches visible sur la figure 4.7. Les différentes couches sont construites par essai-erreur en cherchant à contraindre les vitesses des couches à partir des phases réfractées et des réfléchies profondes. Les interfaces superficiels sont contraints par les réfléchies du profil de sismique réflexion. Le toit du slab introduit

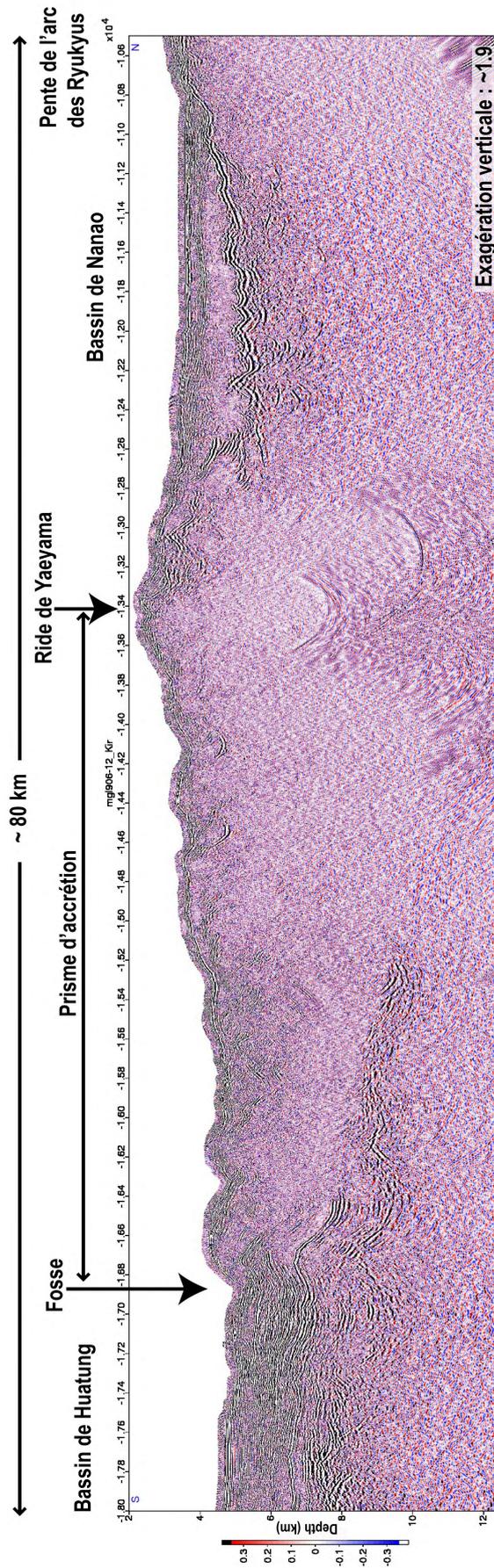


FIGURE 4.5: Extrait du profil de sismique réflexion migré en profondeur au niveau du prisme d'accrétion et de l'avant-arc des Ryukyus.

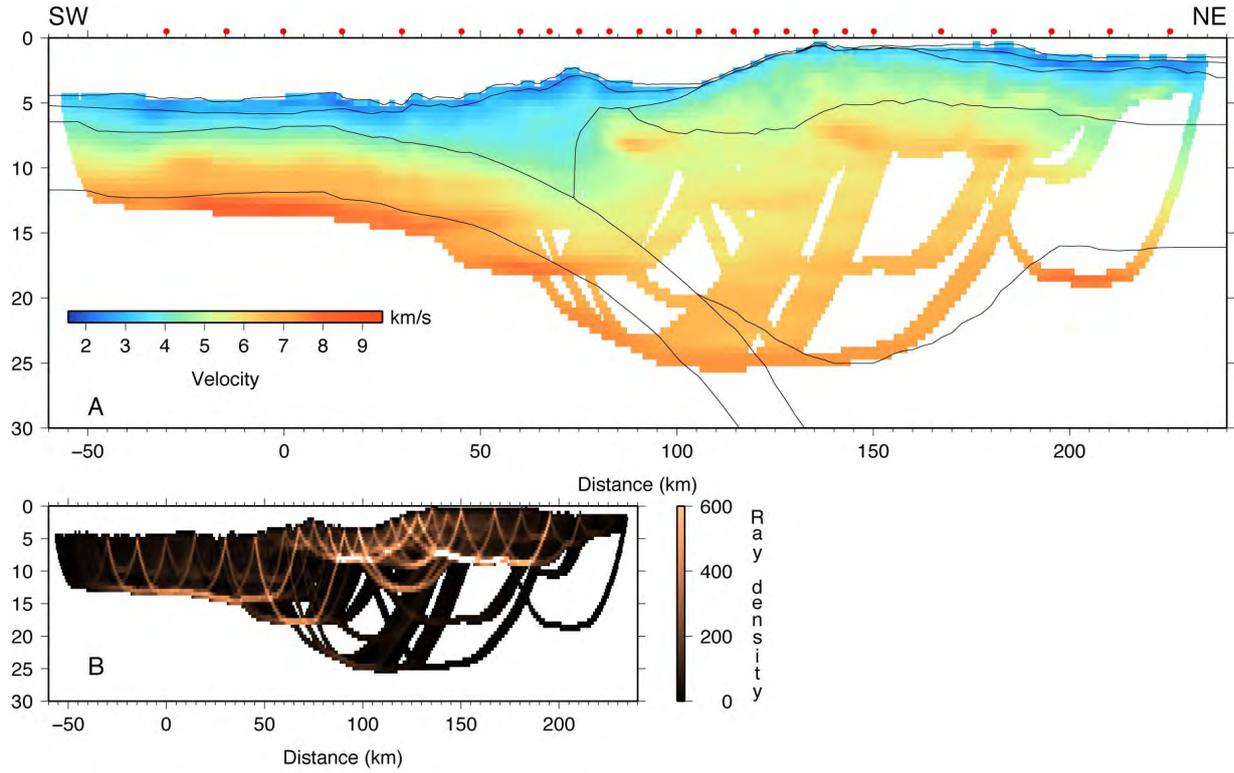


FIGURE 4.6: (A) Résultat de l'inversion tomographique des temps des premières arrivées à partir d'une grille de 0.5 km x 0.5 km. Les interfaces utilisées pour la modélisation directe sont ajoutées par-dessus. La localisation des OBS est indiquée par des cercles rouges. (B) Densité de rais des premières arrivées comptabilisée sur la grille d'inversion.

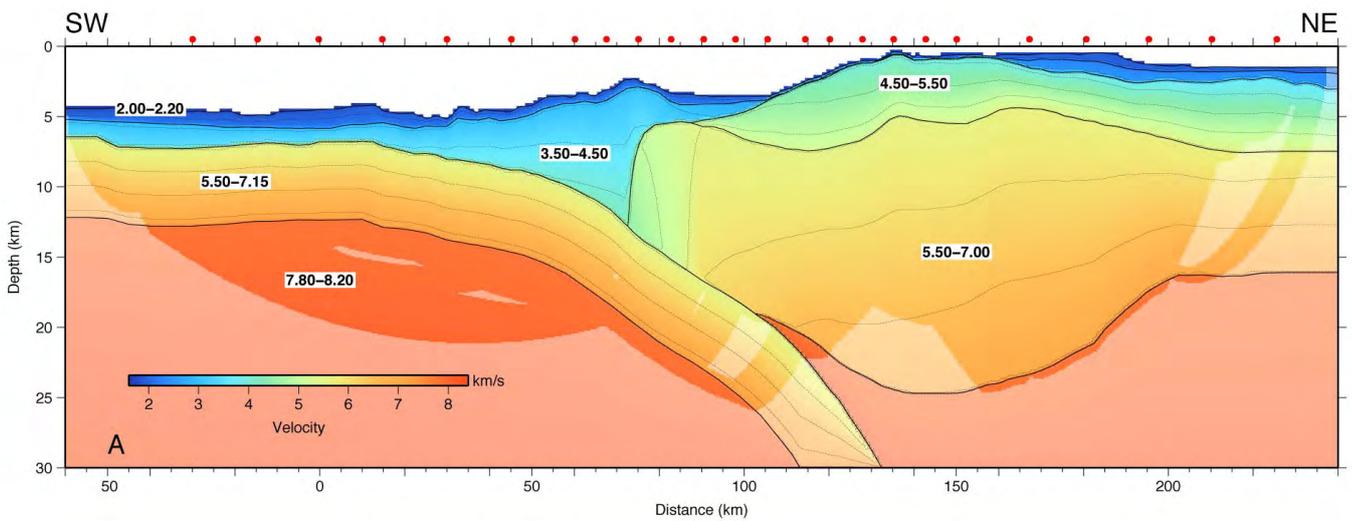


FIGURE 4.7: Résultat de la modélisation directe des premières arrivées et des phases tardives réfléchies et/ou réfractées.

initialement correspond à celui de Font et al., [2003]. L'approche a consisté à privilégier les structures simples pour expliquer les observations et à fonctionner par itération pour aboutir au modèle final. Il s'agit donc d'une solution possible parmi une infinité mais elle respecte les observations en privilégiant une structure simple.

Le résultat des modèles de vitesse (inversé et direct) révèle que :

- les sédiments épais d'environ 3 km à la fosse ont des vitesses entre 3.5 et 4.5 km/s.
- la croûte océanique est d'environ 6 km d'épaisseur et est marqué par une série deux courbures : sous le prisme d'accrétion juste avant la ride de Yaeyama et sous le bassin de Nanao à l'aplomb du canyon de Hopping. Ces deux observations sont peut être à considérer avec prudence puisqu'elle sont situées en profondeur là où la couverture de rais est plus faible mais aussi très dépendant de la structure de vitesse susjacent.
- les vitesses dans le manteau sont de 7.8 km/s sous le Moho océanique à 8.2 km/s à 20 km de profondeur dans le bassin de Huatung à l'aplomb de la fosse.
- un gradient fort de vitesse sur 4-5 km d'épaisseur qui caractérise la croûte supérieure, sous les sédiments de l'arc des Ryukyus avec des vitesses entre 4.5 et 5.5 km/s et d'un croûte inférieure avec des vitesses de 5.5 à 7.0 km/s. L'arc des Ryukyus a certainement un Moho situé à 25 km de profondeur.
- la plaque plongeante montre un angle assez faible d'environ 12° au niveau du contact interplaque crustal et une courbure importante du slab commence à l'aplomb du canyon de Hopping.
- l'extrémité de l'avant-arc est marquée par une géométrie sub-verticale et des vitesses des ondes P assez faibles entre 4.5 et 5.5 km.s. L'inversion tomographique suggère aussi une marge de type surplombante puisque l'on constate une inversion de vitesse entre la base, en contact avec le toit de la croûte océanique, et le sommet du socle de l'avant arc sous le bassin de Nanao.

4.2.4 Discussion-Interprétations

Une épaisseur de croûte océanique de 6 km d'épaisseur est plus faible que les précédentes lignes de sismique active dans le bassin de Huatung 7-8 km voire 10-12 km sous les bassins d'avant-arc. Pour une épaisseur aussi faible de la croûte océanique en considérant un âge de 130 Ma il est à présent difficile d'expliquer la profondeur moyenne faible du plancher océanique du bassin de Huatung à partir d'un calcul d'isostasie à l'équilibre. Faut-il envisager une lithosphère océanique plus jeune ou considérer une situation qui n'est pas l'équilibre ?

L'extrémité de la marge sub-verticale, mise en évidence par RATS2, est en accord avec la présence de la ride de Yaeyama et la faille associée conséquence du partitionnement de l'obliquité au niveau du prisme d'accrétion [Dominguez et al., 1998 ; Lallemand et al., 1999]. Cela correspond à un mouvement décrochant du prisme d'accrétion vers Taïwan de l'ordre de 3.7 ± 0.7 cm/an [Dominguez et al., 1998]. Martinez et al. [2002] avaient démontré sur la base d'expérience analogiques que l'origine de cette limite structurale bien marquée séparant le prisme d'accrétion de l'avant-arc pouvait être la conséquence d'une marge verticale dans un contexte de convergence oblique (4.8).

L'origine de la marge verticale pourrait avoir deux origines (qui peuvent être compatibles

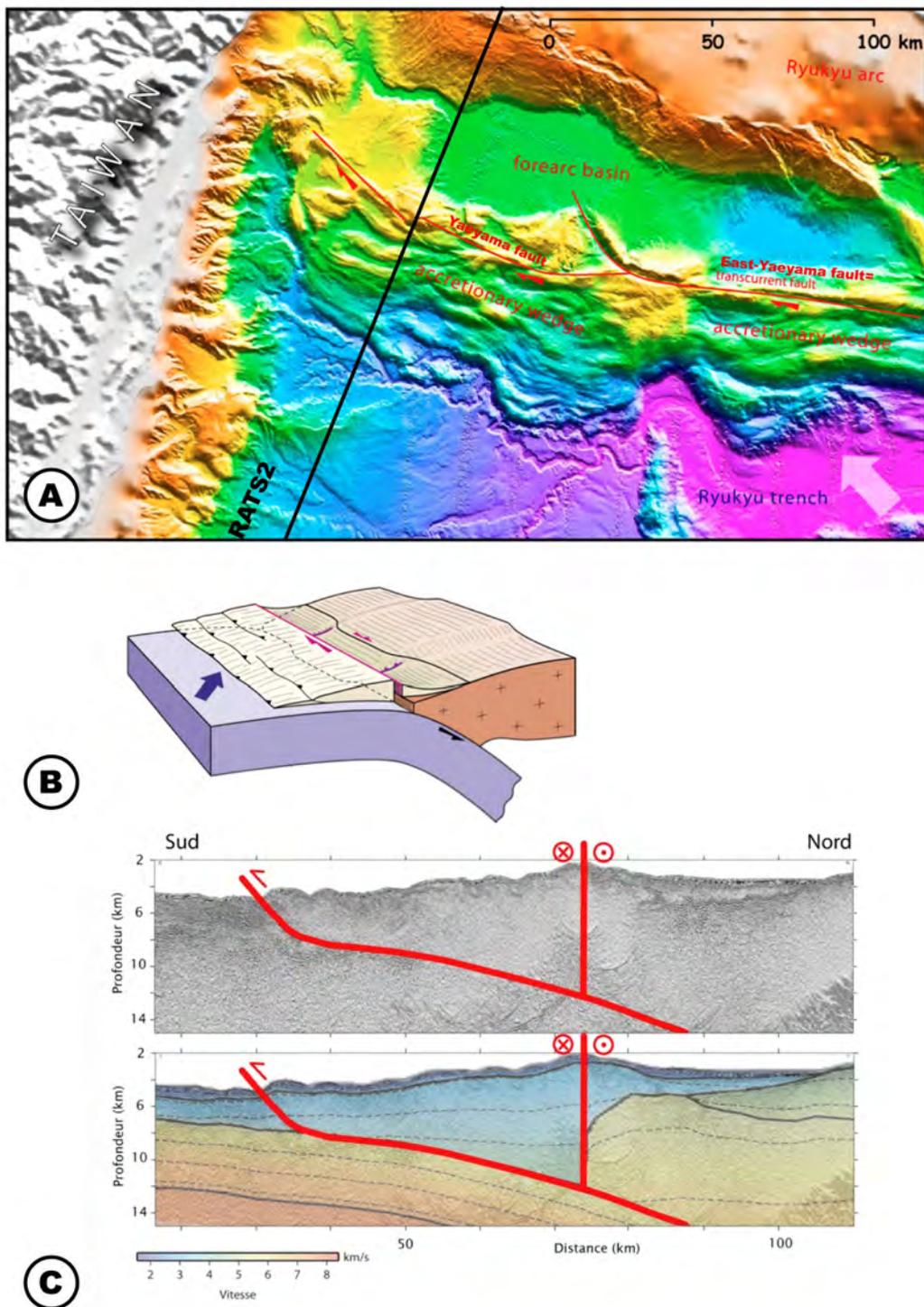


FIGURE 4.8: (A) Localisation de la faille de Yaeyama le long de la marge sud de la subduction des Ryukyus à l'est de Taïwan. (B) Bloc 3D montrant le partitionnement de la déformation le long du contact entre le prisme d'accrétion et l'avant-arc en relation avec une extrémité de socle vertical [Lallemand et al., 1999]. (C) Interprétation reportée sur le profil de sismique réflexion et sur la modélisation directe de la campagne active RATS2.

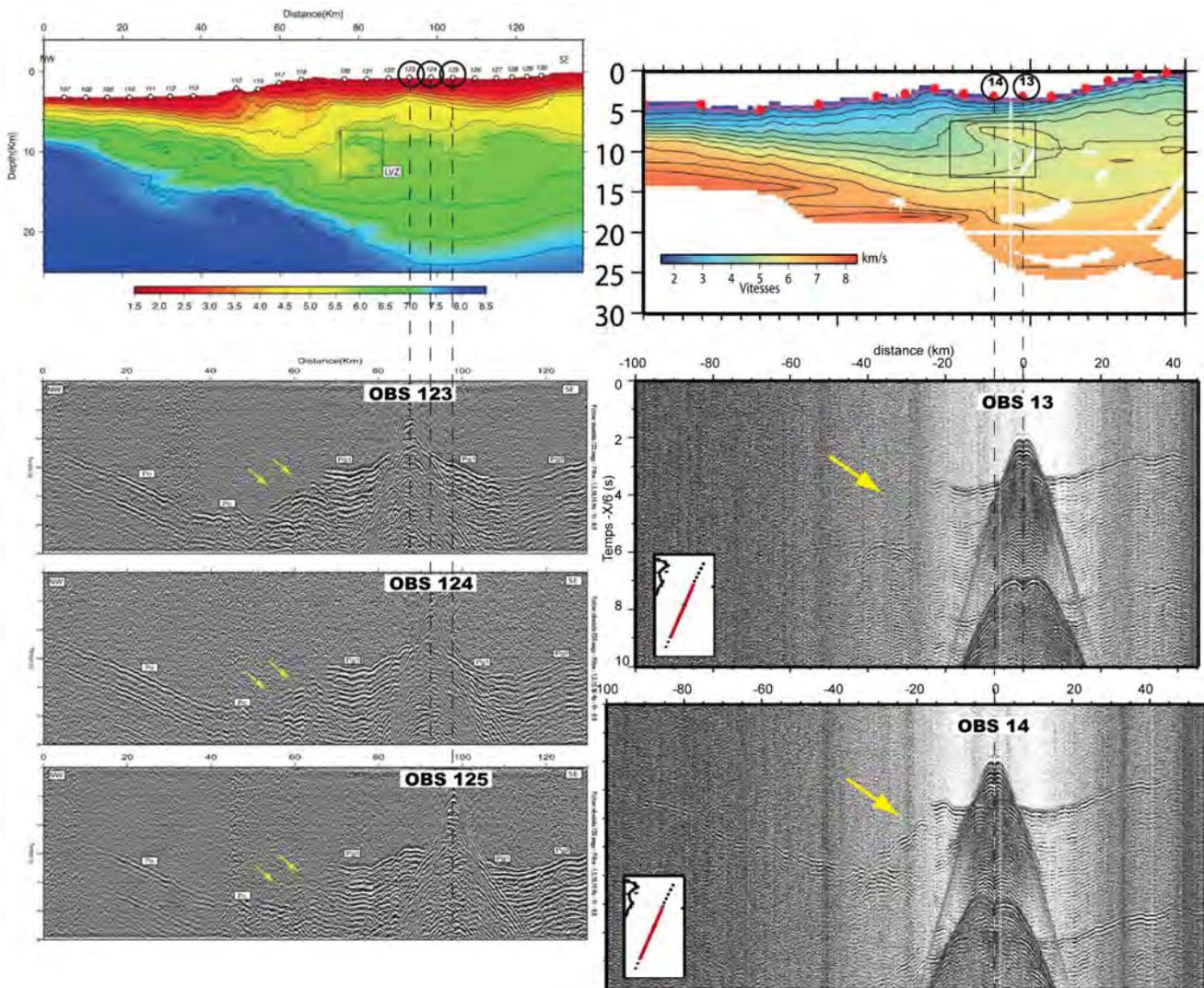


FIGURE 4.9: Inversion de vitesse dans l'avant-arc dans les profils d'inversion des premières arrivées et zone d'ombre dans les arrivées des ondes réfractées enregistrées par les OBS situés sur l'avant-arc. A gauche : Cas de la marge Nord-Equateur [Agudelo, 2005]., A droite : RATS2.

l'une avec l'autre) :

- Une cause génétique : avec l'hypothèse de la pénétration de la PSP à travers la marge passive chinoise via un déchirement de la croûte continentale certainement à la faveur d'anciennes failles normales [Lallemand et al., 2001]
- Une érosion de la marge importante [Lallemand et al., 2010] certainement liée au passage de l'arc de Luzon ces 4 derniers millions d'années.

La possibilité d'une marge surplombante visible par une inversion de vitesse d'environ 1 km/s dans le modèle de vitesse inversé ou encore visible dans le profil d'arrivée des ondes sismiques des OBS 13 et 14 par une zone d'ombre (Figure 4.9) rappelle les résultats de Agudelo [2005] au niveau de la marge active Nord Équateur où une faille hors-séquence a été identifiée. De même, au cours de la modélisation directe, un gradient de vitesse inverse est nécessaire pour expliquer la forme et les temps d'arrivées de quelques ondes réfractées.

Il peut s'agir d'une zone très déformée où doivent circuler de nombreux fluides riches en éléments comme peut nous le suggérer la présence d'une Galathée des grands fonds sur l'OBS N° 12 (proche de la faille de Yaeyama) au moment de la récupération (voir chapitre 6)). La géométrie de l'anomalie de vitesse et les quelques réflecteurs inclinés sous le bassin de Nanao suggèrent une zone de failles hors-séquences difficilement imageable en relation avec un milieu qui disperse trop l'énergie des ondes sismiques. Pour expliquer la combinaison "butoir vertical" + "zone déformée à faible vitesse", deux possibilités sont envisagées : une accrétion basale des éléments d'érosion de la marge après le passage de l'arc de Luzon il y a un peu moins d'un million d'années ou alors un butoir à l'origine vertical qui a été hautement déformé par le passage de l'arc de Luzon (avec une possible accrétion de morceaux d'arc au passage). Dans les deux cas, le résultat pourrait être une déformation hors-séquence importante (Figure 4.10).

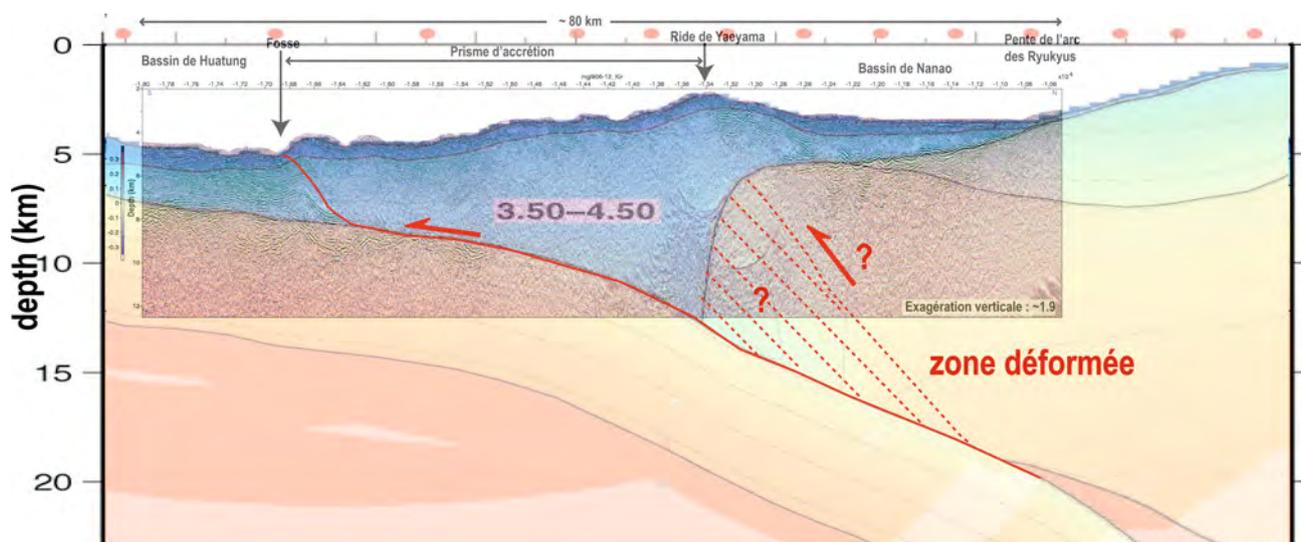


FIGURE 4.10: Déformation hors-séquence dans l'avant-arc pour expliquer la zone à faible vitesse. Superposition de figures 4.5 et 4.7.

4.3 Construction d'un modèle de vitesse 3D

La construction du modèle de vitesse est basée sur la mise à jour du modèle de vitesse de Font et al. [2003]. Il incorpore une mise à jour de la forme du slab en profondeur à partir de l'interprétation des séismes EHB [Engdahl et Villasenor, 2002] et de la vitesse des ondes P dans le slab plongeant. Les données de la campagne RATS2 ont permis de mettre à jour la structure de la marge et les vitesses associées. La construction du modèle s'est réalisée en deux étapes :

1. mise à jour des grilles des différents interfaces utilisés pour définir les différentes couches du modèle.
2. construction par itération d'un modèle 3D à partir de sections 2D

4.3.1 Topographie des interfaces

Les différents interfaces qui ont été utilisés sont (Figure 4.11) :

- la topographie provenant du SRTM 90 m et la bathymétrie (100 m) provenant de la campagne ACT [Lallemand et al., 1997].
- le toit des sédiments
- le toit et le Moho de la plaque de la Mer des Philippines
- le toit et le Moho de l'arc des Ryukyus
- une limite fictive dans le manteau supérieur sous la croûte océanique localisée à 30 km de profondeur afin de prendre en considération le gradient de vitesse dans cette partie du manteau

En mer, les grilles 2D (x,y,z) , où z représente la profondeur de l'interface considéré, issues de la construction du modèle de Font et al. [2003], ont été utilisées pour produire une série de sections 2D entre 0 et 200 km de profondeur. Ces grilles ont été mises à jour manuellement dans un premier temps afin de prendre en compte une meilleure géométrie de la marge et du slab. Un échantillonnage tous les 5 km a été choisi et 38 sections 2D ont été générées et mises à jour.

A terre, le modèle de vitesse de Wu et al. [2009], issu d'une inversion locale des temps d'arrivées T_P et T_S des stations CWB et JMA, et des différences $T_S - T_P$ du réseau accélérométrique TSIMP sur la période 1991-2007, a été utilisé. C'est le modèle le plus récent et celui qui prend en compte le plus de données dans la région de Taïwan. Afin de rendre compatible la grille a-priori en mer et le résultat de l'inversion à Terre, la construction a été réalisée parallèle à la chaîne.

4.3.2 Sections 2D-interpolations

4.3.2.1 Méthode de construction des sections 2D

Les lignes 2D sont construites à partir du programme *xvm* provenant de *RAYNvr* classiquement utilisé pour les modélisations directes de la sismique active grand-angle [Zelt and Ellis 1988; Zelt and Smith 1992]. Les interfaces sont définis par des noeuds auxquels sont attribués une vitesse au-dessus et une vitesse au dessous (Figure 4.12). Une interpolation linéaire le long des interfaces entre chaque noeud et en profondeur est ensuite réalisée pour produire un modèle de vitesse 2D. Une grille de 1 km x 1 km est utilisée pour réaliser cette interpolation. Cette

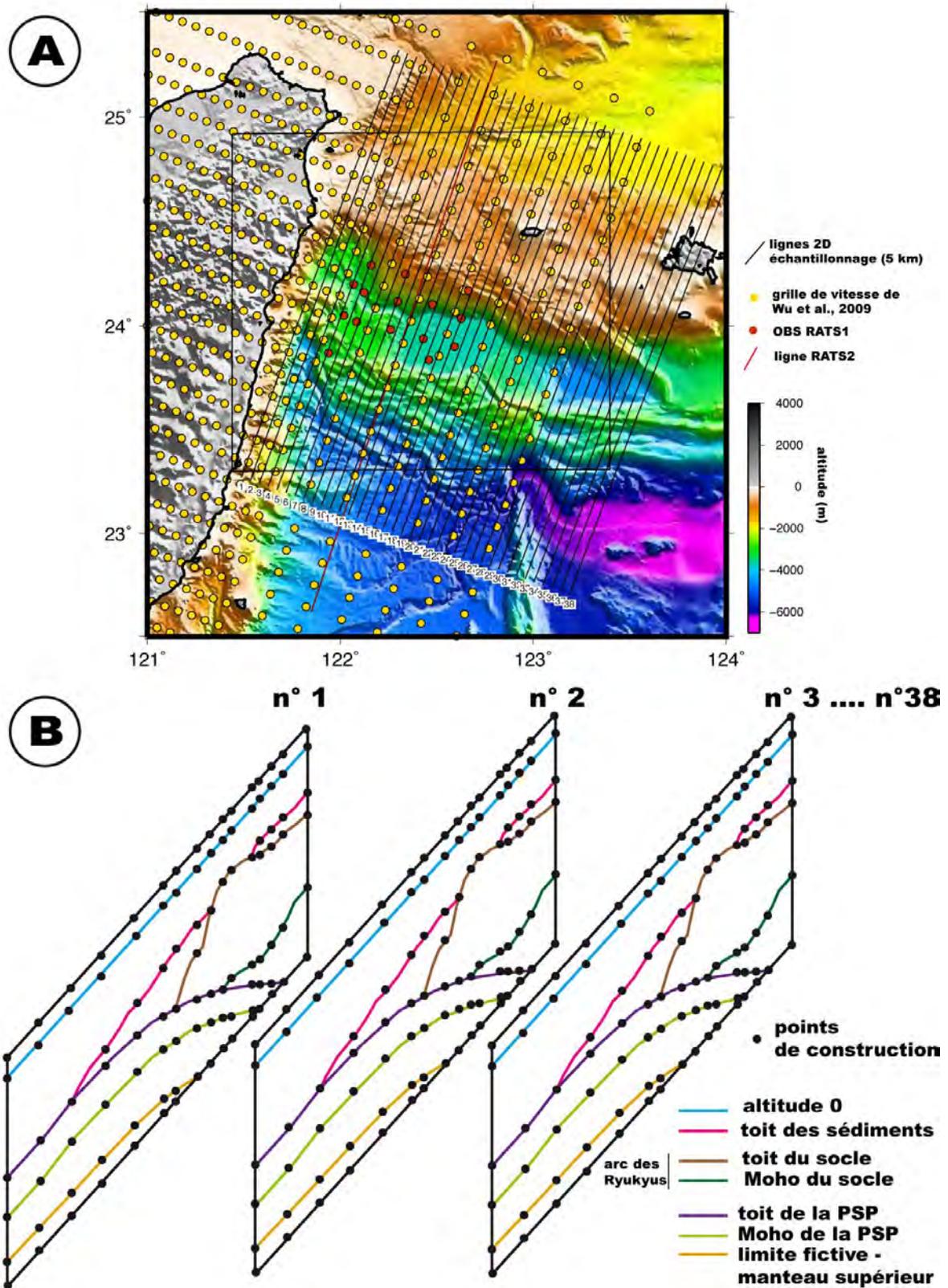


FIGURE 4.11: Éléments de construction du modèle de vitesse 3D a-priori dans la région proche de la zone d'étude. En A, carte représentant la position des noeuds de vitesse de la grille d'inversion de Wu et al. [2009] utilisés pour le modèle à terre et la position des lignes 2D construites à partir de la géométrie 3D des interfaces majeures utilisées en mer (B). Le carré noir correspond à la grille finale MEDIUM alors que le cadre général correspond approximativement à la grille LARGE (voir figure 4.2).

étape est réalisée sur les 38 sections puis une nouvelle interpolation réalisée perpendiculaire aux lignes 2D est réalisée tous les 1 km sur la grille d'interpolation à partir du même code. Au final, un modèle de vitesse en 1 km x 1 km x 1 km est obtenu.

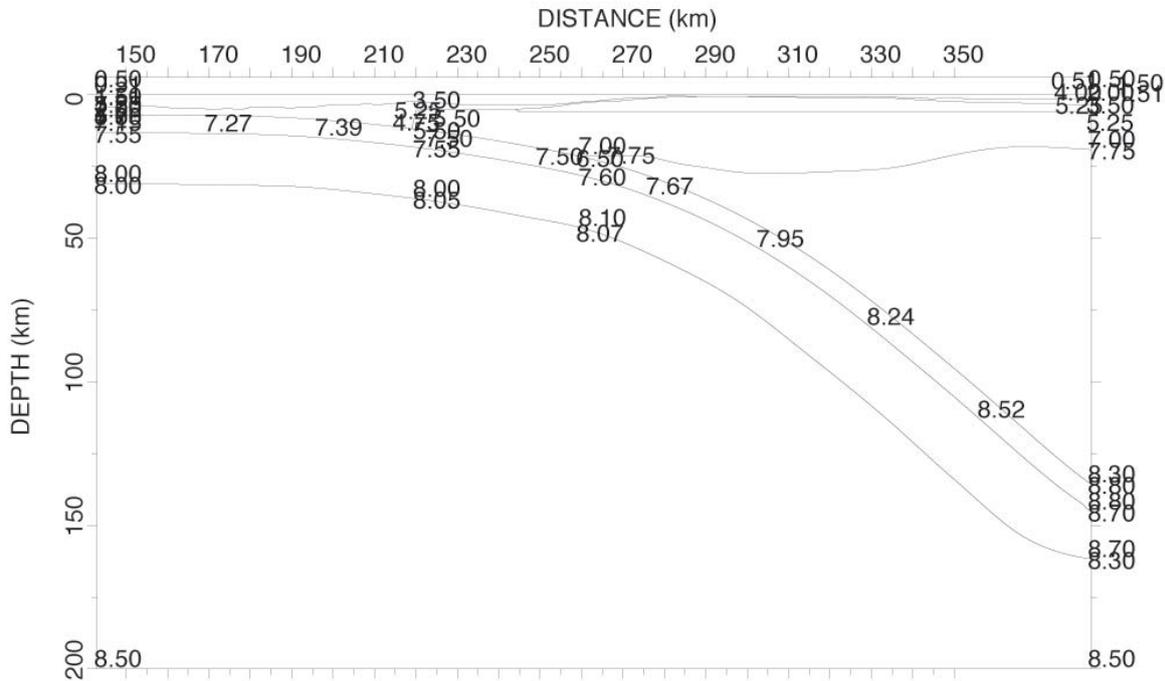


FIGURE 4.12: Exemple d'une section 2D et les noeuds de vitesse associée dans le programme xvm (RAYinvr) [Zelt and Ellis 1988 ; Zelt and Smith 1992].

4.3.2.2 Choix des vitesses

Les vitesses dans la partie superficielle sont directement issues des vitesses obtenues dans le modèle direct RATS2. En profondeur, les vitesses dans le manteau supérieur de la PSP ont été attribuées à partir des données RATS2 et de de Wu et al. [2009]. Dans le manteau supérieur sous l'arc des Ryukyus et sous le bassin d'Okinawa, les vitesses ont aussi été attribuées à partir du modèle de Wu et al. [2009]. Les vitesses dans le slab ont été estimées relativement à la profondeur à laquelle la différence de vitesse entre le slab et le manteau environnant s'inverse. A partir d'une certaine profondeur entre 60 km et 120 km environ proche de Taïwan, les vitesses dans le slab deviennent plus rapides que dans le manteau environnant [Chou et al, 2009 ; Wu et al., 2009].

4.3.2.3 Interpolations et résolution du modèle

Avant de lier les modèles à terre et en mer, le modèle de Wu et al. [2009] est interpolé sur des sections \sim NE-SW de longueur identique et parallèles aux sections en mer (Figure 4.11) le long des noeuds d'inversion, puis le modèle est interpolé perpendiculairement à ces sections en 1 km x 1 km en utilisant la section en mer n° 1 comme limite ouest pour la transition terre-mer.

Une série de sections N-S est alors construite à travers ce modèle en 1 km x 1 km x 1 km pour produire une grille N-S. La grille obtenue interpolée aussi en 1 km x 1 km x 1 km est ré-échantillonnée en fonction de son utilisation (localisation avec le code MAXI, inversion avec le code de tomographie).

La résolution du modèle de vitesse dépend de la qualité des grilles 2D des interfaces et l'échantillonnage initial des sections 2D à travers ces grilles. Les grilles sont construites à partir des données géophysiques disponibles [e.g. Font et al., 2001, 2003] mais de nombreux endroits sont extrapolés à partir des zones connues. Il s'agit là de la limite du modèle *a-priori*. L'échantillonnage des grilles des interfaces avec des sections tous les 5 km donne une bonne approximation des structures réelles où les variations latérales sont importantes et rapides. L'interpolation finale sur des noeuds espacés tous les 1 km permet d'avoir une très bonne résolution vis-à-vis des sauts de vitesse de part et d'autres des interfaces. Cependant, ce modèle sera utilisé par la suite avec des blocs de vitesse de 4x4x1 (localisation MAXI avec les OBS), 10x10x3 (localisation MAXI avec le réseau permanent) et 10x10x6 (grille d'inversion pendant la tomographie) en relation avec la paramétrisation des différentes méthodes qui seront utilisées par la suite.

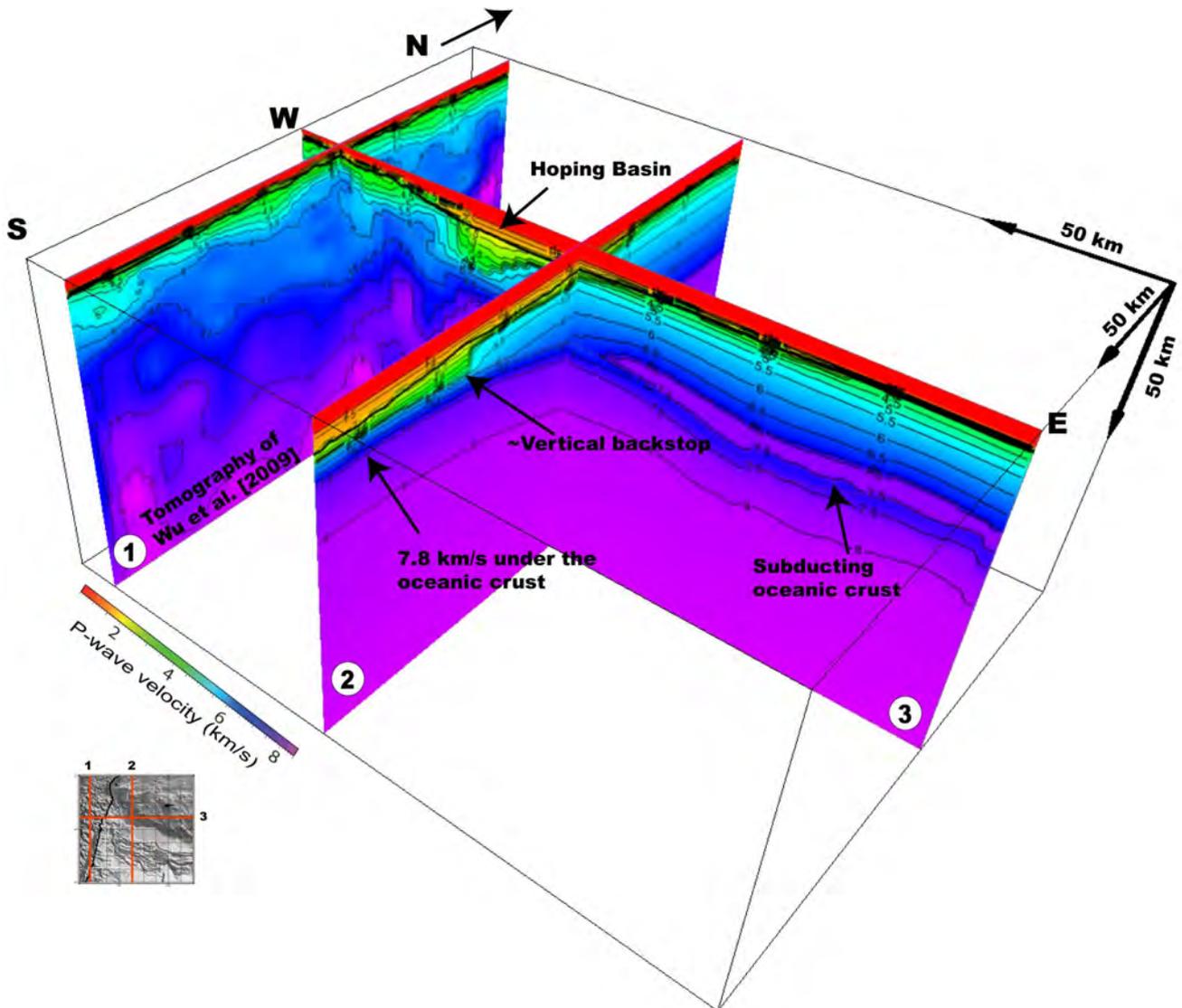
Sur l'île, le modèle tomographique local de Wu et al. [2009] est celui qui utilise le plus de données pour décrire la structure de vitesse de Taïwan. Lin et al. [2011] ont montré que le modèle de Wu et al. [2007] était celui qui explique le mieux (comparé aux modèles de Rau et Wu [1995] et de celui de Kim et al. [2005]) les premières arrivées de l'expérience de sismique active menée à terre (TAIGER project) pour des rais parcourant la structure superficielle jusqu'à 35 km de profondeur. Le modèle de Wu et al. [2009] est le même que celui de 2007 sauf que les stations japonaises ont été ajoutées afin d'améliorer la couverture azimutale à l'est de Taïwan. L'association des données les plus récentes à terre et en mer permet donc d'aboutir à modèle de vitesse 3D *a-priori* satisfaisant.

4.3.3 Le modèle de vitesse

Le résultat de la construction révèle des différences majeures avec le modèle de Font et al. [2003] en plus d'une définition plus élevée : un socle de l'arc des Ryukyus qui se termine en butoir vertical au niveau de la faille de Yaeyama, des vitesses dans le manteau supérieur sous la croûte océanique plus faibles (7.8 km/s sous la croûte au lieu de 8.0 km/s) et enfin un Moho continental sous l'île de Taïwan plus profond que le modèle de Rau et Wu [1995] si on s'en tient à l'isocontour 7.8 km/s (Figure 4.13). Le modèle descend aussi à 200 km de profondeur au lieu de 120 km précédemment.

Le modèle initial *a-priori* construit a pour origine 23° N-121.9° E et s'étend de 220 km vers l'est et 180 km vers le nord (Figure 4.11). Il a été étendu afin de prendre en compte les stations éloignées à l'ouest sur l'île de Taïwan et les stations Japonaises plus à l'est sur les îles Yaeyama. Pour ce faire, le modèle de Wu et al. [2009] a été interpolé sur l'île de Taïwan et le modèle a été approximé en 2D en mer à l'est de 123.4° E et au sud de 23.2° N puisque les structures varient peu latéralement dans ces régions. Seule la portion au niveau de l'arc de Luzon entre 121.5° E et 121.8° E au sud de 23.2° N n'a pas été approximé en 2D mais provient du modèle de Wu et al. [2009]. Le modèle étendu 1 km x 1 km x 1 km a pour origine 22° N -120.9° E et s'étend de 350 km vers l'est et 370 km vers le nord et atteint 200 km de profondeur.

Dans ce travail de thèse, ce modèle sera utilisé avec deux tailles et trois résolutions différentes :

FIGURE 4.13: Vue 3D du modèle de vitesse *a-priori*.

1. MEDIUM : Il s'agit du modèle initial qui a été construit. Il est utilisé avec une grille en 4 km x 4 km x 1 km et dimensionné 220 km x 180 km x 108 km pour la localisation des séismes avec le code MAXI (voir chapitre suivant).
2. LARGE : Il s'agit du modèle étendu. Il est utilisé avec le code MAXI avec une grille en 10 km x 10 km x 3 km et dimensionné 350 km x 370 km x 132 km et il est utilisé avec une grille en 10 km x 10 km x 6 km et dimensionné 360 km x 380 km x 132 km pour l'inversion tomographique.

Approche de localisation absolue des séismes

Contents

5.1	Les méthodes de localisation des séismes	142
5.1.1	Que cherche t-on ?	142
5.1.2	Les méthodes de localisation des séismes	143
5.1.3	Quelles sont les sources d'erreurs ?	145
5.2	La méthode MAXI et ces améliorations PAPIER 2	147
5.2.1	Résumé	147
5.2.2	Abstract	147
5.2.3	Introduction	148
5.2.4	MAXI 2.0 improvements	151
5.2.5	Synthetic arrival-times to test MAXI	158
5.2.6	Synthetic results and discussions	161
5.2.7	Confidence factors	174
5.2.8	Application	175
5.2.9	Conclusions	180
5.2.10	Acknowledgements	181
5.2.11	References	181
5.3	Importance du modèle de vitesse - application en Équateur	185

Abstract

Ce chapitre décrit l'approche utilisée pour localiser les séismes. Il donne les améliorations apportées à la méthode MAXI et propose une démarche à suivre lorsque l'on localise les séismes à l'échelle locale/régionale dans un contexte où les séismes sont latéraux au réseau et légèrement éloigné.

5.1 Les méthodes de localisation des séismes

Cette petite partie présente le problème de la localisation hypocentrale et les différentes méthodes de localisation qui existent. Le travail d'une partie de cette thèse est basée sur l'amélioration des localisations absolues des séismes en mer dans notre région d'étude, c'est-à-dire latéraux au réseau et éloignés de la première station. Les conséquences d'un tel système sont la dégradation de la position absolue horizontale et verticale des séismes limitant alors les interprétations tectoniques et les analyses statistiques de la sismicité. Nous présenterons dans cette partie l'origine des erreurs à l'origine de ces problèmes de localisation dans un tel contexte.

5.1.1 Que cherche t-on ?

Lorsque l'on cherche à déterminer la position d'un séisme, on cherche à déterminer sa longitude, latitude et profondeur qui correspondent au point de nucléation de la rupture. Pour ce faire nous disposons de sismogrammes qui permettent de caractériser à un endroit donné le mouvement du sol. De la même façon, les conséquences d'un séisme sur les hommes, lorsqu'elles sont archivées peuvent aussi être utilisées pour définir la zone épiscopale. Considérons ici un sismogramme. A partir de cet enregistrement nous avons la possibilité d'utiliser la totalité de la forme d'onde pour localiser l'évènement ou alors, de pointer les temps d'arrivées des différentes phases. L'un et l'autre renseignent sur le parcours des ondes dans la Terre de la source jusqu'à la station sismique qui l'a enregistré. Dans les deux cas, il est nécessaire de connaître la structure physique du milieu à partir de laquelle découlent les propriétés en terme de vitesses des ondes sismiques. Dans l'absolu, avec une forme d'onde unique à une station donnée et avec une Terre très hétérogène mais parfaitement connue il serait possible de déterminer la position du séisme [Fink, 1996]. Cependant, la structure de vitesse de la Terre n'est connue que dans ses grandes lignes et une telle méthode n'est donc pas précise et nécessite plusieurs stations [Larmat et al., 2006]. Historiquement, et encore aujourd'hui, les temps d'arrivées des phases P_n , P_g , P_{MP} , P_{KP} , S , ... sont utilisées pour localiser les évènements sismiques. Si le temps d'arrivée est connu à la station, le temps d'origine du séisme (l'heure du départ de l'onde à la source) n'est lui pas connu. Les inconnues du problème de localisation sont donc nombreuses :

- longitude, latitude, profondeur (x, y, z)
- temps d'origine du séisme (t_0)
- vitesse des ondes P dans le milieu ($V_P[i]$, où i est le nombre de points décrivant le milieu le long des rais)
- vitesse des ondes S dans le milieu ($V_S[i]$, où i est le nombre de points décrivant le milieu le long des rais)

Il y a donc un problème que l'on qualifie d'inverse. A partir de données (les temps d'arrivées aux stations), on cherche à résoudre un modèle défini par les inconnues énumérées précédemment. Le problème direct consiste lui à déterminer les valeurs des données (les temps d'arrivées aux stations) à partir d'un modèle donné (les inconnues). Ce genre de problème peut s'écrire de la façon suivante :

$$d = A(m) \tag{5.1}$$

où d symbolise les données (les temps d'arrivées aux stations), m le modèle (les inconnues) et A un opérateur qui décrit les lois physiques qui permettent de passer du modèle aux valeurs mesurables en surface. Il y a deux façons de résoudre un problème inverse : soit il est possible de le résoudre mathématiquement, c'est-à-dire trouver m à partir de d en inversant l'équation 5.1, soit en réalisant une succession de tests essai-erreur en résolvant uniquement le problème

direct à chaque itération.

Alors que le problème direct se résout facilement et possède une solution unique, le problème inverse, lui, propose souvent plusieurs solutions. Celles-ci dépendent du nombre de données et de leurs erreurs associées utilisées en entrée ainsi que leur distribution dans l'espace et le temps, du modèle de vitesse plus ou moins loin de la réalité et de la méthode de calcul du problème physique (simplification de l'opérateur A).

5.1.2 Les méthodes de localisation des séismes

Parmi les méthodes de localisation, on distingue les méthodes de localisation dite "absolue" pour lesquelles il y a un référentiel géographique fixe et une référence de temps (UTC pour Coordinated Universal Time), c'est-à-dire pour lesquelles chaque séisme peut être localisé indépendamment, et les méthodes dite "relatives" pour lesquelles les localisations sont données par rapport à une autre référence spatio-temporelle (un autre séisme ou une explosion) et dont la localisation absolue est incertaine.

Les méthodes relatives ont pour but de s'affranchir du problème des hétérogénéités de propagation entre la source et les différentes stations et améliorer en conséquence la position relative entre plusieurs séismes proches. On ne considère plus que la différence de temps de parcours entre les rais joignant les stations et les foyers respectifs. On se référera à Douglas [1967] et Spence [1980] pour la méthode de "l'événement maître", à Poupinet et al. [1984] pour la méthode des doublets qui utilise l'inter-corrélation de forme d'ondes pour estimer la différence de temps d'arrivées entre deux événements qui possèdent une forme d'onde semblable. Enfin, on se référera à Waldhauser et Ellsworth [2000] pour la méthode des double-différences qui permet d'appliquer la localisation relative sur une grande région et un grand nombre de séismes.

On classe dans cette catégorie la méthode JHD (Joint Hypocentre Determination) qui consiste, dans un modèle 1D donné, à inverser de façon conjointe la localisation d'un groupe de séismes et les corrections de temps de trajet à appliquer à chaque station afin de prendre en compte les variations latérales de vitesse [Pujol, 1988, 2000]. Cette technique permet d'optimiser les méthodes de localisation absolue classique dans un modèle 1D (voir méthodes itératives linéarisées).

Parmi les méthodes de localisation absolue, on distingue les méthodes dans lesquelles le modèle de vitesse est fixé et les méthodes tomographiques. Nous ne traiterons pas dans cette introduction des méthodes d'inversion 1D ou 3D qui inversent dans un cas un modèle de vitesse 1D, la position des séismes, les temps d'origine et des stations corrections et dans l'autre un modèle de vitesse 3D, la position des séismes et le temps d'origine. Nous aborderons cet aspect au moment du traitement des données de l'expérience RATS1.

Les méthodes de localisation absolue non-tomographiques sont des méthodes linéaires qui résolvent le problème direct autant de fois que nécessaire pour aboutir à la solution finale. Parmi ces méthodes, il existe deux types d'approche [e.g. Lomax et al., 2009] :

1. **les méthodes itératives linéarisées basées sur la méthode de Geiger [1912]** qui consiste à minimiser par les moindres carrés les résidus de temps de trajet à des points

de l'espace de manière successive en partant d'une position initial. Le résidu de temps de trajets correspond à la différence entre le temps de trajet observé et le temps de trajet calculé. Une pondération est insérée dans le calcul afin de prendre en compte le degré de confiance accordé à chaque lecture de temps d'arrivées. Cette méthodologie est appliquée dans les codes tels Hypo71 [Lee and Lahr,1975], Hypoinverse [Klein, 1978] et Hypoellipse [Lahr, 1980]. Elle est donc à la base de tous les logiciels de localisation utilisés en routine dans les différents observatoires. La qualité des résultats est estimée par le rms (root mean square = écart type) des résidus de temps de trajet, qui traduit la cohérence au point solution entre les données (les temps d'arrivées) et le modèle de vitesse utilisé, et l'ellipsoïde de confiance autour du foyer, qui est surtout dépendante du nombre de données et de la couverture azimutale. L'unique solution fournie par cette méthode n'est pas nécessairement stable car elle dépend de la position initiale et ne parcourt pas l'ensemble du milieu ce qui peut être à l'origine de solutions n'étant que des minima locaux [e.g. Buland, 1976 : Lomax et al., 2000]. De plus, si le rms sur les résidus de temps de trajets quantifie les écarts des résidus à la moyenne, la moyenne elle-même est ramenée à zéro à chaque solution testée en corrigeant la valeur du temps d'origine du séisme. Ainsi, il existe un "trade-off" entre t_0 et la position de la solution.

- 2. les méthodes de recherche directe stochastique/dirigée ou par grille** qui consistent à parcourir le milieu dans sa totalité ou partiellement en suivant une démarche mathématique aléatoire ou dirigée ou une méthode de recherche totale sur grille. Ces méthodes sont plus coûteuses en temps de calcul que les méthodes linéarisées et c'est la raison pour laquelle elles ne sont pas utilisées pour estimer de façon conjointe les positions hypocentrales d'un groupe de séisme et les corrections aux stations liées aux erreurs du modèle de vitesse. L'estimation des corrections aux stations est simplifier par la moyenne des résidus d'un groupe de séismes donnés à une station [Frolich, 1979] ou alors obtenue par une méthode type JHD [Pujol, 2000]. Quelque soit la méthode de parcours du milieu (1- régulière déterministe dans tout le milieu ou dans une région délimitée, 2- aléatoire, 3- dirigée ou 4- sur grille), l'objectif est de qualifier chaque point parcouru par un nombre qui décrira la qualité de ce point à être la solution. Ce nombre, qui décrit les erreurs sur les données (les temps d'arrivées aux stations) pour un modèle de vitesse fixé, est calculé par une fonction coût [Sambridge et Kennett, 1986 ; Kennett, 1992 ; Shearer, 1997 ; Dreger et al., 1998] ou bien par une fonction de densité de probabilité [Moser et al, 1992 ; Wittlinger et al., 1993 ; Calvert et al., 1997 ; Lomax et al, 2000] qui sont généralement basées sur le résidu de temps de trajet. L'avantage d'une bonne méthode de parcours du milieu est de produire une vue globale de la qualité des points dans l'espace à être la solution et donc de pouvoir mieux estimer l'incertitude associée à la solution.

Dans l'ensemble de ces méthodes, les données d'entrée initiales sont le temps d'arrivées des phases P et S (classiquement pour une étude régionale). Afin de mieux contraindre les solutions fournies par les méthodes linéarisées, de nombreux auteurs ont ajouté des phases réfractées, réfléchies ou converties qui arrivent après les premières arrivées. A l'échelle locale, régionale ou télé-sismique, l'utilisation de ces phases a pour objectif d'améliorer la détermination de la profondeur qui est souvent mal déterminée lorsque la distance à la première station est grande du fait du "trade-off" important qu'il y a entre le temps d'origine et la profondeur [e.g. Warren et Shearer, 2005 ; Tahara et al., 2006 ; Lomax et al., 2009].

La méthode du MAXimum d'Intersection (MAXI) [Font et al., 2004] que nous utilisons dans ce travail de thèse est une méthode de recherche directe sur grille. Elle a donc l'avantage de parcourir l'ensemble du milieu en fonction de la grille imposée. Elle tire sa particularité de l'utilisation des différences de temps d'arrivées plutôt que les résidus de temps de trajet et du fait que la qualité d'un point dans l'espace est décrit non pas par une fonction coût ou une fonction de densité de probabilité mais par le nombre d'intersections de volumes EDT (Equal differential time). Cette méthode permet de réduire la recherche à 3 paramètres (x,y,z) sans devoir estimer la valeur de t_0 . Ceci empêche le "trade-off" entre temps d'origine et profondeur et permet de mieux détecter les temps d'arrivées erronés. Lomax et al. [2005] a inclut ce concept pour définir une fonction de densité de probabilité dépendant des différences de temps d'arrivées plutôt que l'utilisation des résidus de temps de trajet.

5.1.3 Quelles sont les sources d'erreurs ?

Les déterminations hypocentrales sont souvent mal positionnées. Les erreurs de positionnement sont liées à des erreurs sur :

les temps d'arrivées. Ces erreurs peuvent être de différentes natures [e.g. Maurer et al., 2010].

- Les erreurs de pointés varient en fonction de la distance entre la station et le séisme, la profondeur du séisme, sa magnitude, ou/et encore le type d'instrument utilisé pour enregistrer le séisme. Quoiqu'il en soit, une erreur de lecture d'un temps d'arrivée est courante voire systématique et dépend des connaissances, de l'expérience de la personne qui pointe. Ces erreurs sont souvent modélisées de façon gaussienne dans les fonctions coûts ou les fonctions de densité de probabilité.
- Les erreurs sur d'horloge à la station. Ce genre d'erreur n'est généralement pas modélisé et peut provoquer des erreurs systématiques qui biaisent les localisations.
- Les erreurs sur la position de la station : cause différente mais conséquences identiques.

le calcul du temps de trajet. Ces erreurs peuvent être de deux types qui sont, dans une certaine mesure, dépendants.

- L'écart du modèle de vitesse par rapport à la réalité. L'approximation que l'on fait de la structure terrestre par un modèle de vitesse induit indubitablement des erreurs sur le calcul des temps de trajet ; d'autant plus lorsque celui-ci est approximé en un modèle 1D. Pour limiter les erreurs liées à un modèle 1D, on recherche le ou les modèles de vitesse 1D minimum, c'est-à-dire qui minimise le mieux les résidus de temps de trajet. Des corrections aux stations sont associées à ce modèle 1D afin de prendre en compte des erreurs systématiques liées à des anomalies locales. Dans le cas 3D, le modèle de vitesse est obtenu par tomographie.
- Les erreurs de calcul du temps de trajet dans un modèle de vitesse. Elles dépendent de la méthode de propagation des ondes qui calcule le trajet du rai d'un point de l'espace à une station donnée .

L'ensemble de ces erreurs combinées est à l'origine de conséquences non-linéaires importantes en raison des liens entre le temps observé à la station, le temps d'origine du séisme et la position de celui-ci dans l'espace. Lorsque le réseau est optimal, c'est-à-dire au-dessus de l'évènement et avec des stations nombreuses et proches de la source, les méthodes classiques aboutissent à une très bonne approximation de la localisation même à partir d'un modèle de vitesse approximé. Lorsque le séisme est en dehors du réseau alors l'effet de ces erreurs aboutit à d'importantes erreurs de localisation. Nous proposons dans la partie qui suit une amélioration de la méthode

MAXI qui a pour but d'optimiser la localisation de ce genre de séismes. La démarche proposée qui est décrite ensuite permet de mieux localiser les séismes dans les régions en particulier le long des zones de subduction où les réseaux permanents sont latéraux aux séismes qui ont lieu en mer au niveau de l'avant-arc.

5.2 La méthode MAXI et ces améliorations

Cette partie a fait l'objet d'un article révisé et soumis dans la revue Bulletin of Seismological Society of America :

Theunissen T., Font Y., Lallemand S. and Gautier S. – Improvements of the Maximum Intersection Method for 3D absolute earthquake location; BSSA-D-10-00311R1

5.2.1 Résumé

Nous présentons une amélioration de la méthode de MAXimum d'Intersection dans laquelle la localisation absolue des séismes est définie par le nombre maximum d'intersection des volumes hyperboliques correspondant à la différence de temps d'arrivée (EDT pour Equal Differential Time volumes : une EDT peut être décrite comme tous les nœuds de la grille qui satisfont la différence de temps d'arrivées entre deux stations, \pm une valeur de tolérance : TERR). Cette technique 3D est bien adaptée en milieu très hétérogène, évite le compromis (trade-off) entre profondeur et temps d'origine (même en utilisant les temps d'arrivées P seul) et filtre de façon objective les éventuelles données erronées.

Les améliorations consistent à introduire une approche itérative multi-échelle sur le paramètre TERR et à mener une recherche hiérarchique dans deux grilles de discrétisation différentes afin d'affiner la solution (algorithme multi-grille). Le processus de nettoyage des temps d'arrivées erronées (outliers) est renforcé par le biais d'une analyse statistique par station sur le nombre d'intersections entre EDT plutôt que sur les résidus de temps de trajet.

Deux séries de tests synthétiques ont été menées à partir de la configuration sismologique 3D de l'extrémité sud de la subduction des Ryukyus. Ces tests permettent (1) de confirmer l'efficacité de MAXI, même lorsque les temps d'arrivées sont hautement perturbés ou que la couverture azimutale est réduite et (2) de démontrer que MAXI, en limitant les "trade-off" entre temps d'origine et profondeur et entre position épacentrale et profondeur, est moins affecté par un modèle de vitesse erroné (spécialement quand le gap azimutal est grand) qu'une technique qui minimise les résidus de temps de trajet.

Pour conclure, MAXI est appliqué aux séismes enregistrés par les réseaux combinés CWB et JMA (1991-2008) en utilisant un modèle de vitesse en ondes P a-priori 3D "géoréaliste". Les déterminations hypocentrales sont triées en fonction de paramètres de confiance basés sur des critères de MAXI. La "clustérisation" des séismes au niveau de structures tectoniques bien identifiées confirme la bonne approximation des déterminations.

5.2.2 Abstract

We present an improvement of the MAXimum Intersection method (MAXI) in which absolute earthquake location is defined by the maximum intersection number of hyperbolic Equal Differential Time volumes (one EDT being described as all grid nodes satisfying the arrival-time differences between 2 stations, \pm a tolerance value known as TERR). This 3D technique is well adapted to strongly heterogeneous environment, avoids the depth versus origin-time trade-off (even using P-arrivals alone) and objectively filters possible erroneous arrival times.

Improvements consist of introducing an iterative multi-scale approach on the TERR parameter and conducting a hierarchy of grid discretization to refine the preliminary solution (multigrid algorithm). Outlier cleaning process is strengthened by conducting statistical analyses based on the number of EDT intersections per station, rather than on travel-time residues.

Processing two series of synthetic arrival-times computed in the 3D seismological configuration of the southernmost Ryukyu subduction zone, offshore Taiwan, allows to (1) confirm MAXI robustness, even when arrival-times are highly disturbed or azimuthal coverage largely reduced and (2) demonstrate that MAXI, by limiting trade-offs between origin time and depth and, between epicentral position and depth, is much less affected by a wrong velocity model (especially when azimuthal gap is large) than a technique that minimizes travel-time residues. To conclude, we apply MAXI to locate earthquakes recorded by the combined CWB and JMA networks (1991-2008) within a geo-realistic a priori 3D P-velocity model. Hypocenter determinations are selected based on MAXI confidence factors, and earthquake clustering along well-known tectonic features witnesses hypocenter determination accuracy.

5.2.3 Introduction

Earthquake location is still an ongoing issue in seismology. This is highlighted by the large number of studies to determine accurate source parameters (i.e. position and origin time), in particular when lateral heterogeneities characterize the medium [Sambridge and Kennett, 1986; Nelson and Vidale, 1990; Moser et al., 1992; Thurber, 1992; Wittlinger et al., 1993; Zhou, 1994; Lomax et al., 2000; Waldhauser and Ellsworth, 2000; Lin and Sanford, 2001; Lomax et al., 2001; Ruzek and Kvasnicka, 2001; Zhang and Thurber, 2003; Bai and Greenhalgh, 2006; Wang and Zhao, 2006; Nicholson et al., 2008]. In this paper, we present recent improvements brought to the MAXimum Intersection method (MAXI 1.0, [Font et al., 2004]) that evolves from the Master Station Method [Zhou, 1994]. MAXI determines absolute earthquake location, from P arrivals or P and S arrivals, and is well adapted to a strongly heterogeneous 3D velocity model.

The strength of this method comes from the concept of Equal Differential Time (EDT) volume [Zhou, 1994; Font et al., 2004; Lomax, 2005]. An EDT volume is the collection of all spatial nodes that satisfy the arrival-time differences observed at 2 stations (for a given earthquake), \pm a short time window, also known as the tolerance parameter called TERR. Theoretically, this implies that one EDT includes the hypocenter position and it is independent from the origin time estimate. Therefore, intersecting various EDTs allows converging directly towards the hypocenter location, without computing travel-time residues, a starting hypocenter or an evaluation of the origin time.

Historically, the idea of using arrival-time differences was first introduced in the Method of Hyperbolas [Milne, 1886] and then, in the Arrival Order Method [Anderson, 1981; Sambridge and Kennett, 1986]. The Master Station Method [Zhou, 1994] updated a 3D ray-tracing method (Shortest Path Method, [Moser, 1991]). This seismic ray tracing, based on graph theory, works well with 3D heterogeneous velocity model even with strong lateral variations. A hyperbolic volume represents an EDT within a homogeneous 1D velocity model (Figure 5.1-A and 5.1-B) while in a heterogeneous media an EDT becomes a deformed hyperbola in space. The Master Station algorithm consists of a grid search that avoids the matrix inversion. The search procedure is basically similar to those of Nelson and Vidale (QUAKE3D, 1990) [Nelson and Vidale, 1990] or Wittlinger et al. (1993, 3DGRIDLOC). It introduces a 3D finite-difference

travel-time algorithm [Vidale, 1990; Podvin and Lecomte, 1991] for earthquake location, and uses a discretized velocity grid to store computed travel-times (for time-gain) from each node of the model to each seismic station. In this technique, a single set of EDTs is constructed with reference to the first station, the master station [Zhou, 1994; Kao et al., 2000]. Thanks to advances in computer technology and large disk space, MAXI 1.0 has increased the number of EDT involved in the process [Font et al., 2004] by combining all possible pairs of stations.

Figure 1

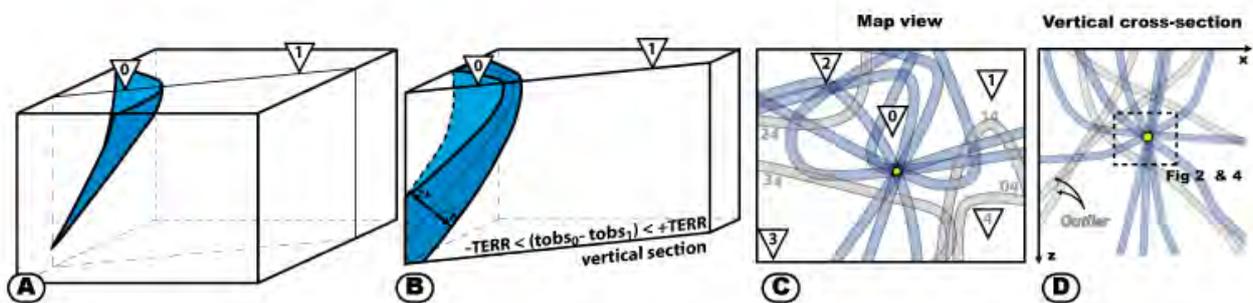


FIGURE 5.1: Synthetic scheme of MAXI concepts (modified after Font et al., 2004). (A) 3D view of a conceptual Equal Differential Time surface (established within a homogeneous velocity model). (B) EDT volume and relation with the Tolerance Error parameter (TERR). TERR controls the EDT thickness. (C and D) Map and cross-section representing EDT intersections (left and right, respectively). Grey EDTs represent the EDT set associated to an erroneous arrival time (recorded at station 4). Note how erroneous EDTs are shifted in space and do not contaminate the hypocenter search. Black dash box in the cross-section delimits the zoom viewed on Figure 5.2.

In practice, MAXI 1.0 procedure follows two steps :

1. Target the search volume (i.e. construction and intersection of all EDT volumes). During this first step, preliminary determination nodes (PRED), defined as the nodes intersected by the maximum number of EDTs, are selected in order to target the volume in which the hypocenter will be search (second step). In the algorithm, an acceptance vector $acc[M]$ (M being the total number of ray tracing nodes) is incremented each time the travel time difference at a node nd satisfies the observed arrival-time difference observed at 2 stations \pm a tolerance error value $TERR$. When combining all station pairs, the maximum value of the incremented $acc[nd]$ defines the maximum number of EDT-intersections through a PRED node. Starting from PRED position(s), the arrival time t_0 and subsequent travel-time residues are computed. Inconsistent arrival-times are evaluated based on statistics regarding travel-time residues, and removed if detected. The PRED node selection (in case of multiple solutions) is the one associated to the lowest travel-time residual RMS (root mean square).
2. Determine the hypocenter by minimizing the “cleaned” travel-times in the search volume

pre-defined by the PRED solution.

Thanks to arrival-time differences properties of EDT, MAXI 1.0 presented the subsequent advantages :

1. To avoid trade-off between origin time and depth in the determination of the search volume (because the use of EDT allows cancellation of the origin time estimate)
2. To automatically discard erroneous arrival-times (later called outliers) during the preliminary determination procedure. Within MAXI 1.0, erroneous arrivals were detected from travel-times residues and removed.

MAXI 1.0 has been successfully applied to the subduction zone at the east of Taiwan [Font et al., 2004; Font and Lallemand, 2009]. Nevertheless, MAXI 1.0 includes some inadequacies that motivate the improvement of MAXI in order to fully exploit the benefits of EDT properties.

The first inadequacy is the arbitrary choice of the tolerance value TERR that constrains the width of an EDT volume. The choice of TERR is fundamental for the PRED determination procedure. When TERR is too large, EDTs are too thick. Consequently EDT intersections define a very broad volume where several nodes are traversed by the same maximum number of EDTs. In this setting, MAXI 1.0 selects the PRED node with the smallest RMS criterion. The PRED solution is therefore approximated by residual minimization, which considerably deteriorates the efficiency of EDT intersections. On the contrary, when EDT volumes are too thin, a small number of EDTs will intersect at a large number of spatial nodes. The random RMS distribution associated with PRED solutions confirms that this alternative is not suitable [Font et al., 2004]. In substance, in order to converge toward the hypocenter location, TERR needs to be sufficiently large for EDT to absorb small picking errors (and/or numerical approximation), grid sampling and small velocity model discrepancies. On the other hand, TERR needs to be small enough to exclude from the “search process” corrupted EDT associated with erroneous measurements. In studies using EDT-based methods, appropriate estimation of TERR ranges between 0.5 and 0.8 s [Zhou, 1994; Kao et al., 2000; Font et al., 2004]. However, based on trial and error varying TERR, the result does not always converge toward the same nodes. Consequently, hypocenter determination relies on EDT thickness value and thus it is difficult to fix a priori an objective single value to the TERR parameter.

The second inadequacy concerns the outlier determination and removal. In MAXI 1.0, outlying phases are detected from residual statistics, defined as statistically large residues based on 2 criterions (1) a cut-off value, established from investigation of residues statistics (i.e., well constrained after processing the whole dataset of earthquakes), and (2) an automatic statistical procedure removing residues that exceeded a range of ± 2.5 times the computed RMS, relatively to the residual average (for each earthquake). In fact, the selection of PRED, based on maximum intersections, already automatically discards erroneous EDTs that, by covering neighboring areas, do not disturb the hypocenter search procedure (Figure 5.1-C and D, grey EDTs). However, MAXI 1.0 residual statistics used to select erroneous arrival-times may show inconsistencies with the criterion of maximum intersections. For instance, it could allow a set of EDT (i.e. associated to one arrival-time recorded at one station) to accurately intersect one PRED node, and yet remove the corresponding phase because it was associated to a high residue. On the contrary, a phase associated to one EDT set poorly intersecting the PRED solutions could be maintained because of a small travel-time

residue. Those conflicting results lead us to modify the outlier selection routine to be EDT-based.

The third inadequacy affects the final solution search procedure. During the second step, MAXI 1.0 minimization procedure is conducted within an arbitrary volume around the PRED solution. The size of this volume equals to the size of two velocity block in horizontal direction and six times the size of a velocity block in vertical direction. In some cases, the RMS minimized solution escaped toward an area where EDT intersections are small. Two problems arise from that procedure : (1) the search volume is arbitrary and (2) advantages of the EDT intersection method are lost.

In this paper, we describe the main improvements brought to MAXI. Second, we design “3D synthetic arrival-time datasets”, in the Ryukyu subduction framework offshore eastern Taiwan, in order to reach 2 main targets : (1) establish MAXI 2.0 robustness when using highly disturbed arrival-times and/or poor azimuthal coverage and (2) demonstrate MAXI ability to locate earthquakes within an erroneous velocity model compare to a technique that minimizes travel time residues. In the latter, we address the problem of travel-time residual minimization technique to locate earthquakes using a 1D velocity model when events occur about 100 km outside the network, in a tectonically complex area (such as a subduction zone). We additionally argue that MAXI can easily recover the depth parameter without using S-phases, especially when the velocity model is reliable. Prior to conclusion, we apply MAXI 2.0 to a set of 1991-2008 Ryukyu subduction earthquakes, recorded by the combined CWB (Central Weather Bureau of Taiwan) and JMA (Japanese Meteorological Agency) networks, and processed within a geo-realistic a priori 3D P velocity model [Font et al., 2003].

5.2.4 MAXI 2.0 improvements

Hereinafter, we call MAXI 2.0 the updated version of the algorithm. MAXI 2.0 improves absolute location technique with 4 main adjustments (1) a multiscale approach of TERR parameter ; (2) a search volume for the final solution limited by the position of PRED solutions, (3) an outlier(s) cleaning routine based on EDT intersection statistics ; and (4) a final solution search procedure based on EDT intersection on a refined grid.

5.2.4.1 Pre-determination procedure and search volumes

The first improvement addresses the TERR parameter problem. It defines several solution domains associated with distinct values of TERR, and stacks them in order to highlight the spatial volume where data converge. An iterative procedure increases TERR from TERRmin to TERRmax with an increment TERRstep (TERRmin, TERRmax and TERRstep are user-defined). For each TERR, the solution domain is composed of all nodes presenting the maximum number of EDT intersections (PRED nodes). The stack process sums the number of intersections, obtained for each iterative TERR, at each spatial position of individual PRED (Figure 5.2). The stacked solution domain collects a cloud of SPRED nodes (for Stack PRED nodes) that have been determined as possible solutions for at least one distinct value of TERR. From this cloud of nodes totally independent from travel-times residues, we determine 3 volumes based on the stacked number of intersection value ($asum/nd$). The volume 1 (later called V1) is bounded by

the spatial positions of all possible SPRED nodes. In V1, $asum[nd]$ ranges between a minimum value of intersections, meaning that the node is a “non-stable” solution when TERR varies, to a maximum value, meaning that the node had been intersected by EDT volumes at mostly each TERR values.

Figure 2

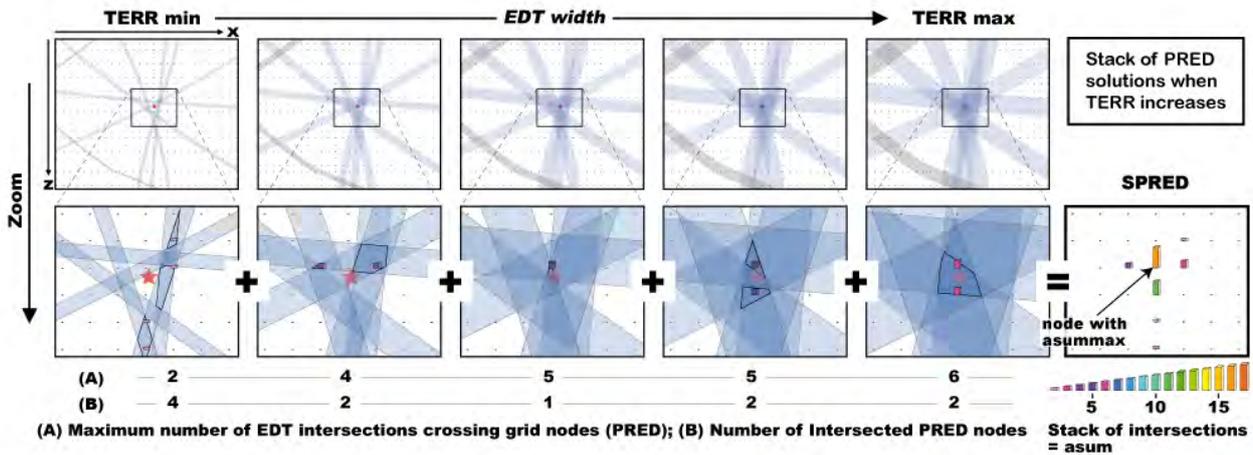


FIGURE 5.2: MAXI 2.0 scheme of the first iterative procedure (first step) determining SPRED solutions. The 5 cross-sections on the upper line are focused on the area which location is indicated on Figure 5.1. The 5 cross-sections of the lower line illustrate a close view on each box of the upper line. Each box represents the PRED solutions at a given TERR (background is grid interval). Last box on the right represents the stacking process. Color code, used for PRED and SPRED nodes, symbolizes number of EDT intersections.

Within V1, 2 smaller volumes V2 and V3 are defined. V3 is the smallest volume characterized by all nodes associated with the maximum $asum[nd]$ (named $asum_{max}$). To acknowledge that V3 nodes might already include outliers, we consider a larger volume V2 that consider a tolerance on the maximum number of intersections and excludes the “non-stable” solutions of V1. V2 includes V3 and is characterized by all nodes associated to a range of $asum[nd]$ varying from $asum_{max}$ to the difference $asum_{max} - a$ confidence margin. We set this confidence margin to the theoretical maximum number of EDTs computed from the number of initial arrival-times. This confidence margin corresponds to the number of intersections produced by an inappropriate TERR value during the summation (C_j^2 where j is the number of arrival-times used). The logic of defining such V2 volume is to highlight the spatial volume of nodes where most EDTs converge and where the final search will be processed. Excluding non-stable V1 nodes from the final search volume considerably quickens the process.

In MAXI 2.0, the preliminary hypocentral solution (FSPRED for Fast Stack PRED) is set as the closest node from the barycenter of V2. FSPRED can be considered as the fast solution in MAXI process (please, note that FSPRED is not a “starting hypocenter”, which is not needed in MAXI process). The barycenters of V1 and V3, as well as the size and position of all volumes, are also returned. These geometric information are valuable to assess confidence factors (see chapter 4).

During the EDT-based search process, there is no need to estimate the origin time. Subsequently, MAXI avoids the classical trade-off between origin time and depth, even when using P arrivals

alone. At that stage, travel-times residues are computed for information.

The final search volume V4 (Figure 5.3) is V2 expanded of 1 grid node interval along the horizontal direction and the height of a velocity block along vertical direction (3 node intervals within the grid used in the synthetic tests and application). This enables discretization of grid to be accounted for. Focal depth is a critical parameter, which requires a more extended search volume, in particular when the azimuthal gap is large. If V4 is too large it is assumed that the search process is not based on coherent arrival-times. In that case, the algorithm will stop and return the FSPRED solution.

Figure 3



FIGURE 5.3: MAXI 2.0 scheme representing volumes 1, 2, 3 and the final search volume 4 (called V1, V2, V3 and V4 respectively). V1 includes all SPRED nodes. V3 includes SPRED nodes intersected by the maximum number of EDTs after stacking (value named *asummax*). V2 includes SPRED nodes with a value of EDT intersections ranging between *asummax* and (*asummax* - confidence margin). V4 is the search area.

5.2.4.2 Outlier determination

We adjusted the outlier selection routine in order to take full advantage of the robustness of EDT intersections. In this routine, we consider that an arrival-time is an outlier (i.e., statistically distant from the rest of the data), if the EDT set combined with the corresponding station does not sufficiently intersect the SPRED node. This modification allows to objectively remove the phase(s) that are inconsistent with the remaining set of arrival-time differences. Therefore, removing outlier depends neither on origin time estimate nor on any residual minimization process. Consequently, using MAXI 2.0, each output phase is characterized by 2 values : the classical travel-time residue (in seconds) and the EDT-intersection rate (unitless).

Before explaining the cleaning routine, let us illustrate the distribution, per station, of EDTs crossing each selected SPRED node of V2. The example deals with an earthquake recorded at 10 stations, among which, one erroneous arrival-time recorded at station 2 (Table 5.1 and figure 5.4). Three distinct SPRED nodes *nd1*, *nd2* and *nd3* define V2. The example is set at one given TERR to simplify this explanation (i.e. PRED instead of SPRED).

Figure 4

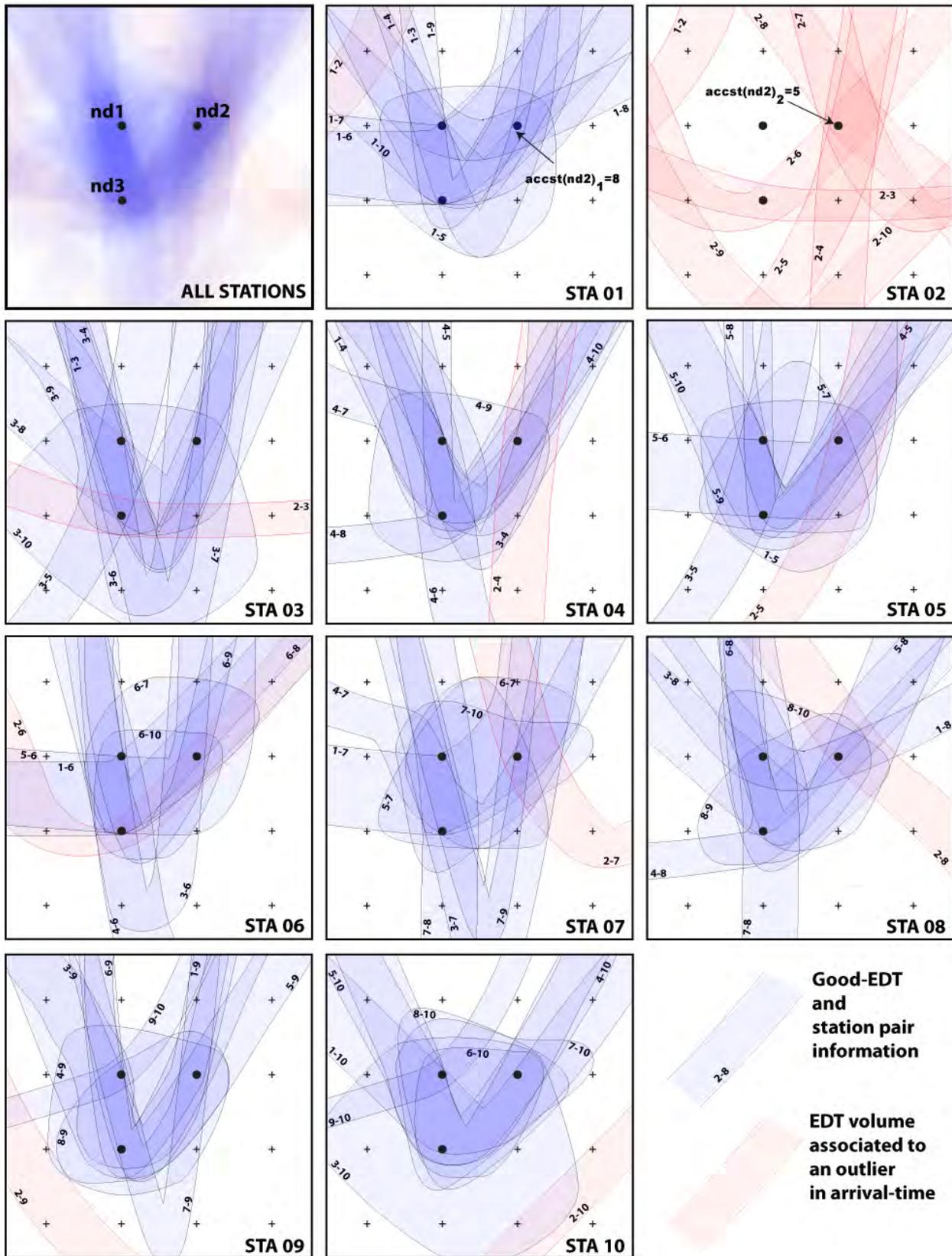


FIGURE 5.4: Outlier determination and EDT distribution illustrating accst distribution of Table 5.1, i.e., for one iteration. The same nomenclature than equation 5.3 and table 5.1 is shown for stations 1 and 2 for *nd2*, as example. Each box represents 9 EDTs associated with one station (referred in the lower right inside of the box), except the upper left box that illustrates all EDTs superimposed. The 3 nodes, *nd1*, *nd2* and *nd3* of same *asummax* (e.g., figure 5.2) are represented with black circles. Other grid nodes are marked by a cross. EDTs associated with the erroneous station 2 are in red.

accst[nd] per PRED node	Station identification number									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
accst[nd1]	8	0	8	8	8	8	8	8	8	8
accst[nd2]	8	5	7	7	8	8	8	7	7	7
accst[nd3]	7	2	9	8	8	9	8	7	7	7
<i>sumaccst</i>	23	7	24	23	24	25	24	22	22	22

TABLE 5.1: *accst* distribution at each PRED node of V2. *accst* is for a given station, the number of associated EDT that effectively crosses through the PRED solution (Figure 4). The example is given at a specified value of TERR (single iteration).

For each single station, we count the number of associated EDT effectively intersecting one PRED node of V2 in a vector named *accst[nd]*. For a station *y*, *accst* can be written as follow :

$$accst[nd]_{y_i} = \left(\sum_{k=1}^{nst-1} j[nd]_{y-k} \right)_i \tag{5.2}$$

where *nd* is the considered node of V2, *i* the number of the considered iteration, *nst* the total number of stations in the process. *j[nd]_{y-k}* is equal to 1 or 0 if the EDT of the couple of stations *y-k* intersects or not the node *nd* (Figure 5.4).

At PRED node *nd1*, 9 among 10 stations are associated with 8 EDTs that effectively cross the PRED solution. Consequently, 36 “good-EDTs” are obtained among $C_{10}^2=45$ possibilities. For this node (*nd1*), it is easy to detect station 2 as the one concerned by the erroneous record. The “best” stations are associated with 8 EDTs intersecting *nd1* (all stations except number 2). This parameter (maximum value of *accst[nd]*) is called *accstmax*. At the PRED node *nd2*, obviously the same number of maximum intersection, i.e. 36 “good-EDTs”, intersect. *accstmax* is 8 (identical to *nd1*). However, the EDT distribution per station is totally different (Table 5.1). The value of 5 EDTs associated with station 2 is somehow close to *accstmax* (8). In that case, it is not easy to detect the outlier. At last, the PRED node *nd3* presents another *accst* distribution, with a different *accstmax* (9), for which the outlier station 2 also seems easily detected. Because EDT are volumes, PRED (or SPRED) nodes are often multiple and can result from good-EDT intersections or good-and-bad EDT-intersections but nevertheless provide the same maximum number of intersection. Assessing EDT-intersection per station helps to distinguish between both cases.

For each station, we sum *accst[nd]*, over all TERR iteration (1 here) and over all SPRED nodes (3 here) to obtain a new vector that we named *sumaccst[st]* (Table 5.1). For a station *y*, *sumaccst*

can be therefore be written as follow :

$$sumaccst[y] = \sum_{nd=1}^N \left(\sum_{i=1}^{niter} accst[nd]_{y_i} \right) = \sum_{nd=1}^N \sum_{i=1}^{niter} \left(\sum_{k=1}^{nst-1} j[nd]_{y-k} \right)_i \quad (5.3)$$

where N is the number of nodes within V2 and $niter$ the total number of iteration.

To qualify the consistency of arrivals in intersecting V2 PRED nodes, we categorize $sumaccst[st]$ into 10 classes ranging between 0 and the maximum value of $sumaccst[st]$ ($=sumaccstmax$), each class interval therefore equaling a tenth part of $sumaccstmax$ (Table 5.2).

Class n°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Class range	0–2.5	2.5-5.0	5.0-7.5	7.5-10.0	10.0-12.5	12.5-15.0	15.0-17.5	17.5-20.0	20.0-22.5	22.5-25.0
Sta. id.	-	-	2	-	-	-	-	-	8,9,10	1,3,4, 5,6,7

TABLE 5.2: Categorization of seismic station with respect to $sumaccst$. $sumaccst$ memorizes, for each station, the total number of EDT intersections through SPRED nodes of V2 (for all iterations). The example shown here is simplified at a given value of TERR and at a given node SPRED. $sumaccst$ is categorized into 10 classes (deciles), where one interval equals a tenth of $sumaccstmax$ (unit is number of EDT intersections). $sumaccstmax$ is the maximum value of $sumaccst$. $Sta. id.$ corresponds to the station identification number shown in Table 5.1.

The analysis of the station repartition per class, in terms of number of EDT intersections, reveals the coherency of arrival-times. Only stations within the last 3 classes n° 8, n° 9 and n° 10 are selected. In the example (Table 5.2), coherent stations are largely revealed. Note that if all PRED nodes had got the same $accst$ distribution than node $nd2$, the result would have been similar.

Overall, the cleaning routine therefore consists of the following processes. At each node of V2, we check, for each iteration of TERR, the $accst[nd]$ value. In order to have a general view on the reliability of a station, we sum $accst[nd]$ per station for all nodes and at each TERR iteration. We then distribute into 10 classes (percentile, see simplified example in Tables 5.1 and 5.2) the summation of $accst[nd]$ values between 0 and the maximum of summation. We select the last 3 classes (8, 9 and 10) as “good-stations” and consider the 7 remaining as outliers.

Note that this outlier selection modification has great implications. Subsequent residual statistic analyses become truly meaningful because residues were never minimized during the whole location process and therefore become unbiased. Consequently, the *EDT-in* residues might be large or small and statically *EDT-out* station should be treated with care. It would be wrong to simply discard unexpected large residues : even if they may sometimes be really aberrant in the set of data (picking error), they may also be statistically meaningful of a local complexity in the velocity model that we need to understand and deal with.

If the consistency between arrival-times and velocity model is insufficient then the number of “outliers” determined by MAXI could increase until no solution could be determined. In this case, either TERR range should be reevaluated with higher values (if parameterization is not properly set) or either, one can choose to increase the number of “good” classes used in the outlier determination stage (modifying for example, from the 3 last to the 4 last classes). However, if parameterization settings are efficient (grid size, nodes spacing, TERR range), the

absence of consistency between arrival-times and the velocity model for a complete dataset imposes to reconsider the quality of the velocity model (or station locations).

Figure 5

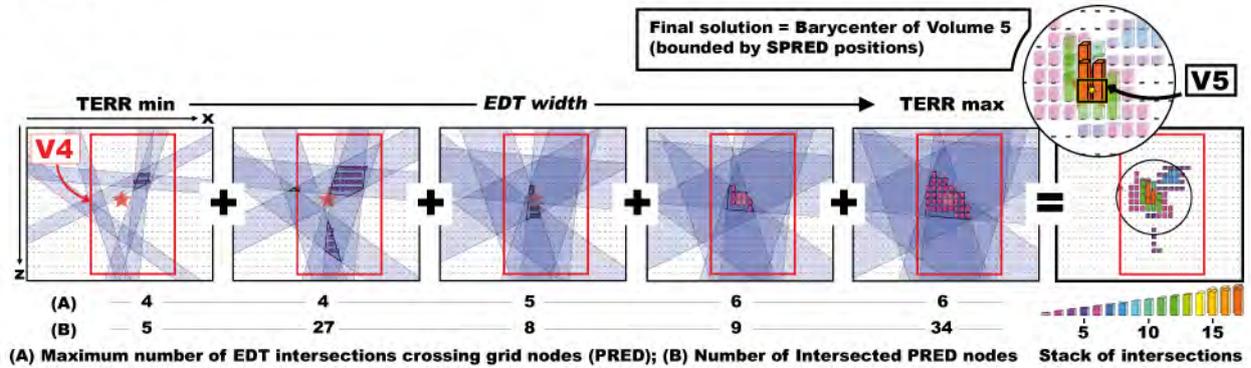


FIGURE 5.5: MAXI 2.0 scheme of the second iterative procedure seeking the final solution, based on cleaned arrivals and secondary refined grid. V5 is the volume containing best SPRED node. The final solution is chosen as the barycenter of V5.

5.2.4.3 Refining the final solution

In order to preserve the advantages of EDT intersections and refine the preliminary solution, the final search routine (named mini-MAXI) adopts the same algorithm as during the first step, but applied on a secondary gridding of the velocity model. At this stage, inconsistent arrivals had been removed. To refine FSPRED solution, we remesh the search volume V4 with a homogeneous finer sampling grid (Figure 5.5). This grid is sampled with a reasonable distance according to wavelength of regional small earthquakes (500 m in synthetic tests and application). Best SPRED nodes selected at this stage define a volume V5. The final absolute hypocentral solution is the barycenter of V5.

5.2.4.4 Determination of the TERR boundaries

An hyperbolic EDT surface, between two stations j and k , V_{jk} is defined by all grid nodes q which satisfy [Eq.3; Zhou, 1991; Font et al. 2004] :

$$S = O_j - O_k = C_{qj} - C_{qk} \quad (5.4)$$

where O is the observed arrival-time and, C_{qj} and C_{qk} are the computed travel time from q nodes to the stations j and k , within the velocity model. In practice, a tolerance error on travel time widens the EDT surface to a hyperbolic volume V (Eq. 4) by sampling the velocity grid nodes q included in the interval $(O_j - O_k) \pm TERR$.

$$V_{qj} = O_j - O_k \pm TERR = C_{qj} - C_{qk} \pm TERR \quad (5.5)$$

Within the iterative process, the determination of the TERRmin and TERRmax therefore fundamentally controls the shape and size of the solution domains. The widening of EDT

volumes provides 2 benefits [Zhou, 1994] : (1) tolerance error on arrival-time measurements and velocity model and (2) accommodation of the discrete node grid that often has EDTs traversed between nodes [Zhou, 1994]. In the perfect case of no error of type (1), the grid geometry influences the ray tracing, in one hand, and the earthquake location procedure, in the other hand. Ray tracing uncertainties should be very small, as the grid discretization needs to be thought a priori to correctly approximate ray propagation. For instance, using the Shortest Path Method [Moser, 1991] in a $350 \times 400 \text{ km}^2$ velocity model, cells of $10 \times 10 \times 3$ and node interval of $2 \times 2 \times 1$ km (in E-W, N-S and depth directions, respectively) produces errors on ray-tracing smaller than 0.05 s [Zhou, 1994]. However, the same grid geometry is also used in the earthquake location procedure where velocity nodes are sampled when EDT volumes pass through them. Because constant velocity cells are empty of nodes, the tolerance error to properly sample space is much greater. We use synthetic trials (known velocity model and arrival-times - exact to the numerical approximation - and a realistic geometry of the couple stations-seismicity) to evaluate the appropriate tolerance error. In our case, the TERRMIN value approximates 0.4 s to account for the grid geometry.

But real applications are not perfect and uncertainties of type (1) need to be taken into consideration to properly choose TERRMAX. In broad approximation, uncertainties on arrival-times are unknown (otherwise, weighting on measurement would not exist). Estimate of these errors are however sometimes assessed by local analysts and can differ from one region to another one. Statistical comparison of arrival measurements at a regional distance evidences average error 0.3 s [Zeiler and Velasco, 2009]. In our case, the difference of arrival-times is thus bracket by a tolerance error of 0.6 s (TERRMAX of $0.6 + 0.4 = 1$ s). Uncertainties on velocity model are not known as the “true” mantle and crust (of earth) velocity structure is still enigmatic. A specific tolerance error value to account for velocity model uncertainties is thus generally not set (event though synthetic of ray propagation in 1D/3D indicate, in subduction zone setting, differences ranging between -3 to +3s). For earthquake location in structurally complex areas, the accuracy of the velocity model to represent earth structure is crucial. If such accurate model is set, the upper bound of the tolerance error accounts for both errors in arrival time measurements and small discrepancies in the velocity model.

Because uncertainties and grid settings vary from one area to the other, the choice of TERRMIN and TERRMAX is not set automatically within MAXI 2.0 but given to the user. For all of the reasons explained above, TERRMIN and TERRMAX should be set with care.

5.2.5 Synthetic arrival-times to test MAXI

We perform two series of synthetic tests with 2 main targets. The first target is to demonstrate the robustness of MAXI 2.0. The second target is to reveal EDT intersection properties when the velocity model is not appropriate (1D-layered instead of 3D-heterogeneous model) and/or when azimuthal coverage is poor. The second series is conducted by comparison with a “classical” residual minimization procedure.

For these purposes, synthetic arrival-times are computed in a 3D P-velocity model representing the heterogeneous structural complexities of the southernmost part of the Ryukyu subduction zone [Font et al., 2003]. This area of the Ryukyu subduction east of Taiwan is very active in terms of seismicity [Tsai, 1986; Kao et al., 1998; Wang and Shin, 1998; Font and Lallemand, 2009]. This model is built from the integration of active seismic data, location of Benioff zone for slab geometry and onland tomography data. It represents the subduction configuration

with : the water column, sedimentary layers and crustal thickness of the Ryukyu margin, the subducting Philippine Sea Plate and the back-arc Okinawa Trough. The model has a size of 350 km x 370 km and is composed of $10 \times 10 \times 3$ km blocks with constant velocities. Initial grid spacing (or node interval) on all facets of blocks is $2 \times 2 \times 1$ km. Because S-velocity model is unknown and thanks to the non-dependency between origin time and depth, we choose to work on P velocity structures only.

Synthetic arrival times are retrieved at the station positions representing the realistic network configuration commonly used to locate earthquakes offshore at the east of Taiwan [Tsai et al., 1977; Biq, 1981; Kao and Rau, 1999; Font et al., 2004; Chou et al., 2006; Wu et al., 2008; Font and Lallemand, 2009; Wu F.T. et al., 2009]. We selected 44 seismic stations currently running together : 38 Taiwanese seismic stations of the CWB (Central Weather Bureau of Taiwan) located on Taiwan Island and 6 Japanese seismic stations of the JMA (Japanese Meteorological Agency) in the Yaeyama Islands (Figure 5.6).

Two sets of initial event positions are used. The first set, for visualization purposes, distributes 455 events within 5 spheres aligned perpendicular to the trench between the Taiwanese and Japanese seismic stations (Figure 5.6). For this dataset, we have computed all P and S-arrival-times, i.e., for all stations and all synthetic events. In order to mimic a real case, the second event position set results from a selection of about 829 earthquakes well recorded by both networks and evenly distributed in the subduction system. Both datasets (1284 events) are then used to compute the so-called minimum 1D velocity model [Kissling et al., 1994; Kissling et al., 1995] necessary for the 2nd target (station delays ranges between -1.05 s and 3.35 s and, between -1.91 s and 6.25 s, respectively for P-waves and S-waves) (Figure 5.7). For both event sets, travel-times are calculated from the 3D ray-tracing shortest path method [Moser, 1991] from a fixed origin time and a known position and subsequent synthetics of 3D P-arrival-times are retrieved. We also recover synthetics of 3D S-arrival-times by applying a constant ratio $\frac{V_P}{V_S}$ of 1.73 (estimated to be the average on East-Taiwan area from the CWB catalog) to the 3D P velocity model.

Dataset		Network(s)	
		Taiwanese + Japanese Average azimuthal gap = 140° TJ	Only Taiwanese Average azimuthal gap = 225° TT
Exact arrivals	EE	TJEE	TTEE
EE + picking errors	(± 0.3 s) P3	TJP3	TTP3
EE + picking errors	(± 0.5 s) P5	TJP5	TTP5
P3 + anomalies (± [2 to 5 s])	PA	TJPA	TTPA

TABLE 5.3: Summarize of different synthetic 3D arrival-time datasets used in this study. Each dataset is composed of 455 fictitious events located along 5 spheres, aligning perpendicular to the trench (Figure 5.6). Station from Taiwanese and Japan network simulated station positions of the CWB and JMA network, respectively. Dataset of P arrival-times are disturbed to simulate picking errors (random perturbation up to ± 0.3 s, or up to ± 0.5 s), and large anomalies ($\pm [2 \text{ to } 5]$ s).

We call TJEE, the exact 3D P-arrival-times (EE), on both Taiwanese and Japanese networks

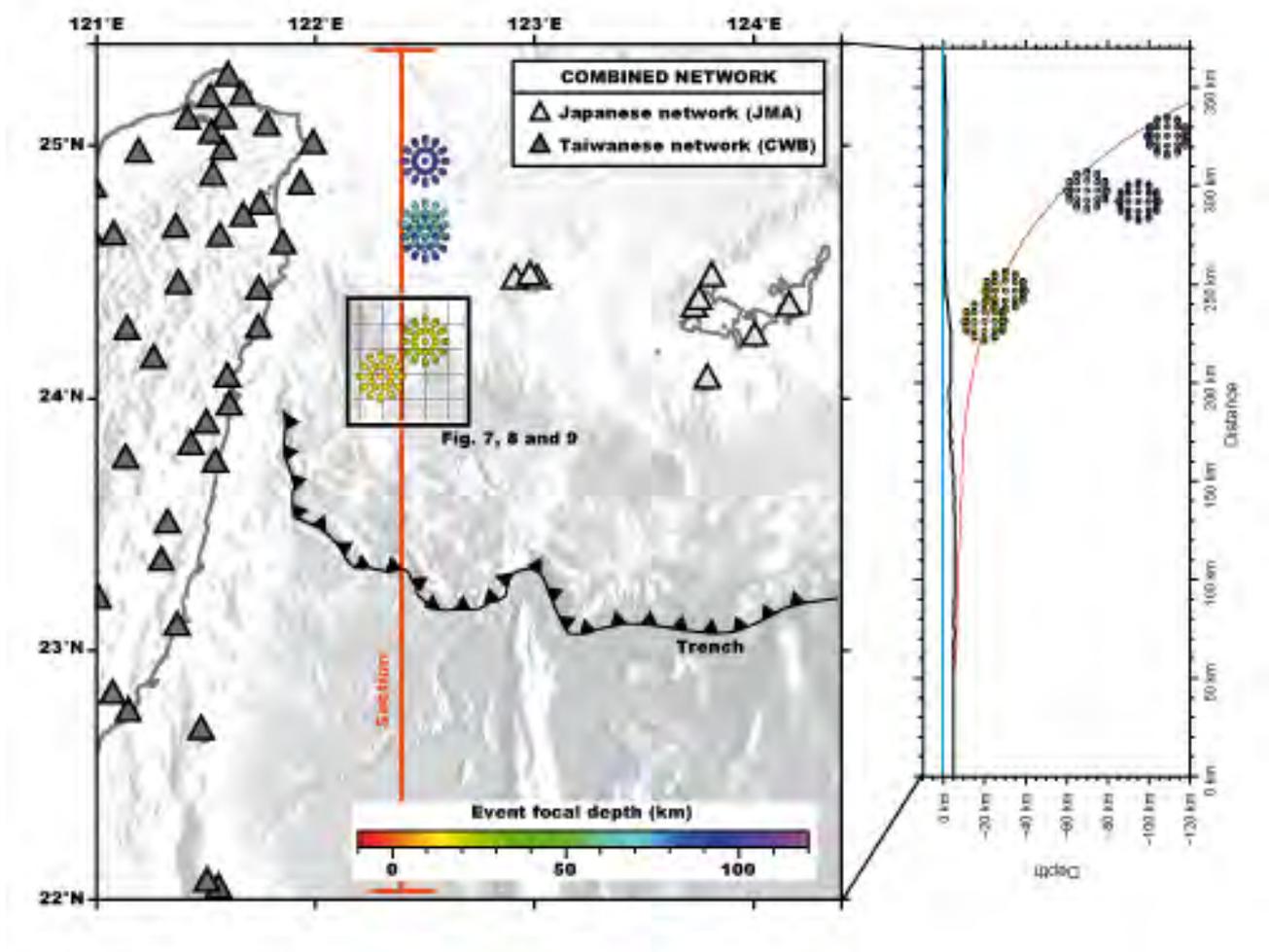
Figure 6

FIGURE 5.6: On the left : Network configuration and synthetic events position. Black box bounds the map shown on Figures 8, 9, 10 and 11. On the right : synthetic events position on a N-S vertical cross-section.

(TJ), for the set of events distributed along spheres, computed within the known 3D P velocity model (Table 5.3). In order to simulate picking errors, from TJEE, we obtained 3 disturbed sets of synthetic 3D arrival-times (for target 1) by adding a noise term uniformly distributed between -0.3 s and 0.3 s (TJP3 dataset, P standing for Perturbation) and between -0.5 s and 0.5 s (TJP5 dataset). The last dataset (TJPA, A for Anomalies) aims to mimic large errors in arrival times (e.g. clock trouble, combination of phases of 2 different earthquakes, mislocation of seismic stations). It is identical to TJP3 but further includes large time-anomalies that are added randomly (1 chance among 5 for one given arrival). These anomalies vary between $\pm [2$ to $5]$ s and their number ranges between 1 to 13 outliers by earthquake. Furthermore, a clock shift of 0.5 s on 1 station and 1.5 s on 2 stations is added (Figure 5.8). These perturbations are important if we consider picking error estimates on regional earthquakes [Zeiler and Velasco, 2009].

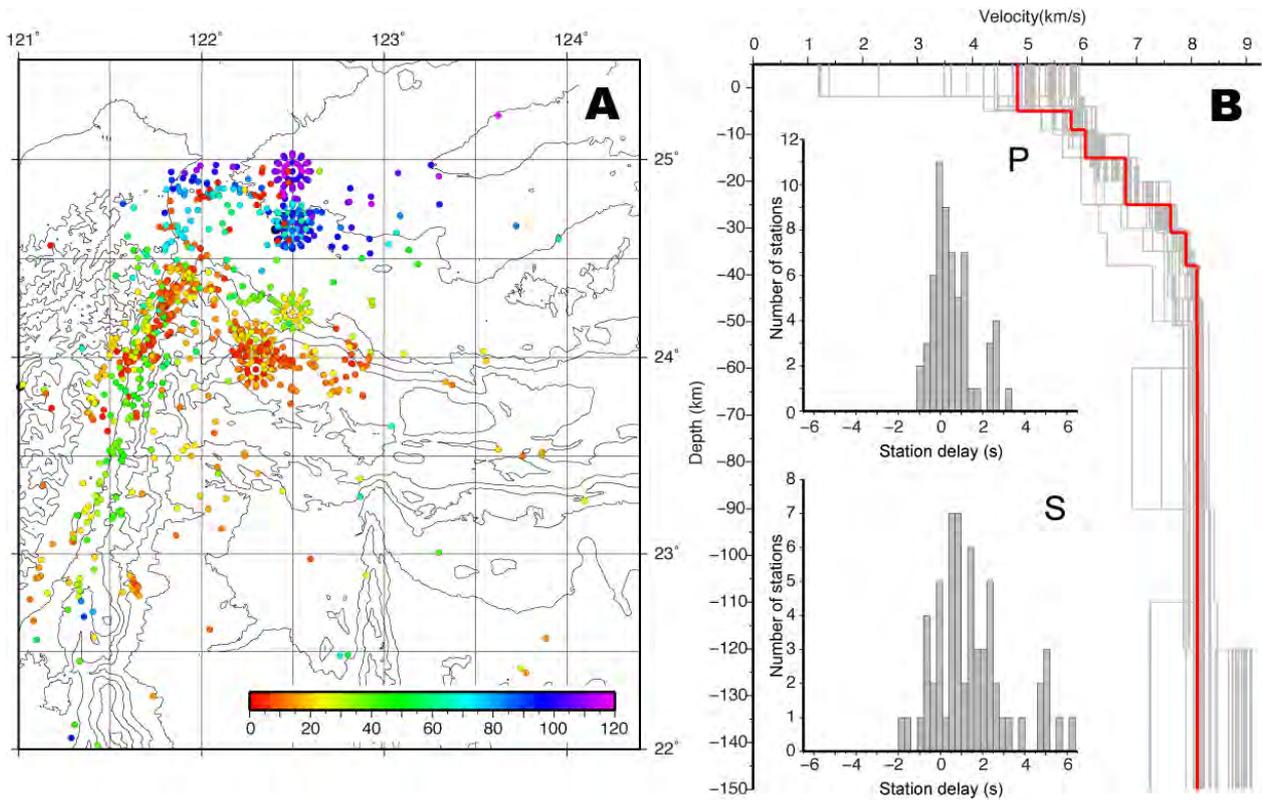


FIGURE 5.7: A : Selected events used to compute the 1D minimum velocity model. B : Minimum 1D velocity model and distribution of its corresponding station delays at all 60 stations. gray : all velocity models tested ; red : final 1D minimum velocity model.

From TJEE, TJP3, TJP5 and TJPA, we obtain 4 new datasets by removing Japanese stations : TTEE, TTP3, TTP5 and TTPA (TT standing for Taiwanese network only, Table 5.3). From those fictitious events, average distance to the first station is about 60 km, and azimuthal gap about 140° (between 100° and 185°) and 225° (between 195° and 280°) with and without JMA stations respectively (Figure 5.6).

5.2.6 Synthetic results and discussions

In the next section, results of synthetic processes are shown. Average (± 1 standard deviation) and median of the misfit (distance in km between final solution and initial synthetic position) are computed for all 455 events showing representative statistics for the whole dataset (Figures 5.9, 5.10, 5.11, 5.12 and 5.13). Solution maps focus on both shallow spheres to enhance the interplate seismogenic zone.

5.2.6.1 Target 1 : Robustness of the method

To test robustness of MAXI 2.0, we perform earthquake location for 3D P-arrival-time datasets TJ(TT)EE, TJ(TT)P3, TJ(TT)P5, and TJ(TT)PA within the exact 3D velocity model (the same as the one we used to obtain 3D arrival-times). To account for grid spacing and numerical approximation, we choose TERR to vary between TERRmin 0.4 s and TERRmax 1.0

Figure 7

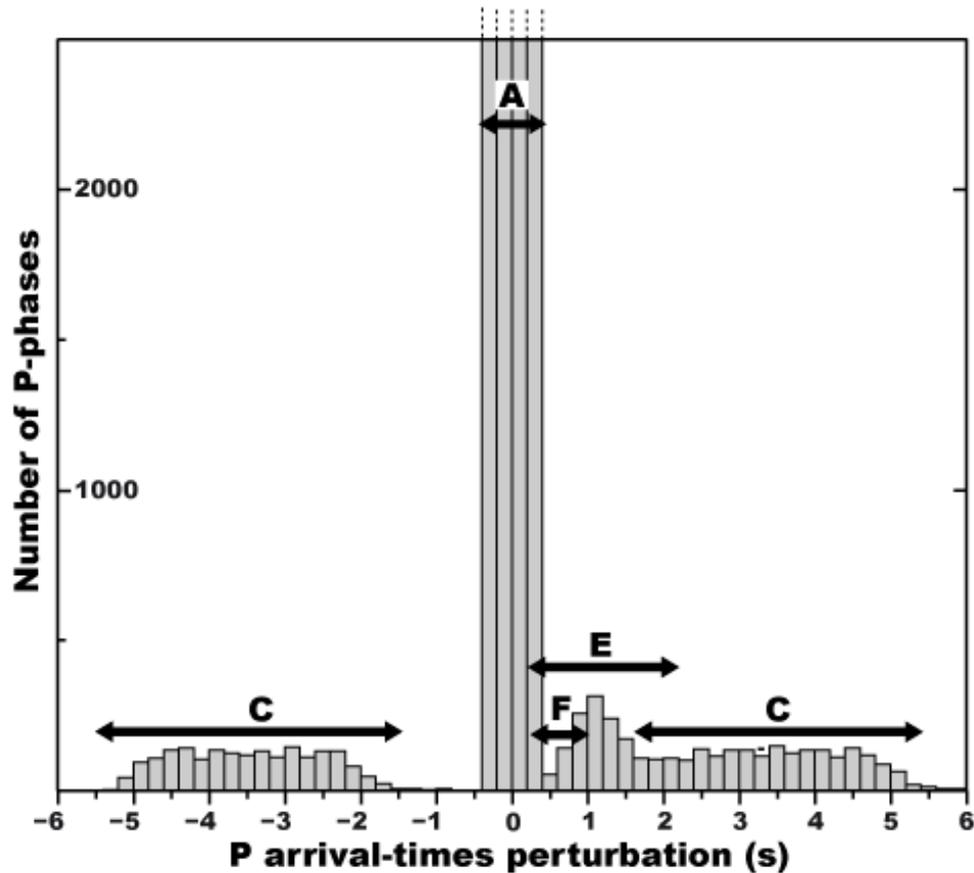


FIGURE 5.8: Histogram of synthetic P-arrival-times perturbation implemented within TJPA dataset (standing for Taiwan-Japan networks and Perturbation with Anomalies). All phases, at all stations for all events, are presented in the histogram. Categorization (A to F) refers to a combination between the EDT intersecting rate per output phase (*EDT-in* or *EDT-out*), recovered by MAXI, and the kind of initial disturbance (picking error, anomaly or constant shift, see text and Table 5.4). A, C, and E correspond to correctly retrieved categories (99% of phases); B, D, F are improperly recovered (0, 0 and 1% respectively).

<i>Category</i>	<i>Nb of P-arrivals</i>	<i>Perturbation</i>	<i>EDT rate</i>	<i>Adequacy</i>	<i>% total</i>	<i>% recovery per Category</i>	<i>Aver. residue (s)</i>	<i>Aver. difference (s)</i>
A	18682	Picking error	EDT-in	Correct	77.8	100	-0.0 (0.2)	0.06 ± 0.06
B	0	Picking error	EDT-out	Mistake	0		-	-
C	4097	Anomaly	EDT-out	Correct	17.1	100	3.5 (1.0) ; -3.5 (0.9)	0.07 ± 0.08
D	0	Anomaly	EDT-in	Mistake	0		-	-
E	1011	Shift	EDT-out	Correct	4.2	81.3	1.2 (0.3)	0.06 ± 0.07
F	232	Shift	EDT-in	Mistake	1.0		0.5 (0.1)	0.19 ± 0.09
Total	24024	-	-	-	-	-	-	0.06 ± 0.07

TABLE 5.4: Retrieval of implemented arrival-time perturbation in terms of outliers (TJPA dataset located within the exact velocity model) : Categorization of output phases (in terms EDT intersecting rate) according to the initial P-arrival-time perturbation. Perturbation refers to the initial perturbation applied to arrival-time synthetics (see Table 5.3). EDT rate is a qualification, specific to MAXI technique, indicating if the output phase is statistically outlying, or not, in terms of number of EDT intersections (if *EDT-out*, the phase is not used, see text for details). Adequacy indicates if EDT rate (in or out) is correct or mistaken (referring to the initial perturbation size). *Aver. residue* corresponds to the average of travel-time residues computed at the hypocentral solution position. Number in parenthesis is one standard deviation. *Aver. difference* corresponds to the average of the absolute value of the difference between the perturbation in arrival-times and the travel-time residue at a given phase (computed at the hypocentral solution position).

s with 7 increments of 0.1 s. Hypocenter determination quality is assessed from the misfit, i.e. the distance between the final solution produced by MAXI and the original synthetic position. The location process applied to TJEE dataset results in an average misfit about 0.6 ± 0.6 km (Figure 5.9). Sphere shape is well preserved although each event is located independently. Average misfit for arrival-times including picking errors (TJP3 and TJP5 datasets, Figure 5.9) is about 1.1 ± 0.9 km and 1.9 ± 1.5 km, respectively. Average depth misfit is 0.1 ± 1.3 km and -0.2 ± 2.2 km for TJP3 and TJP5, respectively). For arrival-times including large anomalies (TJPA dataset) the average misfit is about 2.1 ± 1.9 km. Sphere shapes are well preserved during the process, even if slightly scattered when arrival times are greatly disturbed. The original location is not well retrieved for events containing significantly large number of outliers in the arrival-time dataset (TJPA).

In order to better illustrate MAXI 2.0 cleaning procedure, we further analyze travel-time residues. For that purpose, we first distinguish output phases in terms of the EDT intersecting rate : we characterize this rate as EDT-in or EDT-out, regarding if the EDT set combined with the associated station, sufficiently cross, or not, SPRED node (see section 2.2). We then categorize (from A to F) the phase intersection rate (EDT-in or EDT-out) with respect to the perturbation initially implemented to the arrival-times of TJPA dataset (perturbations can be of 3 kinds : picking error, anomalies or shift; see also Table 5.4) in order to check MAXI ability to retrieve original perturbations. As a result, 99% of implemented perturbations are retrieved as expected (categories A, C and E). 100% of large perturbations are recovered correctly (type C), meaning that the erroneous phases were simply not used in the earthquake location process. Outlier determination failed for only 1% of data (almost 19% considering only Shift perturbation, Table 5.4, category F) due to the great number of anomalies in arrival-times (>6), large picking errors and a relatively small value of the shift (close to 0.5 s). The 1% of “mistakes” is thus a numerical consequence of important and random disturbances of arrival datasets. Even when we locate the TJPA dataset within an inappropriate 1D minimum velocity model (see section 4.2), 96% of large implemented perturbations are retrieved as expected (categories C and E, Table 5). However, in that case, 27.5% of correct arrival-times are not used during the process and are considered like EDT-out (category B, Table 5.5).

Regarding event determination (3D case) with a poor azimuthal coverage, i.e. using only the 38 CWB station positions (Figure 5.10), average misfit increases to 1.4 ± 1.3 km, 1.9 ± 1.4 km, 3.3 ± 2.8 km and 3.7 ± 3.0 km for TTEE, TTP3, TTP5, and TTPA datasets, respectively. Sphere shapes are still preserved during the process (TTEE and TTP3), even if rather scattered when arrival times are greatly disturbed (TTP5 and TTPA). One cause is certainly the fact that a lower number of stations yields a poorer geometry to locate the earthquake (TJPA in Figure 5.9 and TTPA in Figure 5.10). However, one other cause is the non-linearity of the solution according to a dataset randomly disturbed with important noise terms. That is nicely shown with the TTEE dataset (Figure 5.10) for which the original pattern is very well retrieved despite of the absence of Japanese stations and with TJPA, TTP3, TTP5 and TTPA datasets where there is a combination of the two causes.

Absolute earthquake determinations, within an exact 3D P-velocity model are associated, in the worst tested case (poor azimuthal coverage and highly disturbed data), to a minor average misfit lower than 4 km. Small discrepancies compared to initial synthetic positions therefore

Figure 8

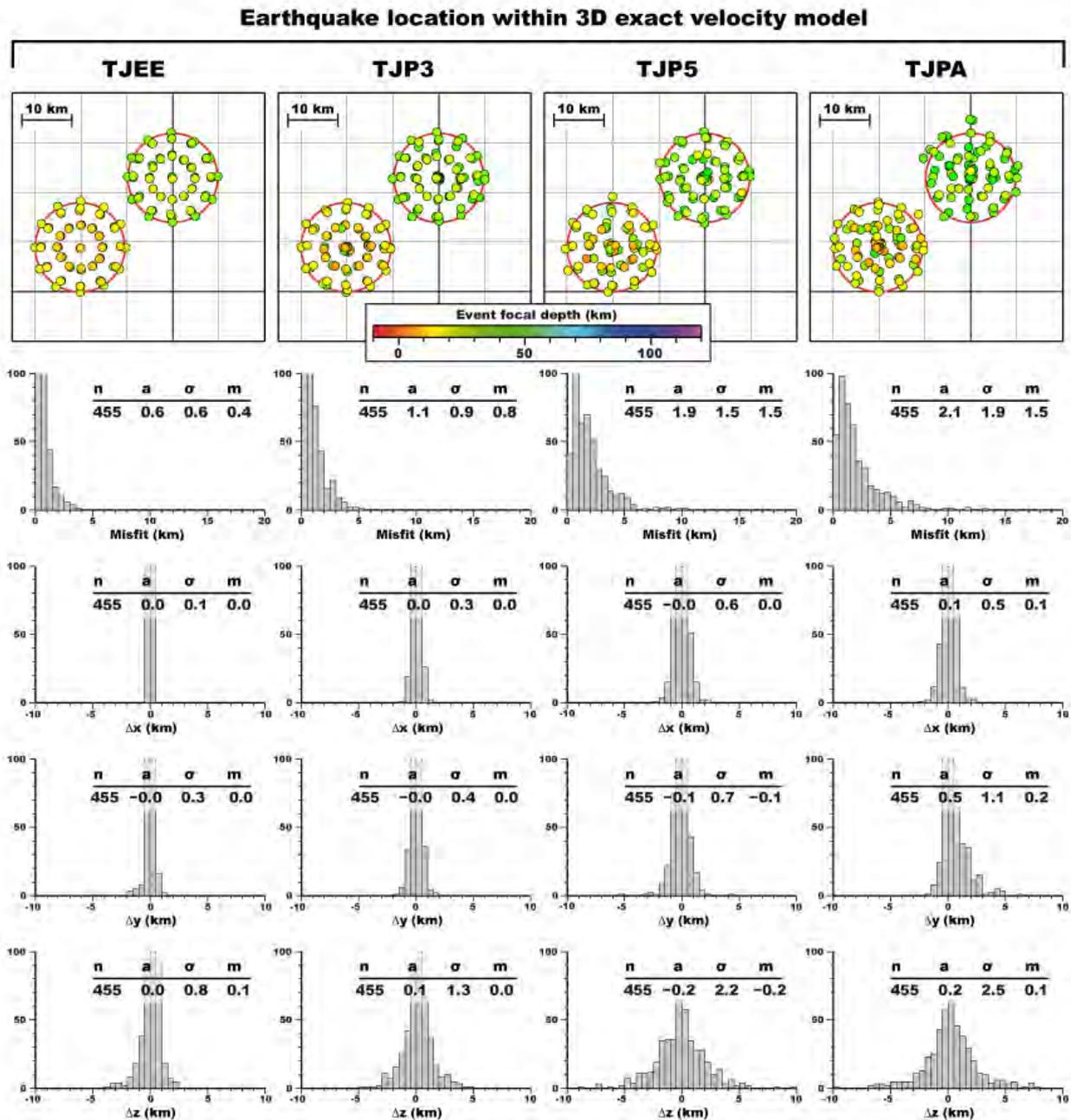


FIGURE 5.9: Maps showing MAXI 2.0 location results of 3D synthetic P-arrival-times, simulated on a combined Taiwanese and Japanese network (TJ), and determined within the exact 3D velocity model. Only two shallow spheres are represented (Fig. 5 for initial location). Each column corresponds to different data disturbance : EE = Exact arrivals, P3 = picking error up to ± 0.3 s ; P5 = picking errors up to ± 0.5 s ; PA = P3 + large anomalies (see Table 5.4). Below : misfit histograms. From up to down : total misfit, X, Y and Z (vertical abscissa is truncated at 100).

Figure 9

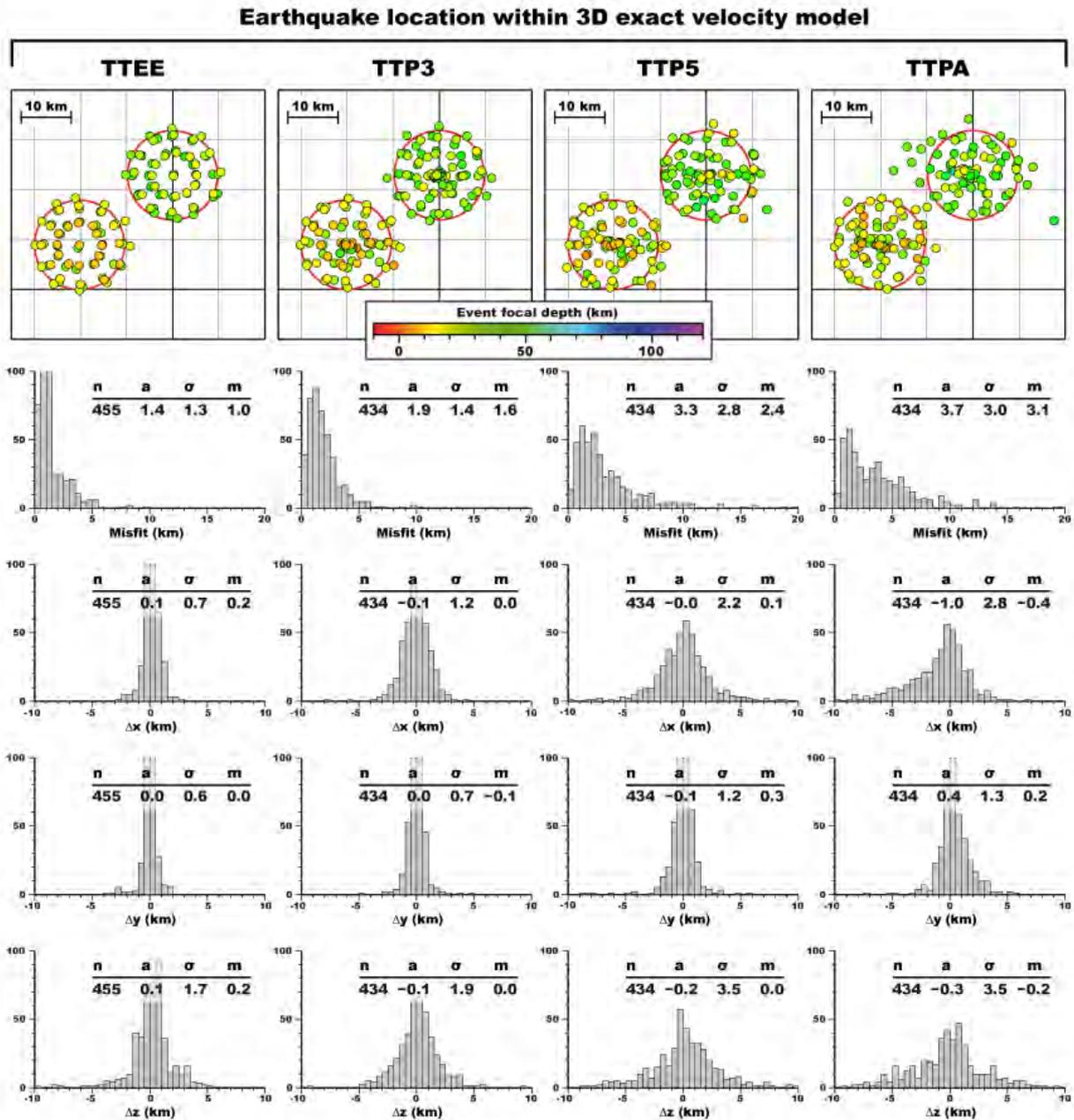


FIGURE 5.10: Maps showing MAXI 2.0 location results of 3D synthetic P-arrival-times, simulated on the Taiwanese network (TT – poor azimuthal coverage), and determined within the exact 3D velocity model. Legend is identical to Figure 5.9.

Category	Nb of P-arrivals	Perturbation	EDT rate	Adequacy	% total	% recovery		
						per Category	Aver. residue (s)	Aver. difference (s)
A	13535	Picking error	EDT-in	Correct	56.3	72.5	-0.0 (0.3)	0.18 ± 0.15
B	5147	Picking error	EDT-out	Mistake	21.4		1.0 (1.3)	1.34 ± 0.73
C	3972	Anomaly	EDT-out	Correct	16.5	96.9	3.8 (1.3); -3.3 (1.2)	0.61 ± 0.63
D	127	Anomaly	EDT-in	Mistake	3.2		0.5 (0.7); -0.4 (0.2)	2.32 ± 0.90
E	1154	Shift	EDT-out	Correct	4.8	92.8	1.5 (0.4)	0.42 ± 0.34
F	89	Shift	EDT-in	Mistake	0.4		0.5 (0.2)	0.40 ± 0.33
Total	24024	-	-	-	-	-	-	0.52 ± 0.66

TABLE 5.5: Retrieval of implemented arrival-time perturbation in terms of outliers (TJPA dataset located within the erroneous 1D velocity model) : Categorization of output phases according to the initial P-arrival-time perturbation. Legends are same than table 5.4.

attest of MAXI 2.0 robustness. Within the frame of the realistic offshore Taiwan configuration, a part of the misfit (0.6 km, TJEE case) can be attributed to grid resolution and cumulative numerical approximation of synthetic arrival-times. The small increase in average misfit for tests P3 and P5 (up to 1.5 km compared to EE) demonstrates that MAXI 2.0 is powerful enough to account for random errors in arrival-times. Indeed, each arrival-time error tends to shift one EDT in space. Stacking various preliminary solution domains, determined at increasing EDT thickness value with a multigrid approach, well allow overlapping EDTs in the area that includes the hypocentral solution. This is true in the case of random error distribution, as expected for realistic picking error. However, systematic arrival-time errors would result in systematically shifted EDTs and would probably not converge toward the correct solution. The insignificant average misfit increase between P3 and PA tests (2 km) confirms that MAXI 2.0 cleaning procedure deals successfully with large (and numerous) erroneous arrival-times (Table 5.4). Indeed, the loss in location accuracy can simply be explained by the decrease in the number of stations used in the process (in addition to random disturbance). In case of inadequate 1D velocity model, MAXI 2.0 cleaning procedure still successfully deals with large (and numerous) erroneous arrival-times (Table 5.5), even if a part of correct arrival-times (30%) are excluded and considered as outlier during the process. Because no travel-time residue minimization is conducted during earthquake location, the residual value retrieved by MAXI is fully realistic as attested by the computed difference between the implemented disturbance and the retrieved residue (average is 0.06 ± 0.07 s, Table 5.4). In case of inadequate 1D velocity model, the computed difference increases to 0.52 ± 0.66 s (Table 5.5) due to worse location results obtained within an inappropriate velocity model. The synthetic investigation also attests that MAXI is not much affected by the reduction of azimuthal coverage. At last, these results demonstrate that, using P arrivals alone and a reliable 3D P-velocity model, the depth parameter is correctly recovered. Considering depth misfit distribution, the average never exceeds 0.5 km and the RMS value is lower than 3.5 km.

To summarize, the first series of synthetic tests, carried out within the exact velocity model, attest of MAXI 2.0 robustness in (1) recovering hypocentral position and especially the depth

Figure 10

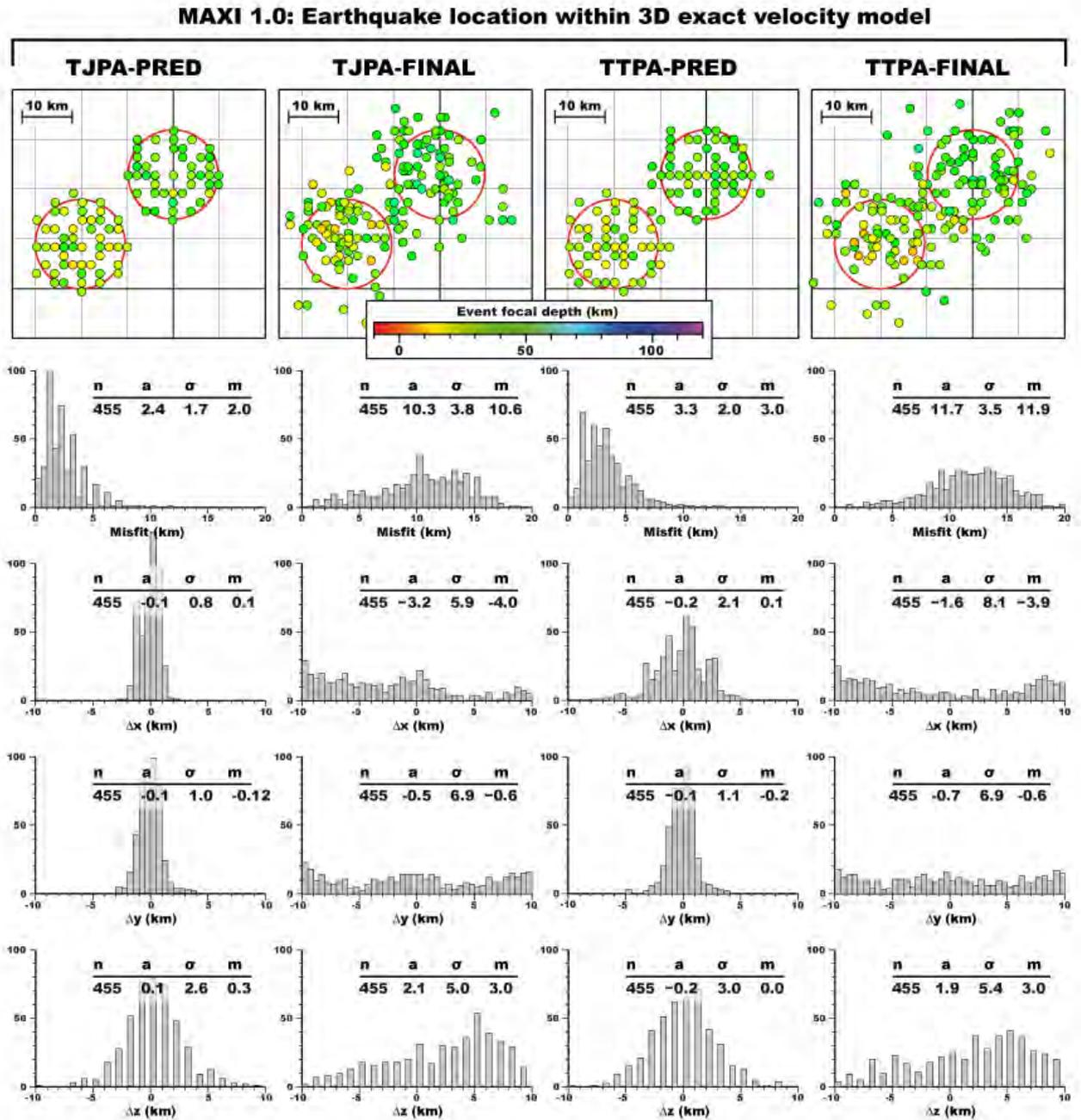


FIGURE 5.11: Maps showing MAXI 1.0 location results of 3D synthetic P-arrival-times, simulated on the combined Taiwanese and Japanese network (TJ – good azimuthal coverage) and on the Taiwanese network alone (TT – poor azimuthal coverage), and determined within the exact 3D velocity model. PA = P3 + large anomalies (see Table 5.4). Below : misfit histograms. From up to down : total misfit, X, Y and Z (vertical abscissa is truncated at 100).

parameter, using P-arrival alone, (2) even when azimuthal coverage is poor and (3) in lessen the impact of both random and/or large perturbation in the set of arrival-times by filtering erroneous data and avoiding their contamination in earthquake location. In order to address the improvement of MAXI 2.0 according to MAXI 1.0, the figure 5.11 presents results from identical synthetic data, i.e within the 3D exact velocity model and using the most disturbed dataset TJPA and TTPA (i.e., with and without Japanese stations). MAXI 1.0 provides two solutions : the PRED solution resulting from EDT intersections (first step, of MAXI 1.0) and the FINAL solution resulting of travel-times minimization. Prior the minimization, outliers are extracted using statistics on travel time residues [e.g., Font et al., 2004]. MAXI 1.0 process is performed at $TERR = 0.5$ s, a threshold value of $\pm(1.5 \times rms)$ and a cutoff limit of 1.5 s to exclude outliers. On one side, results show that PRED solution is similar to the solution given by MAXI 2.0 but with solutions located exactly on grid nodes (grid dependent solution). On the other side, FINAL solutions given by MAXI 1.0 are widely deteriorated. These tests show that MAXI 2.0, by taking all advantages of EDT properties, is more efficient that MAXI 1.0.

5.2.6.2 Target 2 : MAXI 2.0 achievement in erroneous 1D velocity model

The second series of synthetic tests aims to evaluate MAXI 2.0 behavior within an erroneous velocity model. For that purpose, we use a 1D velocity model to represent a 3D heterogeneous media. We compare misfits produced by, on one hand, MAXI 2.0 and by, on the other hand, a “classical” travel-time residual minimization approach, HYPOELLIPSE [Lahr, 1979; Lahr, 1999], for TJEE and TTEE datasets (azimuthal gap $> 180^\circ$).

First, following a usual approach, we built a minimum 1D velocity model thanks to the VELEST 3.1 program [Kissling et al., 1994; Kissling et al., 1995]. This program has originally been developed to derive a well-suited initial reference velocity model for 3D local earthquake tomography [Kissling et al., 1994]. It may also be applied to joint hypocenter determination problem in order to take into account coupling between hypocentral and velocity parameters [Thurber, 1992]. Here, we performed a combined inversion of velocity model, source parameters (position and origin time) and station delays using P and S arrival-times provided by a combination of synthetic datasets (829 subduction-like events and 455 events located along spheres). A trial-and-error process is led by repeating this inversion with few initial velocity models and hypocentral parameters and for different damping values in order to obtain the so-called best 1D minimum velocity model. We then apply both location techniques (MAXI and HYPOELLIPSE) to determine, within the 1D model, hypocentral positions for TJEE and TTEE 3D-arrival-times dataset (good and poor azimuthal coverage, respectively). Parameters for MAXI process are identical to those used in first series of tests. Again, only P arrival-times are used with MAXI process. With HYPOELLIPSE, we computed earthquake location : (1) using only P-waves in order to obtain solutions directly comparable with MAXI 2.0 results and (2) using P and S-waves in order to check the impact of using S arrivals and evaluate the location quality of usual approach simulation.

Figure 11a

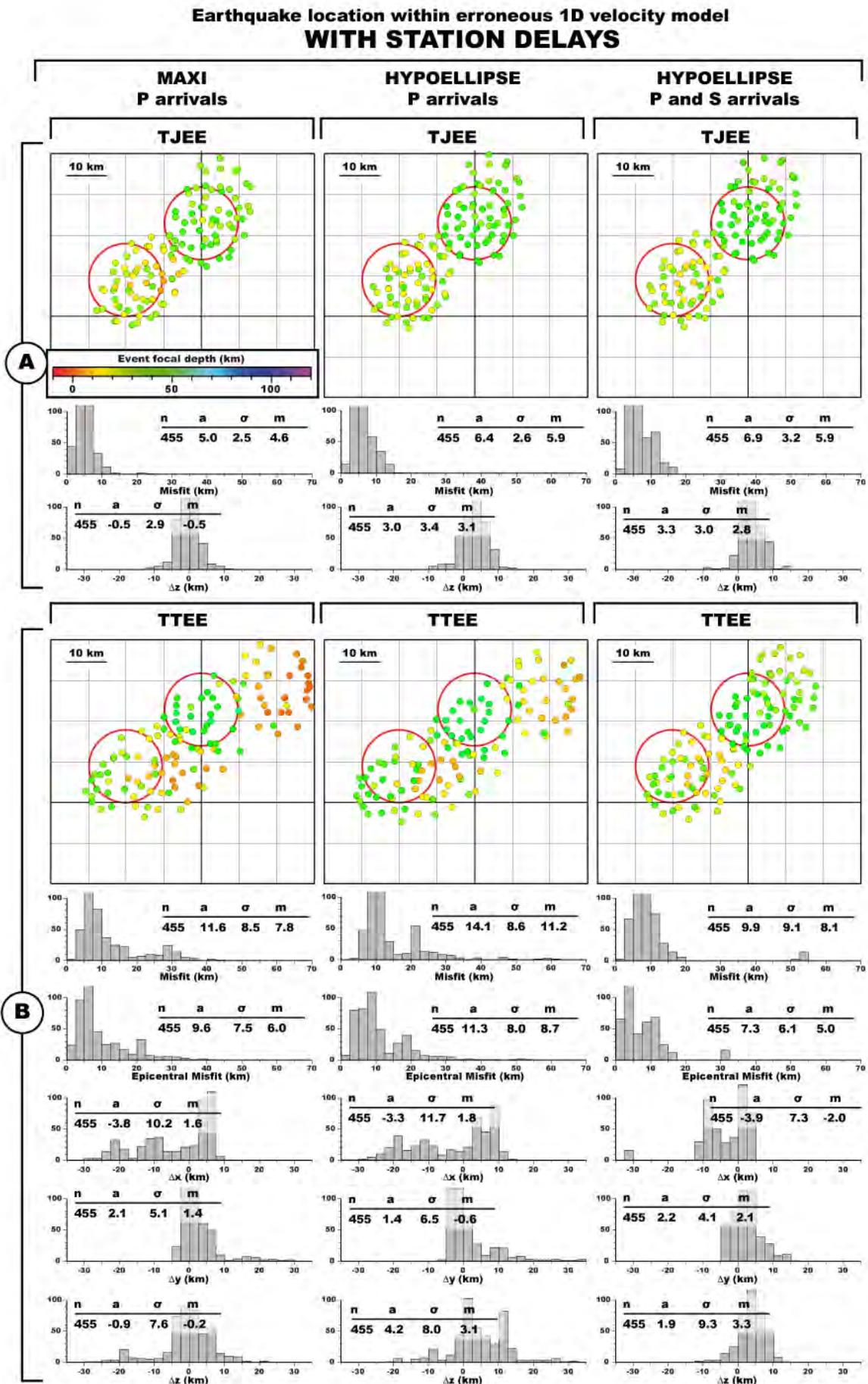


FIGURE 5.12: Results of earthquake location using MAXI and HYPOELLIPSE within a 1D minimum velocity model. (5.12) With station delays and (5.13) Without station delays. Results are obtained using phases (A) on the combined Taiwan and Japanese networks (TJ case) and (B) on the Taiwanese network alone (TT case – poor azimuthal coverage). Only two shallow spheres are represented (Figure 5.6 for initial location and network configuration). Each column corresponds to a location process using : to the left, MAXI technique and P-arrivals; in the middle, HYPOELLIPSE technique and P-arrivals; to the right : HYPOELLIPSE technique and P and S-arrivals.

When azimuthal coverage is good, i.e., azimuthal gap between 100 and 185 (TJEE dataset, Figures 5.12-A and 5.13-A), the average misfit (within their standard deviations) is similar for MAXI and HYPOELLIPSE by applying or not station delays. Without using station delays, averages vary from 12.2 ± 3.6 km to 16.4 ± 3.7 km for MAXI and HYPOELLIPSE, respectively. Using station delays, averages vary from 5.0 ± 2.5 km to 6.4 ± 2.6 km for MAXI and HYPOELLIPSE, respectively. The use of S-waves in HYPOELLIPSE has no significant effect on the average misfit. Moreover, none of the methods correctly recover the original earthquake pattern. In the frame of Eastern Taiwan configuration, main misfit errors, without using station delays, concern epicenter position along N-S meridians (i.e. parallel to the coastal network), with a southward misfit of about 10 km, and an overestimated depth of, on average, 12.2 ± 7.0 km and 10.9 ± 8.7 km, for P-HYPOELLIPSE and P-S-HYPOELLIPSE, respectively. For P-MAXI, the average depth is lower (-1.0 km) and statistical dispersion is equivalent (± 7.0 km). Using station delays, the misfit averages are twice smaller with identical standard deviations. Same pattern is observed along depth (dz, in average, equal to 3.0 ± 3.4 km, 3.3 ± 3.0 km and -0.5 ± 2.9 km, for P-HYPOELLIPSE, P-S-HYPOELLIPSE and P-MAXI).

When azimuthal coverage is poor, i.e., azimuthal gap between 195 and 280 (TTEE case, Figures 5.12-B and 5.13-B), the average misfit increases compared to previous case. Without using station delays, average misfit is significantly lower for MAXI than HYPOELLIPSE determinations, especially in depth. Average misfits equal 17.1 ± 5.1 km and 33.6 ± 8.2 km, for P-MAXI and P-HYPOELLIPSE, respectively. Adding S-waves in HYPOELLIPSE allows improving hypocenter determination (average misfit about 23.3 ± 12.9 km) in particular in depth. Using station delays, results are greatly improved and are similar between HYPOELLIPSE and MAXI.

Considering travel-time residual minimization technique, the search of 4 unknowns (x , y , z and t_0) is inappropriate when (1) the azimuthal gap is important and events occur outside the station network; and (2) when a 1D velocity model is used to represent a complex 3D and heterogeneous geological structures. Buland [1976] show that, under those unfavorable circumstances, the convergence with this kind of minimization is unreliable and potentially numerically unstable. Using appropriate station delays is supposed to adjust 1D model of lateral velocity variations [Pujol, 1988; 2000]. When foci are located outside of the network, S-P differences help to constrain the epicentral distance. This is true both when the seismic array is large enough or very small (important azimuthal gap). Regarding depth determination, when earthquakes are located below a seismic array, the depth is classically constrained by S-P differences. When earthquakes are located outside the network then, the depth is difficult to constrain which sometimes results in fixing z to determine x , y and t_0 parameters e.g. [Pavlis, 1992; Lienert, 1997; Lin and Sanford, 2001]. To improve depth determination, it is necessary to avoid trade-off between origin time and hypocenter depth.

Figure 11b

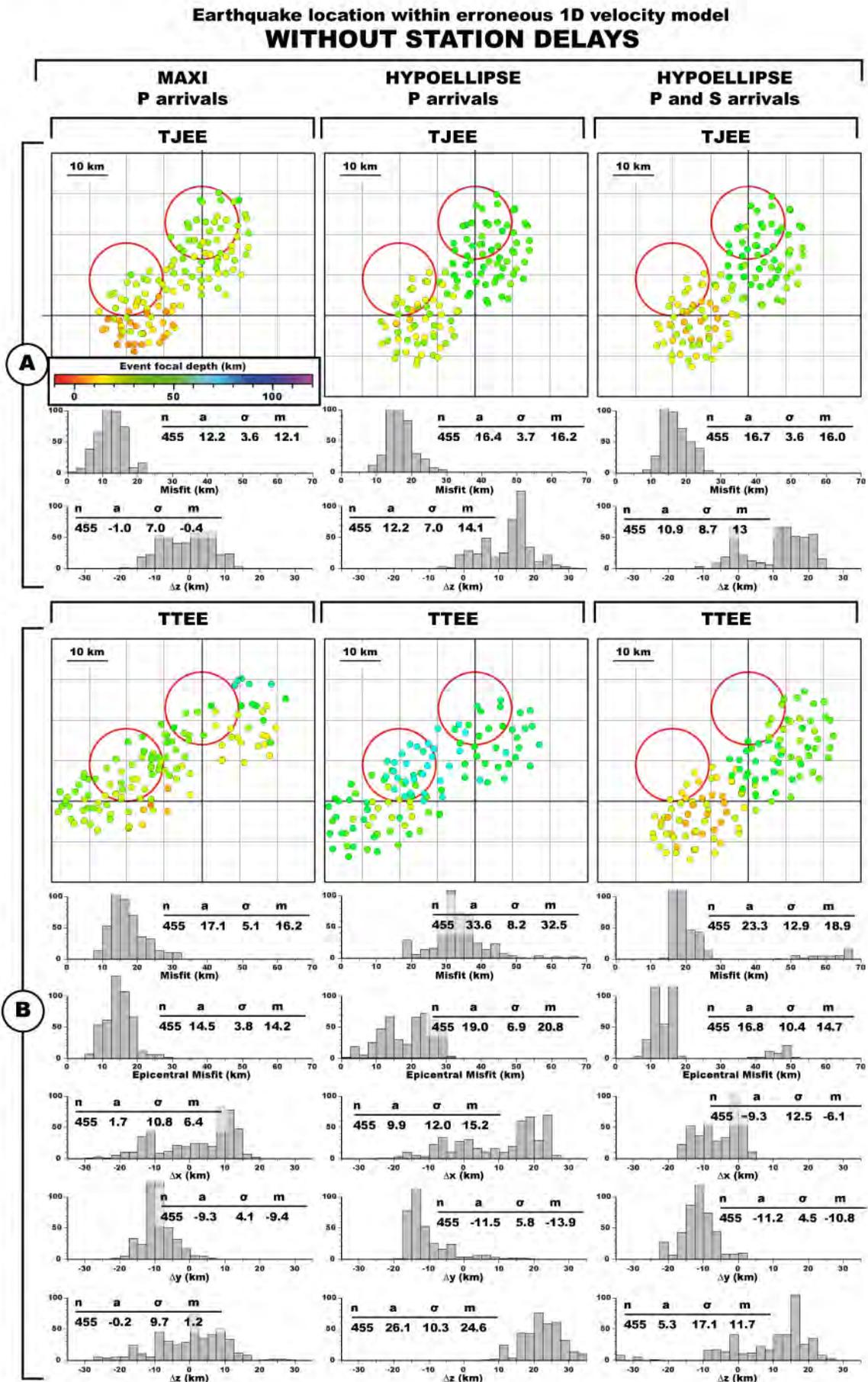


FIGURE 5.13: Results of earthquake location using MAXI and HYPOELLIPSE within a 1D minimum velocity model. (5.12) With station delays and (5.13) Without station delays. Results are obtained using phases (A) on the combined Taiwan and Japanese networks (TJ case) and (B) on the Taiwanese network alone (TT case – poor azimuthal coverage). Only two shallow spheres are represented (Figure 5.6 for initial location and network configuration). Each column corresponds to a location process using : to the left, MAXI technique and P-arrivals; in the middle, HYPOELLIPSE technique and P-arrivals; to the right : HYPOELLIPSE technique and P and S-arrivals.

Whatever the technique used in 1D, this study shows that hypocenter misfits increased largely compared to the determinations obtained in the exact 3D velocity model attesting for the inadequacy of using a 1D velocity model to represent a complex 3D structure. For these synthetic cases, the 1D model and associated station delays are supposedly the most propitious since they were obtained from the most favorable case of exact travel-times dataset, exact hypocenter positions and using the whole network (azimuthal gap $< 185^\circ$). Nevertheless, even the best station corrections cannot totally invalidate the effect of an erroneous 1D model as attested by the misfits between 5 and 7 km (for TJEE cases). This is easily understandable, as a constant value cannot correct the non-linearity of 3D heterogeneities existing along ray-paths. However, the use of station terms greatly reduces hypocenter misfits (Figure 5.12 and 5.13). In our example, the decrease in misfit is greater for HYPOELLIPSES determination than for MAXI ones.

Nevertheless, with an equally erroneous velocity model and identically wrong travel-times, MAXI determinations, using P-waves only, are equivalent in quality than P-S-HYPOELLIPSE when using station delays, and clearly improved when no station correction is applied. This confirms that MAXI 2.0 is not affected by the classical origin time/depth trade off and is able to retrieve the depth parameter using P-arrivals solely as well as other techniques using P and S arrivals combined.

When station delays are taken into account within the best-1D model, azimuthal gap greater than 180° (here, between 195° and 285°), cannot be better resolved with MAXI than with a residual minimization technique. However, when the most favorable station delays are not applied, the considerable decrease in azimuthal coverage (when removing Japanese stations from our set of data) strongly affects the efficiency of residual minimization technique in locating the hypocenter. On the contrary, average misfit for MAXI determination only increases by 5 km, reaching the misfit statistical values of HYPOELLIPSE in the case of the combined network (Figure 9b – A and B). This might be explained, as stated by Lin and Sanford [2001] in case of large aperture seismic array, thanks to P-P differences allowing a better determination of the azimuth of the seismic event according to the position of the seismic array [Lin and Sanford, 2001]. In our example, the CWB seismic array is large (latitudinal extent of 300 km) compared with the distance to synthetic earthquakes. In this configuration, MAXI, through the use of P-P differences at each station pair, reduces errors both on the azimuth and on hypocenter depth, taking into account the limitation due to the inappropriate 1D velocity model and no station delays. The comparison between with or without station delays for the synthetic cases is crucial for real applications. In subduction zones, station delays are obtained based on preliminary hypocenter determination obtained in 1D, with S measurements that are known to be uncertain and with constant V_p/V_s ratio that are mistaken as attested by numerous subduction tomography investigations. Even though such “realistic” approach has not been

conducted in the present paper, it is obvious that realistic station delays would improve misfit to a lesser extent.

For subduction zone investigation, where earthquakes occur offshore and seismic stations are deployed onland, MAXI 2.0 is therefore fully suitable. Numerical considerations put aside (e.g. discretization of velocity model into a grid with calculation nodes), limitations of MAXI in earthquake location of such tectonic case is mainly controlled by the accuracy of the 3D velocity model that controls the accuracy of travel-time estimations [Flanagan et al., 2007].

5.2.7 Confidence factors

Error in earthquake location should be defined as the distance, in km, that separates a solution from the hypocenter real position. In that sense, error estimate is still a sensitive issue because the provided distances are commonly largely underestimated. Nevertheless, when investigating hypocenter absolute positions of events from a seismic catalog, some determinations are undoubtedly better than others, and it is necessary to find a way to easily assess the reliability of the proposed solutions.

Classically, error uncertainty measures the solution reliability by assessing the statistical influence that data perturbation (e.g. perturbation in arrival-time picks or travel-time estimates) produces onto the solution. These uncertainties are based on the assumption that data errors are Gaussian, zero mean and uncorrelated [Flinn, 1965; Evernden, 1969; Buland, 1976; Sambridge and Kennett, 1986]. MAXI 2.0 also returns this type of uncertainty based on Chi-square with a 70% confidence contour along X (dx), Y (dy) and Z (dz), even though traditional Gaussian estimates of errors are often not adapted and underestimate the uncertainty value [Tarantola and Valette, 1982; Buland, 1986; Myers and Schultz, 2000; Zhou, 1994]. Location accuracy should not only be defined from seismic network geometry (number of stations used, azimuthal gap, secondary azimuthal gap and distance to the first station [Bondár et al., 2004]) but also, and above all, include the damaging effects of incorrect velocity models or velocity heterogeneities [Shearer, 1997; Billings et al., 1994; Pavlis, 1986]. However, in absolute earthquake location, the velocity model is fixed and errors linked to the model inadequacies are not appraised.

For all these reasons, we consider that location accuracy cannot be precisely evaluated in terms of distance. MAXI 2.0, as a forward technique based on graph theory, can assess the reliability of a proposed solution by evaluating the consistency between the data (arrival-times, seismic station information and 3D velocity model) and the parameterization of the system (e.g. travel-time estimates, grid geometry) that yields to earthquake determination. Reliability can therefore be assessed by the analysis of a series of confidence factors and we strongly suggest, if one wish to control location accuracy level of a seismic catalog, to discard the determinations presenting statistically extreme values of these factors.

Q_{EDT} parameter directly characterizes consistency between data and system parameterization. In MAXI 1.0, it was defined as the ratio between the number of EDTs effectively intersecting the PRED node and the theoretical maximum number of EDT involved in the process (Font et al., 2004). In the multi-scale approach of MAXI 2.0, Q_{EDT} is thus defined by :

$$Q_{EDT} = \frac{\sum_{i=1}^n acc[SPRED]_i}{n.C_j^2} \quad (5.6)$$

where acc is the total number of EDT intersections at the SPRED node, i represents an iteration among n , n the number of iterations for which the SPRED node is selected and

J the total number of arrival-times used. Q_{EDT} is unit less and varies from 0 to 1, a value of 1 meaning that 100% of the existing EDTs intercept the SPRED node. When Q_{EDT} is statistically close to 1, one can consider that there is a good consistency between data and system parameterization. In those cases, MAXI confidence factors can also judge the way a solution is constrained in terms of geometry thanks to the relation existing between the different SPRED volumes established during the first step. Two types of factors are considered : (1) size, node density and node distribution of volumes V1, V2 and V3, and (2) spatial configuration of the volumes. Each factor taken independently leads to different interpretations and only the combination of the series of factors prevails to understand the location process. For example, size of volumes can be used to precise the reliability of the solution. A large volume V1 (with respect to the size of V2 or V3), when associated to a small number of EDT intersections, may reflect a poor node sampling during the first iterations (i.e. TERR is too small compare to grid interval) or a poor network configuration (i.e. tangent EDTs would outnumber secant ones). A large volume V2 (and V4) or V3, associated to as small Q_{EDT} , reflects that used data and system parameterization cannot adjust to precisely constrain the solution in a small area, in other words a non-uniqueness of the solutions. Contrarily, associated to high Q_{EDT} values, large V2 or V3 volumes may inform that EDTs well converge toward a unique (and wide) solution domain and might be too wide in the earthquake location procedure (good quality of velocity model and small grid discretization).

From another point of view, because we exclude “non-stable” SPRED nodes of V1 to constrain the final search volume V2 (or V4), the inter-barycenter distance between V1 and V3, V1 and V2, or V2 and V3, can inform on the stability of the solution. Indeed, in some cases, SPRED nodes can gather on several sites and show multi-nodal distribution (several node clouds within V1, for instance). In such schema of unconstrained solutions, the inter-barycenter distances increase and indicate that the solution is most certainly uncertain. By forcing the final search procedure within V2 (instead of V1), we can not assure that V4 will always include the hypocenter but we insure a way of relying on the results.

The few examples of relations between volume size and spatial configuration should always be regarded in the light of number of EDT intersections. At last, once the spatial determination is achieved, analyses on travel-time residual RMS and uncertainties (dx, dy and dz) can confirm the reliability of the solution. If all confidence factors are good, but residual travel time is high (after outlier cleaning based on EDT intersection number), then the velocity model is probably not realistic enough to reduce travel-time residues.

In summary, our approach is to avoid a “surely wrong” uncertainty estimation (even though also returned by MAXI) but rather propose “mostly true” assessment of the solution reliability. Discriminate hypocenter determinations from a seismic catalog, using a combination of confidence factors proposed by the MAXI 2.0 algorithm should ensure a certain level of confidence to the seismic catalog.

5.2.8 Application

We apply MAXI 2.0 to the Ryukyu subduction earthquakes occurring between January 1991 and October 2008. Because accurate 3D S velocity model is poorly constrained, we use only P arrivals in the geo-realistic a priori model built by Font et al. [2003]. In order to improve seismic azimuthal stations coverage in this region [Hsu et al., 2001; Font et al., 2004; Chou et al., 2006; Wu et al., 2008; Chou et al., 2009; Wu Y.M. et al., 2009; Wu F.T. et al., 2009], we

combine picking catalogs from CWB and JMA networks and identify all earthquakes recorded by at least 1 JMA station and two CWB stations. 11475 events ($M_L > \sim 3 - 3.5$) have been selected in the space window 121.0°E-124.4°E, 22.0°N-25.3°N. The purposes of this section are to show an example of using MAXI, to discuss parameters and results and, to highlight the efficiency of using a 3D model with MAXI in a case where azimuthal gap and distance to the first station (>50 km) are not optimal. It is not a demonstration of the efficiency of the method alone or a comparison with 1D routine determinations.

From the first set of earthquake location, in order to compute station term, we analyze phase output in terms of (1) EDT intersection rate per station and (2) travel-time residue per station. Among 60 stations, 58 are characterized by more than 70% of EDT-in output phases. Travel-time residues distribute as narrow Gaussian and average residue serves as station correction. No seismic stations show more than 70% of output phases being EDT-out, meaning that mostly all EDTs associated with those stations did not converge toward the proposed solution and were consequently automatically discarded as outlier. Travel-time residues at those non-used stations can be distributed as a narrow Gaussian, and they would be also computed to estimate a station correction. In both cases, we consider from the shape of the Gaussian distribution that small (*EDT-in*) or large (*EDT-out*) anomalies under the station had not been taken into account within the 3D velocity model. The remaining 2 stations are characterized by 50% of *EDT-out* output phases. In such cases, we assume that velocity anomalies are not located immediately below the seismic station and cannot be supported by a single station correction. Consequently, these 2 stations are removed from the process.

All events are processed again using computed station corrections. Among the 219 532 P-phases, about 14% are identified as *EDT-out* (absolute residue average of 1.18 ± 0.86 s). In order to obtain a homogenous quality dataset, we select earthquakes based on MAXI confidence factors : (1) $Q_{EDT} \geq 0.7$ (2) inter-barycenter distance (between V1 and V3) < 5 km (3) V1 size < 400 km^3 and (4) V2 size < 200 km^3 . After selection, average residual RMS is 0.29 ± 0.04 s (average number of stations = 22 ± 6), and uncertainty average dx, dy, dz are 1.1 ± 0.5 km, 1.2 ± 0.7 km, 2.8 ± 1.9 km, respectively. Finally, our catalog is composed of 5934 earthquakes with a same homogeneous quality. For this selection, azimuthal gap ranges between 38° and 315° with an average value about $133 \pm 29^\circ$.

Compared with the CWB catalog (Figure 5.14), MAXI 2.0 earthquakes locations are distant, on average, of $13.8km \pm 10$ km (median about 14 km) away. Note that the shift between CWB and MAXI determinations, both in terms of azimuth and distance, resemble to the shift we observed in the synthetic cases between 3D and 1D determination. In our opinion, the concordance between systematic shift to the SE (according to our 3D solutions) and synthetic tests within 1D-model is the consequence of using not optimal station delays. Even though the 3D velocity model used in this application probably only roughly approximates structures deeper than 20 km, the behavior similarity between synthetics and real cases attests the legitimacy of this 3D approach and somehow confirms the improvement of earthquake location. Average residual RMS, computed within the 3D velocity model, largely decreases from 1.15 for CWB to 0.29 s for MAXI 2.0 determinations.

Figure 12

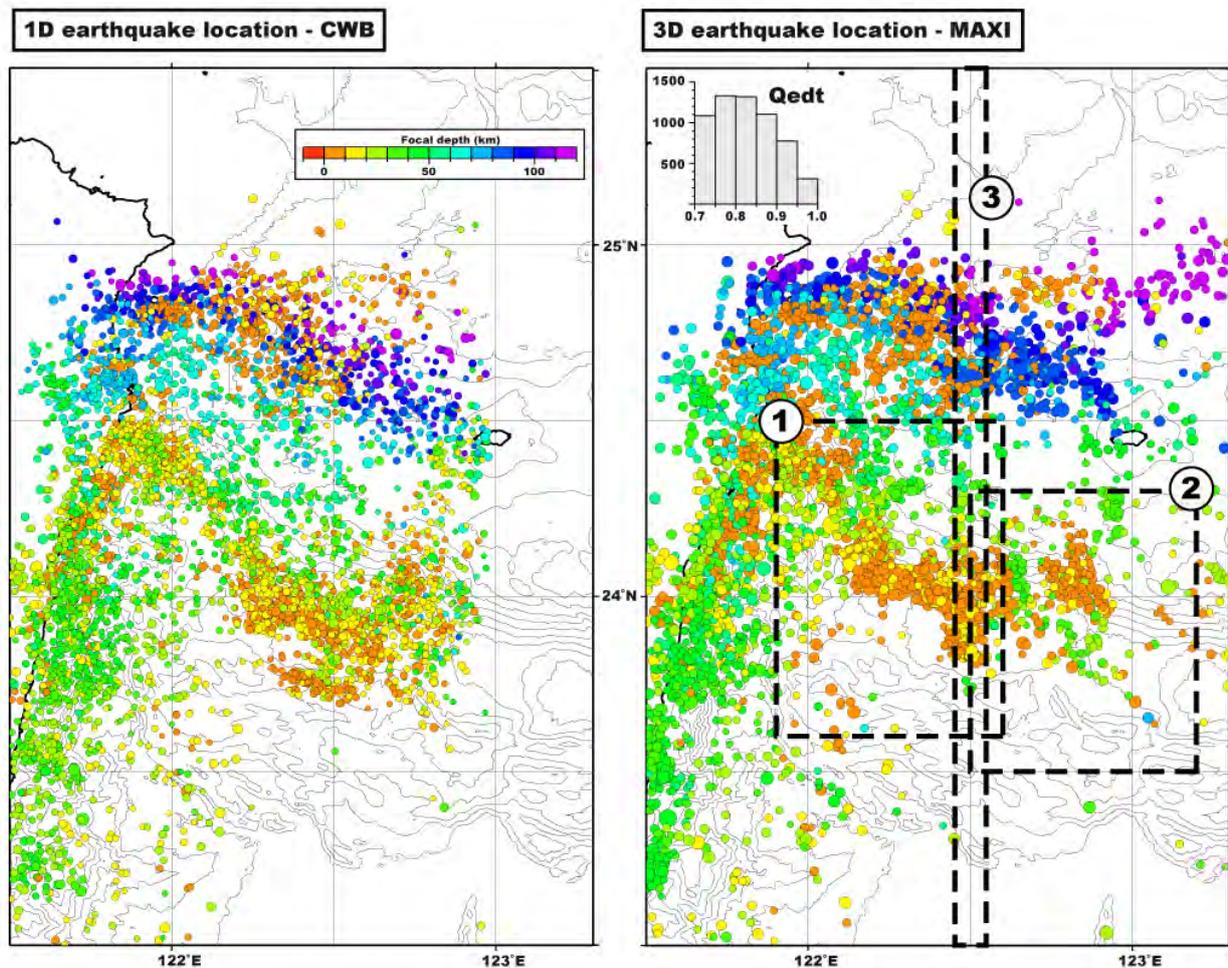


FIGURE 5.14: Selection of hypocenter determinations between 1991-2008 (6410 events, $M_L > \sim 3$). Right : MAXI determinations using a 3D geo-realistic P-waves velocity model [Font et al., 2003]. Upper left inside : Histogram of the confidence factor Q_{EDT} (number of events per range of Q_{EDT}). Left : Same earthquakes located by CWB in a 1D minimum velocity model. Circle colors represent depth.

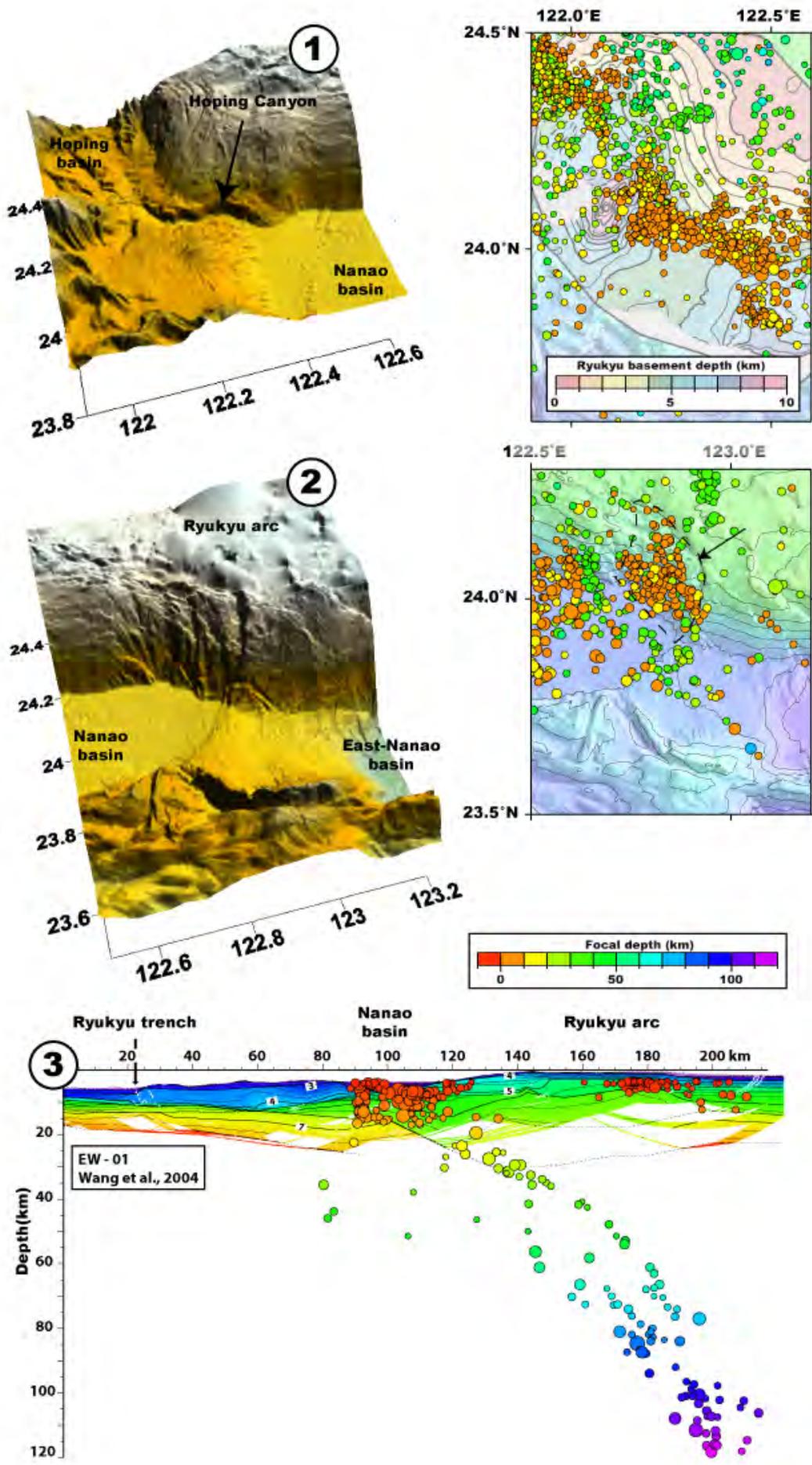


FIGURE 5.15: Views of 3 seismicity clusters (1) Hoping seismic cluster aligned along the Hoping canyon and centered on a basement high of the Ryukyu arc (mapped on the right figure, see Font et al., 2001) (2) Shallow seismic cluster located east of the Nanao Basin in agreement with geomorphologic structures affecting the bathymetry and (3) N-S section at 122.5° E through the southernmost part of the Ryukyu subduction system east of Taiwan. The velocity model represents the first-arrival inversion of EW-01 refraction line acquired along the same longitude [Wang et al., 2004].

The best way to support the quality of an earthquake determination is a comparison with a geographic reference (e.g. nuclear bombs for teleseismic hypocenter determination, mine shots for local earthquakes determination, or also to well-located reference events). Offshore Taiwan area, significant bathymetry variations or crustal uplift attest the active (or recent) deformation. Even though tectonic interpretation is beyond the scope of this paper, earthquake location quality can be assessed from seismicity clustering or alignment along these well-known tectonic features (Figures 5.14 and 5.15).

Along the Hoping Canyon (Figure 5.15-1), the Hoping seismic cluster bounds almost perfectly the Ryukyu Arc basement high observed in reflection seismic profiles [Schnürle et al., 1998; Font et al., 2001]. Another striking seismogenic feature approximately faces the subducting Gagua Ridge east of the Nanao Basin (Figure 5.15-2). The southern limit of the seismic cluster is perfectly aligned along a direction similar to the trend of (1) the Ryukyu Arc slope, and (2) the western curving termination of the Yaeyama transcurrent fault zone that affect the accretionary prism [Lallemant et al., 1999; Font et al., 2001]. Earthquakes are determined within the Ryukyu Arc basement, where the sub-surface is locally affected by a series of west dipping normal fault system visible in reflection seismic lines and vertically offsetting the bathymetry [Schnürle et al., 1998; Font et al., 2001]. At last, a vertical cross-section normal to the trench shows a northward dipping convex alignment of earthquakes (Figure 5.15-3). Locally, the top of the subducting Philippine Sea Plate has been imaged from active seismic lines for the shallow part [Liu et al., 1997; Wang et al., 2004]. Compared with the predicted shallow position of the top of the slab from the refraction line EW-1 (Figure 5.15-3), the convex and well-aligned seismicity draws a line in perfect continuity with the top of the slab. Seismicity distribution, between 70 and 120 km depth, becomes wider, obviously intra-slab, and is interpreted as the onset of the Benioff zone as previously observed by Kao and Rau [1999].

Clearly, the role of the 3D-model used in this application is important. Indeed, as shown in synthetic tests, the accuracy of the earthquake location is mainly controlled by the quality of the velocity model (even using only P-phases). In this application, we wish to demonstrate the benefits of a 3D approach that includes a satisfactory 3D velocity model and the use of the MAXI technique (allowing the use of only P-phases). Consequently, clustering and the satisfactory absolute epicentral position (according to tectonic features) of seismicity cluster should be regarded as the product of this 3D approach.

Thereby, earthquake foci positions obtained, using MAXI 2.0 and a 3D geo-realistic a priori P-waves velocity model in order to improve travel-times calculation, are in good agreement with striking geomorphological and geophysical evidences of deformation along the Ryukyu forearc attesting the quality of hypocenter determinations.

5.2.9 Conclusions

In this paper, we describe the improvements brought to MAXI 1.0 [Font et al., 2004]. Those changes have been implemented to take full benefits of EDT (Equal Differential Time volume) performances. Four main improvements are proposed :

1. an iterative multi-scale approach of TERR parameter (Tolerance value in seconds that controls the EDT thickness) to better explore the solution domain and a subsequent Fast Solution (FSPRED, Fast Stack Pre-Determination)
2. a search volume characterization, in which the final solution will be explored, constrained by SPRED solutions in order to automatically and objectively converge to the correct search area
3. the cleaning of outlier(s) (selection and deletion) based on EDT intersection statistics and
4. a final solution search process applying the iterative multi-scale EDT intersections approach on a finer grid.

Earthquake location results of a first series of tests, conducted based on 3D-synthetic arrival-times within the exact velocity model, confirm the robustness of MAXI 2.0 even when 3D-arrival-times are highly disturbed or when the azimuthal coverage is largely reduced. A second series of synthetic tests, using exact 3D-arrival-times dataset within an erroneous 1D velocity model and no station corrections, show that MAXI 2.0 avoids trade-off between epicentral position and hypocenter depth, when compared to a technique that minimizes travel time residues. Moreover, hypocenter depths are rather well determined by MAXI, considering that only P arrivals are used. These results are enhanced without using correct station delays or when azimuthal gap is large. This major achievement is attributed to the search procedure of MAXI 2.0 that totally avoids residual minimization and that uses P-P data rather than P arrival-times. In this seismological configuration (3D heterogeneous media but 1D velocity model for earthquake location), residual minimization is ill-posed and contributes, in addition to wrong travel-time estimate, to damage the solution, specially when no (or poor) station delays are processed.

Wrong velocity models and/or large azimuthal gap less affect determination of earthquake location using MAXI 2.0. Consequently, MAXI 2.0 is well adapted to subduction zones where earthquakes are often located outside the seismic network, i.e. offshore. Main limitations in the accuracy of earthquake location using MAXI, like all other 3D algorithm, are associated to the adequacy of the 3D velocity model to represent structural heterogeneities. It is especially important in order to minimize errors on epicentral distance without using S-phases.

Using permanent networks of CWB and JMA east of Taiwan, at the southernmost part of the Ryukyu subduction, MAXI 2.0 has been applied over 17 years of seismicity. Hypocenter determinations have been sorted according to MAXI confidence factors in order to ensure a maximum of reliability. Tectonic features, clearly identifiable in the bathymetry or thanks to other geophysical investigations, have been used as geographic references to demonstrate the quality of earthquake location in a real application and the efficiency of using a 3D velocity model and MAXI 2.0 in cases where azimuthal gap and distance to the first station are not optimal.

5.2.10 Acknowledgements

Authors wish to thank N. Béthoux, G. Nolet, M. Régnier (Geoazur) and M. Segovia (IG-EPN, Quito, Ecuador) for their constructive comments during the development of MAXI. Liang Wen-Tzong (IES, Academia Sinica, Taiwan), CWB and JMA are thanked for diffusing arrival-time datasets. This paper was much improved by comments from the three anonymous reviewers. Many of the figures are generated using the GMT software of Wessel and Smith, 1998. J. Tack and F. Grosbeau (Geosciences Montpellier) are thanks for the establishment and improvement of the computing cluster of the laboratory, and their advices. G. Vetois (CGG Veritas) and C. Canape (DSI-IRD) are thanked for their advices, optimization and help for code porting onto EGEE grid. For their help, we also acknowledge Philippe Steer, Katherine Higgie and Magali Rizza. This research was co-funded by the 2 French ANR programs : ACTS (Taiwan) and ADN (Ecuador).

5.2.11 References

- Anderson, K. R.** (1981), Epicentral location using arrival time order, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(2), 541-545.
- Bai, C.-y. and S. Greenhalgh** (2006), 3D local earthquake hypocenter determination with an irregular shortest-path method, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(6), 2257-2268.
- Billings, S. D., M. S. Sambridge and B. L. N. Kennett** (1994), Errors in hypocenter location; picking, model, and magnitude dependence, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(6), 1978-1990.
- Biq, C.** (1981), Collision, Taiwan-style, *Chung Kuo Ti Ch'ih Hsueh Hui Chuan Kan = Memoir of the Geological Society of China*, 4(91-102).
- Bondar, I., S. C. Myers, E. R. Engdahl and E. A. Bergman** (2004), Epicentre accuracy based on seismic network criteria, *Geophysical Journal International*, 156(3), 483-496.
- Buland, R.** (1976), The mechanics of locating earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(1), 173-187.
- Buland, R.** (1986), Uniform reduction error analysis, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(1), 217-230.
- Chou, H.-C., B.-Y. Kuo, S.-H. Hung, L.-Y. Chiao, D. Zhao and Y.-M. Wu** (2006), The Taiwan-Ryuku subduction-collision complex; folding of viscoelastic slab and the double seismic zone, *Journal of Geophysical Research*, 111(B04410), doi : 10.1029/2005JB03822.
- Chou, H.-C., B.-Y. Kuo, L.-Y. Chiao, D. Zhao and S.-H. Hung** (2009), Tomography of the westernmost Ryukyu subduction zone and the serpentinization of the fore-arc mantle, *Journal of Geophysical Research*, 114(B12301), doi :10.1029/2008JB006192,2009.
- Evernden, J. F.** (1969), Precision of epicenters obtained by small numbers of world-wide stations, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59(3), 1365-1398.
- Flanagan, M. P., S. C. Myers and K. D. Koper** (2007), Regional travel-time uncertainty and seismic location improvement using a three-dimensional a priori velocity model, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(3), 804-825.
- Flinn, E. A.** (1965), Confidence regions and error determinations for seismic event location, *Rev. Geophys.*, 3, 157-185.

- Font, Y., H. Kao, S. Lallemand, C.-S. Liu and L.-Y. Chiao** (2004), Hypocentre determination offshore of eastern Taiwan using the maximum intersection method, *Geophysical Journal International*, 158(2), 655-675.
- Font, Y., H. Kao, C.-S. Liu and L.-Y. Chiao** (2003), A comprehensive 3D seismic velocity model for the eastern Taiwan-southernmost Ryukyu regions, *Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 14(2), 159-182.
- Font, Y. and S. Lallemand** (2009), Subducting oceanic high causes compressional faulting in southernmost Ryukyu forearc a revealed by hypocentral determinations of earthquakes and reflection/refraction seismic data, *Tectonophysics*, 466(3-4), 255-267.
- Font, Y., C.-S. Liu, P. Schnurle and S. Lallemand** (2001), Constraints on backstop geometry of the Southwest Ryukyu subduction based on reflection seismic data, *Tectonophysics*, 333(1-2), 135-158.
- Hsu, S.-K., C.-S. Lee and H.-J. Lo** (2001), Subduction/collision complexities in the Taiwan-Ryukyu junction area; tectonics of the northwestern corner of the Philippine Sea Plate, *Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 12(Suppl.), 209-230.
- Kao, H.** (1998), Can great earthquakes occur in the southernmost Ryukyu Arc-Taiwan region?, *Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 9(3), 487-508.
- Kao, H., R.-Y. Chen, C.-H. Chang, C. Wang, S.-K. Hsu and C.-Y. Wang** (2000), Exactly where does the 1999 Chi-Chi earthquake in Taiwan nucleate? Hypocenter relocation using the Master Station method, *Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 11(3), 567-580.
- Kao, H. and R.-J. Rau** (1999), Detailed structures of the subducted Philippine Sea Plate beneath Northeast Taiwan; a new type of double seismic zone, *Journal of Geophysical Research*, 104(B1), 1015-1033.
- Kao, H., S.-s. J. Shen and K.-F. Ma** (1998), Transition from oblique subduction to collision; earthquakes in the southernmost Ryukyu Arc-Taiwan region, *Journal of Geophysical Research*, 103(B4), 7211-7229.
- Kissling, E., W. L. Ellsworth, D. Eberhard-Phillips and U. Kradolfer** (1994), Initial reference models in local earthquake tomography, *Journal of Geophysical Research*, 99(B10), 19635-19646.
- Kissling, E., U. Kradolfer and H. Maurer** (1995). VELEST user's guide-short introduction. Institute of geophysics. T. rep., ETH Zurich (kiss@tomo.ig.erdw.ethz.ch).
- Lahr, J. C.** (1979). HYPOELLIPSE; a computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first motion pattern, *U.S. Geol. Surv., Open File Rep.* 79-431 pp.
- Lahr, J. C.** (1999). HYPOELLIPSE Y2K : A Computer Program for Determining Local Earthquake Hypocentral Parameters, Magnitude, and First-motion Pattern , *U.S. Geological Survey Open-file Report 99-023*, paper (112 pp.) and online (<http://greenwood.cr.usgs.gov/pub/open-file-reports/ofr-99-0023>).
- Lallemand, S., C.-S. Liu, S. Dominguez, P. Schnuerle and J. Malavieille** (1999), Trench-parallel stretching and folding of forearc basins and lateral migration of the accretionary wedge in the southern Ryukyus; a case of strain partition caused by oblique convergence, *Tectonics*, 18(2), 231-247.
- Lienert, B. R.** (1997), Assessment of earthquake location accuracy and confidence region estimates using known nuclear tests, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(5), 1150-1157.
- Lin, K.-w. and A. R. Sanford** (2001), Improving regional earthquake locations using a modified G matrix and fuzzy logic, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(1), 82-93.

- Liu, C.-S., P. Schnurle, S. Lallemand and D. Reed** (1997), TAICRUST and deep seismic imaging of western end of the Ryukyu subduction arc-trench system, Deep Sea Research in Subduction zones, Spreading centers and Backarc Basin, K. Fujioka, JAMSTEC, Japan.
- Lomax, A.** (2005), A reanalysis of the hypocentral location and related observations for the great 1906 California earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, 95(3), 861-877.
- Lomax, A., J. Virieux, P. Volant and C. Berge-Thierry** (2000), Probabilistic earthquake location in 3D and layered models, Modern Approaches in Geophysics, 18, 101-134.
- Lomax, A., A. Zollo, P. Capuano and J. Virieux** (2001), Precise, absolute earthquake location under Somma-Vesuvius volcano using a new 3D velocity model, Geophysical Journal International, 146, 313-331.
- Milne, J.** (1886), Earthquakes and other earth movements, The International Scientific Series, 204-206.
- Moser, T. J.** (1991), Shortest path calculation of seismic rays, Geophysics, 56(1), 59-67.
- Moser, T. J., T. van Eck and G. Nolet** (1992), Hypocenter determination in strongly heterogeneous Earth models using the shortest path method, Journal of Geophysical Research, 97(B5), 6563-6572.
- Myers, S. C. and C. A. Schultz** (2000), Improving sparse network seismic location with Bayesian kriging and teleseismically constrained calibration events, Bulletin of the Seismological Society of America, 90(1), 199-211.
- Nelson, G. D. and J. E. Vidale** (1990), Earthquake location by 3-D finite-difference travel times, Bulletin of the Seismological Society of America, 80(2), 395-410.
- Nicholson, T., D. Clarke and J. Townend** (2008), Regional earthquake location using empirical traveltimes in a region of strong lateral velocity heterogeneity, Geophysical Journal International, 175(2), 560-570.
- Pavlis, G. L.** (1986), Appraising earthquake hypocenter location errors; a complete, practical approach for single-event locations, Bulletin of the Seismological Society of America, 76(6), 1699-1717.
- Pavlis, G. L.** (1992), Appraising relative earthquake location errors, Bulletin of the Seismological Society of America, 82(2), 836-859.
- Podvin, P. and I. Lecomte** (1991), Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models; a massively parallel approach and its associated tools, Geophysical Journal International, 105(1), 271-284.
- Pujol, J.** (1988). "Comments on the joint determination of hypocenters and station corrections." Bulletin of the Seismological Society of America 78(3) : 1179-1189.
- Pujol, J.** (2000). "Joint event location; the JHD technique and applications to data from local seismic networks." Modern Approaches in Geophysics 18 : 163-204.
- Ruzek, B. and M. Kvasnicka** (2001), Differential evolution algorithm in the earthquake hypocenter location, Pure and Applied Geophysics, 158(4), 667-693.
- Sambridge, M. S. and B. L. N. Kennett** (1986), A novel method of hypocentre location, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 87(2), 679-697.
- Schnurle, P., C.-S. Liu, S. Lallemand and D. Reed** (1998), Structural insight into the south Ryukyu Margin : Effects of the subducting Gagua Ridge Tectonophysics, 288, 237-250.
- Shearer, P. M.** (1997), Improving local earthquake locations using the L1 norm and waveform cross correlation; application to the Whittier Narrows, California, aftershock sequence, Journal of Geophysical Research, 102(B4), 8269-8283.

- Tarantola, A. and B. Valette** (1982), Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20(2), 219-232.
- Thurber, C. H.** (1992), Hypocenter-velocity structure coupling in local earthquake tomography, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 75(1-3), 55-62.
- Tsai, Y.-B.** (1986), Seismotectonics of Taiwan, *Chung Kuo Ti Ch'ih Hsueh Hui Chuan Kan = Memoir of the Geological Society of China*, 7, 353-367.
- Tsai, Y. B., T. Teng, J. M. Chiu and H. L. Liu** (1977), Tectonic implications of the seismicity in the Taiwan region, *Chung Kuo Ti Ch'ih Hsueh Hui Chuan Kan = Memoir of the Geological Society of China*, 2, 13-41.
- Vidale, J. E.** (1990), Finite-difference calculation of traveltimes in three dimensions, *Geophysics*, 55(5), 521-526.
- Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth** (2000), A double-difference earthquake location algorithm; method and application to the northern Hayward Fault, California, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6), 1353-1368.
- Wang, C.-Y. and T.-C. Shin** (1998), Illustrating 100 years of Taiwan seismicity, *Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 9(4), 589-614.
- Wang, T. K., S.-F. Lin, C.-S. Liu and C.-S. Wang** (2004), Crustal structure of southernmost Ryukyu subduction zone; OBS, MCS and gravity modelling, *Geophysical Journal International*, 157(1), 147-163.
- Wang, Z. and D. Zhao** (2006), Suboceanic earthquake location and seismic structure in the Kanto District, central Japan, *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3-4), 789-803.
- Wittlinger, G., G. Herquel and T. Nakache** (1993), Earthquake location in strongly heterogeneous media, *Geophysical Journal International*, 115(3), 759-777.
- Wu, F. T., W.-T. Liang, J.-C. Lee, H. Benz and A. Villasenor** (2009), A model for the termination of the Ryukyu subduction zone against Taiwan : A junction of collision, subduction/separation, and subduction boundaries, *Journal of Geophysical Research*, 114(B07404), 16p, doi :10.1029/2008JB005950.
- Wu, Y.-M., C.-H. Chang, L. Zhao, T.-L. Teng and M. Nakamura** (2008), A comprehensive relocation of earthquakes in Taiwan from 1991 to 2005, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(3), 1471-1481.
- Wu, Y. M., J. B. H. Shyu, C. H. Chang, L. Zhao, M. Nakamura, and S. K. Hsu** (2009), Improved seismic tomography offshore northeastern Taiwan : Implications for subduction and collision processes between Taiwan and the southernmost Ryukyu, *Geophys. J. Int.* 178, 1042–1054, doi : 10.1111/j.1365-246X.2009.04180.x.
- Zeiler, C. and A. A. Velasco** (2009), Seismogram picking error from analyst review (SPEAR); single-analyst and institution analysis, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(5), 2759-2770.
- Zhang, H. and C. H. Thurber** (2003), Double-difference tomography; the method and its application to the Hayward Fault, California, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(5), 1875-1889.
- Zhou, H.-w.** (1994), Rapid three-dimensional hypocentral determination using a master station method, *Journal of Geophysical Research*, 99(B8), 15,439-15,455.

5.3 Importance du modèle de vitesse - application en Équateur

Cette partie a fait l'objet d'un article soumis dans la revue *Geophysical Journal International* :

Font Y., Segovia M., Vaca S. and Theunissen T. – A priori 3D geo-realistic velocity model and MAXI technique to improve earthquake location in subduction zone. Les points importants de la démarche et des résultats sont rappelés ici.

Nous avons montré l'efficacité de MAXI à détecter les temps d'arrivées erronées et à localiser les séismes lorsqu'ils sont en dehors du réseau. En particulier, le paramètre de la profondeur est bien retrouvé et il n'y a pas de "trade-off" entre le temps d'origine et la profondeur ou encore entre la position horizontale et la profondeur. De plus, les paramètres de confiance de MAXI semblent permettre de sélectionner au sein d'un catalogue de sismicité relocalisé avec MAXI, l'ensemble des séismes associés à des petites erreurs. Comme toutes les méthodes de localisation sismique, le choix du modèle de vitesse utilisé est crucial pour réduire les erreurs de temps de trajet et estimer le mieux possible la position des hypocentres. Nous présentons ici l'approche 3D en zone de subduction que nous pensons souhaitable de suivre lorsque l'on souhaite localiser les événements latéraux au réseau et éloignés du réseau. Nous proposons ici une application en Équateur qui suit cette démarche 3D.

Cette démarche, menée en Équateur, consiste à associer un modèle de vitesse 3D *a-priori* à la méthode MAXI dans un cas où le réseau ne peut pas être étendu (gap azimutal $> 180^\circ$). Elle est composée de 5 étapes :

1. **Construction d'un modèle a-priori.** Dans les régions où les études tomographiques n'aboutissent pas, cette étape est cruciale. Elle nécessite de prendre en compte d'une part la position des interfaces (topographie, limites des bassins sédimentaires, moho, position du slab ...) et d'autre part les vitesses associées à chacune des couches définies (nature des plaques). Le modèle 3D obtenu est un modèle de premier ordre qui combine l'ensemble des connaissances géologiques et géophysiques de la région, dont les vitesses des ondes P sont telles que nous les connaissons dans les zones de subduction.
2. **Paramétrisation du modèle de vitesse.** Elle dépend de deux aspects : (1) la taille du modèle de vitesse (une localisation à l'échelle régionale nécessite un espace mémoire important tout comme la diminution de la taille des blocs de vitesse ou l'augmentation du nombre de nœuds) et (2) la résolution des temps de trajet par la méthode SPM (Shortest Path Method) [Moser, 1991]. En Équateur, le modèle de vitesse a une taille de $648 \times 1092 \times 300 \text{ km}^3$ environ et les cellules discrétisant le modèle mesurent $12 \times 12 \times 3 \text{ km}^3$. Les nœuds sont distants de 3 km en horizontal et 1 km en vertical.
3. **Choix des stations du réseau permanent et des séismes.** La sélection principale de station a pour but d'équilibrer la densité de stations du réseau en ne gardant qu'une à deux stations par volcans (En Équateur, environ 80% des stations sont sur la chaîne volcanique autour des volcans). Le processus de localisation est conduit pour l'ensemble des séismes ayant été enregistrés par au moins 4 stations (ondes P).
4. **Tests de résolution.** Une étude synthétique menée à partir des localisations initiales du réseau permanent et du modèle 3D *a priori* et de MAXI permet d'estimer la capacité du

réseau à retrouver l'hypocentre. Dans les meilleures conditions possibles, ce test indique qu'environ 85 % des séismes en mer (gap azimutal $\gg 180$) sont déterminables à moins de 10 km d'erreur.

5. **Procédure de localisation avec MAXI.** Les paramètres $TERR_{min}$ et $TERR_{max}$ sont fixés à 0.4 et 0.8 s respectivement. L'analyse des taux d'intersection par station indique que 2 stations sont totalement incohérentes avec les autres stations dans le modèle de vitesse qui a été construit. Des corrections aux stations sont calculés par zones géographiques. Les solutions du dernier jeu de localisations (obtenu avec les corrections aux stations) sont triés en fonction des paramètres de confiance MAXI ($Q_{EDT} > 0.6$; $d_{12} < 15$; distance première station < 200 km; nombre de noeuds de V2 < 1000).

MAXI peut être appliqué seul mais l'avantage de localiser un groupe de séisme (sur une longue période de temps) est d'estimer les corrections aux stations et d'évaluer la qualité du modèle de vitesse via les paramètres de confiance de MAXI.

Dans notre approche 3D, le problème non-linéaire bien connu entre l'épaisseur des structures terrestres et des vitesses associées est limité grâce à l'intégration d'un maximum d'informations *a-priori* dans un modèle de vitesse 3D. Pour une géométrie d'interface approximée, les variations latérales de vitesses crustales et mantelliques (manteau supérieur lithosphérique) contrôlent le résultat de la localisation à l'échelle locale et régionale. Dans le cadre de l'expérience RATS, nous suivrons cette démarche 3D partant de la construction d'un modèle 3D *a-priori* pour localiser les évènements mais nous chercherons à améliorer le modèle obtenu grâce à une inversion tomographique 3D de la structure de vitesse en utilisant ce modèle en entrée.

Afin d'évaluer l'impact de telle ou telle démarche (1D, tomographie à partir d'un modèle 1D ou 3D *a-priori*) lorsque l'on fait de la localisation absolue, nous avons entamé une série de tests synthétiques visant à comprendre le rôle des différents modèle de vitesse (3D ou pas). Les tests menés ne sont pas définitifs mais cette approche synthétique devrait permettre de démontrer les avantages et les inconvénients de chaque démarche lorsque l'on fait de la localisation absolue en particulier lorsque la couverture azimutale n'est pas optimale. Elle devrait également établir le bien fondé du concept de modèle "géo-réaliste" *a-priori* pour l'amélioration des déterminations hypocentrales dans les zones de subduction.

RATS1 : Traitement des données, résultats et discussions

Contents

6.1	RATS 1 : les données	188
6.1.1	Le réseau de sismomètres	188
6.1.2	Qualité des données	189
6.2	La chaîne de traitement	189
6.3	RATS1 : résultats et discussions PAPIER 3	193
6.3.1	Résumé	193
6.3.2	Abstract	193
6.3.3	Introduction	194
6.3.4	Geodynamic and tectonic context east of Taïwan	197
6.3.5	Data	199
6.3.6	Methods	203
6.3.7	Resolution estimate and uncertainties	206
6.3.8	Results	215
6.3.9	Discussion and preliminary interpretation	221
6.3.10	Conclusion	224
6.3.11	Acknowledgements	224
6.3.12	References	224
6.4	Discussion	233
6.4.1	Inversion	233
6.4.2	Structure de vitesse et anomalies de vitesse	234
6.4.3	Déformation en mer et déchirure de la PSP	251

Abstract

Ce chapitre présente les données acquises pendant la campagne de sismologie passive RATS1. Le traitement des données est présenté depuis leur récupération sur les OBS jusqu'à leur utilisation pour la localisation sismique, la tomographie des temps d'arrivées et la détermination des mécanismes au foyer. La démarche 3D et les méthodes utilisées pour localiser les séismes, produire une image de la structure de la croûte et calculer les mécanismes au foyer sont présentés ensuite. Les résultats de l'expérience RATS1 obtenus ici sont enfin exploités et discutés à la lumière des résultats décrits dans les précédents chapitres.

6.1 RATS 1 : les données

6.1.1 Le réseau de sismomètres

Plusieurs réseaux et plusieurs types de stations sismologiques ont été combinés (Figure 4.2, page 124 ou figure 6.5 page 200) dans ce travail de sismologie passive. Nous décrivons le type d'instrument utilisé en précisant la description des instruments temporaires déployés pour cette expérience. La table 6.1 page 201 récapitule les différents types d'instrument utilisé.

6.1.1.1 Sismomètres des réseaux permanents

- **CWB et JMA.** Les données utilisées proviennent directement des catalogues de pointés fournis par les observatoires nationaux via une collaboration avec l'IES (Institute of Earth Sciences de l'Academia Sinica, Taïpei, Taïwan). Les temps d'arrivées des ondes P et S, les polarités des ondes P quand cela a été possible et enfin une localisation initiale avec une magnitude locale quand ils ont pu être estimés. Les signaux proviennent de sismomètres courte-période (type Geotech-S13 ou E93) et les lectures sont effectuées en routine par un personnel employé.
- **BATS.** (Broadband Array in Taiwan for Seismology) Ce réseau, constitué uniquement d'instruments large-bande (STS-2/CMG), est directement géré par l'IES. Les signaux sont utilisés en routine pour calculer des mécanismes au foyer des séismes locaux mais ces données ne sont pas pointées. Nous avons dans ce travail utilisé 8 stations de ce réseau dont 1 localisée sur la côte sur la zone d'étude (NACB) et 7 stations éloignées. L'acquisition numérique se fait avec un échantillonnage de 100 points/s pour ces données. Les trois composantes verticale, E-W et N-S ont été utilisées.
- **FNET.** ("Freesia" NETWORK) Deux stations équipées de sismomètre large-bande STS-2 ont été utilisées. Les données utilisées avaient un échantillonnage de 100 points/s et les trois composantes verticale, E-W et N-S étaient disponibles.

6.1.1.2 Sismomètres des réseaux temporaires

- **TAIGER OBSs.** Les OBSs déployés au cours de l'expérience TAIGER étaient tous équipés de sismomètres large-bande (CMG-3ESP, Kinematics Wide-Band, Mark Products L4). L'acquisition numérique a été faite avec un échantillonnage de 40 points/s. Trois composantes ont été utilisées : la verticale et les composantes horizontales non orientées appelées B1 et B2.
- **NTOU OBSs.** Il s'agit de trois microOBS identiques à ceux utilisés par l'Ifremer (Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer) [Auffret et al., 2004]. Ce sont des instruments courte-période initialement conçu pour les expériences de sismique active mais qui se révèlent fonctionnels pour des expériences courtes d'enregistrement passif. L'acquisition numérique a été réalisée avec 120 points/s. Quatre composantes étaient disponibles : l'hydrophone, la composante verticale et deux composantes horizontales appelées E1 et E2. Du fait de leur autonomie réduite, ces trois instruments sont restés un mois pendant le premier mois de la campagne.
- **INSU OBSs.** Les 12 OBSs du parc INSU étaient équipées de sismomètres L-28LB (Sercel) courte-période avec une fréquence propre de 4.5 Hz. L'acquisition numérique a été menée avec un échantillonnage de 62.5 points par seconde. Quatre composantes étaient

disponibles : deux composantes verticales, l'hydrophone et la composante verticale, et les deux composantes horizontales.

6.1.2 Qualité des données

La qualité des enregistrements peut être évaluée visuellement ou bien estimée à partir du calcul de la densité spectrale de puissance du bruit de fond. L'origine du bruit peut être instrumentale ou environnementale (courants, instabilités sédimentaires, navires, animaux, circulations de fluides, qualité de couplage entre l'OBS et le fond de la mer).

6.1.2.1 Analyse du bruit

La densité spectrale de puissance de bruit (PSD) [Wiener, 1930 ; Khintchine, 1934 ; Welch, 1967 ; e.g. Aki et Richards, 2002] correspond à la densité de bruit par gamme de fréquence. Les modèles de bruit de Peterson [1993] représentent les limites supérieure et inférieure de la superposition des densités spectrales en puissance d'environ 2000 enregistrements à partir de 75 stations sismologiques réparties dans le monde. Ces deux limites permettent d'estimer si une station est de bonne qualité ou non. Les PSDs des OBSs INSU sont très satisfaisants (exemple des OBS P002, P005 et P010 figure 6.1) entre 1 et 10 Hz ce qui correspond aux gammes de fréquences des séismes enregistrés. En dessous de 1 Hz, le bruit instrumental devient trop grand par rapport à la capacité des capteurs courte-période à ces fréquences. Les OBSs TAIGER montrent un niveau de bruit très satisfaisants aussi (exemple OBS T002 figure 6.1) sauf l'OBS T010. Enfin, les microOBS NTOU montrent tous un niveau de bruit énorme ce qui a grandement limité leur utilisation.

6.1.2.2 Exemples de signaux

Dans l'ensemble, les données sont de très bonne qualité sauf pour les OBS NTOU et l'OBS TAIGER TO10. Dans la figure 6.2, un exemple typique des formes d'onde enregistrées, pour un séisme de magnitude 2.3 localisé dans le cluster de Hopping, par les stations NACB, P010 et T001 est montré.

6.2 La chaîne de traitement

Le traitement des données est synthétisé ici et fait référence à un rapport de mission disponible à cette adresse http://www.gm.univ-montp2.fr/spip/spip.php?article834&var_recherche=theunissen.

1. **Localisation des OBS et orientations des composantes.** Les OBS ont été localisés de trois façons différentes : (1) grâce au temps doubles mesurés à l'aide du transpondeur acoustique au moment du déploiement, (2) après avoir récupéré les signaux, grâce aux données de temps d'arrivées des ondes des tirs effectués au moment de la récupération et enfin (3) grâce aux amplitudes des ondes des tirs. De même, la polarité et les amplitudes des tirs sismiques ont été utilisées pour orienter les composantes horizontales. Enfin, les OBS NTOU ont seulement pu être localisés à partir de la dérive moyenne calculée au moment de la récupération pour les 12 OBS INSU. Les incertitudes calculées sur les positions et sur les angles des composantes horizontales montrent que les résultats sont satisfaisants pour une expérience de sismologie passive.

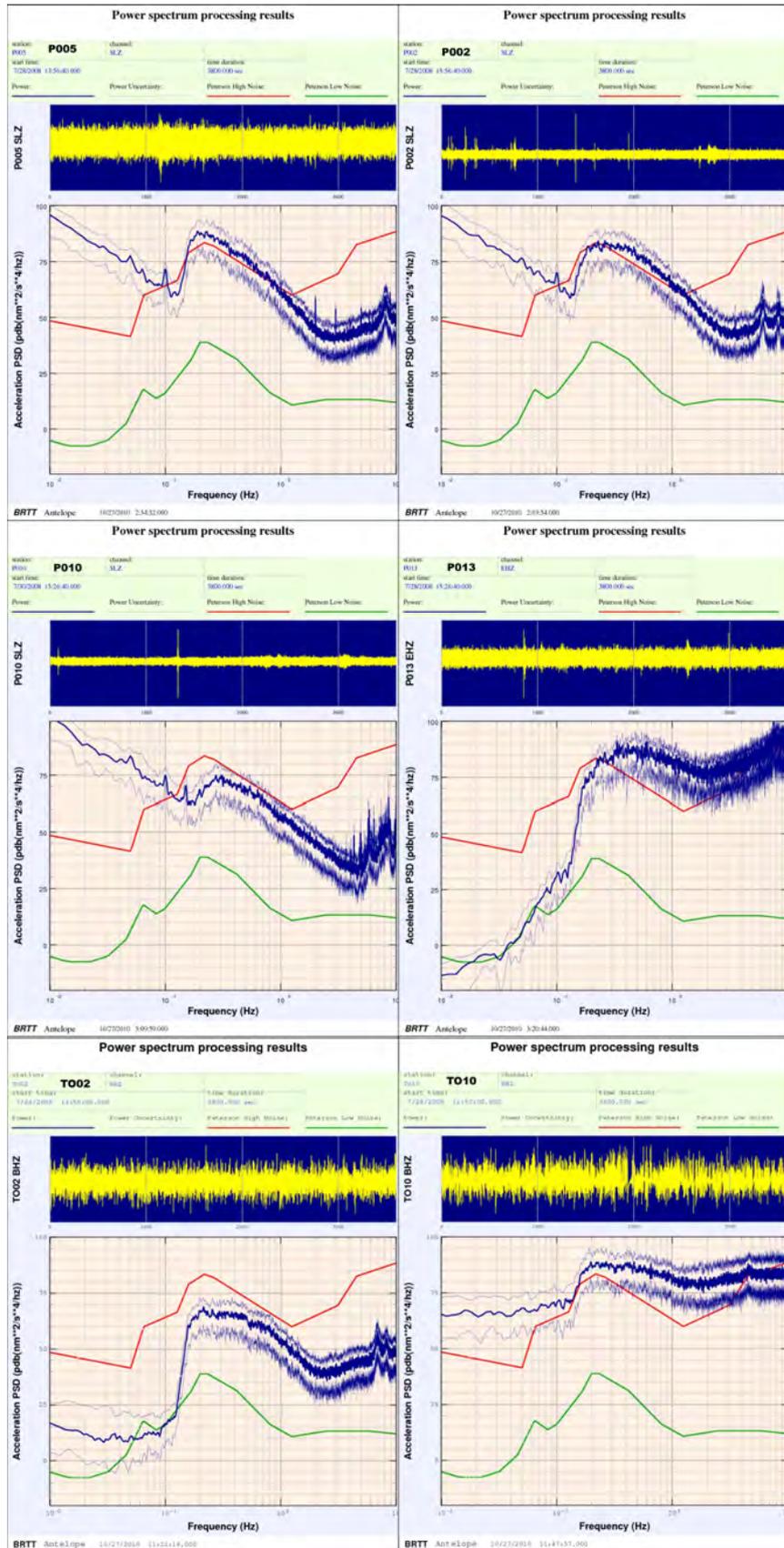


FIGURE 6.1: Densités spectrales de bruit de fond typiques des OBS déployés en mer au cours des trois mois de la campagne RATS1. Ces PSDs sont calculés sur une durée de 1h, un jour où le nombre de séismes était faible (le 28 juillet 2008).

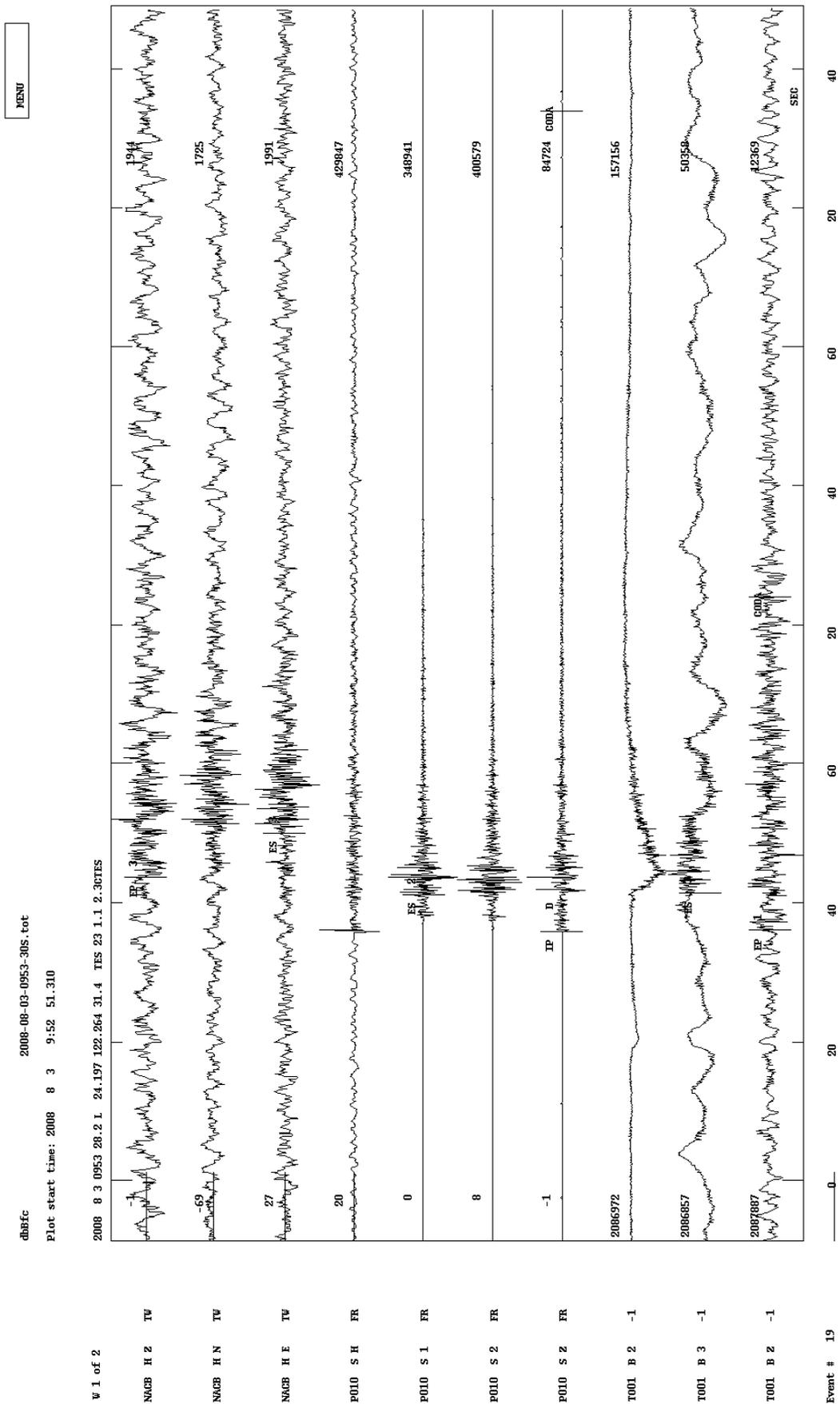


FIGURE 6.2: Exemples de signaux visualisés dans l’environnement SEISAN pour le séisme du 3 mars 2008 à 9h53 de magnitude de coda 2.3. L’une des composantes horizontales de la station T001 pose problème ici.

2. **Correction de l'effet FIR** (Finite Impulse Response). L'utilisation de filtres numériques de type FIR pour digitaliser l'enregistrement analogique et éviter les problèmes de distorsion au moment de la décimation du signal à la fréquence d'échantillonnage souhaitée génère une réponse non-impulsive à un signal impulsif (fréquence infinie). Pour une fréquence élevée le filtre numérique génère une partie acausale qui peut poser des problèmes pour pointer les arrivées. Cela est d'autant plus valable lorsque les séismes sont proches et possèdent beaucoup d'énergie dans des fréquences > 10 Hz.
3. **Recherche des séismes enregistrés via la méthode STA/LTA** (Short Term Average/Long Term Average). Afin de traiter trois mois de données, l'algorithme STA/LTA, qui parcourt les signaux avec des fenêtres temporelles plus ou moins grandes [Allen 1978 ; Allen 1982], a été appliqué pour identifier les événements sismiques. Pour ce faire, nous avons utilisé les commandes *dbdetect* et ensuite *dbgrassoc* du logiciel Antelope (IRIS) qui permettent respectivement de détecter une arrivée et d'analyser les différentes détections pour repérer lorsqu'il s'agit d'un événement sismique. Les OBS NTOU, trop bruités, n'ont pas été utilisés dans ce processus tout comme les OBS TAIGER qui n'étaient pas disponibles. Nous avons combiné les OBS INSU, les stations FNET et BATS pour réaliser cette étape. Plusieurs bande-passantes de filtre ont été utilisées pour éviter de détecter des signaux autres que les signaux sismiques en particulier des bruits entre 6 et 8 Hz assez fréquents.
4. **Tri des événements en fonction du nombre de détections obtenues et création des bases de données SEISAN.**
5. **Pointé des arrivées P, S, des polarités P et de la coda.** Les données ont été pointées des séismes ayant le plus de détection puis de manière dégressive sur le nombre de stations. 4 personnes différentes ont pointé ces données. Pour limiter les différences de pointé entre une personne X et une autre Y, nous avons procédé à des phases de calibrations qui consistaient à pointer les mêmes séismes, puis vérifier-comparer-discuter-interpréter les résultats afin de faire converger les résultats de lecture des phases.
6. **Sélection des séismes pour les mécanismes au foyer et rotations des composantes horizontales dans le repère L/R.** Les séismes ayant la plus forte magnitude ont été sélectionnés puis les composantes horizontales des OBS INSU et des stations BATS et FNET ont été tournées dans le repère L/R en utilisant une localisation préliminaire.
7. **Pointés des polarités P, S et des amplitudes**

6.3 RATS1 : résultats et discussions

Cette partie a fait l'objet d'un article soumis dans la revue *Tectonophysics* :

Theunissen T., Lallemand S., Font Y., Gautier S., Lee Chao-Shing, Liang W.-T., Wu F. et Berthet Théo – Crustal deformation at the southernmost part of the Ryukyu subduction (East Taïwan) as revealed by new marine seismic experiments

6.3.1 Résumé

L'extrémité sud de la subduction des Ryukyus, où la plaque de la Mer des Philippines (PSP) est en subduction sous le Bloc de la Chine du Sud (SCB) (\sim Eurasian Plate), est connu pour être une région sismiquement très active qui forme la transition d'une subduction vers le Nord le long de la subduction des Ryukyus à une collision \sim SE-NW le long du prisme orogénique de Taïwan. L'objet de ce papier concerne la zone de l'avant-arc des Ryukyus proche de Taïwan où la déformation est paroxysmal. La localisation des séismes à partir des réseaux permanents ne permettaient pas jusque là d'aboutir à des conclusions définitives concernant la géométrie des failles active en mer. Afin de préciser la nature de la déformation sismique dans cette région, 15 sismomètres de fond de mer (OBS) courte-période ont été déployés pendant trois mois en 2008. Cette expérience a été appelée RATS pour *Ryukyu Arc Tectonics and Seismology*. Le réseau de stations sismologiques a été complété avec 7 OBS américains large-bande utilisés dans l'expérience TAIGER (TAiwan Integrated Geodynamics Research) et 51 stations localisés sur les îles. 1300 hypocentres, l'inversion d'un modèle de vitesse des ondes P et la détermination de 14 mécanismes au foyer ont été obtenus en utilisant un modèle 3D *a priori* comme modèle initial. Les résultats montrent que l'utilisation combinée d'un nouveau modèle tomographique avec les OBS permet d'améliorer les déterminations hypocentrales, en particulier en profondeur. La sismicité de l'avant-arc est souvent localisée au voisinage de l'ISZ (interplaque sismogène de la subduction) mais aussi dans la plaque plongeante et la plaque supérieure. La sismicité dans la plaque supérieure est localisée à l'est du bassin de Nanao où de l'extension E-W a lieu, et proche de Taïwan au nord et à l'ouest du bassin de Hoping où des mouvements décrochants ont lieu. La structure de vitesse des ondes P et la sismicité révèle l'existence d'une marche sub-verticale décalant la PSP ce qui est en accord avec la présence d'un déchirement du slab parallèle à la fosse. La PSP subit aussi une extension importante causée par le flambage associé à la collision ou par le slab pull de la PSP.

6.3.2 Abstract

The southernmost part of the Ryukyu subduction, where the Philippine Sea Plate (PSP) is subducting under the South China Block (SCB) (\sim Eurasian Plate), is known to be a very seismically active region of transition from a north-dipping subduction along the Ryukyu subduction to a \sim SE-NW collision along the Taiwanese orogenic wedge. In this paper, we will focus on the Ryukyu forearc area close to Taiwan where the deformation is paroxysmal. Previous earthquake locations obtained from permanent seismic networks in Taiwanese and Japanese islands were non-conclusive regarding the geometry and mechanism of offshore active faults. In order to precise the nature of the seismic deformation in this region, 15 short-period Ocean Bottom Seismometers (OBS) have been deployed during three months in 2008. This experiment has been called RATS for Ryukyu Arc Tectonics and Seismology. The seismic network has been

combined with 7 US broadband OBSs used in the TAIGER experiment (TAiwan Integrated Geodynamics Research) and 51 seismic onland stations. 1300 earthquakes hypocenters, P-waves velocity structure inversion and determination of 14 focal mechanisms have been obtained using a 3D P-waves a-priori model as initial velocity model. Results show that the use of the new 3D tomography together with the OBS greatly improved the hypocenter determinations, especially at depth. The seismicity along the Ryukyu forearc is often located in the vicinity of the ISZ but also within both the subducting PSP and the overriding plate. Seismicity within the upper-plate is essentially localized east of Nanao basin where E-W extension occurs, and near Taiwan north and west of the Hoping basin where strike-slip occurs. P-waves velocity structure and seismicity reveal the existence of a subvertical step offsetting the subducting PSP that support the presence of a trench-parallel tear. The PSP also undergoes extension in its upper part probably caused by buckling and slab pull.

6.3.3 Introduction

The Ryukyu Subduction between Kyushu Island (Japan) and Taiwan is known to generate only few large thrust interplate earthquakes during the period 1900-2010 at its two extremities [Heuret et al. 2011], i.e., in the northern part offshore SW Japan and close to Taiwan west of 124°E (Figure 6.3-a&b). Historical instrumental earthquakes north of the Tokara Channel is characterized by frequent $M_W < 7.5$ seismic events [Shiono et al. 1980] associated with slow slip events [Hirose et al. 1999]. Similar pattern is observed on the southern part of the Ryukyu Subduction (Figures 6.3 and 6.4). No evidences of major $M_W > 8.0$ historical shallow earthquakes have been reported until present days [Abe 1981; Kanamori 1986] suggesting that the plate interface is seismically weakly coupled [Kanamori 1971; Ruff and Kanamori 1983; Peterson et al. 1984; Pacheco et al. 1993]. Prior this period, historical large seismic episodes have been revealed from paleo-seismological investigations at Ishigaki, Okinawa, Takara and Kodakara Islands. These episodes would explain sea-level variations evidenced from coral reef and/or marine terraces observations and the associated contrasted uplift rates [Pirazzoli and Kawana 1986; Ota and Omura 1992; Sugihara et al. 2003; Inagaki et al. 2007]. There, seismic episodes occurred with a recurrence interval of 7-10 ky; nothing similar happened at Miyako and Hateruma, i.e closer to Taiwan. The last episode (~ 2 ky BP) was certainly associated with a mega-tsunami [Nakata and Kawana 1995].

On the southern part of the Ryukyu Subduction, near Taiwan, 7 significant earthquakes have been reported (Figures 6.3 and 6.4). The earliest one (M_W of 8) occurred in 1771 east of Gagua Ridge at shallow depth (0-20 km) and has been reported as an earthquake responsible for one of the most devastating Japanese tsunami [Nakata and Kawana 1995; Nakamura 2009]. There, seismicity rate is relatively low and slow slip events (observed since 1997) occur biannually on the interplate seismogenic zone (ISZ), at depths between 20 and 40 km and over a length of 180 km. Average equivalent M_w are estimated at 6.6 each time [Heki and Kataoka 2008] (Figure 6.3-b). In 1920, a $M_w 7.7$ event (Theunissen et al. 2010; estimated at $M_W 7.8$ by Pacheco and Sykes (1992) and $M_S 8.1$ by Wang and Kuo, (1995)) occurred closer to Taiwan, at shallow depth (< 20 km). The revisited hypocenter is in agreement either with the downdip limit of an E-W trending splay-fault or with the ISZ [Theunissen et al. 2010], but doubts still exist on which fault triggered this large event. Neighboring the 1920 event (at epicentral distance < 50 km) happened 3 main earthquakes in 1922 (Sept. 1st, $M_W 7.4$), 1963 ($M_W 7.2$) and 2002 ($M_W 7.1$). The available focal mechanisms (for 2 earthquakes only) indicate typical thrust events. The latest one (on March 31, 2002) has been associated with an important after slip that lasted

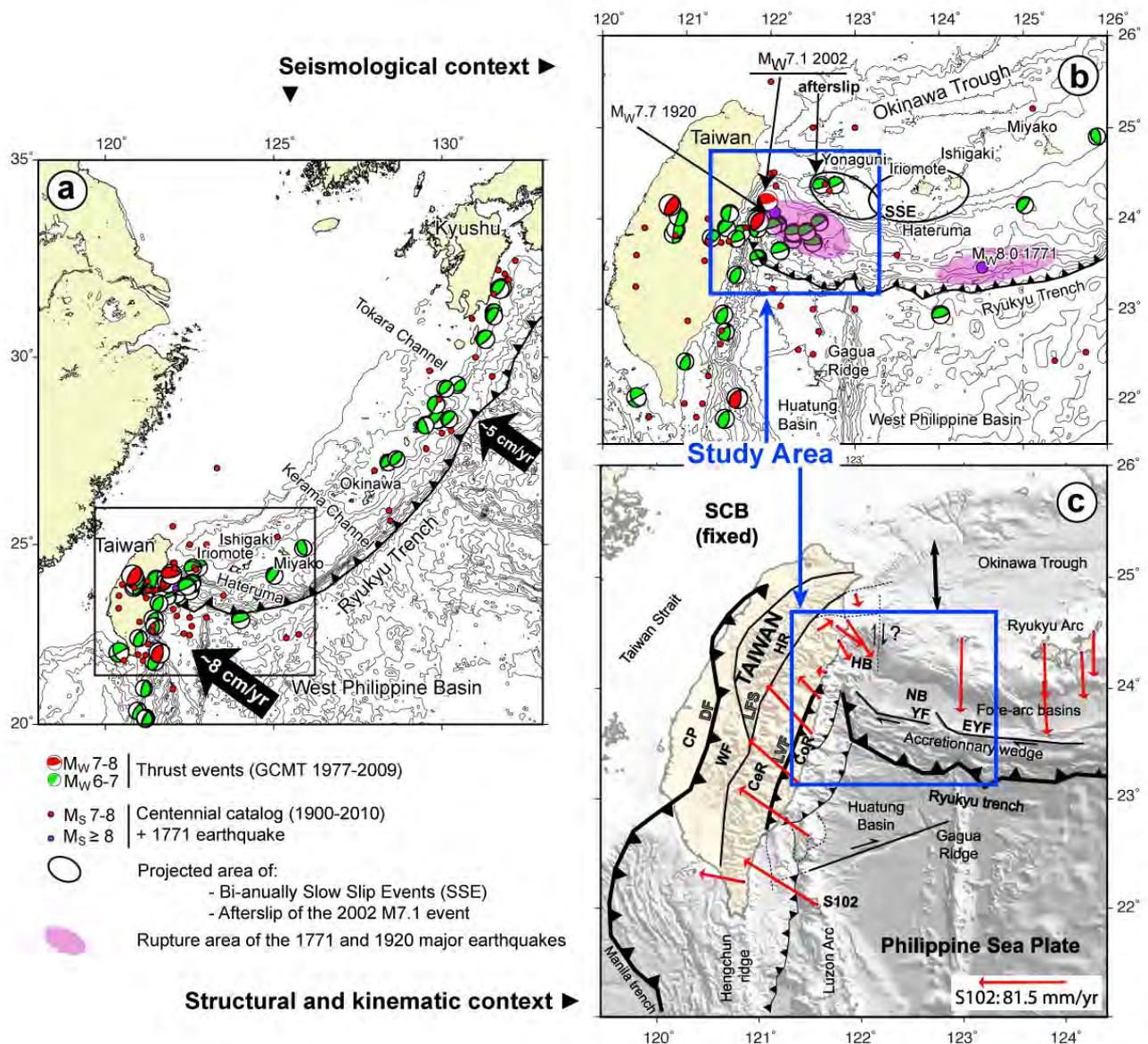


Fig1

FIGURE 6.3: Tectonic settings. a : Thrust events along the Ryukyu Subduction zone during the period 1977-2009 and major earthquakes ($M_S > 7.0$) during the period 1900-2010. b : Close-up view of the southernmost part of the Ryukyu Subduction. Known slip area of Slow Slip Events (SSE) and two larger earthquakes known (1771, 1920) are also added in purple. c : Structural and kinematic context. GPS velocity field comes from Hsu et al. [2009]. CP : Coastal Plain, DF : Deformation Front, WF : Western Foothill, LFS : Lishan Faults system, CeR : Central Range, LVF : Longitudinal Valley Fault, CoR : Coastal Range, HB : Hoping Basin, NB : Nanao Basin, YF : Yaeyama Fault, EYF : East Yaeyama Fault. S102 is the reference of the GPS station on Lanyu Island supposed to represent the velocity of the non-deformed PSP.

5 years (Figure 6.3-b), located between 30 and 60 km depth, producing a cumulative $M_W 7.4$ [Nakamura 2009]. The 2 remaining significant events occurred in 1922 (Sept. 14th, $M_W 7.1$) and 1966 ($M_W 7.5$) affecting the overriding Ryukyu margin. The 1966 event was associated to strike-slip deformation (Figure 6.4).

In the same area, east of Taiwan and west of the Gagua Ridge, the seismicity rate is very high,

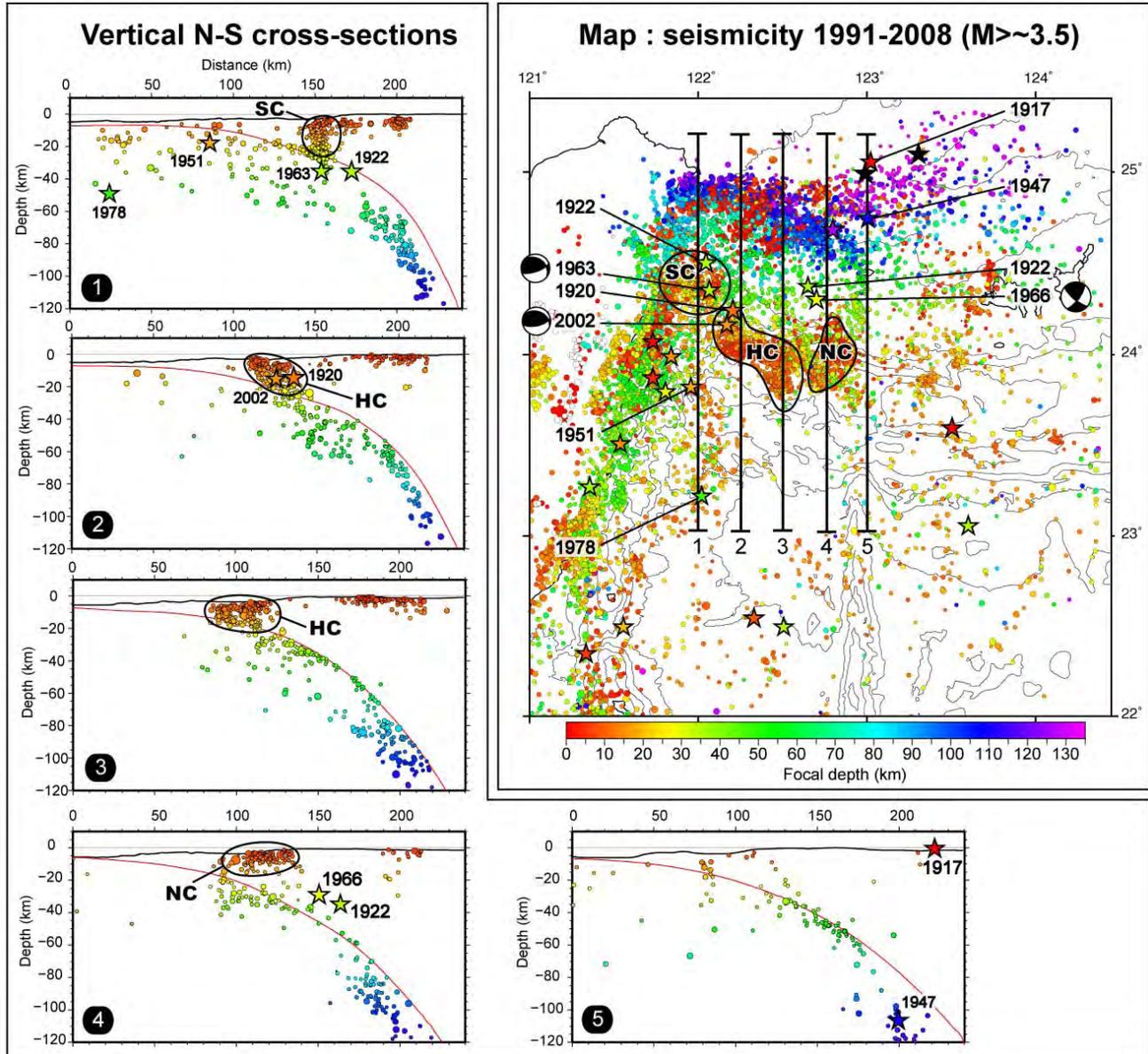


Fig2

FIGURE 6.4: Seismicity recorded east of Taiwan by permanent CWB and JMA seismic networks (1991-2008, $M_L > \sim 3.5$). 3D location procedure from Theunissen et al. [submitted, 2010]. Three seismicity clusters are visible along the Ryukyu forearc : the Suao cluster (SC), the Heping cluster (HC) and the Nanao cluster (NC). Major earthquakes ($M_W > 7$) are represented by stars [Theunissen et al. 2010]. PSP slab roof in red on vertical sections are from Font et al. [2003].

especially beneath the arc and forearc (Figure 6.4) [Hsu 1961; Wu 1978; Tsai 1986; Kao et al. 1998; Wang and Shin 1998; Wang 1998; Chen et al. 2009]. Instrumental seismicity distributes,

in part within the subducting Philippine Sea Plate (i.e. Benioff zone), in part along the ISZ, and, in part within several active and shallow clusters that affect the overriding margin. To the north (24.5° N to 25° N), shallow deformation is clearly associated to the back-arc activity. Over the forearc basin, the Hopping cluster (noted HC in Figure 6.4) aligns with the Hopping Canyon (along a ~E-W direction) and mainly distributes within the overriding margin, from the ISZ to superficial depth [Font et al., 2004]. This activity has been associated to either a splay-fault or a high-angle back-thrust faults [Font and Lallemand 2009]. East of Nanao Basin, the shallow seismicity, called Nanao cluster (noted NC in Figure 6.4), could be explained by N-S trending normal faulting visible on both seismic lines and bathymetry (Figure 6.3-c) [Lallemand et al. 1999] in agreement with CMT focal mechanism of the 2001 event ($M_W=6.8$). However, seismicity interpretation in terms of tectonic activity is hindered by the uncertainties on hypocenter positions offshore.

In this study, we focus on the southernmost part of the Ryukyu Subduction system, between Taiwan and the Gagua Ridge, in a region of transition between an oblique subduction (Ryukyu) and an active collision (Taiwan orogen). We aim to characterize the geometry and deformation type of offshore faults, in order to contribute to the determination of large event sources. To improve offshore earthquake location, a passive and an active experiments have been performed east of Taiwan in 2008 and 2009 called RATS1 and RATS2 respectively (RATS for Ryukyu Arc Tectonics and Seismology). During the three months of RATS1, 15 Ocean Bottom Seismometers (OBS) have been deployed above the Ryukyu forearc and 24 OBSs have been deployed during RATS2 along a line crossing through the Ryukyu margin (Figure 6.5) [see Klingelhoefer et al., this issue]. Results from the passive experiment including earthquake locations, local earthquake tomography and focal mechanisms determinations will be presented in this paper. This work carries out a 3D approach that uses a 3D a priori P-waves velocity model and 3D hypocenters determination as initial inputs to perform the tomographic inversion and focal mechanisms determination. This study allows highlighting the deformation along the Ryukyu margin east of Taiwan and improving our understanding of the geodynamic in this region.

6.3.4 Geodynamic and tectonic context east of Taiwan

West of the Gagua Ridge, the convergence between the Ryukyu Arc and the Philippine Sea Plate (PSP) shows an important obliquity between 40° to 60°. The convergence rate between the Ryukyu Arc and the PSP has been estimated to 107 mm/yr [Lallemand and Liu 1998]. According to new GPS data [Nakamura 2004; Nishimura et al. 2004], the convergence rate reaches about 140 mm/yr at 123° E with a direction about 337° N and the obliquity is thus reappraised between 30° and 50°. Despite of this important obliquity, the mean direction of slip vectors of thrust events, $345 \pm 12^\circ$ [Kao et al. 1998], is close to the convergence direction. This suggests that the convergence component parallel to the trench is mainly accommodated along the ISZ and that there is almost no need of strain partitioning. This suggestion is in agreement with the lack of evidence of forearc sliver [Chemenda et al. 2000]. If strain partitioning does exist, the remaining strain is rather accommodated by a reconfiguration of the local plates kinematics in relation with considerable intra-plate deformation in this region [Lallemand et al. 1997; Kao et al. 1998; Chiao et al. 2001]. The only evidence of partitioning within the upper-plate occurs along the Yaeyama Fault near Taiwan (Figure 6.3-c), south of the thrust events, and within the sedimentary accretionary wedge [Dominguez et al. 1998; Lallemand et al. 1999].

In addition to the high subduction obliquity, the subduction segment between the Gagua Ridge and Taiwan is also influenced by the collision between the Luzon volcanic Arc (carried by the PSP and originated from the Manila Subduction) and the Eurasian passive margin that causes the Taiwanese orogenic wedge [Biq 1972; Chai 1972; Ho 1986; Malavieille et al. 2002]. Along the major collision suture (eastward dipping thrust of the Longitudinal Valley Faults system, LVF) [Biq 1965; Hsu 1976], the shallow northern part of the coastal range is characterized by a much smaller convergence rate north of 23.5° N than in the south, and a larger left-lateral component. The east-dipping deeper part of the LVF extends offshore northward of the LVF [Kuochen et al. 2004; Shyu et al. 2005; Chung et al. 2008]. Increasing of lateral E-W compression within the subducting PSP is interpreted as a result of the transmitted strain originated from the collision [e.g., Kao and Chen 1991; Kao et al. 1998]. In response to this lateral compression, buckling of the subducting PSP and possible west-dipping slivering occurred in this area [Font et al. 1999; Malavieille et al. 2002; Bos et al. 2003; Wang et al. 2004; Chou et al. 2006]. Some authors suggested that the PSP was also buckling at depth in response to the E-W compression generated by the collision between the subducted PSP and the root of the Taiwan orogen [Font et al. 1999; Wang et al. 2004; Wang 2005; Chou et al. 2006]. This deep collision may cause important seismic deformation. Physical models proposed by Chemenda et al. [1997; 2001] have suggested that an incipient westward dipping subduction (trending N-S) could develop offshore east of Hualien. Later, Malavieille et al. [2002], Font [2002] and Bos et al. [2003] have found some evidences of such intra-PSP reverse fault, trending N-S, east of the Luzon arc and beneath the Ryukyu forearc. Nevertheless, no clear manifestations of westward PSP subduction beneath Taiwan were found. To accommodate the increasing stress in the northernmost domain of the collision, i.e. Hualien region, a NW-SE tear fault within the PSP oceanic lithosphere has also been proposed [Lallemand et al. 1997; Malavieille et al. 2002]. However, such structure has never been clearly imaged in this region.

From kinematic plate reconstruction [Lallemand et al., 2001], the 400 km-long southernmost segment of the Ryukyu subduction (from Taiwan to Miyako island) is most probably neo-formed, associated with the westward propagation of PSP slab. Recent geological history such as the subduction of the Luzon Arc beneath the southernmost Ryukyu Arc should be taken into account to understand the mechanical and seismological behavior of this area [Teng 1990; Lallemand et al. 2001]. Such kinematic evolution has large implications for the forearc domain deformation and its present activity.

From the Ryukyu trench toward the north, the subduction domain is organized with a large accretionary prism, a series of 3 sedimentary forearc basins lying above the Ryukyu Arc basement, the Ryukyu Arc itself and the back-arc Okinawa Trough. The whole system trends NW-SE, contrasting with the NE-SW main direction of the Ryukyu Subduction between Miyako Island and Japan. Intense crustal deformation affects the Ryukyu margin. To the north, E-W trending normal faults in relation with the opening of Okinawa are located south of the Ilan Plain and offshore in the continuation of the Lishan Fault (Figure 6.3-c) [Sibuet et al. 1987; Hsu et al. 1996; Sibuet et al. 1998; Lin et al. 2009; Rau et al. 2008; Lai et al. 2009]. South of the Okinawa Trough, near 122.25° E, a N-S strike-slip faults system is proposed to accommodate the southward displacement of the Ryukyu Arc (Okinawa Trough opening and trench retreat) relatively to Taiwan (Figure 6.3-c) [Wu 1978; Lallemand and Liu 1998] even though fault traces on the sea-floor or seismicity distribution do not clearly evidence this fault system. This fault system would separate the Hoping (and Suao) sedimentary basins from the Hoping basement high (Figure 6.3-c, Font et al., [2001]). The Hoping Basin contains more than

9 km of sedimentary thickness and the nature of the basin floor is still enigmatic. The Hoping Basement High is proposed to be an uplifting structure caused by the subduction (or the underplating) of some local asperity. East of the Hoping Basement High, the Nanao sedimentary basin develops over a rough Ryukyu Arc basement that suggests crustal deformation. The Nanao Basin ends on a second uplifted basement high (Nanao Basement High) interpreted as the result of the Gagua Ridge subduction. Both basement highs are affected by N-S trending normal faults.

At the junction between the Taiwanese orogenic wedge, the Ryukyu Arc and the PSP, approximately above the Hoping Basin, a triple junction where evidence of few strike-slip and normal faults, limited in space, accommodate extension and rotation in the crust [Font 2002; Angelier et al. 2009; Hou et al. 2009; Wu et al. 2009].

6.3.5 Data

East of Taiwan, some studies allowed to provide earthquake location and seismic tomography to image and understand the seismic deformation pattern offshore. Many of them used a combination of seismic stations located on Taiwanese and Japanese islands in order to better highlight the area offshore [Kao and Rau 1999; Hsu et al. 2001; Lin et al. [2004]; Font et al. 2004; Chou et al. 2006; Wu et al. 2008; Chou et al. 2009; Font and Lallemand 2009; Wu et al. 2009a; Wu et al. 2009b]. However, in all these studies, no Ocean Bottom Seismometer (OBS) have been used to improve the azimuthal coverage, resulting in poorly resolved crustal structures (especially at shallow depth) and large uncertainties on hypocenter position (especially the depth). Only Lin et al. [2007] have used a combination of OBS deployed during 12 days in the Okinawa basin and permanent stations to study the micro-seismicity in the back-arc basin.

6.3.5.1 RATS1 experiment and data quality

The RATS1 passive seismological experiment was deployed during three months from July, 19 to October, 22, 2008 (Figure 6.5 and Table 6.1). The RATS network included 12 short-period INSU-CNRS OBSs and 3 short-period NTOU OBSs. For the earthquake location, 5 nearby networks were combined including : 7 broadband TAIGER OBS from the US National OBSIP (e.g. <http://taiger.binghamton.edu/>) [Wu et al. 2007], 1 F-NET broadband seismic station on Yonaguni Island [Okada et al. 2004], 1 broadband BATS seismic station [Kao and Jian 2001], 13 short-period CWB seismic stations [e.g., Shin and Teng 2001] and 1 short-period JMA station [Okada et al. 2004]. A total of 38 stations surrounding the studied area are included in a unique dataset to define a near field network (Figure 6.5-b). For tomography inversion and focal mechanisms determination, we further include 35 regional stations from CWB, BATS and JMA seismic networks. The extended regional network is therefore composed of 73 stations (Figure 6.5-a and Table 6.1).

OBS position and sensor horizontal component orientation have been precisely determined from active seismic recording. The orientation of the vertical component and homogeneity of the network in term of polarity were also checked. Broadband stations have been verified using the Vanuatu teleseismic event located at an angular distance of $\sim 60^\circ$ from Taiwan (2008/09/08 18h52 UTC; $M_W 7.0$; depth=135km), and the IRIS reference stations on Taiwan. For short-period OBSs, polarities have been checked using the regional Sichuan earthquake (2008/10/01

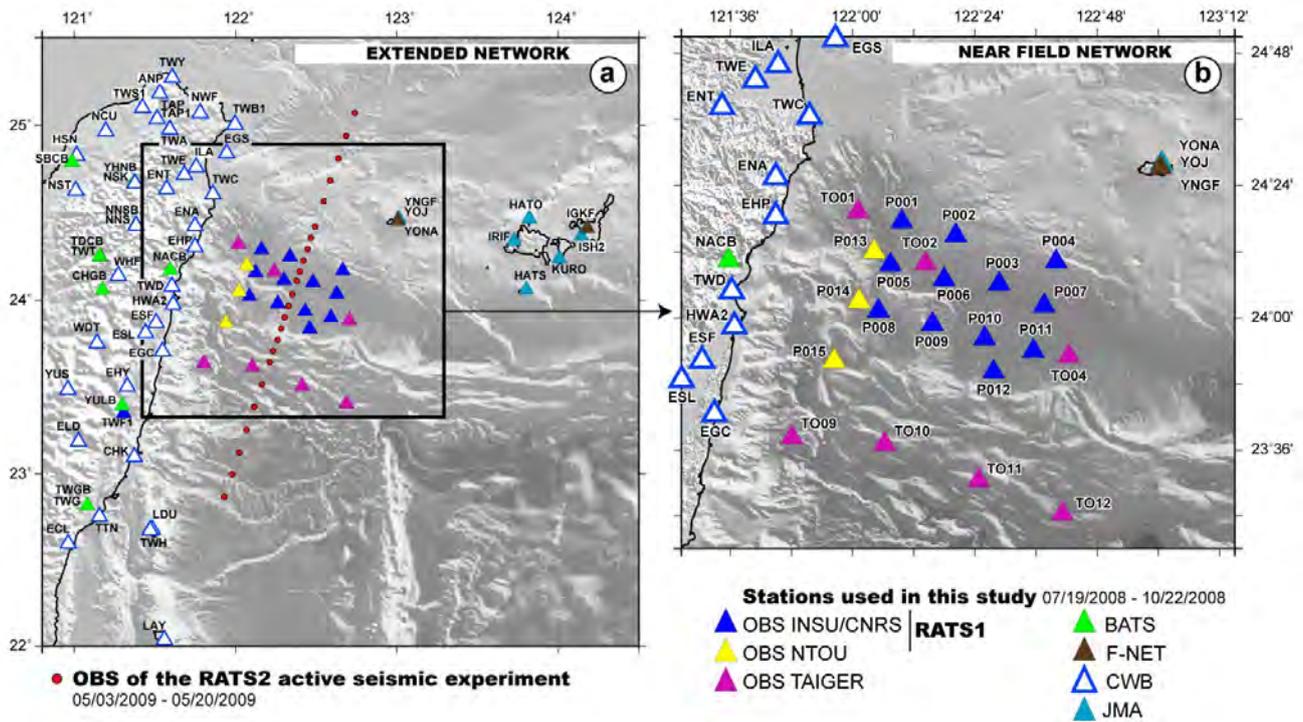


Fig3

FIGURE 6.5: Seismic networks used in this study. The extended network (a), composed of 73 stations, is used for travel-time tomography and 3D focal mechanisms determination. The near field network (b) includes 38 stations used for the initial location procedure.

08h32 UTC ; M_W 5.7 ; distance = 17°).

The RATS1 network recorded more than 4000 events. For this study, we measured P and S-waves arrivals on 1300 events. Among them, preliminary location of 1035 events felt between the east coast of Taiwan and the Gagua Ridge, from the Huatung basin to the Ryukyu arc, i.e. the target area. From this dataset, 801 events were selected for the joint inversion procedure (See section 4). Coda magnitude estimate of these earthquakes ranges between about 0.5 and 3.9. Local magnitude estimate from the CWB seismic network give a maximum magnitude of 4.9. The coda magnitude estimate, from short-period instruments, has generated strong saturation between M_C and M_L inducing a misestimation of the duration of the coda. Because of both an incomplete catalog and a bias in magnitude estimate, magnitudes will not be further discussed. About 400 events have been recorded both by the temporary OBS network and the permanent seismic network, including at least 2 onland stations and 8 OBSs (7 onland stations and 13 OBSs, in average). The other 600 earthquakes were only recorded by OBSs (at least 4, and 12 in average). 77 earthquakes were large enough to be located using the combination of CWB and JMA permanent seismic networks. Comparison of hypocenters determination, with or without OBS, are discussed in section 5.2.

6.3.5.2 Update of a 3D *a priori* velocity model

A significant effort of this study concerns the implementation of an entirely 3D approach. As proposed by few authors [Husen et al. 2000; Font et al. 2003; Husen et al. 2003; Husen

and Smith 2004; Flanagan et al. 2007; Arroyo et al. 2009], the use of a 3D *a priori* velocity model that integrates knowledge about crust and mantle structure and V_P properties as initial reference for earthquake location and tomography allows improving travel-times estimates and subsequently hypocenter determination. Our approach considers the coupled hypocenter velocity problem [Crosson 1976] without using a 1D minimum model [Kissling 1988; Kissling et al. 1994] but within a 3D *a priori georealistc* model that represents the southernmost Ryukyu subduction zone. The purpose of the 3D velocity model is to limit errors, both in earthquake location and velocity model, associated with this non-linear problem [Thurber 1992; Eberhart-Phillips and Michael 1993; Kissling et al. 1995].

The *a priori* 3D P-waves velocity model used in this study is an updated version of the 3D *a priori* model built by Font et al. [2003]. The 2003 model combined a tomographic model onland and an *a priori* model offshore. The *a priori* model offshore used all available velocity structure information and interface positions from geophysical campaigns. We call “interface” high impedance contrast limits either between sedimentary and crustal structures or either at the Moho discontinuity. Readers should refer to Font et al. [2003] for more details.

Main modifications of the 2003 offshore model concern the implementation of the topography and the integration of recent active seismic data in the area (RATS2) and slab position. 3D-contours of the top of the Ryukyu slab results from a combination of data issued from active seismic observations (down to 25 km in depth) [e.g., Klingelhoefer et al., this issue] and position

	Network	Country	No	Instruments	Arrival-times		Number of polarities used			
					P	S	P	S	Ampl	
Earthquake locations and tomography 801/1035 events	OFFSHORE	INSU/CNRS	FRANCE	12	SP/L-28LB Sercel	6241	6549	164	182	250
		NTOU	TAIWAN	3	SP/Microbs Ifremer	354	82	5	-	-
		TAIGER	TAIWAN/USA	7	BB/L4, CMG, KWB	807	1252	82	-	-
	ONLAND	BATS	TAIWAN	1	BB/STS-2	318	324	13	16	23
		F-NET	JAPAN	1	BB/STS-2	96	74	4	8	12
		CWB	TAIWAN	13	SP/S13	1522	1787	31	-	-
		JMA	JAPAN	1	SP/E93	51	50	0	-	-
Total			38		9389	10118	299	206	285	
Focal Mechanisms Determination 14 events	DISTANT STATIONS ONLAND	BATS	TAIWAN	7	BB/STS-2,CMG	1139	1077	57	47	65
		CWB	TAIWAN	22	SP/S13	1113	2586	50	-	-
		JMA	JAPAN	5	SP/E93	179	206	0	-	-
		F-NET	JAPAN	1	BB/STS-2	41	40	3	3	4
Total			35		2472	3909	110	50	69	
Total			73		11861	14027	409	256	354	

TABLE 6.1: Instruments and data used in this study. Number of picked phases corresponds to the number used in the 3D tomographic inversion. SP : short-period, BB : broadband. INSU/CNRS : Institut National des Sciences de l’Univers / Centre National de la Recherche Scientifique; NTOU : National Taiwan Ocean University; All OBSs had four components (2 vertical including the hydrophone and two horizontal). JMA and CWB arrival-times and polarities have been manually picked by routine analysis at each seismological center while all other data have been obtained by manual picking.

of the Wadati-Benioff zone in depth from the EHB earthquakes location [Engdahl et al. 1998; Engdahl and Villaseñor 2002]. The Moho discontinuity is improved for both the oceanic and the continental lithospheres, i.e. below the Ryukyu arc and the Okinawa back-arc. The top of the oceanic and continental crust (acoustic basement) is well-documented thanks to seismic reflection lines. These 3D envelopes of main tectonic units (sedimentary layers, crustal basement and upper-mantle) are implemented into a series of N-S 2D lines, each 5 km, to interpolate the velocity model, with a 1 x 1 km resolution (using *RAYINV* program from Zelt and Ellis 1988; Zelt and Smith 1992). Then, interpolation along perpendicular lines (each one km) allowed computing the 3D model with an evenly spaced 1x1x1 km grid. Onland, the 2003 3D model has been modified by implementing the result of tomographic inversion of Wu et al. [2009b] (instead of Rau and Wu [1995]) which combines three networks JMA, CWBSN and TTSN (Taiwan Strong motion Instrumentation program) and arrival-times of events recorded from 1991/01/01 to 2007/01/31 (19143 earthquakes) (Figure 6.6). Result of this construction reveals some main differences with the 2003 model in addition to a higher definition : a vertical backstop at the toe of the Ryukyu Arc, upper-mantle velocities below the oceanic crust reduced from 8.0 to 7.8 km/s and a Moho discontinuity beneath Taiwan, defined by the deeper 7.8 km/s isopleth.

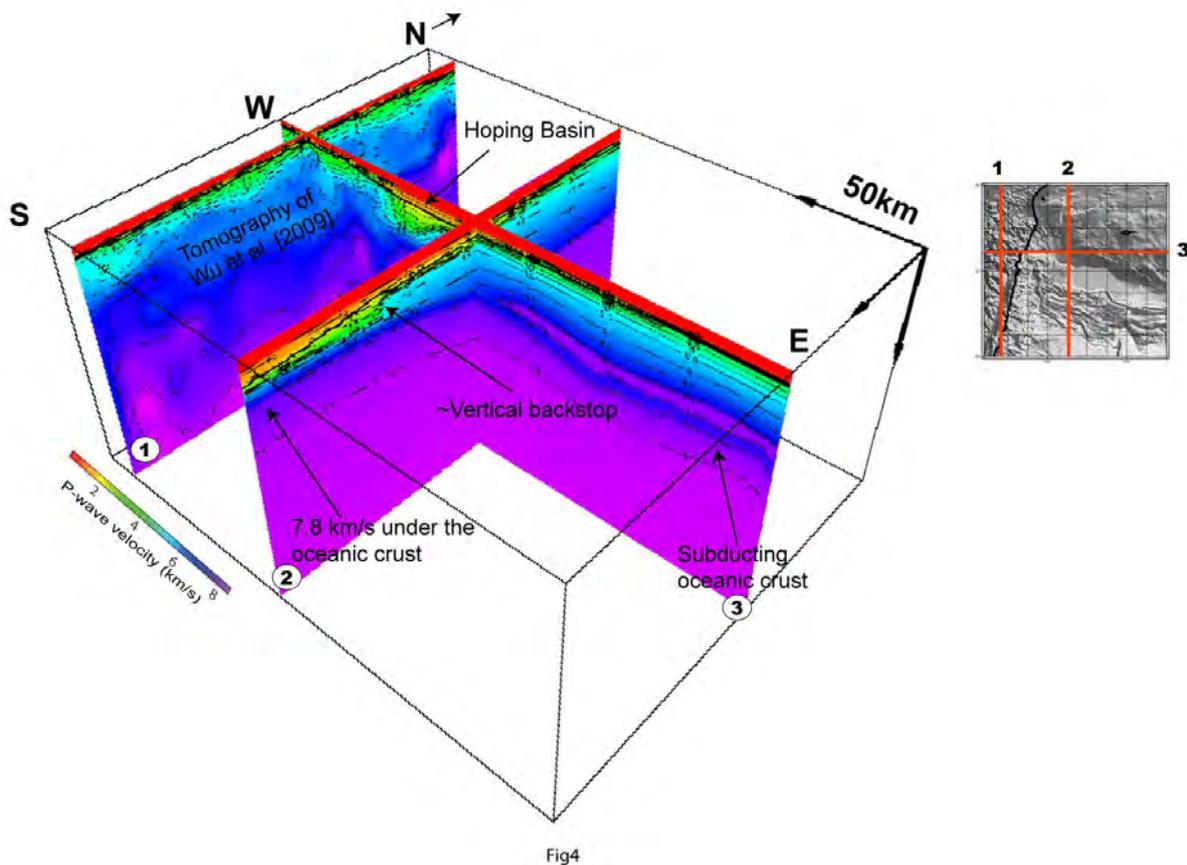


FIGURE 6.6: View of the 3D a priori P-waves velocity model serving as initial model for initial earthquake location and tomography. The western N-S cross-section (1) cuts through the Taiwan Island, i.e., within the interpolated velocity model of Wu et al. [2009b]. The eastern N-S cross-section (2) cuts through the Ryukyu subduction system, i.e., within the offshore 3D a priori velocity model integrating, among others, the RATS2 active seismic experiment results [Klingelhoefer et al, this issue].

The resulting 1x1x1 km grid has an origin at 120.9 ° E-22 ° N (SW corner), extends 350 km eastward and 370 km northward, and reaches 200 km depth. In this study, as required by the specific parameterization of each method (discussed in the next section), two different grids are calibrated for (1) the initial 3D earthquake location process and (2) the initial 3D velocity model implemented in the tomography process. The velocity model used for the initial earthquake location has an origin at 121.24 ° -23.3 ° N, extends 220 km eastward and 180 km northward (Figure 6.5-b), and reaches 102 km depth. It contains the near-field network composed of 38 seismic stations. It is defined on an evenly spaced 4x4x1 km grid, whereas initial velocity model used for the arrival-times tomography has the same horizontal extension than the initial grid (Figure 6.5-a) but reaches 132 km depth with an evenly spaced 10x10x6 km grid. It contains the extended network of 73 stations. These two models are obtained by averaging the initial grid.

6.3.6 Methods

In order to better image the seismicity and the type of deformation, we proceed in 3 stages following a 3D approach :

1. retrieve initial earthquake location within the 3D *a priori* velocity model using MAXI method [Font et al. 2004] (we call the resulting dataset MAXI-3D). MAXI provides an absolute earthquake location (single event procedure) within heterogeneous velocity. This technique is able to constrain the focal depth using P-arrivals only, and objectively excludes arrival-time outliers during the location process, avoiding minimization of travel-time residuals. Based on MAXI confidence factors we select 962 (among 1035) reliable hypocenters.
2. process 3D tomographic inversion using an improved tomography method based on an accurate finite-difference travel-time computation [Latorre et al. 2004 ; Gautier et al. 2006] from the initial 3D a priori model and the initial MAXI-3D earthquake location. P and S-waves velocity models are simultaneously inverted with hypocenter parameters (longitude, latitude, depth and origin time) using a selection of 801 earthquakes among the 962 of the MAXI-3D dataset (Figure 6.7, table 6.1).
3. build focal mechanisms using take-off angles and azimuth provided by the tomography. Polarities and amplitudes of P- and S- waves are computed using the program FOCMEC [Snoke et al. 1984].

6.3.6.1 MAXI method

MAXI provides an absolute earthquake location defined by the maximum intersection number of hyperbolic *Equal Differential Time* (EDT) volumes (one EDT being described as all grid nodes satisfying the arrival-time differences between 2 stations, \pm a tolerance value known as TERR) [Zhou 1994 ; Font et al. 2004]. This 3D technique is well adapted to strongly heterogeneous environment, avoids the depth versus origin-time trade-off and objectively filters possible erroneous arrival times. It is well adapted to estimate hypocenters parameters using only first P-arrivals even if earthquakes are outside the network [Kao et al. 2000 ; Font et al. 2004 ; Font and Lallemand 2009]. By totally avoiding the minimization of arrival-times residuals, MAXI is also less affected by wrong velocity models.

Updates on the MAXI technique used in this study integrates (1) a multiscale approach of TERR parameter, i.e., an iterative approach of the TERR parameter ; (2) a search volume for

final solution limited by preliminary solutions (3) cleaning of outlier(s) based on EDT intersection statistics rather on travel-times residues; and (4) a final refining search based on EDT-intersections on a resampled grid and using cleaned arrival-times [Theunissen et al., 2009; submitted 2010].

MAXI is based on a grid search algorithm and graph theory for travel-time calculation. Travel-times are computed within a 3D model discretized in constant velocity blocks with velocity nodes distributed on each facet thanks to the Shortest Path method [Moser 1991]. The parameterization of the velocity grid and MAXI procedure depends on the size of the initial model (computer memory limitations) and the relative position of earthquakes according to the network. In our case, the targeted earthquakes are located below the offshore network, i.e., mostly in the crust where there are low velocities in the sedimentary layers and strong velocity variations. Parameterization therefore requires a small grid to better estimate travel-times using Shortest Path method. Based on synthetic investigations, MAXI parameterization are chosen as follows (1) a grid size of $4 \times 4 \times 1$ km³ with a node distribution on each facet every 500 m and (2) a TERR variation from 0.2 s to 0.6 s with an increment of 0.1 s. The minimum value of TERR is chosen to integrate grid size effect and numerical approximations. The maximum value of TERR is large enough to take into account small arrival-time errors and small anomalies within the velocity model, and is small enough to exclude arrival-time outliers. The maximum value of TERR is chosen from the uncertainties on arrival-time difference between two stations. If we consider two phases with a weight of 3, then the uncertainty on the difference could be estimated at 0.4 s ($0.2 \text{ s} + 0.2 \text{ s}$) considering an uncertainty on the reading of 0.2 s. Because no accurate S-wave information is available particularly offshore and from MAXI technique properties, we chose to determine the initial MAXI-3D catalog (longitude, latitude, depth and origin time) from the well-resolved 3D a priori P-waves velocity model. At this stage, the use of a global constant V_P/V_S ratio instead of a 3D S-wave velocity model in a region with certainly strong V_P/V_S variations may lead to bias absolute hypocenter locations [Maurer and Kradolfer 1996].

6.3.6.2 Local earthquake tomography

We use a delayed travel-time tomography method to invert simultaneously the velocity distribution and the hypocenter parameters [Aki and Lee 1976; Spencer and Gubbins 1980; Spakman and Nolet 1988; Thurber 1992; Benz et al. 1996]. The inversion method provides a smooth velocity model estimated on a 3D, regularly spaced, rectangular grid. A comprehensive description of the ray-theoretical approach and its linearized iterative scheme is given by Latorre et al. [2004], Vanorio et al. [2005] and Gautier et al. [2006]. In this approach, we compute travel-times by solving the Eikonal equation with a finite-difference algorithm [Podvin and Lecomte, 1991] and rays are obtained using an a posteriori ray-tracing method that is based on time gradients. More precise travel-times and partial derivatives, both for slowness fields and for hypocenter parameters, are evaluated along the ray paths. Finally, the scaled and weighted linear system is solved by means of the LSQR method [Paige and Saunders, 1982] and both the velocity models and the hypocenter parameters are updated.

As proposed by some authors [Spakman and Nolet, 1988, Le Meur et al., 1997], normalization or scaling of the derivative matrix is performed for better reconstruction of the different parameters. This operation will remove influences of parameter units and also will take into account the sensitivity of the data to each class of parameters. The parameters used for the regularization of the partial derivative matrix and the damping parameters used for the inversion are both fixed through synthetic tests using the ray-based inversion and the real

event-station geometry. A comprehensive description of these synthetic tests is presented in Gautier et al. [2006]. We estimated that the optimal set of weightings for this tomographic study is 1 for P waves, 2 for S waves, 5 for both the location and the origin time of earthquakes and finally 0.75 for the damping parameter. The total number of iterations for the global tomographic procedure with new ray tracing have been fixed to 20 iterations. An a posteriori analysis of both misfit and model perturbation functions show that the convergence is reached after 15 iterations.

In order to obtain a more reliable and uniform tomographic dataset, we selected first arrival times that have higher quality by following the pick qualities (weights : $W_p \geq 2$ and $W_s \geq 3$). Then, we removed events with greatest angle without P-observation (azimuthal gap) higher than 180. Finally only events with more than 4P and 2S picked phases among the 38 nearest seismic stations were kept in this study. Note that all earthquakes located by MAXI within the 3D a priori velocity model have a RMS lower than 0.465 s. Among the 962 events located by MAXI, 801 events are selected (Figure 6.7).

The 3D a priori P-waves velocity model and MAXI-3D hypocenters are used as initial input

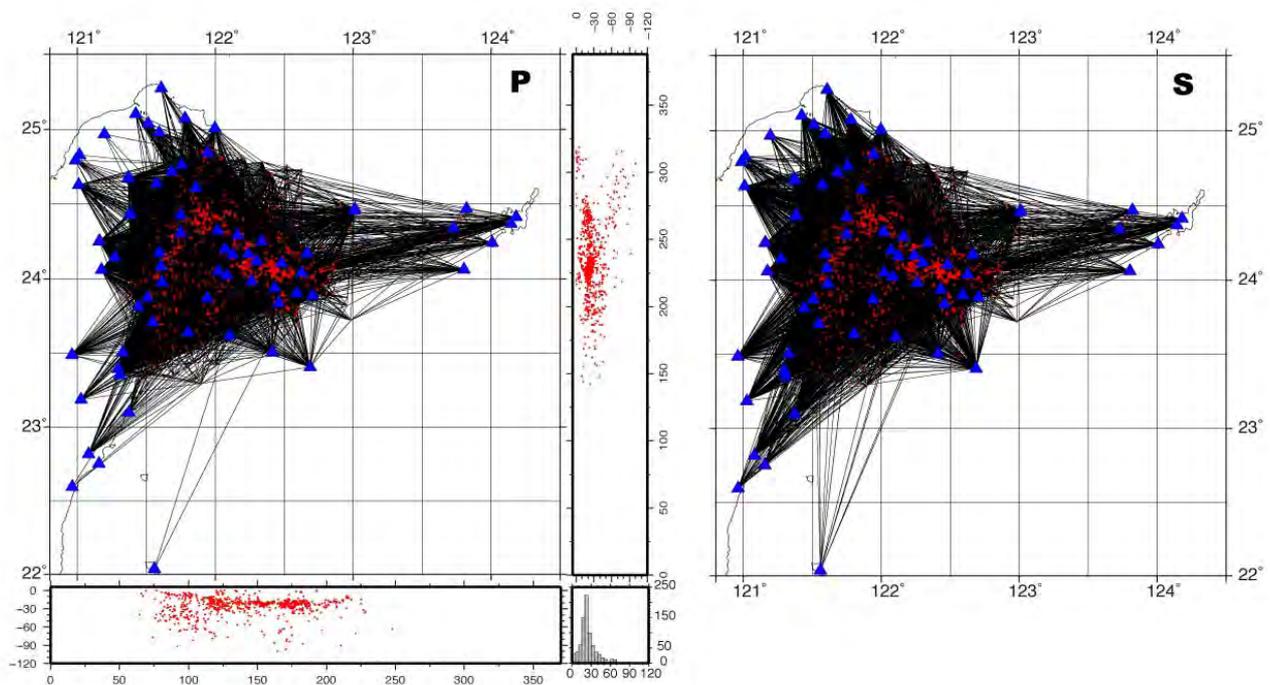


Fig5

FIGURE 6.7: Projected rays distribution. 801 earthquakes (red dots) and 73 stations (blue triangles) are used in the tomography (see Table 6.1 and Figure 6.5). Initial hypocenter determinations results from earthquake location using MAXI technique within the 3D initial a priori velocity model. Histogram represents the depth distribution of all earthquakes.

for the 3D tomographic inversion. As input for the initial S-waves velocity model, we applied a constant V_p/V_s ratio on the P-waves velocity model. The V_p/V_s ratio is retrieved from Wadati method [Wadati, 1933] using hypocenter parameters from MAXI and P and S arrivals recorded on the 73 stations of the extended network. An average ratio of 1.740 ± 0.015 has been obtained.

6.3.6.3 Focal mechanisms determination

We selected 14 earthquakes, with local magnitude higher than 3.5 to compute their focal mechanisms. As developed in Nakamura [2002], we combined both P- and S-waves polarities. To read SV and SH polarities, seismograms were rotated into radial and tangential components. S-wave polarity reading is uneasy compare to P-wave because the S-wave is perturbed by the P-wave coda or SP arrivals which come in just before direct S [Booth and Crampin 1985]. Consequently, only clear polarities have been read on seismograms and used in this study. For mechanisms showing several families of nodal planes with P polarities, we used S/P ratios and S polarities as a last resort to discriminate between the solutions [Kisslinger 1980; Hardebeck and Shearer 2003]. INSU-CNRS OBS signal shows a very low noise level certainly because their important depth and the good weather during the experiment allow avoiding strong bottom current and sea wave fluctuation. Consequently, only the 12 INSU-CNRS OBSs offshore, the 8 BATS and the 2 F-NET seismic stations onland are used to read S_V/S_H polarities and amplitudes. NTOU OBSs have a too noisy signal and TAIGER OBSs orientation was unavailable for this study.

For the focal mechanism construction, we combine P- and S-waves polarities together with S/P ratios using FOCMEC program [Snoke et al. 1984]. Azimuth and take-off angles used to located polarities on a lower hemisphere representation are directly extracted from the tomographic inversion forward modeling. Then, the program performs a systematic grid search for acceptable focal mechanism solutions. A search interval of 2° is used in this study.

Even if velocity gradients are smoothed during tomography process, we expect that the resulting 3D ray-path tracing will better constrain the focal mechanism solutions. It has been demonstrated that the use of a 3D velocity models can reduce the number of inconsistencies in the solutions if the 3D model is well resolved [Michael 1988; Eberhart-Phillips 1989; Rau et al. 1996]. Moreover, as shown by Béthoux et al. [2007], proximity of strong velocity heterogeneities may generate large discrepancies between 1D and 3D solutions. In a subduction context, where important crustal and/or lithospheric deformation is superimposed, such approach seems thus straightforward.

6.3.7 Resolution estimate and uncertainties

6.3.7.1 Velocity models (P and S)

Checkerboard anomaly tests were used to assess the resolution of the tomographic models [Kissling et al. 2001]. They provide a global insight of the local resolution length by identifying the well-resolved area and defining the minimum anomaly size that is expected to be resolved in the study. This is an a posteriori procedure because the final tomographic model is required for performing the checkerboard tests.

These tests consist in the construction of synthetic input velocity models by adding a velocity perturbation to the final tomographic models ($V_P=800$ m/s and $V_S=400$ m/s). This velocity perturbation is strong compared to the numerical noise level and also small enough to avoid noticeable disturbances in the ray coverage. Synthetic travel-times are computed [Podvin and Lecomte, 1991] in the input velocity models using the source-receiver distribution of the real dataset. A noise term is added to the synthetic data set from a uniform distribution between -0.05 s and 0.05 s. This simulates errors in the arrival times such as for example picking errors. The resulting synthetic dataset is then inverted using the same procedure and the same

parameterisation that was used for the real dataset. Finally, the recovered velocity is compared to the input model in order to estimate the model resolution for some parameters like the amplitude, the location, the size and the shape of the reconstructed anomalies, as well as earthquake parameters.

Checkerboard tests revealed that the dataset, both with P- or S-waves, is able to reconstruct in shape $20 \times 20 \times 12 \text{ km}_3$ and $30 \times 30 \times 12 \text{ km}_3$ pattern velocity anomalies in the target area, below the OBS network and to the west at the transition with Taiwan, down to a depth of about 40-50 km (Figures 6.8 and 6.9) despite some difficulties to retrieve the exact amplitude of the checkerboard.

6.3.7.2 Hypocenters

- **RATS determinations**

Uncertainties in absolute events locations result from a combination of the network geometry, arrival times measurement errors and errors in travel-times estimates, i.e., errors from the rays tracing method and from the difference between the real Earth and the velocity model. To judge the location accuracy, a bootstrap approach can be applied in which random perturbations representing picking errors are added to the travel-times and the event is relocated many separated times to obtain an estimate of the probable scatter in the calculated locations due to uncertainties in the picks. This technique offers the advantage of accounting for the nonlinearities in the problem and the fact that some stations and some ray paths are much more important than others in constraining the location [Billings et al. 1994].

To estimate earthquakes location uncertainties and to check the stability of the solution, we thus perturb travel-times. Accordingly, the cloud defined by the distribution of each determination for one given earthquake could give us an idea of the uncertainty and the stability of our earthquake location. To perturb travel-times, we use 3 different initial velocity model, in one hand, and 3 different tomographic inversion procedures, in the other hand. In particular, S phases for which erroneous arrival times lead to significant incorrect depth estimate [Gomberg et al. 1990] are approached in different ways.

For that purpose, initial velocity models are the 3D a priori velocity model of Font et al. [2003], the update 3D a priori velocity model (this study) and the best minimum 1D velocity model. We used VELEST 3.3 program [Kissling et al. 1994; Kissling et al. 1995] to inverse a 1D minimum velocity model adapted to our dataset. We followed three inversion procedures : (1) inversion of P phases solely simultaneously with hypocenters parameters, (2) using the result of (1) to inverse simultaneously P-, S-waves velocities and hypocenters parameters and (3) joint inversion of P, S and hypocenters parameters. We run these three tests with the three available initial velocity models and their associated initial hypocenter parameters. At final, we obtain 12 different hypocenter determinations datasets assumed as possible solutions.

Comparisons of all pair combinations among 12, i.e. 66 at total, allow evaluating impact on the hypocenters determinations for perturb travel-times (P and S or P phases only). Results show that hypocenter determinations given by our tomography result, i.e. simultaneous inversion of P-, S-waves velocities and hypocenter parameters from the 3D a priori model built in this study, have a mean position according to other solutions in average. In any case, our solution is close to the barycenter of each cloud. This could mean that the solution seems to converge toward our determination. In average, other positions are

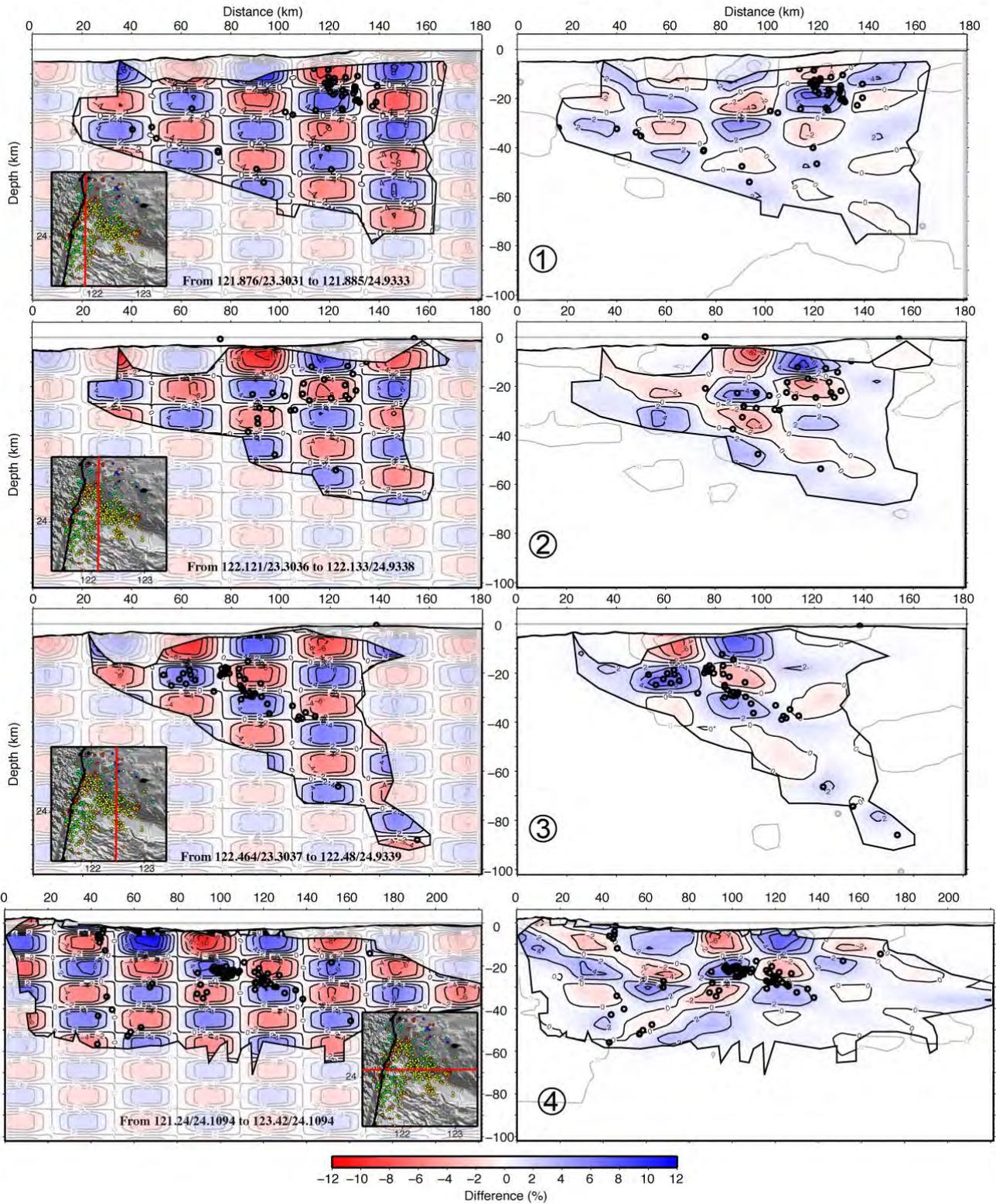


Fig6a

FIGURE 6.8: Checkerboard test : (a) N-S vertical cross-sections. On the left : 30x30x12 km³ P-waves checkerboard anomalies used to compute synthetic travel-times. On the right : Retrieved P-waves velocity model anomalies after tomographic inversion. (b) Horizontal cross-sections. Same description as (a).

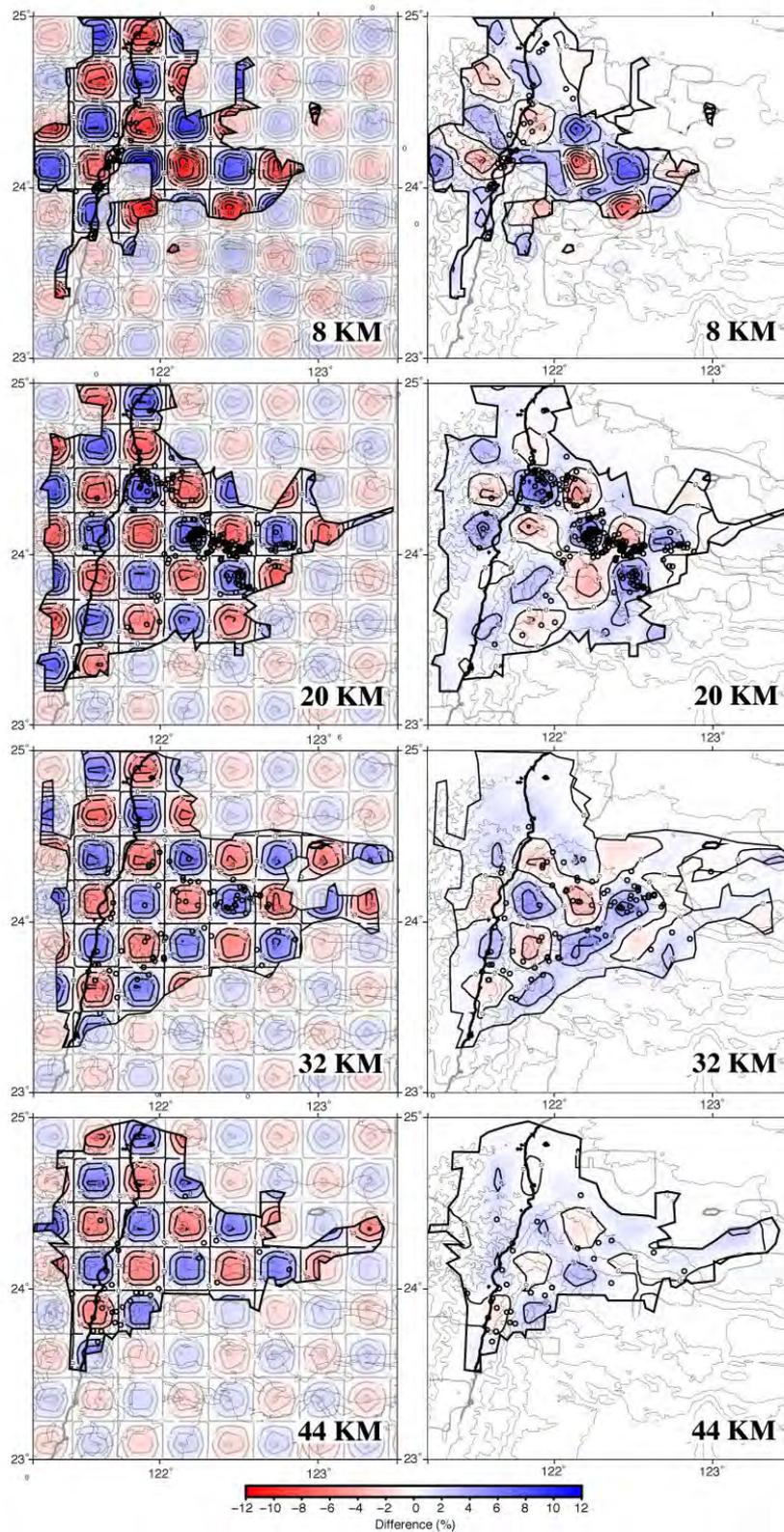


Fig6b

FIGURE 6.9: Checkerboard test : (a) N-S vertical cross-sections. On the left : 30x30x12 km³ P-waves checkerboard anomalies used to compute synthetic travel-times. On the right : Retrieved P-waves velocity model anomalies after tomographic inversion. (b) Horizontal cross-sections. Same description as (a).

distant by about $3.0 \text{ km} \pm 1.1 \text{ km}$ (1σ) in horizontal and about $3.1 \text{ km} \pm 1.0 \text{ km}$ (1σ) in depth to the determination used in this study. Moreover, the mean total distance between our solution and all others is about $4.6 \text{ km} \pm 1.5 \text{ km}$ (1σ). Upper bound on absolute location uncertainty provided by our inversion is 4.1 km in horizontal and vertical, i.e. mean dispersion with 1σ around our solution during all 12 runs led in this analysis.

- **Previous catalogues**

Hypocenters positions for a 3 months-period using OBS records shall differ from the position of known clusters in the area. The position discrepancy might be due to variation in fault activity that can be specific during the considered time period or to the fact that we sample smaller magnitudes. To distinguish between those case and assure that the use of OBS has an impact on earthquake location, we have performed earthquake location of RATS events also recorded by CWB and JMA stations, without using OBS records.

77 earthquakes have been recorded from both the CWB and JMA permanent seismic networks. We locate those events (without OBS phases) and the MAXI technique, using the 2003-velocity model (VM-2003, Font et al. [2003]) and the new velocity model resulting from the tomographic inversion (this study, VM-TOMO-2011). Solutions obtained using the MAXI method in VM-2003 and VM-TOMO-2011, as well as the CWB determinations in a 1D velocity model, are compared with our solutions resulting from a joint inversion using OBS records (Figure 6.10).

Comparison with CWB determination (Figure 6.10-a) indicates an epicentral and vertical absolute misfits of $4.9 \pm 3.8 \text{ km}$ and $7.4 \pm 11.6 \text{ km}$ respectively. The relative vertical misfit is $-2.4 \pm 13.5 \text{ km}$. One may also observe that the misfit dramatically increase at distances exceeding 40 km from the coast. Earthquake positions obtained without OBS and within the VM-2003 model (Figure 6.10-b) show a similar mean absolute misfit ($5.0 \pm 3.1 \text{ km}$ in horizontal and $7.4 \pm 5.9 \text{ km}$ in vertical) with hypocenters systematically shallower than expected (relative vertical misfit of $4.9 \pm 8.1 \text{ km}$). Misfits are much reduced using the VM-TOMO-2011 model providing an mean absolute misfit of $2.1 \pm 1.5 \text{ km}$ in horizontal and $5.2 \pm 5.7 \text{ km}$ in vertical and a small vertical relative misfit of $-1.4 \pm 7.6 \text{ km}$.

This comparison confirms that (1) the use of OBS has a significant impact on earthquake location, (2) CWB determinations are satisfactory at distances less than 40 km from the coast but are poor farther of that distance, and (3) that the use of the new velocity model VM-TOMO-2011 allows to correctly locate the events in the studied area even without OBS. Previous determinations from Font et al. (2004) are better in average compared with CWB but are quite systematically shallower compared with our best determinations using OBS and the new velocity model.

6.3.7.3 Focal mechanisms

Using a well-resolved focal mechanism from BATS network (the 2008/09/06 M_W 3.73 at 23h00'36" earthquake) ($n = 10$ in Figure 6.14 and table 6.2), we have checked the validity of our data and our approach (Figure 6.11). Note that this earthquake is a deep earthquake located close to Taiwan west of the target area. BATS focal mechanisms are obtained by full waveform inversion, from all 3 components, at very low frequency (0.03-0.08 Hz) in order to avoid effects of strong lateral heterogeneities and possible epicentral mislocation. Few 1D velocity models are used to adjust the depth of the Moho for each station. The description of the inversion algorithm is given by Kao et al. [1998] and Kao and Jian [1999]. The focal mechanism obtained in this study from P polarities, S/P amplitude ratios and S polarities is similar to that of

BATS with differences for the two nodal planes of 29° and 8° for the strike, 14° and 2° for the dip and, 13° and 20° for the rake. This result validates the approach that gives weight to amplitude ratio and SH polarities in the focal mechanism determination rather than using only the minimum number of P polarities errors as major criterion of selection for the final solution. Indeed, independently of using amplitudes ratio or S polarities, some important P polarities errors are visible in this reference earthquake as well as in solutions of the other 13 earthquakes (Figure 6.12). The origin of such important errors could signify that local small velocity anomalies close to the sources are not resolved. Regarding the constraints given by the P polarities, focal mechanisms n° 1, 5, 6, 7 and 11 are probably less well constrained than other (Figure 6.13 and focal mechanisms in grey on Figure 8).

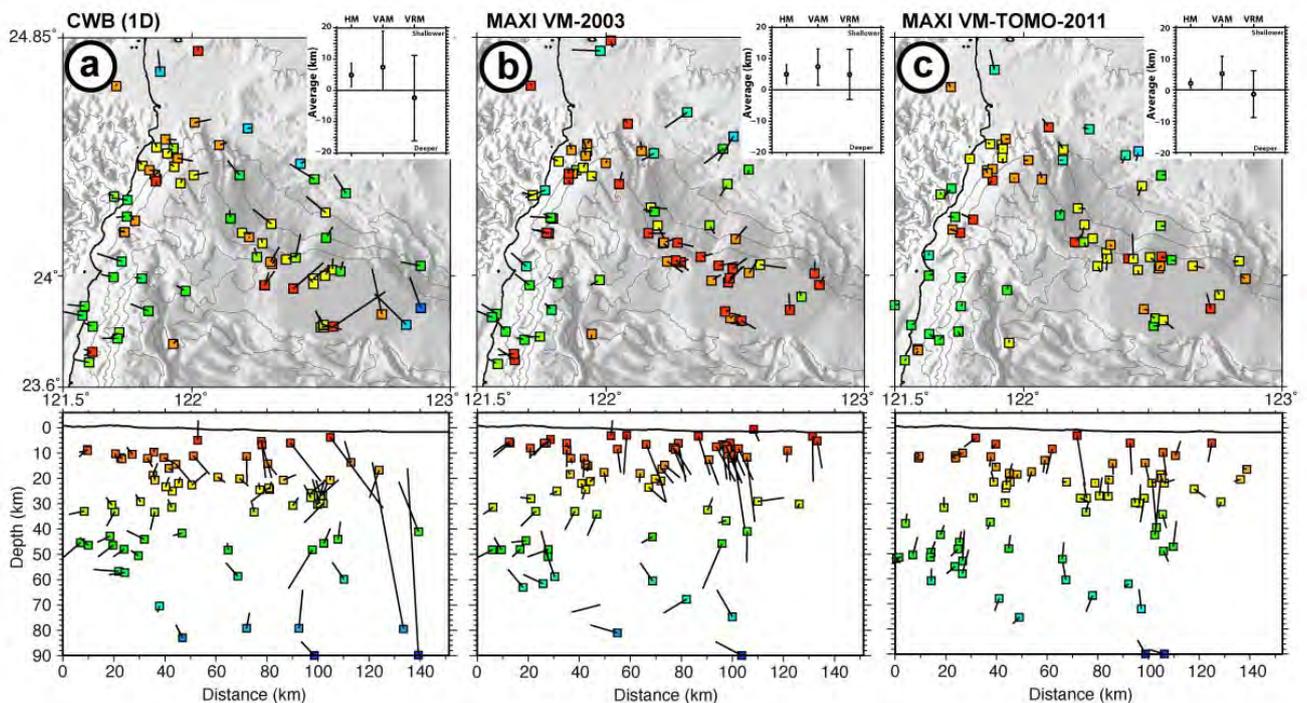


Fig7

FIGURE 6.10: Comparison of different earthquake determinations obtained from permanent networks without using OBS with hypocenter position obtained after tomography inversion using OBS. 77 earthquakes are compared. (a) 1D location provided by CWB, (b) 3D location within the 2003 a-priori velocity model VM-2003 [Font et al., 2003] using MAXI technique and (c) 3D location within the new 3D model obtained from the tomography inversion VM-TOMO-2011 using MAXI technique. The hypocenters are represented in map and E-W cross-section. Squares represent results of earthquake location from permanent networks without using OBS. The stroke marks the difference in position with the results of this study. Upper right in-frame shows, from left to right, statistics on the horizontal misfit HM (epicentral distance), the vertical absolute misfit VAM and the vertical relative misfit VRM (positive misfit means that the hypocenter determination in this study is deeper than those from permanent networks without OBS). The vertical bar represents 1σ deviation.

The September, 6th 2008 earthquake $M_L=4.6$; $M_C=3.7$
 t0: 23h00'35.91
 Location: 23.9917° 121.7810°
 Depth: 51.5 km

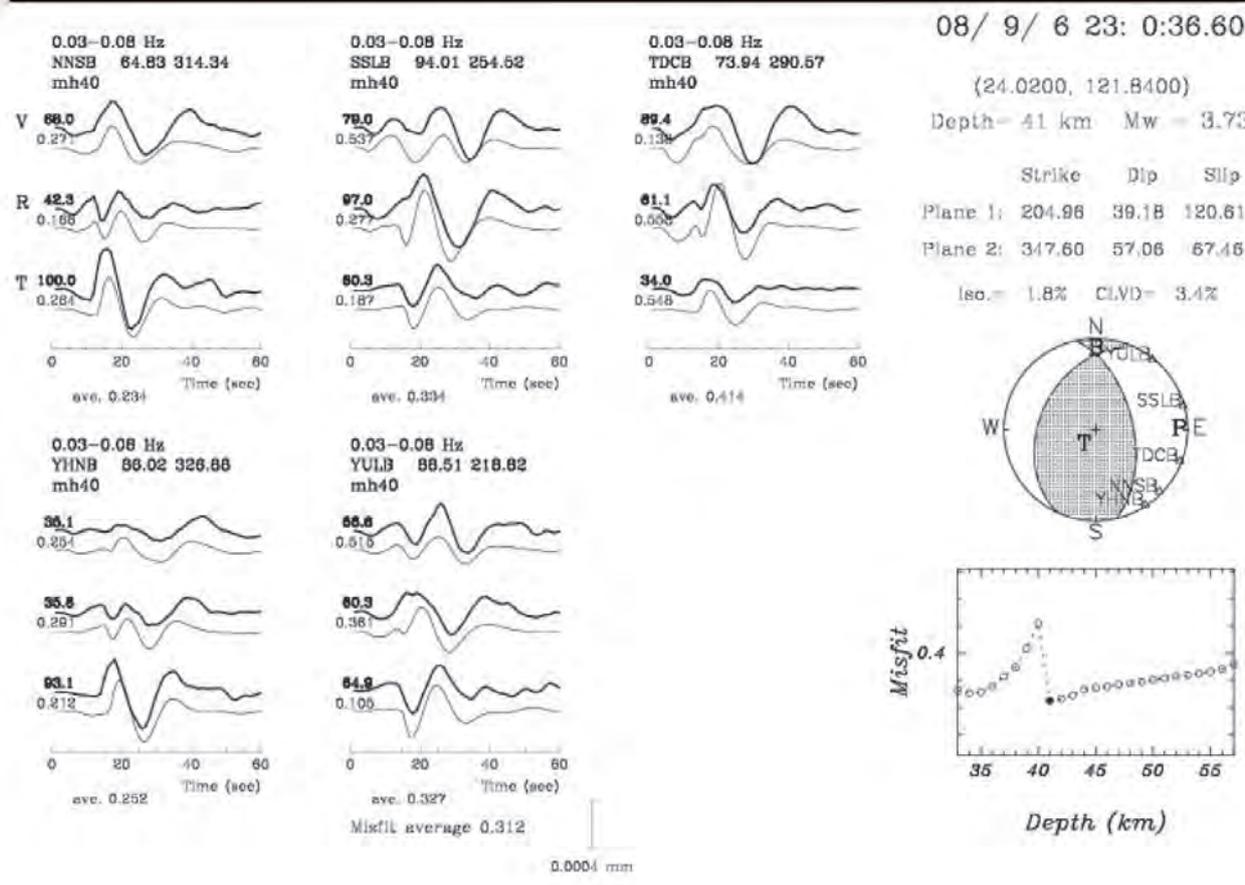
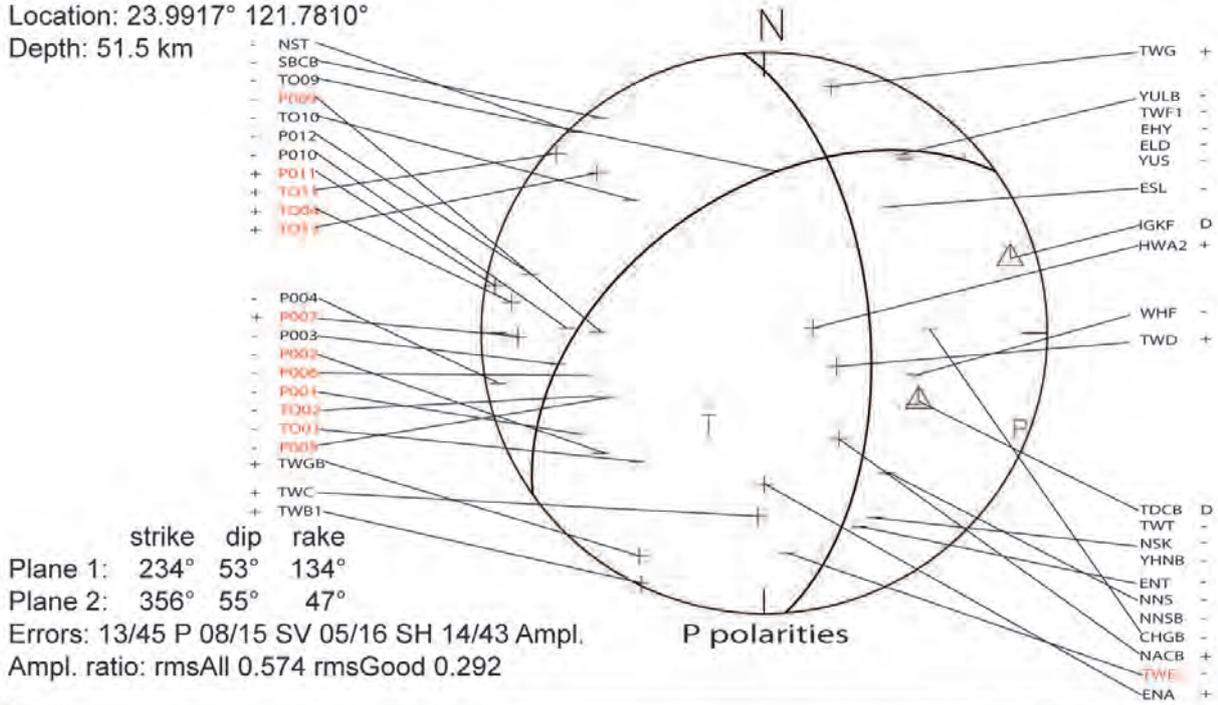


FIGURE 6.11: (figure S1) Comparison between focal mechanism n ° 10 obtained in this study with that determined by BATS.

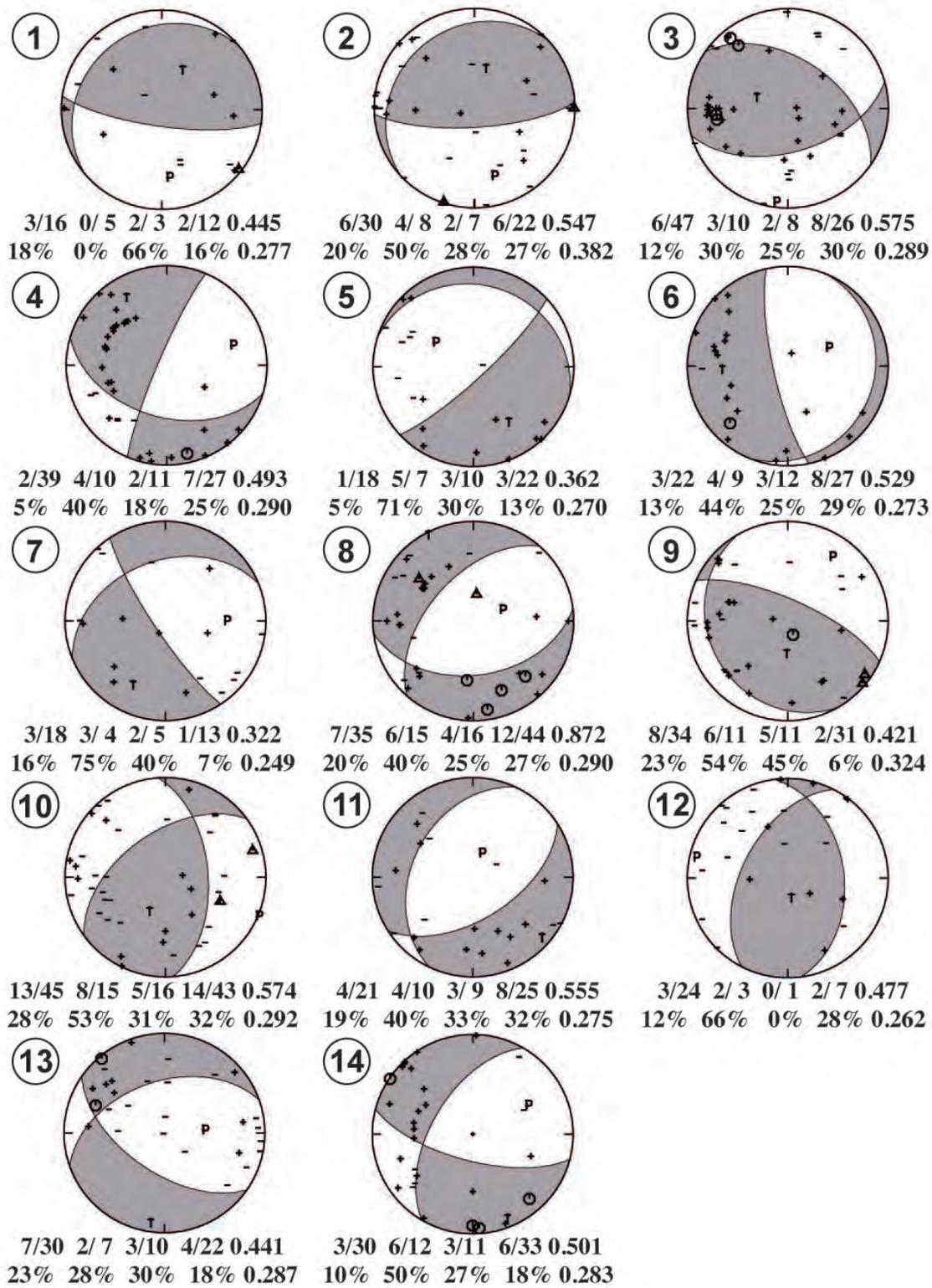


FIGURE 6.12: (figure S2) P polarities distribution and errors associated with the 14 focal mechanisms determined in this study. Below each beach-ball, errors associated to each determination is indicated : (First line) ratio of P polarities errors ; ratio of SV polarities errors ; ratio of SH polarities errors ; amplitude ratios errors using a threshold of 0.6 as maximum error allowed on amplitude ; and RMS of all residual on amplitude ratios. (Second line) Percentage error on P polarities ; Percentage error on SV polarities ; Percentage error on SH polarities ; and RMS of all acceptable amplitude ratios.

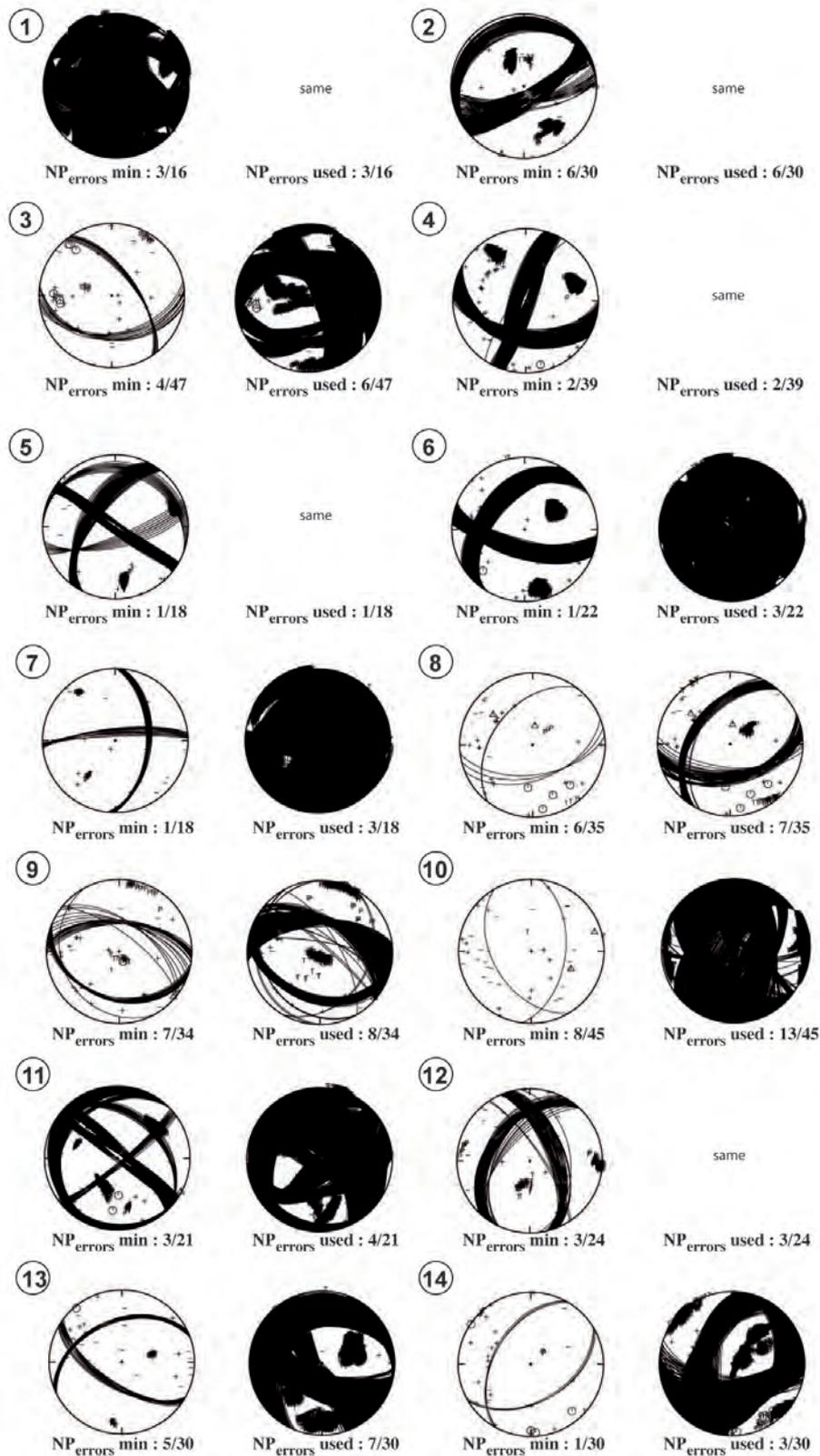


FIGURE 6.13: (figure S3) P polarities confidence for all 14 focal mechanisms. On the left : Nodal planes constrained by the minimum P polarities errors using an increment of 2° for the strike, the dip and the rake. On the right : Nodal planes constrained by the number of P polarities errors used after discrimination using P/S, S/S amplitudes ratio and S polarities.

6.3.8 Results

The tomography process carried out in this paper results from a full 3D approach as it uses (1) an initial *a priori* 3D velocity model that integrates information on the geometry of offshore structures based on marine active geophysical data and (2) earthquake location determined within this 3D velocity model. Thanks to the OBS records, the resulting Vp model and hypocenter positions provide robust constraints on shallow crustal structures of the active overriding margin and the downgoing plate. Figures 6.14 to 6.18 present results from earthquakes location, focal mechanisms determination and P-waves velocity structures. 801 earthquakes have been located during the joint inversion and 14 focal mechanisms have been determined (Figure 6.14) using the absolute 3D P- and S-waves velocity models obtained during the inversion.

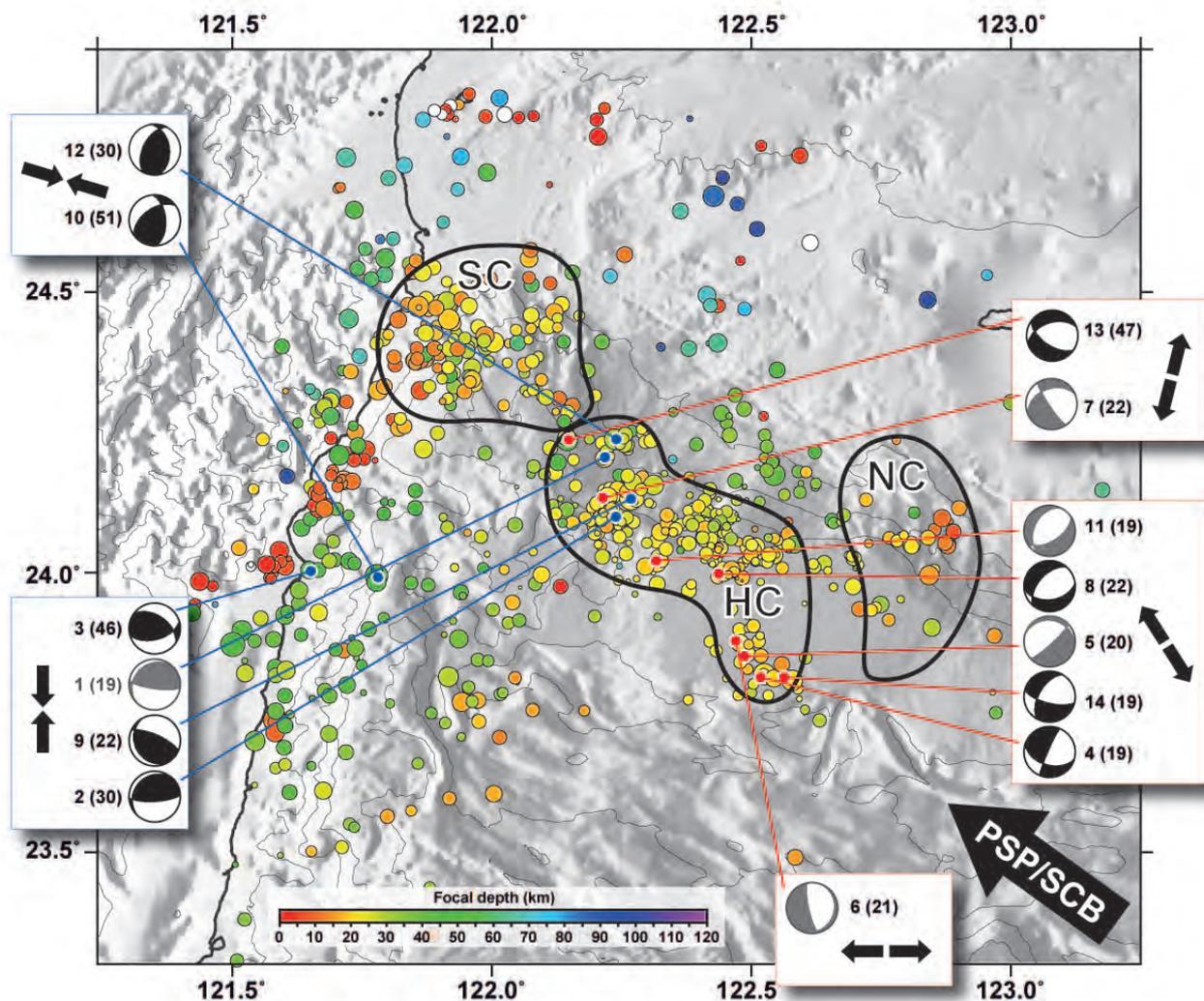


Fig8

FIGURE 6.14: Map of the 801 earthquakes located after inversion and the 14 focal mechanisms determined in this study. Bracketed number refer to the depth of the event ; the other one is the earthquake number (Table 6.2).

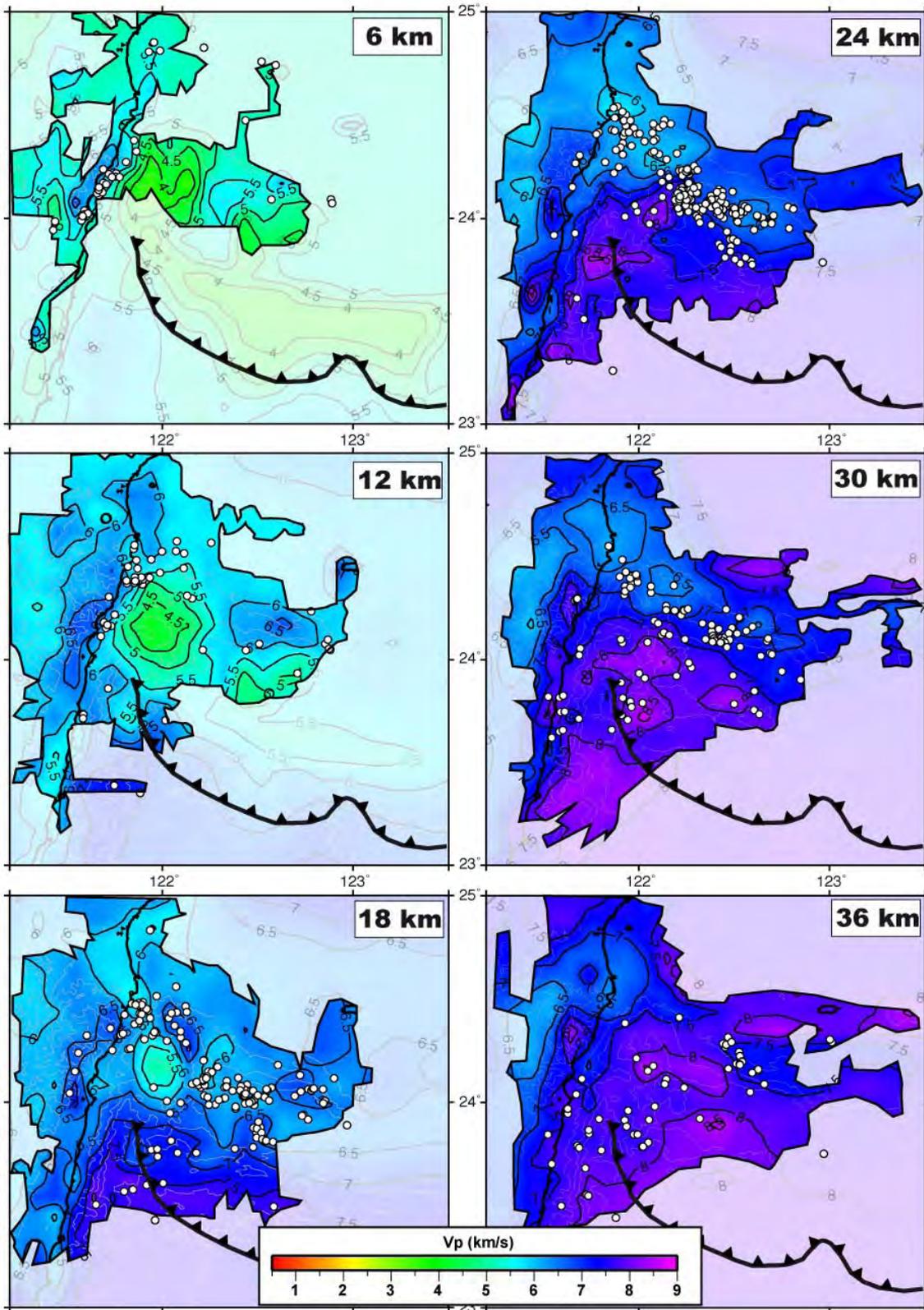


Fig9

FIGURE 6.15: Map views of horizontal slices through the absolute P-waves velocity model (km/s). The ray-path cover is highlighted by the black contour and the non-modified initial 3D velocity model is shown in transparency.

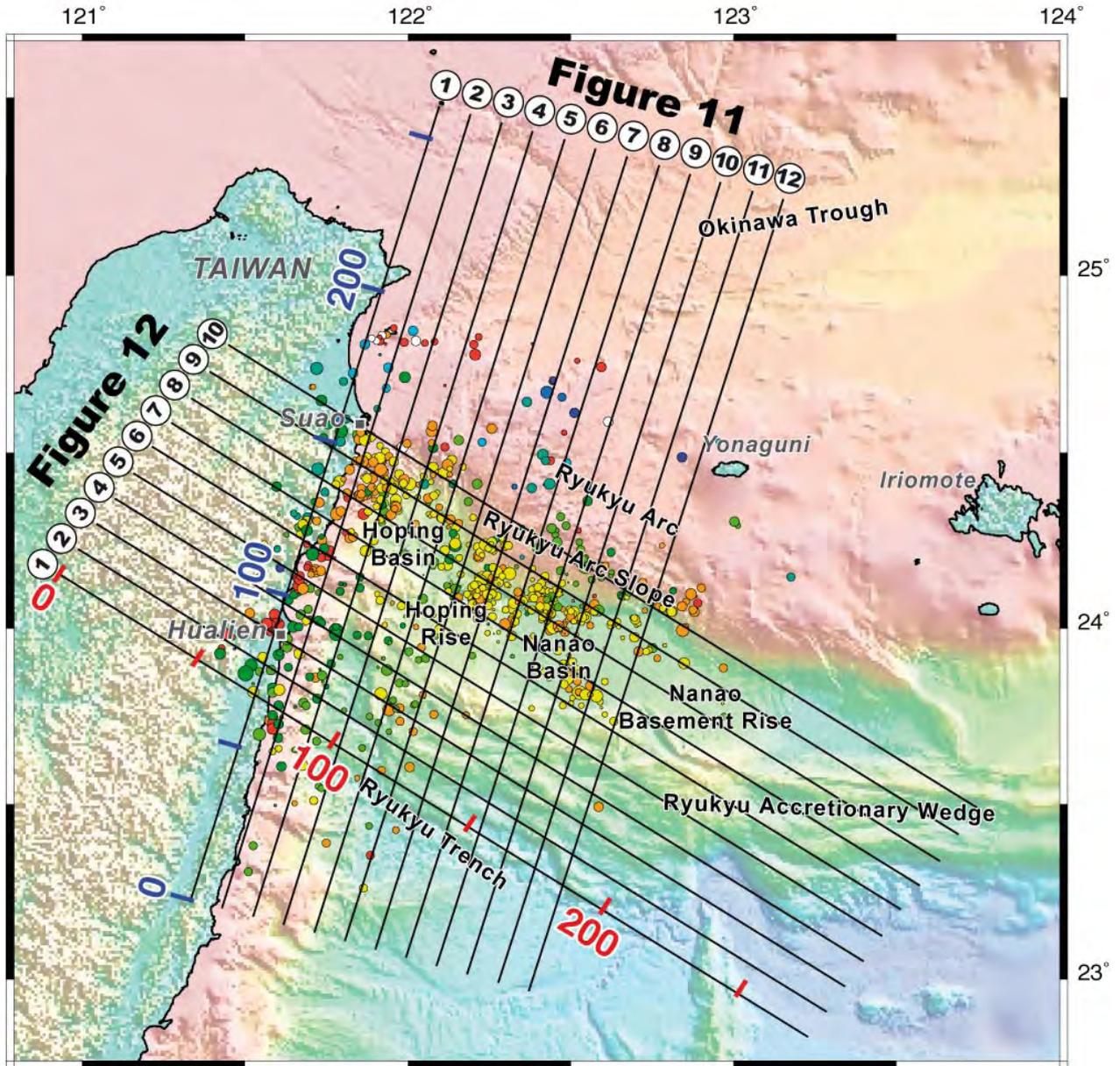


Fig10

FIGURE 6.16: Location map of the vertical sections through the tomography model with hypocenters represented in figures 11 and 12. The toponymy is labelled.

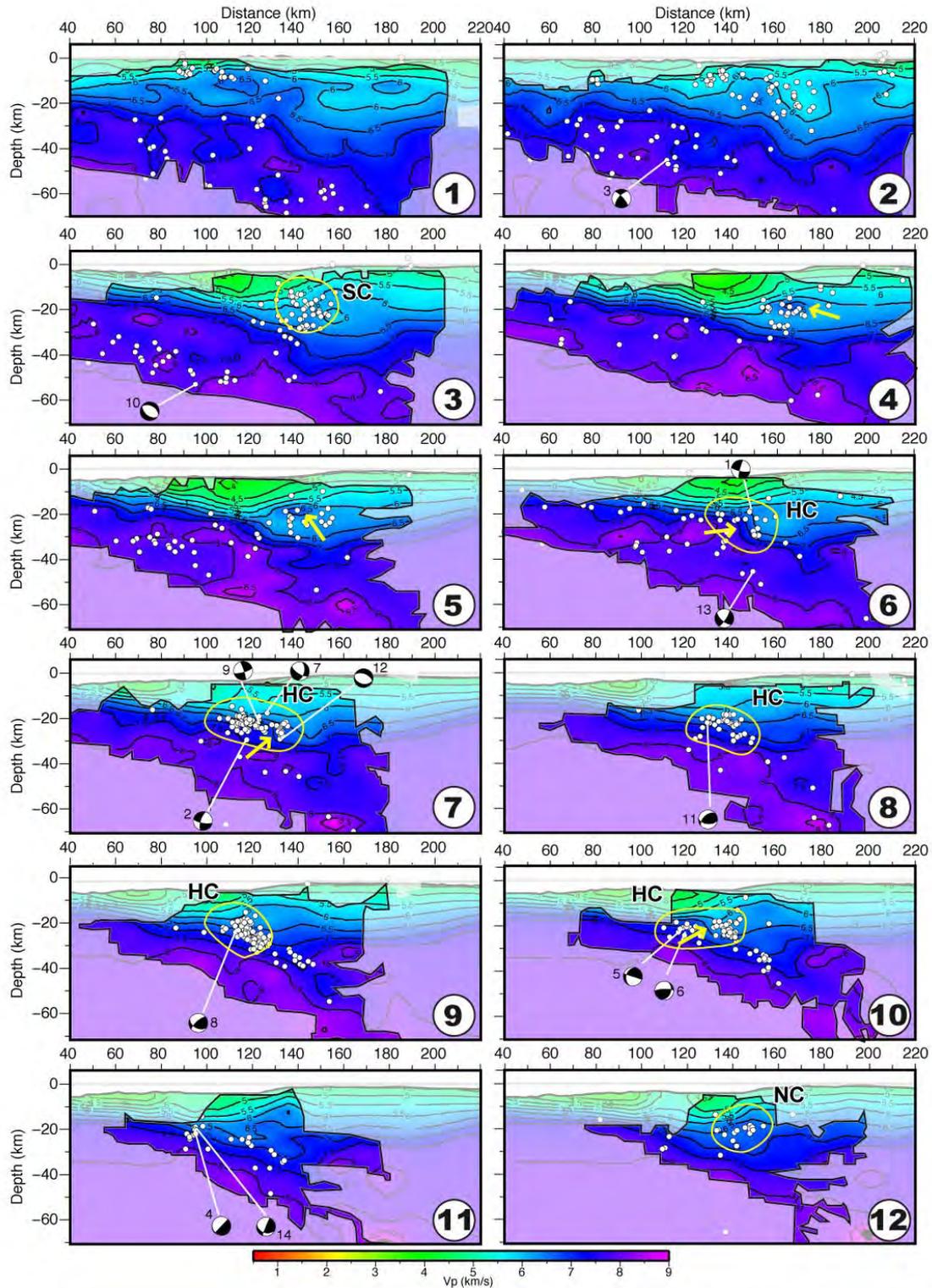


Fig11

FIGURE 6.17: Vertical cross-sectional views (10 km of total thickness) of the absolute P-waves velocity model (km/s) oriented along the direction perpendicular to the trench and parallel to the coast. The ray-path cover is highlighted by the black contour and the non-modified initial 3D velocity model is shown in transparency. Arrows point the main velocity anomalies described in the text. The seismic clusters (SC, HC and NC) are also shown. Focal mechanisms obtained in this study are reported in cross-section.

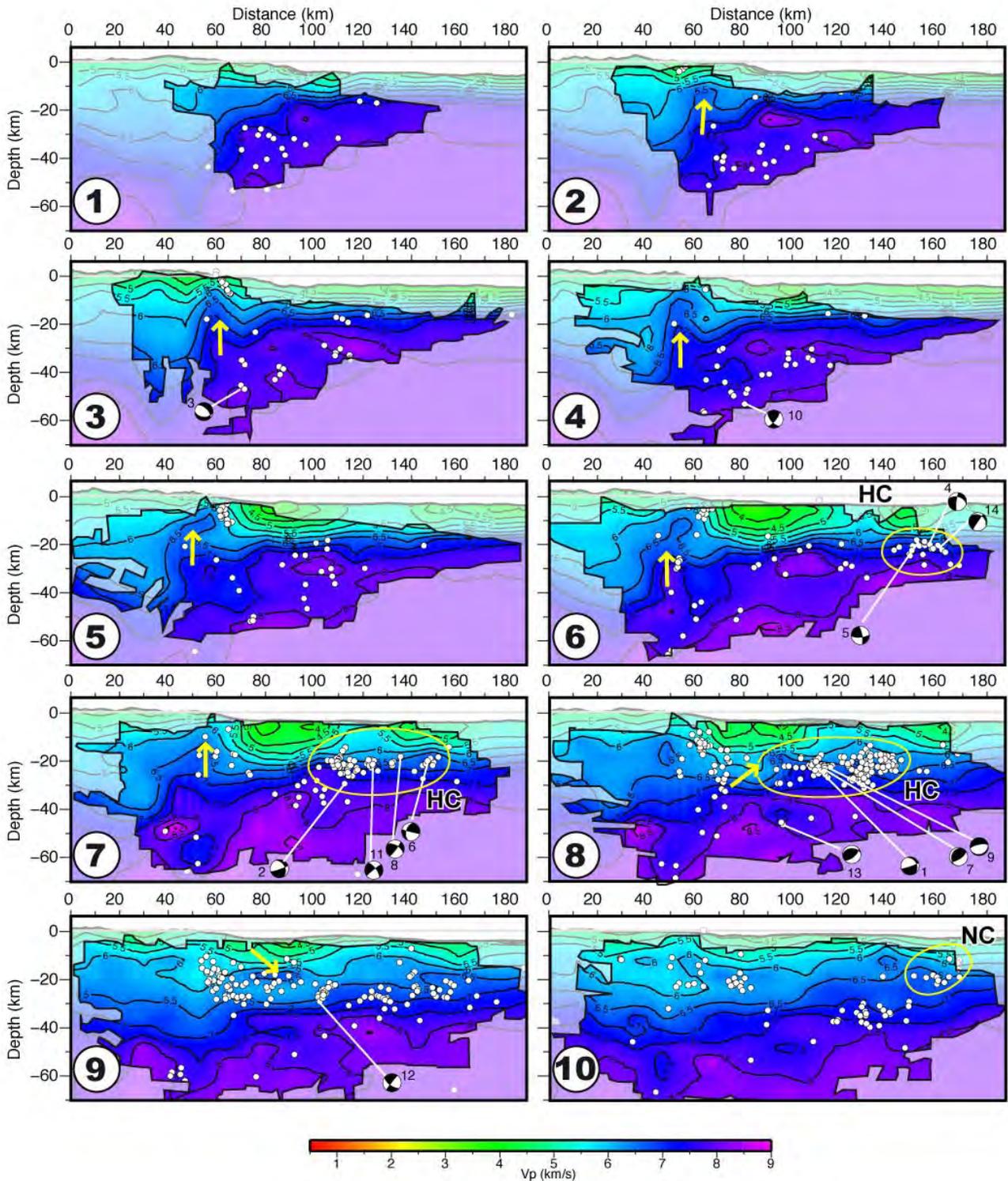


Fig12

FIGURE 6.18: Vertical cross-sectional views (10 km of total thickness) of the absolute P-waves velocity model (km/s) oriented along the direction of the convergence vector PSP/SCB. The ray-path cover is highlighted by the black contour and the non-modified initial 3D velocity model is shown in transparency. Arrows point the main velocity anomalies described in the text. The seismic clusters (HC and NC) are also shown. Focal mechanisms obtained in this study are reported in cross-section.

6.3.8.1 Microseismicity distribution

On Figure 6.14, epicenters distribution shows a similar pattern than previous studies that have used permanent seismic networks for earthquake location process (see Figure 6.4 for example). From west to east, we recognize a band of earthquakes that parallels the east coast of Taiwan from shallow depths down to 80 km, a nest of shallow events (<30 km) east of Suao and north of the Hoping basin – later called the Suao cluster (SC), and the shallow seismicity in the forearc area with the Hoping and Nanao clusters. We can also observe both very shallow (~ 10 km) and deeper earthquakes (>40 km) north of the forearc, in the Okinawa Trough and the PSP slab respectively. In more detail, the Hoping seismic cluster (HC) is deeper (~ 20 km) and slightly shifted eastward compared with previous determinations [e.g., Font et al., 2004; Font et Lallemand, 2009]. The microseismicity mainly concentrates in a direction NW-SE parallel to the convergence between the PSP and EP extending along the HC and the nest of shallow earthquakes offshore Suao (SC, see for example the section at 24 km depth on Figure 6.15). The Nanao seismic cluster (NC) that occurs farther east remains shallow (<20 km) as in previous determinations.

6.3.8.2 P-waves velocity structure

One may notice that this is the first time that the velocity structure of the southern Ryukyu subduction zone is imaged at such high resolution. The inversion of V_P and V_S structure with hypocenters parameters allows us to constrain the depth during the minimization process. However, we have led a complete 3D approach for the V_P structure while we have used a constant initial V_P/V_S ratio to describe the initial V_S structure. In that sense, we therefore assume that the V_P structure is well resolved and sufficient to describe the crustal structure and that V_S is not necessary at this step of the analysis. At first, V_P variations within the shallow structures of the Ryukyu Arc and forearc are in good agreement with previous knowledge and reflect the “high and low” topographic variations of the Ryukyu acoustic basement below the forearc basins. Low V_P (≤ 4.5 km/s) are visible down to 10 to 15 km depth (see 12 km depth section on Figure 6.15 or section 4 on Figure 6.17, or section 6 on Figure 6.18), surrounded by crustal velocities of the Ryukyu Arc or the Central Range (~ 6.0 km/s). Slightly eastward, following the trend of the forearc sedimentary basins, the rise in the basement of the Ryukyu Arc, called Hoping Rise, previously described by Font et al. (2001) on the basis of seismic reflection investigation is evidenced by $V_P \sim 5.5$ km/s, visible on the 12 km depth section of Figure 6.15. Immediately to the SE, lower V_P are found in the Nanao Basin (~ 5.0 km/s) at the same depth. Another striking feature is the high V_P (>6.5 km) narrow anomaly that parallels the east coast of Taiwan on the island side up $24^\circ 30'N$ at depth larger than 12 km (Figure 6.15). Lower V_P (<6.5 km/s) are found west and north of this narrow anomaly at 30 km depth or less, suggesting that the same rock body composes the Central Range and the southernmost Ryukyu Arc as previously suggested [e.g., Hagen et al., 1988]. This also shows that the continental moho (~ 7.75 km/s) beneath Taiwan island and the southernmost Ryukyu Arc is the deepest (> 40 km) below this low V_P body. The tomography (see for example section 8 on Figure 6.18) is consistent with the estimate of 44 km of the Moho depth constrained from receiver functions at the BATS seismic station NANB [Wang et al., 2010]. It is only visible very locally on the 36 km depth section (Figure 6.15) north of Hualien (top of the narrow high V_P anomaly) and in the rifted southern Okinawa Trough at depths of 30-36 km (Figure 6.15). We also observe that the Moho rises at a depth of ~ 35 km at $122^\circ 20'E$ in the Ryukyu Arc while it

deepens on both sides.

Locally, high V_P bodies (~ 6.5 km/s) are observed in the Ryukyu Arc basement embedded into lower V_P rocks. Viewed in horizontal sections, this anomaly seems to extend within the Central Range of Taiwan at depth ~ 18 km.

The trench-parallel sections on Figure 6.18 show that the PSP deepens toward Taiwan until it reaches the narrow high V_P anomaly visible on sections 2 to 8, the velocities at the top of the PSP increasing from ~ 5.5 km/s at the trench to ~ 6.5 km/s at 20 km depth (see sections 4 and 5 on Figure 6.17 or section 9 on Figure 6.18).

The last notable feature revealed by this new local tomography is the presence of sharp lateral discontinuities in the vicinity of the plates interface visible on sections 6 and 7 (Figure 6.17) or on section 8 (Figure 6.18) for example. Isocontours of V_P anomalies are typically offset vertically by 10 km along these discontinuities.

6.3.8.3 Focal mechanisms

The 14 focal mechanisms revealed a complex seismic pattern (Figures 6.14, 6.17, 6.18 and Table 6.2) showing both reverse and normal faulting with variable P and T axes. Two inverse mechanisms show lateral compression ($n^\circ 10$ and 12) with WNW-ESE P-axes, one offshore Hualien and the other in the western edge of the HC. Both events occur at depths of 30 and 51 km within the PSP. Four mechanisms are compatible with N-S compression ($n^\circ 1, 2, 3$ and 9), 3 of them being located in the HC and one beneath Hualien. The one occurring beneath Hualien ($n^\circ 10$), which is confirmed by the BATS determination using waveform inversions (see section 5.3) is very deep (46 km) into the PSP. All the other events reveal extension along three main directions : (1) NNE-SSW T-axes for two of them ($n^\circ 7$ and 13) at the western edge of the HC either deep into the PSP (depth 47 km) or close to the ISZ (depth 22 km) ; (2) five events ($n^\circ 4, 5, 8, 11$ and 14) all located in the SE part of the HC at depths compatible either with the ISZ or the upper part of the PSP show NW-SE T-axes close to the PSP/EP convergence vector ; (3) a last event poorly constrained ($n^\circ 6$) showing an E-W T-axis also occurs close to the ISZ or in the upper part of the PSP.

6.3.9 Discussion and preliminary interpretation

6.3.9.1 Collision along the eastern coast of Taiwan

Our microseismicity survey confirms the high rate of seismicity along the eastern coast of Taiwan at depths ranging from the surface to nearly 80 km (Figures 6.4 and 6.14), the deepest events being located just north of Hualien. The seismicity does not distribute within the highest values of V_P measured along the narrow band that parallels the coast (see section 6.2), but immediately east of it (see section 5 on Figure 6.18 for example, or section at 12 km depth on Figure 6.15 for shallow events). The events deeper than 40 km are either near or east of the coastline. The high velocity anomaly has been interpreted by Lin et al. [1998] as deep material presently under exhumation. Instrumental seismicity in this region shows thrust-type mechanisms with WNW-ESE P-axes like the focal mechanism of event $n^\circ 10$ (Figure 6.14). The westward deepening of the PSP visible on Figure 6.18, the deep seismicity along the eastern coast of Taiwan and the focal mechanisms of earthquakes are in favor of PSP underthrusting beneath Taiwan.

Event	Date (D/M/Y)	Origin Times, UT	Latitude, °N	Longitude, °E	Depth, km	Strike1, deg.	Dip1, deg	Rake1, deg.	Strike2, deg.	Dip2, deg	Rake2, deg.	$M_L(M_C)$ (M_W)
1	04/08/2008	13:15:24.7	24.2055	122.2180	18.9	230.3	19.7	44.1	97.9	76.4	104.4	-(3.0)(-)
2	12/08/2008	08:37:13.3	24.0996	122.2390	30.0	227.2	19.9	52.4	86.6	74.4	102.5	3.7(2.9)(-)
3	17/08/2008	17:37:56.3	24.0029	121.6510	45.7	74.2	53.8	54.4	304.7	49.0	128.5	4.6(2.8)(3.7)
4	21/08/2008	06:53:11.1	23.8129	122.5180	19.2	106.4	46.8	-9.5	202.9	83.1	-136.4	4.9(3.5)(-)
5	21/08/2008	06:54:29.8	23.8509	122.4870	20.2	287.2	18.8	-31.2	47.0	80.4	-106.2	4.4(2.7)(-)
6	21/08/2008	06:56:53.2	23.8779	122.4700	20.7	22.6	14.4	-55.9	167.7	78.1	-98.2	3.5(2.9)(-)
7	25/08/2008	01:37:50.8	24.1334	122.2140	21.8	146.5	80.6	-51.4	248.1	39.6	-165.1	-(3.1)(-)
8	03/09/2008	18:55:33.1	23.9982	122.4370	21.7	82.8	44.7	-57.9	221.3	53.4	-117.8	4.3(3.3)(-)
9	03/09/2008	23:11:44.9	24.1316	122.2680	22.2	294.0	72.4	77.4	150.5	21.5	124.5	4.1(3.6)(-)
10	06/09/2008	23:00:35.9	23.9917	121.7810	51.5	355.8	54.8	46.8	234.2	53.4	134.2	4.6(3.7)(3.7)
11	15/09/2008	15:08:26.5	24.0211	122.3170	19.4	57.6	55.6	-70.5	205.5	39.0	-116.0	3.9(3.0)(-)
12	17/09/2008	10:13:56.2	24.2374	122.2400	29.8	352.4	43.2	63.2	207.1	52.3	113.0	-(3.4)(-)
13	20/09/2008	08:42:29.1	24.2373	122.1480	47.1	124.6	57.8	-53.8	250.7	47.0	-133.2	3.8(3.4)(-)
14	07/10/2008	15:01:28.9	23.8135	122.5640	19.5	104.6	68.0	-36.7	210.2	56.3	-153.3	4.2(3.4)(-)

TABLE 6.2: Source parameters of the 14 earthquakes for which focal mechanisms have been determined. Events are numbered in chronological order. Epicenters, depth and origin times are those obtained from the 3D inversion. Depth is given below sea level. Local magnitudes (M_L) are those reported by the Central Weather Bureau (CWB). Coda magnitudes (M_C) are those calculated in this study. Moment magnitudes (M_W) are those reported by BATS center (Broadband Array for Taiwan Seismology)

6.3.9.2 Transition between subduction and collision off Suao

Again, our locations of shallow events in the Suao cluster confirm previous determinations (see Figures 6.4 and 6.14). Based on V_p velocities, we observe that this region of the upper plate north of the Hoping Basin seems to extend the Central Range offshore with a 90° clockwise bend (see Figure 6.15). It shows an intense seismicity at depths less than 30 km mostly within the upper plate. Unfortunately, we were not able to obtain focal mechanisms in this region, but several authors have described strike-slip faulting like the June 5, 1994 M6 Nanao Earthquake [Wu et al., 1997; Lallemand et Liu, 1998]. This region is exactly at the transition between the subduction-collision of the northernmost Luzon volcanic arc beneath NE Taiwan and the southernmost subduction of the PSP beneath the Ryukyu Arc. We have noticed a high-velocity body ($V_p \sim 6.5$ km/s) about 10 to 20 km wide and 5 km thick (see section 4 on Figure 6.17 and section 9 on Figure 6.18) embedded into the upper plate. The nature of this body is still enigmatic. We see on the horizontal section at 18 km depth (Figure 6.15) that the same velocities are found at similar depths both in the Central Range and further east in the Ryukyu Arc (also at 12 km depth).

6.3.9.3 The HC and the ISZ

One important result concerns the relocation of the numerous events that occur within the HC, first because a large part of the seismic deformation in the southern Ryukyus is concentrated there and second because previous (very) shallow determinations were puzzling. This is why we have conducted this offshore passive experiment. The results are clear in the sense that most previous determinations were not constrained in depth (see Figure 6.10). As initially suspected, the lack of sea-bottom instruments together with the use of a non-realistic velocity model have produced mostly shallow determinations. In this study, we have improved both the azimuthal gap by deploying OBS above the cluster, but we also have greatly improved the 3-D initial velocity model. We can now say that most of the microseismicity occurs in the vicinity of the ISZ (see

horizontal sections on Figure 6.15). Looking more carefully, it is impossible to certify that all the events correspond to thrusting along the ISZ because earthquakes distribute over about 10 km in depth (see Figures 6.17 and 6.18) or even more (see section 8 on Figure 6.18). We suspect that a significant part of these events occurs within the subducting plate. Furthermore, 5 focal mechanisms among 12 in the HC show NW-SE extension (n° 4, 5, 8, 11 and 14 on Figure 6.14), and two others (n° 6, 7 and 13) extension in other directions. Only 3 focal mechanisms (n° 1, 2 and 9) are compatible with the ISZ, the last one (n° 12) showing lateral compression within the PSP. These supposed intra-PSP extensional events should reveal either downdip extension caused by the slab pull or bending caused by the lateral compression at the termination of the subduction zone.

Another interesting feature is the sharp velocity gradient associated with a ~ 10 km vertical offset in the 6.5, 7.0 and 7.5 km/s velocity contours below the Ryukyu arc slope (see for example sections 5, 6, 7 and 8 on Figure 6.17). The offset suggests a kind of trench-parallel step affecting the crust of the subducting PSP. This step could represent the “surface” expression of the PSP tear first proposed by Lallemand et al. [1997] and further mentioned by Font et al. [2001]. Such tear within the PSP was supposed to allow the PSP to overthrust the EP along the LVF and to subduct northwestward beneath NE Taiwan. One may observe that the seismicity concentrates near the “step” offsetting the top of the PSP. If this “step” is real, one would expect the presence of a ramp into the ISZ which would be compatible both with the high level of seismicity and possibly also with the formation of a splay-fault as suggested by Font and Lallemand (2009), but not yet observed. Back to the $M_W 7.7$ 1920 largest instrumentally recorded earthquake that occurred in the western part of the HC, the relocation based on an “analog-quake” thanks to the velocity model obtained in this study provides a hypocenter depth of 25 km instead of 12.5 km initially proposed by Theunissen et al. [2010] in better agreement with the ISZ. The $M_W 7.1$ 2002/03/31 interplate thrust event occurred at the western edge of the HC around 23.5 km in depth near the “step” in the PSP (Figure 6.4). It was followed by 5 years of after-slip between 30 km and 60 km in depth east of 122.5° E [Nakamura 2009]. Further investigations are needed to validate this scenario.

The top of the PSP (~ 6.0 to ~ 6.5 km/s on section 8, Figure 6.18) shows a “high”, north of the Hoping Rise. Font et al [2001] have suggested that subducting reliefs, like a seamount or an offscraped part of the Luzon volcanic arc, were responsible for the uplift of the Hoping Rise. Later, Wang et al. [2004], based on its interpretation of the active seismic line EW-16, proposed that it might result from a buckling and even more slicing of the PSP due to lateral compression exerted by the collision further west.

6.3.9.4 Trench-parallel stretching in the upper plate : the NC

Finally the distribution of the microseismicity in the NC confirms previous shallow locations within the upper plate. Unfortunately, we did not obtain any new focal mechanisms in this region but this area has been investigated with swath bathymetry and multichannel seismics and it was characterized by eastward-facing \sim N-S normal faults probably caused by trench-parallel stretching of the margin in response to oblique subduction [Lallemand et al., 1999]. The $M_W 6.8$ December 12, 2001 earthquake occurred in this cluster and revealed N-S trending normal faults.

6.3.10 Conclusion

1. One of the main results of this study is the improvement of the hypocenter depth determination accuracy offshore. This has been possible thanks to the active and passive experiments that allowed the building of a new 3D velocity model for the region. We have shown that this model greatly improves the hypocenter determination using CWB and JMA stations around even without using OBS.
2. The mean depth of the Hopping cluster has been revised from a shallow level to a 15-30 km depth range in the vicinity of the ISZ. Earthquakes often concentrate nearby a trench-parallel “step” that offset the crust of the PSP and could represent the upper part of a lithospheric tear earlier proposed by Lallemand et al. [1997] and Font et al. [2001].
3. The PSP undergoes a severe deformation close to the east coast of Taiwan where it probably underthrusts the northern part of the Central Range and the northern part of the Coastal Range. It also deforms under extension in its upper part below the Ryukyu margin as a result of both bending/buckling caused by lateral compression and downdip extension caused by slab pull. This strong bending could accommodate its steep subduction beneath the thick crust of the Central Range.
4. The Ryukyu margin also deforms intensively mainly at the transition with the Central Range (Suao cluster) and east of the Nanao Basin (Nanao cluster)

6.3.11 Acknowledgements

Authors wish to thank Shih Min-Hung for his implication and his advices in extraction and preparation data. Also, thanks to Kevin Manchuel for his advices about SEISAN and FOCMEC softwares and picking earthquakes. Furthermore, thanks to Marie Picot , Audrey Calabuig, Agastin Ludovic and Michaela Chronopoulou for their important picking work. Huang Bor-Shou from Academia Sinica, CWB and JMA are thanked for providing us arrival-time datasets. Thanks to the RATS technical staff or crew from INSU-CNRS or IONTU onboard R/V OR1. Josiane Tack and Fabrice Grosbeau are acknowledged for the establishment and improvement of the computing cluster of the laboratory, and their advices. Anne Delplanque (GM) is thanked for her help in improving the figures. This work was supported by the NSC (National Science Council) via the ORCHID program and the “France-Taiwan fundation” managed by the French “Academie des sciences” for the travel support. The ACTS-Taiwan (Active Tectonics and Seismic Hazard in Taiwan) project was supported by the ANR (Agence Nationale pour la Recherche) for the working budget. This program was developped under the umbella of the Associated International Laboratory (LIA) ADEPT (Active Deformation and Environment Program for Taiwan). For their constant help, we acknowledge the FIT (French Institute in Taipei) and the BRT (Bureau de Representation de Taipei). Many of the figures were generated using the GMT software of Wessel and Smith (1998).

6.3.12 References

Abe, K. (1981). "Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 27 : 72-92.

- Aki, K. and W. H. K. Lee** (1976). "Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes; 1, A homogeneous initial model." *Journal of Geophysical Research* 81(23) : 4381-4399.
- Angelier, J., T.-Y. Chang, J.-C. Hu, C.-P. Chang, L. Siame, J.-C. Lee, B. Deffontaines, H.-T. Chu and C.-Y. Lu** (2009). "Does extrusion occur at both tips of the Taiwan collision belt? Insights from active deformation studies in the Ilan Plain and Pingtung Plain regions." *Tectonophysics* 466(3-4) : 356-376.
- Arroyo, I. G., S. Husen, E. R. Flueh, J. Gossler, E. Kissling and G. E. Alvarado** (2009). "Three-dimensional P-wave velocity structure on the shallow part of the central Costa Rican Pacific margin from local earthquake tomography using off- and onshore networks." *Geophysical Journal International* 179(2) : 827-849.
- Benz, H. M., B. A. Chouet, P. B. Dawson, J. C. Lahr, R. A. Page and J. A. Hole** (1996). "Three-dimensional P and S wave velocity structure of Redoubt Volcano, Alaska." *Journal of Geophysical Research* 101(B4) : 8111-8128.
- Bethoux, N., C. Sue, A. Paul, J. Virieux, J. Frechet, F. Thouvenot and M. Cattaneo** (2007). "Local tomography and focal mechanisms in the south-western Alps; comparison of methods and tectonic implications." *Tectonophysics* 432(1-4) : 1-19.
- Billings, S. D., M. S. Sambridge and B. L. N. Kennett** (1994). "Errors in hypocenter location; picking, model, and magnitude dependence." *Bulletin of the Seismological Society of America* 84(6) : 1978-1990.
- Biq, C.** (1965). "The east Taiwan rift." *Petrol Geol Taiwan* 4 : 93-106.
- Biq, C.** (1972). "Dual-trench structure in the Taiwan-Luzon region." *Proceedings of the Geological Society of China* 15 : 65-75.
- Booth, D. C. and S. Crampin** (1985). "Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free surface." *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 83(1) : 31-45.
- Bos, A. G., W. Spakman and M. C. J. Nyst** (2003). "Surface deformation and tectonic setting of Taiwan inferred from a GPS velocity field." *Journal of Geophysical Research* 108(B10) : 18.
- Chai, B. H. T.** (1972). "Structure and tectonic evolution of Taiwan." *American Journal of Science* 272(5) : 389-422.
- Chemenda, A. I., R. K. Yang, C. H. Hsieh and A. L. Grosholsky** (1997). "Evolutionary model for the Taiwan collision based on physical modelling." *Tectonophysics* 274(1-3) : 253-274.
- Chemenda, A., S. Lallemand and A. Bokun** (2000). "Strain partitioning and interplate friction in oblique subduction zones; constraints provided by experimental modeling." *Journal of Geophysical Research* 105(B3) : 5567-5581.
- Chemenda, A. I., R. K. Yang, J. F. Stephan, E. A. Konstantinovskaya and G. M. Ivanov** (2001). "New results from physical modelling of arc-continent collision in Taiwan; evolutionary model." *Tectonophysics* 333(1-2) : 159-178.
- Chen, R.-Y., H. Kao, W.-T. Liang, T.-C. Shin, Y.-B. Tsai and B.-S. Huang** (2009). "Three-dimensional patterns of seismic deformation in the Taiwan region with special implication from the 1999 Chi-chi earthquake sequence." *Tectonophysics* 466(3-4) : 140-151.
- Chiao, L.-Y., H. Kao, S. Lallemand and C.-S. Liu** (2001). "An alternative interpretation for slip vector residuals of subduction interface earthquakes; a case study in the westernmost Ryukyu slab." *Tectonophysics* 333(1-2) : 123-134.
- Chou, H.-C., B.-Y. Kuo, S.-H. Hung, L.-Y. Chiao, D. Zhao and Y.-M. Wu** (2006). "The Taiwan-Ryukyu subduction-collision complex; folding of viscoelastic slab and the double seismic zone." *Journal of Geophysical Research* 111(B4) : 14.

- Chou, H.-C., B.-Y. Kuo, L.-Y. Chiao, D. Zhao and S.-H. Hung** (2009). "Tomography of the westernmost Ryukyu subduction zone and the serpentinization of the fore-arc mantle." *Journal of Geophysical Research* 114 : B12301.
- Chung, L.-H., Y.-G. Chen, Y.-M. Wu, J. B. H. Shyu, Y.-T. Kuo and Y.-N. N. Lin** (2008). "Seismogenic faults along the major suture of the plate boundary deduced by dislocation modeling of coseismic displacements of the 1951 M7.3 Hualien-Taitung earthquake sequence in eastern Taiwan." *Earth and Planetary Science Letters* 269(3-4) : 415-425.
- Crosson, R. S.** (1976). "Crustal structure modeling of earthquake data ; 1, Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters." *Journal of Geophysical Research* 81(17) : 3036-3046.
- Dominguez, S., S. Lallemand, J. Malavieille and P. Schnuerle** (1998). "Oblique subduction of the Gagua Ridge beneath the Ryukyu accretionary wedge system ; insights from marine observations and sandbox experiments." *Marine Geophysical Researches* 20(5) : 383-402.
- Eberhart-Phillips, D. M.** (1989). "Active faulting and deformation of the Coalinga Anticline as interpreted from three-dimensional velocity structure and seismicity." *Journal of Geophysical Research* 94(B11) : 15,565-515,586.
- Eberhart-Phillips, D. and A. J. Michael** (1993). "Three-dimensional velocity structure, seismicity, and fault structure in the Parkfield region, Central California." *Journal of Geophysical Research* 98(B9) : 15,737-715,758.
- Engdahl, E. R., R. D. van der Hilst and R. P. Buland** (1998). "Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination." *Bulletin of the Seismological Society of America* 88(3) : 722-743.
- Engdahl, E. R. and A. Villaseñor** (2002). "Global seismicity : 1900-1999." *International Handbook of earthquake and engineering seismology* 81A : 665-689.
- Flanagan, M. P., S. C. Myers and K. D. Koper** (2007). "Regional travel-time uncertainty and seismic location improvement using a three-dimensional a priori velocity model." *Bulletin of the Seismological Society of America* 97(3) : 804-825.
- Font, Y., S. Lallemand and J. Angelier** (1999). "Etude de la transition entre l'orogène actif de Taiwan et la subduction des Ryukyu ; apport de la sismicité. Transition between the active orogen of Taiwan and the Ryukyu subduction ; a new insight from seismicity." *Bull. Soc. Geol. France* 170(3) : 271-283.
- Font, Y., Liu, C.-S., Schnuerle, P., and Lallemand S.** (2001) "Constraints on backstop geometry of the southwest Ryukyu subduction based on reflection seismic data" *Tectonophysics* 333, 135-158.
- Font, Y.** (2002). Contribution to the understanding of the westernmost Ryukyu subduction termination into the active arc-continent collision of Taiwan ; new insights from seismic reflection analyses and earthquake relocation, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier II, Montpellier, France (FRA) : *Mémoires Géosciences-Montpellier*, vol.25, 279.
- Font, Y., H. Kao, C.-S. Liu and L.-Y. Chiao** (2003). "A comprehensive 3D seismic velocity model for the eastern Taiwan-southernmost Ryukyu regions." *Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 14(2) : 159-182.
- Font, Y., H. Kao, S. Lallemand, C.-S. Liu and L.-Y. Chiao** (2004). "Hypocentre determination offshore of eastern Taiwan using the maximum intersection method." *Geophysical Journal International* 158(2) : 655-675.
- Font, Y. and S. Lallemand** (2009). "Subducting oceanic high causes compressional faulting in southernmost Ryukyu forearc a revealed by hypocentral determinations of earthquakes and reflection/refraction seismic data." *Tectonophysics* 466(3-4) : 255-267.

- Gautier, S., D. Latorre, J. Virieux, A. Deschamps, C. Skarpelos, A. Sotiriou, A. Serpet-sidaki and A. Tselentis** (2006). "A new passive tomography of the Aigion area (Gulf of Corinth, Greece) from the 2002 data set." *Pure and Applied Geophysics* 163(2-3) : 431-453.
- Gomberg, J. S., K. M. Shedlock and S. W. Roecker** (1990). "The effect of S-wave arrival times on the accuracy of hypocenter estimation." *Bulletin of the Seismological Society of America* 80(6) : 1605-1628.
- Hagen, R. A., F. K. Duennebier, and V. Hsu**, (1988) A seismic refraction study of the crustal 411 structure in the active seismic zone east of Taiwan., *J. Geophys. Res.*, 93 (B5), pp. 412 4785-4796.
- Hardebeck, J. L. and P. M. Shearer** (2003). "Using S/P amplitude ratios to constrain the focal mechanisms of small earthquakes." *Bulletin of the Seismological Society of America* 93(6) : 2434-2444.
- Heki, K. and T. Kataoka** (2008). "On the biannually repeating slow-slip events at the Ryukyu trench, southwestern Japan." *Journal of Geophysical Research* 113(B11402) : 12p.
- Heuret, A., S. Lallemand, C. Piromallo and F. Funiciello** (2011). "Physical characteristics of subduction interface type seismogenic zones revisited." *Geochemistry Geophysics Geosystems* 12(1) : 26p.
- Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii and S. i. Miyazaki** (1999). "A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, Southwest Japan." *Geophysical Research Letters* 26(21) : 3237-3240.
- Ho, C. S.** (1986). "A synthesis of the geologic evolution of Taiwan." *Chung Kuo Ti Ch'ih Hsueh Hui Chuan Kan = Memoir of the Geological Society of China* 7 : 15-29.
- Hou, C.-S., J.-C. Hu, K.-E. Ching, Y.-G. Chen, C.-L. Chen, L.-W. Cheng, C.-L. Tang, S.-H. Huang and C.-H. Lo** (2009). "The crustal deformation of the Ilan Plain acted as a westernmost extension of the Okinawa Trough." *Tectonophysics* 466(3-4) : 344-355.
- Hsu, M. T.** (1961). "Seismicity of Taiwan (Formosa)." *Bulletin Earthquake Research institute Tokyo University* 39 : 831-847.
- Hsu, T. L.** (1976). "Neotectonics of the Longitudinal Valley, eastern Taiwan." *Bulletin of the Geological Survey of Taiwan = Taiwan Sheng Ti-Chih Tiao-Cha-So Hui Kan*(25, Essays on Taiwan tectonics) : 53-62.
- Hsu, S.-K., J.-C. Sibuet, S. Monti, C.-T. Shyu and C.-S. Liu** (1996). Transition between the Okinawa Trough backarc extension and the Taiwan collision; new insights on the southernmost Ryukyu subduction zone, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Netherlands (NLD).
- Hsu, S.-K., C.-S. Lee and H.-J. Lo** (2001). "Subduction/collision complexities in the Taiwan-Ryukyu junction area; tectonics of the northwestern corner of the Philippine Sea Plate." *Diqui Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 12(Suppl.) : 209-230.
- Hsu, Y. J., S. B. Yu, M. Simons, L.-C. Kuo and H. Y. Chen** (2009). "Interseismic crustal deformation in the Taiwan Plate boundary zone revealed by GPS observations, seismicity, and earthquake focal mechanisms." *Tectonophysics* 479(1-2) : 4-18.
- Husen, S., E. Kissling and E. R. Flueh** (2000). "Local earthquake tomography of shallow subduction in North Chile; a combined onshore and offshore study." *Journal of Geophysical Research* 105(B12) : 28,183-128,198.
- Husen, S., E. Kissling, N. Deichmann, S. Wiemer, D. Giardini and M. Baer** (2003). "Probabilistic earthquake location in complex three-dimensional velocity models; application to Switzerland." *Journal of Geophysical Research* 108(B2) : 20.

- Husen, S. and R. B. Smith** (2004). "Probabilistic earthquake resolution in three-dimensional velocity models for the Yellowstone National Park region, Wyoming." *Bulletin of the Seismological Society of America* 94(3) : 880-896.
- Inagaki, M., K. Sasaki and A. Omura** (2007). "Status and application of alpha -spectrometric (super 230) Th/ (super 234) U dating of fossil corals in Ryukyus, Japan and the Philippines." *Science Reports of the Kanazawa University* 51 : 13.
- Kanamori, H.** (1971). "Great earthquakes at island arcs and the lithosphere." *Tectonophysics* 12(3) : 187-198.
- Kanamori, H.** (1986). "Rupture process of subduction-zone earthquakes." *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 14 : 293-322.
- Kao, H. and W.-P. Chen** (1991). "Earthquakes along the Ryukyu-Kyushu Arc ; strain segmentation, lateral compression, and the thermomechanical state of the plate interface." *Journal of Geophysical Research* 96(B13) : 21,443-421,485.
- Kao, H., P.-R. Jian, K.-F. Ma, B.-S. Huang and C.-C. Liu** (1998a). "Moment-tensor inversion for offshore earthquakes east of Taiwan and their implications to regional collision." *Geophysical Research Letters* 25(19) : 3619-3622.
- Kao, H., S.-s. J. Shen and K.-F. Ma** (1998b). "Transition from oblique subduction to collision ; earthquakes in the southernmost Ryukyu Arc-Taiwan region." *Journal of Geophysical Research* 103(B4) : 7211-7229.
- Kao, H. and P.-R. Jian** (1999). "Source parameters of regional earthquakes in Taiwan ; July 1995-December 1996." *Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 10(3) : 585-604.
- Kao, H. and R.-J. Rau** (1999). "Detailed structures of the subducted Philippine Sea Plate beneath Northeast Taiwan ; a new type of double seismic zone." *Journal of Geophysical Research* 104(B1) : 1015-1033.
- Kao, H., R.-Y. Chen, C.-H. Chang, C. Wang, S.-K. Hsu and C.-Y. Wang** (2000). "Exactly where does the 1999 Chi-Chi earthquake in Taiwan nucleate? Hypocenter relocation using the Master Station method." *Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 11(3) : 567-580.
- Kao, H. and P.-R. Jian** (2001). "Seismogenic patterns in the Taiwan region ; insights from source parameter inversion of BATS data." *Tectonophysics* 333(1-2) : 179-198.
- Kissling, E.** (1988). "Geotomography with local earthquake data." *Reviews of Geophysics* 26(4) : 659-698.
- Kissling, E., W. L. Ellsworth, D. Eberhard-Phillips and U. Kradolfer** (1994). "Initial reference models in local earthquake tomography." *Journal of Geophysical Research* 99(B10) : 19635-19646.
- Kissling, E., U. Kradolfer and H. Maurer** (1995a). VELEST user's guide-short introduction. Institute of geophysics. T. rep., ETH Zurich (kiss@tomo.ig.erdw.ethz.ch).
- Kissling, E., S. Solarino and M. Cattaneo** (1995b). "Improved seismic velocity reference model from local earthquake data in northwestern Italy." *Terra Nova* 7(5) : 528-534.
- Kissling, E., S. Husen and F. Haslinger** (2001). "Model parametrization in seismic tomography ; a choice of consequence for the solution quality." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 123(2-4) : 89-101.
- Kisslinger, C.** (1980). "Evaluation of S to P amplitude ratios for determining focal mechanisms from regional network observations." *Bulletin of the Seismological Society of America* 70(4) : 999-1014.

- Kuo**chen, H., **Y. M. Wu**, **C. H. Chang**, **J. C. Hu** and **W. S. Chen** (2004). "Relocation of Eastern Earthquakes and Tectonic implications." *TAO* 15(4) : 647-666.
- Lai**, K.-Y., **Y.-G. Chen**, **Y.-M. Wu**, **J.-P. Avouac**, **Y.-T. Kuo**, **Y. Wang**, **C.-H. Chang** and **K.-C. Lin** (2009). "The 2005 Ilan earthquake doublet and seismic crisis in northeastern Taiwan; evidence for dyke intrusion associated with on-land propagation of the Okinawa Trough." *Geophysical Journal International* 179(2) : 678-686.
- Lallemand**, S. E., **C.-S. Liu** and **Y. Font** (1997). "A tear fault boundary between the Taiwan Orogen and the Ryukyu subduction zone." *Tectonophysics* 274(1-3) : 171-190.
- Lallemand**, S. and **C.-S. Liu** (1998). "Geodynamic implications of present-day kinematics in the southern Ryukyus." *Journal of the Geological Society of China* 41(4) : 551-564.
- Lallemand**, S., **C.-S. Liu**, **S. Dominguez**, **P. Schnuerle** and **J. Malavieille** (1999). "Trench-parallel stretching and folding of forearc basins and lateral migration of the accretionary wedge in the southern Ryukyus; a case of strain partition caused by oblique convergence." *Tectonics* 18(2) : 231-247.
- Lallemand**, S. E., **Y. Font**, **H. Bijwaard** and **H. Kao** (2001). "New insights on 3-D plates interaction near Taiwan from tomography and tectonic implications." *Tectonophysics* 335(3-4) : 229-253.
- Latorre**, D., **J. Virieux**, **T. Monfret**, **V. Monteiller**, **T. Vanorio**, **J. L. Got** and **H. Lyon-Caen** (2004). "A new seismic tomography of Aigion area (Gulf of Corinth, Greece) from the 1991 data set." *Geophysical Journal International* 159(3) : 1013-1031.
- Le Meur**, H., **J. Virieux** and **P. Podvin** (1997). "Seismic tomography of the Gulf of Corinth; a comparison of methods." *Annali di Geofisica* 40(1) : 1-24.
- Lin**, C.-H., **Yeh**, Y.-H., **Yen**, H.-Y., **Chen**, K.-C., **Huang**, B.-S., **Roecker**, S.-W., and **Chiu**, J.-M. (1998). "Three-dimensional elastic wave velocity structure of the Hualien region of Taiwan : Evidence of active crustal exhumation" *Tectonics* 17 (1), 89-103.
- Lin**, J.-Y., **S.-K. Hsu** and **J.-C. Sibuet** (2004). "Melting features along the western Ryukyu slab edge (northeast Taiwan); tomographic evidence." *Journal of Geophysical Research* 109(B12) : 15.
- Lin**, J.-Y., **J.-C. Sibuet**, **C.-S. Lee**, **S.-K. Hsu** and **F. Klingelhoefer** (2007). "Origin of the southern Okinawa Trough volcanism from detailed seismic tomography." *Journal of Geophysical Research* 112(B8 - B08308), doi :10.1029/2006JB004703.
- Lin**, J.-Y., **J.-C. Sibuet**, **C.-S. Lee**, **S.-K. Hsu**, **F. Klingelhoefer**, **Y. Auffret**, **P. Pelleau**, **J. Crozon** and **C.-H. Lin** (2009). "Microseismicity and faulting in the southwestern Okinawa Trough." *Tectonophysics* 466(3-4) : 268-280.
- Malavieille**, J., **S. E. Lallemand**, **S. Dominguez**, **A. Deschamps**, **C.-Y. Lu**, **C.-S. Liu**, **P. Schnuerle**, **J. Angelier**, **J. Y. Collot**, **B. Deffontaines**, **M. Fournier**, **S. K. Hsu**, **J. P. Le Formal**, **S. Y. Liu**, **J. C. Sibuet**, **N. Thureau** and **F. Wang** (2002). "Arc-continent collision in Taiwan; new marine observations and tectonic evolution." *Special Paper - Geological Society of America* 358 : 187-211.
- Maurer**, H. and **U. Kradolfer** (1996). "Hypocentral parameters and velocity estimation in the western Swiss Alps by simultaneous inversion of P- and S-wave data." *Bulletin of the Seismological Society of America* 86(1, Part A) : 32-42.
- Michael**, A. J. (1988). "Effects of three-dimensional velocity structure on the seismicity of the 1984 Morgan Hill, California, aftershock sequence." *Bulletin of the Seismological Society of America* 78(3) : 1199-1221.
- Moser**, T. J. (1991). "Shortest path calculation of seismic rays." *Geophysics* 56(1) : 59-67.

- Nakamura, M.** (2002). "Determination of focal mechanism solution using initial motion polarity of P and S waves." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 130(1-2) : 17-29.
- Nakamura, M.** (2004). "Crustal deformation in the central and southern Ryukyu Arc estimated from GPS data." *Earth and Planetary Science Letters* 217(3-4) : 389-398.
- Nakamura, M.** (2009a). "Aseismic crustal movement in southern Ryukyu trench, southwest Japan." *Geophysical Research Letters* 36(L20312) : 5p.
- Nakamura, M.** (2009b). "Fault model of the 1771 Yaeyama earthquake along the Ryukyu Trench estimated from the devastating tsunami." *Geophysical Research Letters* 36(L19307) : 4p.
- Nakata, T. and T. Kawana** (1995). "Historical and prehistorical large tsunamis in the southern Ryukyus, Japan." *Advances in Natural and Technological Hazards Research* 4 : 211-221.
- Nishimura, S., M. Hashimoto and M. Ando** (2004). "A rigid block rotation model for the GPS derived velocity field along the Ryukyu Arc." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 142(3-4) : 185-203.
- Okada, Y., K. Kasahara, S. Hori, K. Obara, S. Sekiguchi, H. Fujiwara and A. Yamamoto** (2004). "Recent progress of seismic observation networks in Japan ; Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net." *Earth, Planets and Space* 56(8) : xv-xxviii.
- Ota, Y. and A. Omura** (1992). "Contrasting styles and rates of tectonic uplift of coral reef terraces in the Ryukyu and Daito islands, southwestern Japan." *Quaternary International* 15-16 : 17-29.
- Pacheco, J. F. and L. R. Sykes** (1992). "Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989." *Bulletin of the Seismological Society of America* 82(3) : 1306-1349.
- Pacheco, J. F., L. R. Sykes and C. H. Scholz** (1993). "Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type." *Journal of Geophysical Research* 98(B8) : 14,133-114,159.
- Paige, C. C. and M. A. Saunders** (1982). "LSQR : An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares." *ACM Transactions on Mathematical Software* 8(1) : 43-71.
- Peterson, E. T., T. Seno and Anonymous** (1984). "Factors affecting seismic moment release rates in subduction zones." *Journal of Geophysical Research* 89(B12) : 10,233-210,248.
- Pirazzoli, P. A. and T. Kawana** (1986). "Déterminatoin de mouvements crusaux quaternaires d'après la déformaion des anciens rivages dans les îles Ryukyu, Japon." *Revue de Géologie Dynamique et de Gographie Physique* 27(3-4) : 269-278.
- Podvin, P. and I. Lecomte** (1991). "Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models ; a massively parallel approach and its associated tools." *Geophysical Journal International* 105(1) : 271-284.
- Rau, R.-J. and F. T. Wu** (1995). "Tomographic imaging of lithospheric structures under Taiwan." *Earth and Planetary Science Letters* 133(3-4) : 517-532.
- Rau, R.-J., F. T. Wu and T.-C. Shin** (1996). "Regional network focal mechanism determination using 3D velocity model and SH/P amplitude ratio." *Bulletin of the Seismological Society of America* 86(5) : 1270-1283.
- Rau, R.-J., K.-E. Ching, J.-C. Hu and J.-C. Lee** (2008). "Crustal deformation and blocks kinematics in transition from collision to subduction : Global positioning system measurements in northern Taiwan, 1995-2005." *Journal of Geophysical Research* 113(B09404).
- Ruff, L. and H. Kanamori** (1983). "Seismic coupling and uncoupling at subduction zones." *Tectonophysics* 99(2-4) : 99-117.
- Shin, T.-C. and T.-I. Teng** (2001). "An overview of the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake." *Bulletin of the Seismological Society of America* 91(5) : 895-913.

- Shiono, K., T. Mikumo and Y. Ishikawa** (1980). "Tectonics of the Kyushu-Ryukyu Arc as evidenced from seismicity and focal mechanism of shallow to intermediate-depth earthquakes." *Journal of Physics of the Earth* 28(1) : 17-43.
- Shyu, J. B. H., K. Sieh, Y.-G. Chen and C.-S. Liu** (2005). "Neotectonic architecture of Taiwan and its implications for future large earthquakes." *Journal of Geophysical Research* 110(B08402) : 33pp.
- Sibuet, J.-C., J. Letouzey, F. Barbier, J. Charvet, J.-P. Foucher, T. W. C. Hilde, M. Kimura, C. Ling-Yun, B. Marsset, C. Muller and J.-F. Stephan** (1987). Back arc extension in the Okinawa Trough, American Geophysical Union, Washington, DC, United States (USA).
- Sibuet, J.-C., B. Deffontaines, S.-K. Hsu, N. Thureau, J.-P. Le Formal and C.-S. Liu** (1998). "Okinawa Trough backarc basin; early tectonic and magmatic evolution." *Journal of Geophysical Research* 103(B12) : 30,245-230,267.
- Snoke, J. A., J. W. Munsey, A. G. Teague, G. A. Bollinger and R. Herrmann** (1984). "A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data." *Earthquake Notes* 55(3) : 15.
- Spakman, W. and G. Nolet** (1988). "Imaging algorithms, accuracy and resolution in delay time tomography."
- Spencer, C. and D. Gubbins** (1980). "Travel-time inversion for simultaneous earthquake location and velocity structure determination in laterally varying media." *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 63(1) : 95-116.
- Sugihara, K., T. Nakamori, Y. Iryu, K. Sasaki and P. Blanchon** (2003). "Holocene sea-level change and tectonic uplift deduced from raised reef terraces, Kikai-jima, Ryukyu Islands, Japan." *Sedimentary Geology* 159(1-2) : 5-25.
- Teng, L. S.** (1990). "Geotectonic evolution of late Cenozoic arc-continent collision in Taiwan." *Tectonophysics* 183(1-4) : 57-76.
- Theunissen, T., Y. Font, S. Gautier, S. Lallemand and W.-T. Liang** (2009). 3D absolute earthquake location in subduction zone using MAXI method : Application to the Ryukyu Subduction (Taiwan). AGU Fall Meeting, San Francisco, California, USA.
- Theunissen, T., Y. Font, S. Lallemand and S. Gautier** (2010). "Improvements of the Maximum Intersection Method for 3D absolute earthquake location." *Bulletin of the Seismological Society of America*, submitted.
- Theunissen, T., Y. Font, S. Lallemand and W.-T. Liang** (2010). "The largest instrumentally recorded earthquake in Taiwan : revised location and magnitude, and tectonic significance of the 1920 event." *Geophysical Journal International* 183(-) : 1119-1133.
- Thurber, C. H.** (1992). "Hypocenter-velocity structure coupling in local earthquake tomography." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 75(1-3) : 55-62.
- Tsai, Y.-B.** (1986). "Seismotectonics of Taiwan." *Chung Kuo Ti Ch'ih Hsueh Hui Chuan Kan = Memoir of the Geological Society of China* 7(-) : 353-367.
- Vanorio, T., J. Virieux, P. Capuano and G. Russo** (2005). "Three-dimensional seismic tomography from P waves and S wave microearthquake travel times and rock physics characterization of the Campi Flegrei Caldera." *Journal of Geophysical Research* 110(B3) : 14.
- Wadati, K.** (1933). "On the travel time of earthquake waves, Part II." *Geophysical Magazine* 7 : 101-111.
- Wang, C.-Y. and T.-C. Shin** (1998). "Illustrating 100 years of Taiwan seismicity." *Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 9(4) : 589-614.

- Wang, J.-H. and H.-C. Kuo** (1995). "A catalogue of $M \geq 7$ Taiwan earthquakes (1900-1994)." *Journal of the Geological Society of China* 38(2) : 95-106.
- Wang, J.-H.** (1998). "Studies of earthquake seismology in Taiwan during the 1897-1996 period." *Bulletin of the Institute of Earth Sciences, Academia Sinica* 1998, December : 8.
- Wang, T. K., S.-F. Lin, C.-S. Liu and C.-S. Wang** (2004). "Crustal structure of southernmost Ryukyu subduction zone ; OBS, MCS and gravity modelling." *Geophysical Journal International* 157(1) : 147-163.
- Wang, T. K.** (2005). "Inverse-ray imaging from triangulation of zero-offset reflection times." *Geophysical Journal International* 163(2) : 599-610.
- Wang, H. L., L. Zhu and H. W. Chen** (2010). "Moho depth variation in Taiwan from teleseismic receiver functions." *Journal of Asian Earth Sciences* 37(3) : 286-291.
- Wu, F. T.** (1978). *Recent tectonics of Taiwan*, Sci. Coun. Jpn., Tokyo, Japan (JPN).
- Wu, F. T., Rau, R.-J., and Salzberg, D.** (1997). "Taiwan orogeny : thin-skinned or lithospheric collision ?" *Tectonophysics*, 274, 191-220.
- Wu, F. T., L. L. Lavier and T. TEAMS** (2007). *Collision Tectonics of Taiwan and TAIGER Experiments*. *Eos Trans. AGU. F. M. Suppl. San Fransisco*. 88(52) : Abstract T51A-0321 INVITED.
- Wu, F. T., W.-T. Liang, J.-C. Lee, H. Benz and A. Villasenor** (2009a). "A model for the termination of the Ryukyu subduction zone against Taiwan : A junction of collision, subduction/separation, and subduction boundaries." *Journal of Geophysical Research* 114(B07404) : 16p.
- Wu, Y.-M., C.-H. Chang, L. Zhao, T.-L. Teng and M. Nakamura** (2008). "A comprehensive relocation of earthquakes in Taiwan from 1991 to 2005." *Bulletin of the Seismological Society of America* 98(3) : 1471-1481.
- Wu, Y.-M., J. B. H. Shyu, C.-H. Chang, L. Zhao, M. Nakamura and S.-K. Hsu** (2009b). "Improved seismic tomography offshore northeastern Taiwan ; implications for subduction and collision processes between Taiwan and the southernmost Ryukyu." *Geophysical Journal International* 178(2) : 1042-1054.
- Zelt, C. A. and R. M. Ellis** (1988). "Practical and efficient ray tracing in two-dimensional media for rapid traveltimes and amplitude forward modelling." *Journal of the Canadian Society of Exploration Geophysicists* 24(1) : 16-31.
- Zelt, C. A. and R. B. Smith** (1992). "Seismic traveltimes inversion for 2-D crustal velocity structure." *Geophysical Journal International* 108(1) : 16-34.
- Zhou, H.-w.** (1994). "Rapid three-dimensional hypocentral determination using a master station method." *Journal of Geophysical Research* 99(B8) : 15,439-415,455.

6.4 Discussion

6.4.1 Inversion

- La vitesse des ondes S

L'inversion conjointe menée dans ce travail détermine la position des hypocentres (x,y,z) , les temps d'origine de chaque évènement (t_0) et les vitesses $v_P(i)$ et $v_S(i)$ sur une grille régulière parallélépipédique constitué de i noeuds de vitesse. L'estimation des temps de trajet dans le problème direct sont réalisés par l'algorithme de Podvin et Lecomte [1991] qui propage un front d'onde dans le milieu. Ce calcul est réalisé dans une grille uniforme $1x1x1 \text{ km}^3$ interpolée sur la grille de noeuds initiale.

Il a été fait le choix de présenter dans le papier soumis que les résultats interpolés de la grille de vitesse des ondes P et de laisser dans l'ombre les résultats de l'inversion sur le modèle de vitesse en S. Cet aspect est évidemment discutable puisque le modèle de vitesses en S affecte le résultat général : localisation des hypocentres et structure de vitesses en P. Cependant, nous avons souhaité nous limiter à l'analyse structurale des vitesses en onde P qui reflète plus la composition et la géométrie des objets géologiques alors que le modèle de vitesses des ondes S ainsi que les produits $V_P \times V_S$ et les rapports V_P/V_S renseignent plus sur des informations de porosité, de fluides et de propriétés mécaniques (via le rapport V_P/V_S et le coefficient de Poisson). Dans un milieu isotrope, trois paramètres des matériaux contrôlent la vitesse des ondes P et S : le module de cisaillement (résistance à cisailier), le module de compressibilité (incompressibilité) et la densité du matériel. Alors que les ondes P dépendent des trois paramètres, les ondes S uniquement du module de cisaillement et de la densité. Les vitesses superficielles, les premières centaines de mètres au premiers km de croûte, sont très sensibles à la porosité et la teneur et contenu en fluide pour une lithologie donnée [Sanders et al., 1995; Lees et Wu, 2000; Lees, 2002; Serrano et al., 2002]. Une faible valeur de $V_P \times V_S$ indique une zone très fracturée et un fort rapport V_P/V_S indique une saturation en fluide. A plus grande profondeur, la fusion partielle joue aussi un rôle important sur la valeur de ces trois paramètres [e.g., Sato et al., 1989]. Le rapport V_P/V_S est élevé en présence de fusion partielle. Le rapport V_P/V_S est aussi dépendant de la composition des roches [e.g., Wagner et al., 2006]. Enfin, il existe un vrai problème de calibration des observations indirectes (issues des inversions) avec des observations sur des objets connus par ailleurs (données expérimentales) pour extraire facilement des interprétations convaincantes de ce genre de données (V_S , $V_P \times V_S$, V_P/V_S) qu'il faudrait par ailleurs corrélérer à d'autres données sismologiques comme l'atténuation ou l'anisotropie sismique.

Cependant, le nombre de données S est équivalent voire plus grand que celui des ondes P avec une bonne qualité de pointé et il existe donc un intérêt à analyser les résultats des ondes S même si le modèle initial S qui provient du modèle 3D *a-priori* en ondes P et de l'utilisation d'un rapport V_P/V_S moyen (1.73) introduit un biais dans le résultat de l'inversion du modèle en S (affectant les valeurs de $V_P \times V_S$ et de V_P/V_S). En complément des résultats présentés dans la papier soumis, l'analyse de la répartition géométrique de $V_P \times V_S$ et de V_P/V_S sera aussi réalisée ici afin de mettre en évidence d'éventuel domaines pour lesquels il existe un comportement uniforme ou non entre V_P et V_S .

• Résolution de l'inversion

Le choix des grilles de calcul est essentiel dans l'amélioration du calcul des temps de trajet (et dans la qualité des images des structures de vitesses obtenues par rapport aux structures géologiques) mais il existe un trade-off avec la grille optimale d'inversion utilisée dans le calcul qui est elle dépendante des données (nombre de pointés des arrivées P et S) utilisées en entrée. Afin d'améliorer l'estimation des trajets de rais et donc l'estimation des temps de trajet dans le milieu une grille interpolée en $1 \times 1 \times 1 \text{ km}^3$ est utilisée dans la résolution du problème directe. Même si cette grille est encore relativement grande elle est un bon compromis avec le temps de calcul nécessaire. Le choix de la grille d'inversion en $10 \times 10 \times 6 \text{ km}^3$ déterminé à partir de tests synthétiques est un assez bon compromis entre la conservation des structures de vitesses du modèle 3D *a-priori* et la qualité des résultats d'inversion étant donné le nombre de données disponible. Quoiqu'il en soit la résolution obtenue à partir des tests d'échiquiers présentés ci-après montre que celle-ci est inférieure à la grille d'inversion $30 \times 30 \times 12$ voire $20 \times 20 \times 12 \text{ km}^3$ pour certaines régions. L'interprétation des structures visualisées sur les grilles interpolées doit tenir compte de ces aspects : des petites anomalies localisées peuvent être un biais de la grille d'inversion ou du processus lui-même.

Les tests d'échiquier en $30 \times 30 \times 12 \text{ km}^3$ et $20 \times 20 \times 12 \text{ km}^3$ pour les ondes P et les S sont présentés sur les figures 6.19, 6.20, 6.23 et 6.24. Ils viennent compléter les figures 6.8 et 6.9 qui présentaient uniquement le test d'échiquier en $30 \times 30 \times 12 \text{ km}^3$ pour les ondes P. La réalisation des tests de résolution (tests d'échiquier et les tests sur nœud unique) sur le modèle final est discutable. En effet, le trajet des rais dans le modèle final ne donne pas forcément un aperçu de la résolution d'une région au cours de l'inversion. Si on prend l'exemple d'une zone lente localisée dans le milieu, il est clair que, si les stations ne sont pas proches de cette anomalie, les rais finaux ne traverseront pas cette anomalie alors même qu'elle a été traversée par de nombreux rais au cours des premières itérations de l'inversion. Quoiqu'il en soit, les tests de résolution sur les modèles finaux sont réalisés classiquement. Ils sont menés avec les mêmes paramètres que ceux utilisés durant l'inversion et permettent de représenter la résolution du modèle final dépendant de la couverture de rai et du nombre de croisement de rais à travers chaque nœud de grille.

En $30 \times 30 \times 12 \text{ km}^3$ pour les ondes S, il y a une bonne résolution de la zone d'étude (zone côtière en transition collision-subduction et cluster de Hopping) jusqu'à des profondeurs d'environ 40 km. En $20 \times 20 \times 12 \text{ km}^3$, la résolution est bien moins bonne surtout en amplitude et celle-ci couvre bien la zone d'étude jusqu'à environ 32 km de profondeur pour les ondes P et S avec peu d'amplitude en-dessous de 20 km de profondeur.

6.4.2 Structure de vitesse et anomalies de vitesse

Nous présenterons en complément des figures présentées dans le papier soumis à *Tectonophysics* (Figures 6.15, 6.17 et 6.18) quelques représentations en carte et en coupe similaires à celles soumises pour les ondes S et les rapports V_P/V_S et V_P/V_S (Figures 6.25 à 6.33).

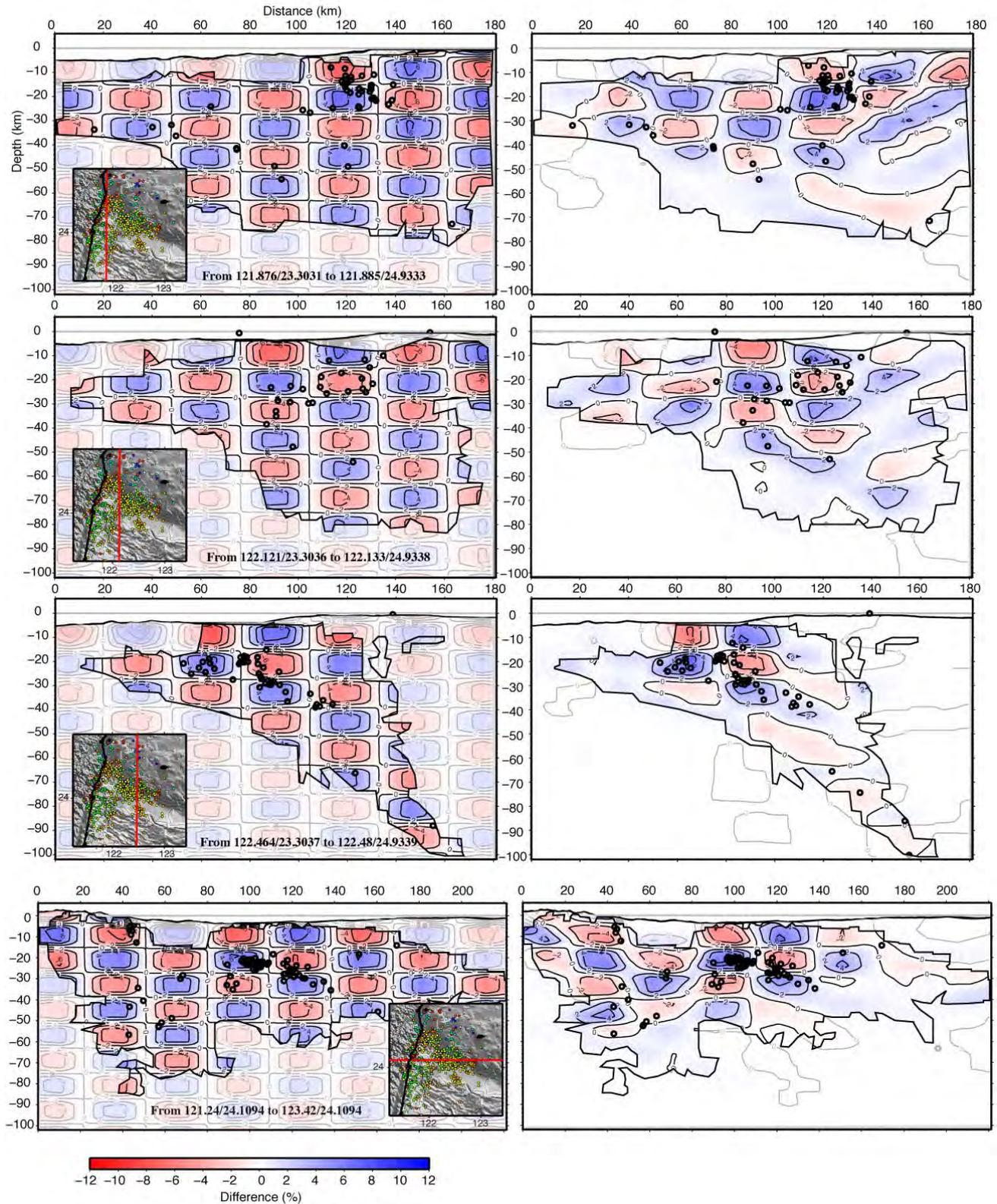


FIGURE 6.19: Checkerboard tests : Horizontal cross-sections. On the left : $30 \times 30 \times 12$ km³ S-waves checkerboard anomalies used to compute synthetic travel-times. On the right : Retrieved S-waves velocity model anomalies after inversion using the real dataset and the same parameters that those used in this study.

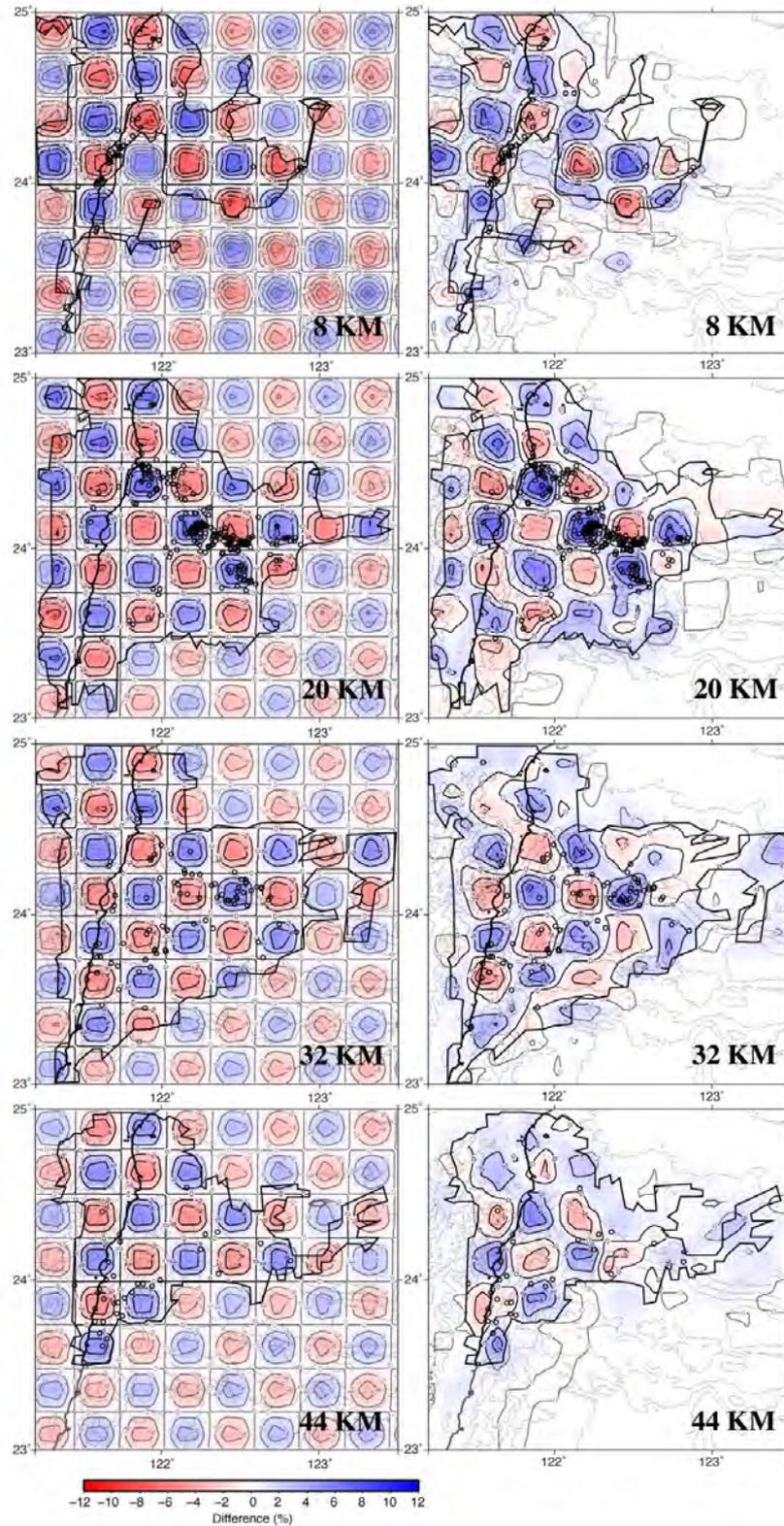


FIGURE 6.20: Checkerboard tests : N-S vertical cross-sections. On the left : $30 \times 30 \times 12 \text{ km}^3$ S-waves checkerboard anomalies used to compute synthetic travel-times. On the right : Retrieved S-waves velocity model anomalies after inversion using the real dataset and the same parameters that those used in this study.

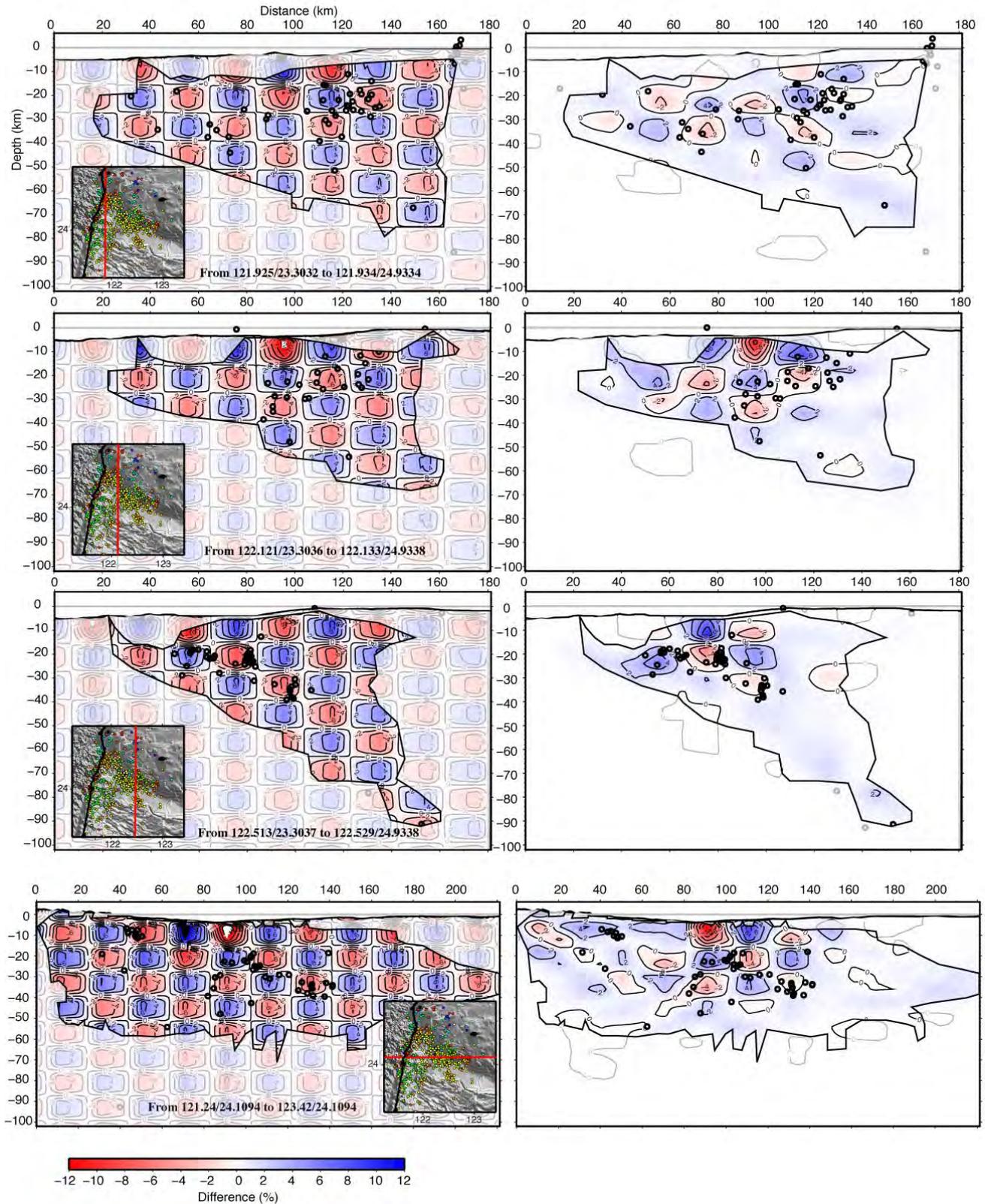


FIGURE 6.21: Checkerboard tests : Horizontal cross-sections. On the left : $20 \times 20 \times 12 \text{ km}^3$ P-waves checkerboard anomalies used to compute synthetic travel-times. On the right : Retrieved P-waves velocity model anomalies after inversion using the real dataset and the same parameters that those used in this study.

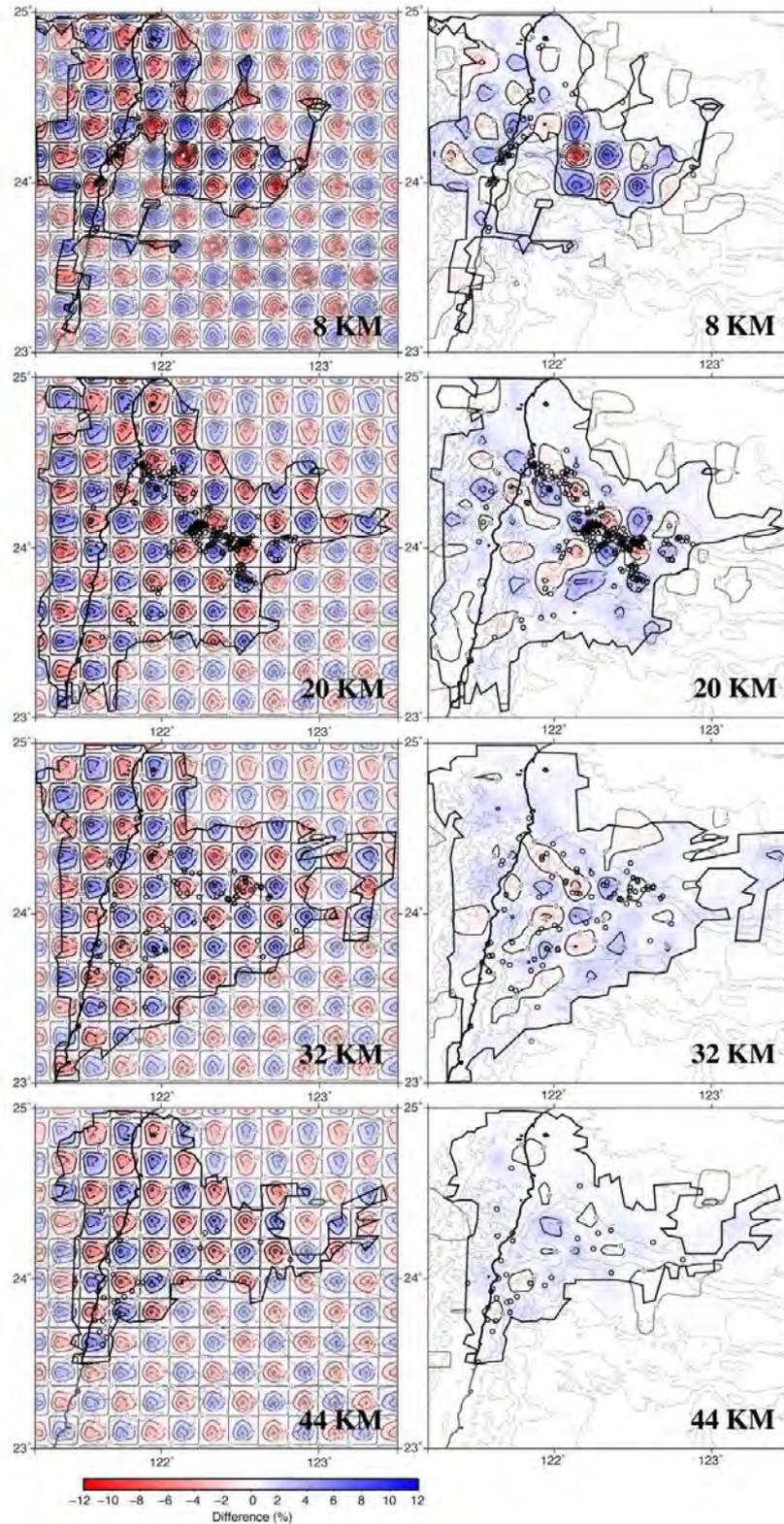


FIGURE 6.22: Checkerboard tests : N-S vertical cross-sections. On the left : $20 \times 20 \times 12 \text{ km}^3$ P-waves checkerboard anomalies used to compute synthetic travel-times. On the right : Retrieved P-waves velocity model anomalies after inversion using the real dataset and the same parameters that those used in this study.

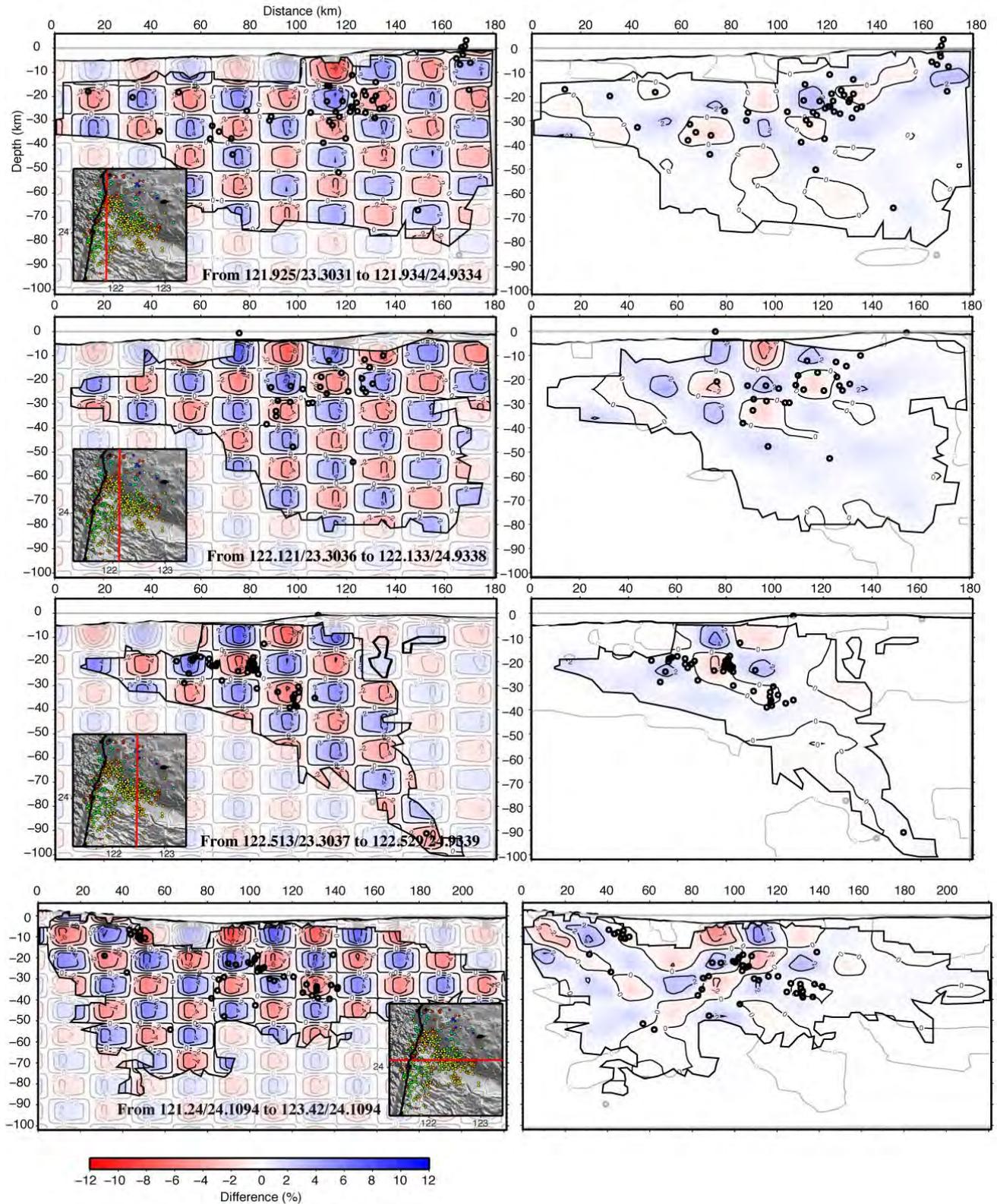


FIGURE 6.23: Checkerboard tests : Horizontal cross-sections. On the left : $20 \times 20 \times 12 \text{ km}^3$ S-waves checkerboard anomalies used to compute synthetic travel-times. On the right : Retrieved S-waves velocity model anomalies after inversion using the real dataset and the same parameters that those used in this study.

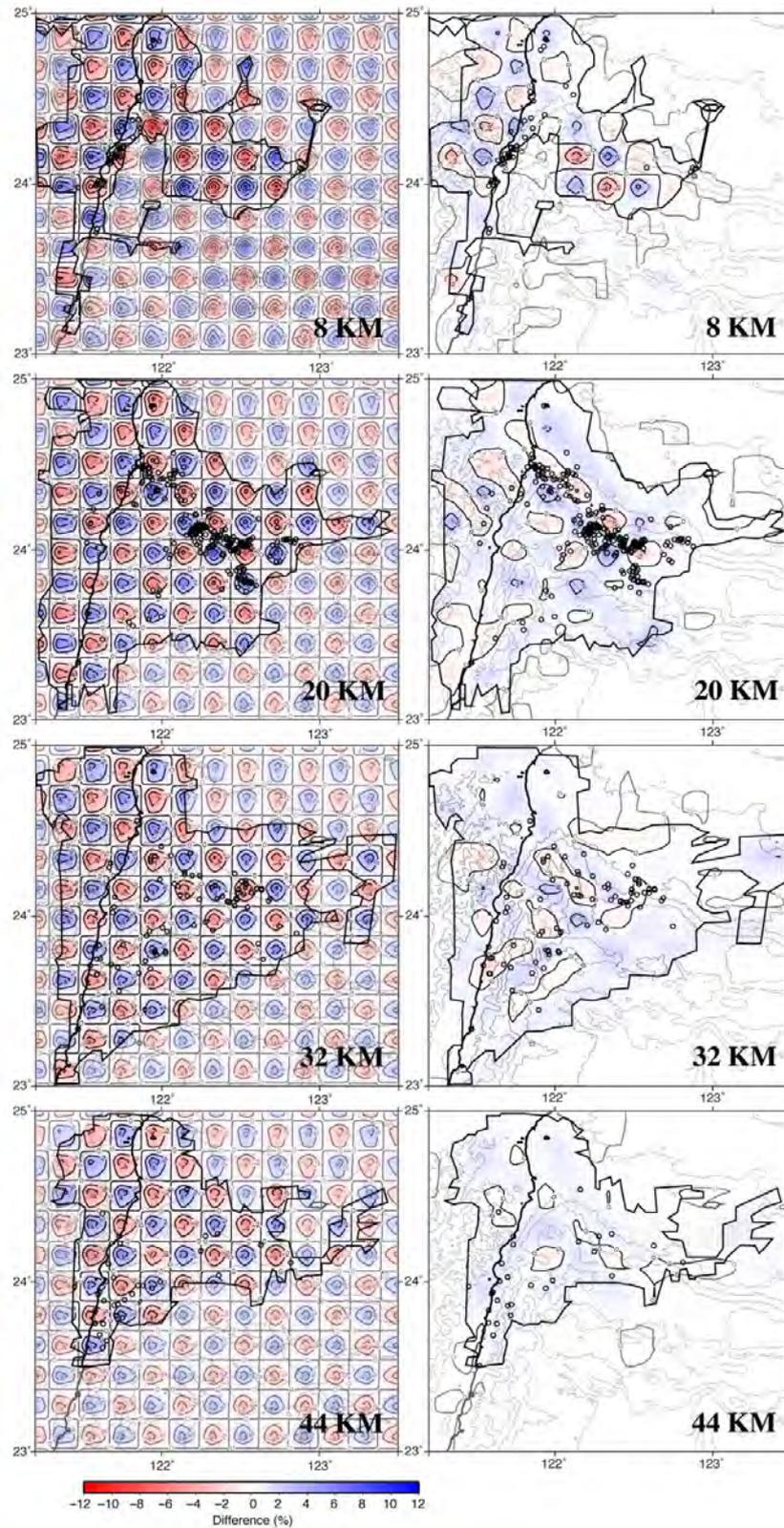


FIGURE 6.24: Checkerboard tests : N-S vertical cross-sections. On the left : $20 \times 20 \times 12 \text{ km}^3$ S-waves checkerboard anomalies used to compute synthetic travel-times. On the right : Retrieved S-waves velocity model anomalies after inversion using the real dataset and the same parameters that those used in this study.

Nous discuterons à la lumière des concordances entre anomalies, pondérées des problèmes de résolution et d'inversion, les structures de vitesses qui peuvent être interprétées en terme de structure géologique.

L'analyse-discussion est organisée en 6 points principaux concernant la structure de vitesse :

1. **Les bassins d'avant-arc** - Les bassins de Hoping et de Nanao, bien visible sur le modèle de vitesse en P (sur les coupes horizontales à 6 et 12 km de profondeur), sont caractérisés par des vitesses S lentes entre 2 et 3 km/s, un rapport V_P/V_S faible pour le bassin de Hoping, 1.4-1.6, et élevée pour le bassin de Nanao, 1.8-2.0, et un produit $V_P \times V_S$ faible inférieur à 16. Si le bassin de Nanao semble riche en fluide (haut rapport V_P/V_S), ce n'est pas le cas du bassin d'Hoping. Cette observation pour le bassin de Hoping est assez étonnante. Est-ce la conséquence d'une composition différente ou d'une absence de fluide ? Cela reste à étudier.
2. **Le haut de Hoping** - Il est caractérisé par des vitesses S proche de celle des bassins, par un rapport V_P/V_S moyen de (1.74) qui va en augmentant proche de l'interplaque (entre 1.8 et 2.0) et par un produit $V_P \times V_S$ compris entre 16 et 22, supérieur aux bassins sédimentaires. Le haut de socle de Hoping est donc bien identifiable à travers les différents modèles et semble caractérisé par des roches différentes de celles des bassins sédimentaires d'avant-arc.
3. **L'anomalie de vitesse V_P élevée le long de la côte au Nord-ouest de la LVF** - Cette anomalie n'est pas accompagnée d'une vitesse S importante au-dessus de 30 km mais d'un rapport V_P/V_S autour de 1.8-2.0 et d'un produit $V_P \times V_S$ élevé par rapport aux roches qui l'entourent. En dessous de 30 km de profondeur, la vitesse des ondes S devient plus importante, environ 4.5 km/s à 36 km de profondeur, le rapport V_P/V_S devient faible autour de 1.6 et le produit $V_P \times V_S$ reste élevé. S'agit-il de l'exhumation de roches crustales métamorphisées [Lin et al., 1998] ou bien s'agit-il d'une remontée de roches mantelliques à la faveur d'une déchirure de la plaque SCB à la suite de la collision [Lallemand et al., 2001]. Il pourrait également s'agir de manteau lithosphérique de la PSP qui serait pincé par la collision. Le produit $V_P \times V_S$ élevé en dessous de 24 km de profondeur associé à un fort rapport V_P/V_S laisse à penser qu'il s'agit de manteau riche en fluide (et/ou fusion partielle?). Peut-être s'agit-il aussi des roches magmatiques de l'arc de Luzon en subduction ?
4. **Continuité de la chaîne centrale le long de l'arc des Ryukyus et profondeur du moho**
 - **Continuité de la chaîne centrale sur l'arc des Ryukyus** - Cela avait déjà été proposé [e.g. Hagen et al., 1988] ou supposé d'après la courbure de la chaîne centrale à son extrémité nord (au sud de la plaine d'Ilan) (Figure 2.4 page 12). En plus des vitesses P, cette continuité entre la chaîne centrale et l'arc des Ryukyus est aussi très bien imagé par une vitesse faible des ondes S inférieur à 4 km/s au-dessus de 30 km de profondeur et un produit $V_P \times V_S$ faible inférieur à 26 au-dessus de 30 km (domaine crustal). Par contre, le rapport V_P/V_S ne montre pas de continuité entre les deux ou alors un rapport assez discontinu de l'ordre de 1.7-1.6 relativement faible. Cette continuité longe la pente de l'arc des Ryukyus avec une direction de 90° par rapport à la chaîne centrale. Cette

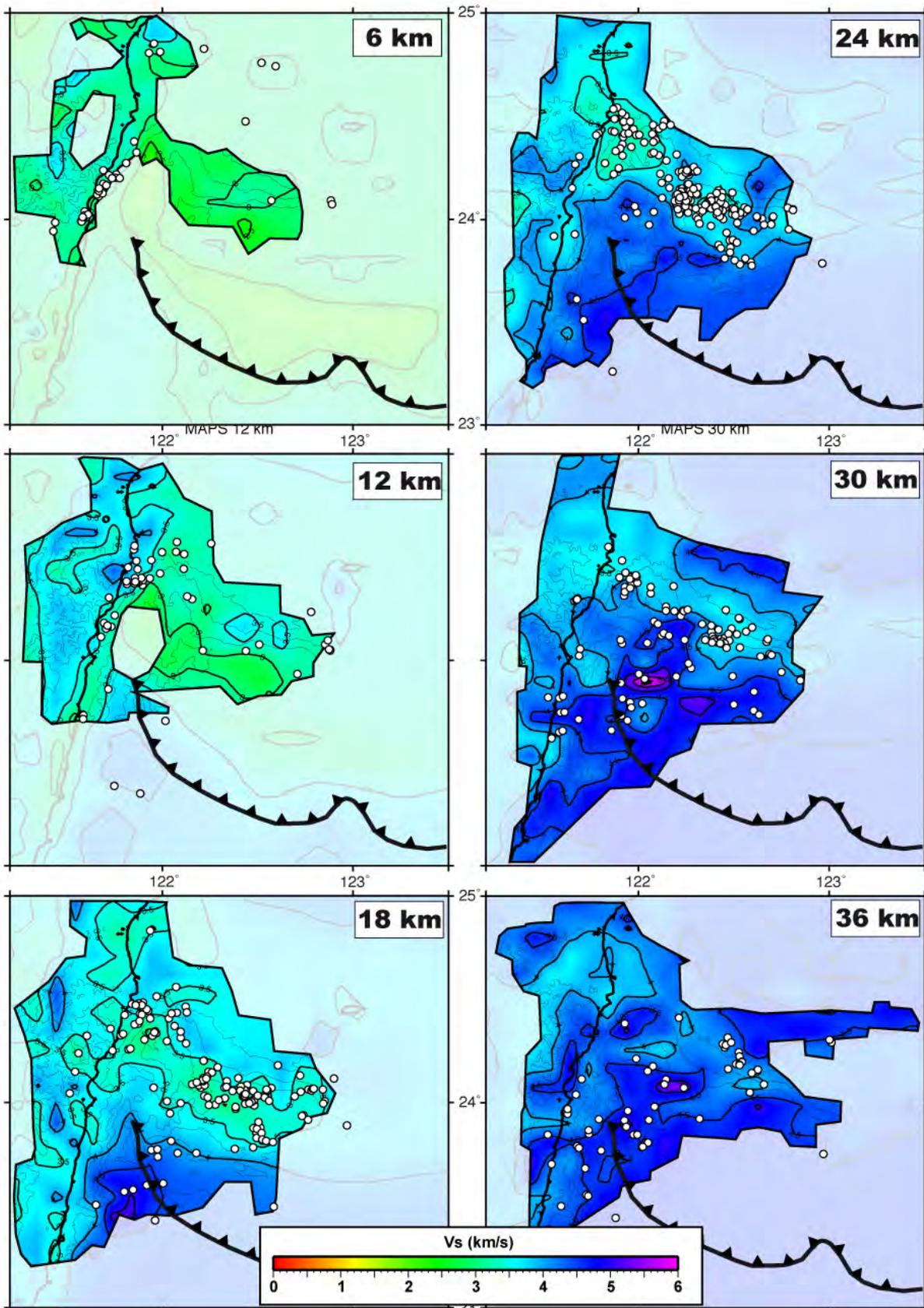


FIGURE 6.25: Map views of horizontal slices through the absolute S-waves velocity model (km/s). The ray-path cover is highlighted by the black contour and the non-modified initial 3D velocity model is shown in transparency.

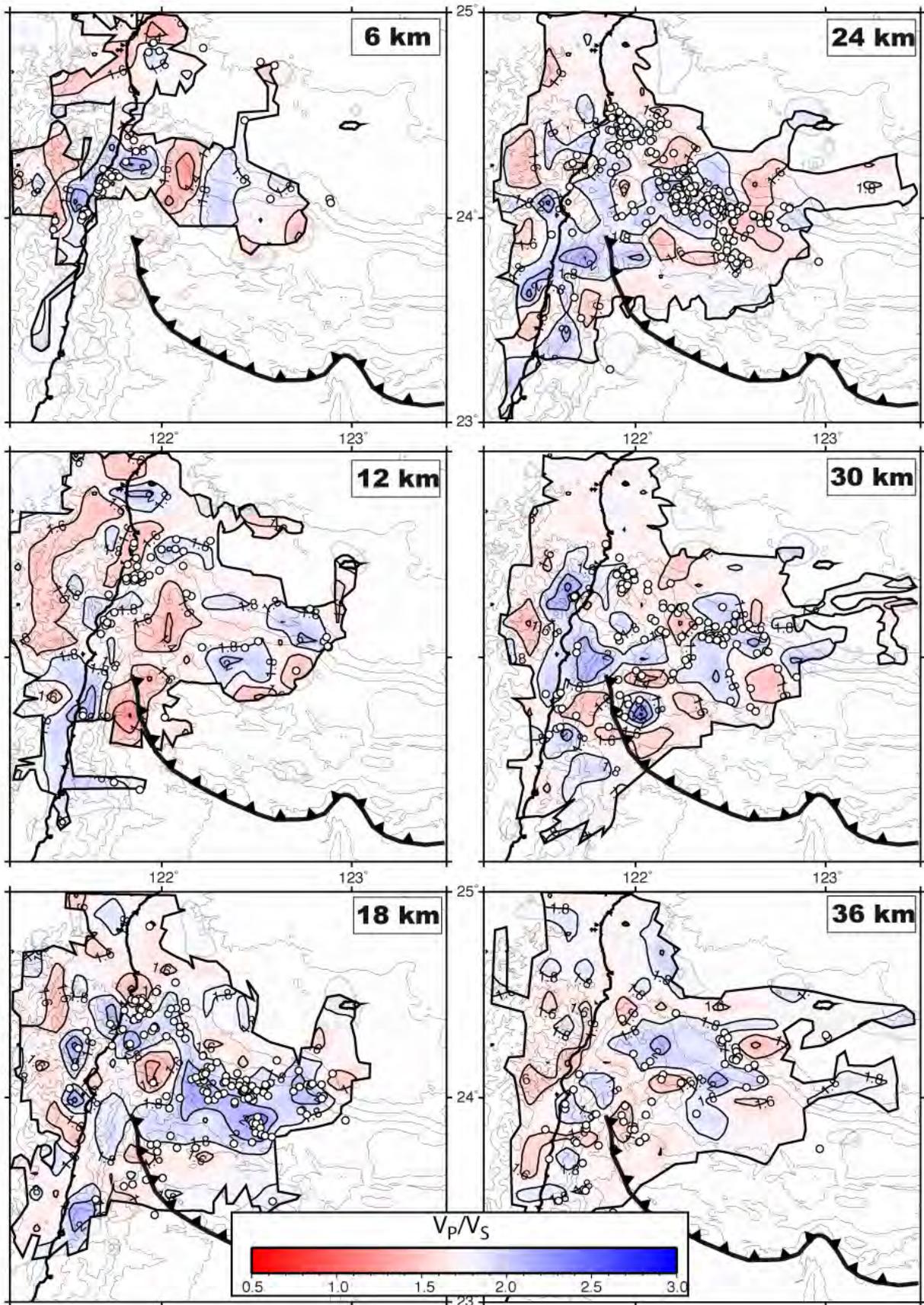


FIGURE 6.26: Map views of horizontal slices through the V_P/V_S ratio. The ray-path cover is highlighted by the black contour and the non-modified initial 3D model is shown in transparency.

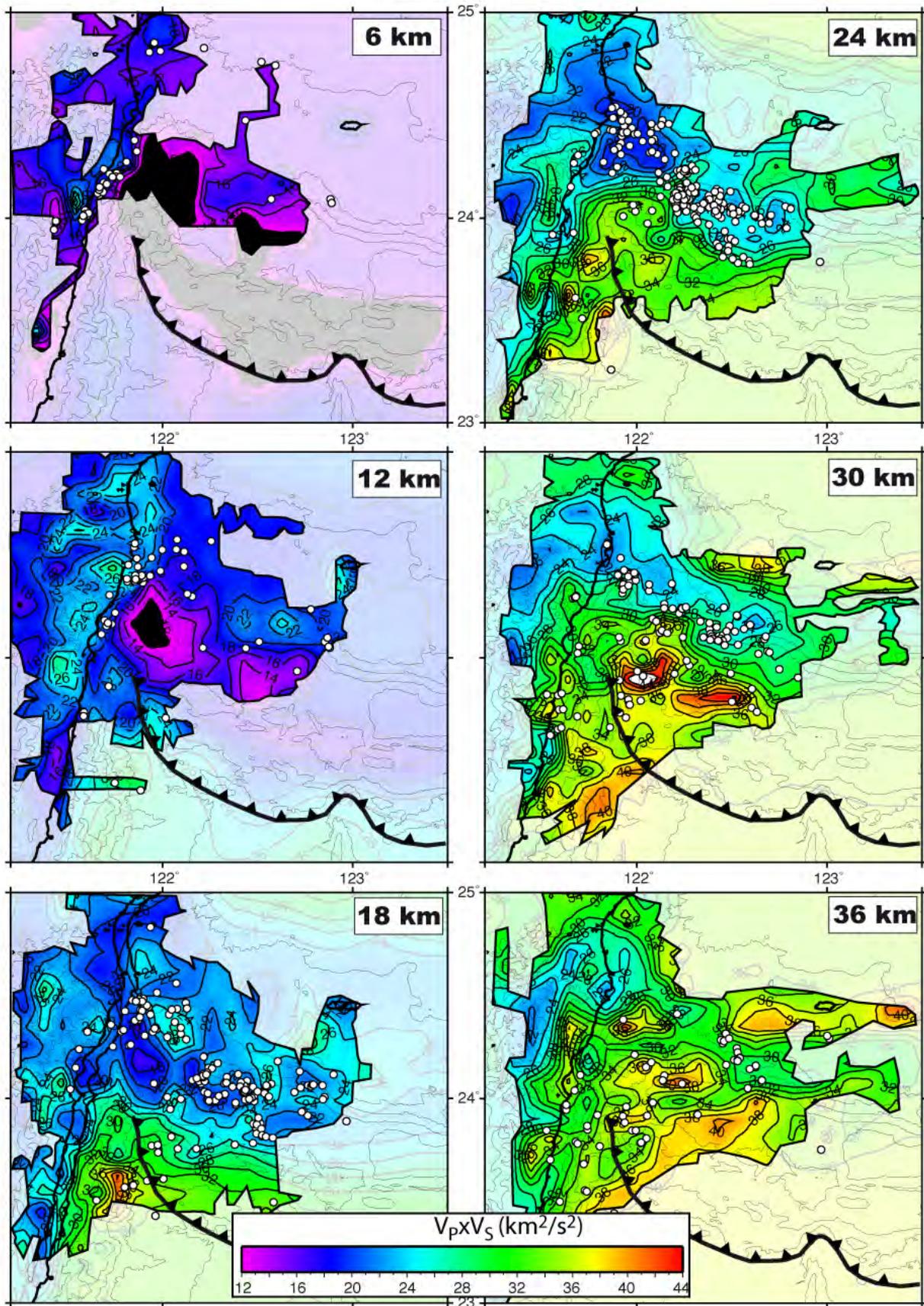


FIGURE 6.27: Map views of horizontal slices through the $V_P \times V_S$ product. The ray-path cover is highlighted by the black contour and the non-modified initial 3D model is shown in transparency.

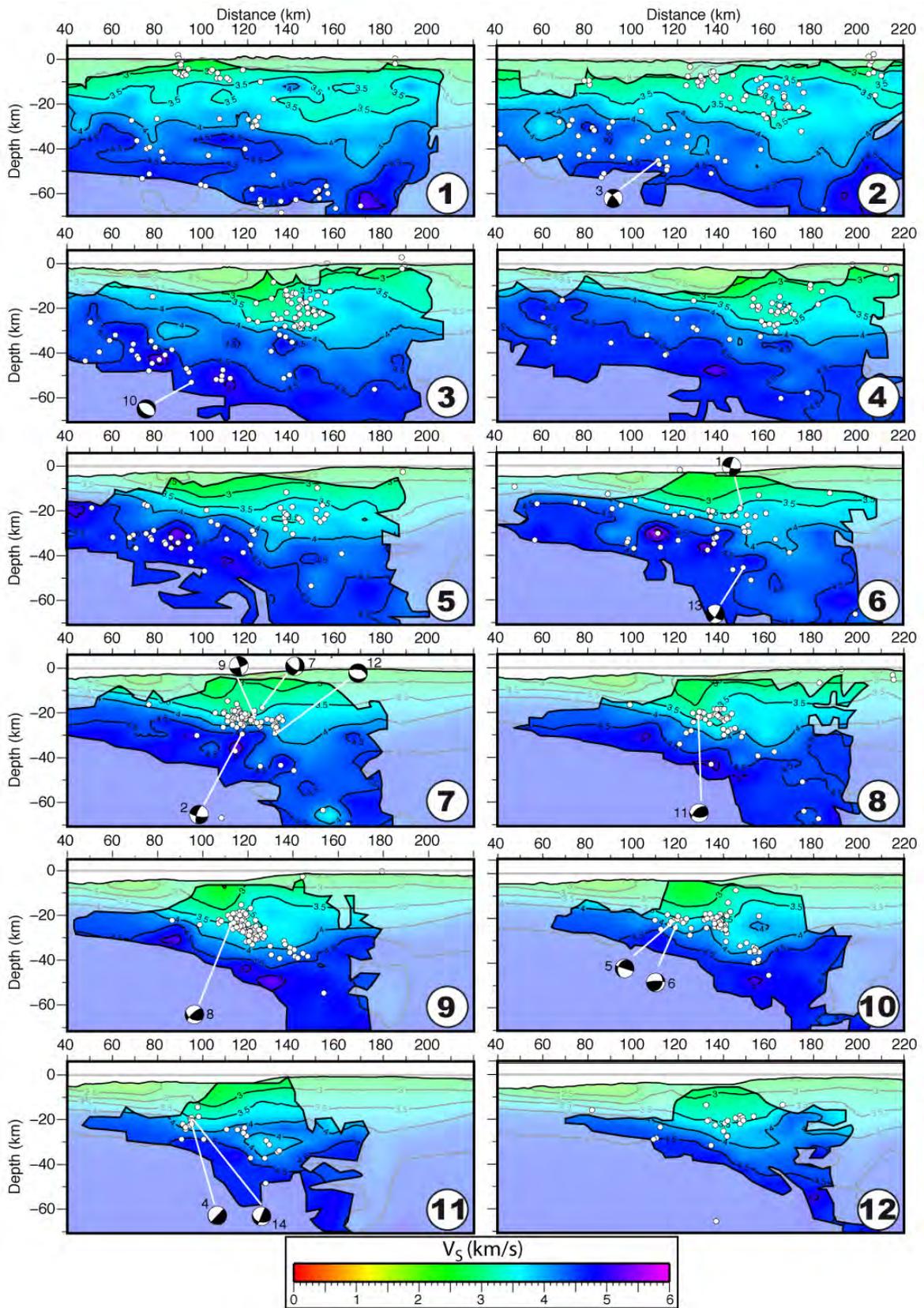


FIGURE 6.28: Vertical cross-sectional views (10 km of total thickness) of the absolute S-waves velocity model (km/s) oriented along the direction perpendicular to the trench and parallel to the coast. The ray-path cover is highlighted by the black contour and the non-modified initial 3D velocity model is shown in transparency.

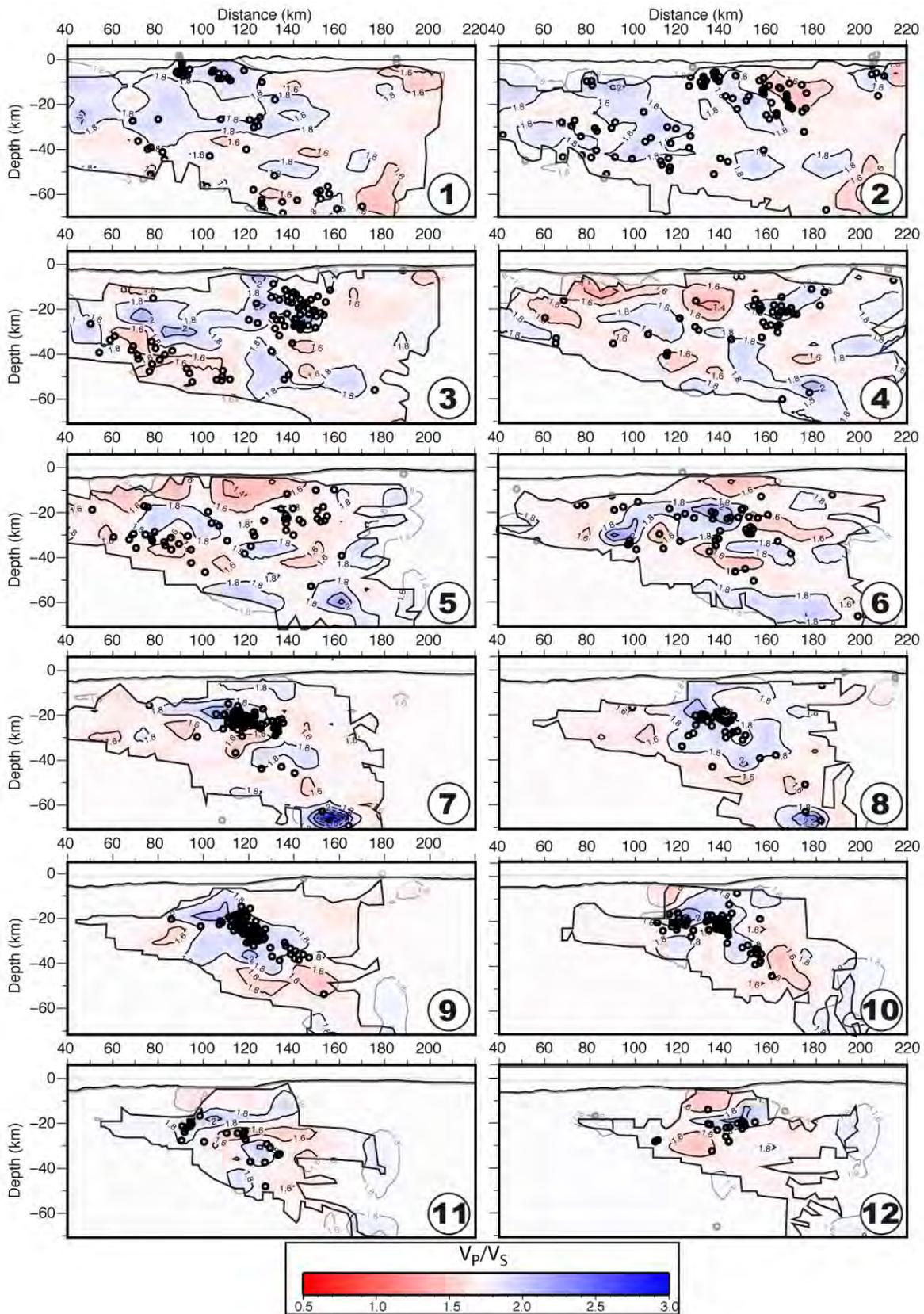


FIGURE 6.29: Vertical cross-sectional views (10 km of total thickness) of the V_P/V_S ratio oriented along the direction perpendicular to the trench and parallel to the coast. The ray-path cover is highlighted by the black contour and the non-modified initial 3D model is shown in transparency.

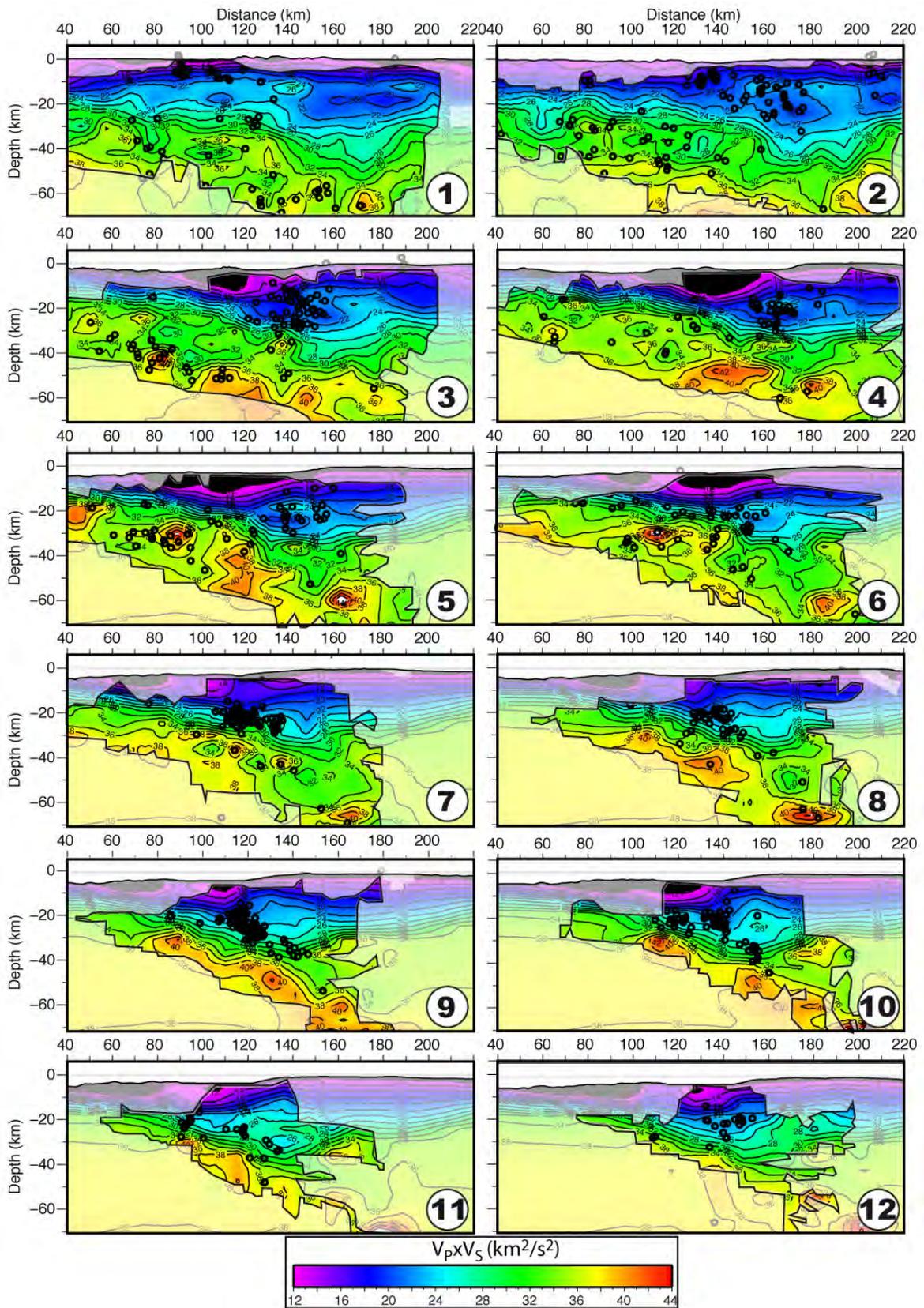


FIGURE 6.30: Vertical cross-sectional views (10 km of total thickness) of the $V_P \times V_S$ product oriented along the direction perpendicular to the trench and parallel to the coast. The ray-path cover is highlighted by the black contour and the non-modified initial 3D model is shown in transparency.

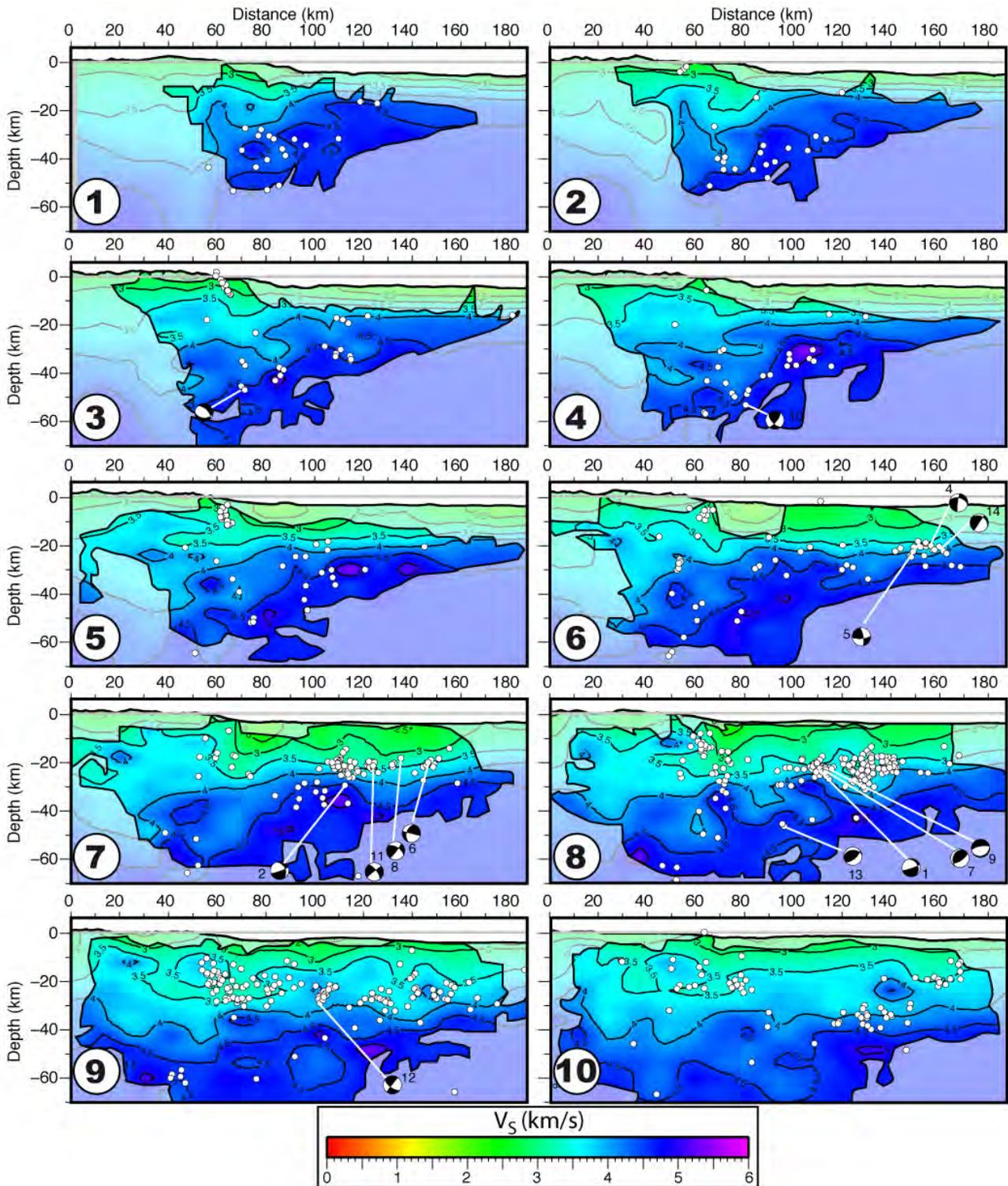


FIGURE 6.31: Vertical cross-sectional views (10 km of total thickness) of the absolute S-waves velocity model (km/s) oriented along the direction of the convergence vector PSP/SCB. The ray-path cover is highlighted by the black contour and the non-modified initial 3D velocity model is shown in transparency.

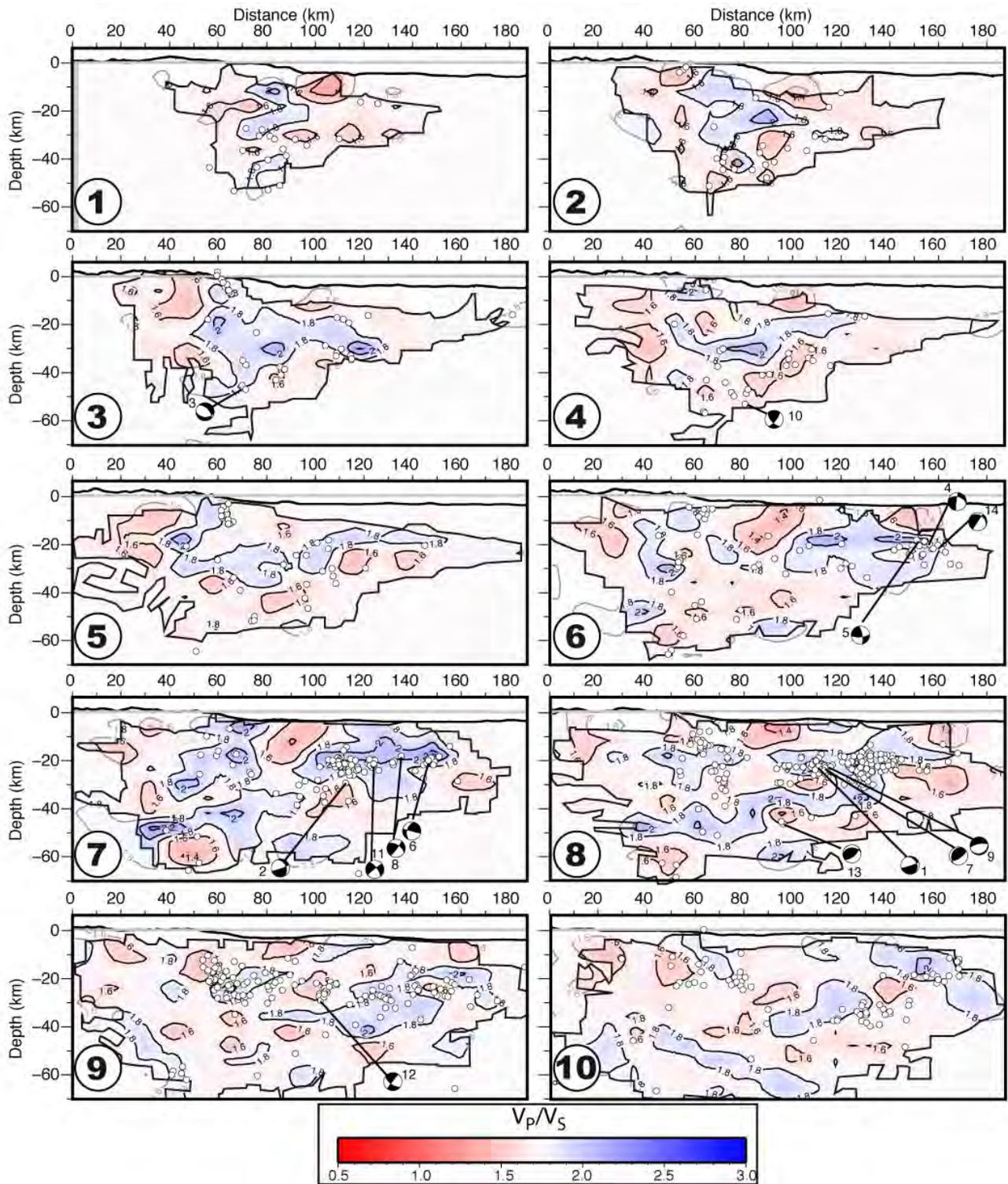


FIGURE 6.32: Vertical cross-sectional views (10 km of total thickness) of the V_P/V_S ratio oriented along the direction of the convergence vector PSP/SCB. The ray-path cover is highlighted by the black contour and the non-modified initial 3D model is shown in transparency.

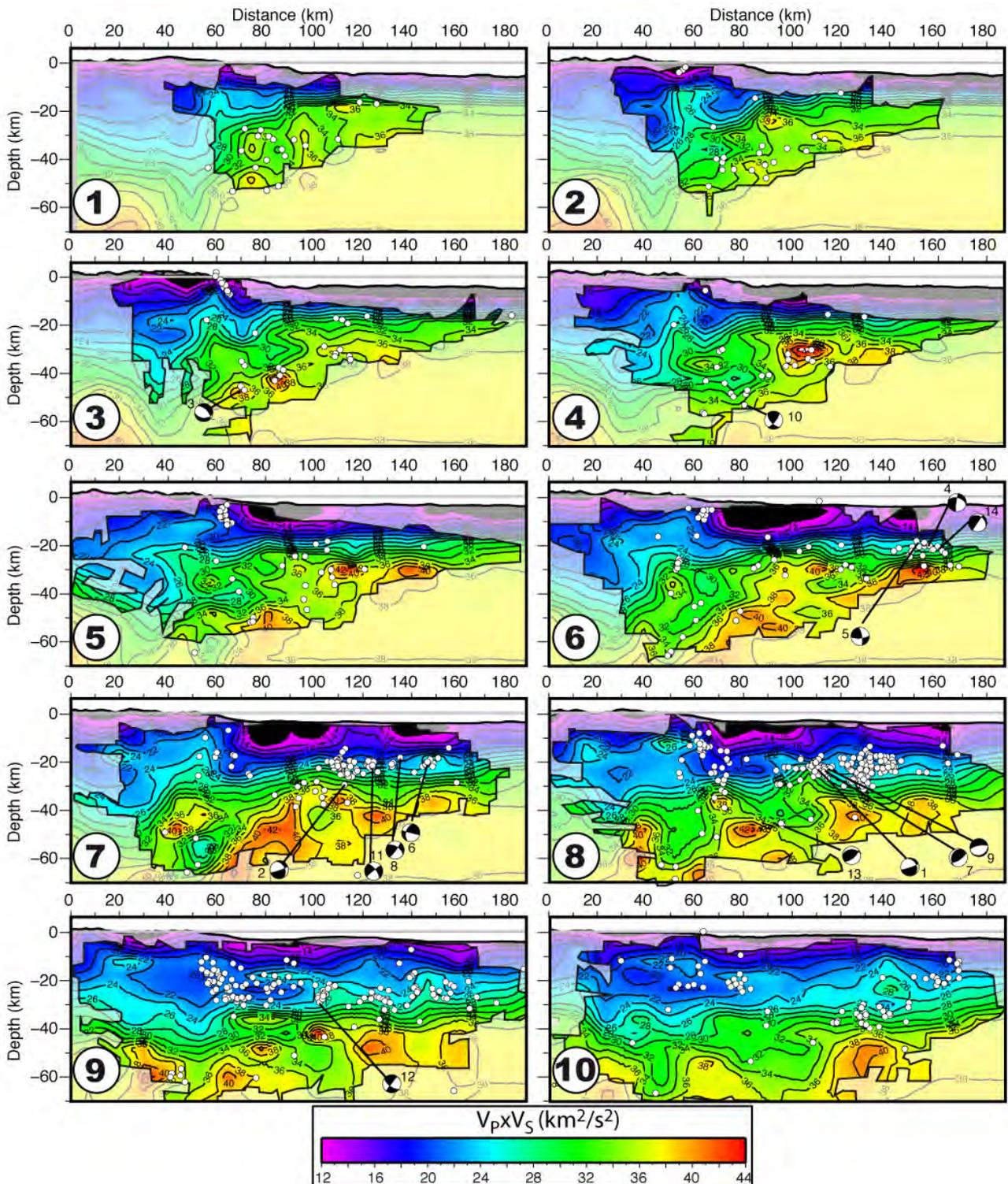


FIGURE 6.33: Vertical cross-sectional views (10 km of total thickness) of the $V_P \times V_S$ product oriented along the direction of the convergence vector PSP/SCB. The ray-path cover is highlighted by the black contour and the non-modified initial 3D model is shown in transparency.

continuité ne semble pas atteindre l'île de Yonaguni mais s'arrête plutôt au N-NW de l'île à 30 km de profondeur. A 30 km de profondeur sous l'île de Yonaguni, il semble qu'il y ait déjà du manteau (fortes vitesses P autour de 8 km/s et fort produit $V_P \times V_S$).

- **La profondeur du Moho à la transition chaîne centrale/arc des Ryukyus** - Les vitesses P de l'ordre de 6.5 km/s à 30 km de profondeur le long de l'arc des Ryukyus jusqu'à 36 km au sud de la plaine d'Ilan suggère que le moho continental est au moins de 30-40 km. Le produit $V_P \times V_S$ autour de 30-36 renseigne également sur la profondeur du moho le long de l'arc) (section 10, figure 6.33 par exemple) qui est de l'ordre de 35-45 km de profondeur. Le haut de moho (à mi-chemin entre Suao et Yonaguni le long de l'arc des Ryukyus), interprété comme tel à partir de vitesses P mantelliques séparées par des vitesses de 6.5-7.0 km/s, à 122° 20'E le long de l'arc des Ryukyus est caractérisé par un rapport V_P/V_S assez élevé de 1.8.
5. **Les corps à vitesse V_P rapide (6.5 km/s) dans l'arc des Ryukyus à 18 km de profondeur** - Ces zones sont caractérisées par un fort rapport V_P/V_S de l'ordre de 1.8 et un produit $V_P \times V_S$ assez élevé de 24. Cela pourrait correspondre à un matériau dense peu fracturé riche en fluide ou caractérisé par un rapport V_P/V_S élevé en lien avec la composition minéralogique. Ces zones pourraient être des roches métamorphiques similaires à celles connues dans la chaîne centrale.
 6. **Structure du toit de la PSP** - Le toit de la PSP semble marqué, à partir de l'analyse des vitesses des ondes P, par une géométrie irrégulière en lien avec la compression E-W associé à la collision (ploiement vers l'ouest au NE de la LVF à partir de 23.8° N et/ou flambage) et en lien aussi avec une éventuelle déchirure de la PSP et/ou objets en subduction dans la direction \sim N-S. La discontinuité verticale interprétée comme une déchirure de la PSP est visible sur le modèle de vitesse des ondes S (Figure 6.28) ou encore sur certaines sections du produit $V_P \times V_S$ (Sections 5, 6 et 7 figure 6.30). Le rapport V_P/V_S est assez élevé au sud au niveau de la PSP (1.8-2.0) alors qu'il est de 1.6-1.7 au niveau de l'arc des Ryukyus ce qui est à l'origine aussi d'une limite assez franche au niveau de la déchirure (Figure 6.29). Dans la direction W-E, le ploiement de la PSP vers l'ouest n'est pas identifiable sur les données V_S et V_P/V_S (Figures 6.31 et 6.32) alors que des faibles valeurs de $V_P \times V_S$, qui sont juxtaposés à l'anomalie positive côtière commentée précédemment, peuvent être interprétées comme la PSP très déformée ployant vers l'ouest (Figure 6.33) comme cela avait déjà été proposé avec d'autres arguments [e.g. Chemanda et al., 2001; Wang et al., 2001; Wu et al., 2009]. De même, les iso-contours du produit $V_P \times V_S$ semble indiquer un toit de la PSP très chaotique (Sections 6, 7, 8 et 9 figure 6.33).

6.4.3 Déformation en mer et déchirure de la PSP

La déchirure de la PSP, orientée ESE-WNW, est supposé accommoder le chevauchement de la PSP sur l'EP au niveau de la LVF et le chevauchement de l'EP sur la PSP au nord et à l'est au niveau de la subduction des Ryukyus [Lallemand et al., 1997]. Cependant, deux points sont discutables : l'existence même d'une déchirure importante continue et si elle existe, une position très en avale qui ne peut donc pas accommoder un chevauchement de la PSP au sud et une subduction au nord.

La "marche" visible à partir des iso-contours (6.5, 7.0 et 7.5 km/s) dans le modèle de vitesse P n'est pas continue sur une longue distance le long de la marge. Dans la continuité des "marches" visibles sur les sections 5, 6, 7, 9 et 10 de la figure 6.17 nous trouvons vers l'ouest sur les sections 1, 2 et 3 une courbure importante des iso-contours 7.0 et 7.5 km/s formant un "coin" reflétant certainement la morphologie du toit du slab. Le cluster de Suao (SC) est d'ailleurs localisé juste au-dessus de cette structure en "coin". Sur la figure 6.34 sont cartographiés les zones montrant un gradient de vitesse plus ou moins incliné.

Ces anomalies de vitesse s'alignent WNW-ESE tout comme la sismicité qui semble associée à cette structure parfois dans le voisinage de l'ISZ (HC), parfois dans la plaque plongeante (à l'est du HC vers 122.4° -122.5° E de longitude) et enfin dans la plaque supérieure (SC). Le sommet et la base de ces anomalies sont situés entre 20 et 28 km à l'est (section 10 de la figure 6.17), entre 20 et 30 km au centre (section 6 de la figure 6.17) et enfin entre 30 et 45 km de profondeur à l'ouest au sud de la plaine d'Ilan.

S'il s'agit d'une déchirure [Lallemand et al., 1997; Font et al., 2001], l'absence d'une

Event	Date (D/M/Y)	Origin Times, UT	Latitude, °N	Longitude, °E	Depth, km	Origin of the location	Magnitude	Focal mechanisms
Magnitude ≥ 7 during the period 1900-2011								
1	31/03/2002	06:58:24.7	24.20373	122.10449	23.5	3DLOC	7.1	CMT
2	14/11/1986	21:20:04.5	23.99200	121.83300	15.0	3DLOC	7.3	KAO
3	24/04/1972	09:57:21.4	23.51200	121.53200	15.4	CHENGYEH	7.0	KAO
4	12/03/1966	16:31:19.8	24.24000	122.67000	22.0	TELE-KAO	7.5	KAO
5	13/02/1963	08:50:04.7	24.35600	122.06000	35.0	TELE-EHB	7.2	CHEN
6	23/02/1957	20:26:18.0	23.80000	121.80000	30.0	CHENGYEH	7.1	-----
7	22/10/1951	05:43:01.0	23.82500	121.95000	18.0	CHENG	7.0	CHENG
8	22/10/1951	03:29:27.0	24.07500	121.72500	1.0	CHENG	7.0	CHENG
9	21/10/1951	21:34:14.0	23.87500	121.72500	4.0	CHENG	7.1	CHENG
10	14/09/1922	19:31:42.5	24.37800	122.64400	35.0	TELE-EHB	7.1	-----
11	01/09/1922	19:16:09.2	24.50600	122.04000	35.0	TELE-EHB	7.4	-----
12	05/06/1920	04:21:35.4	24.29386	122.22398	25.8	Analog-3DLOC	7.7	-----
Magnitude ≥ 6.5 and < 7 during the period 1966-2011								
13	18/12/2001	04:02:59.8	23.95136	122.81229	15.0	3DLOC	6.7	CMT
14	24/05/1994	04:00:40.5	23.96852	122.48041	24.2	3DLOC	6.5	KAO
15	24/06/1983	09:06:43.0	24.17000	122.39000	30.0	TELE-EHB	6.6	KAO
16	25/10/1967	00:59:22.6	24.43000	122.25000	58.0	TELE-EHB	6.8	KAO
Aftershocks of the 1966 M7.5 earthquake								
17	05/05/1966	14:21:22.3	24.33000	122.50000	53.0	TELEKAO	6.2	KAO
18	23/03/1966	00:04:33.4	23.86000	122.97000	40.0	TELEKAO	6.2	KAO
Earthquakes located in the deep seismicity cluster south of the Ilan Plain (Period 1995-2011)								
19	12/05/2007	17:50:10.3	24.54848	121.66425	43.8	3DLOC	3.2	BATS
20	29/08/2005	23:50:54.5	24.56575	121.64700	42.8	3DLOC	4.2	BATS
21	06/01/2004	00:55:33.0	24.53271	121.68865	55.3	3DLOC	4.0	BATS
22	07/09/2002	22:59:32.7	24.48314	121.63169	40.5	3DLOC	4.2	BATS
23	08/12/1999	16:01:24.5	24.57327	121.66957	39.6	3DLOC	4.3	BATS

TABLE 6.3: Séismes localisés sur la figure 6.34 dans la fenêtre 121.24° E-123.25° E, 23.3° N-24.93° N et moins profond que 80 km. Le catalogue de sismicité de Theunissen et al. [2010] fournit une magnitude de moment équivalente. Origine de la localisation des séismes : 3DLOC : localisation avec MAXI en utilisant une combinaison des stations CWB+JMA dans le modèle de vitesse tomographique obtenu ici ; Analog-3DLOC : 3DLOC du séisme analogue au séisme de 1920 (e.g., Theunissen et al. [2010]) ; TELE-KAO : Kao et al. [1998] ; TELE-EHB=Engdahl and Villasenor [1998] ; CHENGYEH=Cheng and Yeh [1989] ; CHENG=Cheng et al. [1996, 1997]. Mécanismes au foyer : CMT=Centroid Moment Tensor ; KAO=Kao et al. [1998] ; CHEN=Chen et al. [2004] ; CHENG=Cheng et al. [1996, 1997].

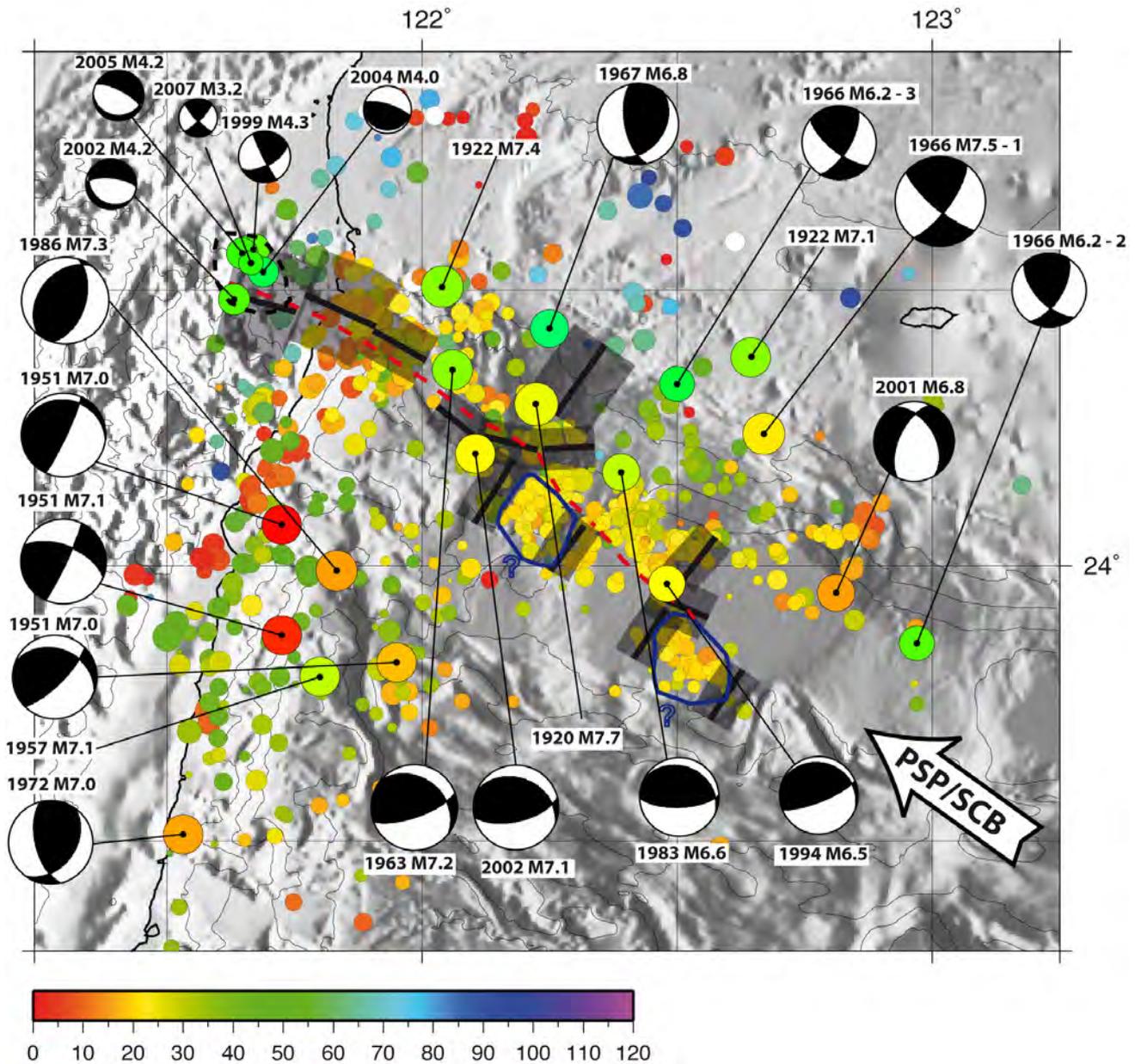


FIGURE 6.34: Localisation de séismes majeurs en lien avec la position des anomalies identifiées dans le modèle des ondes P issu de l'inversion tomographique. $M_W > 7$ sur la période 1900-2011, $M_W > 6.5$ sur la période 1966-2011 avec les mécanismes au foyer de Kao et al. [1998] (Table 6.3). Deux répliques (M6.2) du séisme de 1966 M7.5 et 5 mécanismes au foyer de BATS (1995-2008, M 4) localisés à l'extrémité de l'anomalie dans un cluster de sismicité au sud de la plaine d'Ilan ont été ajoutés. Tous les séismes de la période 1991-2008 ont été relocalisés dans le modèle 3D tomographique obtenu ici. L'origine des autres localisations peut être obtenue dans la Table 6.3. Lignes noires avec un contour gris : position des anomalies type "marche" ou "coin" visibles sur les figures 6.17 et 6.18. L'épaisseur du contour gris représente la largeur des anomalies à partir des iso-vitesses 7.0 et 7.5. La ligne pointillée rouge représente l'alignement des anomalies de vitesse et de la sismicité. Les deux contours bleus avec les points d'interrogation correspondent à des anomalies de vitesse positives interprétées comme des hauts de la PSP (sections 7 et 8 de la figure 6.18).

continuité bien marquée est problématique. D'après la géométrie des anomalies (Figure 6.34), les deux zones de vitesses élevées visibles sur les sections 7 et 8 de la figure 6.18 sont peut-être associées à des "aspérités" [Font et Lallemand, 2009] ou bien liées à un flambage de la plaque plongeante au niveau de l'avant-arc [Wang et al., 2004]. Ces anomalies peuvent être responsables des "marches" visibles au niveau du cluster de Hoping. À l'ouest, les anomalies de vitesse jouxtent des vitesses faibles (6.5 à 7.5 km/s) qui pourraient correspondre à l'extension de la racine crustale de la chaîne centrale au niveau de l'arc des Ryukyus.

La sismicité enregistrée durant la campagne RATS1 est alignée avec les anomalies de vitesses interprétées comme la déchirure. La sismicité à l'est du HC (vers 122.5° E) s'étend beaucoup en profondeur (entre 15 et 30 km) (section 8 figure 6.18) suggérant une déformation très importante de la PSP à cette longitude. Cela pourrait être en accord avec la propagation d'une déchirure. Si on superpose la sismicité observée le long de la ligne de sismique active RATS2 (Figure 6.35), on constate qu'elle est localisée dans la plaque plongeante essentiellement à l'aplomb du canyon de Hoping et du début de la pente de l'arc.

Si on superpose la sismicité observée le long de la ligne de sismique active RATS2 (Figure 6.34), on constate qu'elle est localisée dans la plaque plongeante essentiellement à l'aplomb du canyon de Hoping et du début de la pente de l'arc. À l'est du HC (vers 122.5° E), celle-ci s'étend beaucoup en profondeur (entre 15 et 30 km) (section 8 figure 6.18) suggérant une déformation très importante de la PSP à cette longitude. Cela pourrait être en accord avec la propagation d'une déchirure. Aucune observation de micro-sismicité à l'extrémité d'une déchirure n'est connue dans la littérature. Si on regarde la sismicité historique (Figure 6.34), on constate que les séismes chevauchants sont toujours alignés avec cette structure et qu'à l'extrémité de celle-ci au sud de la plaine d'Ilan se trouve un cluster de sismicité autour de 40-45 km de profondeur. Les mécanismes au foyer montrent toujours un plan nodal vertical aligné WNW-ESE compatible une discontinuité de type déchirure.

De nombreux arguments (V_P , $V_P \times V_S$, V_P/V_S , sismicité) sont en faveur d'une déchirure de la PSP. Cependant sa position très en aval par rapport à la position proposée par Lallemand et al. [1997] ou Font et al. [2001] suggère que celle-ci n'est pas actuellement en place pour expliquer l'accommodation d'un chevauchement de la PSP au sud et une subduction au nord. De plus, le ploiement important de la PSP à l'est de Hualien est certainement en faveur d'un début de subduction vers l'W-NW de la PSP au nord de la LVF ce qui signifie que cette déchirure est certainement en train de subduire. L'histoire de la déformation dans cette région sur 1 ou 2 Ma est nécessaire à la compréhension de cette déchirure et de sa position sous l'avant-arc des Ryukyus.

Parmi les séismes historiques au cours du siècle dernier, trois séismes chevauchants majeurs ont affectés la région en lien avec l'interplaque : le séisme du 5 juin 1920 (M7.7), le séisme du 13 février 1963 (M7.2) et le séisme du 31 mars 2002 (M7.1). Ces trois séismes ont affectés la partie ouest du cluster de Hoping à proximité de cette déchirure de la PSP. Le décalage vertical généré dans cette région au niveau du toit de la PSP pourrait être à l'origine d'une aspérité sismique. Plus à l'est le séisme décrochant du 12 mars 1966 (M7.6) est associé à deux répliques plusieurs jours après qui sont alignés dans la direction de la déchirure mais décalés de 25 km au NE. La profondeur de ces séismes serait en accord avec une déformation de la PSP correspondant

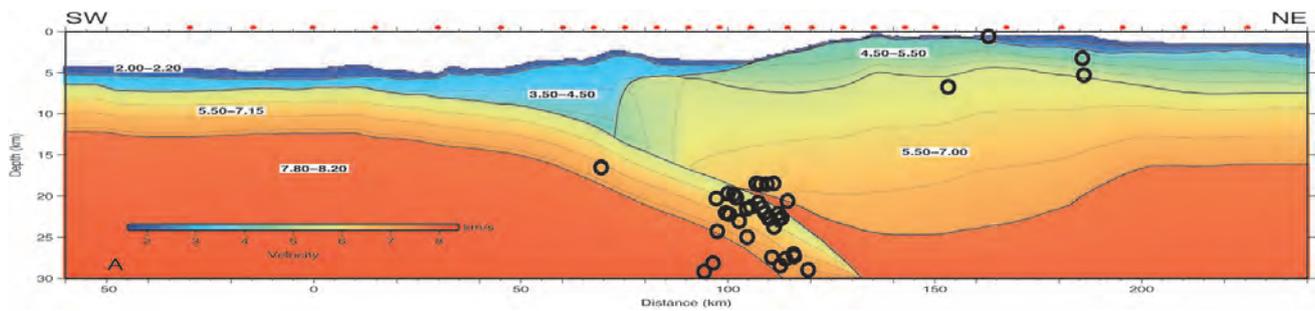


FIGURE 6.35: Distribution des séismes par rapport à la modélisation directe de sismique réfraction de RATS2. Les séismes correspondent à ceux représentés sur la section 8 de la figure 6.17.

à une mouvement senestre : soit il s'agit d'une déformation en lien avec une zone bloquée au niveau de l'interplaque à l'ouest et une zone qui glisse plus librement à l'est ou soit il s'agit d'une déformation dans la continuité de la déchirure séparant une zone bloquée par la collision avec Taïwan d'une zone libre entrant en subduction ; cette dernière hypothèse pourrait laisser penser qu'il s'agit d'une discontinuité pré-existante (ancienne transformante ?) qui serait repris dans la déformation aboutissant à une déformation particulière de la PSP dans cette région de transition entre subduction et collision.

Synthèse - discussion

Contents

7.1 Localisation des séismes	258
7.2 Déformation à l'est de Taïwan	261
7.2.1 L'avant-arc des Ryukyus	261
7.2.2 La zone sismogène de l'interface de subduction et les séquences d'événement	269

Abstract

Ce chapitre présente une synthèse des résultats obtenus au cours de ce travail de thèse. Cette synthèse est découpée en deux grandes parties concernant l'aspect localisation des séismes d'une part et les conclusions géodynamiques de cette région de transition entre l'extrémité sud de la subduction des Ryukyus et la zone de collision de Taïwan d'autre part. Ces conclusions seront mis en regard des modèles existants pour proposer un modèle de déformation de cette région.

7.1 Localisation des séismes

Au cours de ce travail de thèse, l'approche suivie a consisté à améliorer les trois points clés de la localisation sismique classique (c.a.d. non tomographique) :

- le modèle de vitesse
- la méthode de localisation
- l'utilisation optimale des réseaux existants en calibrant les résultats de localisation sur une campagne temporaire

Comme cela a été montré avec la méthode MAXI basé sur les EDT, il est possible d'améliorer la localisation des séismes en dehors des réseaux en particulier au niveau des zones de subduction où la majorité de la déformation se réalise au niveau de l'avant-arc en mer. Les propriétés des EDTs et la méthode de recherche des solutions hypocentrales par MAXI permet de mieux estimer les paramètres de localisations (x,y,z,t_0) en limitant l'effet des données erronées et en limitant les trade-offs entre profondeur et temps d'origine d'une part et entre position épiscopentrale et profondeur d'autre part. Cette localisation peut être menée en utilisant uniquement les ondes P afin de limiter les erreurs sur des temps de trajet des ondes S qui sont souvent mal estimés et d'autant plus lorsque l'on s'éloigne du réseau. Cependant, la précision de la localisation reste dépendant de la qualité du modèle de vitesse en ondes P à représenter la structure 3D avec des vitesses proches de la réalité.

L'utilisation d'une campagne temporaire a permis d'améliorer les connaissances la région (géométries des structures, inversion des modèles de vitesse en P et S) en limitant les effets non-linéaires liés à la géométrie des réseaux sismiques permanents. Les modèles de vitesse et les informations structurales acquises peuvent ensuite être utilisés rétrospectivement pour améliorer la localisation des séismes en améliorant l'estimation des temps de trajet dans le milieu.

La méthode est calibrée pour s'assurer que nous sommes en mesure de pouvoir localiser correctement les séismes avec les seuls réseaux permanents existants. Pour cela les événements enregistrés par les deux réseaux (temporaire et permanent) sont utilisés comme événement référence pour effectuer des localisations de calibration. Cette calibration consiste à tester le modèle de vitesse final en fonction du réseau utilisé en considérant l'hypocentre calculé avec le réseau temporaire comme position de référence. En fonction des résultats de calibration, le modèle de vitesse et la méthode 3D sont alors utilisés sur la période récente (1992-présent) avec les données des réseaux permanents CWB et/ou JMA .

Dans ce travail de thèse la calibration a seulement été testé sur les événements enregistrés à la fois par des stations CWB et JMA (Figure 6.10 page 211). Cette analyse révèle que la localisation des séismes en mer (distance à la première station > 50 km) avec un gap azimutal dans ce cas limité (CWB + JMA : $90-225^\circ$) est très bien réalisée dans ces conditions. La qualité de l'estimation des temps de trajet à partir du nouveau modèle de vitesse en ondes P associé à la méthode MAXI permet de déterminer avec une bonne précision la localisation horizontale et verticale des séismes. Nous remarquerons que la meilleure calibration est obtenue pour une localisation sans utilisation de correction aux stations comme il est coutume de faire avec un modèle de vitesse *a-priori* ou un modèle de vitesse 1D. L'inversion 3D tomographique génère des anomalies de vitesse et déplace conjointement les hypocentres $(x,y,z,t_0, v_P[i], v_S[i])$

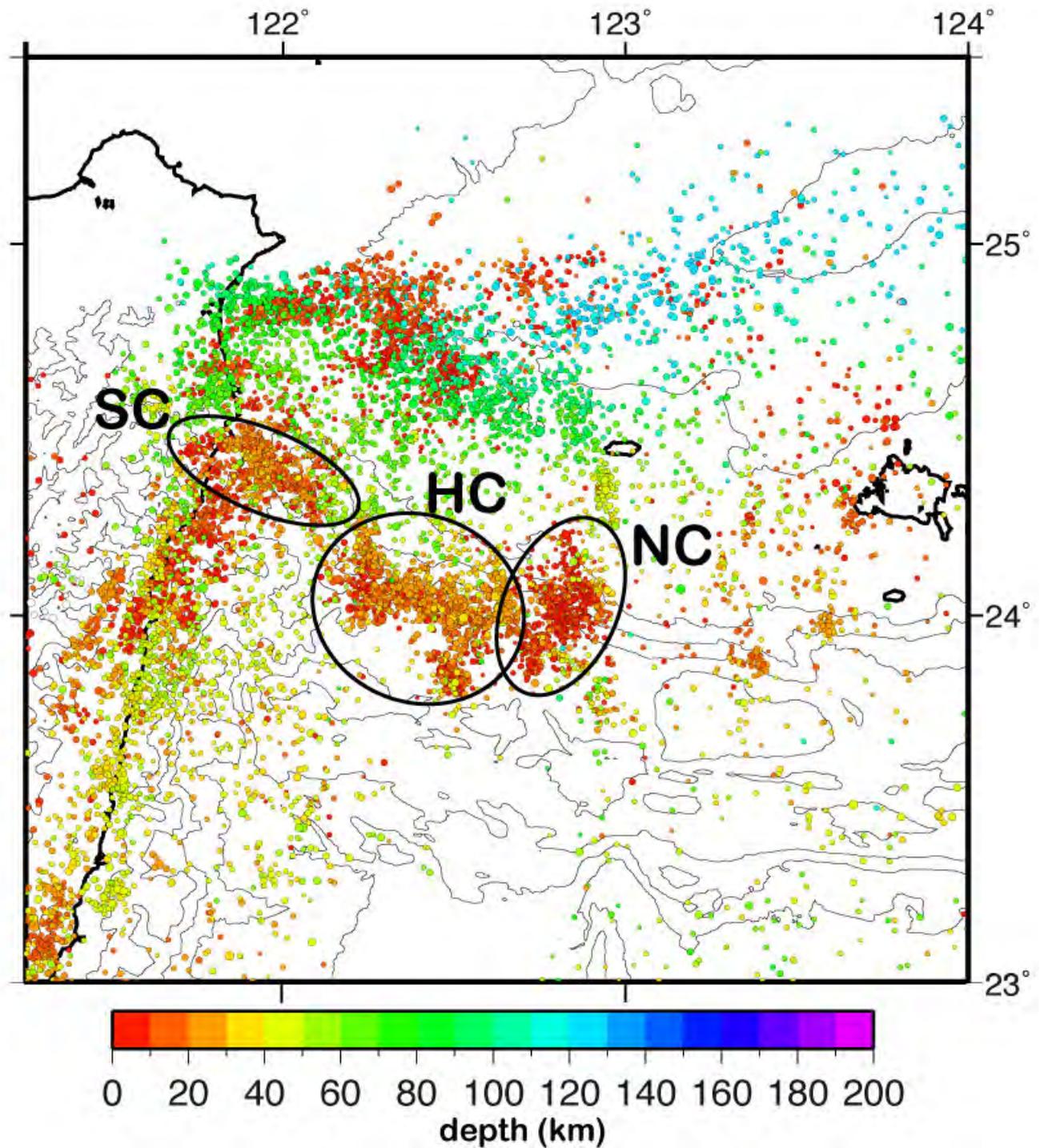


FIGURE 7.1: Localisation des séismes en mer à l'est de Taïwan (1992-2008) avec les réseaux permanents CWB et JMA combinés dans le modèle de vitesse final obtenu par inversion tomographique au cours de la campagne RATS1 avec le code de localisation absolue MAXI.

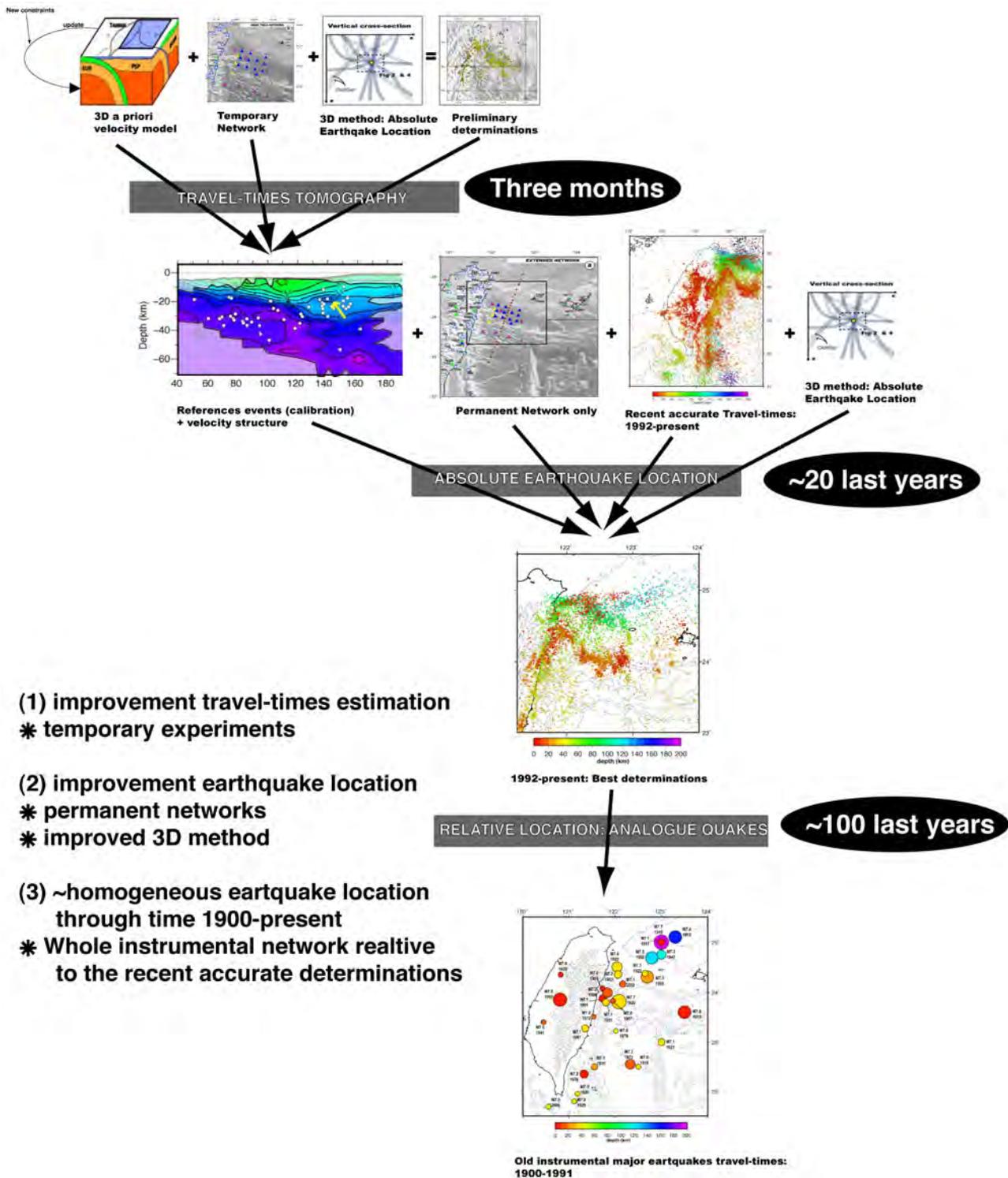


FIGURE 7.2: Localisation des séismes en mer à l'est de Taïwan : trois échelles de temps imbriquées. Le résultat fournit un ensemble cohérent de solutions hypocentrales basées sur l'amélioration du calcul des localisations sur la période récente (données précises et nombreuses) .

sont les inconnues dans notre cas) pour expliquer les temps de trajet. Les corrections aux stations ne sont donc *a-priori* pas nécessaires et l'exercice de calibration montre d'ailleurs que l'estimation d'une correction aux stations par réalisation d'une moyenne des résidus introduit un biais dans la localisation lorsque le modèle de vitesse tomographique est utilisé. Cette remarque est justifiée puisque les mêmes stations sismiques ont été utilisées dans l'inversion.

La figure 7.1 présente le résultat de localisation des séismes enregistrés à la fois par le CWB et le JMA à l'est de Taiwan entre 1992 et 2008 de magnitude supérieure à 3. Les résultats de localisation de l'ensemble des séismes sur environ 16 ans en plus de ceux enregistrés par la campagne RATS1 confirme et apporte de nouvelles informations sur la déformation sismique à l'est de Taïwan (voir section 7.2 qui suit). Le séisme analogue du séisme de 1920 est lui aussi relocalisé fournissant ainsi une information importante sur la position de la rupture du séisme de 1920. Grâce à la méthode appliquée pour localiser le séisme de 1920, il est possible d'imaginer la construction d'un catalogue de sismicité dont la localisation des séismes serait homogène sur la période 1900-présent (Figure 7.2).

7.2 Déformation à l'est de Taïwan

7.2.1 L'avant-arc des Ryukyus

- Localisation de la sismicité

La sismicité du cluster de Hopping est principalement localisé sur l'interplaque au niveau de l'interface de subduction et au sein même de la plaque plongeante (Figures 7.3, 7.4 et 7.5). La sismicité intra-PSP est plus importante et plus profonde à l'est du cluster de Hopping (122° 30' de longitude) en relation certainement à la présence d'un maximum de contraintes dans cette partie de la PSP. Au niveau du cluster de Hopping, il n'y a pas de sismicité superficielle enregistrée pendant la campagne temporaire RATS1 mais dans le détail il semblerait qu'il existe une sismicité à la base du socle de l'arc à proximité de l'interface de subduction. L'hypothèse d'une faille majeure hors-séquence [Font et Lallemand, 2009] n'est pas confirmée sur une observation de trois mois. Les séismes de magnitude $> \sim 3.5$ sur la période 1992-2008 (enregistrés par le CWB et le JMA) re-localisés dans le modèle de vitesse en ondes P obtenu au cours de RATS1 confirme que la majorité des séismes sont localisés à proximité de l'interplaque ou dans la PSP. Quelques séismes sont localisés dans la plaque supérieure mais il s'agit certainement d'un biais de la localisation. Cependant, à défaut d'analyse plus poussée sur ces séismes, l'hypothèse d'une faille très inclinée en rétro-chevauchement dans la plaque supérieure ne peut pas être définitivement écartée (Figure 7.5).

La sismicité dans la plaque supérieure se concentre essentiellement de part et d'autre du cluster de Hopping : à l'ouest au niveau de cluster de Suao (Figure 7.6) et à l'est au niveau du cluster de Nanao (Figure 6.18 page 219 - section 10). La sismicité du cluster de Nanao est associée à des failles normales avec un jeu en décrochement en lien avec un étirement parallèle à la fosse de l'avant-arc [Lallemand et al., 1999] et le mouvement différentiel vers le sud de l'arc des Ryukyus de 7 cm/an au niveau de Yonaguni à 1 ou 2 cm/an proche de Taïwan d'après les données GPS permanentes sur les îles. Ce système de faille de Nanao

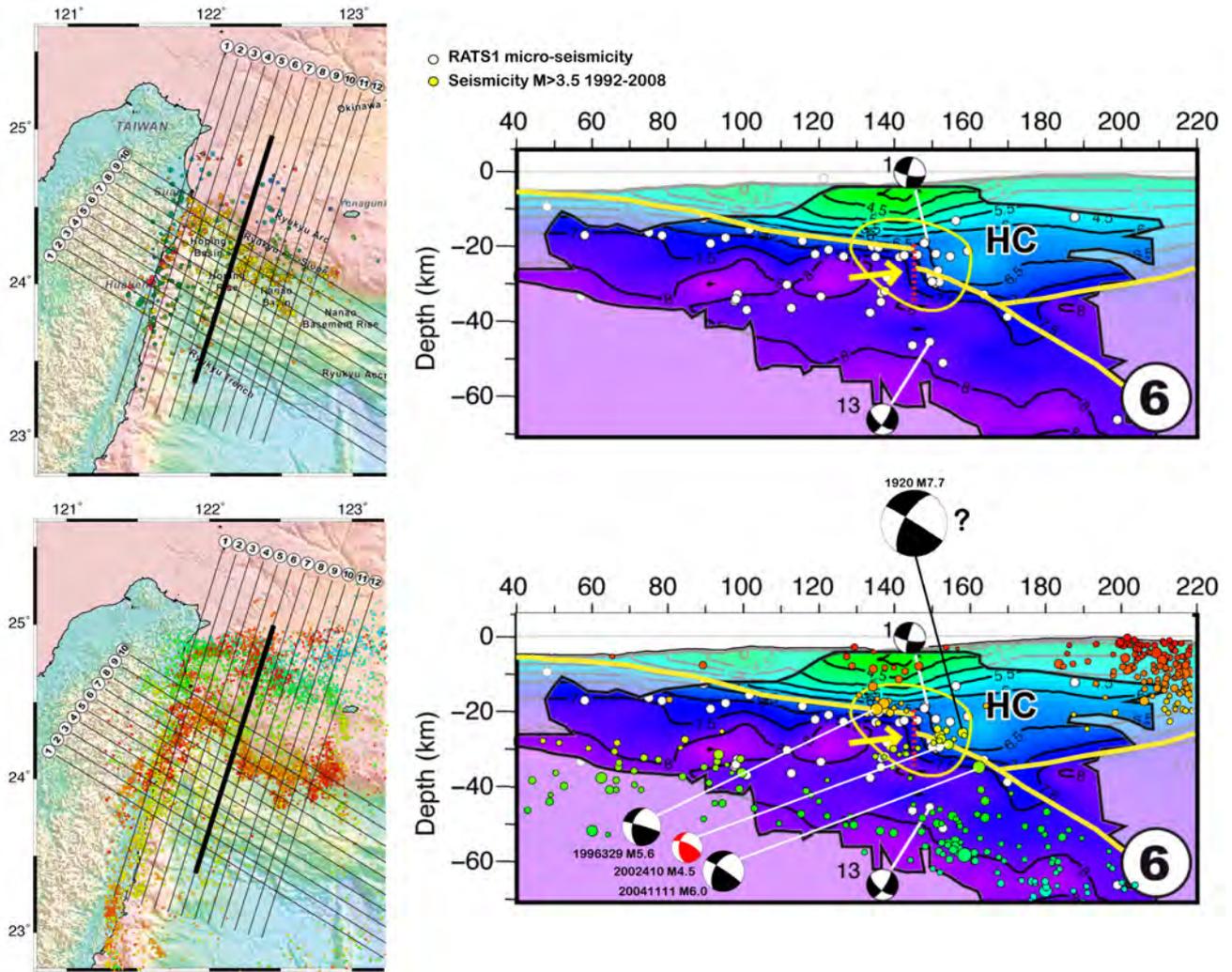


FIGURE 7.3: Section 6 N-S montrant la localisation des séismes localisés au cours de RATS1 au niveau du cluster de Heping (HC), la localisation sur la période 1992-2008 montrée en figure 7.2 et l'interprétation de la structure reportée sur le modèle de vitesse des ondes P. Mécanismes au foyer de couleur noire : GCMT ; rouge : BATS ; avec un numéro : RATS1.

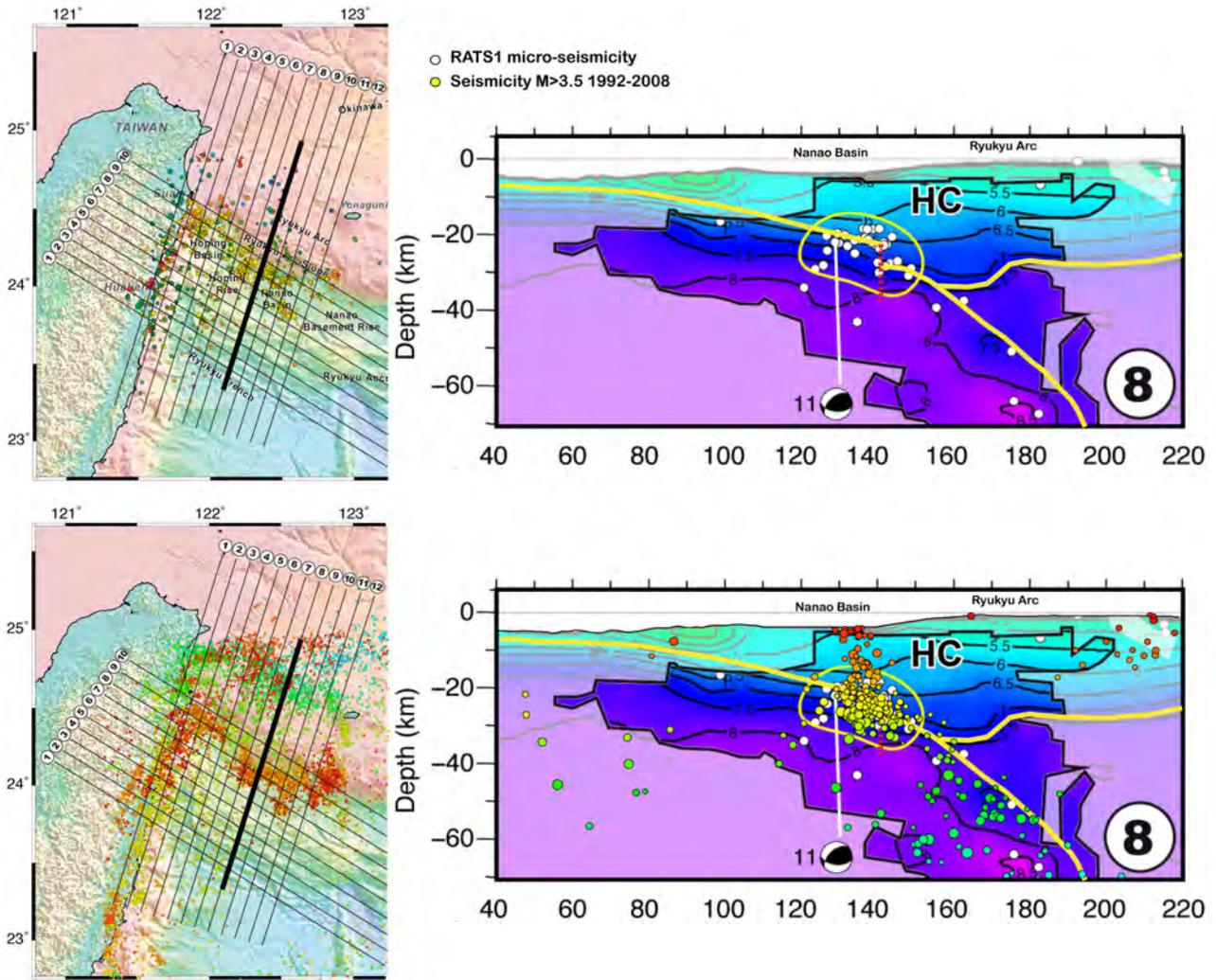


FIGURE 7.4: Section 8 N-S montrant la localisation des séismes localisés au cours de RATS1 au niveau du cluster de Hoping (HC), la localisation sur la période 1992-2008 montrée en figure 7.2 et l'interprétation de la structure reportée sur le modèle de vitesse des ondes P. Mécanismes au foyer de couleur noir : GCMT ; rouge : BATS ; avec un numéro : RATS1.

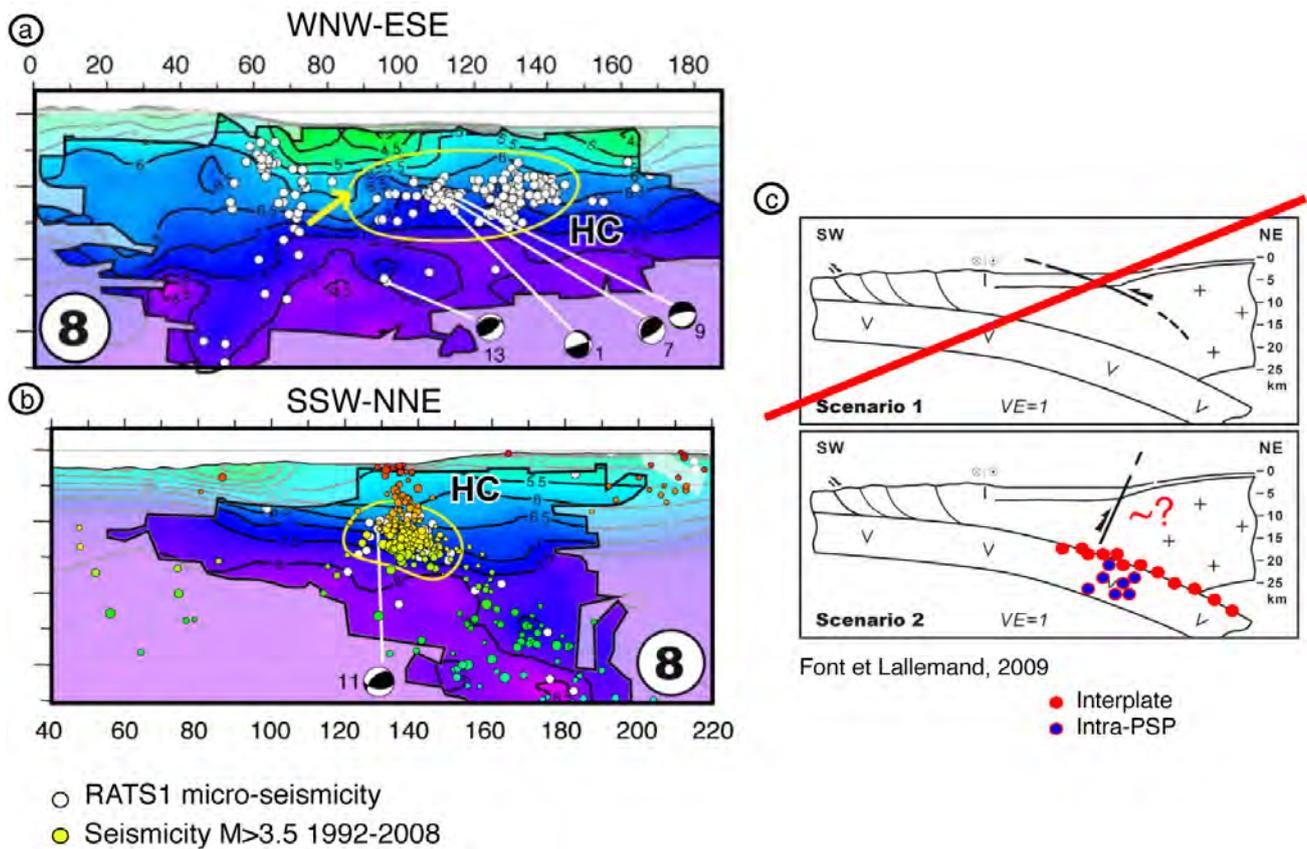


FIGURE 7.5: Sections n° 8 E-W (a) et n° 8 N-S (b) montrant la localisation des séismes localisés au cours de RATS1 au niveau du cluster de Heping (HC) au dessus de la structure de vitesse en ondes P. La localisation sur la période 1992-2008 montrée en figure 7.2 est reportée en (b). La conclusion majeure au regard de ce qui était envisagé par Font et Lallemand [2009] est résumée en (c). La sismicité est principalement sur l'interplaque et dans la plaque plongeante. Mécanismes au foyer de couleur noire : GCMT ; rouge : BATS ; avec un numéro : RATS1.

pourrait être aussi causé par la subduction oblique de la ride Gagua [Konstantinou et al., 2011]. Le cluster de Nanao résulte donc de la convergence oblique entre la PSP et l'arc des Ryukyus mais aussi du contexte particulier de la région : extrémité ouest de la subduction des Ryukyus (transition collision-subduction, ride Gagua). La sismicité du cluster de Suao, plus énigmatique, est aligné avec la direction de convergence PSP/SCB et localisé au-dessus d'une anomalie de vitesse au niveau du toit du slab interprétée comme une déchirure de la PSP (Figure 7.6). La sismicité de Suao pourrait donc être une conséquence de la déformation en profondeur de la PSP.

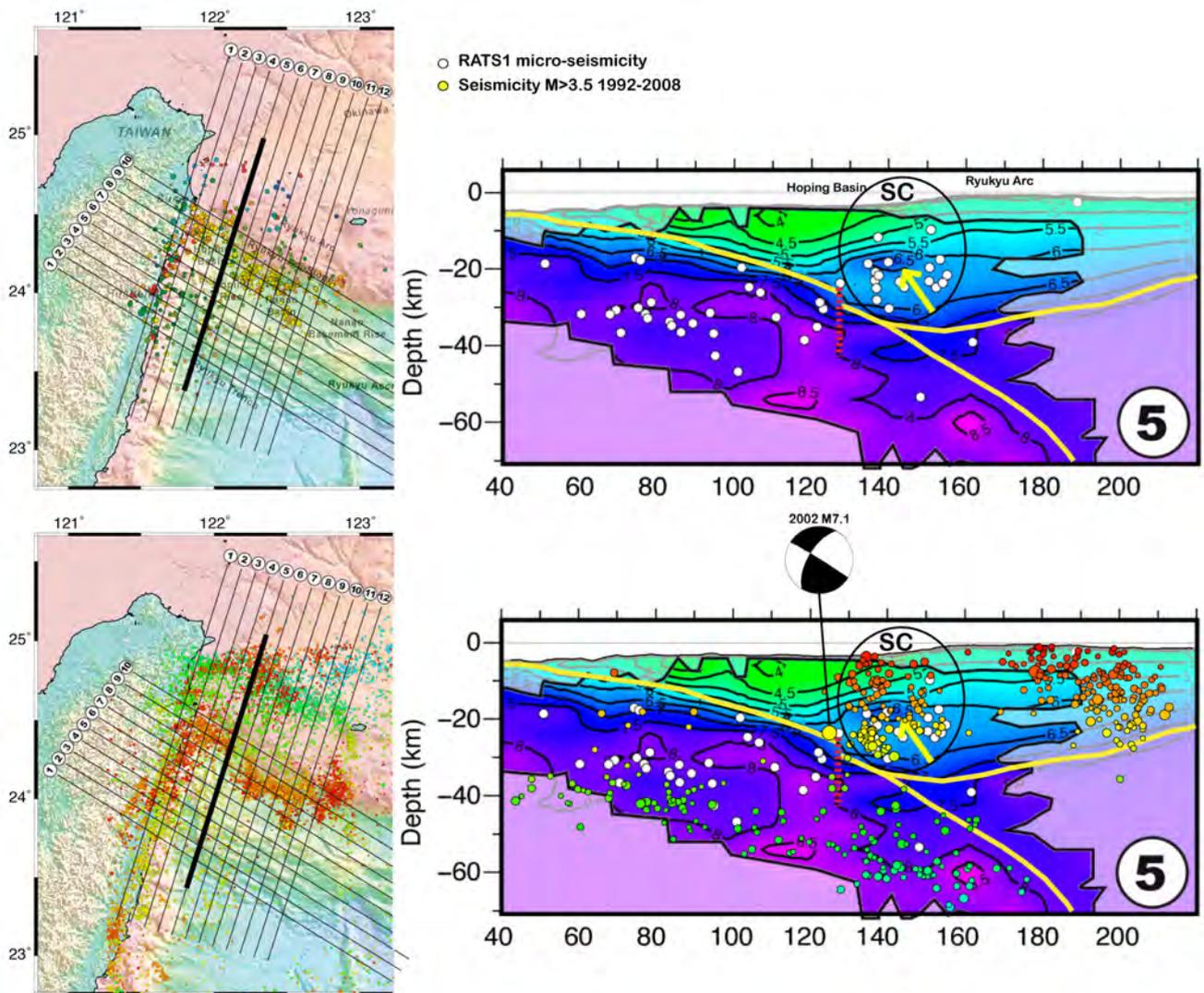


FIGURE 7.6: Section 5 N-S montrant la localisation des séismes localisés au cours de RATS1 au niveau du cluster de Suao (SC), la localisation sur la période 1992-2008 montrée en figure 7.2 et l'interprétation de la structure reportée sur le modèle de vitesse des ondes P. Mécanismes au foyer de couleur noir : GCMT; rouge : BATS; avec un numéro : RATS1.

- déformation de la PSP et partitionnement

Dans un contexte de subduction oblique, il est classiquement observé un partitionnement de la déformation dans la plaque supérieure ce qui n'est pas la cas à l'extrémité Sud de la

subduction des Ryukyus [Chemenda et al., 2001]. A l'extrémité sud de la subduction des Ryukyus, le mouvement important vers le sud de l'arc des Ryukyus (au niveau de l'île de Yonaguni) réduit cette obliquité et peut permettre d'expliquer les vecteurs glissement des séismes chevauchants caractéristiques de l'interplaque de subduction (Figure 2.11 page 19). Cependant, comme cela est observé au sud de la plaine d'Ilan, ce mouvement vers le sud de l'arc des Ryukyus diminue certainement progressivement en approchant de Taïwan puisqu'aucune faille sismique dextre Nord-Sud est clairement identifiée. Seul un décrochement apparent existe à l'est du bassin de Hoping [Lallemand et al., 1997]. Par conséquent, le vecteur glissement des séismes chevauchants principalement situé entre Yonaguni et Taïwan doivent être expliqués par un autre mécanisme. Les données de cette thèse révèlent que la PSP est soumise à une importante déformation sismique de différentes natures : extension EW ou NW-SE, convergence EW et déchirure WNW-ENE de la PSP à la latitude du cluster de Hoping. Les mouvements associés à cette déformation de la PSP associés au mouvement vers le sud de l'arc des Ryukyus doivent être responsables de façon conjointe à l'absence de partitionnement dans la plaque supérieure comme cela avait déjà pu être proposé [Lallemand et al., 1997 ; Kao et al., 1998 ; Chiao et al., 2001].

- déformation de la PSP et effet de la collision

L'effet de la collision est bien visible en profondeur au niveau du slab de la PSP par la présence de compression parallèle à la fosse [Kao et al., 1991 ; 1998]. Les interprétations le long des sections parallèles à la direction de convergence PSP/SCB (Figure 6.18 page 219) confirment la présence d'un ploiement vers l'ouest de la PSP (Figure 7.7) à la faveur d'une subduction naissante vers l'ouest de la PSP sous le NE de Taiwan (nord de la LVF) et d'un flambage important pouvant expliquer des séismes extensifs en extrados, des séismes en compréhension E-W et les ondulations des isocontours de vitesse (Figure 7.5 - a). Une faille chevauchante majeure N-S (ELA fault) affectant la PSP comme proposé par Font [2002] est en duel avec un modèle de subduction naissante vers l'ouest mettant en jeu un ploiement de la PSP (Figure 7.7). Par contre, le flambage de la PSP, déjà mis en évidence auparavant [Font et al., 1999 ; Wang et al., 2004 ; Chou et al., 2006], semble confirmé par la géométrie des structures et les mécanismes au foyer.

- déchirure de la PSP ?

Selon un axe orienté dans la direction de convergence PSP/SCB, la PSP semble subir une déchirure localisée sous le cluster de Hoping. Cette déchirure pourrait se prolonger jusqu'à l'extrémité l'ouest du slab au sud de la plaine d'Ilan à 40-50 km de profondeur. Contrairement à la déchirure proposée par Lallemand et al. [1997] mais assez proche de celle proposée par Font et al. [2001], celle-ci est située plus en aval de la subduction sous le cluster d'Hoping plutôt que sous la pointe de l'avant-arc. Cette dernière devait accommoder un chevauchement au nord de la LVF et une "subduction" au nord. D'après les résultats du travail mené ici, il semblerait que la PSP soit actuellement plutôt en subduction vers l'ouest ou vers le WNW au nord de la LVF. En conséquence, la présence d'une déchirure localisée sous l'avant-arc doit avoir une autre origine. Celle-ci pourrait être prolongée par une zone décrochante : ancienne transformante ?

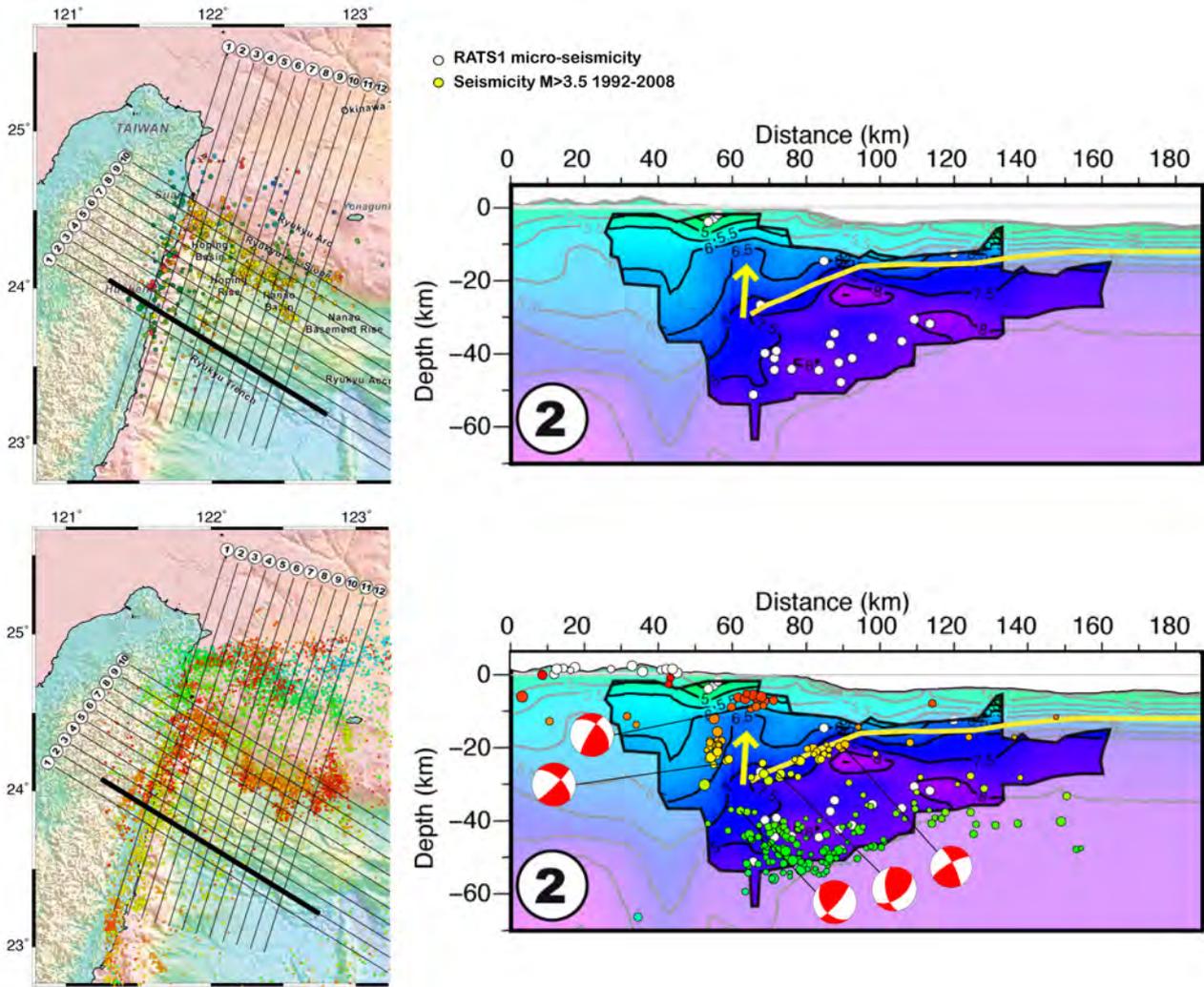


FIGURE 7.7: Section 2 E-W montrant la localisation des séismes localisés au cours de RATS1, la localisation sur la période 1992-2008 montrée en figure 7.2 et l'interprétation de la structure reportée sur le modèle de vitesse des ondes P. Mécanismes au foyer de couleur noire : GCMT ; rouge : BATS ; avec un numéro : RATS1.

La subduction naissante vers l'W-WNW de la PSP au nord de la LVF est orientée quasiment à 90° de la subduction vers le N-NNW sous l'avant-arc des Ryukyus. Dans un tel contexte, il est possible d'envisager que cette géométrie favorise la déchirure du slab. Le même genre de système a été envisagé pour l'extrémité ouest de la subduction des Aléoutiennes [Davaille et Lees, 2004]. Dans le cas des Ryukyus à l'est de Taïwan, la présence d'une racine crustale profonde de l'arc des Ryukyus au sud de la plaine d'Ilan et se prolongeant en mer pourrait peut être favoriser la déchirure de la PSP à la faveur du mouvement relatif entre l'arc des Ryukyus et la PSP. Dans ce schéma général, un modèle consistant à considérer la collision de blocs lithosphérique avec coulissage et déformation interne [Wu et al., 1995] n'est qu'une image simplifiée de la réalité. De même, l'absence d'une déchirure dans le bloc SCB au nord de Taïwan [Lallemand et al., 2001] trouve facilement son explication dans les observations indirectes obtenues ici. Dans ce schéma, l'absence d'une faille transformante en mer entre deux systèmes à vergence opposée entre le nord de la LVF (subduction vers l'W-WNW) et le sud de la LVF (chevauchement vers l'ouest de la chaîne côtière), qui devrait être localisé à proximité du système de Chimei, pose problème dans ce genre de schéma. L'obliquité de la convergence et le raccourcissement important au niveau de l'avant-arc de Manilles [Chemenda et al., 1997; Malavieille et al., 2002; Malavieille et Trullenque, 2009] pourrait expliquer le passage progressif du sud au nord d'un système en collision à vergence vers l'ouest à un système en subduction à vergence vers l'est au nord mettant en jeu des rotations de blocs et une déformation ductile le long d'une frontière où le flux de chaleur est très important.

Si l'arc des Ryukyus forme le prolongement de la chaîne centrale en mer alors il doit être envisagé que la collision ait commencé il y a quelques millions d'années en mer au NE de Taïwan [Teng et al, 1996; 2000; Sibuet et al., 2004]. Dans ce contexte, il faut donc supposer l'existence d'un prolongement en profondeur d'un panneau de la SCB au N-NE de Taïwan. Aucune indication sur l'existence d'une telle structure n'est imagée ici. L'éventualité que ce panneau plongeant soit déchiré par la PSP est cependant possible à partir de l'analyse d'une anomalie de vitesse V_P rapide au N-NW de la LVF interprétée comme du manteau avec un peu de fusion partielle. Mais cette anomalie pourrait tout aussi bien être la continuité en profondeur de l'arc de Luzon en subduction.

D'un côté, la sismicité en mer à l'est de Taïwan semble donc majoritairement contrôlé par la déformation de la PSP (clusters de Suao et de Hoping) et de l'autre la déformation de la PSP est principalement contrôlé par l'obliquité de la convergence et la présence d'une transition collision-subduction au nord de la LVF. La déformation de la plaque supérieure en mer est donc principalement associée à l'ouverture arrière-arc, à l'extension parallèle à la fosse au niveau du cluster de Nanao ou bien le passage en subduction de la ride Gagua et enfin à la présence d'une déchirure de la PSP en profondeur pour le cluster de Suao et la sismicité profonde au sud de la plaine d'Ilan.

7.2.2 La zone sismogène de l'interface de subduction et les séquences d'événement

De nombreux séismes chevauchants associés à l'interface de subduction ont lieu à proximité de Taïwan au niveau de cluster de Hoping [Kao et al., 1998 ; Kao, 1998]. La campagne RATS1 et les localisations sur la période 1992-2008 le confirme (Figures 7.3, 7.4, 7.5 et 7.6). Le séisme de magnitude 7.1 du 31 mai 2002 (Figure 7.6) est localisé à l'aplomb de l'anomalie de vitesse interprétée comme une déchirure sur la partie ouest du cluster de Hoping. 5-10 km à l'est, toujours sur la partie ouest du cluster de Hoping (Figure 7.3), le séisme analogue du séisme de 1920 (magnitude 7.7) est localisé légèrement en aval de cette anomalie. De même, les séismes les plus importants pour lesquels un mécanisme au foyer est disponible (GCMT, BATS) montrent que cette sismicité interplaque peut être localisée légèrement en amont et en aval de cette anomalie.

La déchirure de la PSP pourrait générer un relief sur l'interplaque à l'origine d'une aspérité sismique. Cette aspérité pourrait être responsable des séismes répétitifs qui affectent cette région [Igarashi, 2010]. L'observation des séismes historiques chevauchant (1920 M7.7, 1963 M7.2 et 2002 M7.1) montre qu'ils sont toujours situés à l'ouest du cluster de Hoping. La nucléation de la rupture semble trouver les conditions nécessaires dans cette région.

Pourquoi trouve-t-on des séismes interplaques en aval (plus profond) de la marche formée par la déchirure ? (Figure 7.3) Le rôle du mouvement relatif de l'arc des Ryukyus par rapport à la PSP et l'importance de la racine crustale pourrait en être l'explication. Il faudrait aussi peut être considérer le rôle du mouvement absolu du système par rapport au manteau. La déformation de la PSP est certainement contrôlé en partie par ce mouvement absolu. La nucléation de séismes interplaques entre 18 et 35 km de profondeur dans cette région est très proche de Taïwan et la récurrence d'évènement de magnitude > 7 mais < 8 est mise en évidence par l'étude des évènements historiques. Il existe un couplage sismique de l'ordre de 0.4 entre Taiwan et la ride Gagua mais il faut certainement aussi considérer un couplage mécanique important entre 35 et 60 km de profondeur du fait de l'existence de glissement lents post-sismiques à ces profondeurs [Nakamura, 2009]. Est-il possible d'envisager un séisme de magnitude plus importante (>8) associant un glissement co-sismique plus profond que 35 km pouvant alors se propager le long de la subduction des Ryukyus ?

Enfin, on constate que l'un des plus gros séismes en mer du dernier siècle (le 12 mars 1966 de magnitude 7.5, profondeur : 22 km) et ses deux répliques (profondeur 40 et 53 km) sont alignés dans une direction WNW-ESE (Figure 6.34 page 253) et montrent un plan nodal aligné dans la même direction. Si on considère ce plan, il s'agit d'une faille décrochante senestre qui aurait lieu dans la PSP en considérant les profondeurs hypocentrales. Cela pourrait être compatible avec une zone bloquée à l'ouest vers la collision et une zone libre à l'est au niveau de la subduction. On retrouve ce genre de schéma à Sumatra où un séisme décrochant de magnitude 7.9 affectant la plaque plongeante, avec un plan nodal parallèle à la convergence, sépare une région bloquée au nord d'une région peu couplée au sud [visible dans Singh et al., 2011]. De même, il est possible que ces différences importantes de couplage génèrent des failles décrochantes dans la plaque supérieure comme la déformation actuellement visible dans la continuité de la virgation de la faille de Yaeayama et au niveau du cluster de Nanao qui montre une extension parallèle à la fosse en lien avec l'obliquité de la convergence au niveau de la subduction des Ryukyus. Les trois séismes

pourraient être aussi être localisés dans le prolongement de la déchirure et cette zone de déformation pourrait être associée à une ancienne transformante reprise dans le contexte de déformation actuel. Par rapport à la discontinuité qui marque la déchirure, les localisations épicentrales de ces trois séismes de 1966 sont décalées vers le NE d'environ 25 km ce qui pourrait signifier qu'il existe un biais dans la localisation. Une relocalisation de ces trois événements est nécessaire.

Conclusions - Perspectives

Le but de ce travail était de préciser la déformation en mer à l'est de Taïwan et notamment caractériser les failles actives majeures en particulier au niveau de l'avant-arc des Ryukyus. Nous avons travaillé à trois échelles de temps pour analyser la sismicité à l'extrémité sud de la subduction des Ryukyus : à l'échelle du siècle, à l'échelle de la dizaine d'années et à l'échelle du mois. Le problème majeur a consisté à localiser les événements en mer, c'est-à-dire en dehors et éloignés des réseaux de stations sismologiques permanentes. Dans ce contexte, les erreurs sur les déterminations hypocentrales peuvent être très grandes et aboutissent à des difficultés sur l'analyse statistique et tectonique. A chacune des échelles auxquelles nous avons travaillé, nous avons proposé une démarche adaptée afin de déterminer la localisation hypocentrale avec le minimum d'erreur vis-à-vis de la position réelle.

8.1 Les résultats importants

1) A l'échelle du siècle

L'étude des séismes à l'échelle du siècle a permis d'identifier les événements majeurs qui ont affectés la région d'étude et cartographier le comportement statistique de la sismicité. Pour ce faire, nous avons construit un catalogue de sismicité qui couvre la période instrumentale de Taïwan de 1897 à 2007. Ce catalogue de sismicité donne la meilleure localisation connue pour chaque séisme (basée sur les données et la méthode utilisées), et une magnitude de moment équivalente homogène sur l'ensemble du catalogue (basée sur la magnitude de moment du GCMT). 6 séismes de magnitude supérieure à 7 ont affecté la marge des Ryukyus depuis 1897 et la faille à l'origine de 4 de ces 6 séismes n'est pas connue. Nous avons proposé une démarche de localisation relative qui se base sur l'utilisation des différences des temps d'arrivées des phases P et S. Cette méthode est relative au catalogue instrumental récent pour lequel le nombre de séismes est important et les données nombreuses. Elle consiste à sélectionner les séismes analogues pour lesquels les différences de temps d'arrivées des phases P et S est proche. Nous avons appliqué cette démarche au plus fort séisme de la région de Taïwan, le 5 juin 1920, enregistré sur le réseau local et nous avons montré que ce séisme de magnitude de moment équivalent 7.7 ± 0.2 avait certainement rompu l'interplaque sismogène de la subduction des Ryukyus et que la nucléation avait pu avoir lieu sur la partie basse d'une faille hors-séquence traversant l'avant-arc des Ryukyus. Le couplage sismique sur un siècle de l'ISZ est d'environ 0.4 à partir des observations effectuées sur le catalogue de sismicité.

2) A l'échelle de la dizaine d'années

Cette échelle fait référence à la période de temps à Taïwan où les données du réseau permanent sont numériques et synchronisées. Les données sur la période 1991-2008 sont utilisées

pour relocaliser les événements à l'est de Taïwan et la configuration du réseau (CWB+JMA) est utilisée pour mener des tests synthétiques permettant de valider la méthode MAXI.

La méthode du MAXimum d'Intersections a été mise à jour afin de tirer avantage au maximum des propriétés des EDT (Equal Differential Time volumes = différences de temps entre deux temps d'arrivées). Les améliorations consistent à introduire une approche itérative multi-échelle sur le paramètre TERR (valeur de tolérance qui décrit l'épaisseur des EDT) et à mener une recherche hiérarchique dans deux grilles de discrétisation différentes afin d'affiner la solution. Le processus de nettoyage des temps d'arrivées erronés est renforcé par le biais de l'analyse statistique par station sur le nombre d'intersections entre EDT plutôt que sur les résidus de temps de trajet. Les tests synthétiques montrent l'efficacité de cette méthode (en utilisant uniquement les ondes P) même lorsque les données d'entrée sont hautement perturbées ou que la couverture azimutale est réduite et que cette méthode limite les "trade-off" entre temps d'origine et profondeur et entre position épiscopale et profondeur en particulier lorsque la couverture azimutale est réduite. Cette méthode fournit des paramètres de confiance qui permettent de trier les événements pour obtenir un catalogue contenant les déterminations les mieux contraintes.

L'utilisation de cette méthode associée à un modèle de vitesse 3D *a priori* est appliquée à la région de Taïwan et de l'Équateur. Les résultats montrent qu'il est possible de relocaliser les événements en dehors du réseau et que les déterminations hypocentrales obtenues avec cette démarche sont en accord avec la déformation visible en surface.

2) A l'échelle du mois

Cette échelle fait référence à la période d'enregistrement des séismes au cours de la campagne marine RATS1 (Ryukyu Arc : Tectonics and Seismology). Une campagne de sismique active (réflexion+réfraction) RATS2 a été menée en mai 2009, en collaboration avec le projet américano-taïwanais TAIGER (TAiwan Integrated GEodynamics Research), à travers la marge des Ryukyus. Cette campagne permet (1) de mieux décrire la structure de la marge et (2) d'améliorer la connaissance de la structure de vitesse dans la marge dans les 20-25 premiers kilomètres et de mettre à jour un modèle de vitesse 3D *a priori* de la région. Les résultats de RATS2 montrent que l'extrémité du socle de l'avant-arc se termine par une butée verticale et que toute la base du socle sous l'avant-arc est affecté par une déformation hors-séquence.

La campagne de sismologie passive RATS1 a duré trois mois de juillet 2008 à octobre 2008. Une démarche entièrement 3D a permis d'obtenir les déterminations hypocentrales de 801 séismes, un modèle de vitesse 3D et 14 mécanismes au foyer. Les résultats montrent que l'utilisation combinée d'un nouveau modèle tomographique avec les OBS permet d'améliorer les déterminations hypocentrales, en particulier en profondeur. La sismicité de l'avant-arc est souvent localisée au voisinage de l'ISZ (interplaque sismogène de la subduction) mais aussi dans la plaque plongeante et la plaque supérieure. La sismicité dans la plaque supérieure est localisée à l'est du bassin de Nanao où de l'extension E-W a lieu, et proche de Taïwan au nord et à l'ouest du bassin de Hoping où des mouvements décrochants ont lieu. La structure de vitesse des ondes P et la sismicité révèle l'existence d'une "marche" sub-verticale décalant la PSP ce qui est en accord avec la présence d'une déchirure du slab parallèle à la fosse. La PSP subit aussi une extension importante causée par le flambage associé à la collision ou par le slab pull de la PSP.

8.2 Les perspectives

8.2.1 Localisation des séismes

- Concernant la méthode MAXI : un formatage fonctionnel du code doit être réalisé afin de permettre son ouverture à la communauté scientifique. L'estimation d'une incertitude intrinsèque à MAXI basée sur le nombre d'intersections EDT doit être réalisé.

- Concernant le catalogue de sismicité, il faudra appliquer une démarche similaire à celle du séisme de 1920 à l'ensemble du catalogue de sismicité (au moins les séismes de magnitude supérieure à 5 ou 6) et utiliser comme référence les localisations obtenues par MAXI dans le modèle 3D tomographique obtenu avec l'expérience RATS1. L'objectif sera d'avoir un catalogue homogène en localisation sur l'ensemble de la durée du catalogue et permettra de réaliser une analyse statistique et tectonique plus précise.

8.2.2 Les données RATS1

- Une partie seulement des événements enregistrés a été pointé. Pour mener une étude statistique, il faut envisager de mieux déterminer la magnitude de ces micro-séismes et finir le travail de pointé au reste des événements détectés. De même, il est envisageable de déterminer d'autres mécanismes au foyer pour préciser la déformation dans la région d'étude.

- Il est possible d'envisager de rechercher les événements ayant la même forme d'onde pour mettre en évidence des séismes répétitifs affectant la même faille.

8.2.3 Déformation à Taïwan

- L'analyse des séismes sur la période 1991-2008, relocalisés à l'aide de MAXI dans le modèle 3D tomographique issu de l'expérience RATS1, combinée aux mécanismes au foyer disponibles doit être menée à bien afin d'obtenir une nouvelle image de la déformation sismique en mer sous l'avant-arc des Ryukyus et à la transition avec l'île de Taïwan.

- L'analyse combinée de ces séismes et du modèle de vitesse obtenu avec RATS1 doit permettre d'établir une géométrie du toit de l'ISZ et proposer un modèle qui expliquerait la géométrie de la marge et l'existence d'une déchirure du slab sous l'avant-arc à cette latitude à l'est de Taïwan.

- Il est possible d'estimer le moment sismique et le mécanisme au foyer du séisme de 1920 à partir des données mondiales. Cela permettra de valider le travail qui a été mené pour cet événement.

CHAPITRE 9

BIBLIOGRAPHIE

- Abe, K.** (1981). "Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 27 : 72-92.
- Abe, K.** (1984). "Complements to "Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980"." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 34(1-2) : 17-23.
- Abe, K. and H. Kanamori** (1980). "Magnitudes of great shallow earthquakes from 1953 to 1977." *Tectonophysics* 62(3-4) : 191-203.
- Abe, K. and S. Noguchi** (1983). "Revision of magnitudes of large shallow earthquakes, 1897-1912." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 33(1) : 1-11.
- Abe, K. and S. i. Noguchi** (1983). "Determination of magnitude for large shallow earthquakes 1898-1917." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 32(1) : 45-59.
- Agudelo, W.** (2005). *Imagerie sismique quantitative de la marge convergente d'Equateur-Colombie : Application des méthodes tomographiques aux données de sismique réflexion multitrace et réfraction-réflexion grand-angle des campagnes SISTEUR et SALIERI*, PhD thesis, Paris 6.
- Aki, K.** (1965). "Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log n = a - bm$ and its confidence limits." *Bulletin of the Earthquake Research Institute = Tokyo Daigaku Jishin Kenkyusho Iho* 43, Part 2 : 237-239.
- Aki, K.** (1966). "Generation and propagation of g -waves from the niigata earthquake of june 16, 1964-pt. 2, estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the g wave spectrum." *Bulletin of the Earthquake Research Institute = Tokyo Daigaku Jishin Kenkyusho Iho* 44, Part 1 : 73-88.
- Aki, K.** (1967). "Study of earthquake sources from the seismic spectrum." *International Union of Geodesy and Geophysics, General Assembly* 14(2) : 146.
- Aki, K.** (1973). "Scaling Law of Earthquake Source Time-Function." *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 31(1-3) : 3-25.
- Aki, K.** (1981). A probabilistic synthesis of precursory phenomena. *Earthquake Prediction, an international review*. P. G. e. D.W. and Richards. -, Am. Geophys. Union, Maurice Erwing Ser. 4 : 566-574.
- Aki, K. and P. G. Richards** (2002 (2nd edition)). "Quantitative seismology ; theory and methods."
- Ali, S. T., A. M. Freed, et al.** (2008). "Coulomb stress evolution in northeastern Caribbean over the past 250 years due to coseismic, postseismic and interseismic deformation." *Geophysical Journal International* 174(3) : 904-918.
- Allen, R.** (1982). "Automatic phase pickers; their present use and future prospects." *Bulletin of the Seismological Society of America* 72(6B) : 225-242.
- Allen, R. V.** (1978). "Automatic earthquake recognition and timing from single traces." *Bulletin of the Seismological Society of America* 68(5) : 1521-1531.

- Anderson, K. R.** (1981). "Epicentral location using arrival time order." *Bulletin of the Seismological Society of America* 71(2) : 541-545.
- Angelier, J., E. Barrier, et al.** (1986). "Plate collision and paleostress trajectories in a fold-thrust belt ; the foothills of Taiwan." *Tectonophysics* 125(1-3) : 161-178.
- Angelier, J., F. Bergerat, et al.** (1990). "Tectonic analysis and the evolution of a curved collision belt ; the Hsuehshan Range, northern Taiwan." *Tectonophysics* 183(1-4) : 77-96.
- Angelier, J., F. Bergerat, et al.** (2008). "Seismotectonics of a newly formed transform zone near a hot spot ; earthquake mechanisms and regional stress in the South Iceland seismic zone." *Tectonophysics* 447(1-4) : 95-116.
- Auffret, Y., P. Pelleau, et al.** (2004). "MicrOBS : a new generation of bottom seismometer." *First Break* 22(-) : 41-47.
- Baath, M.** (1981). "Earthquake magnitude ; recent research and current trends." *Earth-Science Reviews* 17(4) : 84 p.
- Barrier, E.** (1985). "The two stage collision of Taiwan ; an active orogen." *Tectonophysics* 115(1-2) : 167-175.
- Bath, M. and S. J. Duda** (1979). Some aspects of global seismicity. S. Inst. Uppsala. N° 1-79 : 41p.
- Bender, B. K. and D. M. Perkins** (1993). "Treatment of parameter uncertainty and variability for a single seismic hazard map." *Earthquake Spectra* 9(2) : 165-195.
- Beyssac, O., F. Negro, et al.** (2008). "High pressure metamorphism in Taiwan ; from oceanic subduction to arc-continent collision ?" *Terra Nova* 20(2) : 118-125.
- Bijwaard, H., W. Spakman, et al.** (1998). "Closing the gap between regional and global travel time tomography." *Journal of Geophysical Research* 103(B12) : 30,055-030,078.
- Biq, C.** (1965). "The east Taiwan rift." *Petrol Geol Taiwan* 4 : 93-106.
- Biq, C.** (1971). "Some aspects of post-orogenic block tectonics in Taiwan." *Royal Society of New Zealand Bulletin* 9(-) : 19-24.
- Biq, C.** (1972). "Dual-trench structure in the Taiwan-Luzon region." *Proceedings of the Geological Society of China* 15 : 65-75.
- Biq, C.** (1981). "Collision, Taiwan-style." *Chung Kuo Ti Ch'ih Hsueh Hui Chuan Kan = Memoir of the Geological Society of China* 4 : 91-102.
- Bos, A. G., W. Spakman, et al.** (2003). "Surface deformation and tectonic setting of Taiwan inferred from a GPS velocity field." *Journal of Geophysical Research* 108(B10) : 18.
- Buland, R.** (1976). "The mechanics of locating earthquakes." *Bulletin of the Seismological Society of America* 66(1) : 173-187.
- Calvert, A., F. Gomez, et al.** (1997). "An integrated geophysical investigation of recent seismicity in the Al-Hoceima region of North Morocco." *Bulletin of the Seismological Society of America* 87(3) : 637-651.
- Carena, S., J. Suppe, et al.** (2002). "Active detachment of Taiwan illuminated by small earthquakes and its control of first-order topography." *Geology (Boulder)* 30(10) : 935-938.
- Castellaro, S. and P. Bormann** (2007). "Performance of different regression procedures on the magnitude conversion problem." *Bulletin of the Seismological Society of America* 97(4) : 1167-1175.
- Chai, B. H. T.** (1972). "Structure and tectonic evolution of Taiwan." *American Journal of Science* 272(5) : 389-422.
- Chan, C.-H. and K.-F. Ma** (2004). "Possibility of forecasting aftershock distributions from stress change ; a case study of inland Taiwan earthquakes." *Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 15(3) : 503-521.

- Chang, C.-P., T.-Y. Chang, et al.** (2003). "Strain and stress field in Taiwan oblique convergent system; constraints from GPS observation and tectonic data." *Earth and Planetary Science Letters* 214(1-2) : 115-127.
- Chemenda, A. I., J. Malavielle, et al.** (1995). "New mechanical model for the continental subduction; results from physical modelling and analysis of geological data." *International Union of Geodesy and Geophysics, General Assembly 21, Week B* : 334.
- Chemenda, A. I., R. K. Yang, et al.** (1997). "Evolutionary model for the Taiwan collision based on physical modelling." *Tectonophysics* 274(1-3) : 253-274.
- Chemenda, A. I., R. K. Yang, et al.** (2001). "New results from physical modelling of arc-continent collision in Taiwan; evolutionary model." *Tectonophysics* 333(1-2) : 159-178.
- Chen, C.-H. and J. J.-S. Shen** (2005). "A refined historical record of volcanic eruptions around Taiwan; tectonic implications in the arc-continent collision area." *Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 16(2) : 331-343.
- Chen, H., J.-M. Chiu, et al.** (2006). "A simple algorithm for local earthquake location using 3D V (sub P) and V (sub S) models; test examples in the Central United States and in central eastern Taiwan." *Bulletin of the Seismological Society of America* 96(1) : 288-305.
- Chen, K.-C., W.-G. Huang, et al.** (2007). "Relationships among magnitudes and seismic moment of earthquakes in the Taiwan region." *Terrestrial, atmospheric and oceanic sciences* 18(5) : 951-973.
- Chen, K.-P. and Y.-B. Tsai** (2008). "A catalog of Taiwan earthquakes (1900-2006) with homogenized M (sub w) magnitudes." *Bulletin of the Seismological Society of America* 98(1) : 483-489.
- Chen, K. H., S. Toda, et al.** (2008). "A leaping, triggered sequence along a segmented fault; the 1951 M (sub L) 7.3 Hualien-Taitung earthquake sequence in eastern Taiwan." *Journal of Geophysical Research* 113(B2) : @Citation B02304.
- Chen, P.-F., G. Ekstrom, et al.** (2004). "Centroid moment tensor solutions for Taiwan earthquakes of the WWSSN era (1963-1975)." *Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 15(1) : 61-73.
- Chen, R.-Y., H. Kao, et al.** (2009). "Three-dimensional patterns of seismic deformation in the Taiwan region with special implication from the 1999 Chi-chi earthquake sequence." *Tectonophysics* 466(3-4) : 140-151.
- Chen, Y. L.** (1995). "Three dimensional velocity structure and kinematic analysis in the Taiwan area." PhD Thesis, National Central University : 172pp.
- Chen, Y. L. and T. C. Shin** (1998). "Study on the earthquake location of 3D velocity structure in the Taiwan area." *Meteorological Bulletin Taiwan Weather Bureau* 42 : 135-169.
- Cheng, S.-N. and Y.-T. Yeh** (1989). *Catalog of the earthquakes in Taiwan from 1604 to 1988.* Bulletin IES. Taipei, Institute of Earth Sciences. R-661 : 255p.
- Cheng, S.-N., Y.-T. Yeh, et al.** (1996). "The 1951 Taitung earthquake in Taiwan." *Journal of the Geological Society of China* 39(3) : 267-285.
- Cheng, S.-N., T.-T. Yu, et al.** (1997). "Relocation of the 1951 Hualien, Taitung earthquake sequence." *Bulletin of the Institute of Earth Sciences, Academia Sinica* 17 : 5.
- Cheng, W.-B.** (2009). "Tomographic imaging of the convergent zone in eastern Taiwan; a subducting forearc sliver revealed?" *Tectonophysics* 466(3-4) : 170-183.
- Cheng, W.-B., C. Wang, et al.** (1998). "A three-dimensional Vp model of the southeastern Taiwan area and its tectonic implications." *Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 9(3) : 425-452.

- Chou, H.-C., B.-Y. Kuo, et al.** (2009). "Tomography of the westernmost Ryukyu subduction zone and the serpentinization of the fore-arc mantle." *Journal of Geophysical Research* 114 : B12301.
- Chou, H.-C., B.-Y. Kuo, et al.** (2006). "The Taiwan-Ryuku subduction-collision complex ; folding of viscoelastic slab and the double seismic zone." *Journal of Geophysical Research* 111(B4) : 14.
- Christova, C.** (2004). "Stress field in the Ryukyu-Kyushu Wadati-Benioff zone by inversion of earthquake focal mechanisms." *Tectonophysics* 384(1-4) : 175-189.
- Chung, L.-H., Y.-G. Chen, et al.** (2008). "Seismogenic faults along the major suture of the plate boundary deduced by dislocation modeling of coseismic displacements of the 1951 M7.3 Hualien-Taitung earthquake sequence in eastern Taiwan." *Earth and Planetary Science Letters* 269(3-4) : 415-425.
- Cornell, C. A.** (1968). "Engineering seismic risk analysis." *Bulletin of the Seismological Society of America* 58(5) : 1583-1606.
- Davaille, A. et Lees J. M.** (2004). "Thermal modeling of subducted plates : tear and hot-spot at the Kamchatka corner." *Earth and Planetary Science Letters* 226, 293– 304, doi :10.1016/j.epsl.2004.07.024.
- Davis, D., J. Suppe, et al.** (1983). "Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges." *Journal of Geophysical Research* 88(B2) : 1153-1172.
- Deichmann, N.** (2006). "Local magnitude, a moment revisited." *Bulletin of the Seismological Society of America* 96(4A) : 1267-1277.
- Deschamps, A.** (2001). Contribution à l'étude de la formation du bassin Ouest Philippin : nouvelles données sur la bordure Ouest et la dorsale fossile. PhD Thesis. UM2. Montpellier.
- Deschamps, A. and S. Lallemand** (2002). "The West Philippine Basin ; an Eocene to early Oligocene back arc basin opened between two opposed subduction zones." *Journal of Geophysical Research* 107(B12) : 24.
- Deschamps, A., P. Monie, et al.** (2000). "Evidence for Early Cretaceous oceanic crust trapped in the Philippine Sea Plate." *Earth and Planetary Science Letters* 179(3-4) : 503-516.
- Deschamps, A. E., S. E. Lallemand, et al.** (1998). "A detailed study of the Gagua Ridge ; a fracture zone uplifted during a plate reorganisation in the mid-Eocene." *Marine Geophysical Researches* 20(5) : 403-423.
- Dessa, J. X., F. Klingelhoefer, et al.** (2009). "Megathrust earthquakes can nucleate in the forearc mantle ; evidence from the 2004 Sumatra event." *Geology (Boulder)* 37(7) : 659-662.
- Dominguez, S., S. Lallemand, et al.** (1998). "Oblique subduction of the Gagua Ridge beneath the Ryukyu accretionary wedge system ; insights from marine observations and sandbox experiments." *Marine Geophysical Researches* 20(5) : 383-402.
- Douglas, A.** (1967). "Joint epicenter determination." *Nature* 215 : 47-48.
- Dreger, D., R. Uhrhammer, et al.** (1998). "Regional and far-regional earthquake locations and source parameters using sparse broadband networks ; a test on the Ridgecrest sequence." *Bulletin of the Seismological Society of America* 88(6) : 1353-1362.
- Dubois, J.** (1995). *La dynamique non-linéaire*. Paris, Géophysique interne, G. interne, Masson.
- Duda, S. J.** (1965). "Secular seismic energy release in the Circum-Pacific belt." *Tectonophysics* 2 : 409-452.
- Dziewonski, A. M., T. A. Chou, et al.** (1981). "Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity." *Journal of Geophysical Research* 86(B4) : 2825-2852.
- Dziewonski, A. M., T. A. Chou, et al.** (1981). Determination of source mechanism and hypocentral coordinates from waveform data. D. Reidel Publ. Co., Netherlands (NLD).

- Eaton, J. P. and J. C. Roller** (1969). "A combined crustal calibration-microearthquake study along the San Andreas fault south of Hollister." Special Paper - Geological Society of America : 503.
- Ekstrom, G.** (1994). "Rapid earthquake Analysis Utilizes the Internet." Computers in Physics 8 : 632-638.
- Engdahl, E. R., R. D. van der Hilst, et al.** (1998). "Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination." Bulletin of the Seismological Society of America 88(3) : 722-743.
- Engdahl, E. R. and A. Villaseñor** (2002). "Global seismicity : 1900-1999." International Handbook of earthquake and engineering seismology 81A : 665-689.
- Fabbri, O. and M. Fournier** (1999). "Extension in the southern Ryukyu Arc (Japan); link with oblique subduction and back arc rifting." Tectonics 18(3) : 486-497.
- Faure, M., J. Charvet, et al.** (1987). "Mouvements longitudinaux submeridiens miocenes et chevauchements plio-pleistocenes vers l'Ouest dans la Chaîne Centrale de Taiwan. Miocene submeridian longitudinal displacement and Plio-Pleistocene westward thrusts in the Central Range of Taiwan." Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre 305(3) : 209-213.
- Faure, M., P. Monié, et al.** (1988). "Microtectonics and $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ datings of high pressure metamorphic rocks in the south Ryukyu Arc and their bearings on the pre-Eocene geodynamic evolution of eastern Asia." Tectonophysics 156(-) : 133-143.
- Felzer, K. R. and E. E. Brodsky** (2006). "Decay of aftershock density with distance indicates triggering by dynamic stress." Nature (London) 441(7094) : 735-738.
- Fink, M.** (1996). "Time reversal in acoustics." Contemp. Phys. 37(2) : 95-109.
- Font, Y.** (2002). Contribution to the understanding of the westernmost Ryukyu subduction termination into the active arc-continent collision of Taiwan ; new insights from seismic reflection analyses and earthquake relocation, Universite des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier II, Montpellier, France (FRA).
- Font, Y., H. Kao, et al.** (2004). "Hypocentre determination offshore of eastern Taiwan using the maximum intersection method." Geophysical Journal International 158(2) : 655-675.
- Font, Y., H. Kao, et al.** (2003). "A comprehensive 3D seismic velocity model for the eastern Taiwan-southernmost Ryukyu regions." Diqui Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences 14(2) : 159-182.
- Font, Y. and S. Lallemand** (2009). "Subducting oceanic high causes compressional faulting in southernmost Ryukyu forearc a revealed by hypocentral determinations of earthquakes and reflection/refraction seismic data." Tectonophysics 466(3-4) : 255-267.
- Font, Y., S. Lallemand, et al.** (1999). "Etude de la transition entre l'orogene actif de Taiwan et la subduction des Ryukyu ; apport de la sismicite. Transition between the active orogen of Taiwan and the Ryukyu subduction ; a new insight from seismicity." Bulletin de la Societe Geologique de France 170(3) : 271-283.
- Font, Y., C.-S. Liu, et al.** (2001). "Constraints on backstop geometry of the Southwest Ryukyu subduction based on reflection seismic data." Tectonophysics 333(1-2) : 135-158.
- Fournier, M., O. Fabbri, et al.** (2001). "Regional seismicity and on-land deformation in the Ryukyu Arc ; implications for the kinematics of opening of the Okinawa Trough." Journal of Geophysical Research 106(B7) : 13,751-713,768.
- Frankel, A.** (1995). "Mapping seismic hazard in the Central and Eastern United States." Seismological Research Letters 66(4) : 8-21.

- Frohlich, C. and R. J. Willemann** (1987). "Aftershocks of deep earthquakes do not occur preferentially on nodal planes of focal mechanisms." *Nature (London)* 329(6134) : 41-42.
- Frohlich, C.** (1979). "An efficient method for joint hypocenter determination for large groups of earthquakes." *Computer Geosciences* 5(-) : 387-389.
- Fujii, Y. and M. Matsu'ura** (2000). "Regional difference in scaling laws for large earthquakes and its tectonic implication." *Pure and Applied Geophysics* 157(11-12) : 2283-2302.
- Geiger, L.** (1912). "Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only (translated from German)." *Bull. St. Louis Univ.* 8(1) : 56-71.
- Ghosh, A., A. V. Newman, et al.** (2008). "Interface locking along the subduction megathrust from b-value mapping near Nicoya Peninsula, Costa Rica." *Geophysical Research Letters* 35(1) : @Citation L01301.
- Gresta, S., J. P. Glot, et al.** (1987). "The October 1984 seismic crisis at Mount Etna; I, Space-time evolution of the events." *Annales Geophysicae Series B, Terrestrial and Planetary Physics* 5(6) : 671-679.
- Gutenberg, B.** (1945). "Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes." *Bulletin of the Seismological Society of America* 35(1) : 3-12.
- Gutenberg, B. and C. F. Richter** (1936). "Magnitude and energy of earthquakes." *Science* 83(2147) : 183-185.
- Gutenberg, B. and C. F. Richter** (1944). "Frequency of earthquakes in California." *Bulletin of the Seismological Society of America* 34(4) : 185-188.
- Gutenberg, B. and C. F. Richter** (1954). *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*. Princeton, Princeton University Press, P. U. Press.
- Gutenberg, B. and C. F. Richter** (1956). "Magnitude and energy of earthquakes." *Ann. Geofis.* 9 : 1-15.
- Hagen, R. A., F. K. Duennebier, et al.** (1988). "A seismic refraction study of the crustal structure in the active seismic zone east of Taiwan." *Journal of Geophysical Research* 93(B5) : 4785-4796.
- Hanks, T. C. and H. Kanamori** (1979). "A moment magnitude scale." *Journal of Geophysical Research* 84(B5) : 2348-2350.
- Harris, R. A.** (1998). "Introduction to special section; stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard." *Journal of Geophysical Research* 103(B10) : 24,347-324,358.
- Heuret, A. and S. Lallemand** (2005). "Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 149(1-2) : 31-51.
- Heuret, A., S. Lallemand, et al.** (2011). "Physical characteristics of subduction interface type seismogenic zones revisited." *Geochemistry Geophysics Geosystems* 12(1) : 26p.
- Ho, C. S.** (1975). "An introduction to the geology of Taiwan; explanatory text of the geologic map of Taiwan."
- Ho, C. S.** (1986). "A synthesis of the geologic evolution of Taiwan." *Chung Kuo Ti Ch'ih Hsueh Hui Chuan Kan = Memoir of the Geological Society of China* 7 : 15-29.
- Hou, C.-S., J.-C. Hu, et al.** (2009). "The crustal deformation of the Ilan Plain acted as a westernmost extension of the Okinawa Trough." *Tectonophysics* 466(3-4) : 344-355.
- Hsieh, H.-H., H.-Y. Yen, et al.** (2010). "Moho depth derived from gravity data in the Taiwan Strait area." *Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 21(2) : 235-241.
- Hsu, H. J., S. Wen, et al.** (2011). "3D topography of the Moho discontinuity in the Taiwan area as extracted from travel time inversion of PmP phases." *Journal of Asian Earth Sciences* 41(3) : 335-343.

- Hsu, M. T.** (1961). "Seismicity of Taiwan (Formosa)." Bulletin Earthquake Research institute Tokyo University 39 : 831-847.
- Hsu, M. T.** (1971). "Seismicity of Taiwan and some related problems." Bull. Intern. Inst. Seism. Earthquake Engin. 8 : 41-160.
- Hsu, S.-K.** (2001). "Lithospheric structure, buoyancy and coupling across the southernmost Ryukyu subduction zone; an example of decreasing plate coupling." Earth and Planetary Science Letters 186(3-4) : 471-478.
- Hsu, S.-K., C.-S. Liu, et al.** (1998). "New gravity and magnetic anomaly maps in the Taiwan-Luzon region and their preliminary interpretation." Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences 9(3) : 509-532.
- Hsu, T. L.** (1976). "Neotectonics of the Longitudinal Valley, eastern Taiwan." Bulletin of the Geological Survey of Taiwan = Taiwan Sheng Ti-Chih Tiao-Cha-So Hui Kan(25, Essays on Taiwan tectonics) : 53-62.
- Hsu, Y. J., S. B. Yu, et al.** (2009). "Interseismic crustal deformation in the Taiwan Plate boundary zone revealed by GPS observations, seismicity, and earthquake focal mechanisms." Tectonophysics 479(1-2) : 4-18.
- Hu, J.-C., S.-B. Yu, et al.** (2001). "Active deformation of Taiwan from GPS measurements and numerical simulations." Journal of Geophysical Research 106(B2) : 2265-2280.
- Huang, C.-Y., P. B. Yuan, et al.** (2006). "Temporal and spatial records of active arc-continent collision in Taiwan; a synthesis." Geological Society of America Bulletin 118(3-4) : 274-288.
- Hyndman, R. D. and S. M. Peacock** (2003). "Serpentinization of the forearc mantle." Earth and Planetary Science Letters 212(3-4) : 417-432.
- Igarashi, T.** (2010). "Spatial changes of inter-plate coupling inferred from sequences of small repeating earthquakes in Japan." Geophysical Research Letters 37(L20304) : 5 pp.
- Iryu, Y.** (2006). "The COREF Project; coral reef front migration in the Ryukyu Islands." Island Arc 15(4) : 391-482.
- Ishimoto, M.** (1939). "Caractéristique de la faille sismique et la cause de sa production." Proceedings of the Imperial Academy (Tokyo) 15(2) : 36-38.
- Isozaki, Y. and Y. Nishimura** (1989). "Fusaki Formation, Jurassic subduction-accretion complex on Ishigaki Island, southern Ryukyus and its geologic implication to late Mesozoic convergent margin of East Asia." Chishitsugaku Ronshu = Memoirs of the Geological Society of Japan 33 : 259-275.
- Kanamori, H.** (1977). "The energy release in great earthquakes." Journal of Geophysical Research 82(20) : 2981-2987.
- Kanamori, H.** (1977). "Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implications." Maurice Ewing Series(1) : 163-174.
- Kanamori, H.** (1983). "Magnitude scale and quantification of earthquakes." Tectonophysics 93(3-4) : 185-199.
- Kanamori, H. and D. L. Anderson** (1975). "Theoretical basis of some empirical relations in seismology." Bulletin of the Seismological Society of America 65(5) : 1073-1095.
- Kao, H.** (1998). "Can great earthquakes occur in the southernmost Ryukyu Arc-Taiwan region?" Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences 9(3) : 487-508.
- Kao, H. and W.-P. Chen** (1991). "Earthquakes along the Ryukyu-Kyushu Arc; strain segmentation, lateral compression, and the thermomechanical state of the plate interface." Journal of Geophysical Research 96(B13) : 21,443-421,485.

- Kao, H. and P.-R. Jian** (2001). "Seismogenic patterns in the Taiwan region ; insights from source parameter inversion of BATS data." *Tectonophysics* 333(1-2) : 179-198.
- Kao, H., P.-R. Jian, et al.** (1998). "Moment-tensor inversion for offshore earthquakes east of Taiwan and their implications to regional collision." *Geophysical Research Letters* 25(19) : 3619-3622.
- Kao, H. and R.-J. Rau** (1999). "Detailed structures of the subducted Philippine Sea Plate beneath Northeast Taiwan ; a new type of double seismic zone." *Journal of Geophysical Research* 104(B1) : 1015-1033.
- Kao, H., S.-s. J. Shen, et al.** (1998). "Transition from oblique subduction to collision ; earthquakes in the southernmost Ryukyu Arc-Taiwan region." *Journal of Geophysical Research* 103(B4) : 7211-7229.
- Kato, T. and M. Ando** (1997). "Source mechanisms of the 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes ; spatial heterogeneity of rise times." *Geophysical Research Letters* 24(16) : 2055-2058.
- Kawakatsu, H.** (1995). "Automated near-realtime CMT inversion." *Geophysical Research Letters* 22(19) : 2569-2572.
- Kennett, B. L. N.** (1992). "Locating oceanic earthquakes ; the influence of regional models and location criteria." *Geophysical Journal International* 108(3) : 848-854.
- Kennett, B. L. N., E. R. Engdahl, et al.** (1995). "Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes." *Geophysical Journal International* 122(1) : 108-124.
- Khintchine, A. J.** (1934). "Korrelationstheorie des Stationären Stochastischen Prozesse." *Math. Ann.* 109(-) : 604-615.
- Kim, K.-H., J.-M. Chiu, et al.** (2005). "Three-dimensional V (sub p) and V (sub s) structural models associated with the active subduction and collision tectonics in the Taiwan region." *Geophysical Journal International* 162(1) : 204-220.
- Kim, K. H., J. M. Chiu, et al.** (2006). "Polarity reversal of active plate boundary and elevated oceanic upper mantle beneath the collision suture in central eastern Taiwan." *Bulletin of the Seismological Society of America* 96(3) : 796-806.
- King, G. C. P. and M. Cocco** (2001). "Fault interaction by elastic stress changes ; new clues from earthquake sequences." *Advances in Geophysics* 44 : 1-38.
- King, G. C. P., R. S. Stein, et al.** (1994). "Static stress changes and the triggering of earthquakes." *Bulletin of the Seismological Society of America* 84(3) : 935-953.
- Kizaki, K.** (1986). "Geology and tectonics of the Ryukyu Islands." *Tectonophysics* 125(1-3) : 193-207.
- Kizaki, K.** (1978). *Tectonics of the Ryukyu Islands arcSci. Council. Jpn., Tokyo, Japan (JPN).*
- Klein, F. W.** (1978). Hypocenter location program HYPOINVERSE ; Part 1, Users guide to versions 1, 2, 3, and 4 ; Part 2, Source listings and notes : 114.
- Konishi, K.** (1965). "Geotectonic framework of the ryukyu islands (nanseishoto)." *Chishitsugaku Zasshi = Journal of the Geological Society of Japan* 71(840) : 437-457.
- Konstantinou, K.I., Lee, S.-J., Font, Y. et Kao H.** (2011). "Rupture at the flank of the subducted Gagua ridge : The 18 December 2001 earthquake (M_W 6.8) offshore eastern Taiwan". *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, doi :10.1016/j.pepi.2011.07.010, 12p.
- Koulakov, I.** (2011). "High-frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide travelttime data." *Journal of Geophysical Research* 116(BO4301) : doi :10.1029/2010JB007938.
- Kubo, A. and E. Fukuyama** (2003). "Stress field along the Ryukyu Arc and the Okinawa Trough inferred from moment tensors of shallow earthquakes." *Earth and Planetary Science Letters* 210(1-2) : 305-316.

- Kuochen, H., Y. M. Wu, et al.** (2004). "Relocation of Eastern Earthquakes and Tectonic implications." *TAO* 15(4) : 647-666.
- Lacombe, O., F. Mouthereau, et al.** (2001). "Structural, geodetic and seismological evidence for tectonic escape in SW Taiwan." *Tectonophysics* 333(1-2) : 323-345.
- Lahr, J. C.** (1980). *HYPHELLIPSE/MULTICS*; a computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first motion pattern : 61.
- Lallemand, S. and C.-S. Liu** (1998). "Geodynamic implications of present-day kinematics in the southern Ryukyus." *Journal of the Geological Society of China* 41(4) : 551-564.
- Lallemand, S., C.-S. Liu, et al.** (2001). "Active subduction and collision in Southeast Asia." *Tectonophysics* 333(1-2) : 1-7.
- Lallemand, S., T. Theunissen, et al.** (2010). *The Southernmost Ryukyu Forearc Area (East of Taiwan) : An Atypical Highly Faulted MArgin*. AGU WPGM 2010. Taipei.
- Lallemand, S. E., Y. Font, et al.** (2001). "New insights on 3-D plates interaction near Taiwan from tomography and tectonic implications." *Tectonophysics* 335(3-4) : 229-253.
- Lallemand, S. E., C.-S. Liu, et al.** (1997). "Swath bathymetry reveals active arc-continent collision near Taiwan." *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 78(17) : 173-175.
- Lallemand, S. E., C.-S. Liu, et al.** (1997). "A tear fault boundary between the Taiwan Orogen and the Ryukyu subduction zone." *Tectonophysics* 274(1-3) : 171-190.
- Larmat, C., J.-P. Montagner, et al.** (2006). "Time-reversal imaging of seismic sources and application to the great Sumatra earthquake." *Geophysical Research Letters* 33(19).
- Lee, C.-R. and W.-T. Cheng** (1986). "Preliminary heat flow measurements in Taiwan." in *Proceedings of the Fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference* (-) : Singapore.
- Lee, C. T. and Y. Wang** (1988). "Quaternary stress changes in northern Taiwan and their tectonic implication." *Proceedings of the Geological Society of China* 31(1) : 154-168.
- Lee, W. H. K., R. E. Bennett, et al.** (1972). A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration : 28.
- Lee, W. H. K. and J. C. Lahr** (1972). *HYP071* ; a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes : 100.
- Lee, W. H. K. and J. C. Lahr** (1975). *HYP071 (revised)* ; a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes : 59.
- Lee, Y.-H., G.-T. Chen, et al.** (2008). "Coseismic displacement and tectonic implication of 1951 Longitudinal Valley earthquake sequence, eastern Taiwan." *Journal of Geophysical Research* 113(B4) : @Citation B04305.
- Lees, J. M.** (2002). "Three-dimensional anatomy of a geothermal field, Coso, southeast-central California, in Glazner, A.F., Walker, J.S., and Bartley, J.M., eds., *Geologic evolution of the Mojave Desert and Southwestern Basin and Range* : Boulder, Colorado." *Geological Society of America Memoir* 195 : 259-276.
- Lees, J. M. and H. T. Wu** (2000). "Poisson's ratio and porosity at Coso geothermal area, California." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 95(1-4) : 157-173.
- Letouzey, J. and M. Kimura** (1986). "The Okinawa Trough ; genesis of a back-arc basin developing along a continental margin." *Tectonophysics* 125(1-3) : 209-230.
- Letouzey, J., M. Kimura, et al.** (1986). "Okinawa Trough ; genesis, structure and evolution of a backarc basin developed in a continent." *Chung Kuo Ti Ch'ih Hsueh Hui Chuan Kan = Memoir of the Geological Society of China* 7 : 417.

- Li, Z., Y. Xu, et al.** (2009). "P wave velocity structure in the crust and upper-mantle beneath northeastern south China sea and surrounding regions." *Earth science frontiers* 16(4) : 252-260.
- Liang, W.-T., J.-M. Chiu, et al.** (2007). "Anomalous Pn waves observed in eastern Taiwan; implications of a thin crust and elevated oceanic upper mantle beneath the active collision-zone suture." *Bulletin of the Seismological Society of America* 97(4) : 1370-1377.
- Lin, C.-H.** (2000). "Thermal modeling of continental subduction and exhumation constrained by heat flow and seismicity in Taiwan." *Tectonophysics* 324(3) : 189-201.
- Lin, J., J. Sibuet, et al.** (2004). "Microearthquakes and crustal structures in the southern Okinawa Trough." *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 85(47).
- Lin, J.-Y., J.-C. Sibuet, et al.** (2007). "Origin of the southern Okinawa Trough volcanism from detailed seismic tomography." *Journal of Geophysical Research* 112(B8) : @B08308.
- Lin, J.-Y., J.-C. Sibuet, et al.** (2007). "Spatial variations in the frequency-magnitude distribution of earthquakes in the southwestern Okinawa Trough." *Earth, Planets and Space* 59(4) : 221-225.
- Lin, J.-Y., J.-C. Sibuet, et al.** (2009). "Microseismicity and faulting in the southwestern Okinawa Trough." *Tectonophysics* 466(3-4) : 268-280.
- Lin, Y.-P., L. Zhao, et al.** (2011). "Assessment of Tomography Models of Taiwan Using First-Arrival Times from the TAIGER Active-Source Experiment." *Bulletin of Seimological Society of America* 101(2) : 866-880.
- Liu, K.-S., T.-C. Shin, et al.** (1999). "A free-field strong motion network in Taiwan; TSMIP." *Diqui Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 10(2) : 377-396.
- Loevenbruck, A., R. Cattin, et al.** (2004). "Coseismic slip resolution and post-seismic relaxation time of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake as constrained by geological observations, geodetic measurements and seismicity." *Geophysical Journal International* 158(1) : 310-326.
- Lomax, A.** (2005). "A reanalysis of the hypocentral location and related observations for the great 1906 California earthquake." *Bulletin of the Seismological Society of America* 95(3) : 861-877.
- Lomax, A., A. Michelini, et al.** (2009). *Earthquake location, Direct, Global-Search Methods, Encyclopedia of Complexity and System Science, R. A. e. i. c. Meyers, Springer.*
- Lomax, A., J. Virieux, et al.** (2000). "Probabilistic earthquake location in 3D and layered models." *Modern Approaches in Geophysics* 18 : 101-134.
- Ma, K.-F., C.-H. Chan, et al.** (2005). "Response of seismicity of Coulomb stress triggers and shadows of the 1999 M (sub w) = 7.6 Chi-chi, Taiwan, earthquake." *Journal of Geophysical Research* 110(B5) : 16.
- Main, I. G.** (1987). "A characteristic earthquake model of the seismicity preceding the eruption of Mount St. Helens on 18 May 1980." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 49(3-4) : 283-293.
- Malavieille, J., S. E. Lallemand, et al.** (2002). "Arc-continent collision in Taiwan; new marine observations and tectonic evolution." *Special Paper - Geological Society of America* 358 : 187-211.
- Malavieille, J. and G. Trullenque** (2009). "Consequences of continental subduction on fore-arc basin and accretionary wedge deformation in SE Taiwan; insights from analogue modeling." *Tectonophysics* 466(3-4) : 377-394.
- Martinez, A., J. Malavieille, et al.** (2002). "Partition de la deformation dans un prisme d'accrétion sédimentaire en convergence oblique; approche expérimentale. Strain partitioning in a sedimentary accretionary wedge in oblique convergence; experimental approach." *Bulletin de la Societe Geologique de France* 173(1) : 17-24.
- Marzocchi, W. and L. Sandri** (2003). "A review and new insights on the estimation of the b-value and its uncertainty." *Annals of Geophysics* 46(6) : 1271-1282.

- Maurer, V., E. Kissling, et al.** (2010). "Detection of systematic errors in travel-time data using a minimum 1-D model : Application to Costa Rica seismic tomography." *Bulletin of Seismological Society of America* 100(-) : 629-639.
- McGuire, R. K.** (1976). Fortran computer program for seismic risk analysis : 68.
- McIntosh, K., Y. Nakamura, et al.** (2005). "Crustal-scale seismic profiles across Taiwan and the western Philippine Sea." *Tectonophysics* 401(1-2) : 23-54.
- McIntosh, K. D. and Y. Nakamura** (1998). "Crustal structure beneath the Nanao forearc basin from TAICRUST MCS/OBS Line 14." *Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 9(3) : 345-362.
- Miki, M.** (1995). "Two-phase opening model for the Okinawa Trough inferred from paleomagnetic study of the Ryukyu Arc." *Journal of Geophysical Research* 100(B5) : 8169-8184.
- Moser, T. J.** (1991). "Shortest path calculation of seismic rays." *Geophysics* 56(1) : 59-67.
- Moser, T. J., T. van Eck, et al.** (1992). "Hypocenter determination in strongly heterogeneous Earth models using the shortest path method." *Journal of Geophysical Research* 97(B5) : 6563-6572.
- Mouthereau, F., O. Lacombe, et al.** (2001). Deformation history of the southwestern Taiwan foreland thrust belt ; insights from tectono-sedimentary analyses and balanced cross-sections, Elsevier, Amsterdam, Netherlands (NLD).
- Mouyen, M., R. Cattin, et al.** (2010). "Seismic cycle stress change in western Taiwan over the last 270 years." *Geophysical Research Letters* 37(3) : @Citation L03306.
- Nakamura, M.** (2004). "Crustal deformation in the central and southern Ryukyu Arc estimated from GPS data." *Earth and Planetary Science Letters* 217(3-4) : 389-398.
- Nakamura, M.** (2009). "Aseismic crustal movement in southern Ryukyu trench, southwest Japan." *Geophysical Research Letters* 36(L20312) : 5p.
- Nakamura, S.** (1922). "On the destructive earthquakes in Formosa on the 2nd. and 15th. of September, 1922." *Seismological bulletin, Central Meteorological Observatory* 1 : 60-69.
- Nakata, T. and T. Kawana** (1995). "Historical and prehistorical large tsunamis in the southern Ryukyus, Japan." *Advances in Natural and Technological Hazards Research* 4 : 211-221.
- Naylor, M., J. Greenhough, et al.** (2009). "Statistical evaluation of characteristic earthquakes in the frequency-magnitude distributions of Sumatra and other subduction zone regions." *Geophysical Research Letters* 36(20) : @Citation L20303.
- Nishimura, S., M. Hashimoto, et al.** (2004). "A rigid block rotation model for the GPS derived velocity field along the Ryukyu Arc." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 142(3-4) : 185-203.
- Ohnaka, M. and K. Mogi** (1982). "Frequency characteristics of acoustic emission in rocks under uniaxial compression and its relation to the fracturing process to failure." *Journal of Geophysical Research* 87(B5) : 3873-3884.
- Okal, E. A. and D. Raymond** (2003). "The mechanism of great Banda Sea earthquake of 1 February 1938 ; applying the method of preliminary determination of focal mechanism to a historical event." *Earth and Planetary Science Letters* 216(1-2) : 1-15.
- Ota, Y. and A. Omura** (1992). "Contrasting styles and rates of tectonic uplift of coral reef terraces in the Ryukyu and Daito islands, southwestern Japan." *Quaternary International* 15-16 : 17-29.
- Pacheco, J. F. and L. R. Sykes** (1992). "Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989." *Bulletin of the Seismological Society of America* 82(3) : 1306-1349.
- Page, R. A., P. H. Molnar, et al.** (1968). "Seismicity in the vicinity of the Ramapo fault, New Jersey-New York." *Bulletin of the Seismological Society of America* 58(2) : 681-687.

- Peacock, S. M. and R. D. Hyndman** (1999). "Hydrous minerals in the mantle wedge and the maximum depth of subduction thrust earthquakes." *Geophysical Research Letters* 26(16) : 2517-2520.
- Pirazzoli, P. A. and T. Kawana** (1986). "Déterminatoin de mouvements crusaux quaternaires d'après la déformaion des anciens rivages dans les îles Ryukyu, Japon." *Revue de Géologie Dynamique et de Gographie Physique* 27(3-4) : 269-278.
- Poupinet, G., W. L. Ellsworth, et al.** (1984). "Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets : an application to the Calaveras fault, California." *Journal of Geophysical Research* 89(-) : 5719-5731.
- Pujol, J.** (1988). "Comments on the joint determination of hypocenters and station corrections." *Bulletin of the Seismological Society of America* 78(3) : 1179-1189.
- Pujol, J.** (2000). "Joint event location ; the JHD technique and applications to data from local seismic networks." *Modern Approaches in Geophysics* 18 : 163-204.
- Rau, R.-J., K. H. Chen, et al.** (2007). "Repeating earthquakes and seismic potential along the northern Longitudinal Valley Fault of eastern Taiwan." *Geophysical Research Letters* 34(24) : @L24301.
- Rau, R.-J., K.-E. Ching, et al.** (2008). "Crustal deformation and blocks kinematics in transition from collision to subduction : Global positionning system measurements in northern Taiwan, 1995-2005." *Journal of Geophysical Research* 113(B09404).
- Rau, R.-J. and F. T. Wu** (1995). "Tomographic imaging of lithospheric structures under Taiwan." *Earth and Planetary Science Letters* 133(3-4) : 517-532.
- Reymond, D. and E. A. Okal** (2000). "Preliminary determination of focal mechanisms from the inversion of spectral amplitudes of mantle waves." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 121(3-4) : 249-271.
- Richter, C. F.** (1935). "An instrumental earthquake-magnitude scale." *Bulletin of the Seismological Society of America* 25(1) : 1-32.
- Richter, C. F.** (1958). "Elementary seismology. viii."
- Rothe, J. P.** (1969). *Seismicity of the Earth 1953-1965*. Paris, UNESCO.
- Sakai, T.** (1978). "Geologic structure and stratigraphy of the Shimantogawa Group in the middle reaches of the Gokase River, Miyazaki Prefecture." *Kyushu Daigaku Rigakubu Kenkyu Hokoku Chishitsugaku = Science Reports - Kyushu University, Faculty of Science Department of Geology = Science Reports of the Faculty of Science, Kyushu University, Geology* 13(1) : 23-38.
- Sambridge, M. S. and B. L. N. Kennett** (1986). "A novel method of hypocentre location." *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 87(2) : 679-697.
- Sanders, C. O., S. C. Ponko, et al.** (1995). "Seismological Evidence for Magmatic and Hydrothermal Structure in Long-Valley Caldera from Local Earthquake Attenuation and Velocity Tomography." *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 100(B5) : 8311-8326.
- Sandri, L. and W. Marzocchi** (2007). "A technical note on the bias in the estimation of the b-value and its uncertainty through the Least Squares technique." *Ann. Geophys.* 50(3) : 329-339.
- Sato, H., I. S. Sacks, et al.** (1989). "The Use of Laboratory Velocity Data for Estimating Temperature and Partial Melt Fraction in the Low-Velocity Zone - Comparison with Heat-Flow and Electrical-Conductivity Studies." *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets* 94(B5) : 5689-5704.
- Schnurle, P., C.-S. Liu, et al.** (1998). "Structural insight into the south Ryukyu Margin : Effects of the subducting Gagua Ridge " *Tectonophysics* 288 : 237-250.

- Schnurle, P., C.-S. Liu, et al.** (1998). "Structural controls of the Taitung Canyon in the Huatung Basin east of Taiwan." *Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 9(3) : 453-472.
- Scholz, C. H.** (2002). *Earthquake prediction and hazard analysis. The mechanics of earthquakes and faulting.* C. U. Press. New York (USA), Cambridge University Press. 2nd edition (1st in 1990) : pp351-414.
- Seno, T.** (1977). "The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea Plate relative to the Eurasian Plate." *Tectonophysics* 42(2-4) : 209-226.
- Seno, T.** (2005). "Variation of downdip limit of the seismogenic zone near the Japanese islands ; implications for the serpentinization mechanism of the fore-arc mantle wedge." *Earth and Planetary Science Letters* 231(3-4) : 249-262.
- Seno, T. and S. Maruyama** (1984). "Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea." *Tectonophysics* 102(1-4) : 53-84.
- Seno, T., S. Stein, et al.** (1993). "A model for the motion of the Philippine Sea Plate consistent with NUVEL-1 and geological data." *Journal of Geophysical Research* 98(B10) : 17,941-917,948.
- Serrano, I., D. P. Zhao, et al.** (2002). "3-D crustal structure of the extensional Granada Basin in the convergent boundary between the Eurasian and African plates." *Tectonophysics* 344(1-2) : 61-79.
- Shearer, P. M.** (1997). "Improving local earthquake locations using the L1 norm and waveform cross correlation ; application to the Whittier Narrows, California, aftershock sequence." *Journal of Geophysical Research* 102(B4) : 8269-8283.
- Shin, T.-C. and T.-I. Teng** (2001). "An overview of the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake." *Bulletin of the Seismological Society of America* 91(5) : 895-913.
- Shin, T. C.** (1993). "The calculation of Local Magnitude from the Simulated Wood-Anderson Seismograms of the Short-Period Seismograms in the Taiwan Area." *Terrestrial, atmospheric and oceanic sciences* 4(2) : 155-170.
- Shin, T. C. and M. Y. Ho** (1994). "Three dimensional velocity structure of western Taiwan." *Metorological Bulletin Taiwan Weather Bureau* 40 : 216-234.
- Shinjo, R.** (1999). "Geochemistry of high Mg andesites and the tectonic evolution of the Okinawa Trough-Ryukyu Arc system." *Chemical Geology* 157(1-2) : 69-88.
- Shinjo, R., S.-L. Chung, et al.** (1999). "Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa Trough and Ryukyu Arc ; implications for the evolution of a young, intracontinental back arc basin." *Journal of Geophysical Research* 104(B5) : 10,591-510,608.
- Shyu, J. B. H., L.-H. Chung, et al.** (2007). "Re-evaluation of the surface ruptures of the November 1951 earthquake series in eastern Taiwan, and its neotectonic implications." *Journal of Asian Earth Sciences* 31(3) : 317-331.
- Shyu, J. B. H., K. Sieh, et al.** (2006). "Millennial slip rate of the Longitudinal Valley Fault from river terraces ; implications for convergence across the active suture of eastern Taiwan."
- Shyu, J. B. H., K. Sieh, et al.** (2005). "Neotectonic architecture of Taiwan and its implications for future large earthquakes." *Journal of Geophysical Research* 110(B08402) : 33pp.
- Sibuet, J.-C., B. Deffontaines, et al.** (1998). "Okinawa Trough backarc basin ; early tectonic and magmatic evolution." *Journal of Geophysical Research* 103(B12) : 30,245-230,267.
- Sibuet, J.-C. and S.-K. Hsu** (2004). "How was Taiwan created ?" *Tectonophysics* 379(1-4) : 159-181.

- Singh S. C., Hananto N. et al.** (2011). "Aseismic zone and earthquake segmentation associated with a deep subducted seamount in Sumatra." *Nature Geoscience*, VOL 4, DOI : 10.1038/NGEO1119.
- Spence, W.** (1980). "Relative epicenter determination using P-wave arrival-time differences." *Bulletin of the Seismological Society of America* 70(1) : 171-184.
- Stein, R. S.** (1999). "The role of stress transfer in earthquake occurrence." *Nature (London)* 402(6762) : 605-609.
- Stein, R. S., A. A. Barka, et al.** (1997). "Progressive failure on the North Anatolian Fault since 1939 by earthquake stress triggering." *Geophysical Journal International* 128(3) : 594-604.
- Stein, R. S., G. C. P. King, et al.** (1994). "Stress triggering of the 1994 $M = 6.7$ Northridge, California, earthquake by its predecessors." *Science* 265(5177) : 1432-1435.
- Stein, S. and M. E. Wysession** (2003). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. Malden (USA) B. Publishing.
- Sugihara, K., T. Nakamori, et al.** (2003). "Holocene sea-level change and tectonic uplift deduced from raised reef terraces, Kikai-jima, Ryukyu Islands, Japan." *Sedimentary Geology* 159(1-2) : 5-25.
- Suppe, J.** (1981). "Mechanics of mountain-building and metamorphism in Taiwan." *Chung Kuo Ti Ch'ih Hsueh Hui Chuan Kan = Memoir of the Geological Society of China* 4 : 67-89.
- Suppe, J., C.-H. Chen, et al.** (1984). "Kinematics of arc-continent collision, flipping of subduction, and back-arc spreading near Taiwan." *Chung Kuo Ti Ch'ih Hsueh Hui Chuan Kan = Memoir of the Geological Society of China* 6 : 21-33.
- Tahara, M., H. Shimizu, et al.** (2006). "Focal depth distribution using sP depth phase and implications for plate coupling in the Hyuganada region, Japan." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 155(3-4) : 219-235.
- Teng, L. S.** (1990). "Geotectonic evolution of late Cenozoic arc-continent collision in Taiwan." *Tectonophysics* 183(1-4) : 57-76.
- Teng, L. S.** (1996). "Extensional collapse of the northern Taiwan mountain belt." *Geology (Boulder)* 24(10) : 949-952.
- Teng, L. S., C. T. Lee, et al.** (2000). "Slab breakoff as a mechanism for flipping of subduction polarity in Taiwan." *Geology (Boulder)* 28(2) : 155-158.
- Tsai, Y.-B.** (1986). "Seismotectonics of Taiwan." *Chung Kuo Ti Ch'ih Hsueh Hui Chuan Kan = Memoir of the Geological Society of China* 7(-) : 353-367.
- Tsai, Y. B., T. L. Teng, et al.** (1973). *New seismic data of Taiwan region*. Annual Report of the institute of Physics. Taipei, Academia Sinica.
- Ujiie, H. and K. Oki** (1974). "Uppermost Miocene-lower Pleistocene planktonic foraminifera from the Shimajiri Group of Miyako-jima, Ryukyu Islands." *Memoirs of the National Science Museum (Tokyo)* 7 : 31-52.
- Utsu, T.** (1965). "A method for determining the value of "b" in a formula $\log n = a - bM$ showing the magnitude-frequency relation for earthquakes." *Hokkaido Daigaku Chikyu Butsirigaku Kenkyu Hokoku = Geophysical Bulletin of Hokkaido University* 13 : 99-103.
- Utsu, T.** (1966). "A statistical significance test of the difference in b-value between two earthquake groups." *Journal of Physics of the Earth* 14(2) : 37-40.
- Utsu, T.** (1979). "Seismicity of Japan from 1885 through 1925 ; a new catalog of earthquakes of $M \geq 6$ felt in Japan and smaller earthquakes which caused damage in Japan." *Bulletin of the Earthquake Research Institute = Tokyo Daigaku Jishin Kenkyusho Iho* 54, Part 2(2) : 253-308.

- Utsu, T.** (1982). "Catalog of large earthquakes in the region of Japan from 1885 through 1980." *Bulletin of the Earthquake Research Institute = Tokyo Daigaku Jishin Kenkyusho Iho* 57(3) : 401-463.
- Utsu, T.** (1982). "Relationships between earthquake magnitude scales." *Bulletin of the Earthquake Research Institute = Tokyo Daigaku Jishin Kenkyusho Iho* 57(3) : 465-497.
- Vanek, J., A. Zatopek, et al.** (1962). Standardization of magnitude scale. *Izv. Acad. Sci. G. Ser. USSR* : 108-111.
- Wagner, L. S., S. Beck, et al.** (2006). "Depleted lithosphere, cold, trapped asthenosphere, and frozen melt puddles above the flat slab in central Chile and Argentina." *Earth and Planetary Science Letters* 245(1-2) : 289-301.
- Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth** (2000). "A double-difference earthquake location algorithm; method and application to the northern Hayward Fault, California." *Bulletin of the Seismological Society of America* 90(6) : 1353-1368.
- Wang, C., S.-W. Chuang, et al.** (2001). "Lithospheric structure of Philippine Sea Plate near the western end of Ryukyu subduction zone and some of its tectonic effects." *Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 12(Suppl.) : 287-304.
- Wang, C.-Y. and T.-C. Shin** (1998). "Illustrating 100 years of Taiwan seismicity." *Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 9(4) : 589-614.
- Wang, H.-L., H.-W. Chen, et al.** (2010). "Constraints on average Taiwan Reference Moho Discontinuity Model; receiver function analysis using BATS data." *Geophysical Journal International* 183(1) : 1-19.
- Wang, H. L., L. Zhu, et al.** (2010). "Moho depth variation in Taiwan from teleseismic receiver functions." *Journal of Asian Earth Sciences* 37(3) : 286-291.
- Wang, J.-H.** (1992). "Magnitude scales and their relations for Taiwan earthquakes; a review." *Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 3(4) : 449-468.
- Wang, J.-H.** (1998). "Studies of earthquake seismology in Taiwan during the 1897-1996 period." *Bulletin of the Institute of Earth Sciences, Academia Sinica* 1998, December : 8.
- Wang, J.-H. and H.-C. Kuo** (1995). "A catalogue of $M \geq 7$ Taiwan earthquakes (1900-1994)." *Journal of the Geological Society of China* 38(2) : 95-106.
- Wang, J.-H. and S.-S. Ou** (1998). "On scaling of earthquake faults." *Bulletin of the Seismological Society of America* 88(3) : 758-766.
- Wang, T. K. and C.-H. Chiang** (1998). "Imaging of arc-arc collision in the Ryukyu forearc region offshore Hualien from TAICRUST OBS Line 16." *Diqiu Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 9(3) : 329-344.
- Wang, T. K., S.-F. Lin, et al.** (2004). "Crustal structure of southernmost Ryukyu subduction zone; OBS, MCS and gravity modelling." *Geophysical Journal International* 157(1) : 147-163.
- Wang, T. K., K. McIntosh, et al.** (2001). "Velocity-interface structure of the southwestern Ryukyu subduction zone from EW9509-1 OBS/MCS data." *Marine Geophysical Researches* 22(4) : 265-287.
- Wang, Y.-J., K.-F. Ma, et al.** (2010). "Three-dimensional Qp- and Qs-tomography beneath Taiwan orogenic belt; implications for tectonic and thermal structure." *Geophysical Journal International* 180(2) : 891-910.
- Wang, Z., Y. Fukao, et al.** (2009). "Structural heterogeneities in the crust and upper mantle beneath Taiwan." *Tectonophysics* 476(3-4) : 460-477.
- Wang, Z., R. Huang, et al.** (2008). "P-wave velocity and gradient images beneath the Okinawa Trough." *Tectonophysics* 455(1-4) : 1-13.

- Wang, Z. and D. Zhao** (2006). "Suboceanic earthquake location and seismic structure in the Kanto District, central Japan." *Earth and Planetary Science Letters* 241(3-4) : 789-803.
- Wang, Z., D. Zhao, et al.** (2006). "Tomographic evidence for the Eurasian lithosphere subducting beneath south Taiwan."
- Warren, L. M. and P. M. Shearer** (2005). "Using the effects of depth phases on P-wave spectra to determine earthquake depths." *Bulletin of the Seismological Society of America* 95(1) : 173-184.
- Weichert, D. H.** (1980). "Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes." *Bulletin of the Seismological Society of America* 70(4) : 1337-1346.
- Welch, P.** (1967). "The use of Fast Fourier Transform for the estimation of power spectra : a method based on time averaging over short, modified periodograms." *IEEE Trans. Audio Electroacoustics* AU15(-) : 70-73.
- Wells, D. L. and K. J. Coppersmith** (1994). "New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement." *Bulletin of the Seismological Society of America* 84(4) : 974-1002.
- Wiemer, S. and J. P. Benoit** (1996). "Mapping the b-value anomaly at 100 km depth in the Alaska and New Zealand subduction zones." *Geophysical Research Letters* 23(13) : 1557-1560.
- Wiemer, S. and M. Wyss** (1997). "Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities ; an improved technique to calculate recurrence times?" *Journal of Geophysical Research* 102(B7) : 15,115-115,128.
- Wiener, N.** (1930). "Generalized harmonic analysis." *Acta Math.* 55(-) : 117-258.
- Wittlinger, G., G. Herquel, et al.** (1993). "Earthquake location in strongly heterogeneous media." *Geophysical Journal International* 115(3) : 759-777.
- Woo, G.** (1996). "Kernel estimation methods for seismic hazard area source modeling." *Bulletin of the Seismological Society of America* 86(2) : 353-362.
- Wu, F. T.** (1970). "Focal mechanisms and tectonics in the vicinity of Taiwan." *Bulletin of the Seismological Society of America* 60(6) : 2045-2056.
- Wu, F. T.** (1978). *Recent tectonics of Taiwan*. Sci. Coun. Jpn., Tokyo, Japan (JPN).
- Wu, F. T., W.-T. Liang, et al.** (2009). "A model for the termination of the Ryukyu subduction zone against Taiwan : A junction of collision, subduction/separation, and subduction boundaries." *Journal of Geophysical Research* 114(B07404) : 16p.
- Wu, F. T., R.-J. Rau, et al.** (1997). "Taiwan Orogeny ; thin-skinned or lithospheric collision?" *Tectonophysics* 274(1-3) : 191-220.
- Wu, Y.-M., C.-H. Chang, et al.** (2007). "Seismic tomography of Taiwan ; improved constraints from a dense network of strong motion stations."
- Wu, Y.-M., C.-H. Chang, et al.** (2008). "A comprehensive relocation of earthquakes in Taiwan from 1991 to 2005." *Bulletin of the Seismological Society of America* 98(3) : 1471-1481.
- Wu, Y.-M., Y.-G. Chen, et al.** (2006). "Seismogenic structure in a tectonic suture zone ; with new constraints from 2006 Mw6.1 Taitung earthquake." *Geophysical Research Letters* 33(22) : @Citation L22305.
- Wu, Y.-M., J. B. H. Shyu, et al.** (2009). "Improved seismic tomography offshore northeastern Taiwan ; implications for subduction and collision processes between Taiwan and the southernmost Ryukyu." *Geophysical Journal International* 178(2) : 1042-1054.
- Wu, Y. M., Y. G. Chen, et al.** (2006). "Coseismic versus interseismic ground deformations, fault rupture inversion and segmentation revealed by 2003 Mw 6.8 Chengkung earthquake in eastern Taiwan." *Geophysical Research Letters* 33(2) : 4.

- Wysession, M. E., E. A. Okal, et al.** (1991). "Intraplate seismicity of the Pacific Basin, 1913-1988." *Pure and Applied Geophysics* 135(2) : 261-359.
- Yang, T. F., C. H. Chen, et al.** (2003). "Remnant magmatic activity in the Coastal Range of east Taiwan after arc-continent collision; fission-track data and (super 3) He/ (super 4) He ratio evidence." *Radiation Measurements* 36(1-6) : 343-349.
- Yang, T. F., J.-L. Tien, et al.** (1995). "Fission-track dating of volcanics in the northern part of the Taiwan-Luzon Arc; eruption ages and evidence for crustal contamination." *Journal of Southeast Asian Earth Sciences* 11(2) : 81-93.
- Yeh, Y.-h. and Y.-b. Tsai** (1981). "Crustal structure of central Taiwan from inversion of P-wave arrival time." *Bulletin of the Institute of Earth Sciences, Academia Sinica* 1 : 83-102.
- Yeh, Y. T. and P. S. Hsu** (1985). "Catalog of earthquakes in Taiwan from 1644 to 1984." non-publié.
- Yen, H.-Y. and H. H. Hsieh** (2010). "A Study on the Compatibility of 3-D Seismic Velocity Structures with Gravity Data of Taiwan." *Terr. Atmos. Ocean. Sci.* 21(6) : 897-904.
- Yen, H.-Y., Y.-H. Yeh, et al.** (1990). "Free-air gravity map of Taiwan and its applications." *Diqui Kexue Jikan = TAO, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 1(2) : 143-155.
- Yen, H.-Y., Y.-H. Yeh, et al.** (1998). "Two-dimensional crustal structures of Taiwan from gravity data." *Tectonics* 17(1) : 104-111.
- Yen, H. Y., Y. H. Yeh, et al.** (1992). "Free-air and Bouguer gravity anomalies of Taiwan and their interpretations." *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 73(25, Suppl.) : 62.
- Yen, T. P.** (1973). "Plate tectonics in the Taiwan region." *Proceedings of the Geological Society of China* 16 : 7-21.
- Yen, Y. T. and K.-F. Ma** (2011). "Source-Scaling Relationship for M 4.6–8.9 Earthquakes, Specifically for Earthquakes in the Collision Zone of Taiwan." *Bulletin of Seismological Society of America* 101(2) : 464-481.
- Yu, S.-B., H.-Y. Chen, et al.** (1997). "Velocity field of GPS stations in the Taiwan area." *Tectonophysics* 274(1-3) : 41-59.
- Zelt, C. A. and R. M. Ellis** (1988). "Practical and efficient ray tracing in two-dimensional media for rapid traveltimes and amplitude forward modelling." *Journal of the Canadian Society of Exploration Geophysicists* 24(1) : 16-31.
- Zelt, C. A. and R. B. Smith** (1992). "Seismic traveltimes inversion for 2-D crustal velocity structure." *Geophysical Journal International* 108(1) : 16-34.
- Zuniga, F. R. and M. Wyss** (1995). "Inadvertent changes in magnitude reported in earthquake catalogs; their evaluation through b-value estimates." *Bulletin of the Seismological Society of America* 85(6) : 1858-1866.

Déformation à la transition entre subduction et collision à l'est de Taïwan : approche sismologique

Résumé : Le but de ce travail est de préciser la déformation en mer à l'est de Taïwan et de notamment caractériser les failles actives majeures en particulier au niveau de l'avant-arc des Ryukyus. Le problème majeur associé à l'étude de cette région est que les séismes sont localisés en dehors des réseaux permanents et que cela conduit à des localisations peu précises limitant les analyses statistiques, tectoniques et donc l'estimation correcte de l'aléa sismique. Ce travail est inclus dans le projet ANR ACTS (Active Tectonics and Seismic Hazard in Taiwan).

Pour atteindre cet objectif, nous travaillons à trois échelles de temps différentes pour lesquelles une méthode de localisation différente a été proposée pour obtenir une image précise de la déformation sismique et mettre en évidence les failles majeures en mer à l'est de Taïwan.

D'abord, à l'échelle du siècle (à partir de l'analyse d'un catalogue de sismicité homogène en magnitude), les séismes historiques instrumentaux (1897-2007) montrent que la marge des Ryukyus a été affectée par 6 séismes de magnitude supérieure à 7 dont 4 pour lesquels la faille responsable n'est pas connue. Nous proposons une méthode de localisation relative qui permet de relocaliser les événements historiques à partir des différences de temps d'arrivées P et S ($t_S - t_P$) à chaque station. La localisation est obtenue en recherchant les séismes analogues dans le catalogue instrumental récent (1991-2008) pour lesquels $t_S - t_P$ à chaque station est proche. Cette méthode a été appliquée au plus gros séisme (en terme de magnitude) jamais enregistré à Taïwan, le séisme du 5 juin 1920 ($M7.7 \pm 0.2$). Ce séisme a certainement pour origine une rupture sur l'interplaque sismogène de la subduction des Ryukyus avec une possible nucléation à la base d'une faille hors-séquence.

Ensuite, à l'échelle de la dizaine d'années, l'amélioration de la méthode de localisation absolue du MAXimum d'Intersection EDT (MAXI, EDT : Equal Differential Time) permet de mieux extraire les temps d'arrivées erronés et empêche les "trade-off" entre profondeur et temps d'origine et, entre profondeur et position épacentrale lorsque la couverture azimutale est faible (gap azimutal $> 180^\circ$). Des tests synthétiques montrent l'efficacité de MAXI (en utilisant les ondes P uniquement) à déterminer les paramètres x, y et z même lorsque le gap azimutal est important. Dans ce dernier cas, la qualité des résultats reste dépendant du modèle de vitesse à représenter la structure 3D de la Terre. Nous proposons une démarche associant l'utilisation d'un modèle de vitesse des ondes P 3D *a priori* avec la méthode MAXI pour localiser les séismes qui sont latéraux et éloignés du réseau. Une application au cas de Taïwan et en Équateur valide cette approche.

Enfin, à l'échelle de quelques mois, la campagne de géophysique marine RATS (Ryukyu Arc : Tectonics and Seismology) a été menée en deux temps. Une expérience de sismologie passive de juillet à octobre 2008 (RATS1) a été menée au-dessus de l'avant-arc des Ryukyus puis une expérience de sismique active (réfraction et réflexion) a été menée en mai 2009 sur une ligne NNE-SSW à travers la marge des Ryukyus. Ces deux expériences combinées permettent d'améliorer notre connaissance de la structure crustale de la marge. Au niveau de l'avant-arc, le socle de l'avant-arc est caractérisé par une extrémité formant un butoir vertical et une base très déformée certainement associée à une importante déformation hors-séquence. En profondeur, la plaque plongeante est certainement affectée par une déchirure qui contrôle la sismicité dans cette région de transition entre la subduction et la collision.

Mots clés : Taïwan, séisme, localisation absolue, MAXI, EDT, subduction des Ryukyus, marge des Ryukyus, approche 3D, modèle de vitesse *a priori*, séismes historiques, transition subduction - collision
