



Université de Strasbourg
Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre
Institut de Physique du Globe de Strasbourg - UMR 7516

Thèse de doctorat de l'Université de Strasbourg

Discipline : Géophysique
Ecole doctorale des Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement

Présentée par
Maxime Mouyen

Apport de la gravimétrie à l'étude de l'orogénèse taiwanaise

Soutenue le 16 juin 2011 devant le jury composé de :

M. Sylvain Bonvalot	Rapporteur externe
M. Olivier Francis	Rapporteur externe
M. Jean-Paul Boy	Rapporteur interne
M. Serge Lallemand	Examineur
M. Jacques Hinderer	Examineur
M. Frédéric Masson	Directeur de thèse
M. Cheinway Hwang	Invité

Résumé

L'étude des variations temporelles de pesanteur suscite un intérêt croissant en raison de l'amélioration de la précision des gravimètres et de ses nombreuses applications en géosciences. L'exploitation de cette méthode dans le domaine des études tectoniques, en particulier des processus d'orogénèse, trouve sa justification dans les transferts de masses et les déformations qui caractérisent la formation des chaînes de montagnes. Nous nous sommes intéressés aux variations temporelles de pesanteur qui existent à Taïwan, à partir de mesures de gravimétrie absolue et relative dans le sud de cette île. L'orogénèse taïwanaise, entretenue par la convergence rapide de la plaque de la mer des Philippines vers la plaque Eurasie, est en effet le siège de nombreux transferts de masses et de déformations importantes.

Après avoir détaillé l'acquisition et le traitement des mesures gravimétriques que nous utilisons, nous constatons l'existence de variations temporelles significatives de la pesanteur à Taïwan, atteignant parfois plusieurs dizaines de microgals ($1 \text{ microgal} = 1 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$). Nous considérons que trois phénomènes sont responsables de l'essentiel des variations de pesanteur mesurées : les mouvements verticaux du sol, l'hydrologie locale et les forts taux de sédimentation et d'érosion qui surviennent à la suite de typhons. Leur séparation se fait à l'aide de données complémentaires issues d'autres méthodes (GPS, pluviométrie, observations de terrain). Nous montrons l'influence des mouvements verticaux du sol sur nos mesures, dans l'est et l'ouest de l'île, mais sans pouvoir conclure sur les redistributions de masses profondes qui les accompagnent, du fait de séries temporelles encore trop courtes. Nous relevons également l'utilité des mesures de pluviométrie pour expliquer les variations de pesanteur observées. Cependant leur valorisation rigoureuse dans l'étude du signal gravimétrique nécessite plus d'une campagne par an. Enfin nous identifions les transferts de masses, par érosion ou sédimentation, qui surviennent dans la chaîne centrale de Taïwan lors du passage de typhons. Nous estimons les hauteurs de matériaux déposés ou érodés et proposons des améliorations d'acquisition pour mieux quantifier les volumes mobilisés.

Abstract

The rising interest in the study of temporal gravity changes is due to the improvements of gravimeters and to its usefulness in Earth sciences. Tectonic processes, especially mountain building, imply deformations and mass transfers. Consequently, this should lead to temporal gravity changes. Here we study the case of Taiwan mountain building, using both absolute and relative gravity data acquired in the south of this island. This study is motivated by the vigorous mass transfers and deformations which take place in Taiwan, as a result of the fast convergence of the Philippine sea plate toward the Eurasian plate.

Once the acquisition and the processing of our gravity data has been performed, we observe significant gravity changes between surveys, up to tens of microgals ($1 \text{ microgal} = 1 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$). We suggest that three main processes are responsible for these gravity changes : vertical movements of the ground, local hydrology and the high erosion and sedimentation rates induced by typhoons. The separation of these effects is done jointly with the use of complementary data (GPS time series, rainfall measures, field observation). We especially show the influence of ground vertical movements on gravity changes in the east and in the west of Taiwan. Yet we do not get the mass transfer information, theoretically associated to this signal, because of the youth of our gravity time series. We also note how useful are the rainfall data to explain gravity changes at the first order. More frequent gravity measures are however needed to clearly demonstrate their benefits. To finish, we observe and quantify surface mass transfers which occur with landslides and debris flows, both triggered by typhoons. This is mainly observed in the central range of Taiwan and we suggest improvements to better quantify volumes of moved rocks.

Remerciements

Je tiens d'abord à remercier Frédéric Masson, mon directeur de thèse. Merci de m'avoir initié à la recherche scientifique, de m'y avoir donné goût et de t'être montré généreux en temps et en conseils tout au long de cette thèse. Merci également d'avoir géré l'importante organisation qui existe derrière mes nombreuses campagnes de mesures à Taïwan. Merci enfin de m'avoir rapidement fait participer à des congrès et encouragé à écrire des articles scientifiques. Ces trois points me paraissent essentiels.

Je suis très reconnaissant à Sylvain Bonvalot, Olivier Francis et Jean-Paul Boy d'avoir accepté de rapporter ma thèse, et à Serge Lallemand et Jacques Hinderer de l'avoir examinée. Je suis très heureux que vous vous soyez intéressés à mon travail et je vous remercie pour vos commentaires.

I shift to English language to warmly acknowledge Cheinway Hwang and Ching-Chung Cheng for their welcome in Taiwan and help during the past 4 years, and for the interesting discussions we had in Hsinchu, in Strasbourg or by email. I also thank John Lee for supervising FG5-224 measurements on the field.

Un grand merci à Nicolas Le Moigne pour ton aide indispensable tant sur le terrain, avec ta virtuosité dans le maniement du gravimètre absolu FG5, qu'à ton labo pour les nombreux post-traitements dont j'ai eu besoin. Je retiendrai que « il ne s'agit pas de faire des mesures, mais de faire de bonnes mesures ». Je n'oublie surtout pas non-plus Bernard Luck, Jean-Daniel Bernard, Ricky Kao et Nicky Hsieh pour votre travail sur le terrain également, toujours avec le FG5 que j'espère un jour utiliser aussi bien que vous. Toujours en relation avec le terrain, je tiens à remercier Sébastien Deroussi de l'INSU pour la maintenance et la mise à disposition du gravimètre relatif CG5-167. Merci enfin à Violette Lien, Emil Yang et Duncan Yao pour leur aide sur le terrain lors des tournées relatives, que ce soit pour les mesures, la lecture du chinois ou m'avoir fait découvrir le chen chou nai cha (Violette can read French).

Je remercie également Rodolphe Cattin pour son intérêt dans mon travail et les toujours intéressantes discussions que nous avons eues à Paris, Montpellier, Strasbourg ou même Taïwan. Merci aussi à Martine Simoes et Frédéric Mouthereau pour leurs éclairages sur la tectonique taïwanaise.

Je tiens à remercier toutes les personnes de l'équipe de Dynamique Globale à qui je dois de m'être toujours bien senti au labo. Merci à Séverine Rosat et Umberto Riccardi pour leur aide sur le traitement et l'utilisation des données du gravimètre supraconducteur. Merci également à Caroline Lazarus pour s'être parfaitement occupée de toute l'intendance des différentes missions que j'ai effectuées. A l'EOST je suis également très reconnaissant à Binta Mesmacque et Judith Fuhrmann pour m'avoir facilité la vie avec les obligations administratives. Merci aussi à Magali Pierrat pour son efficacité à trouver les articles et livres scientifiques dont il n'existe qu'un exemplaire, quelque part. Merci enfin à l'atelier

de l'EOST, en particulier Hervé Blumentritt et Laurent Rihouey, pour leur aide en me fournissant soit du matériel soit des pièces customisées impossibles à trouver ailleurs et cependant indispensables au travail de terrain.

Je dois bien sûr aussi l'aboutissement de ces longues études à ma famille : mes parents, Rémy mon frère, Laëtitia, Alice ainsi que mes tantes, oncles, marraines et parrains, cousins et cousines et ma grand-mère. Que ce soit de la région parisienne, des Pyrénées orientales, de Bracieux ou Villé, merci pour votre soutien depuis le début et vos encouragements constants.

Pour finir, merci à mes amis. Les potes du secteur Saint-Leu (je reconnais que cette référence géographique est de plus en plus obsolète) : Ghislain, Florent et Maud, Nicolas (Renfer), Nicolas (Willlaume) et Eva, Sonlan, Aurélien et Sarah, Mathieu, Romain. A peine plus tard ou plus loin, merci à Guillaume (pour beaucoup de choses mais surtout pour m'avoir nommé sheriff), merci Johanna et Tonio pour les séjours à Nancy, merci Aurélie (j'ai trouvé le cora mundolsheim) et Clémence pour ce beau séjour à Quimper. Merci à Julien et François pour le bon temps qu'on passe ensemble depuis notre rencontre chez Total. Et en direct de cette belle ville de l'est, merci Tony, collègue, colloc et même cobureau un temps, , Vincent (ce quiproquo SFien va tenir longtemps, oui c'est un quiproquo), Zac pour ton art du buzz et du hdr. Merci à Yasser, Julien et Pierre pour les grandes réflexions entre co-bureau. Merci à Jojo pour la chasse au brâme et à Marie-Laure de me rappeler que nous sommes des méchants géophysiciens. Merci Aurore et Julia, notamment pour l'appel du café. Merci Olivier pour les sorties ciné. Merci enfin Indrah, Marco, Aude, Benoît, Romy, Elise, Christophe, Chloé, Basile, Alexandra R, Paul (titanman), Nico, Mickaël, Mélanie, Amélie, Tatiana, Sheldon, Julie, JR, Alexandra G, Bep, Francis, Florence, Flavia, Etienne, Florian pour tous ces bons moments.

Table des matières

Résumé	iii
Abstract	v
Remerciements	vii
Introduction générale	1
1 Présentation de Taïwan	5
1.1 Introduction	5
1.2 Contexte géodynamique	6
1.3 Unités tectoniques majeures	9
1.4 Les modèles tectoniques	10
1.4.1 Le modèle <i>thin-skinned</i>	10
1.4.2 Le modèle <i>thick-skinned</i>	12
1.4.3 Synthèse sur les modèles tectoniques	15
1.5 Le risque naturel à Taïwan	16
1.5.1 Le risque sismique	16
1.5.2 Le risque non sismique	18
1.5.2.1 La subsidence de la plaine côtière	18
1.5.2.2 Les typhons et leurs conséquences	19
1.6 Conclusion	20
1.6.1 Une recherche active	20
1.6.2 Importance de la géodésie	21
2 Le projet AGTO	23
2.1 Introduction	23
2.2 Organisation du projet	23
2.2.1 Instruments utilisés	23
2.2.1.1 Gravimètre absolu FG5	23
2.2.1.2 Gravimètre relatif CG5	25
2.2.1.3 Gravimètre relatif supraconducteur	26
2.2.1.4 Global Positioning System - GPS permanents	27
2.2.1.4.1 Principe	27

2.2.1.4.2	Utilisation du code	27
2.2.1.4.3	Utilisation de la phase	27
2.2.2	Coopération	28
2.3	Mesures avec le gravimètre absolu	29
2.3.1	Réseau et acquisition	29
2.3.2	Traitements	30
2.3.2.1	Corrections	30
2.3.2.2	Incertitudes sur les mesures	31
2.3.3	Résultats	32
2.4	Mesures avec le gravimètre relatif	32
2.4.1	Réseau et acquisition	32
2.4.2	Traitements	34
2.4.2.1	Corrections appliquées	36
2.4.2.2	Lien avec les mesures absolues de la pesanteur	36
2.4.2.3	Estimation de la dérive	38
2.4.3	Résultats	38
2.4.3.1	Répétabilité des mesures	38
2.4.3.2	Variations de pesanteur entre 2008 et 2010	39
2.5	Conclusion	42
3	Origines possibles des variations de pesanteur	45
3.1	Introduction	45
3.2	Effet de la tectonique à long terme	45
3.2.1	Problématique	45
3.2.2	Article : Gravity change in Taiwan estimated from different orogeny models	46
3.3	Effet de la tectonique à court terme	66
3.3.1	Problématique	66
3.3.2	Article : Expected temporal Absolute Gravity change across the Taiwanese Orogen, a modeling approach	66
3.4	Compléments sur les effets de la tectonique taïwanaise	82
3.4.1	Les séismes à venir	82
3.4.2	Les séismes passés	83
3.4.2.1	Les mouvements postsismiques	83
3.4.2.2	Modélisation de la relaxation visco-élastique à Taïwan	84
3.4.3	Synthèse	87
3.5	Effet des mouvements verticaux du sol	87
3.5.1	Observations des mouvements verticaux du sol	88
3.5.2	Rapprochement aux variations de pesanteur	89

3.5.2.1	Le rapport $\frac{\Delta g}{\Delta h}$	89
3.5.2.2	Le choix des stations GPS	90
3.6	Effet de l'hydrologie	93
3.6.1	Observation des effets de l'hydrologie sur les variations de pesanteur à Taïwan	93
3.6.2	Utilisation des mesures de précipitation	96
3.6.3	Précision sur l'effet de plateau	99
3.6.4	Synthèse	99
3.7	Effet de l'érosion	100
3.7.1	L'efficacité de l'érosion à Taïwan	100
3.7.2	Modélisation	102
3.7.2.1	Gain de masse : sédimentation	102
3.7.2.2	Perte de masse : érosion	103
3.7.2.3	Incertitudes sur les modèles	103
3.8	Conclusion	106
4	Interprétation des variations de pesanteur	107
4.1	Introduction	107
4.2	Effets de l'hydrologie locale et des mouvements verticaux du sol	109
4.2.1	Conséquences sur les variations de pesanteur mesurées par gra- vimétrie absolue	109
4.2.2	Interprétation des résultats	121
4.2.2.1	Influence de l'hydrologie locale	121
4.2.2.2	Influence des mouvements verticaux du sol	122
4.2.3	Conséquences sur les variations de pesanteur mesurées par gra- vimétrie relative	125
4.2.4	Synthèse	131
4.3	Observation de l'érosion et de la sédimentation par gravimétrie	132
4.3.1	Mise en évidence du phénomène	132
4.3.2	Calcul des épaisseurs déposées ou érodées	136
4.3.3	Synthèse	139
4.3.3.1	Sédimentation	139
4.3.3.2	Erosion	142
4.3.4	Perspectives	143
4.4	Autres sources de variations de pesanteur	144
4.4.1	Le séisme de Jiashian	145
4.4.2	Phénomènes anthropiques côtiers	148
4.5	Conclusion	149
	Conclusion générale	151

Bibliographie	157
Annexes	167
A Protocole de mesures relatives	169
B Synthèse des mesures AGTO	173
C Variations de contraintes de Coulomb à Taïwan	175
D Localisation des sites	185

Introduction générale

L'île de Taïwan se situe à la jonction entre la plaque Eurasie et la plaque de la mer des Philippines. La vitesse de convergence entre ces deux plaques est estimée à 8.2 cm a^{-1} (Yu et al., 1997). Ce fort taux de raccourcissement entretient l'intense activité tectonique observée à Taïwan à travers une sismicité élevée et une orogénèse rapide marquée par des taux de surrection et d'érosion parmi les plus forts de la planète (Byrne and Liu, 2002). Ces conditions, associées à l'accessibilité de l'île, en ont fait un site prisé pour l'étude des orogénèses actives. La progression de la compréhension de sa tectonique implique d'y poursuivre l'acquisition de nouvelles données.

C'est dans cette logique que s'inscrit ce travail de thèse. La géodésie et ses derniers développements ont bénéficié à l'étude de Taïwan, notamment le Global Positioning System (GPS) (e.g. Johnson et al., 2005; Loevenbruck et al., 2001) et l'interférométrie radar à synthèse d'ouverture (InSAR) (e.g. Chang et al., 2004b; Peyret et al., 2011). La gravimétrie, une autre méthode importante en géodésie, a aussi contribué à l'étude de Taïwan. En particulier, Yen et al. (1998) ont proposé une structuration profonde de l'île en contraignant sa distribution de densité et la profondeur du Moho à partir d'une carte d'anomalie de Bouguer couvrant toute l'île, c'est-à-dire une carte statique d'anomalies gravimétriques. Mais l'amélioration de la précision des mesures permet aujourd'hui de s'intéresser aux variations temporelles de la pesanteur, comme le GPS s'intéresse aux variations temporelles d'une position. Elles renseignent à la fois sur la déformation et sur les transferts de masse. L'étude des variations temporelles de pesanteur profite à de nombreux sujets couvrant toutes les échelles temporelles et spatiales. Citons par exemple ses applications à l'hydrologie (e.g. Jacob et al., 2010; Naujoks et al., 2008), à la volcanologie (e.g. Bonvalot et al., 2008; Vigouroux et al., 2008), ou à la dynamique interne de la Terre (e.g. Rosat et al., 2003). Ce type de mesure est en revanche plus rarement appliqué à la tectonique ou à l'étude des processus orogéniques (e.g. Mazzotti et al., 2007; Sun et al., 2009) et inexistant à Taïwan. Or une orogénèse implique des déformations et des transferts de masses et celle de Taïwan est de plus très active. L'apport potentiel des mesures des variations temporelles de pesanteur sur la connaissance de cet orogène doit être évalué.

Cette thèse s'est ainsi attachée à la mesure et à l'interprétation des variations temporelles de pesanteur qui existent dans l'île. Elle fait partie du projet AGTO (Absolute Gravity in the Taiwan Orogen), coordonné entre l'Institut de Physique du Globe de Stras-

bourg et la National Chiao Tung University (Hsinchu - Taïwan). Ce projet a permis de suivre annuellement les variations de pesanteur par gravimétrie absolue sur 10 sites (depuis 2006) et relative sur environ 60 autres (depuis 2008). La question est de savoir quels transferts de masses et quelles déformations nous pouvons identifier à Taïwan et en quoi ils nous renseignent sur ses processus orogéniques.

Une seconde question, sous-jacente à cette étude, concerne la capacité à séparer des phénomènes en gravimétrie. En effet, une variation de pesanteur résulte de plusieurs facteurs, déformations et transferts de masses tous confondus. Or il n'est pas possible, avec la seule mesure gravimétrique, d'affirmer la part que tient chacun d'entre eux. Il est possible de formuler des hypothèses, compte tenu du contexte d'étude, sur les effets qui doivent vraisemblablement y participer. Cependant leur séparation claire, permettant un suivi quantitatif des masses et des déformations mises en jeu, implique l'utilisation de données indépendantes de la gravimétrie et qui se rattachent à ces phénomènes. Cela offre un angle de vue différent qui contraint la quantification des effets. Comme nous allons le voir, Taïwan regroupe plusieurs processus capables de faire varier le champ de pesanteur. Nous nous efforcerons de les séparer et de les quantifier. Cela nous permettra d'évaluer l'intérêt des mesures gravimétriques répétées dans le temps pour étudier les régions tectoniquement actives.

Dans une première partie, à partir de quelques unes des nombreuses études qu'elle a motivées, nous présentons le contexte tectonique de Taïwan et ses caractéristiques. Nous mettons l'accent sur les déformations et les transferts de masses qui existent dans l'île. Cependant, du fait du caractère intégrateur de l'accélération de la pesanteur, nous ne nous restreignons pas à ceux de nature seulement orogénique.

Dans une seconde partie, nous présentons les différents instruments que nous avons utilisés dans ce travail. Nous insistons en particulier sur les gravimètres absolu (FG5) et relatif portable (CG5) que nous avons utilisés et dont les mesures sont la base de notre étude. Après avoir détaillé les traitements nécessaires à l'utilisation de ces mesures nous synthétisons l'ensemble des résultats, c'est-à-dire les variations temporelles de pesanteur, que nous avons obtenues au cours de ces 5 dernières années.

Dans une troisième partie, nous travaillons au recensement des différents effets qui peuvent expliquer les variations de pesanteur observées. Ils s'agit de mettre en place les méthodes qui nous permettront de les séparer les uns des autres dans les variations de pesanteur car celles-ci, comme nous l'avons dit, les intègrent tous. D'une part, nous nous attachons à la modélisation des effets de la tectonique taïwanaise sur le champ de pesanteur. D'autre part nous décrivons comment d'autres données, acquises indépendamment de la gravimétrie, peuvent être utilisées pour expliquer les variations de pesanteur.

Dans une quatrième et dernière partie, nous reprenons nos mesures et y appliquons les méthodes détaillées avant. Il s'agira à la fois de valider ces méthodes en les utilisant dans des cas concrets (tous les sites mesurés) et d'en extraire de nouvelles informations concernant les transferts de masse et les déformations qui existent à Taïwan.

Chapitre 1

Présentation de Taïwan

1.1 Introduction

Taïwan (ou la République de Chine) est une île de 36000 km² située au sud-est de la Chine, entre la mer de Chine orientale, la mer de Chine méridionale et la mer des Philippines (figure 1.1).

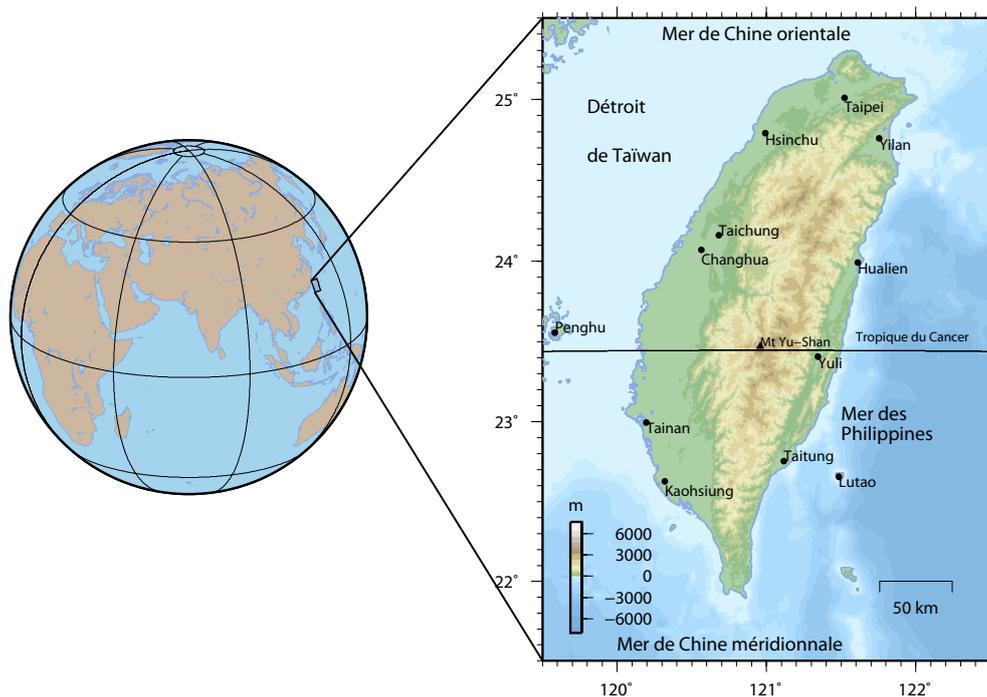


FIG. 1.1: Localisation globale, géographie et topographie de Taïwan (capitale : Taipei). La topographie est issue du projet SRTM30_PLUS ¹

Elle est traversée dans sa partie sud par le tropique du Cancer. Son climat est tropical chaud, avec l'alternance de deux saisons : sèche entre septembre et avril, humide entre mai et août (Chen and Chen, 2003). La densité de population est de 632 habitants par

¹http://topex.ucsd.edu/WWW.html/srtm30_plus.html.

km² (en 2007, d'après le Bureau de Représentation de Taipei en France), soit la deuxième plus forte densité au monde parmi les pays de plus de 10 millions d'habitants. Cette population est par ailleurs concentrée sur les côtes, l'intérieur de l'île étant très montagneux. Le point culminant est le mont Yu-Shan, à 3952 m.

Du fait de son accessibilité et de l'activité des processus orogéniques qui y sont observés, Taïwan est souvent présentée comme un laboratoire naturel dans le domaine des géosciences. Nous décrivons dans ce chapitre les caractéristiques tectoniques et géologiques principales de l'île.

1.2 Contexte géodynamique

L'île de Taïwan se situe à la jonction entre la plaque Eurasie et la plaque de la Mer des Philippines (figure 1.2 a).

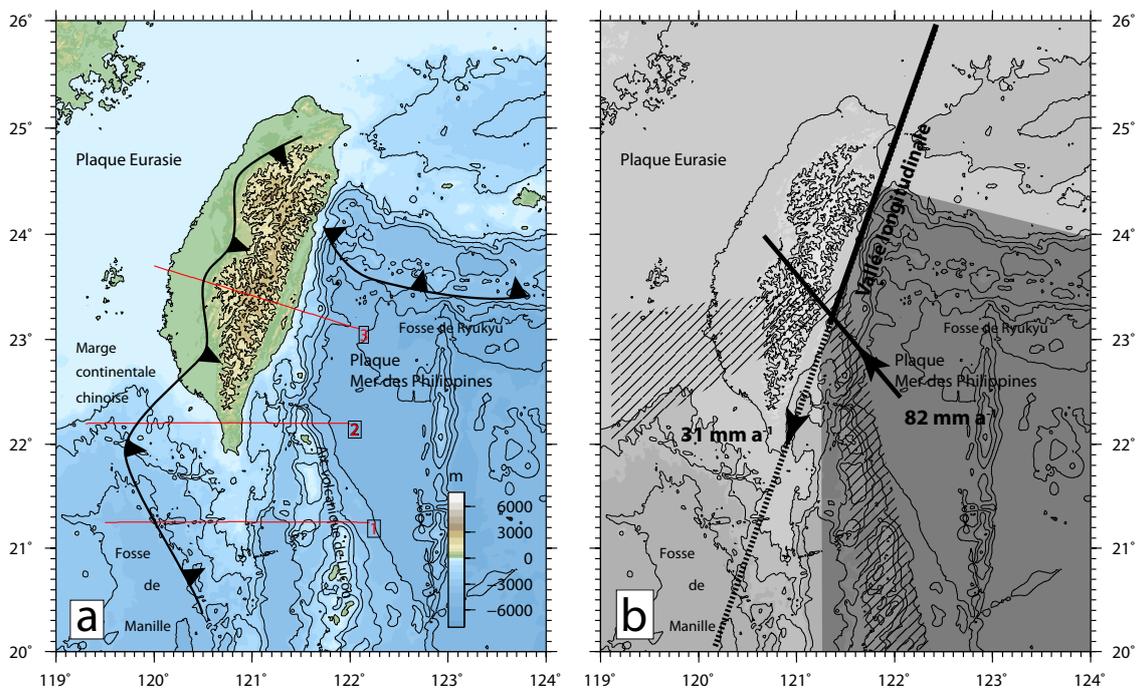


FIG. 1.2: a) Contexte tectonique de Taïwan. Deux subductions s'expriment à la surface de la croûte par les fosses de Manille et de Ryukyu, respectivement au sud et au nord de l'île. Les sections 1, 2 et 3 localisent les coupes de la figure 1.4. b) Structures impliquées dans la formation de Taïwan et modèle cinématique de la convergence et de la propagation de la collision. D'après Yu et al. (1997), Simoes and Avouac (2006) et Sibuet and Hsu (2004).

Elle résulte de la collision de l'arc volcanique de Luçon, appartenant à la plaque de la Mer des Philippines, avec la marge continentale chinoise sur la plaque eurasiatique (figure 1.2 b). Cette collision s'est initiée il y a 9 Ma (Sibuet and Hsu, 2004) et se poursuit aujourd'hui à une vitesse de plusieurs cm par an, entre 7,3 cm a⁻¹ (Seno, 1977) et 8,2 cm a⁻¹ (Yu et al., 1997). La convergence est accommodée au sud par la subduction

de la plaque Eurasie sous la plaque de la Mer des Philippines et au nord par la situation inverse (figure 1.3). Cette configuration singulière doit générer une déchirure dans la plaque Eurasie que Lallemand et al. (2001) placent aux environs de Hualien, ville située sur la côte est de l'île, vers 24°N (figure 1.1).

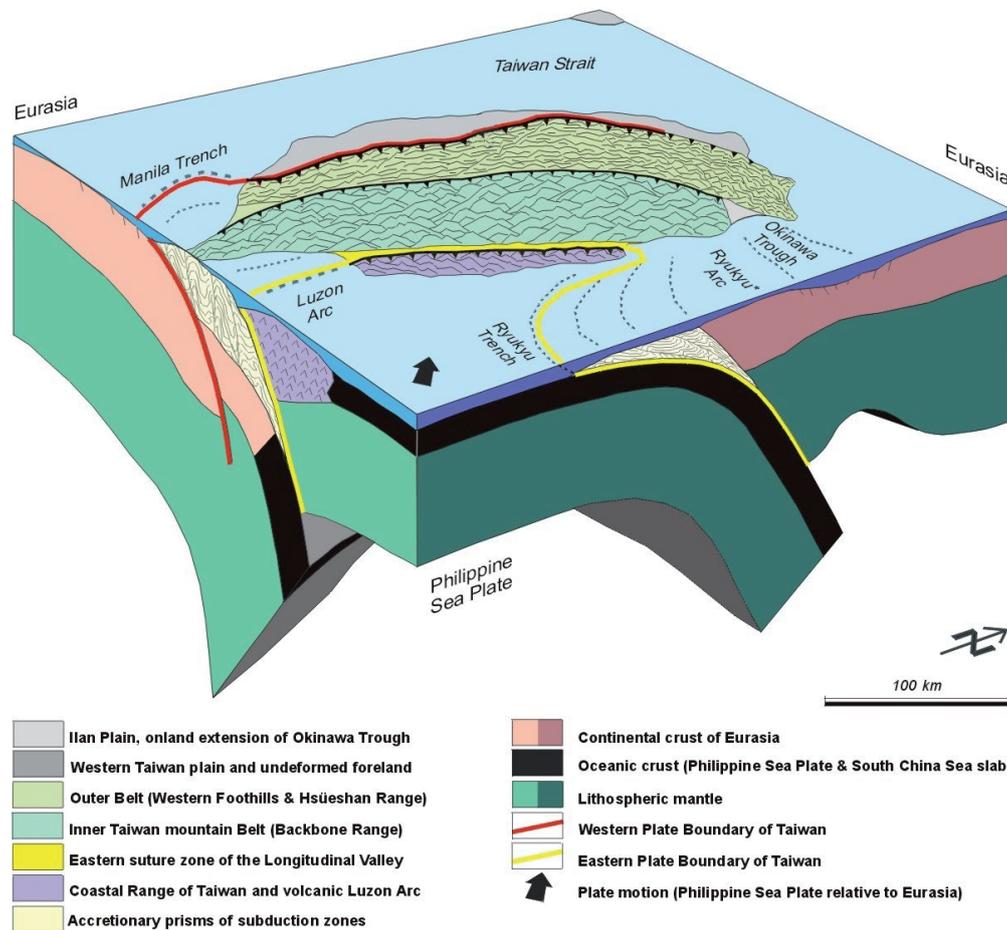


FIG. 1.3: Bloc en 3 dimensions de la géométrie des plaques dans la région de Taïwan (Angelier et al., 2001) illustrant l'inversion de la subduction entre la plaque Eurasie et la plaque de la mer des Philippines du sud vers le nord de l'île.

La convergence des deux plaques tectoniques se fait selon une direction N 310°E, tandis que l'arc volcanique de Luçon, responsable de l'orogénèse, est subméridien (figure 1.2). Cette obliquité propage la collision vers le sud. Cela signifie que les différents stades de l'évolution de l'orogène taïwanais se retrouvent spatialement du sud vers le nord : avancer de 90 km vers le sud, le long de la collision, équivaut à revenir 1 Ma en arrière (Sibuet and Hsu, 2004). Cette propriété permet de reconstruire l'évolution de l'orogène à partir de coupes réalisées du sud vers le nord (e.g. Malavieille and Trullenque, 2009). Ces coupes sont spatialement distinctes à un instant t mais représentent l'évolution prévisible de la coupe la plus au sud (figure 1.4).

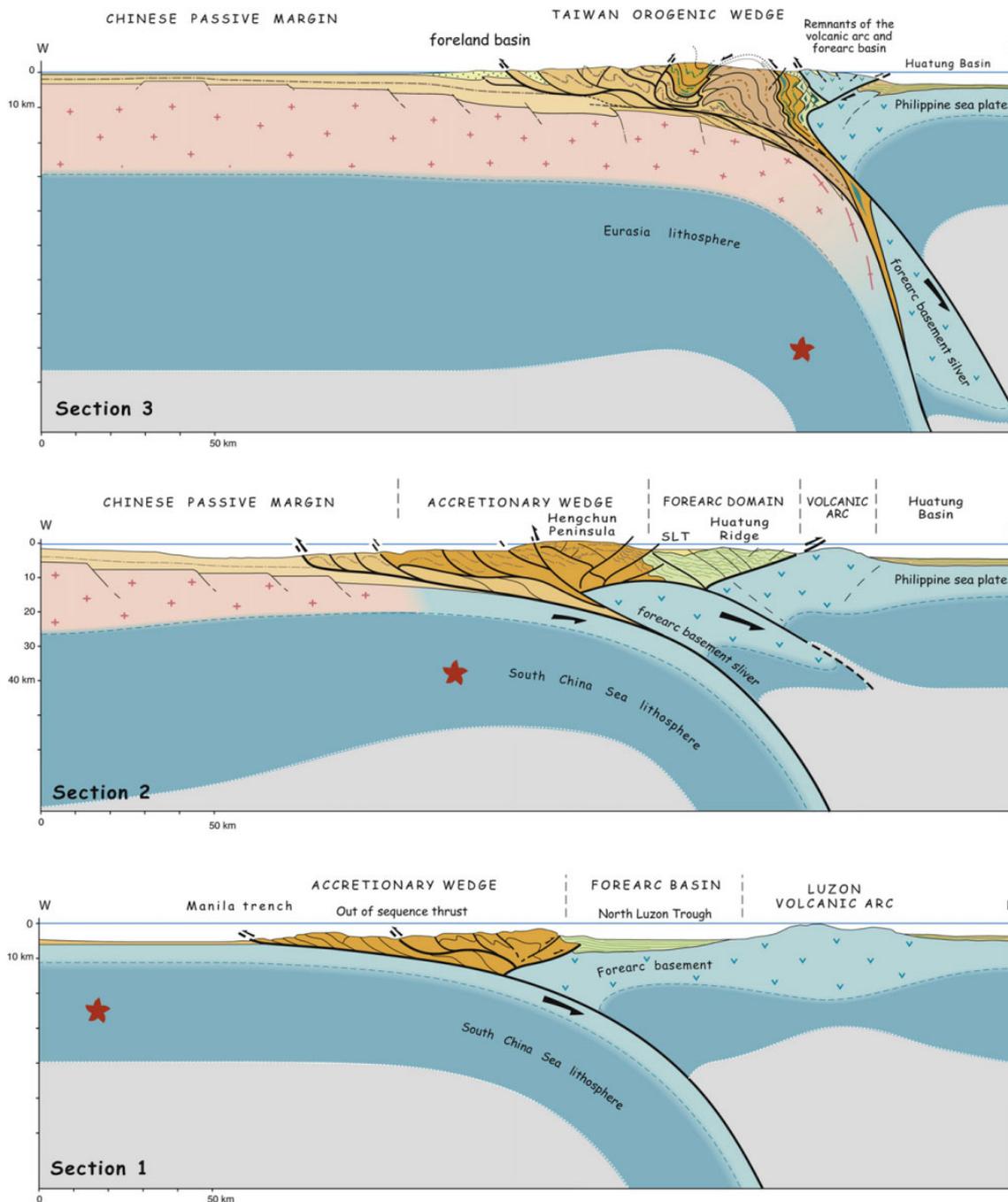


FIG. 1.4: Coupes géologiques de Taïwan (Malavieille and Trullenque, 2009) situées respectivement vers 21°N (section 1) dans la mer de Chine du Sud, vers 22°N (section 2) à l'extrémité sud de l'île et enfin entre 23 et 24°N (section 3), parallèlement à la direction de convergence (voir la figure 1.2 a pour la localisation). L'étoile rouge est un marqueur spatial, analogue sur les trois coupes, qui illustre l'évolution spatio-temporelle de la déformation, de plus en plus mature vers le nord (d'abord 1, puis 2 et 3).

1.3 Unités tectoniques majeures

A cette évolution sud-nord de l'orogène taiwanais se rajoute une organisation ouest-est de sa structure et de ses terrains. Elle est précisément décrite dans les travaux de Ho (1986).

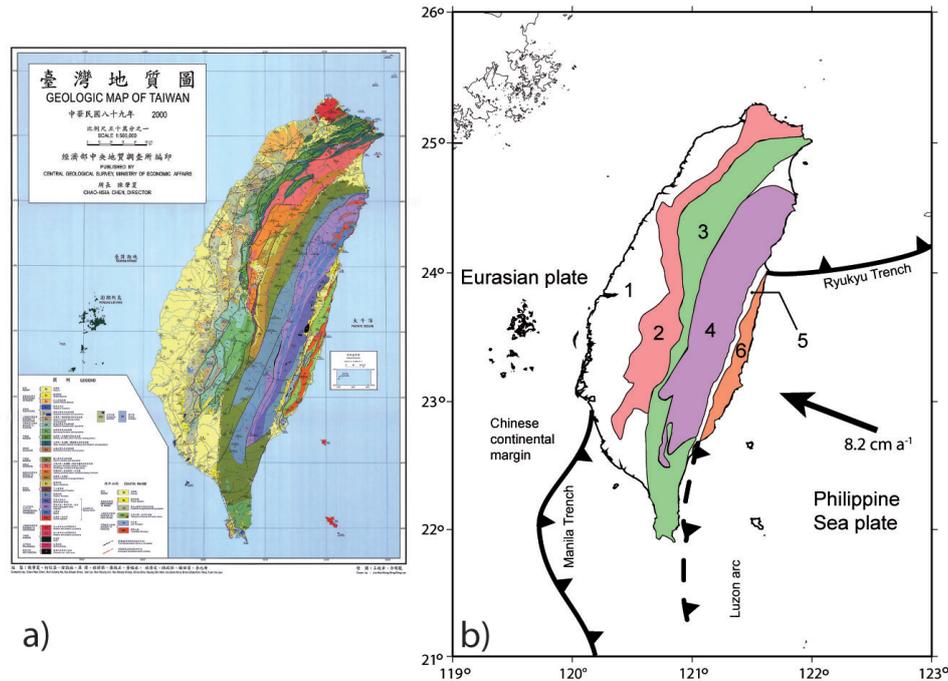


FIG. 1.5: a) Carte géologique de Taïwan (Ho, 1986; Chen et al., 2000). b) Carte simplifiée (modifiée d'après Hickman et al., 2002). Les noms des structures sont aussi donnés en anglais entre parenthèse. 1 : Plaine côtière (coastal plain), 2 : Contreforts occidentaux (western foothills), 3 : Ceinture d'ardoise (slate belt), 4 : Chaîne centrale (central range), 5 : Vallée longitudinale (longitudinal valley), 6 : Chaîne côtière (coastal range).

Six régions principales sont identifiées (figure 1.5 b) :

1. la plaine côtière, essentiellement composée d'alluvions quaternaires (récents, moins de 2 Ma).
2. les contreforts occidentaux, qui sont une ceinture de plis et chevauchements, affectant des terrains silicoclastiques. Ils correspondent au front de déformation de l'orogène. Les plus vieux sédiments déformés sont miocènes (jusqu'à -23.5 Ma).
3. la ceinture d'ardoises, plus déformée et avec de plus forts reliefs, est composée de sédiments éocènes à oligocènes (entre -53 et -23.5 Ma) ayant été faiblement métamorphisés en schistes ardoisiers (faciès métamorphique : schistes verts).
4. la chaîne centrale, qui est un affleurement du socle cristallin pré-tertiaire (antérieur à -65 Ma) dont les roches sont métamorphisées et plus déformées (faciès métamorphiques : schistes verts et bleus).

5. la vallée longitudinale, qui est une zone allongée (150 km), étroite (10 km) et sans relief où affleurent des alluvions quaternaires.
6. la chaîne côtière qui est un reliquat de l'arc de Luçon essentiellement composé de roches volcaniques et de de sédiments volcanoclastiques dont les plus vieux sont miocènes.

Une augmentation du degré de métamorphisme et de la déformation est observée d'ouest en est, de la plaine côtière jusqu'à la chaîne centrale. Plus à l'est, on arrive à la chaîne côtière qui appartient à la plaque de la Mer des Philippines et qui est considérée indéformable. Entre les deux, la vallée longitudinale, parcourue par une longue faille du même nom, constitue la limite de plaque entre l'Eurasie et la Mer des Philippines. L'arc de Luçon est suffisamment massif pour ne pas passer en subduction sous l'Eurasie et vient poinçonner la marge continentale chinoise.

1.4 Les modèles tectoniques

Les éléments qui viennent d'être décrits sont généralement acceptés par tous les auteurs :

1. Taïwan résulte de la collision de l'arc de Luzon avec la plaque Eurasie
2. cette collision se propage vers le sud
3. la vallée longitudinale est la limite de plaques entre l'Eurasie et la Mer des Philippines.

L'architecture profonde de la collision est plus débattue. Les nombreuses études menées dans l'île et les différentes données acquises ont conduit à la création de plusieurs modèles d'orogénèse, dont aucun ne fait l'unanimité. Nous n'en présentons ici que deux qui sont à la fois populaires et bien distincts.

1.4.1 Le modèle *thin-skinned*

Ce modèle tectonique (littéralement « à fleur de peau ») suggère l'existence d'un décollement peu profond dans la croûte continentale eurasiatique, à l'ouest de l'île. Les terrains peu épais (*thin*) de la marge continentale chinoise sont poussés et déformés, au dessus de ce décollement (*-skinned*), par l'avancée de l'arc de Luçon. L'arc de Luçon est présenté comme un butoir. Ce modèle a été initialement proposé par Suppe (1981) (figure 1.6) à partir du concept de déformation en prisme critique développé par Chapple (1978) pour les ceintures de plis et chevauchements, dont les caractéristiques principales suivent :

1. les ceintures sont *thin-skinned*, c'est à dire que seules les couches situées au dessus d'un horizon stratigraphique particulier, le décollement, sont affectées par les plis et les chevauchements.
2. le décollement est localisé dans des roches résistant faiblement aux contraintes (argile ou évaporite).
3. le prisme sédimentaire a une forme conique, épais à l'arrière (l'est pour Taiwan) où il est poussé et fin vers l'avant, où il accrète des écailles sédimentaires à mesure qu'il avance.
4. le prisme a été fortement raccourci et épaissi à l'arrière.

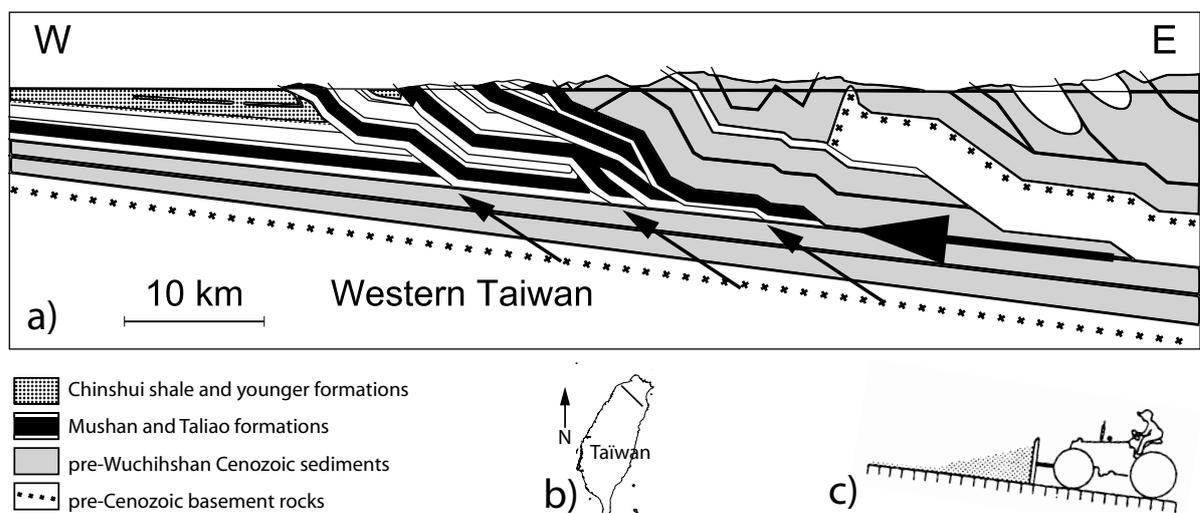


FIG. 1.6: a) Coupe géologique simplifiée dans le nord ouest de Taïwan, d'après Suppe (1980), avec le décollement (flèche épaisse) et les rampes (failles inverses) qui s'y enracinent (flèches fines). b) Localisation de la coupe. Le schéma c) illustre l'analogie proposée par Suppe (1981) entre la formation du prisme orogénique taïwanais et celle du prisme créé à l'avant d'un bulldozer, dont la lame serait l'arc de Luçon.

La déformation suit le modèle du prisme de Coulomb. La poussée exercée par l'arc sur ce prisme et le long du décollement le fait se déformer jusqu'à un seuil critique où il va rompre. La poussée continue de déformer cet ensemble tout en accrétant du matériel à son extrémité, jusqu'à ce qu'un nouveau seuil critique soit atteint. Le décollement, qui s'enfonce vers l'ouest avec une pente de 6° a été placé dans des couches ayant une faible résistance à la friction (Davis et al., 1983; Suppe, 1981), à environ 10 km de profondeur (Carena et al., 2002). Ce modèle a été initialement validé par l'étude de la géométrie du prisme d'accrétion (Dahlen et al., 1984) et des données de flux chaleur en surface (Barr and Dahlen, 1989, 1990). Du fait que le prisme glisse sur le décollement avec une géométrie constante, ce modèle de prisme critique implique qu'il subisse un raccourcissement interne. Cela lui permet de maintenir son épaisseur en compensant sa forte érosion ($3 \text{ à } 6 \text{ mm a}^{-1}$

selon Dadson et al. (2003)). Cependant Simoes and Avouac (2006) montrent que l'essentiel du raccourcissement est accommodé par les failles au front de l'orogène (dans les contreforts occidentaux). Ils proposent alors que l'érosion dans les zones plus internes soit compensée par un apport de matériel, par sous-plaquage de la croûte eurasiatique sous l'orogène (figure 1.7). La plaque Eurasie passant sous la plaque des Philippines a ses 7 premiers km de croûte accrétés au prisme, le reste étant pris dans la subduction. Des données thermométriques et géochronologiques récentes ont permis de valider ce modèle sans remettre en cause l'idée d'une tectonique *thin-skinned* (Simoes et al., 2007).

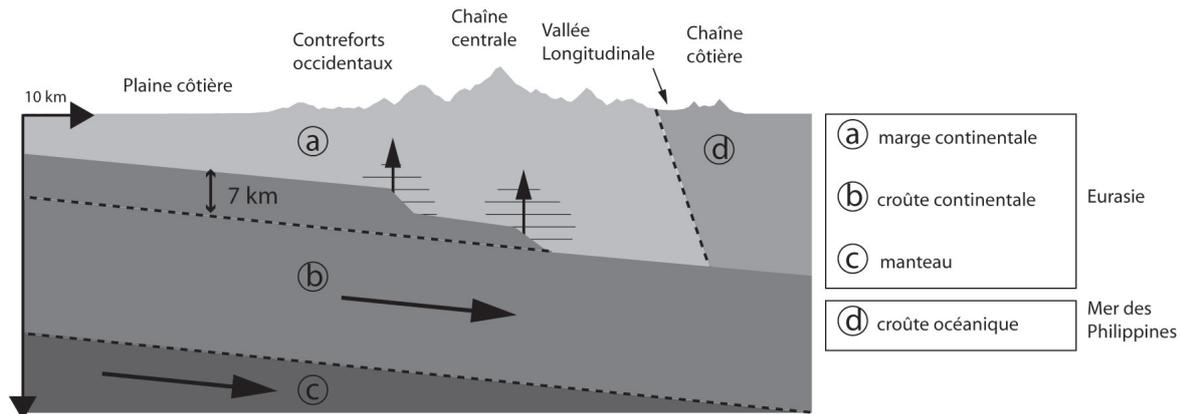


FIG. 1.7: Illustration du sous-plaquage dans la chaîne taiïwanaise d'après Simoes and Avouac (2006) (la topographie est exagérée). Les 7 premiers km de la croûte eurasiatique sont accrétés à la chaîne lors de son passage sous Taïwan. Ils participent alors au maintien de la topographie de l'île et à l'exhumation des roches du socle. Le reste de la croûte passe en subduction sous la plaque de la mer des Philippines.

1.4.2 Le modèle *thick-skinned*

La remise en question du modèle *thin-skinned* apparaît avec l'interprétation de données, essentiellement sismologiques, proposée par Wu et al. (1997). Selon leur étude, la plaque Eurasie est déformée jusqu'à environ 40 km de profondeur. Cela suggère que l'orogénèse ne sollicite pas que des matériaux de la croûte supérieure mais également ceux de la croûte inférieure et du manteau supérieur. De plus, la géométrie du prisme *thin-skinned* ne lui permet pas d'atteindre plus de 20 km de profondeur, tandis que les résultats de tomographie sismique de Rau and Wu (1995) ou plus récemment Kim et al. (2005) suggèrent que la racine crustale de l'orogène existe jusqu'à 50 km. Wu et al. (1997) avancent ainsi l'idée d'un modèle de collision lithosphérique (figure 1.8).

Notons que, bien que leur travail soit souvent mis du côté de la tectonique *thick-skinned*, c'est-à-dire faisant intervenir une plus grande épaisseur de matériel lithosphérique, Wu et al. (1997) avaient évité ce terme qui sous-entend l'existence d'un décollement dans la plaque Eurasie. Or ces auteurs affirment qu'il n'y a pas de décollement, ni même de subduction sous la partie centrale de l'île. La question de la subduction a été revue par

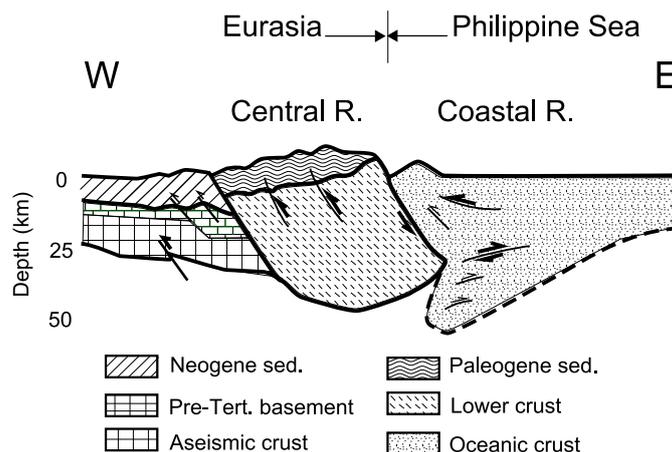


FIG. 1.8: Le modèle de collision lithosphérique de Wu et al. (1997). La plaque de la mer des Philippines entre en collision avec la plaque Eurasie. Aucune d'entre elle ne passe en subduction et le raccourcissement est accommodé par l'épaississement de la croûte au niveau du contact.

Lallemand (2000) à partir de tomographie sismique (Bijwaard et al., 1998) : il y aurait bien subduction mais la partie plongeante de la plaque Eurasie se détacherait sous la partie centrale de Taïwan. Cela ne permet pas de voir la subduction dans les travaux de Wu et al. (1997), dont la tomographie n'image environ que les 100 premiers km du globe, le matériel détaché étant au delà de cette profondeur. La subduction de la plaque Eurasie dans le centre de Taïwan a été ré-affirmée dans la tomographie de Wang et al. (2006b). Par ailleurs d'autres études viennent questionner le modèle *thin-skinned*. Yen et al. (1998) dessinent et interprètent une carte d'anomalie de Bouguer couvrant toute l'île. Le modèle *thin-skinned* ne permet pas d'expliquer les anomalies observées. Ils proposent aussi l'alternative d'une plus grande épaisseur de lithosphère participant à l'orogénèse. Mouthereau and Petit (2003), partant notamment de la discussion de Lin and Watts (2002) sur l'importance des structures héritées de la marge continentale chinoise, s'accordent aussi avec cette hypothèse, en particulier dans le sud de l'île. Les anciennes failles normales misent en place lors de l'ouverture de la mer de Chine à l'Oligocène (vers -30 Ma) peuvent rejouer, là où elles existent, en failles inverses lors de la collision avec la plaque de la mer des Philippines (figure 1.9). L'élément nécessaire à ce mécanisme est le *Peikang-High*, situé au sud-ouest de Taïwan. Ce morceau de socle de grande dimension passe difficilement en subduction. Les terrains présents entre lui et l'arc de Luçon sont ainsi pris en étau, favorisant la réactivation des failles. Cela génère une tectonique cette fois dite *thick-skinned*, dans la mesure où une plus grande épaisseur de matériaux (*thick*), descendant sous le Miocène, est déformée au dessus d'une zone de décollement (*-skinned*). Ce décollement correspond au découplage entre les croûtes supérieure et inférieure, favorisé à la fois par ces structures héritées et par le contraste de rhéologie existant entre ces deux entités.

La tectonique *thick-skinned* a été testée par Yamato et al. (2009) dans une modélisation

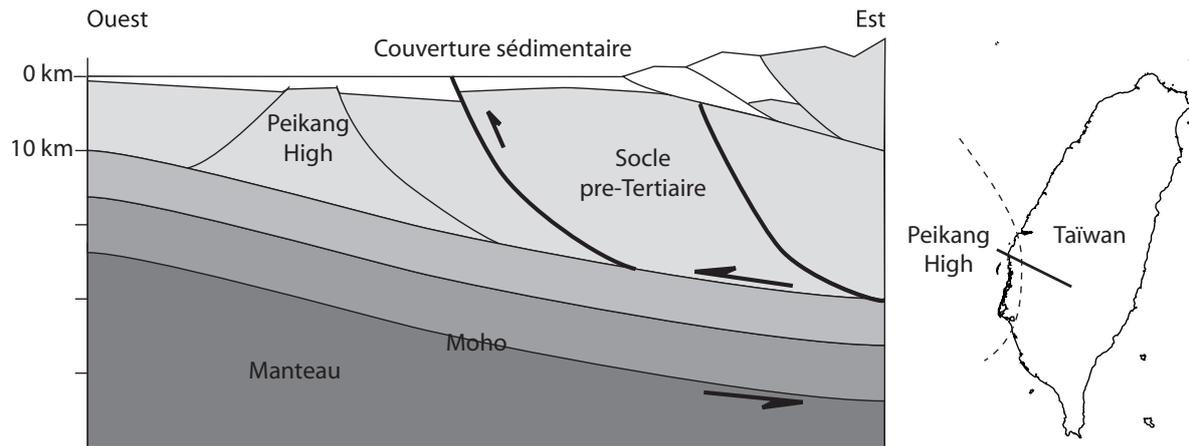


FIG. 1.9: *Tectonique thick-skinned proposée par Mouthereau and Petit (2003). Dans ce cas, les structures héritées influencent la tectonique de l'île. Ainsi dans le sud de Taïwan, le Peikang High converge vers le prisme en résistant à la subduction. Cela se traduit par la réactivation des failles plus à l'est.*

thermo-mécanique tenant compte de données thermochronométriques et de flux de chaleur. Leur étude valide le modèle et permet d'expliquer les données, qui mettaient en défaut les premiers modèles de tectonique *thin-skinned*. Nous avons cependant vu au paragraphe 1.4.1 que Simoes et al. (2007) pouvaient aussi expliquer ces données en gardant une tectonique *thin-skinned*, mais en faisant intervenir un sous-plaquage de la croûte eurasiatique sous la chaîne centrale. Yamato et al. (2009) considèrent qu'il n'est pas nécessaire de faire intervenir de sous-plaquage et qu'on peut plus directement voir l'orogénèse comme le résultat de l'accrétion frontale de la plaque Eurasie sur la plaque de la Mer des Philippines (figure 1.10). La croûte eurasiatique se déforme (plissement anticlinal à grande échelle) sur la plaque de la Mer des Philippines, plus dense, permettant un flux ductile de croûte inférieure sous la chaîne centrale. Il n'y aurait ainsi subduction que du manteau eurasiatique et pas de la croûte.

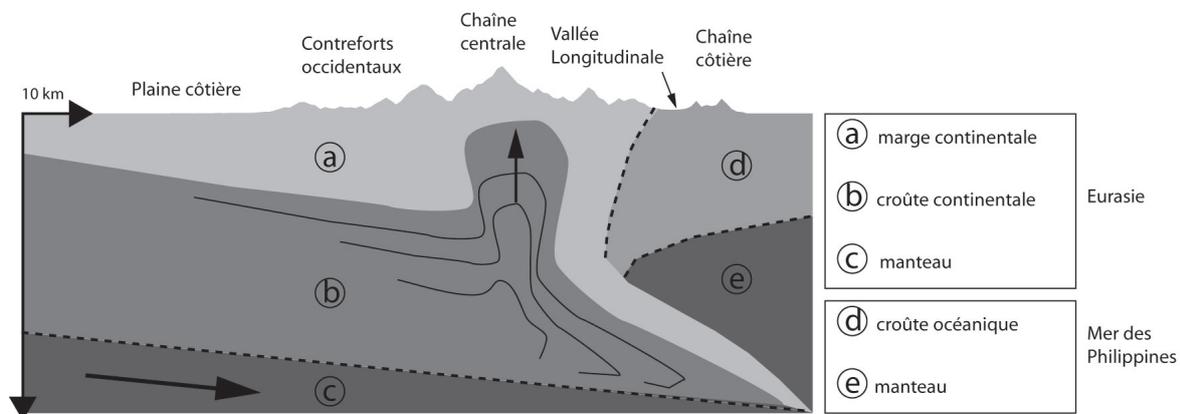


FIG. 1.10: *Modèle d'accrétion frontale de Yamato et al. (2009). La croûte continentale ne passe pas en subduction sous la plaque de la mer des Philippines. Elle se déforme à son contact et transmet son matériel à l'orogène taïwanais (la topographie est exagérée).*

1.4.3 Synthèse sur les modèles tectoniques

Nous nous sommes ici limités à la description de deux modèles extrêmes. Ce ne sont pas les seuls, nous pouvons aussi citer le modèle à double vergence (double sens de chevauchement) de Willett et al. (1993). Il est intéressant de noter que l'on compile des données depuis une trentaine d'années pour essayer de mieux comprendre le processus d'orogénèse à Taïwan. Malheureusement les mêmes données (thermochronologie, flux de chaleur) peuvent valider des modèles différents. Cela explique l'intérêt d'en acquérir de nouvelles (par exemple des données de magnétotellurie présentées par Bertrand et al. (2009)), pour mieux comprendre sa tectonique. Car cet effort est aussi utile à une meilleure évaluation du risque sismique à Taïwan.

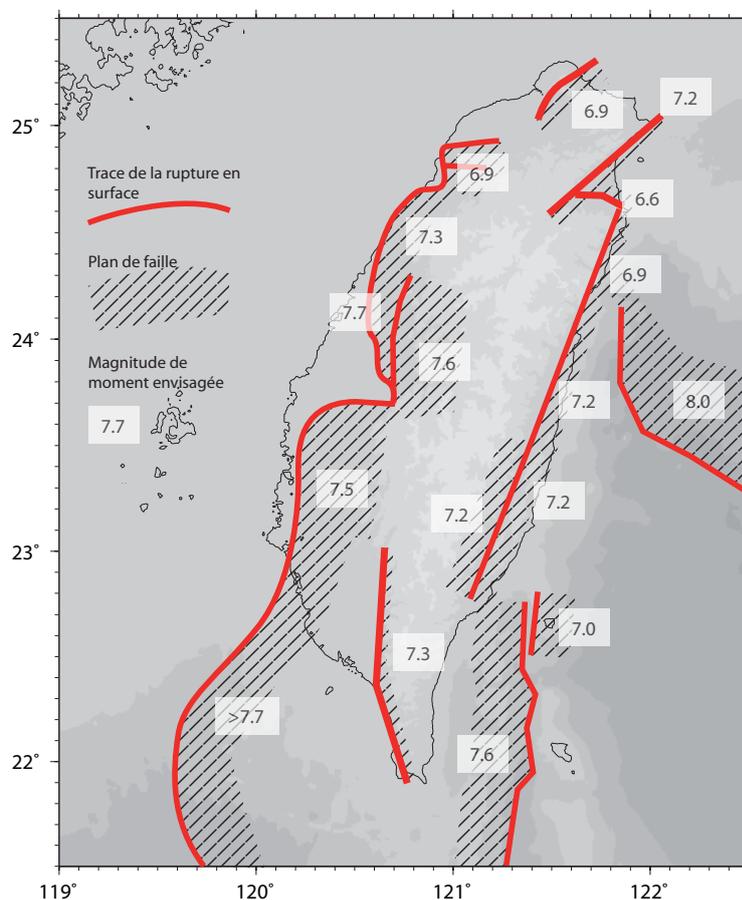


FIG. 1.11: Sources possibles de futurs gros séismes à Taïwan d'après Shyu et al. (2005). Plusieurs failles dangereuses sont concentrées dans la plaine côtière et la vallée longitudinale. La troisième menace est celle d'un séisme de subduction sur la fosse de Ryukyu, dans la mer des Philippines, pouvant générer un tsunami.

Comme nous l'avons décrit dans la partie 1.1, la majeure partie des Taïwanais vivent non loin des côtes, du fait d'un relief plus favorable. Or c'est aussi dans ces régions que l'aléas sismique est le plus élevé, comme le montre la carte de Shyu et al. (2005), présentée

en figure 1.11. Le risque sismique à Taïwan est mis en évidence par cette combinaison d'un fort aléa sismique et d'une forte densité de population, dans la même région. Ce risque est aussi prouvé par l'occurrence de séismes catastrophiques comme ceux de Changhua en 1848, Hsinchu-Taichung en 1935, Hualien et Yuli en 1951 ou dernièrement Chi-Chi (région de Taichung), en 1999 (voir figure 1.1 pour la localisation de ces villes). L'étude des ces évènements doit permettre une meilleure préparation aux prochains. Taïwan est de plus confrontée à d'autres risques naturels aussi étudiés par les géosciences, ce qui illustre la part de responsabilité sociétale de cette discipline.

1.5 Le risque naturel à Taïwan

Nous en présentons 3 types :

1. Le risque sismique.
2. La subsidence de la plaine côtière.
3. Les typhons, glissements de terrains et coulées de boue.

1.5.1 Le risque sismique

Nous avons vu au paragraphe 1.2 que la plaque de la Mer des Philippines avançait à environ $8,2 \text{ cm a}^{-1}$ vers la plaque Eurasie. Cette vitesse est calculée par rapport à l'île de Penghu, considérée fixe, juste à l'ouest de Taïwan. Cela signifie que les $8,2 \text{ cm}$ de raccourcissement annuel sont accommodés entre la plaque de la Mer des Philippines et les îles Penghu. Cette idée est bien illustrée par la carte du champ de vitesses GPS de Yu et al. (1997) qui montre la décroissance des vitesses de convergence d'est en ouest (figure 1.12).

La distribution du raccourcissement suscite beaucoup d'intérêt car elle met en lumière les failles bloquées, qui accumulent des contraintes sans les relâcher de façon continue. Ainsi la faille de la vallée longitudinale montre à présent deux comportements différents le long de ses 150 km : bloquée au nord et rampante (glissement silencieux) de $0,5$ à $2,8 \text{ cm a}^{-1}$ dans sa partie sud (Huang et al., 2010). Ces mêmes auteurs, par analogie avec le segment de Landers sur la faille de San Andreas (Californie), considèrent que la transition entre ces deux comportements correspond à l'hypocentre du séisme de Chengkung. Ce séisme survenu le 10 décembre 2003 est l'un des plus forts enregistrés dans l'est de l'île (magnitude de moment $M_w = 6,8$). A plus long terme, ce sont $2,0$ à $3,0 \text{ cm a}^{-1}$ qui sont pris en charge sur cette faille.

Une autre faille, au large de la côte pacifique, est également sollicitée pour accommoder une partie du raccourcissement. Le jeu de cette faille a été proposé par Malavieille et al. (2002) à partir de coupes sismiques faites dans la Mer des Philippines, et estimé

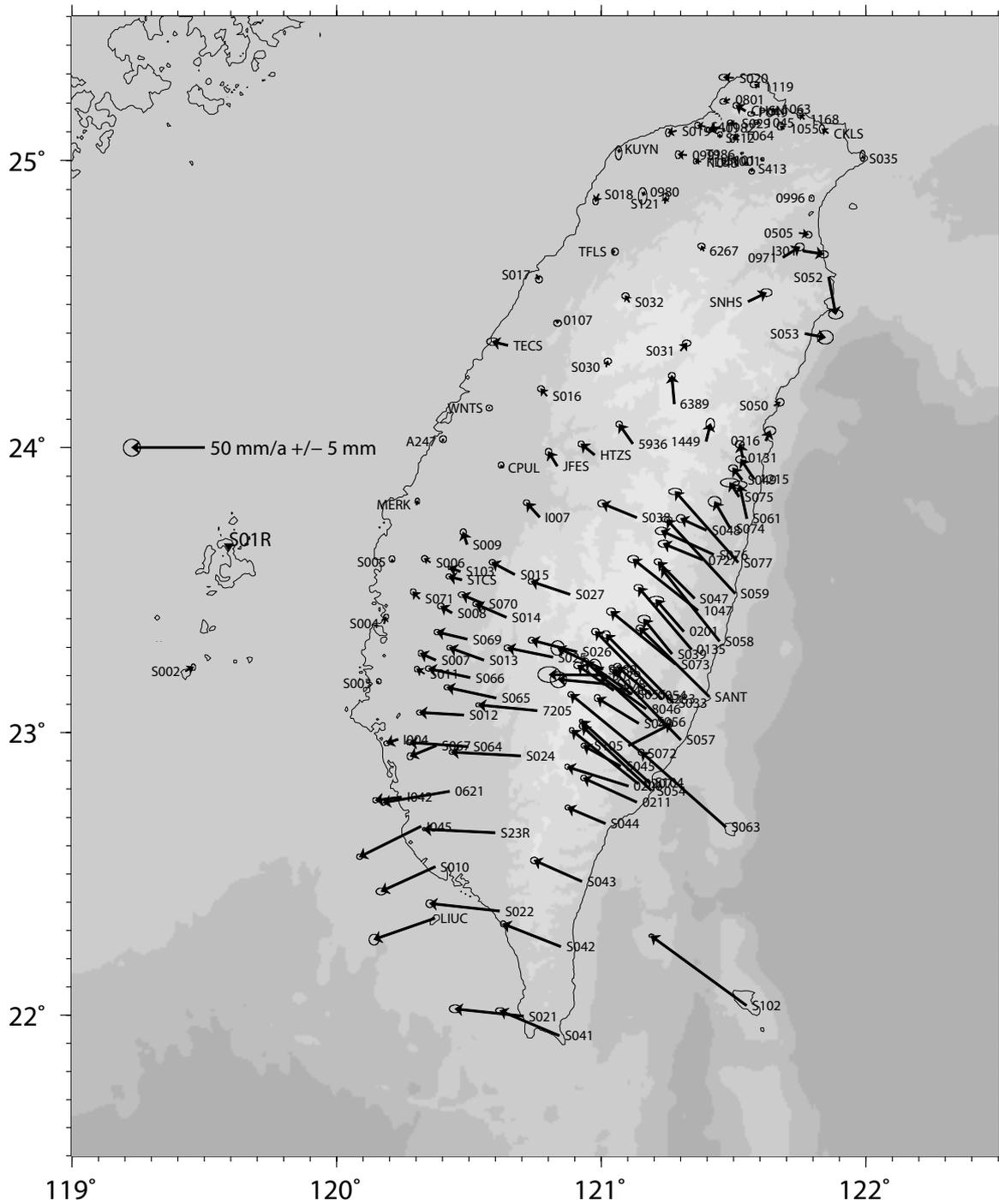


FIG. 1.12: Champ de vitesse calculé par GPS dans la région de Taïwan (Yu et al., 1997). Les vitesses sont données relativement à l'île de Penghu station S01R, à l'ouest.

à 1.7 cm a^{-1} à partir des mesures GPS de (Yu et al., 1997). Huang et al. (2010), dans une modélisation à l'échelle de l'est de Taïwan, ont revu ce glissement à la hausse : $3,5$ à $5,5 \text{ cm a}^{-1}$. Cela leur permet d'expliquer les taux de surrection observés dans la chaîne côtière sur les derniers 10000 ans (Holocène).

Une dernière partie est accommodée dans les contreforts occidentaux par un glissement intersismique (entre les séismes) sur le décollement. Le taux de raccourcissement dans cette zone est estimé à $4,5 \text{ cm a}^{-1}$ Loevenbruck et al. (2001), entre $3,5$ et $4,5 \text{ cm a}^{-1}$ selon Dominguez et al. (2003) ou entre $3,9$ et $4,45 \text{ cm a}^{-1}$ selon Simoes and Avouac (2006). Ce glissement n'est pas transmis jusqu'à la surface car des segments de failles sont bloqués. Il y a alors une accumulation de contrainte, au niveau de ces segments, qui est source de séismes. Cela a été montré notamment avec le séisme de Chi-Chi ($M_W = 7,6$) qui est interprété comme la libération de cette contrainte par la rupture de la faille de Chelungpu (Loevenbruck et al., 2001; Dominguez et al., 2003).

L'étude de la distribution du raccourcissement est donc utile à une bonne évaluation du risque sismique et à la prévention de catastrophes. Notons qu'à Taïwan, en plus des forts mouvements du sols qui endommagent les constructions, les séismes génèrent aussi des glissements de terrains. Dadson et al. (2004) dénombrent ainsi plus de 20000 glissements de terrain directement déclenchés par le séisme de Chi-Chi.

1.5.2 Le risque non sismique

1.5.2.1 La subsidence de la plaine côtière

La région de Pingtung, dans le sud-ouest de Taïwan, présente de forts taux de subsidence mesurés par interférométrie radar (Chang et al., 2004a) et par GPS (Hou et al., 2005; Hu et al., 2006), en particulier près de la côte. Le taux de subsidence sur le long terme est estimé à 4 mm a^{-1} (Lai et al., 2002) et ne permet pas d'expliquer les vitesses calculées par GPS, atteignant au maximum 25 mm a^{-1} (Hou et al., 2005; Hu et al., 2006). Ces auteurs suggèrent que le pompage des aquifères explique 75 % de cette subsidence. Le principe est que la baisse de la nappe d'eau génère une baisse de pression et une hausse de la contrainte effective dans l'aquifère. Cette hausse de contrainte entraîne une compaction de la couche de roches, d'où une subsidence (Sun et al., 1999). Le risque encouru ici est double. D'une part ces mouvements de terrains peuvent endommager les constructions. D'autre part, du fait qu'on se trouve en zone côtière, cette subsidence accroît les risques d'inondation. Ce risque existerait sans le pompage excessif des nappes d'eau souterraines, puisqu'il la subsidence de cette zone est démontrée à l'échelle de toute la période Holocène. Cependant ce pompage l'augmente considérablement.

1.5.2.2 Les typhons et leurs conséquences

La saison humide se caractérise par le passage de typhons. Ce sont des événements atmosphériques très venteux et pluvieux (figure 1.13). Le typhon Morakot, le 8 août 2009, a généré les plus fortes inondations enregistrées depuis 50 ans à Taïwan, avec environ 2800 mm de pluie tombée en 3 jours (Ge et al., 2010).

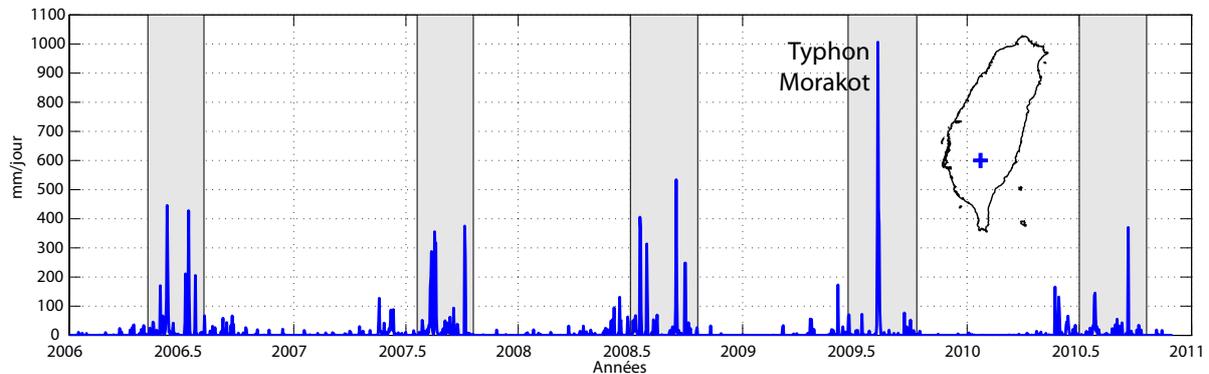


FIG. 1.13: Pluviométrie journalière (en mm) mesurée vers Paolai, dans le centre-sud de Taïwan, entre 2006 et 2011. La saison humide (zone grisée) se trouve dans le milieu ou la deuxième moitié de l'année. Le passage de Morakot, en août 2009, se repère avec un pic à 1000 mm de pluie dans la même journée.

Récemment, Liu et al. (2009) ont montré que les typhons étaient susceptibles de générer des séismes lents, pour lesquels la rupture peut durer jusqu'à plusieurs mois (Stacey and Davis, 2008). Ces séismes se produiraient sous la chaîne côtière, à l'est de Taïwan, d'où arrivent les typhons. Dans ce dernier cas, ils réduisent le risque naturel en relâchant les contraintes, accumulés pendant la convergence de la plaque de la mer des Philippines vers la plaque Eurasie, sans être destructeurs. Ils expliqueraient de cet fait la rareté des séismes de forte magnitude dans la chaîne côtière.

Néanmoins les conséquences les plus visibles des typhons sont les inondations, les coulées de boue et les glissements de terrain dans les zones montagneuses (figure 1.14) avec une densité spatiale de 0.27 glissement de terrain par km² (Wu et al., 1989; Shieh, 1996; Jakob et al., 2005). Morakot a ainsi déclenché le glissement de terrain de Shiaolin, d'un volume de 25×10^6 m³, qui a détruit le village du même nom (Tsou et al., 2011). Précédemment c'est le typhon Herb, en 1996, qui avait causé des dégâts comparables (Jakob et al., 2005). Jakob et al. (2005) estiment que c'est avec Herb que les coulées de boue ont été perçues comme une menace. Elles naissent de la combinaison de deux facteurs principaux :

1. les fortes pluies apportées très rapidement par les typhons. Elles gonflent les cours d'eau et leur confèrent une énergie suffisante pour déplacer les matériaux qu'ils rencontrent (sédiments, blocs rocheux...).
2. l'existence, dans les chenaux empruntés par ces courants, de matériel mobilisable accumulé antérieurement.

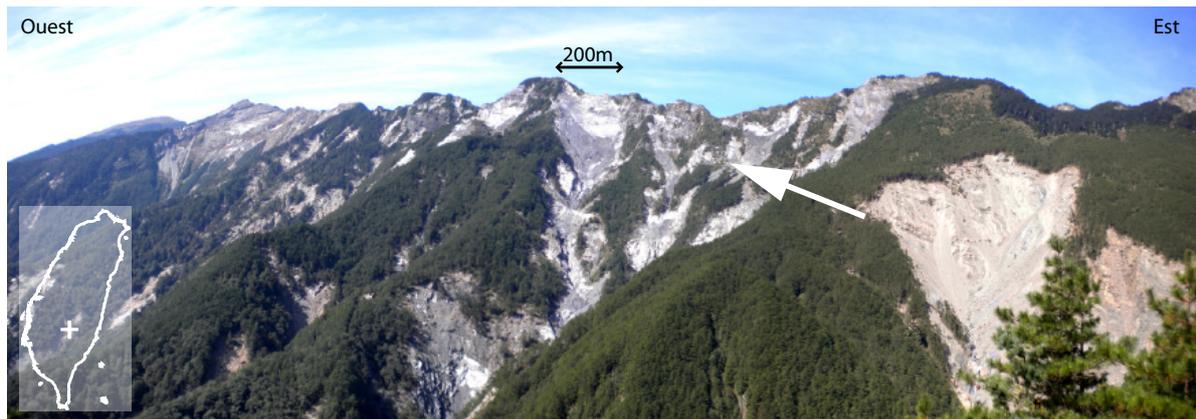


FIG. 1.14: Photographie centrée sur le mont Guan Shan Ling, dans la chaîne centrale. Nous y distinguons les glissements de terrains des zones intactes, recouvertes de forêts. La flèche pointe sur un des sites de mesures absolues (AG05 - chapitre 2) emporté en 2009 (l'échelle n'est valable qu'au niveau de la crête en premier plan).

Sur ce dernier point, et dans le cas de Taïwan, les glissements de terrain sont un facteur important d'accumulation de matériel dans les chenaux. Il faut distinguer les glissements de terrain des coulées. Le premier place du matériel dans les lits des cours d'eau et le second le mobilise grâce à de fortes pluies. Les deux ne se produisent pas nécessairement en même temps. Nous avons en effet vu au paragraphe 1.5.1 que les séismes pouvaient générer des glissements de terrain. Lin and Jeng (2000) montrent cependant que si le glissement de terrain se produit au moment de la crue, le volume des débris transportés augmente significativement.

1.6 Conclusion

1.6.1 Une recherche active

Dans les paragraphes précédents, nous avons présenté les caractéristiques principales de Taïwan du point de vue de sa géologie, de sa tectonique et des risques naturels auxquels ce territoire est confronté. Il en ressort que Taïwan est une île jeune (9 Ma) née de la collision de l'arc de Luçon, sur la plaque de la mer des Philippines avec la marge continentale chinoise, sur la plaque Eurasie. Cette collision se propage vers le sud de sorte que l'évolution temporelle de la chaîne se retrouve du sud vers le nord de l'île. Ses unités tectoniques sont organisées en régions d'orientation nord-sud laissant affleurer des terrains de plus en plus vieux vers l'intérieur de la chaîne. La limite de plaque se trouve au niveau de la vallée longitudinale qui sépare des terrains du socle pré-tertiaire de l'Eurasie à l'ouest et des matériaux volcaniques de l'arc de Luçon à l'est. La nature des processus tectoniques profonds qui participent à l'orogénèse est moins claire. De nombreuses interprétations sont possibles à partir des mêmes observations en surface. Il y a donc une discussion sur la

façon dont les mouvements de matériaux des deux plaques et de l'orogène s'organisent. Dans cette discussion deux idées différentes sont distinguées : le modèle de tectonique *thin-skinned* et le modèle de tectonique *thick-skinned*. Ces deux modèles s'opposent sur l'épaisseur de croûte mise en jeu dans l'orogénèse. L'incertitude sur le modèle tectonique se retrouve dans la difficulté à connaître précisément la distribution des contraintes et des déformations (Baxter et al., 2011). C'est un sujet important car la connaissance du champ de contrainte est utile à l'évaluation de l'aléa sismique.

L'amélioration de la connaissance des processus orogéniques et des zones sismiquement dangereuses motive donc encore aujourd'hui la mise en place de projets de recherche dédiés à Taïwan (comme par exemple le projet TAIGER conduit par Wu et al. (2007)) avec l'acquisition de nouvelles données.

1.6.2 Importance de la géodésie

Une grande partie des études précédemment citées utilisent les mesures GPS du réseau permanent taïwanais. Le travail de Yu et al. (1997), cité dans de nombreux travaux (environ 400), illustre bien l'intérêt de ces mesures en géodynamique, annoncé plus tôt par Dixon (1991), Blewitt (1993) ou encore Hager et al. (1991). Le besoin de ces mesures s'est confirmé avec une densification du réseau permanent (figure 1.15).

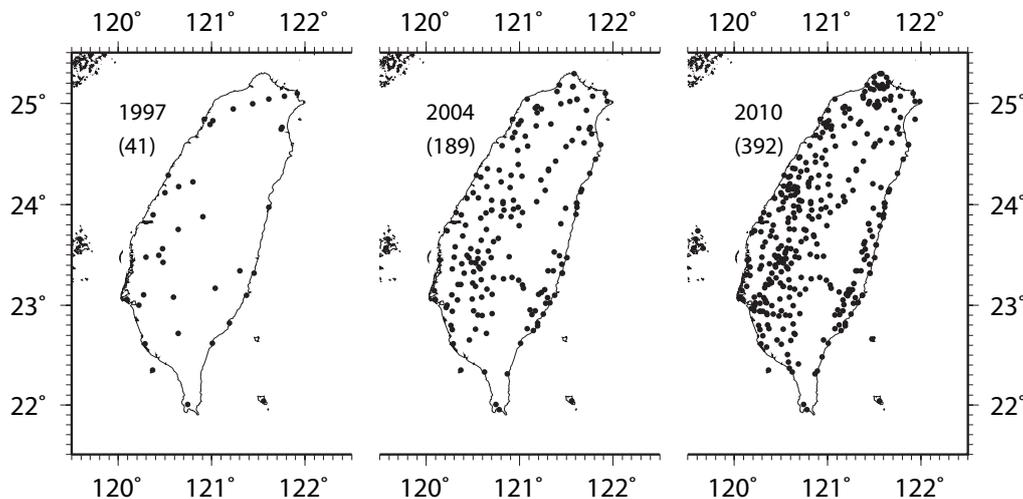


FIG. 1.15: Evolution du nombre de stations GPS permanentes du réseau taïwanais, en fonction du temps (premières stations installées en 1990).

Les données ainsi collectées sont systématiquement utilisées à la suite de tremblements de Terre pour caractériser la géométrie des failles et comment le glissement y est distribué, pendant et après le séisme (mouvements co- et postsismiques). Le dernier exemple de cette application est l'étude du séisme de Jiashian ($M_W = 6,24$), le 4 mars 2010 (Ching et al., 2010). La déformation intersismique de l'île est également étudiée avec ce réseau et d'autres techniques spatiales (interférométrie radar, par exemple Hsu and Bürgmann (2006) ou

Chang et al. (2004a)) ou terrestres (par exemple Chen et al., 2010). En gravimétrie, ce sont les cartes d'anomalie de Bouguer (Yen et al., 1998; Hwang et al., 2007) qui ont eu une application à l'étude structurale de l'île. Les déformations verticales, et les transferts de masse profonds (entre les plaques) et superficiels (glissements de terrains) qui existent à Taïwan doivent aussi influencer le champ de pesanteur. Cela justifie l'étude de ses variations temporelles.

Chapitre 2

Le projet AGTO

2.1 Introduction

Les nombreuses études dédiées à la tectonique taiwanaise permettent de mieux en mieux comprendre son origine et son fonctionnement. Une des questions actuelles, comme nous l'avons vu au chapitre 1, porte sur la nature des processus tectoniques participant en profondeur à la formation de l'orogène taiwanais. Plusieurs modèles sont proposés mais la discussion reste ouverte. Nous avons également vu que Taïwan subit une déformation importante et est le siège de transferts de masses superficiels importants (glissements de terrain et coulées de boue). Cela encourage l'acquisition de nouvelles données qui permettront de participer à l'étude de ces phénomènes. Le projet *Absolute Gravity in the Taiwan Orogen* (AGTO, Masson et al., 2008) participe à cet effort en s'intéressant aux variations temporelles de pesanteur à Taïwan, sensibles aux déformations et à la redistribution des masses. La première étape, décrite dans ce chapitre, est l'acquisition et le traitement de ces mesures gravimétriques.

2.2 Organisation du projet

2.2.1 Instruments utilisés

2.2.1.1 Gravimètre absolu FG5

Nous décrivons ici les grandes lignes de son principe de fonctionnement. Des descriptions plus détaillées peuvent être lues dans les travaux de Niebauer et al. (1995), Niebauer (2007) ou en français dans la thèse de Jacob (2009).

Cet instrument (figure 2.1 a), développé par Migro-g Lacoste, détermine la valeur absolue de la pesanteur avec une précision de 1 à 2 μgal au mieux ($1 \mu\text{gal} = 10 \text{ nm s}^{-2}$). Son principe est de suivre la trajectoire d'un objet, un coin de cube en verre, en chute libre dans le vide. Les deux points importants pour cette détermination sont :

1. Une mesure précise du temps, assurée par une horloge atomique au Rubidium.
2. Une mesure précise de la position, assurée par un système d'interférométrie laser de type Mach-Zehnder, dont un des miroirs est le coin de cube (figure 2.1 b).

De cette façon le coin de cube peut être précisément suivi en temps et en position tout au long de sa chute. En effet, l'interféromètre génère une frange d'interférence à chaque fois que le coin de cube descend d'une distance égale à la moitié de la longueur d'onde du laser. La formation de cette frange est repérée par une photodiode et référencée dans le temps par l'horloge atomique. En pratique, le coin de cube chute sur 20 cm en un cinquième de seconde, durant lequel 600000 franges d'interférences se forment. En ajustant environ 700 de ces couples {temps, distance} par moindres carrés dans l'équation 2.1 (plus connue à l'ordre deux mais développée ici à l'ordre quatre), nous avons accès à la valeur de l'accélération de la pesanteur.

$$u_i = u_0 + v_0 \tilde{t}_i + \frac{1}{2} g_0 \tilde{t}_i^2 + v_0 \frac{\gamma}{6} \tilde{t}_i^3 + g_0 \frac{\gamma}{24} \tilde{t}_i^4 \quad (2.1)$$

avec

$$\tilde{t}_i = t_i - \frac{u_i - u_0}{c} \quad (2.2)$$

où u_i est la position du coin de cube à l'instant \tilde{t}_i , g_0 , v_0 et u_0 sont respectivement l'accélération, la vitesse et la position initiales du coin de cube. Le gradient vertical de pesanteur γ est pris en compte (la valeur de la pesanteur diminue avec l'altitude). Dans notre cas ce gradient a été mesuré à tous les sites sauf un (AG09, où un gradient théorique de -0.3 mgal m^{-1} est appliqué). Par ailleurs, comme l'indique l'équation 2.2, où c est la vitesse de la lumière dans le vide, le temps mesuré est corrigé du temps mis par la lumière pour parcourir la distance entre u_0 et u_i .

Un gravimètre absolu est donc l'assemblage d'une chambre de chute sous vide et d'un interféromètre. Si théoriquement cela suffit à mesurer la pesanteur, il faut néanmoins y rajouter une troisième unité appelée *superspring*. Le *superspring* contient le deuxième miroir (fixé) de l'interféromètre de Mach-Zehnder et garanti l'isolation sismique du système {chambre de chute, interféromètre}. Cette précaution améliore la précision des mesures d'un facteur 10 (Jacob, 2009).

Lors de nos campagnes, la mesure en un site consistait en au moins 12 heures de mesure durant lesquelles une série de 100 chutes (1 chute toutes les 10 secondes) est lancée toutes les 30 min. Ces mesures sont faites du soir au matin pour profiter de la plus faible activité anthropique et de plus légères variations de température.

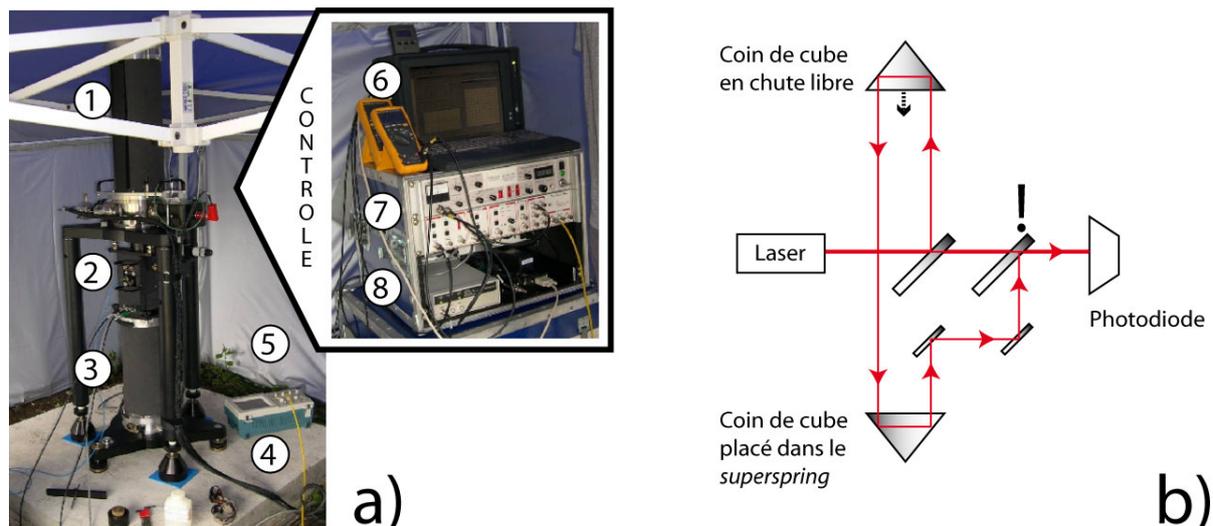


FIG. 2.1: a) Le gravimètre absolu FG5 monté sur le terrain (notons qu'on parle de gravimètre absolu bien qu'il mesure la pesanteur, et pas seulement la gravité). 1 : Chambre de chute - 2 : Interféromètre - 3 : Superpring - 4 : Pilier en béton coulé dans le sol ($1 \times 1 \times 1$ m de côtés) - 5 : Tente de protection - 6 : Ordinateur d'acquisition - 7 : Système de contrôle du laser, de la chambre de chute et du superspring - 8 : Horloge atomique et récepteur GPS. Les unités 6, 7 et 8 gouvernent l'acquisition. b) Principe de l'interféromètre de Mach-Zehnder, d'après Niebauer (2007). Le point d'exclamation indique le lieu où se fait l'interférence entre le faisceau directement sorti du laser et celui passant à travers le coin de cube en chute libre.

2.2.1.2 Gravimètre relatif CG5

Cet instrument permet de déterminer les variations de pesanteur entre différents sites, mais ne donne aucune information sur la valeur absolue de la pesanteur. Installation comprise, les mesures prennent environ 30 minutes par site, sa manipulation étant relativement simple. En contrepartie il est moins précis que le FG5 (5 à 10 μgal) et tout problème technique nécessite l'assistance de son constructeur (Scintrex). Le protocole de mesure sur le terrain est donné en annexe A.

Le principe de fonctionnement de ce gravimètre relatif est de mesurer l'élongation d'un ressort au bout duquel est fixée une masse. Cette élongation est fonction de la variation de pesanteur subie. Pourvu que la variation de longueur du ressort ait été étalonnée par rapport à des variations de pesanteur connue, il est alors possible de convertir n'importe quelle variation de longueur en variation de pesanteur. Dans le cas du CG5, la masse et le ressort forment un tout en verre de quartz qui offre :

1. Une moindre sensibilité aux variations thermiques par rapport à d'autres matériaux. De cette façon la longueur du ressort varie moins facilement avec les variations de température. Il faut en effet limiter toutes les variations de longueur qui ne seraient pas initialement dues à la pesanteur.
2. Une grande robustesse. Il n'est pas nécessaire de bloquer le ressort entre les mesures

comme c'est le cas avec d'autres gravimètres relatifs. Cela fait donc un risque d'oubli en moins. Par ailleurs, le système étant libre en permanence, aucun effet d'hystérésis n'est observé : le ressort ne garde pas en mémoire une position dans laquelle il serait resté bloqué trop longtemps.

Les variations de longueur du ressort sont mesurées par un système capacitif qui réagit aussitôt pour annuler cette variation de longueur en ramenant la masse à sa position initiale. La tension électrique nécessaire à cet asservissement est mesurée et convertie en une variation de pesanteur. Deux corrections importantes sont appliquées durant les mesures et intégrées à la valeur enregistrée :

1. Une correction de température : les variations de longueur du ressort dues à la température sont annulées.
2. Une correction d'horizontalité : permet d'avoir le maximum d'influence de la pesanteur sur la longueur du ressort (dans le cas d'une horizontalité parfaite, le ressort est parfaitement aligné avec le vecteur accélération de la pesanteur, verticalement).

Un point important est que cet instrument dérive dans le temps : la mesure de la valeur de pesanteur en un même lieu varie au cours du temps, indépendamment de phénomènes naturels. La valeur de la dérive est de l'ordre de quelques centaines de microgal par jour, cela varie selon les conditions d'utilisation de l'instrument. Cette dérive vient du fluage de l'ensemble du capteur et s'exprime par un polynôme de degré 1 ou 2, fonction du temps. Il est donc indispensable de répéter plusieurs fois les mesures en un même point lors d'une série de mesures, afin d'estimer cette dérive et de la soustraire aux variations de pesanteur mesurées.

2.2.1.3 Gravimètre relatif supraconducteur

C'est aussi un gravimètre relatif. Sa précision est cependant meilleure, de l'ordre de $0.1 \mu\text{gal}$. Le principe fondamental est le même que pour le CG5 : il s'agit de suivre les déplacements verticaux d'une masse et de les convertir en variation de pesanteur. La mise en oeuvre du système est plus sophistiquée, comme nous pouvons le lire dans le travail de Goodkind (1999). Il n'y a pas de ressort : la masse, une sphère supraconductrice, est maintenue en lévitation par deux bobines électriques aussi supraconductives. L'état de supraconduction, qui donne son nom au gravimètre, est atteint en maintenant la température du capteur à 4 K, grâce à un bain d'hélium liquide. Les variations du champ de pesanteur tendent à déplacer cette masse verticalement alors qu'un système d'asservissement la maintient en place. Comme pour le CG5, la tension électrique nécessaire à cet asservissement est mesurée et convertie en une variation de pesanteur. La constante d'étalonnage entre le signal électrique et la valeur de pesanteur est obtenue à partir de mesures parallèles avec un FG5 (Hinderer et al., 1991; Francis et al., 1998; Hwang et al., 2009). C'est aussi un instrument qui dérive faiblement dans le temps, quelques $\mu\text{gal a}^{-1}$

(Hinderer et al., 2007). Une grande différence avec les deux gravimètres présentés plus haut est qu'il n'est pas conçu pour être transportable et doit rester en station. Celui dont nous utiliserons les données est installé à Hsinchu (figure 1.1).

2.2.1.4 Global Positioning System - GPS permanents

2.2.1.4.1 Principe Ce système permet de déterminer une position par trilatération. Les distances à mesurer sont celles entre un récepteur GPS, dont on cherche la position, et des satellites GPS, dont les positions sont connues. Chaque satellite émet ses informations sur deux ondes électromagnétiques : L1 (fréquence = 1575.42 MHz) et L2 (fréquence = 1227.60 MHz). La fréquence de ces ondes est précisément contrôlée par des horloges atomiques internes aux satellites. La distance entre les satellites et le récepteur est calculée à partir du temps mis par ces signaux pour atteindre le récepteur. Deux types de mesures sont possibles à partir de l'utilisation du code ou de la phase des ondes porteuses.

2.2.1.4.2 Utilisation du code Chaque satellite émet en permanence deux codes, *C/A* (*Coarse/Acquisition*) et *P* (*Precision*). Ce sont des séries pseudo-aléatoires de ± 1 , modulées sur l'onde L1 pour le C/A et à la fois sur L1 et L2 pour P. Seul le code C/A est accessible pour des utilisations civiles. Tout récepteur est capable de construire simultanément ce code. Les deux (celui reçu et celui reconstruit) sont ensuite comparés et leur décalage correspond au temps mis par le signal pour atteindre le récepteur. Comme les horloges du satellite et du récepteur ne sont pas parfaitement synchronisées l'accès simultané à au moins quatre satellites est nécessaire pour déterminer une position : trois pour la position et un pour l'erreur d'horloge. La constellation de plus d'une vingtaine de satellites est organisée de telle façon que l'accès à quatre satellites au moins est toujours possible.

2.2.1.4.3 Utilisation de la phase Il s'agit ici de mesurer le déphasage entre l'onde émise par le satellite GPS et celle générée par le récepteur. Cette méthode fait apparaître une inconnue sur le nombre de cycles qui précèdent le déphasage car on compare des signaux sinusoïdaux identiques. Cette inconnue, l'ambiguïté entière, est estimée lors du traitement des données. Les meilleures précisions sont obtenues en couplant l'étude de la phase des ondes porteuses et la méthode du positionnement relatif, c'est-à-dire par rapport à une autre station GPS. Le positionnement relatif consiste à déterminer le vecteur (ligne de base) reliant une station GPS de référence et le site étudié en utilisant les signaux reçus à chacun de ces lieux. Les données provenant simultanément de plusieurs satellites GPS à plusieurs stations peuvent être combinées par double différence (différence entre les signaux de deux satellites GPS reçus à une même station et différence des signaux reçus à deux stations provenant du même satellite GPS). Cela permet de déterminer la

ligne de base tout en s'affranchissant des erreurs d'horloges. En effet, en plus de l'erreur d'horloge interne au récepteur, il existe une erreur d'horloge du satellite. Sa correction est permise par l'utilisation de deux récepteurs pour un même satellite.

D'autres sources d'erreur existent et sont corrigées indépendamment de cette configuration. Ce sont :

1. Les erreurs d'orbites : chaque satellite donne sa position à partir de l'orbite qu'il doit suivre. Or celle-ci varie de l'orbite réellement suivie. Les orbites sont donc recalculées et mises à disposition par certaines agences. Il est alors possible de les corriger en post-traitement.
2. Les erreurs induites par le passage de l'onde dans la troposphère : cette couche de l'atmosphère doit être modélisée pour en estimer les effets sur les temps de trajet des ondes.
3. Le retard ionosphérique. L'ionosphère est une couche supérieure de l'atmosphère (de 80 à quelques centaines de km d'altitude) dont les propriétés électriques affectent la propagation des ondes électromagnétiques émises par les satellites GPS. Une combinaison linéaire des observations sur L1 et L2 permet de corriger cet effet.
4. Les multi-trajets : l'onde peut se réfléchir sur des objets (arbres, bâtiments ...) avant d'atteindre l'antenne, la meilleure solution est de bien placer l'antenne, à l'écart de structures pouvant faciliter l'existence de multi-trajets.
5. La position du centre de phase de l'antenne. Il s'agit du point où est capté le signal du satellite GPS et qui n'est pas exactement le centre physique de l'antenne. Comme les ondes n'arrivent pas dans la même direction ce décalage se répercute sur le calcul de la position de l'antenne. La correction est possible à partir de la connaissance précise du centre de phase de l'antenne (déterminée en laboratoire).

Le GPS est couplé à un grand nombre de méthodes géophysiques pour permettre le positionnement précis et continu des acquisitions. Il est également devenu lui-même une méthode en permettant de suivre les déplacements des terrains dans lesquels ils sont installés à partir de mesures répétées, discrètes ou continues dans le temps, de leurs positions. L'île de Taïwan est ainsi équipée d'un peu moins de 400 antennes couvrant l'essentiel de son territoire. Seul le centre de l'île, plus difficile d'accès, est moins instrumenté.

2.2.2 Coopération

L'Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS - France) et la National Chiao Tung University (NCTU - Taïwan) ont coordonné le projet AGTO. Les équipes de l'IPGS et de Géosciences Montpellier (GM - France) d'une part, et de la NCTU et l'Industrial Technology Research Institute (ITRI - Taïwan) d'autre part, et se sont partagés l'acquisition des données de gravimétrie absolue : une campagne chacun leur tour (France/Taïwan).

Les gravimètres absolus FG5 utilisés étaient alors respectivement ceux de GM et de ITRI. Parallèlement, les données de gravimétrie relative étaient systématiquement acquises par l'IPGS avec l'aide de la NCTU. Nous avons utilisé le CG5 (numéro 167) mis à disposition par l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU - France). Les campagnes de gravimétrie relative ont commencé deux ans après celles de gravimétrie absolue.

2.3 Mesures avec le gravimètre absolu

2.3.1 Réseau et acquisition

Il y a au total 10 sites sur lesquels des mesures absolues de pesanteur ont été réalisées. Ils dessinent un transect à travers le sud de Taïwan, entre les îles Penghu et l'île Lutao, couvrant ainsi les deux plaques tectoniques en contact à Taïwan, la plaque Eurasie et la plaque de la mer des Philippines (figure 2.2). Ces sites sont des piliers en béton coulés dans le sol sur environ 1 m de profondeur.

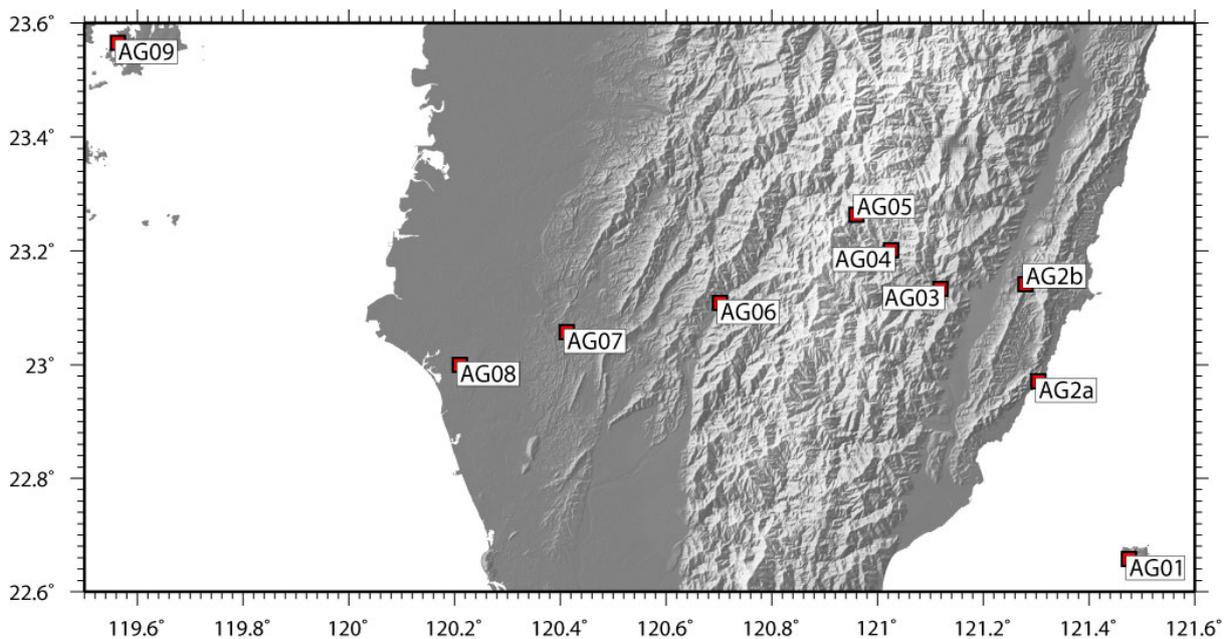


FIG. 2.2: Les 10 sites de mesures absolues de la pesanteur.

Le protocole était de répéter les mesures chaque année au mois de novembre de 2006 à 2010. Le choix du mois de novembre a été fait dans le but de minimiser l'effet des variations hydrologiques saisonnières sur les mesures (c'est la saison sèche). Il y a eu un écart à ce schéma dans trois circonstances :

- La mesure de novembre 2007 a été décalée à mars 2008 aux sites AG03, AG04 et AG05 suite à une panne du FG5.
- AG09 a été mesuré la première fois en novembre 2007, il n'existait pas en novembre 2006.

- AG05 n’a été mesuré que jusqu’à 2008, un glissement de terrain ayant détruit le site lors du passage du typhon Morakot, en août 2009.

2.3.2 Traitements

Les mesures absolues de gravité sont traitées avec le logiciel g8 développé par Microg-LaCoste.

2.3.2.1 Corrections

Les 12 heures de mesures conduisent à une valeur de pesanteur unique, résultante finale de 2400 chutes, soit autant de valeur de pesanteur mesurées. Le fait que la valeur de pesanteur varie au cours du temps de mesure, pour des raisons que l’on ne cherche pas à étudier dans le cadre du projet AGTO, implique de corriger les valeurs de ces effets. Il y a quatre principales raisons pour lesquelles le champ de pesanteur varie au cours du temps et dont nous nous affranchissons : les marées terrestres, les surcharges océaniques, les variations de pression atmosphérique et les mouvements du pôle de rotation terrestre. Nous les décrivons ci-après, à partir de la synthèse de Torge (1989).

Les marées terrestres correspondent à la déformation de la Terre sous l’effet de l’attraction des astres, principalement la Lune puis le Soleil, qui peut générer plusieurs centaines de μgal de variation au cours d’une journée.

Les surcharges océaniques, qui sont aussi des marées, déforment la Terre par redistribution des masses d’eau. A proximité des côtes cette eau a également un effet attracteur, en tant que masse, suivant la loi de gravitation universelle de Newton. Cet effet est de plus faible amplitude que les marées terrestres (dizaine de μgal) et d’autant plus faible que l’on s’éloigne des côtes (figure 2.3). Dans le cas de Taïwan, qui est une petite île, cet effet peut atteindre par endroit plusieurs dizaine de μgal .

L’air présent au dessus du gravimètre a une masse dont l’effet sur la pesanteur est accessible à partir de la valeur de la pression atmosphérique. Il ne s’agit pas ici d’enlever toute cette masse d’air mais juste l’écart par rapport à des conditions neutres où seule intervient l’altitude. Il faut alors mesurer les variations de pressions atmosphériques et les comparer à une pression atmosphérique nominale (liée uniquement à l’altitude du site de mesure). Cet effet joue dans une gamme de quelques μgal au cours de la journée. Nous utilisons la relation

$$\delta g_p = -a(p - p_n) \quad (2.3)$$

où δg_p est la correction de gravité due aux variations de pression atmosphérique, a est l’admittance reliant la variation de pression à la gravité et que nous prenons égale à $-0.3 \mu\text{gal hPa}^{-1}$, p est la pression mesurée (parallèlement à l’acquisition) et p_0 est la pression nominale au site.

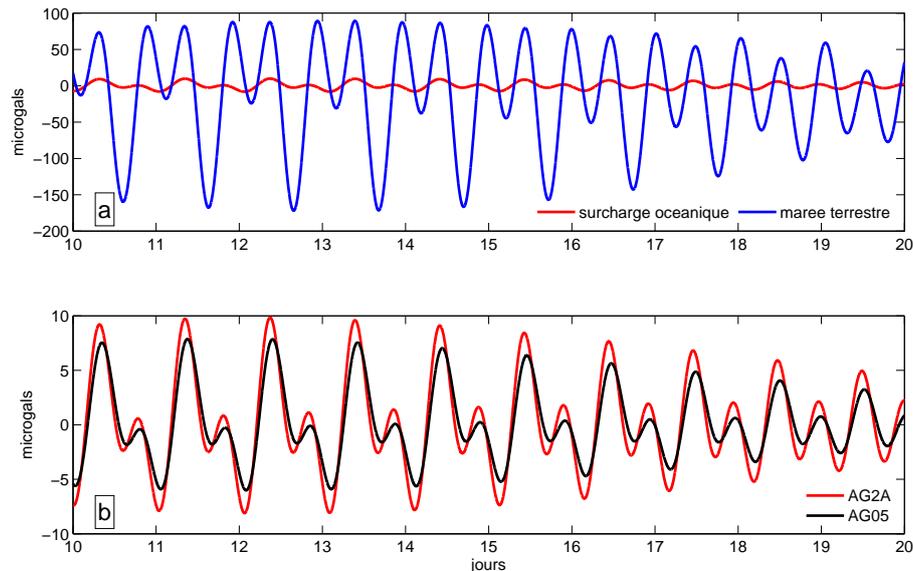


FIG. 2.3: Modélisation des effets de la marée terrestre et de la surcharge océanique sur le champ de pesanteur. a) Comparaison de la marée terrestre et de la surcharge océanique à AG2a (côte est). b) Effet de la surcharge océanique seule à AG2a et AG05 (chaîne centrale). Nous voyons d'une part la plus forte amplitude des marées terrestres par rapport aux surcharges océaniques et d'autre part la baisse de l'amplitude des surcharges océaniques à mesure que l'on s'éloigne des côtes (de AG2a à AG05). Notons qu'à Taïwan, cette surcharge reste importante même au centre de l'orogène.

Le pôle terrestre est situé conventionnellement à sa position moyenne entre 1900 et 1906. Des variations de l'ordre du dixième d'arcseconde par rapport à cette position sont observées et notées x selon le méridien $\lambda = 0^\circ$ et y selon $\lambda = 270^\circ$. Elles se répercutent sur le champ de pesanteur de la façon suivante :

$$\delta g_{Pol} = \delta_{Pol} \omega^2 R \sin 2\phi (x \cos \lambda - y \sin \lambda) \quad (2.4)$$

où ω est la vitesse angulaire de rotation terrestre (rad s^{-1}), R est le demi-grand axe de l'ellipsoïde de référence (m) et ϕ est la latitude (rad). Dans le logiciel g8, $\delta_{Pol} = 1.164$ (Microg-LaCoste, 2008). Les valeurs x et y sont fournies par l'IERS (International Earth Rotation Service and Reference Systems¹).

2.3.2.2 Incertitudes sur les mesures

Comme toute mesure, les valeurs de pesanteur obtenues sont affectées d'une erreur. Cette erreur est la conséquence de trois facteurs :

1. Le nombre de mesure est fini : induit des erreurs statistiques.
2. L'instrument n'est pas parfait : induit des erreurs systématiques.
3. L'instrument ne fonctionne pas sans un opérateur : induit des erreurs humaines.

¹<http://hpiers.obspm.fr/>

L'erreur statistique δ_{stat} est définie par $\delta_{stat} = \frac{\sigma}{\sqrt{N}}$ où σ est l'écart-type sur la mesure et N est le nombre de jeux de 100 chutes réalisés pendant l'acquisition. Les erreurs systématiques proviennent des imprécisions des différentes unités du gravimètre (laser, horloge atomique), des corrections apportées et décrites précédemment (marée, pression atmosphérique) et comptent pour 1 μgal d'après Niebauer et al. (1995). L'erreur humaine que nous appliquons est celle évaluée à 1.6 μgal par Van Camp et al. (2005). Ces derniers suggèrent par ailleurs de rajouter à nouveau 1.6 μgal d'erreur dans le cas où des instruments différents sont utilisés. C'est ce que nous ferons dans la mesure où deux FG5 ont été tour à tour utilisés. Dans certaines circonstances, nous sommes amenés à devoir connaître la valeur de pesanteur à une altitude différente de celle où elle a été mesurée. C'est typiquement le cas quand on cherche à combiner des mesures gravimétriques relatives et absolues réalisées au même endroit mais pas à la même hauteur, juste du fait de la conception de l'instrument. La projection, i.e. le passage d'une hauteur à une autre, nécessite de connaître le gradient de pesanteur à l'air libre à cet endroit. Ce gradient se mesure mais il contient également une erreur qu'il faut inclure à l'erreur sur la valeur de pesanteur projetée.

2.3.3 Résultats

Les variations de pesanteur observées en chaque site, par rapport à la première mesure, sont représentées sur la figure 2.4. Un tableau récapitulatif de toutes les valeurs de pesanteur mesurées est donnée en annexe B.

Nous reviendrons à ces résultats dans le chapitre 4. Nous voyons déjà que pour la plupart des sites, compte tenu de l'amplitude des variations de pesanteur par rapport à leur erreur, ces données portent une information physique sur les transferts de masses et les déformations survenus lors des 5 années de mesure.

2.4 Mesures avec le gravimètre relatif

2.4.1 Réseau et acquisition

Le réseau de sites pour les mesures au gravimètre relatif a été installé en 2008 (figure 2.5). Les mesures sont faites en parallèle des mesures absolues, en novembre. Ce réseau intègre 7 des 10 sites absolus AGTO. Cela permet de contraindre certaines des variations mesurées par des valeurs de pesanteur absolue, ces dernières étant considérées comme des références du fait de la plus grande précision du gravimètre absolu.

Comme c'est indiqué au paragraphe 2.2.1.2, le gravimètre relatif est un instrument qui dérive dans le temps. Cela nécessite de boucler les mesures, c'est-à-dire de les terminer là

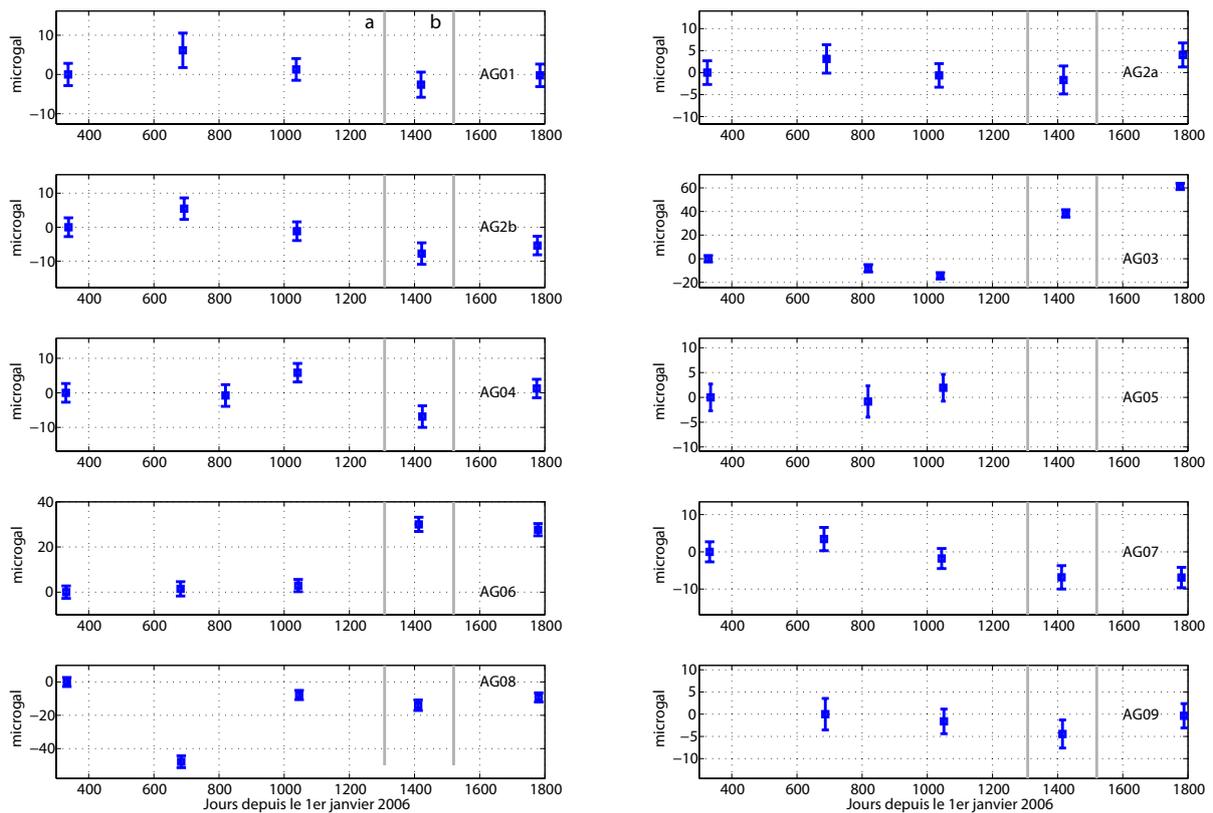


FIG. 2.4: Variations de pesanteurs observées aux 10 sites du réseau AGTO, de 2006 à 2010. Pour AG05, les mesures s'arrêtent en novembre 2008, le pilier ayant été détruit l'été suivant. Pour AG09, les mesures commencent en novembre 2007. Du fait d'un problème instrumental lors de la campagne de novembre 2007, les sites AG03, AG04 et AG05 ont été mesurés en mars 2008.

où l'on a commencé. Les 71 sites de ce réseau ont ainsi été découpés en 11^2 boucles au maximum (tableau 2.1) dont le premier site est toujours un site absolu.

n	Sites									
1	AG07	ICHU	TUNS	KULN	SJPU	RG01				
2	AG07	RG01	RG02	RG03 ^a	RG04	TATAb				
3	AG06	RG07	GAISb	SILNb ^a	RG06	RG05	AG07			
4	AG06	RG07	RG08	RG09	RG09b ^a	DONA				
5	AG06	RG10 ^a	RG11 ^a	RG12	MESN	RG13	TENCb	AG05^a		
6	AG03	RG15	AG04	RG14	AG05^a	TENCb ^b				
7	AG2a	RG18	RG17	TUNH	RG16	AG2b	TAPOb	SHAN	AG03	
71	AG2a	RG33	RG18	RG34	RG17	RG35	RG36	TUNH	RG37	
		RG38	RG16	RG39	AG2b					
72	AG2b	TAPOb	SHAN	RG30	RG31	RG32	AG03			
73	AG03	RG40	RG41	RG15	RG42	RG43	AG04			
74	AG04	RG44	RG45	RG46	RG14	RG47	AG05^a	RG48 ^c		
8	AG2a	CHENb	PING	KNKO	JSUI	JPEI	YULI	JPIN	AG2b	
9	AG03	ERPn	S105b	LONTb	TTUNb	TMLM	S104	AG2a		

TAB. 2.1: Organisations des boucles de gravimétrie relative (numérotées n), dans l'ordre dans lequel elles sont parcourues. Les indices ^a sont les sites perdus en août 2009, après la première campagne de mesures relatives. ^b et ^c étaient inaccessibles respectivement en 2009 et 2010. Les sites où il y a une mesure absolue de la pesanteur sont en gras.

Nous avons choisi comme sites de mesure :

1. des piliers du réseau de repères de nivellement taïwanais, situés le long des routes
2. des dalles stables à proximité de stations GPS du réseau permanent taïwanais
3. les piliers AGTO

Dans chaque cas, un repère permet de faire la mesure exactement au même endroit lors de chaque passage.

2.4.2 Traitements

Le traitement des données de gravimétrie relative consiste principalement à éliminer la dérive de l'instrument. Les effets que nous avons décrits au paragraphe 2.3.2 (marée, surcharge et pression atmosphérique), doivent être corrigés avant l'estimation de dérive car ils ont des amplitudes de plusieurs μgal au cours de la journée. Comme il nous faut une dizaine d'heures par boucle, ils s'ajoutent à la dérive instrumentale et en fausseraient l'estimation s'ils n'étaient pas corrigés. Nous ne corrigeons pas les mouvements du pôle dont les amplitudes sont très faibles à l'échelle de nos temps de mesure et de la précisions

²On compte 13 boucles au total, il y a en fait eu une réorganisation des boucles 6 et 7 en 71, 72, 73 et 74 lors de la campagne de 2009. Ainsi, en 2008 nous avons mesurés les boucles 1 à 9, en 2009, nous sommes restés du côté est de l'île et avons mesurés 71, 72, 73, 74, 8 et 9. En 2010, nous avons mesuré toutes les boucles sauf 6 et 7 (alors devenues 71, 72, 73 et 74).

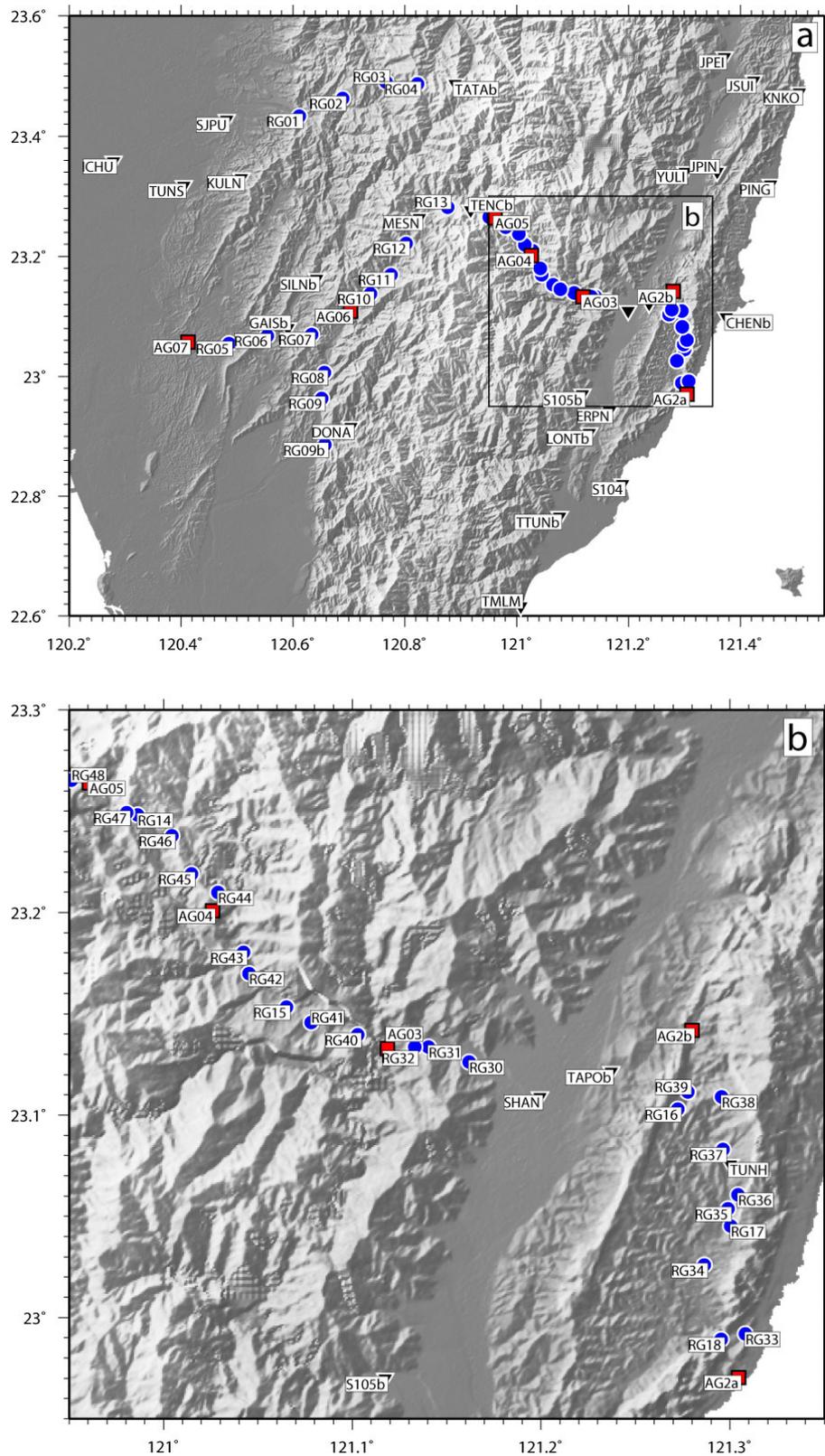


FIG. 2.5: a) Les 71 sites de mesure de pesanteur relative, organisés en 11 boucles (tableau 2.1). Ce réseau reprend tous les sites absolus (carrés rouges) sauf AG01, AG08 et AG09. Les disques bleus sont les sites placés sur des repères de nivellement (commencent par « RG »), les triangles noirs sont les sites placés à proximité d'une station GPS et en portent le nom. b) Détail des sites entre AG05 et AG2a.

du gravimètre CG5. Enfin, comme c'est un instrument relatif, il faut également recalculer les observations par rapport à des mesures absolues. Nous obtiendrons finalement des variations absolues de pesanteur.

2.4.2.1 Corrections appliquées

Les données de gravimétrie relative acquises sont d'abord corrigées des marées terrestres et océaniques et des variations de pression atmosphérique.

La marée terrestre est calculée dans le logiciel TSOFT (Van Camp and Vauterin, 2005) à partir du développement de Dehant et al. (1999). La surcharge océanique est calculée à partir du modèle TPXO 7.2 (Egbert and Erofeeva, 2002) dont les coefficients sont fournis en ligne³. Pour les corrections de variation de pression atmosphérique, nous utilisons les enregistrements des stations météorologiques du Central Weather Bureau (CWB). Le réseau de baromètres est cependant assez épars et nous devons choisir les stations qui nous semblent les plus pertinentes à utiliser (figure 2.6 a). Nous définissons trois zones dans lesquelles la variation de pression au cours du temps est similaire (figure 2.6 b, c et d). Ces trois zones se calquent sur la plaine côtière, la chaîne centrale et l'ensemble vallée longitudinale + chaîne côtière. La correction de pression atmosphérique est alors calculée à partir des mesures d'une station dans chacune de ces zones.

2.4.2.2 Lien avec les mesures absolues de la pesanteur

Un gravimètre relatif mesure les différences de pesanteur entre les sites visités. A l'échelle de tout un réseau, il y a donc un site de base maintenu arbitrairement à une valeur constante. Si on répète la mesure de ce réseau au cours du temps, toujours en maintenant la valeur de base constante, on perd l'accès aux possibles variations de pesanteur existant à cette base. Dans le même temps on les répercute sur le reste des sites. Le tout devient alors difficile à interpréter. Pour cette raison, chaque boucle contient au moins un site (le plus souvent deux) sur lequel la valeur de la pesanteur est mesurée absolument. Dans notre cas, ces valeurs sont celles à la surface du sol (du pilier). Or le capteur du CG5 sur son trépied est à 26.4 cm du sol. On ramène donc la valeur de pesanteur absolue à cette altitude à partir du gradient de pesanteur mesuré en chaque site (tableau 2.2).

Le deuxième intérêt d'utiliser des sites où la valeur de pesanteur est connue absolument est de calculer la constante d'étalonnage du gravimètre relatif. Cette constante permet de forcer les écarts mesurés entre deux sites, par un gravimètre relatif, à être les mêmes que ceux mesurés par un gravimètre absolu. Les valeurs obtenues avec un gravimètre absolu étant plus fiables que celles d'un gravimètre relatif. Ici, nous avons calculé la constante d'étalonnage lors de chaque campagne à partir de mesures faites sur les sites AG03,

³<http://froste.oso.chalmers.se/loading//>

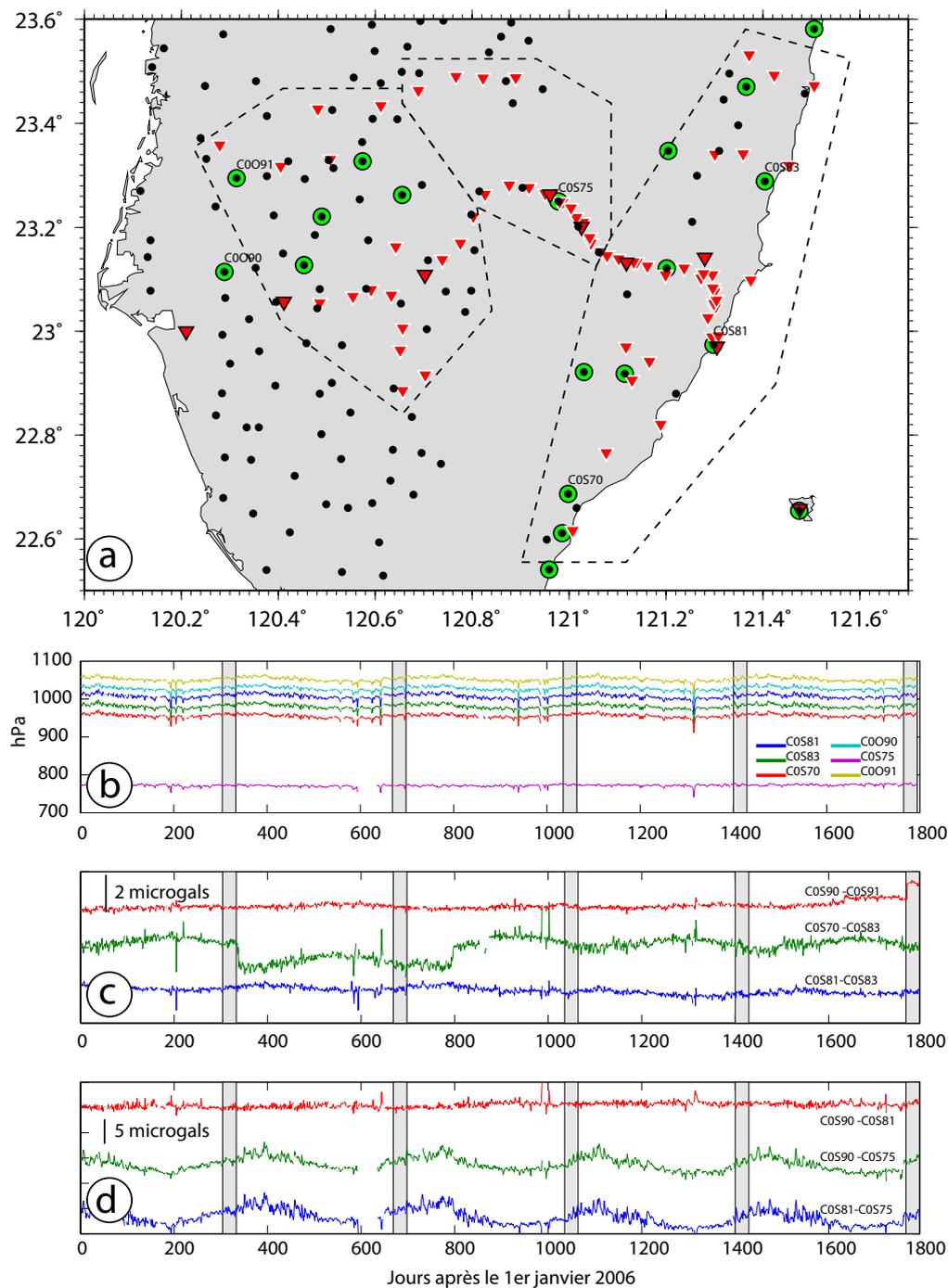


FIG. 2.6: a) Localisation des stations météorologiques du Central Weather Bureau. Les stations fournissant aussi les mesures de pression atmosphérique sont indiquées avec un disque vert plus large. Les pointillés limitent les zones dans lesquelles on utilisera les mêmes corrections de pression atmosphérique. b) Variations de pression atmosphérique mesurées entre 2006 et 2011 aux six stations encadrées sur a). Les bandes grisées correspondent aux mois de novembre de chaque année. c) et d) représentent la soustraction des variations de pression aux stations indiquées sur chaque courbe (aussi notées sur a)). Nous voyons que la forme des variations change surtout d'est en ouest (d)) mais est similaire du nord au sud (c)). Cependant, dans les périodes où nous travaillons, le choix des stations n'a qu'une faible influence sur la correction apportée (de l'ordre du microgal au maximum).

Site	AG2a	AG2b	AG03	AG04	AG05	AG06	AG07
δg_{AL}	-0.3238	-0.3017	-0.2450	-0.4146	-0.3168	-0.2587	-0.3164
	± 0.003	± 0.003	± 0.003	± 0.004	± 0.003	± 0.003	± 0.003

TAB. 2.2: Gradient verticaux de pesanteur (δg_{AL}) mesurés aux sites de mesure absolue, en $\mu\text{gal cm}^{-1}$, et utiles au traitement des mesures de gravimétrie relative. Ils ont été déterminés avec le gravimètre relatif CG5 à trois hauteurs successives (0, 60 et 199 cm) en deux aller-retours (sur ces hauteurs), avec des séries de cinq mesures à chaque palier.

AG04 et AG05 (tant qu'il existait, c'est-à-dire uniquement pour la première campagne de gravimétrie relative, en 2008). Ces sont le faible niveau de bruit sur ces sites (et globalement dans toute la chaîne centrale) et les grandes différences de pesanteur qu'ils présentent (dus à leurs grandes différences d'altitude) qui nous ont conduit à les utiliser pour l'étalonnage. Nous obtenons les coefficients d'étalonnage donnés dans le tableau 2.3.

Campagne	C_e
2008	1.000329
2009	0.999598
2010	0.999379

TAB. 2.3: Coefficients d'étalonnage C_e au cours des trois campagnes.

2.4.2.3 Estimation de la dérive

Le gravimètre relatif CG5 dérive dans le temps (Paragraphe 2.2.1.2), conduisant à des variations de pesanteur sans signification géophysique. Cette dérive s'estime à partir de passages répétés aux mêmes sites. L'étape d'estimation et de correction de la dérive instrumentale (ajustement) est réalisé avec le logiciel MCGRAVI (Beilin, 2006). Il s'agit d'un ajustement par moindre carré dont la base théorique est donnée, par exemple, par Torge (1989) ou Hwang et al. (2002).

2.4.3 Résultats

2.4.3.1 Répétabilité des mesures

Nous répétons les boucles de mesures relatives deux fois à quelques jours d'intervalle, lors de chaque campagne. Nous supposons que cet intervalle de temps est trop court pour permettre de fortes variations de pesanteur (aucun séisme n'est survenu entre deux répétitions). Par conséquent, les valeurs obtenues lors de ces doublés doivent être proches. Ce protocole nous permet de tester la répétabilité des mesures à chaque site et pour chaque

campagne. En fixant arbitrairement le seuil de bonne répétabilité à $5\mu\text{gal}$, la figure 2.7 montre la qualité des mesures lors de chaque campagne, pour la plupart des sites de mesure. Pour synthétiser :

- en 2008, 89% des sites sont répétés dans un intervalle $5\mu\text{gal}$ (erreur RMS totale : $3.7\mu\text{gal}$)
- en 2009, 95% des sites sont répétés dans un intervalle $5\mu\text{gal}$ (erreur RMS totale : $3.3\mu\text{gal}$)
- en 2010, 88% des sites sont répétés dans un intervalle $5\mu\text{gal}$ (erreur RMS totale : $4.6\mu\text{gal}$)

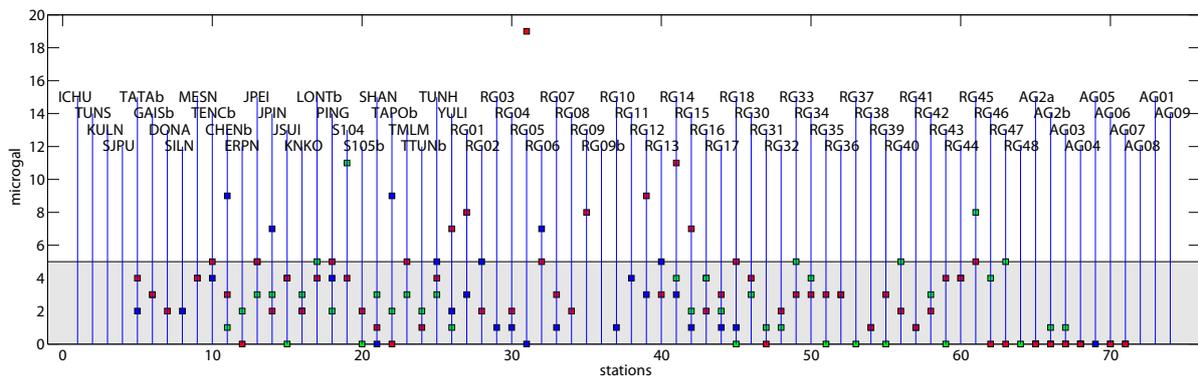


FIG. 2.7: Différences de valeurs obtenues par gravimétrie relative lors des répétitions de chaque site, lors des trois campagnes de mesures relatives (2008 en bleu, 2009 en vert et 2010 en rouge). La bande grisée montre l'intervalle entre 0 et $5\mu\text{gal}$, nous considérons que les sites qu'elle contient ont une bonne répétabilité.

La moins bonne qualité observée en 2010, affectant les sites « RG », situés en bord de route, pourrait provenir des passages fréquents de camions participant à la reconstruction des routes détruites en 2009.

2.4.3.2 Variations de pesanteur entre 2008 et 2010

Les variations de pesanteur mesurées par gravimétrie relative sont représentées sur les figures 2.8 et 2.9. Ce découpage vient de l'organisation des campagnes, indiquée dans le paragraphe 2.4.1. Les sites situés à l'ouest de AG05 (chaîne centrale) n'ont pas été mesurés en 2009. C'est pourquoi la figure 2.8 ne montre que la différence entre les mesures de 2008 et de 2010. En contrepartie, lors de la campagne de 2009, cantonnée à l'est, nous avons complété le réseau d'un vingtaine de sites, distribués entre AG2a (côte est) et AG05.

Les figures 2.8 et 2.9 montrent des variations de pesanteur allant de quelques microgals à quelques centaines de microgals. Nous proposerons une interprétation de ces résultats au chapitre 4.

Nous nous intéressons ici à la significativité des différences de pesanteur mesurées : quelles-sont les variations de pesanteur interprétables? (figure 2.10). Nous calculons le

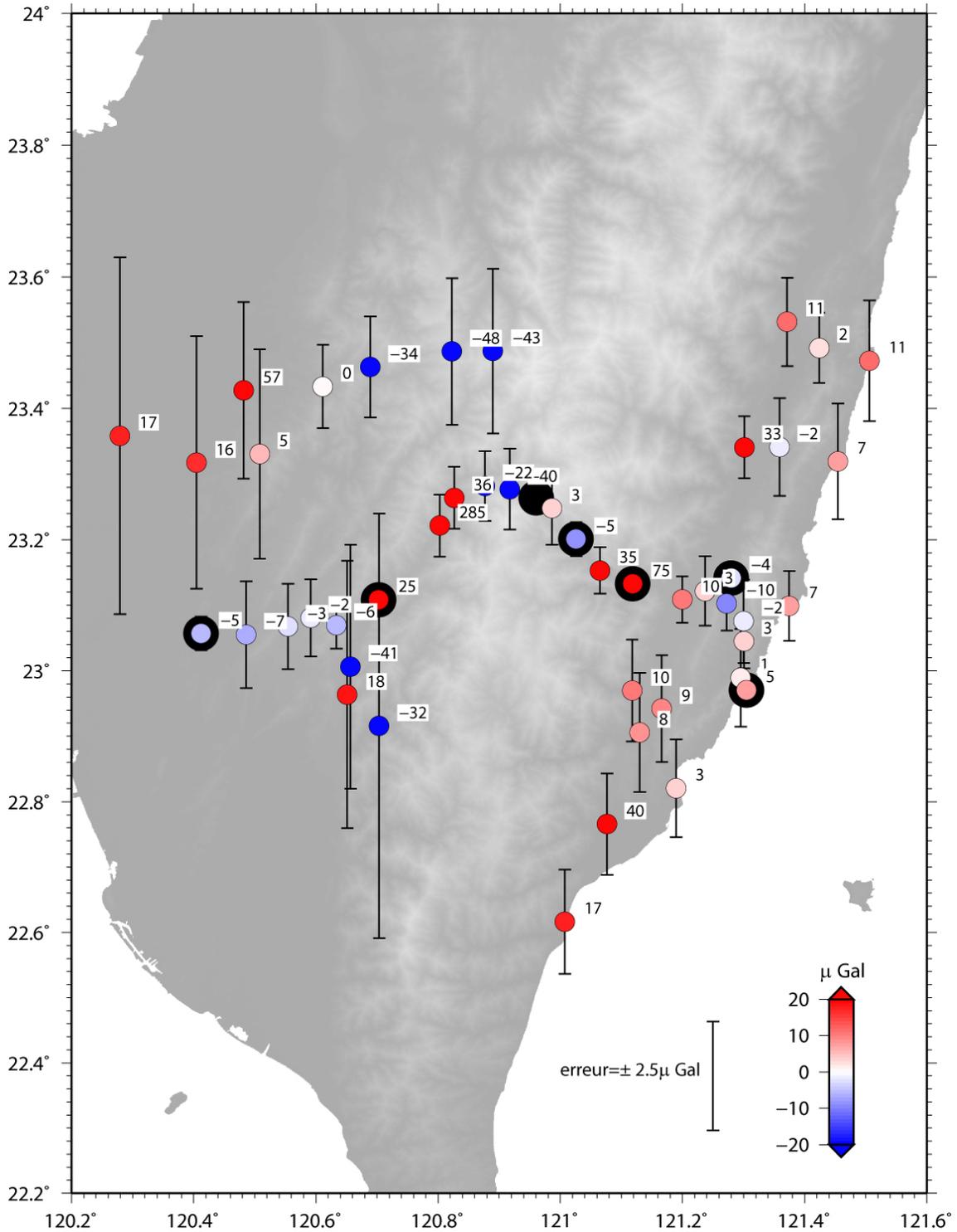


FIG. 2.8: Variations de pesanteur à l'échelle de tout le réseau, entre les campagnes de 2008 et 2010. La couleur des points renvoie à la valeur des variations, aussi indiquées en μgal . Les sites où la pesanteur a été mesurée avec un gravimètre absolu apparaissent en noir, sous la variation.

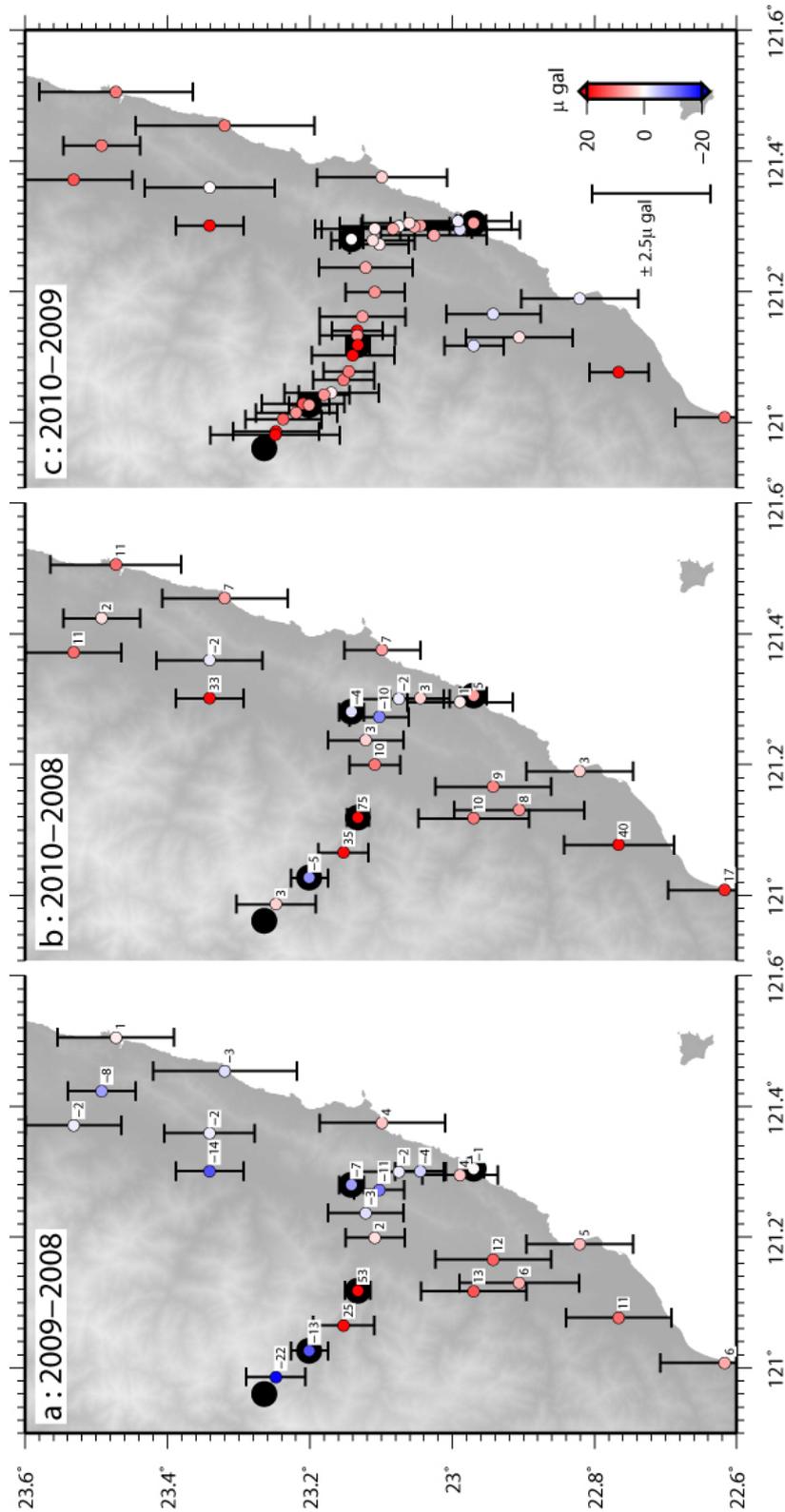


FIG. 2.9: Variations de pesanteur à l'échelle du réseau oriental, mesuré en 2008, 2009 et 2010. Comme pour la figure 2.8, la couleur des points renvoie à la valeur des variations, aussi indiquées en μgal . Les sites où la pesanteur a été mesurée avec un gravimètre absolu apparaissent en noir, sous la variation. a) est la variation de pesanteur entre 2008 et 2009, b) entre 2008 et 2010 et c) entre 2009 et 2010.

rapport suivant, pour chaque site :

$$r = \frac{\delta g_{c_1}^{c_2}}{E_{\delta g_{c_1}^{c_2}}} \quad (2.5)$$

où $\delta g_{c_1}^{c_2}$ est la variation de pesanteur mesurée entre les campagnes c_1 et c_2 , et $E_{\delta g_{c_1}^{c_2}}$ est l'erreur sur cette variation. Elle est elle-même définie par

$$E_{\delta g_{c_1}^{c_2}} = \sqrt{\frac{\sigma_{c_1}^2}{N_{c_1}} + \frac{\sigma_{c_2}^2}{N_{c_2}}} \quad (2.6)$$

où σ_{c_i} est l'écart-type sur la mesure et N_{c_i} est le nombre de fois qu'a été mesuré le site, lors de la campagne c_i . Nous considérons qu'une variation de pesanteur est significative si $r \geq 2$. Dans le cas inverse, la variation sera plus difficile à interprétée.

La figure 2.10 montre deux zones dans lesquelles les variations mesurées ne doivent pas être sur-interprétées : la plaine côtière (à l'ouest) et la chaîne côtière (à l'est). D'après les figures 2.8 et 2.9, la plaine côtière montre des variations de plusieurs microgals à dizaine de microgals, en particulier au nord. En comparaison les variations observées dans la chaîne côtière sont modestes (quelques microgals). Nous avons ici les deux cas pour lesquels une variation de pesanteur sera difficile à interpréter. Dans la plaine côtière l'erreur sur la mesure est trop forte (l'instrument peut faire mieux mais le site, ou la mesure elle-même, l'en empêchent). Dans la chaîne côtière, l'erreur est satisfaisante mais la différence de pesanteur est trop faible par rapport à la précision de l'instrument. La figure 2.11 illustre cette idée en montrant l'augmentation du bruit lorsque nous faisons les mesures à l'ouest, entre les contreforts occidentaux et la plaine côtière, par comparaison au calme observé dans l'est. Ces erreurs reflètent uniquement le comportement du gravimètre relatif pendant les mesures et s'expliquent par toutes les vibrations (bruit microsismique) qui peuvent perturber la mesure. Une hypothèse pour expliquer le bruit plus fort à l'ouest est l'intense activité humaine qui y est concentrée alors que l'est de l'île est moins peuplé et moins développé industriellement.

2.5 Conclusion

Le projet AGTO est fondamentalement centré sur les observations gravimétriques terrestres, absolues et relatives, répétées à Taïwan. Nous avons mesuré des variations de la valeur de la pesanteur entre les années 2006 et 2010 (figures 2.4, 2.8 et 2.9), elles vont de quelques microgals à quelques dizaines de microgals (avec un cas extrême à $+285 \mu\text{gal}$). Comme toute mesure, elles sont accompagnées d'incertitudes. Néanmoins, pour l'essentiel des sites, la variation de pesanteur reste significative par rapport à cette incertitude. Une interprétation géophysique est donc possible. Or une variation de pesanteur doit être comprise comme la résultante de plusieurs effets qui perturbent une distribution de masse

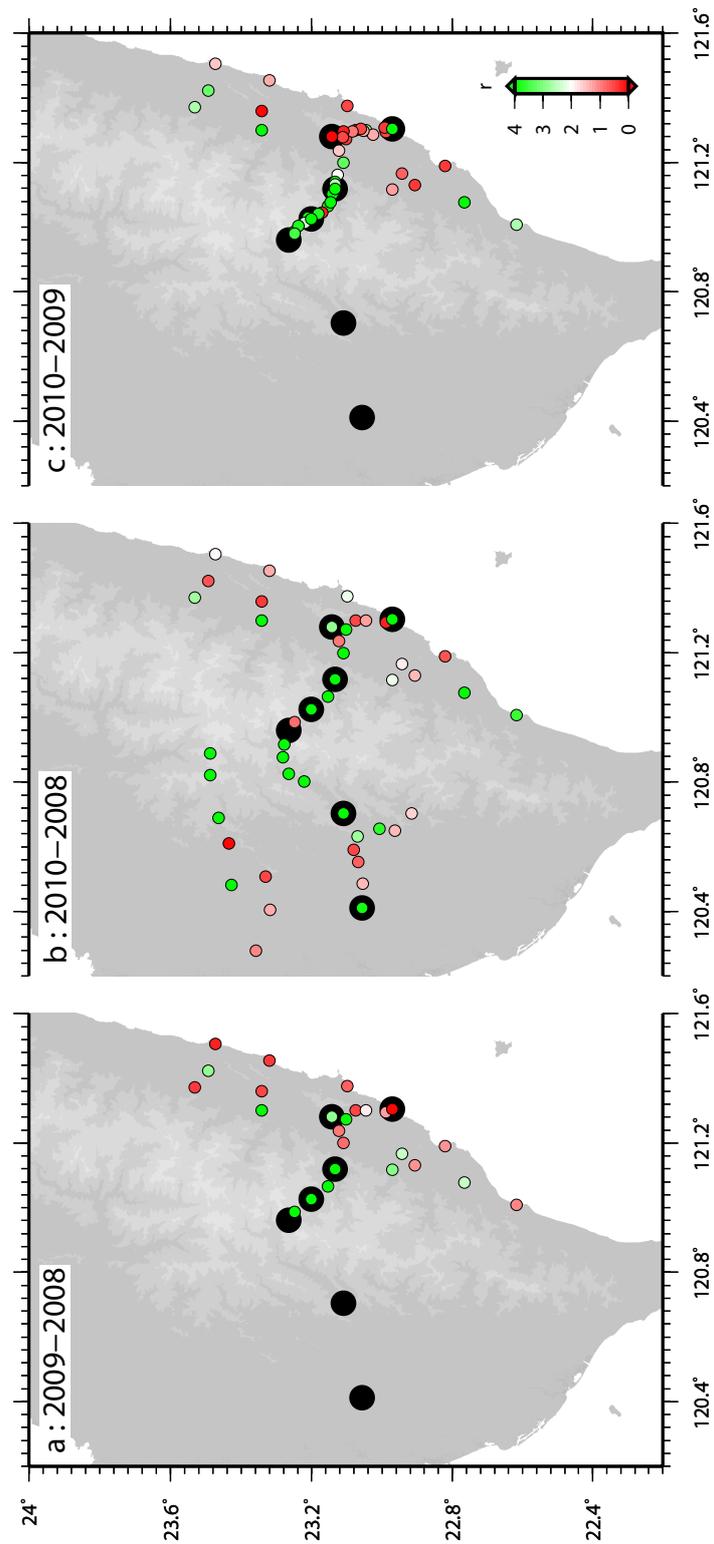


FIG. 2.10: *Significativité des variations de pesanteur à chaque site et pour chaque couple de campagne. La couleur des points renvoie à la valeur du rapport r (équation 2.5). a) est la valeur de ce rapport entre 2008 et 2009, b) entre 2008 et 2010 et c) entre 2009 et 2010.*

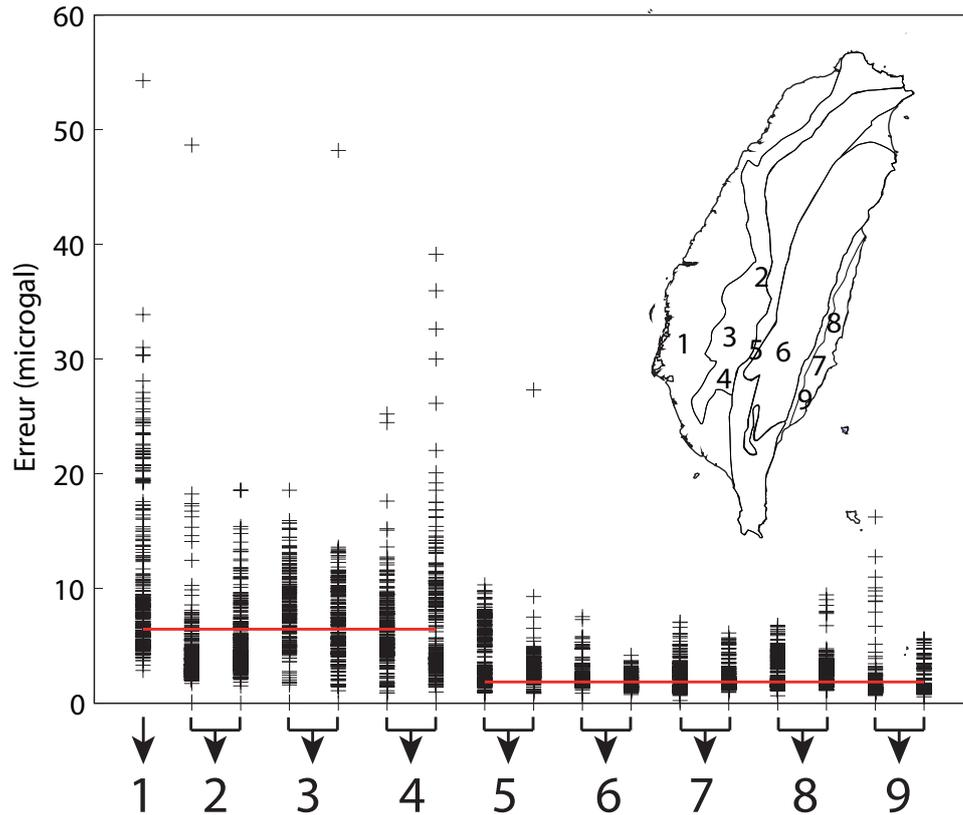


FIG. 2.11: *Erreurs observées en 2008 pendant les mesures de chaque boucle. Le numéro de la boucle est donné en abscisse (deux séries quand la boucle est mesurée deux fois). Ces boucles sont aussi localisées sur la carte de Taïwan, superposée au graphe. Elles renseignent sur la quiétude des sites de mesure. L'ouest montre en moyenne (trait rouge épais) une erreur quatre fois supérieure à l'est.*

au cours du temps. L'intérêt est alors de pouvoir séparer ces effets et les autres instruments que nous avons présentés dans ce chapitre seront nécessaire à cette étape.

Chapitre 3

Origines possibles des variations de pesanteur

3.1 Introduction

Il existe à Taïwan des transferts de masses en profondeur comme en surface, et des déformations (chapitre 1). Par ailleurs, des variations temporelles significatives du champ de pesanteur sont observables (chapitre 2), probablement liées à ces phénomènes. Cependant ils sont tous intégrés sans distinction et nous ne mesurons que le résultat final. Notre objectif est de pouvoir expliquer les variations de pesanteur observées par des phénomènes vraisemblables pour Taïwan, dont nous aurons réussi à séparer les effets.

C'est à cette séparation que nous travaillons dans ce chapitre. Nous allons présenter les méthodes, autres que la gravimétrie, dont nous disposons pour observer ces effets et comment nous les utilisons pour en extraire une information sur le champ de pesanteur.

3.2 Effet de la tectonique à long terme

3.2.1 Problématique

Nous nous intéressons en premier à la manière dont les transferts de masses profonds, impliqués par l'orogénèse taïwanaise, peuvent influencer le champ de pesanteur en surface. Comme nous l'avons vu, la dynamique profonde de la plaque Eurasie et de la plaque de la mer des Philippines sous Taïwan n'est pas résolue de façon univoque et ne peut être étudiée qu'à partir d'observations de surface qui serviront à contraindre des modèles tectoniques. Dans l'article qui suit, nous avons utilisé deux modèles d'orogénèse taïwanaise différents, qui offrent chacun un champ de vitesse dans le sous sol, accompagné d'une distribution de densité. Ces deux informations permettent de suivre des redistributions d'éléments de densités différentes, donc de modéliser un effet gravimétrique.

Le premier modèle a été proposé par Simoes and Avouac (2006) et suggère l'existence d'un sous-plaquage de la croûte supérieure eurasiatique sous la chaîne centrale. Le second a été proposé par Yamato et al. (2009) et est en faveur d'une collision de toute la croûte eurasiatique avec la mer des Philippines, sans sous-plaquage mais avec un flux ductile de la croûte inférieure qui remonte sous la chaîne centrale. Pour chacun d'eux nous calculons l'effet qui devrait alors être observé sur le champ de pesanteur en surface. Nous forçons l'altitude de la surface à rester constante pour ne s'intéresser qu'aux transferts de masses profonds.

Dans les deux modèles, nous observons au premier ordre une diminution de la pesanteur sur l'ensemble de l'île ($-6 \times 10^{-2} \mu\text{gal a}^{-1}$ pour le modèle de sous-plaquage et $-2 \times 10^{-2} \mu\text{gal a}^{-1}$ pour le modèle de collision). Elle est interprétée comme la conséquence de la subduction de la plaque Eurasie sous la plaque de la Mer des Philippines. Les phénomènes propres à chaque modèles ont quant à eux des conséquences gravimétriques différentes. Le sous-plaquage n'a pas d'effet visible sur notre modélisation, seule la subduction génère des variations de pesanteur. Le flux de croûte inférieure implique pour sa part une hausse de $7 \times 10^{-2} \mu\text{gal a}^{-1}$ localisée sous l'est de la chaîne centrale. Ces variations sont très faibles et pour l'instant invérifiables. Nous reprenons les travaux de Van Camp et al. (2010) sur la séparation des signaux tectoniques faibles de l'hydrologie. L'idée est ici que le signal hydrologique, à la fois significatif, difficile à modéliser et différent pour chaque site, va toujours biaiser les interprétations de signaux plus faibles. A partir de mesures gravimétriques continues et de modèles hydrologiques, Van Camp et al. (2010) estiment le temps nécessaire à l'extraction d'un signal faible, mais qui s'accumule au cours du temps, pour différents sites de mesures. En appliquant cette méthode à Hsinchu, nous trouvons qu'il faut 25 ans de mesures avant de pouvoir identifier la tendance tectonique la plus forte que nous avons modélisée.

3.2.2 Article : Gravity change in Taiwan estimated from different orogeny models

Gravity change in Taiwan estimated from different orogeny models

Maxime Mouyen¹, Frédéric Masson¹, Frédéric Mouthereau^{2,3}, Martine Simoes⁴, Chein-way Hwang⁵ and Ching-Chung Cheng⁵.

1 : Institut de Physique du Globe de Strasbourg, IPGS - UMR 7516, Université de Strasbourg/EOST, CNRS, Strasbourg, France.

2 : UPMC Univ Paris 06, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre de Paris, F-75005, Paris, France.

3 : CNRS, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre de Paris, F-75005, Paris, France.

4 : Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS, Paris, France.

5 : Department of Civil Engineering, National Chiao Tung University, Hsinchu, Taiwan, R.O.C.

Article submitted to Tectonophysics journal.

Abstract

Absolute gravity measurements are yearly repeated since 2006 in Taiwan. This island is an active tectonic area located at the junction of the Eurasian plate and the Philippine sea plate. The measurements are devoted to the study of the long time ranging gravity changes due to orogeny processes, which are strong in Taiwan. Orogeny generates gravity changes by moving buried material with different densities. This may bring useful geophysical observations to the ongoing study of deep Taiwanese tectonic. In this study we consider two recent orogeny models proposed for Taiwan and compute the gravity changes they generate. We find the highest gravity changes in the Longitudinal Valley, the boundary between Eurasian plate and Philippine Sea plate. However these values are very low, around $7 \times 10^{-2} \mu\text{gal.a}^{-1}$ ($1 \mu\text{gal} = 10 \text{ nm.s}^{-2}$). As an indication, the absolute gravimeter we use is accurate to $1 \mu\text{gal}$. This illustrates the need of long time series to study tectonics using time-lapse gravity methods. Despite their small values, the modelled gravity rates show different trends for each tectonic model. Longer time series may therefore be valuable to identify deep tectonic processes in Taiwan. Moreover, seasonal gravity changes due to groundwater will add to the tectonic trend during the measures. To quantify the time needed to separate only this tectonic trend, we study continuous gravity time series from a superconducting gravimeter in Hsinchu city (north-west of Taiwan) and a hydrological model at the same location. We find that 25 years are needed to extract a $7 \times 10^{-2} \mu\text{gal.a}^{-1}$ tectonic trend. *Keywords* : Taiwan, Gravity, Orogeny.

1 Introduction

Time-lapse gravimetry is an efficient tool to monitor mass transfers of several types. It is used to study volcanic reservoir charge (e.g. Battaglia et al., 2008), ground water movements (e.g. Jacob et al., 2010), or crustal thickening (e.g. Sun et al., 2009). The basic idea is that gravity value at one place depends on masses distribution around it. If this distribution is changed, by an input of water for instance, then the gravity value will change accordingly. A mass gain increases gravity value, a mass loss decreases it. The gravity change also decreases with the square of the distance between the mass variation and the location where it is observed. Mass transfers occurring close to the measurement site are thus more likely to be seen. Yet, studies focusing on mountain building using time-lapse gravimetry are seldom in comparison with aquifer or other reservoirs monitoring. Mountain building indeed generates slower movements (except during earthquakes) of materials with weaker density contrasts than those observed in an aquifer for instance. Thus gravity changes at different times will be small and difficult to measure. We choose to experiment this method in Taiwan. Orogenic processes in Taiwan are among the strongest on Earth and may therefore have substantial effects on gravity. Taiwan has been extensively studied for several decades and literature provides numerous geological (e.g. Suppe, 1981; Ho, 1986), geophysical (e.g. Barr and Dahlen, 1990; Carena et al., 2002; Yen et al., 1998) and geochemical studies (e.g. Lo and Onstott, 1995; Fuller et al., 2006). It makes Taiwan being a good candidate for using time-lapse gravimetry in tectonics studies. The Absolute Gravity in the Taiwan Orogen (AGTO) project (Masson et al., 2008) has been set for this purpose. Practically, terrestrial absolute gravity measurements are repeated every year, in the same season (November). The absolute gravimeters used are FG5 (Micro-g LaCoste). To understand measured gravity changes with time, it is necessary to know how much of the signal is related to mountain building. Many phenomena may potentially change the gravimetric signal. The modelling will help us to extract the orogeny contribution. A tectonic model of Taiwan orogeny is needed to compute its effect on the gravity field. Several tectonic models have been proposed (e.g. Suppe, 1981; Willett et al., 1993; Wu et al., 1997). We will focus on the most different ones. These models mainly refer to the structural styles of shortening : thin-skinned (Suppe, 1981; Dahlen et al., 1984; Carena et al., 2002; Fuller et al., 2006) or thick-skinned (Wu et al., 1997; Yen et al., 1998; Mouthereau and Lacombe, 2006; Bertrand et al., 2009), which names refer to the crust thickness supposed to be involved in the orogeny process.

In a previous study, Mouyen et al. (2009) investigated the gravity change rate expected for these two tectonic models. Following Hsu et al. (2003), the kinematic of both tectonic structures was driven by movements on faults. Horizontal displacement velocities calculated from Global Positioning System (GPS) measurements and provided by Hickman et al. (2002) were used to constrain the model. Applying a likely density distribution for

Taiwan (Dahlen et al., 1984; Lin and Watts, 2002), the rate of gravity change with time was computed. It returned a maximum rate of $0.1 \mu\text{gal.a}^{-1}$ for the thin-skinned model and $0.3 \mu\text{gal.a}^{-1}$ for the thick-skinned model. One limitation of this model is that deformations are generated assuming an elastic half space. It implies that observed surface movements are due to slips on discontinuities (faults). However vertical movements, in particular in the Central Range, were poorly recovered. The uplift of this area, observed by geodetic methods (Hsu et al., 2003; Chen et al., 2010), is explained by an input of crust as expected at the rear of the tectonic wedges. The elastic rheology is not appropriate to model such behaviour. There is no evidence of discontinuities below the Taiwan range which could explain this uplift. Here we take into account this feature by studying two recent tectonic models with different approach. The first one considers vertical movements caused by underplating of cover rocks (Simoes et al., 2007) and refers to thin-skinned tectonic. The second one links the vertical motions of rocks as due to frontal accretion of the whole crust (Yamato et al., 2009) and refers to thick-skinned tectonics. We will compute gravity change with time according to these two models.

2 Taiwan tectonic background

2.1 General settings

Taiwan is located at the plate boundary between the Philippine Sea plate (PSP) and the Eurasian plate (EP) (Figure 1). Yu et al. (1997) estimate that the convergence rate of the PSP toward the EP is 8.2 cm a^{-1} . The convergence has led to the collision of the Luzon arc (on the PSP) with the Chinese continental margin (on the EP), 6.5 Ma ago, and resulted in the formation of Taiwan orogen (Lin et al., 2003). The collision migrates southward at a rate of 3.1 cm a^{-1} (Simoes and Avouac, 2006). Ho (1986) divided the island into five major geological provinces oriented north-south. The following brief description runs from west to east (see also Figure 1). The Coastal plain is a low consolidated quaternary alluvial deposit, without relief. The Western Foothills are a typical fold and thrust belt, which form the deformation front of the orogen. This deformation includes up to Miocene sediments. The Slate Belt is a higher relief region, made mainly of Eocene to Oligocene sediments that are moderately metamorphised. The Central Range displays the highest levels of deformation and metamorphism in Taiwan. It shows Cenozoic clays on its western flank and rocks from the pre-Tertiary basement of the EP on its eastern flank. The topography then decreases abruptly down to the Longitudinal Valley, a narrow and flat area made of alluvium. The Longitudinal valley fault (LVF) runs along this depression. It is considered to be the plate boundary between EP and PSP. Finally, the Coastal Range, a remnant of the Luzon arc, bounds the east side of central Taiwan with Neogene andesite rocks and sediment turbidites forming a high relief range.

The processes involved in the Taiwan orogeny are still questioned. The numerous data

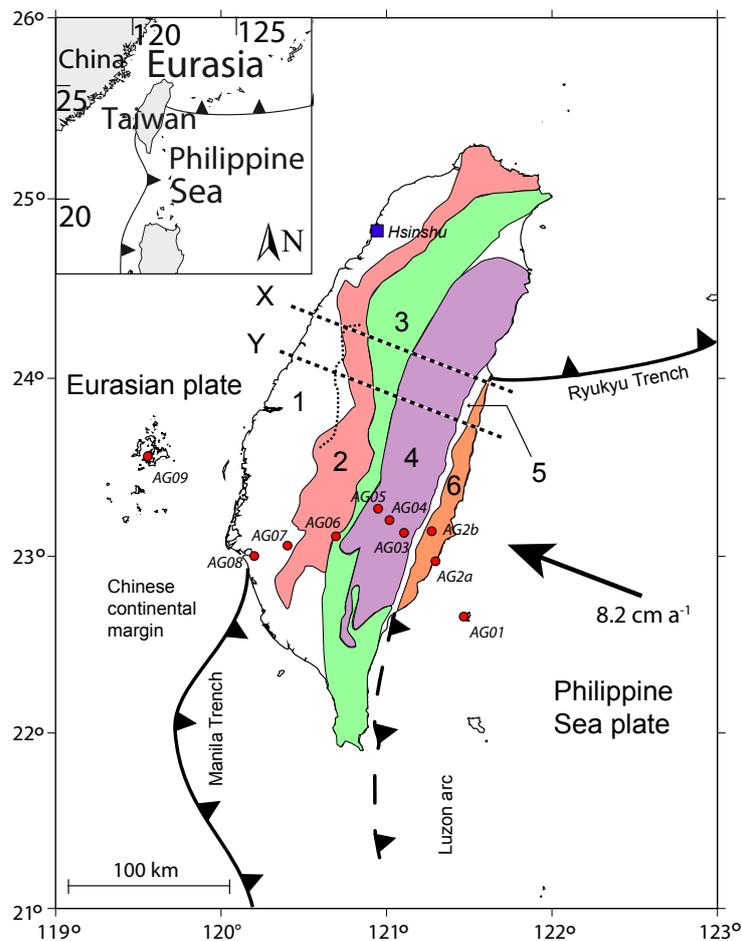


Figure 1: *Taiwan tectonic and geologic settings (after Hickman et al., 2002; Ho, 1986). The red dots locate the ten sites where absolute gravity (AG) measurements are performed since 2006. Our modelling aims to predict gravity changes due to orogeny in this area. The X and Y dashed lines locate the cross-sections where models A and B have been investigated, respectively. The thin dashed line, north-trending around 24° N and 120.8° E is the surface expression of the Chelungpu fault, which rupture in 1999 created the $M_W = 7.6$ Chi-Chi earthquake. Numbers 1 to 6 are geological regions, 1:Coastal Plain ; 2:Western Foothills ; 3:Slate Belt ; 4:Central Range ; 5:Longitudinal Valley ; 6:Coastal Range.*

collected in Taiwan are not always used all together to constrain studies. Moreover, some data are interpreted differently, e.g. thermochronometric measures (Liu et al., 2001; Willett and Brandon, 2002; Simoes et al., 2007; Yamato et al., 2009). This explains why many models have been proposed to describe Taiwan orogeny, as shown in Section 1. Among the published studies, two end-members tectonic models of Taiwan can be identified as thin-skinned and thick-skinned tectonic models. These models are substantially different and are also still undergoing discussions. We thus choose to consider each of them by using two models recently suggested by Simoes et al. (2007) and Yamato et al. (2009), which can be linked to thin- and thick-skinned tectonics, respectively. Moreover, both

models provide key information : the density and velocity fields. Gravity changes indeed depend on how material having different densities will move. Finally, they allow to investigate how different could be the gravity change rate for two extreme mountain building models. This is also an interesting test to know if time-lapse gravimetry can bring new insights to our understanding of mountain building processes.

2.2 Tectonic models

Simoes et al. (2007) suggest that underplating of the subducting Chinese margin below the orogen is a significant mechanism for the growth of the Taiwan range (Figure 2). The first 7 km of upper crust are accreted to the orogen below the western side of the Slate Belt and below the Central Range up to the LVF. This area is the largest window of underplating and also returns highest uplift and erosion rates. The westernmost of the mountain belt (beginning of the Western Foothills) grows by frontal accretion. The Longitudinal Valley and Coastal Range form the backstop of the mountain belt. Part of the material of the Eurasian upper crust cannot go through this border and will accumulate within the wedge by underplating. The other part, in fact the highest amount of the EP, is subducted into the mantle.

Yamato et al. (2009) suggest a different view (Figure 3). The observed thickening and exhumation could be due to the accretion of the EP crust on the PSP, also viewed as a backstop. This means that the main part of the Chinese continental margin lower crust is not subducting. It is rather decoupled from the EP lithospheric mantle. This decoupling explains the distributed shortening and the exhumation of the hot and ductile lower crust beneath the Central Range of Taiwan. The thickening of the lower crust initially results in the folding of the Chinese continental margin followed only recently (2-1 Ma ago) by active thrusting in the western Taiwan hence building the current Taiwan accretionary wedge.

Both models thus suggest an uplift of the Eurasian crust within the orogenic wedge to explain exhumation and deformation of the range. Comparing Figures 2 and 3, we note that movements of rocks with different densities occur below Taiwan. This means that both models must generate surface gravity changes with time, as a result of mass transfers. This study focuses on the gravimetric consequences of these two tectonic models. In the following, the model involving underplating will be referred to as model A, while the model involving frontal accretion will be referred to as model B.

3 Gravity modelling

We perform a two-dimensional gravity modelling with the cross-sections of A and B models (Figures 2 and 3, respectively). The cross-sections positions are given on Figure 1. Both

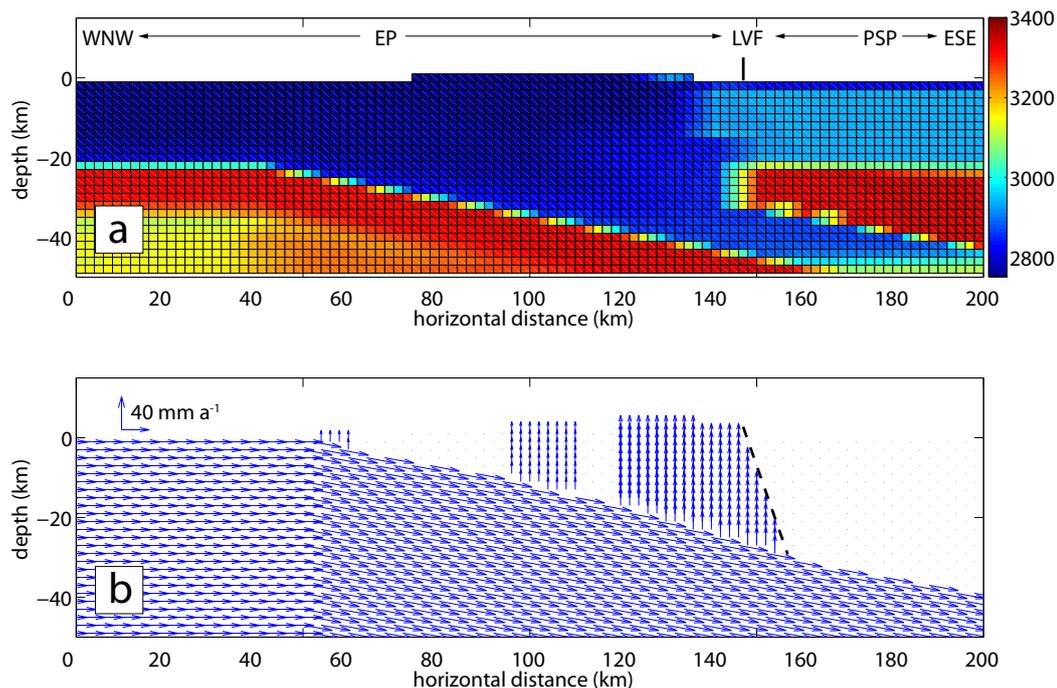


Figure 2: a) Density field of model A, for which the thin skinned accretionary wedge is dominated by underplating, as proposed by Simoes et al. (2007). The colour bar on the right gives density values in kgm^{-3} . b) Velocity field for the same section, the dashed line shows the Longitudinal Valley Fault. WNW: West, North-West ; ESE: East, South-East ; EP: Eurasian Plate ; PSP: Philippine Sea Plate ; LVF: Longitudinal Valley Fault, i.e., the boundary of both plates.

are located more to the north than the area we study. As propagation migrates southward, the cross-section does not perfectly illustrate what is presently happening near AGTO measurements. In particular, the Slate Belt is well observed where models have been defined, but is smaller in the south. This will be discussed in Section 7.3. The gravity computation is done using functions provided by GRANOM software (Hetényi et al., 2007) with the following steps:

1. The cross-section is divided into a $2 \times 2 \text{ km}$ grid.
2. The velocity and density fields are interpolated to this grid.
3. The grid is deformed according to the velocity field over one year. The cells remain contiguous so that no gap or overlapping is created by the deformation.
4. The gravity effect computed before the deformation is subtracted from the one computed after the deformation. This gives a rate of gravity change in $\mu\text{gal.a}^{-1}$. The gravity effects are computed at the surface, where absolute gravity measurements are actually performed.

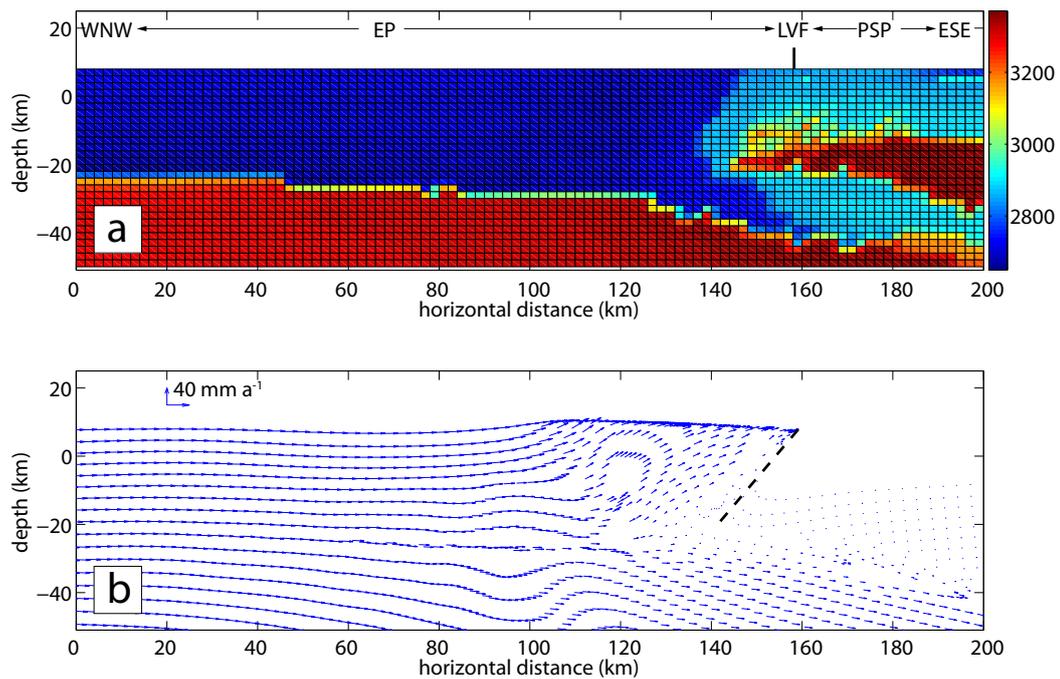


Figure 3: *a) Density field of model B, for which the thick-skinned accretionary wedge involves the thickening of the lower crust, as proposed by Yamato et al. (2009). The colour bar on the right gives density values in kgm^{-3} . b) Velocity field for the same section, the dashed line shows the Longitudinal Valley Fault. WNW: West, North-West ; ESE: East, South-East ; EP: Eurasian Plate ; PSP: Philippine Sea Plate ; LVF: Longitudinal Valley Fault, i.e., the boundary of both plates.*

In this computation, we assume that exhumation and erosion are balanced together. As a consequence, the surface keeps the same elevation. Sites where gravity changes are computed are attached to the models surface. Thus they move according to horizontal deformations of each model.

4 Results

4.1 Description

The orogeny-related gravity changes with time are shown in Figures 4 a and c, for models A and B, respectively. At a wide scale, model A generates a decrease of gravity over the whole Taiwan island. It reaches the minimum rate, $-6 \times 10^{-2} \mu\text{gal.a}^{-1}$, around the Longitudinal Valley (km 150). At a finer scale, this area also contains a second order behaviour. The gravity rate decreases, and then increases when passing this boundary toward the east, with a $2 \times 10^{-2} \mu\text{gal.a}^{-1}$ amplitude. We also note a sharp change near km 50.

Model B generates an increase of gravity. It is maximum in the eastern part of the Central Range (km 150), with $7 \times 10^{-2} \mu\text{gal.a}^{-1}$. This feature is included within a spatially wider gravity decrease reaching $-2 \times 10^{-2} \mu\text{gal.a}^{-1}$.

The modelled amplitudes are small in comparison with the μgal accuracy of a FG5 absolute gravimeter (Niebauer et al., 1995). But the amplitudes are different from one model to another. This confirms that gravity measurements could theoretically help to identify the type of deep processes occurring in Taiwan. The point is to know how these tectonic models lead to the computed gravity changes.

4.2 Secondary computation before the interpretation

We draw a new cross-section to help us to understand our results. We assume that areas having density and velocity contrasts with their neighbourhood may lead to gravity changes. Such areas are indeed deformed within a medium where density is heterogeneous. The deformation thus generates mass transfers. The density and velocity contrasts can be identified by computing their gradients in each direction (Figures 4 b and d). Each cell of both models is coloured according to the gradient strength occurring in it. This is done by summing products of density by horizontal and vertical velocities gradients over each cell. Cells with strongest gradients for both density and velocity will contain strongest values. On the contrary, cells with null gradients (no difference of velocity or density with neighbouring cells) will contain zero value. The result is finally divided by the square of the depth where the contrast occurs. This allows for moderating the mass transfer effect according to its distance to the surface. Indeed, the gravity effect of any mass on a point decreases with the square of the distance between the mass and this point.

5 Interpretation

5.1 Common feature of both models

We first consider the long wavelength gravity decrease, observed in both models, but with a greater amplitude in model A. Long wavelength signals are usually associated with deep mass gravity anomalies, in terms of Bouguer anomaly. Consequently, we suggest that deep mass transfers can explain long wavelength gravity changes. Both models, according to Figures 4 b and d show areas of deep mass transfers. In model A (Figure 4 b), it starts near 50 km on the horizontal axis and constantly dips toward the east. In model B, Figure 4 d shows a deep mass transfer at the boundary between mantle and crust. In both cases we explain this gravity decrease by the sinking of EP material. In model A,

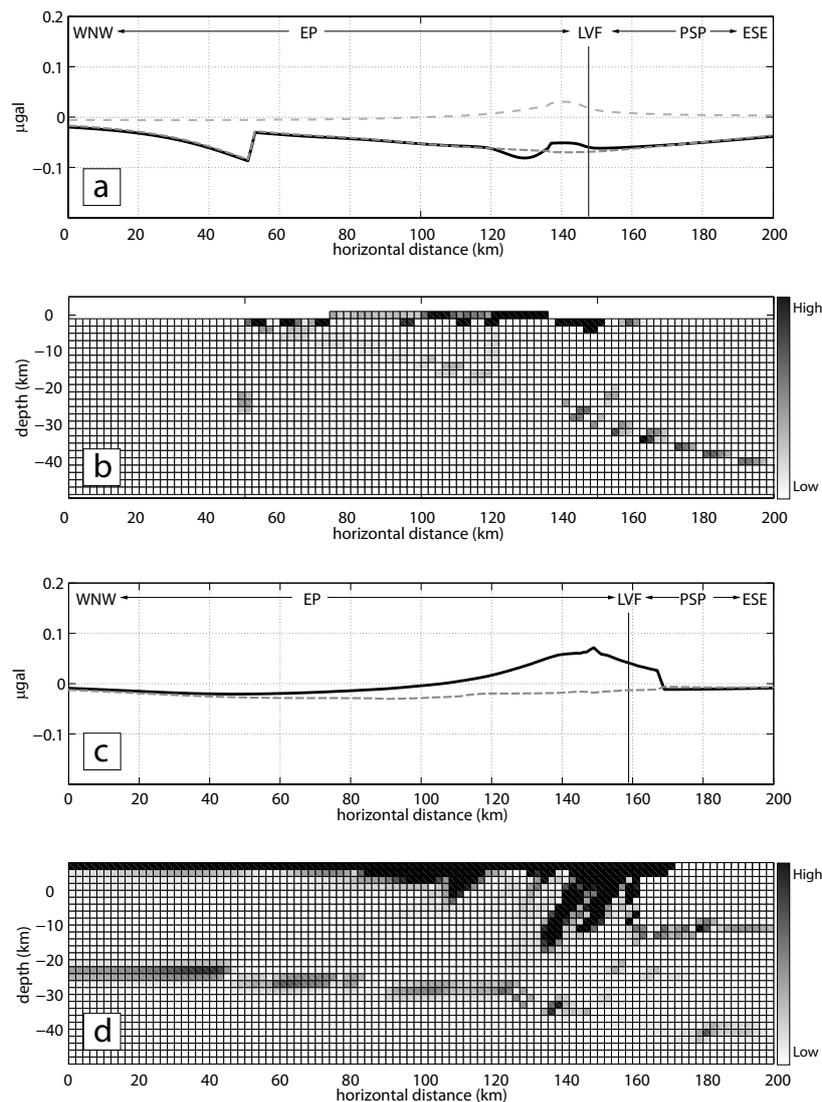


Figure 4: a) Computed gravity change considering the model A. The plain black line is the gravity change rate strictly computed with the parameters in Figure 2. The short-dashed grey line is the gravity change rate only due to subduction. The long-dashed light-grey line is the gravity change rate only due to underplating of crustal slices below the range. b) Area where contrasts in density and velocity occur, also considering model A. Darker colour means stronger contrasts. They are interpreted as sources of gravity change. c) Computed gravity change considering the model B. The plain black line is the gravity change rate strictly computed with the parameters in Figure 3. The short-dashed grey line is the gravity change rate only due to subduction. d) displays same information as b) but considering model B. WNW: West, North-West ; ESE: East, South-East ; EP: Eurasian Plate ; PSP: Philippine Sea Plate ; LVF: Longitudinal Valley Fault, i.e., the boundary of both plates.

it is the subduction of the main part of the crust and the mantle. In model B, it is only the subduction of the mantle. Both act as a mass loss because dense rocks are moved further from the surface. The gravity decrease is stronger with model A due to the more important role of subduction in this model. Simoes et al. (2007), assuming underplat-

ing, consider that 76% of the underthrust material is subducted. Yamato et al. (2009), assuming frontal accretion, suggest that subduction of the EP crust, seen as a buoyant body, is unlikely.

5.2 Gravity changes specific to model A

Figure 4 b shows high contrasts in velocity and density at the surface, near 135 km on the horizontal axis, i.e. at the boundary between PSP and EP. This is the reason for the sinus shaped gravity change observed at the same location in Figure 4 a. According to Figures 2 a and b, this area shows surrection of dense material below lighter material near 150 km and the contrary near 130 km. It implies an increase and a decrease of mass, thus of gravity, respectively.

The discontinuity at 50 km on the horizontal axis coincides with the dipping change of the EP, i.e. the beginning of the subduction, jointly with a density contrast. But the sharp effect on gravity is due to the sharp change in velocities directions, at the same location. The subduction beginning is smoother in reality and will probably generate a smaller gravity variation.

We cancel the two previous features and the subduction from the modelling. We therefore focus on pure underplating, that is the input of upper crust below the wedge. We obtain a $2.5 \times 10^{-2} \mu\text{gal.a}^{-1}$ maximum effect located above the widest window of underplating in the Central Range. This increase of gravity was predictable because the incoming slices of crust are denser than the host wedge. However, underplating is not geologically separable from subduction. Thus, it should return a global decrease of gravity, due to subduction.

5.3 Gravity changes specific to model B

According to Figure 4 d, model B contains a 50 km width area, down to 20 km depth, west of the Longitudinal Valley, where density contrasts and velocity contrasts are large. This configuration explains the $7 \times 10^{-2} \mu\text{gal.a}^{-1}$ of gravity change rate computed in this place. Deeper materials are moved upward more easily than they are subducted. The result is an increase of mass in the orogen. It is important to note here that gravity changes are computed at sites located on the ground. Indeed, on the field, absolute gravity measurements are performed on concrete pillars built on the ground. Thus they move together. As previously written in Section 3, this is taken into account by moving the sites where gravity values are computed, according to modelled deformations. Thus horizontal displacement of the sites acts as a mass transfer if deeper material moves differently. This process generates most of the $7 \times 10^{-2} \mu\text{gal.a}^{-1}$ computed with model B.

6 Investigation of the time needed

According to Section 4.1, different gravity changes rates are expected depending on the tectonic model. However, both results are near $7 \times 10^{-2} \mu\text{gal.a}^{-1}$. Given the μgal -accuracy of FG5, this suggests that a long gravity time series is needed to extract this signal. In addition, our modelling only deals with rock mass transfers. Actually, the main effect in gravity times series is the seasonal signal due to water around the gravimeter (e.g. Lambert and Beaumont, 1977; Longuevergne et al., 2009), assuming that earth tides, polar motion effects and loadings (atmosphere, ocean) have been properly removed. If there is a continuous tectonic activity where gravity is measured, then a tectonic linear trend will add to this hydrological signal. Mathematically written, the measure x at the time t is (Williams, 2003)

$$x(t) = x_0 + rt + \epsilon_x(t) \quad (1)$$

where x_0 is the intercept with $t = 0$, r is the rate of the tectonic trend and $\epsilon_x(t)$ is the error term (here the hydrological effect on gravity).

Despite the detailed analysis of our first absolute gravity measurements is not the topic of this study, it is interesting to see the actual signal we obtain (Figure 5). We perform measurements in the same season, to minimise hydrological effects. Several μgal of change are observed at each site. Because local hydrology is not precisely known at any site, it would be inappropriate to compute linear trends from these results. Therefore hydrological effect cannot be removed from the time series. Moreover, local hydrology is a seasonal effect, so it does not accumulate with time. That is why fitting linear trends to our time series is inappropriate. The small gravity signal expected from mountain building is lost due to a stronger effect, caused mainly by groundwater.

Van Camp et al. (2010) determined the time length to remove the hydrological effect to obtain small tectonic trends from gravity time series. This can be done using continuous time series such as those measured by superconducting gravimeters (SG). SG are precise relative gravimeter dedicated to station measurements (Goodkind, 1999). The fundamental concept is that tectonic gravity signal is linear with time and thus accumulates over time. On the contrary, the hydrological signal varies periodically and will thus average out over time. Hereafter we apply this method to the gravity time series at the Hsinchu SG station, Taiwan.

6.1 Data

We use time series SG recorded at Hsinchu station (Figure 1) since March 2006 (Hwang et al., 2009). Data are provided by the Global Geodynamics Project database (Crossley et al., 1999). We process the data using the TSOFT software (Van Camp and Vauterin, 2005) and the correction parameters provided by Hwang et al. (2009). Tidal, pressure,

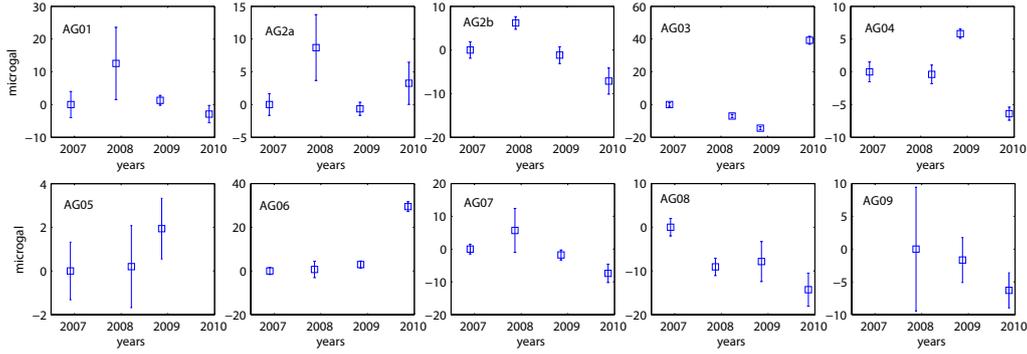


Figure 5: *Absolute gravity measurements results after four campaigns (one per year since November 2006). The text in each plot is the name of the site, also located on Figure 1. The gravity changes at each site reach several μgal and may be correlated to changes in water content around the sites except in AG03 and AG06. These two sites are indeed located in areas which have undergoes strong sedimentation rates, due to landslides and flooding during Morakot typhoon in 2009. This figure illustrates the need of long time series to extract tectonic signals from time-lapse gravity measurements.*

polar motion and instrumental drift effects are removed from the time series. The residual gravity values are due to the hydrological changes near the gravimeter. They will be compared to gravity time series computed from a hydrological model at the same location. The hydrological model is the Global Land Data Assimilation System (GLDAS, Rodell et al., 2004), used with Noah land surface model (e.g. Ek et al., 2003). Precipitation is forced by the Climate Prediction Center’s Merged Analysis of Precipitation (CMAP, Xie and Arkin, 1997). The space resolution is 0.25° (square), the time resolution is 3 hours and the starting time is March 2000.

6.2 Method

The method consists of computing and studying the power spectral density (PSD) of the residual gravity signal. The PSD illustrates the noise correlation in a range of frequencies. Areas where the PSD is flat highlight frequencies at which there is no noise correlation, i.e. no bias in the residual gravity computation (white noise). On the contrary, slope in PSD show frequencies for which there is a correlation between the residual gravity. Van Camp et al. (2010) suggest that PSD of SG residual time series is characterised by a generalised Gauss-Markov (GGM) structure of the form

$$P_x(f) = 2\sigma^2 \frac{(\beta^2 + 4\pi^2 f^2)^{\frac{\kappa}{2}}}{f_s^{\kappa+1}} \quad (2)$$

where σ is the noise amplitude, f is the temporal frequency, f_s is the sampling frequency, β is the inverse of the time constant of the process and κ is the spectral index (Mandelbrot and Van Ness, 1968). The PSD has a negative slope at high frequencies (colored noise)

and flattens at lower frequencies. The flattening appears because the hydrological signal averages over long times.

We study the residual gravity at Hsinchu station in three steps:

1. Compute PSD of the residual gravity and of the hydrological model at the same location.
2. Estimate parameters of the GGM noise model followed by the PSD.
3. Determine the time needed to extract the gravity change rate due to tectonic, computed in section 4.1, according to the GGM model.

6.3 Results

The PSD of the residual gravity at Hsinchu station and of the hydrological model are given in Figure 6. The SG residual gravity return a PSD with coloured noise but the flattening is not observed at low frequencies. The reason is the still short length of the time series (started in March 2006). It does not permit a good investigation of low frequencies.

We consider the PSD of the hydrological model as an approximation of what we could expect from the SG after more years of measurements. The hydrological model indeed spans 10 years, 3 times the time spanned by SG measures. The GGM parameters of the hydrological model are determined (Figure 6) using a Maximum Likelihood Estimation method (Williams, 2008). We now estimate the evolution of the rate uncertainty of gravity time series measured at Hsinchu. According to Langbein (2004), we generate a series which follows a GGM noise putting these parameters in the function

$$g_i = \frac{\Gamma(i + \frac{-\kappa}{2})}{i! \Gamma(\frac{-\kappa}{2})} [1 - \alpha \delta T]^i \quad (3)$$

where $\delta T = \frac{1}{f_s}$ is the time sampling interval, i means the i^{th} value and Γ is the Gamma function. Following Williams (2003), we create a lower triangular Toeplitz matrix \mathbf{T} from this sequence, defined as

$$\mathbf{T} = \begin{pmatrix} g_0 & 0 & 0 & \cdots & 0 \\ g_1 & g_0 & 0 & \cdots & 0 \\ g_2 & g_1 & g_0 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ g_n & g_{n-1} & g_{n-2} & \cdots & g_0 \end{pmatrix}. \quad (4)$$

The rate uncertainty evolution with the number of measures n is investigated by computing the covariance matrix \mathbf{C} of the values estimated from equation 1 and which is

$$\mathbf{C} = \sigma^2 \left[\mathbf{H}^T [\mathbf{T}\mathbf{T}^T]^{-1} \mathbf{H} \right]^{-1} \quad (5)$$

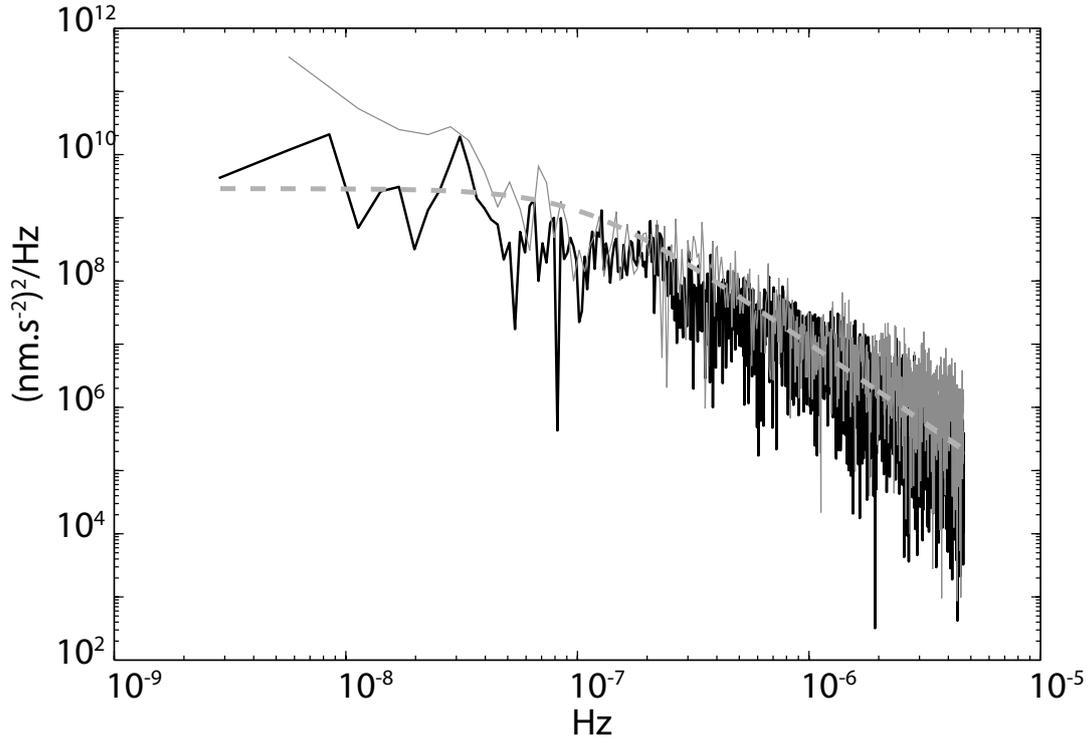


Figure 6: *Power spectral density (PSD) of the residual gravity extracted from the Hsinchu (Figure 1) superconducting gravimeter (grey) and of the hydrological model, converted to gravity (black). The parameters for the GGM noise model (found by Maximum Likelihood Estimation) for the hydrological model, return the dashed light grey curve, which fit the PSD. Parameters are $\sigma = 2.07 \mu\text{gal}$, $\beta = 3.3$ cycle per year and $\kappa = -2.5$ (see text and equation 2 for details). The flattening of the PSD at low frequencies is observed on the hydrological model but not on SG residual gravity. Nevertheless it is interesting to note the likeness of both spectra at higher frequencies.*

We finally find that 25 years of measurements are needed to separate the tectonic trend $r = 7 \times 10^{-2} \mu\text{gal.a}^{-1}$ from the hydrological signal.

7 Discussion

This study is mainly devoted to gravimetric modelling. Yet gravity is a complex signal as many processes might have consequences on its value. This is particularly true in this study, as we are dealing with very small gravity changes. Below we identify and discuss limitations of our modelling.

7.1 Density model

Gravity modelling strongly depends on density model, as it governs mass distribution. Models A and B do not have the same approach for this parameter. In model A, the density is computed independently from the mountain building modelling, using a rock

chemical composition and procedure from Bousquet et al. (1997). In model B, the density evolves with the deformation as the changes in mineral phases are computed iteratively using algorithm from De Capitani (1994). Both models thus have to consider a chemical composition for each domain of the crust and of the mantle. But the precise petrological composition of Taiwan, especially at greater depths, is not known. This adds an uncertainty to our gravity modelling. On the other hand, it also means that time-lapse gravity can highlight inconsistencies in the petrological model provided that long gravity time series exist.

A second approximation is the constant density of the material in every cell of the models. Yet the displacement of this material deeper (by subduction), moves it to new pressure and temperature domains. As a result, the equilibrium mineralogical phases will change. Reaching the new equilibrium induces density changes (e.g. Warren et al., 2008; Yamato et al., 2009). We have neglected such phase adjustment. The reason is the time scale of the measurement. In 25 years, highest velocities in Taiwan (8.2 cm a^{-1}) will involve about 2 m of displacement. This cannot involve changes in pressure or temperature with strong consequences on rock density.

7.2 Time-scale of the modelling

We have computed gravity changes involved by tectonic models describing the evolution of the Taiwan range during the last few million years. Indeed, geological and geochemical available data deal with this time-scale. But the aim of our modelling is to understand measures that will only span some years or decades. This time-scale misfit is a limitation that we investigate below.

Taiwan is still growing and active, with numerous earthquakes recorded each year. Several events with moment magnitude $M_W \geq 6$ occurred before our first measurements in November 2006 (Mouyen et al., 2010). This raises the question of the effect of postseismic deformation on gravity changes. This effect cannot be included to tectonic models spanning over several million years. Postseismic effects on gravity have been investigated for large events like Sumatra-Andaman 2004 $M_W = 9.1$ earthquake (e.g. de Linage et al., 2009) or Valdivia (Chile) 1960 $M_W = 9.5$ earthquake (e.g. Wang et al., 2006). They have generated few $\mu\text{gal.a}^{-1}$ and near $10^{-1} \mu\text{gal.a}^{-1}$ postseismic gravity change rates, respectively. Such amplitudes will corrupt long term tectonic trends, as those which have been modelled in this study. In 1999, Taiwan experienced a less strong but disastrous earthquake, with magnitude $M_W = 7.6$. It occurred in the Chi-Chi region (central-north part of Taiwan) with the rupture of the Chelungpu fault (Figure 1). The postseismic deformation following the Chi-Chi earthquake has been observed by permanent GPS stations. It is explained by afterslip movements rather than viscoelastic relaxation (Yu et al., 2003; Hsu et al., 2007). Afterslip mostly generates deformation near the Chelungpu fault. How-

ever Hsu et al. (2007) note that viscoelastic relaxation could contribute to deformation in the far field. Our observation area is included in the far-field. As a result, postseismic deformation involved by Chi-Chi earthquake is likely to disturb the long term tectonic trend we study in south Taiwan.

In model A, we computed gravity changes considering a constant velocity of the crust uplift with the range, using results from Simoes et al. (2007). But the underplating process is discrete in time, rather than continuous. Without indication on the time length of the underplating process, we work assuming continuous uplift velocities. If underplating presently occurs, this velocity is thus underestimated as it averages periods with and without underplating. If no underplating occurs, the subduction effect on gravity change should be enhanced. A stronger gravity decrease will be measured over the Taiwan range. The discrete behaviour of underplating thus implies that the gravity measures might not match with model A, without disqualifying it. But as this model suggests an efficient subduction process, in any case, a gravity decrease should be observed.

7.3 Uncertainties due to cross-sections locations

According to Figure 1, the SG is not located in the area where absolute gravity measurements are performed. This could bias our estimation of the time needed to average out the hydrological effect. Rainfalls indeed follow various regimes depending on the studied location (Chen and Chen, 2003). Moreover, we finally make the estimation using hydrological model, because the SG time series is too short. The hydrological model could be computed at location closer to our measurements (it has a 0.25° resolution). But we think that staying close to the SG makes sense as we can compare its spectra with the model one. Their similarity let us extrapolate our investigation at lower frequencies, using the hydrological model.

In section 3, we noted the location shift between cross-sections of the tectonic models and the place where measurements are performed. In particular, the Slate Belt is not as extended as in the north. We must consider this shift as it implies that our modelling does not rigorously represents the transect where we perform gravity measurements. In model A, the main difference between north and south is in the Hsuehshan range, i.e. the western half of the Slate Belt, above 23.5°N (Beysac et al., 2007). However, according to our results, this area is not deeply involved in the gravity changes. Therefore the location misfit has no effect on our results. In model B, the main reasons for gravity changes are the subduction and the deformation of the eastern part of the range. Considering the southward migration of the orogeny, we can suppose that the AGTO measurements area undergoes:

1. a stronger subduction
2. a weaker deformation of the range

Thus our results may underestimate the wide gravity decrease due to subduction. On the contrary they may overestimate the increase of gravity in the range due to the strong deformation of the range. But the general pattern of each model will be kept.

8 Conclusion

In this study, we investigated the effect on mountain building on temporal gravity changes, in Taiwan. Deep tectonic processes involved in Taiwanese orogeny are not totally understood yet. We believe that time-lapse gravimetry can bring out new and valuable geophysical constraints to this topic. We have computed the gravity effect for two different models of Taiwan orogeny. Model A, for which the thin-skinned accretionary wedge is dominated by underplating, generates a global gravity decrease with time, $-6 \times 10^{-2} \mu\text{gal.a}^{-1}$. We explain it by the mass loss due to subduction. The input of deeper mass below the range, which should increase gravity, has a smaller effect and is hidden by the subduction signal. Model B, for which the thick-skinned accretionary wedge involves the thickening of the lower crust, also generates a long wavelength gravity decrease of $-2 \times 10^{-2} \mu\text{gal.a}^{-1}$ due to subduction. But the strongest feature is a gravity increase of $7 \times 10^{-2} \mu\text{gal.a}^{-1}$ in the eastern part of Taiwan. We explain this gravity increase by mass input below the orogen and by the large deformation undergone by the wedge. If one of these models is true, time-lapse gravity should argue which one. However, these signals are very small, almost twenty times less than the precision of best absolute gravimeters. This means that long time series are needed to accumulate a measurable gravity signal. Moreover tectonic is not the only reason for gravity to change with time. In particular, hydrology has strong consequences on gravity value. It will increase the difficulty to observe the weak tectonic signal. Using superconducting gravimeter continuous measurements and hydrological models, we found that at least 25 years are needed to separate a trend of $7 \times 10^{-2} \mu\text{gal.a}^{-1}$ on gravity time series. The trend we have computed is mainly limited by the time-scale misfit between the model (million years) and the measure (decade). But comparison of both signals deserves to be studied as it should help to identify what tectonic process presently exists in Taiwan.

References

- Barr, T., Dahlen, F., 1990. Constraints on friction and stress in the Taiwan fold-and-thrust belt from heat flow and geochronology. *Geology* 18, 111–115.
- Battaglia, M., Gottsmann, J., Carbone, D., Fernández, J., 2008. 4D volcano gravimetry. *Geophysics* 73, WA3–WA18.
- Bertrand, E., Unsworth, M., Chiang, C., Chen, C., Chen, C., Wu, F., Türkoğlu, E., Hsu, H., Hill, G., 2009. Magnetotelluric evidence for thick-skinned tectonics in central Taiwan. *Geology* 37, 711–714.
- Beyssac, O., Simoes, M., Avouac, J.P., Farley, K.A., Chen, Y.G., Chan, Y.C., Goffé, B., 2007. Late Cenozoic metamorphic evolution and exhumation of Taiwan. *Tectonics* 26, TC6001, doi:10.1029/2006TC002064.
- Bousquet, R., Goffé, B., Henry, P., Le Pichon, X., Chopin, C., 1997. Kinematic, thermal and petrological model of the Central Alps: Lepontine metamorphism in the upper crust and eclogitisation of the lower crust. *Tectonophysics* 273, 105–127.
- Carena, S., Suppe, J., Kao, H., 2002. Active detachment of Taiwan illuminated by small earthquakes and its control of first-order topography. *Geology* 30, 935–938.
- Chen, C.S., Chen, Y.L., 2003. The rainfall characteristics of Taiwan. *Monthly Weather Review* 131, 1323–1341.
- Chen, K.H., Ming, Y., Huang, T.Y., Ching, K.E., Rau, R.J., 2010. Vertical displacement rate field of Taiwan from geodetic levelling data 2000–2008. *Survey Review*, in press.
- Crossley, D., Hinderer, J., Casula, G., Francis, O., Hsu, H.T., Imanishi, Y., Jentzsch, G., Kaarianen, J., Merriam, J., Meurers, B., Meumeyer, J., Richter, B., Shibuya, K., Sato, T., Van Dam, T., 1999. Network of superconducting gravimeters benefits a number of disciplines. *EOS-Transaction, AGU*.
- Dahlen, F.A., Suppe, J., Davis, D., 1984. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Cohesive Coulomb theory. *J. Geophys. Res.* 89, 10087–10101.
- De Capitani, C., 1994. Gleichgewichts-Phasendiagramme: Theorie und Software, Jahrestagung der Dtsch. Mineral. Ges. Beihefte zum *European Journal of Mineralogy* 6, 1–48.
- Ek, M.B., Mitchell, K.E., Lin, Y., Rogers, E., Grunmann, P., Koren, V., Gayno, G., Tarpley, J.D., 2003. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. *J. Geophys. Res.* 108(D22), 8851, doi:10.1029/2002JD003296.
- Fuller, C., Willett, S., Fisher, D., Lu, C., 2006. A thermo-mechanical wedge model of Taiwan constrained by fission-track thermochronometry. *Tectonophysics* 425, 1–24.
- Goodkind, J.M., 1999. The superconducting gravimeter. *Review of Scientific Instruments* 70, 4131–4152.
- Hetényi, G., Cattin, R., Brunet, F., Bollinger, L., Vergne, J., Nábelek, J.L., Diament, M., 2007. Density distribution of the India plate beneath the Tibetan plateau: Geophysical and petrological constraints on the kinematics of lower-crustal eclogitization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 264, 226–244.
- Hickman, J.B., Wiltschko, D.V., Hung, J.H., Fang, P., Bock, Y., 2002. Structure and evolution of the active fold-and-thrust belt of southwestern Taiwan from Global Positioning System analysis. *Geol. Soc. Am. Special Papers* 358, 75–92.
- Ho, C.S., 1986. A synthesis of the geologic evolution of Taiwan. *Tectonophysics* 125, 1–16.
- Hsu, Y.J., Segall, P., Yu, S.B., Kuo, L.C., Williams, C.A., 2007. Temporal and spatial variations of post-seismic deformation following the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake. *Geophys. J. Int.* 169, 367–379.
- Hsu, Y.J., Simons, M., Yu, S.B., Kuo, L.C., Chen, H.Y., 2003. A two-dimensional dislocation model for interseismic deformation of the Taiwan mountain belt. *Earth Planet. Sci. Lett.* 211, 287–294.
- Hwang, C., Kao, R., Cheng, C.C., Huang, J.F., Lee, C.W., Sato, T., 2009. Results from parallel observations of superconducting and absolute gravimeters and GPS at the Hsinchu station of Global Geodynamics Project, Taiwan. *J. Geophys. Res.* 114, B07406, doi:10.1029/2008JB006195.
- Jacob, T., Bayer, R., Chery, J., Le Moigne, N., 2010. Time-lapse microgravity surveys reveal water storage heterogeneity of a karst aquifer. *J. Geophys. Res.* 115, B06402, doi:10.1029/2009JB006616.
- Lambert, A., Beaumont, C., 1977. Nano variations in gravity due to seasonal groundwater movements: implications for the gravitational detection of tectonic movements. *J. Geophys. Res.* 82, 297–306.
- Langbein, J., 2004. Noise in two-color electronic distance meter measurements revisited. *J. Geophys. Res.* 109, B04406, doi:10.1029/2003JB002819.
- Lin, A.T., Watts, A.B., 2002. Origin of the West Taiwan basin by orogenic loading and flexure of a rifted continental margin. *J. Geophys. Res.* 107, 2185, doi:10.1029/2001JB000669.
- Lin, A.T., Watts, A.B., Hesselbo, S.P., 2003. Cenozoic stratigraphy and subsidence history of the South China Sea margin in the Taiwan region. *Basin Research* 15, 453–478.
- de Linage, C., Rivera, L., Hinderer, J., Boy, J., Rogister, Y., Lambotte, S., Biancale, R., 2009. Separation of coseismic and postseismic gravity changes for the 2004 Sumatra–Andaman earthquake from 4.6 yr of GRACE observations and modelling of the coseismic change by normal-modes summation. *Geophys. J. Int.* 176, 695–714.
- Liu, T., Hsieh, S., Chen, Y., Chen, W., 2001. Thermokinematic evolution of the Taiwan oblique-collision mountain belt as revealed by zircon fission track dating. *Earth Planet. Sci. Lett.* 186, 45–56.
- Lo, C., Onstott, T., 1995. Rejuvenation of KAr systems for minerals in the Taiwan Mountain Belt. *Earth Planet. Sci. Lett.* 131, 71–98.
- Longuevergne, L., Boy, J.P., Florsch, N., Viville, D., Ferhat, G., Ulrich, P., Luck, B., Hinderer, J., 2009. Local and global hydrological contributions to gravity variations observed in Strasbourg. *J. Geodyn.* 48, 189–194.
- Mandelbrot, B.B., Van Ness, J., 1968. Fractional Brownian motions, fractional noises and applications. *SIAM Rev* 10, 422–439.
- Masson, F., Mouyen, M., Hwang, C., Cheng, C.C., Lee, C., Le Moigne, N., Hinderer, J., Cattin, R., Luck, B., Bayer, R., Malavieille, J., 2008. Study of the Taiwanese Orogen from Absolute Gravity Data, in: *AGU Fall Meeting Abstracts*, p. 2013.
- Mouthereau, F., Lacombe, O., 2006. Inversion of the Paleogene Chinese continental margin and thick-skinned deformation in the Western Foreland of Taiwan. *Journal of Structural Geology* 28, 1977–1993.
- Mouyen, M., Cattin, R., Masson, F., 2010. Seismic cycle stress change in western Taiwan over the last 270 years. *Geophys. Res. Lett.* 37, L03306, doi:10.1029/2009GL042292.
- Mouyen, M., Masson, F., Hwang, C., Cheng, C., Cattin, R., Lee, C., Le Moigne, N., Hinderer, J., Malavieille, J., Bayer, R., Luck, B., 2009. Expected temporal absolute gravity change across the Taiwanese Orogen, a modeling approach. *J. Geodyn.* 48, 284–291.
- Niebauer, T.M., Sasagawa, G.S., Faller, J.E., Hilt, R., Klop-

- ping, F., 1995. A new generation of absolute gravimeters. *Metrologia* 32, 159–180.
- Rodell, M., Houser, P.R., Jambor, U., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C.J., Arsenault, K., Cosgrove, B., Radakovich, J., Bosilovich, M., Entin, J.K., Walker, J.P., Lohmann, D., Toll, D., 2004. The global land data assimilation system. *Bulletin of the American Meteorological Society* 85, 381–394.
- Simoës, M., Avouac, J.P., 2006. Investigating the kinematics of mountain building in Taiwan from the spatiotemporal evolution of the foreland basin and western foothills. *J. Geophys. Res.* 111, B10401, doi:10.1029/2005JB004209.
- Simoës, M., Avouac, J.P., Beyssac, O., Goffe, B., Farley, K.A., Chen, Y.G., 2007. Mountain building in Taiwan: a thermokinematic model. *J. Geophys. Res.* 112, B11405, doi:10.1029/2006JB004824.
- Sun, W., Wang, Q., Li, H., Wang, Y., Okubo, S., Shao, D., Liu, D., Fu, G., 2009. Gravity and GPS measurements reveal mass loss beneath the Tibetan Plateau: Geodetic evidence of increasing crustal thickness. *Geophys. Res. Lett.* 36, L02303, doi:10.1029/2008GL036512.
- Suppe, J., 1981. Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan. *Mem. Geol. Soc. China* 4, 67–89.
- Van Camp, M., Métivier, L., de Viron, O., Meurers, B., Williams, S.D.P., 2010. Characterizing long-time scale hydrological effects on gravity for improved distinction of tectonic signals. *J. Geophys. Res.* 115, B07407, doi:10.1029/2009JB006615.
- Van Camp, M., Vauterin, P., 2005. Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides. *Computers and Geosciences* 31, 631–640.
- Wang, R., Lorenzo-Martín, F., Roth, F., 2006. PSGRN/PSCMP—A new code for calculating co- and post-seismic deformation, geoid and gravity changes based on the viscoelastic-gravitational dislocation theory. *Computers and Geosciences* 32, 527–541.
- Warren, C.J., Beaumont, C., Jamieson, R.A., 2008. Modelling tectonic styles and ultra-high pressure (UHP) rock exhumation during the transition from oceanic subduction to continental collision. *Earth Planet. Sci. Lett.* 267, 129–145.
- Willet, S., Beaumont, C., Fullsack, P., 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology* 21, 371–374.
- Willet, S., Brandon, M., 2002. On steady states in mountain belts. *Geology* 30, 175–178.
- Williams, S.D.P., 2003. The effect of coloured noise on the uncertainties of rates estimated from geodetic time series. *Journal of Geodesy* 76, 483–494.
- Williams, S.D.P., 2008. CATS: GPS coordinate time series analysis software. *GPS solutions* 12, 147–153.
- Wu, F.T., Rau, R.J., Salzberg, D., 1997. Taiwan orogeny: thin-skinned or lithospheric collision? *Tectonophysics* 274, 191–220.
- Xie, P., Arkin, P.A., 1997. Global Precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs. *Bulletin of the American Meteorological Society* 78, 2539–2558.
- Yamato, P., Mouthereau, F., Burov, E., 2009. Taiwan mountain building: insights from 2-D thermomechanical modelling of a rheologically stratified lithosphere. *Geophys. J. Int.* 176, 307–326.
- Yen, H.Y., Yeh, Y.H., Wu, F.T., 1998. Two-dimensional crustal structures of Taiwan from gravity data. *Tectonics* 17, 104–111.
- Yu, S.B., Chen, H.Y., Kuo, L.C., 1997. Velocity field of GPS stations in the Taiwan area. *Tectonophysics* 274, 41–59.
- Yu, S.B., Hsu, Y.J., Kuo, L.C., Chen, H.Y., Liu, C.C., 2003. GPS measurement of postseismic deformation following the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *J. Geophys. Res.* 108(B11), 2520, doi:10.1029/2003JB002396.

3.3 Effet de la tectonique à court terme

3.3.1 Problématique

Dans l'article qui suit, nous restons sur l'idée que l'organisation profonde de l'orogénèse n'est pas parfaitement contrainte. En particulier, nous distinguons les tectoniques *thick-skinned* et *thin-skinned* que nous avons présentées au chapitre 1. Son intérêt reste de calculer l'effet de ces mouvements tectoniques sur le champ de pesanteur, uniquement du point de vue des redistributions de masses. Les modèles que nous utilisons sont plus simples que ceux présentés dans le paragraphe 3.2.2. Néanmoins ils sont contraints par les vitesses horizontales intersismiques calculées à partir des mesures GPS du réseau taiwanais, c'est à dire des mesures récentes qui ne suivent que quelques années d'orogénèse. Cette échelle de temps est plus petite et, de ce fait, plus compatible avec une comparaison aux valeurs que nous mesurons lors des campagnes AGTO.

Cette modélisation conduit à des taux de variation de pesanteur différents pour chaque hypothèse, *thick-* ou *thin-skinned*, respectivement de $3 \times 10^{-1} \mu\text{gal a}^{-1}$ et $1 \times 10^{-1} \mu\text{gal a}^{-1}$. Cela maintient l'idée que la gravimétrie peut théoriquement être un argument en faveur d'un des modèles tectoniques. Cependant en pratique, les mesures doivent être répétées sur de nombreuses années car le signal est très faible compte tenu de la précision des gravimètres et des autres effets qui peuvent intervenir.

3.3.2 Article : Expected temporal Absolute Gravity change across the Taiwanese Orogen, a modeling approach

Expected temporal Absolute Gravity change across the Taiwanese Orogen, a modeling approach

Maxime Mouyen¹, Frédéric Masson¹, Cheinway Hwang², Ching-Chung Cheng², Rodolphe Cattin³, John Lee⁴, Nicolas Le Moigne³, Jacques Hinderer¹, Jacques Malavieille³, Roger Bayer³ and Bernard Luck¹.

1 : Institut de Physique du Globe de Strasbourg, IPGS - UMR 7516, Université de Strasbourg/EOST, CNRS, Strasbourg, France.

2 : Department of Civil Engineering, National Chiao Tung University, Hsinchu, Taiwan, R.O.C.

3 : Géosciences Montpellier, Université Montpellier 2, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France.

4 : Center for Measurement Standards, Industrial Technology Research Institute, 195 Chung Hsing Rd., Sec.4 Chu Tung, Hsinchu, Taiwan 310, R.O.C.

Article available at <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2009.09.004>

Citation : M. Mouyen, F. Masson, C. Hwang, C.-C. Cheng, R. Cattin, C.W. Lee, N. Le Moigne, J. Hinderer, J. Malavieille, R. Bayer, B. Luck, (2009) Expected temporal absolute gravity change across the Taiwanese Orogen, a modeling approach, *Journal of Geodynamics*, 48, Pages 284-291, doi: 10.1016/j.jog.2009.09.004.

Abstract

The island of Taiwan is located on the convergent boundary between the Philippine Sea plate and the Chinese continental margin. It offers very active mountain building and collapsing processes well illustrated by the rugged topography, rapid uplift and denudation, young tectonic landforms, active faulting and numerous earthquakes. In this paper, using simple models, we have estimated vertical movements and associated absolute gravity variations which can be expected along a profile crossing the southern part of the island and probably suffering the highest rates of rising. The two different tectonic styles proposed for the island, thin-skinned and thick-skinned, were taken into account. Horizontal and vertical movements were modeled by an elastic deformation code. Gravity variations due to these deformations are then modeled at a second step. They are dominated by plate and free air effects, i.e. elevation of the topography, with several $\mu\text{Gal yr}^{-1}$. By comparison, gravity changes generated by mass transfers are weak: maximum $0.1 \mu\text{Gal yr}^{-1}$ with the thin-skinned tectonic and $0.3 \mu\text{Gal yr}^{-1}$ with the thick-skinned tectonic. Though elas-

tic rheology has limitations, this modeling offers interesting results on what gravity signal can be expected from the AGTO project (Absolute Gravity in the Taiwanese Orogen), which proposes to study the dynamic of these mountain ranges using absolute gravimetry (AG) and also including relative gravimetry (RG) and GPS measurements. *Keywords* : Taiwan, Gravity, Modeling, Surrection, Mass transfers.

1 Introduction

Global Positioning System (GPS) and absolute gravimetry are useful tools to study vertical movements and mass transfers involved in mountain building (Segall & Davis, 1997; Torge, 1990). Combining both tools improves understanding of tectonic processes. As an application Karner & Watts (1983) showed how the variation of the ratio between gravity rate and elevation rate across a mountain range can be related to the elastic thickness of the crust.

The AGTO project proposes to study the Taiwan orogeny using absolute and relative gravity measurements, GPS and modeling, in order to jointly identify vertical movements and mass transfer. Taiwan, experiencing vigorous mountain building processes, is a convergence zone located West of south China, between the Chinese Sea and the Philippine Sea (figure 1 a). The AGTO project is part of two issues. First is to validate the use of absolute gravity for tectonic purposes. Second is to improve our understanding of the Taiwanese orogeny providing information on vertical movements and mass transfers.

The AGTO project focuses on the south part of Taiwan, along a East-West transect crossing the whole island (figure 1 b). Nine sites have been defined for absolute gravity measurements, close to permanent GPS stations from the Taiwan GPS network. A concrete pillar has been built at each site to put the FG5 absolute gravimeter. In addition a wider network of 53 sites around this transect has been defined for relative gravity measurements (figure 1 b). It is divided into 9 loops, each containing at least one AG site. This relative gravity network has also been carefully mapped on the Taiwan GPS network, for precise correlation between the gravity signal and the elevation rate. The absolute gravity measurement are repeated every year, using French and Taiwanese FG5 gravimeters. Scintrex CG5 gravimeters are used for the relative network.

The AGTO project is still at its beginning and no conclusion is available yet. In this article, using a modeling approach, we try to characterize gravity variations expected. We start from a 2D structural section of Taiwan and we model the elastic deformation that we constrain with horizontal GPS velocities. Once the modeled horizontal movements fit the measured ones, densities are assigned to Taiwan regions, depending on their geology. Combining deformations and densities, a change in the gravity signal is finally modeled. Two programs have been used to perform this modeling: one for the elastic deformation and one for the gravity change.

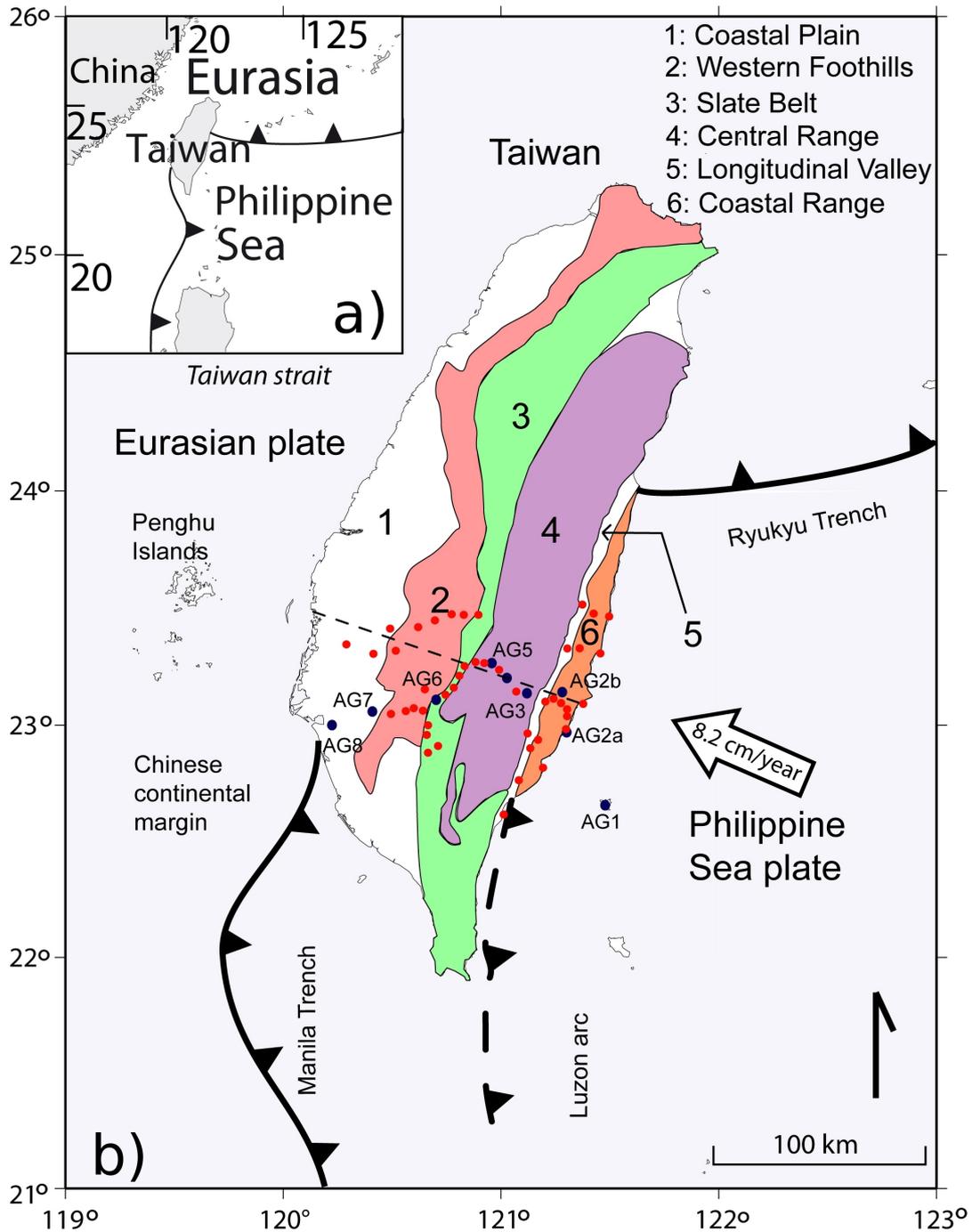


Figure 1: (a) Global location and plate tectonic settings, (b) General geology of Taiwan after Ho (1986) and Hickman et al. (2002). The nine sites for absolute gravity measurements of the AGTO project, from AG1 to AG8, are represented (blue dots) with also the 45 sites defined for relative gravity measurements network (red dots). Our 2D modeling study is performed along the dashed line.

After making a global overview of the tectonic context in Taiwan region, we will describe the results we obtained from the elastic modeling and its gravity implication.

2 Tectonic settings

Taiwan island is at the junction of the Philippine Sea plate and the Eurasian plate (figure 1 a) and results from the convergence of the Luzon volcanic arc on the Philippine Sea plate toward the Chinese continental margin on the Eurasian plate. In the North-East, the Philippine Sea plate is subducted beneath the Eurasian plate. This is expressed by the Ryukyu Trench in the sea ground. More to the South, the situation is the opposite; the Eurasian plate is subducted by the Philippine Sea plate, generating the Manila Trench (Angelier, 1986). In Taiwan, the plate boundary is underlined by the Longitudinal Valley separating the Eurasian plate to the West and the Philippine Sea plate to the East.

The collision between the Luzon arc and the Chinese continental margin started 6.5 Myr. ago in the North of the island. Owing to oblique convergence of these two regions, collision is progressing southward at a rate of 31 mm yr^{-1} (Simoes & Avouac, 2006). Today the Taiwanese orogen reach an altitude of $\sim 4000 \text{ m}$ and is still growing (Ho, 1986; Simoes & Avouac, 2006). Ho (1986) divided Taiwan into five geological regions (figure 1 b). From West to East he identified the Coastal Plain, the Western foothills, the Slate Belt, the Central Range and the Coastal Range. We keep this nomenclature in the following study. The Coastal Plain is made of Neogene sediments overlapped by quaternary alluvium, without relief. The apparition of topography to the East indicates the beginning of the Western Foothills, a fold-and-thrust belt. It extends to the East up to the Tulungwan fault. The Slate Belt is bounded by this fault to the West and by the Lishan fault to the East. It is mostly constituted by Eocene to Oligocene sediments. The Central Range, from the East of Lishan fault to the Longitudinal Valley, is the most deformed part of the Taiwan orogen. It shows Cenozoic clays with moderate metamorphism on its west flank and more metamorphised rocks from the pre-Tertiary basement (Eurasian Continental crust) on its East flank. The Longitudinal Valley is a narrow topographic depression limiting the Central range and the Coastal Range. It contains the Longitudinal Valley fault, the suture zone between the Eurasian and Philippine sea plates. At last, to the eastern part, the Coastal Range, a remnant part of the Luzon volcanic arc mainly constituted by Neogene andesite rocks and turbidite sediments, increases the topography.

Collision, orogeny and subduction processes in Taiwan are among the most vigorous of the Earth and make this region tectonically very active. A first explanation of such activity is the fast convergence of the Philippine Sea plate toward the Eurasian plate, which has been evaluated to 82 mm yr^{-1} (Yu et al., 1997). High ground movements have been measured by GPS and a high seismicity rate is also recorded due to subduction and numerous active faults. The 1999 Chi-Chi earthquake on the Chelungpu fault, the largest event recorded in Taiwan ($M_w = 7.6$), illustrates this activity.

No tectonic style of the collision between the Luzon arc and the Chinese continental margin is unanimously accepted. Two main hypothesis are generally discussed: the thin-skinned

tectonic (Suppe, 1980; Davis et al., 1983; Dahlen et al., 1984) and the thick-skinned tectonic (Wu et al., 1997; Hung et al., 1999; Mouthereau & Petit, 2003). The geometry of the island cross-sections will be different depending on the hypothesis taken into account and, consequently, the results of the modeling too. As the aim of this study is not to choose between one of these two tectonics but only to see their effects in term of gravity, both will be used.

2.1 Thin-skinned tectonic

This hypothesis often held for the Taiwanese orogen. Chapple (1978) defines thin-skinned fold-and-thrust belts parameters and considers that the global mechanics of these accretionary wedges is similar to those of the prisms which form in front of bulldozers. This theory has been tested by Davis et al. (1983) and Dahlen et al. (1984).

Davis et al. (1983) develop an analytic theory, which predicts the critical deformation of the prism materials in a compressive context. They quantitatively test this theory for the Taiwanese accretionary prism and obtain results in agreement with field observations. They suggest that the detachment is at the basal part of the Neogene continental margin, Dahlen et al. (1984) more precisely identified it in the Miocene and Pliocene layers. To define the thin-skinned cross section (figure 2), we use a model inspired from the cross-section drawn by Malavieille & Trullenque (2007).

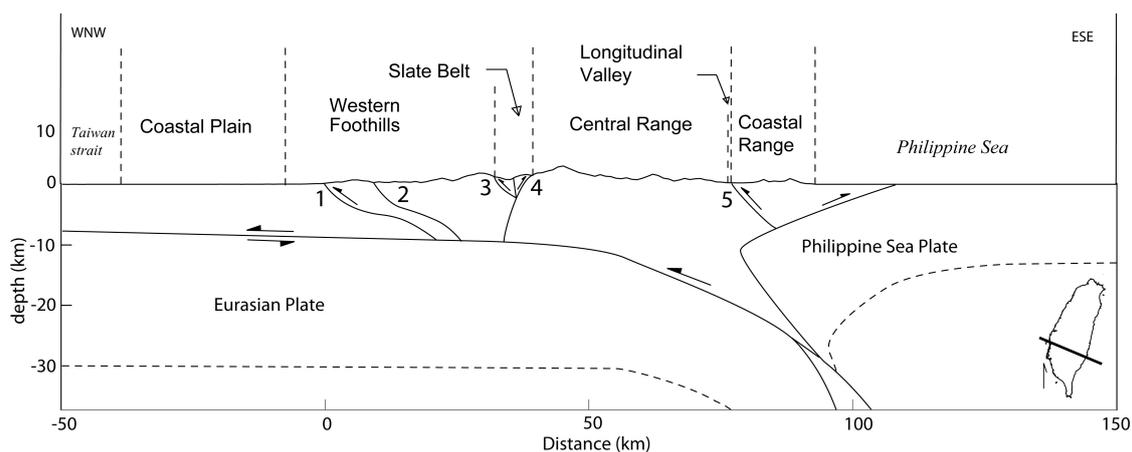


Figure 2: *Thin-skinned tectonic structure (after Malavieille & Trullenque (2007)). The detachment starts West at 10 km depth, between the basement and the sediment cover, and slopes down eastward below the Central Range. Faults join the detachment but do not cross it. Numbers refer to faults: 1-Lunhou, 2-Tingpinglin, 3-Tulungwan, 4-Lishan, 5-Longitudinal Valley fault.*

2.2 Thick-skinned tectonic

Some authors, using seismological data from Taiwan front orogen (Wu et al., 1997) or well-log and seismic reflection data (Hung et al., 1999) disagree with the thin-skinned tectonic. They propose that the detachment is actually in the basement. In this case, the deformation would be accommodated by the re-activation of normal faults created by the Paleogene rifting opening the Chinese Sea (Mouthereau & Petit, 2003), into reverse faults. According to Wu et al. (1997), the Taiwanese orogeny involves the whole crust and the upper mantle, in particular beneath the Central Range. They suggest lithospheric collision between the Eurasian and the Philippine Sea plates.

Mouthereau & Petit (2003) explain that, to accommodate this thick-skinned deformation, the detachment must belong to a weak part of the crust, probably at the brittle/ductile discontinuity. The dense fractures concentration in the upper crust compared to the lower crust and the lithospheric mantle make the latter appears less elastic and strong. The decoupling would then exist between the upper crust and the lower crust/mantle group. These indications are used to draw the thick-skinned structure (figure 3).

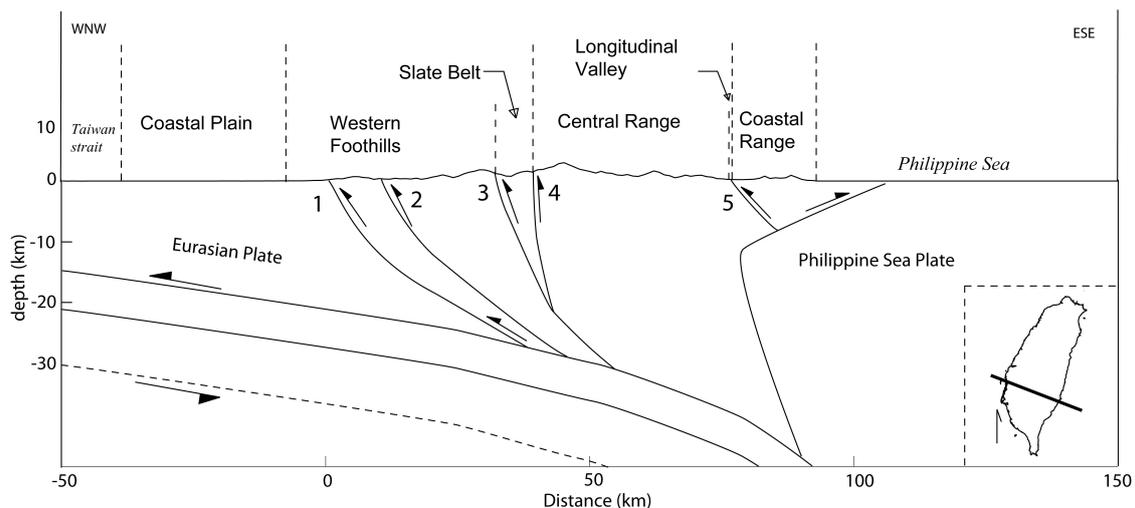


Figure 3: *Thick-skinned tectonic structure (After Mouthereau & Petit (2003) for the part West of the Central range). The detachment is deeper than in the thin-skinned structure, between the upper crust and the mantle. Also see figure 2 for faults numbers meaning.*

3 Deformation modeling

3.1 Elastic deformation modeling

Our elastic deformation code uses dislocation equations from Okada (1985, 1992) to compute the ground movements, vertically and horizontally, generated by faults slipping in an elastic half-space. The faults are defined by their geometry and their movement. After

running, we compare the modeled horizontal movements with those measured by GPS. We proceed by trial and error to find the best adjustment between model and data. Attention is given to actual geophysics and geologic data already available from Taiwan structure to ensure the likelihood of our model.

We used the horizontal GPS velocities published by Hickman et al. (2002) based on measurements performed in 1996 and 1997. GPS velocities are computed relative to the SR01 station on Penghu Islands, i.e. in a Eurasia fixed reference frame. Due to the small interval between the measurements, vertical velocities are not usable to constrain the elastic models. Only GPS stations within a band of 10 km wide on both side of the studied transect are taken into account. Modeling will be performed using thick-skinned and thin-skinned models, for which geometries are different. However some basic modeling ideas are the same in both cases:

1. Faults are mapped following the geological map of Taiwan. We also add a large detachment beneath Taiwan. All the faults have a reverse movement.
2. The slip rate on the eastern part of the detachment is set to 82 mm yr^{-1} , corresponding to the Philippine Sea plate - Eurasian plate convergence rate (Yu et al., 1997).
3. The slip rate of the detachment decreases from East to West.
4. The faults start from the surface and stop on the detachment. They are divided into two segments to better represent their actual geometry, which dip is not constant (Hsu et al., 2003) and to allow depth-variable slip rates.
5. All the fault slip in depth and are locked close to the surface (Loevencruck et al., 2001) except the Longitudinal Valley fault where 30 mm yr^{-1} creep exists up to the surface (Lee et al., 2006).
6. Apart the Longitudinal Valley, the shortening of Taiwan is mostly accommodated within the Western Foothills faults (Simoes & Avouac, 2006). We consequently assume higher slip rate in this region.

3.2 Thick skinned tectonic results

The best-fit model is shown on figure 4. The detachment starts from the West at 15 km depth and slightly dips (3°) to the East (figure 4 a). This model underestimates the westward velocities in the Western Foothills and the Coastal Range, respectively 20 % and 17 % lower (figure 4 b). These too low velocities are due to the highly dipping faults, which cannot generate strong horizontal movements but return high vertical movements (figure 4 c). Moreover, due to the depth of the detachment, the faults slip at great depth,

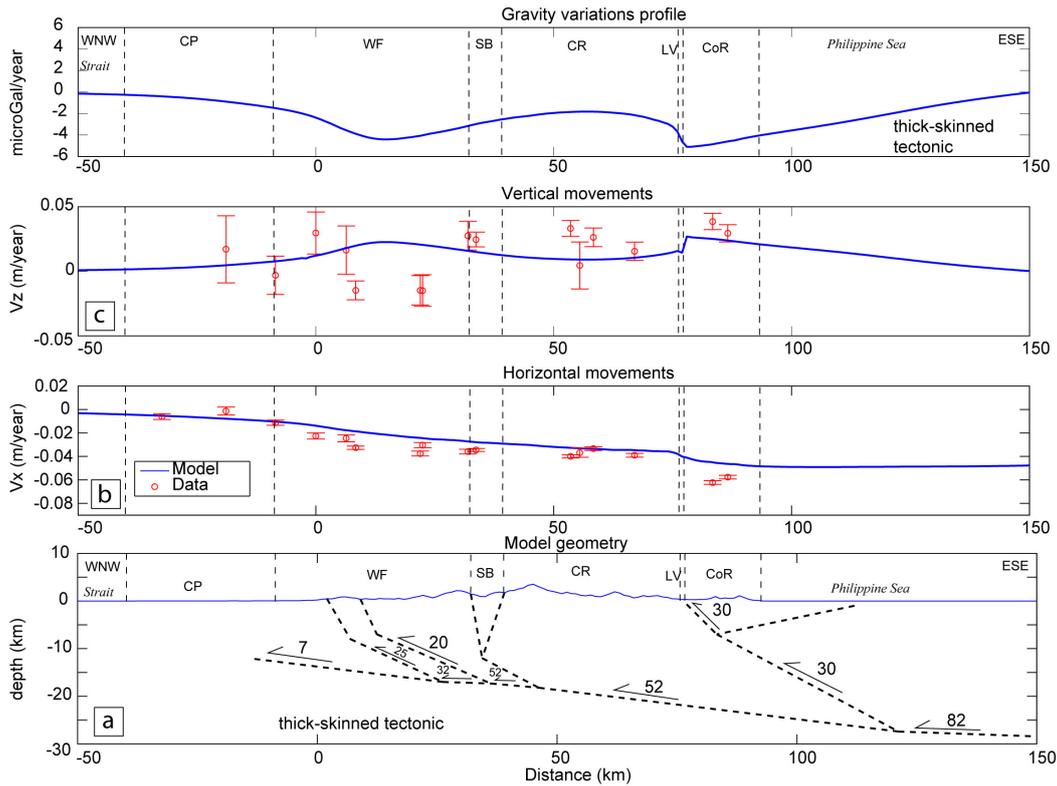


Figure 4: *From bottom to top: (a) Model geometry and cinematic, faults are dashed lines, arrows indicates movements directions, values are slip velocities in mm yr^{-1} . Abbreviations: CP=Coastal Plain ; WF=Western Foothills ; SB=Slate Belt ; CR=Central Range ; LV=Longitudinal Valley ; CoR=Coastal Range. (b) Horizontal movements measured (red circles) and modeled (plain blue line), positive values mean eastward movement. (c) Vertical movements measured (red circles) and modeled (plain blue line), positive values mean upward movement. We adjust modeled horizontal movements to estimated ones.*

reducing the movement created on the ground.

The thick-skinned model returns vertical movements from 0 to 2.6 cm yr^{-1} , i.e. only surrection. The greatest elevation rates are in the Western Foothills and in the Coastal Range, where there are reverse faults. It illustrates the upward movement of their hanging wall. The Longitudinal Valley fault returns the higher elevation rate, 2.6 cm yr^{-1} , in the Coastal Range.

3.3 Thin-skinned tectonic results

Here the detachment starts at 5 km depth, beneath the Coastal Plain and slopes down to 10 km depth beneath the Coastal Range, with 3° dip (figure 5 a). This model fits well the horizontal GPS velocities (figure 5 b). This agrees with Hsu et al. (2003) who have shown that a thin-skinned model is able to fit the horizontal GPS velocities.

Vertical movements (figure 5 c) remain higher in the Western Foothills and the Coastal Plain, but are not as great and wide as with the thick-skinned model. We predict

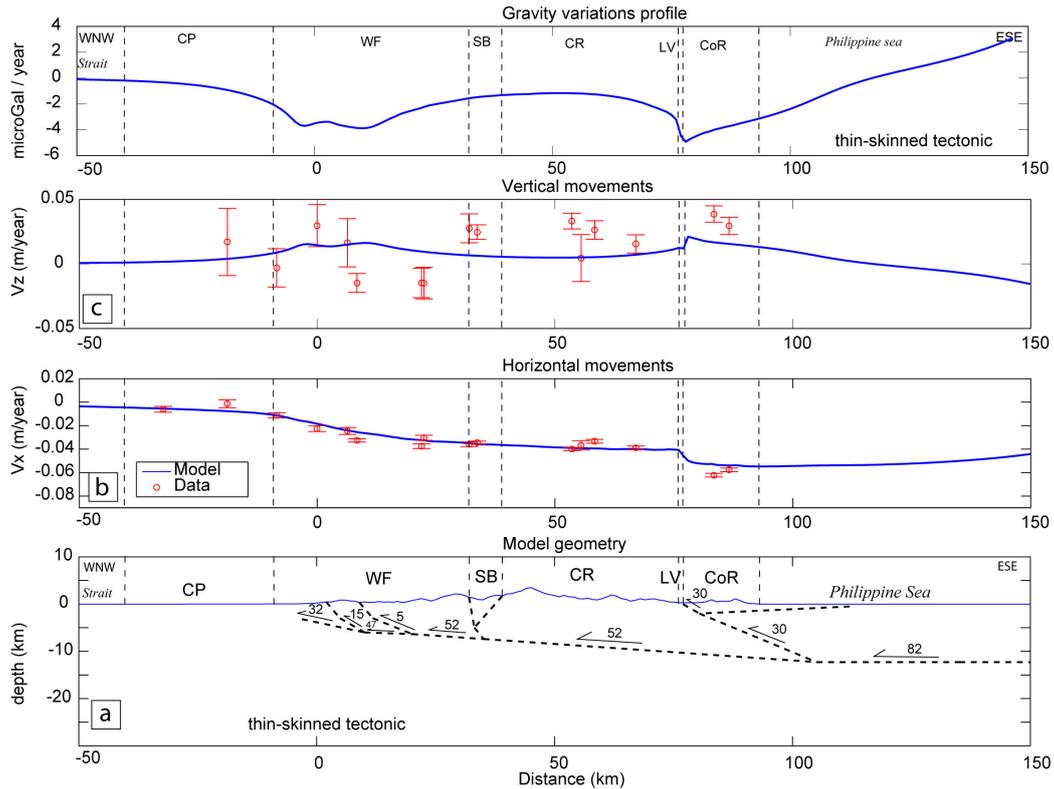


Figure 5: Same as figure 4 but considering a thin-skinned tectonic. This geometry allows a better adjustment of modeled horizontal movements to estimated ones, in particular in the Western Foothills and the Longitudinal Valley. Also see figure 4 for abbreviations.

1.5 cm yr⁻¹ of maximum elevation versus 2.6 cm yr⁻¹ with the thick-skinned tectonic. Thin-skinned tectonic involves faults with a lower dip, which slip creates high horizontal movements but small vertical movements. This is well illustrated by comparing movements generated by the Longitudinal Valley, Tingpinglin or Lunhou faults for each model (figures 4 and 5). Consequently westward movements are not underestimated anymore and the modeled elevation rate decreases in the Western Foothills. The other parameter improving the adjustment of the model to the horizontal GPS velocities is the lower depth of the detachment, its slip is less attenuated on the ground since it is closer to the surface than it was with the thick-skinned tectonic. No particular surrection of the Central Range is predicted, even with the thick-skinned model. This is characteristic of any model in which most of the convergence is transferred across Taiwan to the Western Foothills (Hsu et al., 2003).

4 Gravity modeling

We use Granom (Hetényi et al., 2007), a code computing gravity anomaly based on Won & Bevis (1987) algorithm, to calculate the gravity changes involved by the deformation modeled in paragraph 3. Applying densities on the 2D structure, we calculate the gravity

anomaly generated before and after the elastic deformation. Subtracting these anomalies from each other, the gravity change owing to deformation is obtained.

4.1 Density model

In addition to an increase of the density value with depth, the strong lateral heterogeneity of materials in Taiwan is also taken into account. Sediments in the Coastal Plain are little condensed while the orogen, which extends from the Western Foothills to the Coastal Range, experiences exhumation of deep, i.e. high density, rocks (Dahlen et al., 1984). The Coastal Range, as part of the oceanic crust, is denser than continental crust materials. According to Dahlen et al. (1984) and Lin & Watts (2002), the following scheme is applied:

1. Sedimentary basin (Coastal Plain): 2.5 (2500 kg m^{-3})
2. Topographic load (Western Foothills, Slate Belt and Central Range) and middle crust: 2.7 (2700 kg m^{-3})
3. Oceanic crust (Coastal Range and eastern regions) and lower crust: 2.8 (2800 kg m^{-3})

Areas of different densities are bounded with the faults and depth threshold used in each model. Hence the regions with same density will have different size depending on the tectonic model, thick or thin-skinned.

4.2 Modeling

Whatever the tectonic, comparing the elevation rate modeled (figure 6 a and b) with gravity changes (figure 6 c) underlines the free-air effect, the gravity decreases when altitude increases. The shape of gravity changes is indeed the opposite to vertical movements. Using the mean free-air gradient -0.3086 mGal for one meter elevation, we remove this effect and obtain the figure 6 d.

The plate effect is here well illustrated as gravity changes have the same trend as vertical elevation. This can be demonstrated plotting gravity changes versus elevation rate, which gives a slope of $0.1138 \text{ mGal m}^{-1}$ with a good determination coefficient. If we now estimate the plate effect using the mean $0.0419 \rho \text{ mGal m}^{-1}$ and a mean density 2.67, we obtain $0.1118 \text{ mGal m}^{-1}$, which is very close to the slope given in regression equation. Gravity changes are then dominated by free-air and plate effect, involving several μGal of change each year.

Also removing plate effect we obtain gravity changes only due to mass transfers (figure 7). They are low, around ten times smaller than free-air and plate effects. The thick-skinned tectonic returns higher gravity changes, up to $0.3 \mu\text{Gal yr}^{-1}$ while the thin-skinned tectonic profile is almost constant, near zero. The step at distances 0 and 80 km, for both tectonics, may be explained by the lateral change of density at the surface, respectively

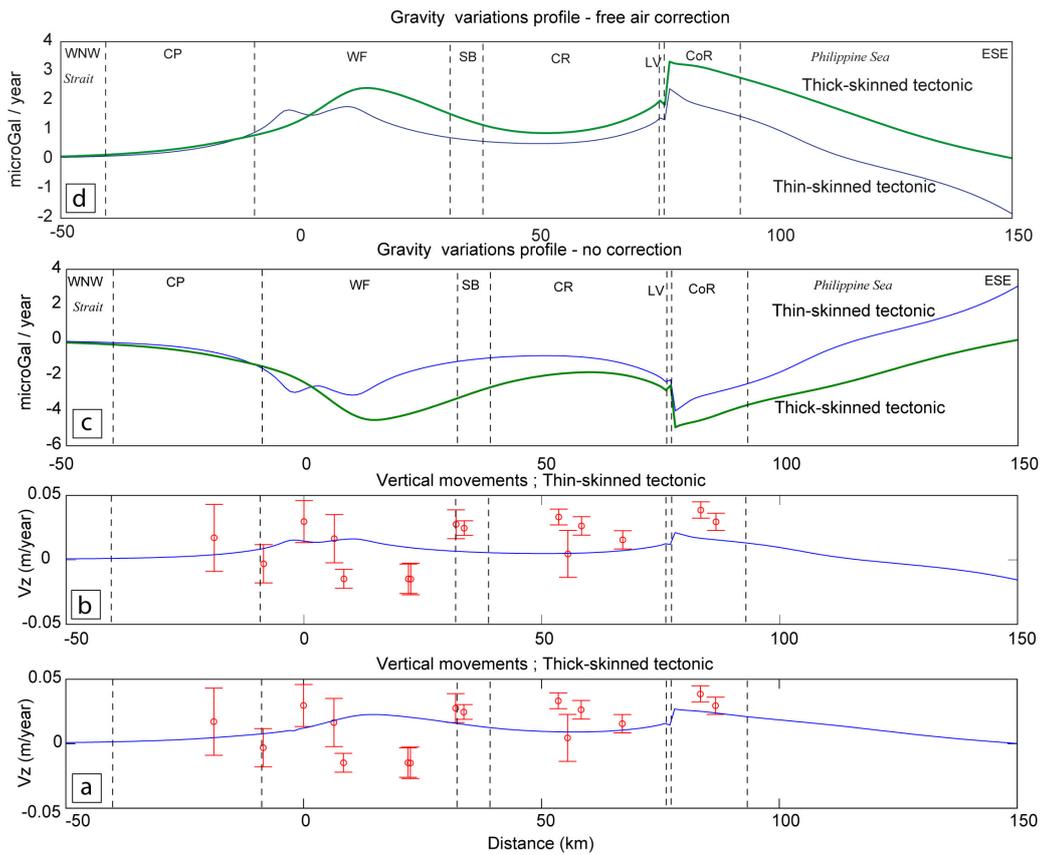


Figure 6: Graphs (a) and (b) are respectively the modeled vertical movements for thick-skinned tectonic and thin-skinned tectonic (already shown in figures 4 c and 5 c). (c) Gravity changes modeled with thin (fine blue line) and thick-skinned (bold green line) tectonic. Note the symmetry between vertical movements and the gravity signal, which reflects free-air effect. (d) Same as (c) but the gravity signal has been corrected from free-air effect. Its shape has now the same trend as vertical movements, for each tectonic. The plate effect is here responsible for the main part of the gravity signal. Also see figure 4 for abbreviations.

from 2500 to 2700 kg m⁻³ and 2700 to 2800 kg m⁻³ and do not give indications on deep mass transfers. The thick-skinned signal in the east part of Taiwan may be interpreted as the overhang of the Coastal Range and oceanic crust dense rocks on the continental crust beneath the Central Range. The gravity decrease, which extends from the Western Foothills to the Central Range, is more complicated to explain. One hypothesis could be the slip on the detachment and the global westward propagation of the whole system, which slightly replaces lower crust with upper material, less dense. With more confidence we can suggest that the thick-skinned tectonic generates higher

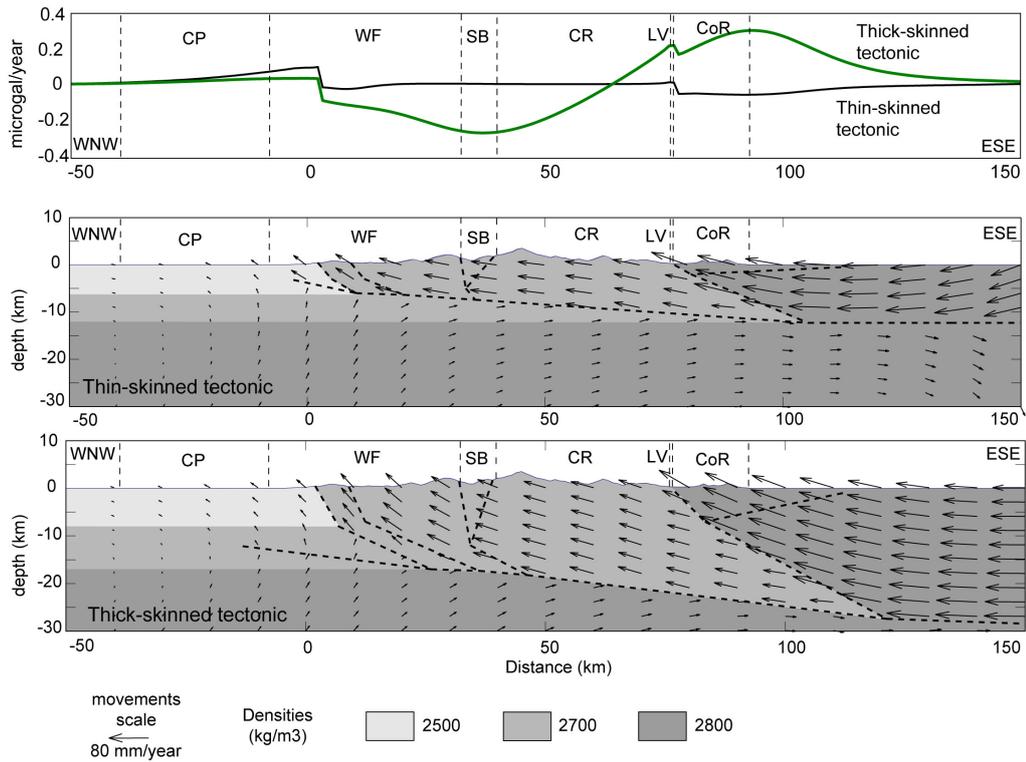


Figure 7: Gravity changes modeled for the two hypothesis, thin-skinned (fine blue line) and thick skinned tectonic (bold green line), and only due to mass transfers. Free-air and plate effects have been removed. The thick-skinned tectonic returns the higher gravity changes in the Coastal range with $0.3 \mu\text{Gal yr}^{-1}$, while the thin-skinned tectonic reaches maximum $0.1 \mu\text{Gal yr}^{-1}$. The greyscale gives the density model and the arrows indicate the structure movements. Also see figure 4 for abbreviations.

gravity changes since, with its geometry, it involves higher rock volumes, hence higher mass transfers.

5 Discussion

We obtain the best fit between the modeled horizontal velocities and those estimated by GPS using the thin-skinned tectonic geometry. The thick-skinned tectonic can model the global trend of the westward horizontal movements, i.e. a growing amplitude from West to East, but quantitatively values are underestimated of $\sim 20 \%$. Yet we do not reject this tectonic hypothesis since the horizontal GPS velocities we used contain uncertainties involved by the short delay between campaigns (see paragraph 3.1). Hence, they cannot be considered as absolute discriminant factors. In addition we use elastic modeling, which may show limitations when applied for complex rheology. The fact that we do not represent the subduction of the Eurasian plate beneath the Philippine Sea plate betrays

this limitation: it exists in the region we study, consequently the detachment we draw beneath Taiwan should slop down eastward with an increasing dip. But this geometry fails to make modeled horizontal velocities fit GPS data.

Concerning vertical movements, Chen (1984) found that the Central Range rises faster than the Coastal Range but we do not retrieve this observation. West of the Longitudinal Valley the modeled shortening is accommodated by faults of the Western Foothills, which consequently rises. Our elastic model cannot generate surrection in the Central range since there is no active fault in this region. Simoes & Avouac (2006) suggest that the Central Range surrection can be explained by underplating of the upper seven km of the Eurasian crust beneath the orogen, during the convergence of the Philippine Sea plate toward the Chinese continental margin. The shortening accommodation occurs in the Western Foothills where an accretionary prism grows, but there is no accretion in the intern part of the orogen ; its rising and exhumation are consequences of this underplating. It is typically a deep mass transfer and must be taken into account for accurate gravity modeling. Behavior finer than pure elasticity, allowing thermokinematic deformation, is likely to simulate this phenomenon.

The vertical movements of the Central Range lead to two major issues. The first one is the uncertainty attributed to GPS data; determining vertical velocities using GPS requires at last one decade to obtain robust results. The second one is to use the appropriate deformation model to fit the vertical velocities. Both issues involve uncertainty of the estimation of the gravity signal due to vertical movement, i.e. free-air and plate effect, which represent the most important part of the total gravity signal expected from mountain building. The mass transfer gravity signal, far smaller in comparison, has consequently a large uncertainty.

One must note that we do not model any hydrological effect. Yet it can reaches values above 10 μGal due to local variations of groundwater height (Naujoks et al., 2008; Jacob et al., 2008). This amplitude may hide or deprave the expected tectonic effects; some μGal per year according to our modeling. Actually, AG sites have been also selected to minimize hydrological influence. From AG1 to AG6, pillars are located in mountains and directly built on the rock basement. Water is supposed to bypass in these areas without being stored inside the thin soil cover. Nevertheless, this situation is not possible for AG7 and AG8, which are in the Coastal Plain, i.e. a sedimentary basin covering the west side of Taiwan and containing several aquifers. We must hence pay special attention to groundwater height for these two sites, using aquifer monitoring performed in Taiwan. Moreover aquifers in this region suffer from over-pumping involving subsidence rates higher than 1 cm yr^{-1} (Hou et al., 2005; Hu et al., 2006). This movement is likely to have effect on gravity value but must absolutely be identified since we just consider tectonic phenomena. Modern absolute gravimeters have a sensitivity around 1 μGal , yet the gravity changes we model, only concerning mass transfers, reaches maximum 0.3 $\mu\text{Gal yr}^{-1}$. At least three

years are hence needed between two measurements to see deep mass transfer effects. But only one year should offers interesting results since we predict up to $5 \mu\text{Gal yr}^{-1}$ due to elevation. AGTO should consequently sort out the tectonic component of gravity in Taiwan.

6 Conclusion

The aim of this paper was to give preliminary ideas of what signal can be expected from the AGTO project, using elastic deformation and gravity modeling for two main tectonic contexts: thick-skinned and thin-skinned. Our results show higher elevation rates in the Western Foothills and the Coastal Range reaching respectively 1.5 and 2 cm yr^{-1} for the thin-skinned tectonic and 2.2 and 2.6 cm yr^{-1} for the thick-skinned. The gravity changes are maximum in the same regions; respectively 3.8 and $4 \mu\text{Gal yr}^{-1}$ for the thin-skinned tectonic and 4.5 and $5 \mu\text{Gal yr}^{-1}$ for the thick-skinned. Yet most of this signal is free-air and plate effects, mass transfers effects are ten times lower: $0.1 \mu\text{Gal yr}^{-1}$ assuming a thin-skinned tectonic and $0.3 \mu\text{Gal yr}^{-1}$ with the thick skinned. Both are expected in the Coastal Range where density contrast and movement along the Longitudinal Valley, the plate boundary between Eurasian and the Philippine Sea plates, are significant. As this yearly signal is very low, it will be difficult to identify without robust GPS and hydrological constraints and long time series. Our modeling fails to reproduce the Central Range surrection, which is known to be the fastest elevated region of Taiwan (Chen, 1984; Hsu et al., 2003; Wu et al., 1997). Such a misfit can be related to the elastic behavior we assume in our modeling, while a more complicated rheology may be involved. This surrection is supposed to be driven by underplating below the orogen (Simoes & Avouac, 2006), that we do not model in our study. The absolute gravity measurements will first reflect the vertical movements in Taiwan and then deep mass transfers for which several years of measurement should be needed before any interpretation. GPS measurements will have a strong interest to precisely separate elevation and deep mass transfer effects.

7 Acknowledgments

We are grateful to John B. Hickman for providing us with GPS velocities data. We also thank György Hetényi for his guidance in our use of Granom program. Figure 1 has been drawn with Generic Mapping Tools - GMT (Wessel & Smith, 1998).

References

- Angelier, J., 1986. Preface. *Tectonophysics* 125.
- Chapple, W. M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, 1189-1198.
- Chen, H., 1984. Crustal uplift and subsidence in Taiwan: an account based upon retriangulation results. *Spec. Publ. Cent. Geol. Surv.* 3, 127-140.
- Dahlen, F. A., Suppe, J., Davis, D., 1984. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: cohesive Coulomb theory. *J. Geophys. Res.* 89 (B12), 10,087-10,101.
- Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *J. Geophys. Res.* 88 (B2), 1153-1172.
- Hetényi, G., Cattin, R., Brunet, F., Bollinger, L., Vergne, J., Nábělek, J. L., Diament, M., 2007. Density distribution of the India plate beneath the Tibetan Plateau: geophysical and petrological constraints on the kinetics of lower-crustal eclogitization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 264 (1-2), 226-244, doi: 10.1016/j.epsl.2007.09.036
- Hickman, J. B., Wiltschko, D. V., Hung, J.-H., Fang, P., Bock, Y., 2002. Structure and evolution of the active fold-and-thrust belt of southwestern Taiwan from Global Positioning System analysis. In: Byrne, T.B., and Liu, C.-S. (Ed.), *Geology and geophysics of an arc-continent collision, Taiwan: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, # 358*, pp. 75-92.
- Ho, C. S., 1986. A synthesis of the geologic evolution of Taiwan. *Tectonophysics* 125, 1-16.
- Hou, C.-S., Hu, J.-C., Shen, L.-C., Wang, J.-S., Chen, C.-L., Lai, T.-C., Huang, C., Yang, Y.-R., Chen, R.-F., Chen, Y.-G., Angelier, J., 2005. Estimation of subsidence using GPS measurements, and related hazard: the Pingtung Plain, southwestern Taiwan. *C.R. Geosci.* 337, 1184-1193.
- Hsu, Y.-J., Simons, M., Yu, S.-B., Kuo, L.-C., Chen, H.-Y., 2003. A two-dimensional dislocation model for interseismic deformation of the Taiwan mountain belt. *Earth Planet. Sci. Lett.* 211, 287-294.
- Hu, J.-C., Chu, H.-T., Hou, C.-S., Lai, T.-H., Chen, R.-F., Nien, P.-F., 2006. The contributor to tectonic subsidence by groundwater abstraction in the Pingtung area, southwestern Taiwan as determined by GPS measurements. *Quat. Int.* 147, 62-69.
- Hung, J.-H., Wiltschko, D. V., Lin, H.-C., Hickman, J. B., Fang, P., Bock, Y., 1999. Structure and motion of the southwestern Taiwan fold-and-thrust belt. *TAO* 10 (3), 543-568.
- Jacob, T., Bayer, R., Chéry, J., Jourde, H., Le Moigne, N., Boy, J.-P., Hinderer, J., Luck, B., Brunet, P., 2008. Absolute gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the larzac plateau (Southern France). *Journal of Hydrology* 359, 105-117.
- Karner, G.D., Watts, A.B., 1983. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *J. Geophys. Res.* 88 (B12), 10,449-10,477.
- Kim, K.-H., Chiu, J.-M., Pujol, J., Chen, K.-C., Huang, B.-S., Yeh, Y.-H., Shen, P., 2005. Three-dimensional VP and VS structural models associated with the active subduction and collision tectonics in the Taiwan region. *Geophys. J. Int.* 162, 204-220.
- Lee, J.-C., Chu, H.-T., Angelier, J., Hu, J.-C., Chen, H.-Y., Yu, S.-B., 2006. Quantitative analysis of surface coseismic faulting and postseismic creep accompanying the 2003, Mw = 6.5, Chengkung earthquake in eastern Taiwan. *J. Geophys. Res.* 111, B02405, doi:10.1029/2005JB003612.
- Lin, A. T., Watts, A. B., 2002. Origin of the west Tainan basin by orogenic loading flexure of a rifted continental margin. *J. Geophys. Res.* 107 (B9), 2185, doi: 10.1029/2001JB000669.
- Loevencruck, A., Cattin, R., Le Pichon, X., Courty, M.-L., Yu, S.-B., 2001. Seismic cycle in Taiwan derived from GPS measurements. *C. R. Acad. Sci. Paris, Earth. Planet. Sci. Lett.* 333, 57-64.
- Malavieille, J., Trullenque, G., In press, Corrected proof. Consequences of continental subduction on forearc basin and accretionary wedge deformation in SE Taiwan: insights from analogue modeling. *Tectonophysics*.
- Mouthereau, F., Petit, C., 2003. Rheology and strength of the Eurasian continental lithosphere in the foreland of the Taiwan collision belt: constraints from seismicity, flexure, and structural styles. *J. Geophys. Res.* 108 (B11), 2512, doi: 10.1029/2002JB002098.
- Naujoks, M., Weise, A., Kroner, C., Jahr, T., 2008. Detection of small hydrological variations in gravity by repeated observations with relative gravimeters. *J. Geod.* 82, 543-553, doi:10.1007/s00190-007-0202-9.
- Okada, Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seism. Soc. Am.* 75, 1135-1154.
- Okada, Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seism. Soc. Am.* 82, 1018-1040.
- Shin, T.-C., Teng, T.-L., 2001. An overview of the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake. In *Dedicated issue on the Chi-Chi, Taiwan earthquake of 20 September 1999*, *Bull. Seism. Soc. Am.* 91, 895-913
- Simoës, M., Avouac, J. P., 2006. Investigating the kinematics of the mountain building in Taiwan from the spatiotemporal evolution of the foreland basin and western foothills. *J. Geophys. Res.* 111, B10401, doi: 10.1029/2005JB004209.
- Segall, P., Davis, J.L., 1997. GPS applications for geodynamics and earthquake studies. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 25, 301-336.
- Suppe, J., 1980. A retrodeformable cross section of northern Taiwan. *Geol. Soc. China Proc.* 23, 46-55.
- Torge, W., 1990. Absolute gravimetry as an operational tool for geodynamics research. In: Springer Berlin / Heidelberg (Ed.), *Developments in Four-Dimensional Geodesy, Book Series Lecture Notes in Earth Sciences*, 29, pp. 15-28.
- Wessel, P., Smith, W. H. F., 1998. New, improved version of Generic Mapping Tools released. *EOS Trans. Amer. Geophys. U.* 79 (47), pp. 579.
- Won, I. J., Bevis, M., 1987. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics* 52, 232-238.
- Wu, F.-T., Rau, R.-J., Salzberg, D., 1997. Taiwan orogeny: thin-skinned or lithospheric collision? *Tectonophysics* 274, 191-220.
- Yu, S.-B., Chen, H.-Y., Kuo, L.-C., 1997. Velocity field of GPS stations in the Taiwan area. *Tectonophysics* 274, 41-59.

3.4 Compléments sur les effets de la tectonique taiwanaise

Les deux paragraphes précédents traitent des conséquences gravimétriques des transferts de masses générés par l'orogénèse. Elle sont estimées sous forme de taux de variation annuels. La variation de pesanteur générée doit s'accumuler à mesure que l'orogénèse se poursuit et être d'autant plus forte que la série temporelle est longue. Cependant, comme nous l'avons vu au chapitre 1, des séismes accompagnent l'orogénèse taiwanaise. Ces événements, instantanés en comparaison des échelles de temps considérées dans les deux articles précédents, ne sont pas pris en compte dans les modélisations que nous avons proposées. Or leurs conséquences sur la valeur de la pesanteur sont identifiables par les gravimètres modernes (de Linage et al., 2009; Barnes, 1966; Tanaka et al., 2001; Imanishi et al., 2004). Nous discutons ici des conséquences possibles des séismes sur nos mesures.

3.4.1 Les séismes à venir

Nous avons montré, à partir de modèles tectoniques différents, que les effets de l'orogénèse sur le champ de pesanteur sont faibles, moins d'un microgal par an. Nous pouvons supposer que, sur la petite fenêtre temporelle (une ou deux décennies) que nous pourrions couvrir avec des mesures gravimétriques répétées, une variation de pesanteur associée à cette orogénèse puisse finalement être identifiée. Elle serait alors valorisable, en tant que donnée géophysique complémentaire, dans la proposition ou le choix d'un modèle d'orogénèse. Mais dans ce même temps, le risque qu'un ou plusieurs séismes ne surviennent est élevé, car nous sommes dans un contexte tectonique actif. La série temporelle enregistrée sera alors perturbée par l'effet cosismique de la rupture. A titre indicatif, on modélise que le séisme de Chi-Chi, en 1999 ($M_W = 7.6$), a dû générer une variation de plusieurs centaines de microgals (figure 3.1), principalement du fait des mouvements verticaux qui l'ont accompagné.

Comme nos mesures gravimétriques ne sont pas continues dans le temps (une par an), l'effet d'un possible séisme ne sera pas évident à identifier, donc à extraire d'une série temporelle.

Ne pas corriger l'effet du séisme va introduire un biais dans la tendance à long-terme que nous voulons identifier. Il faudra donc ne s'intéresser qu'aux séries temporelles comprises entre des séismes. L'inconvénient est que nous aurons une série temporelle en morceaux.

Mais corriger l'effet du séisme, pour garder les plus longues séries temporelles possibles, va aussi introduire une incertitude. Il faut séparer l'effet du séisme de celui de l'orogénèse, or aucun de ces effets n'est rigoureusement connu. Une solution consisterait à calculer la variation cosismique du champ de pesanteur à partir de mesures, GPS par exemple,

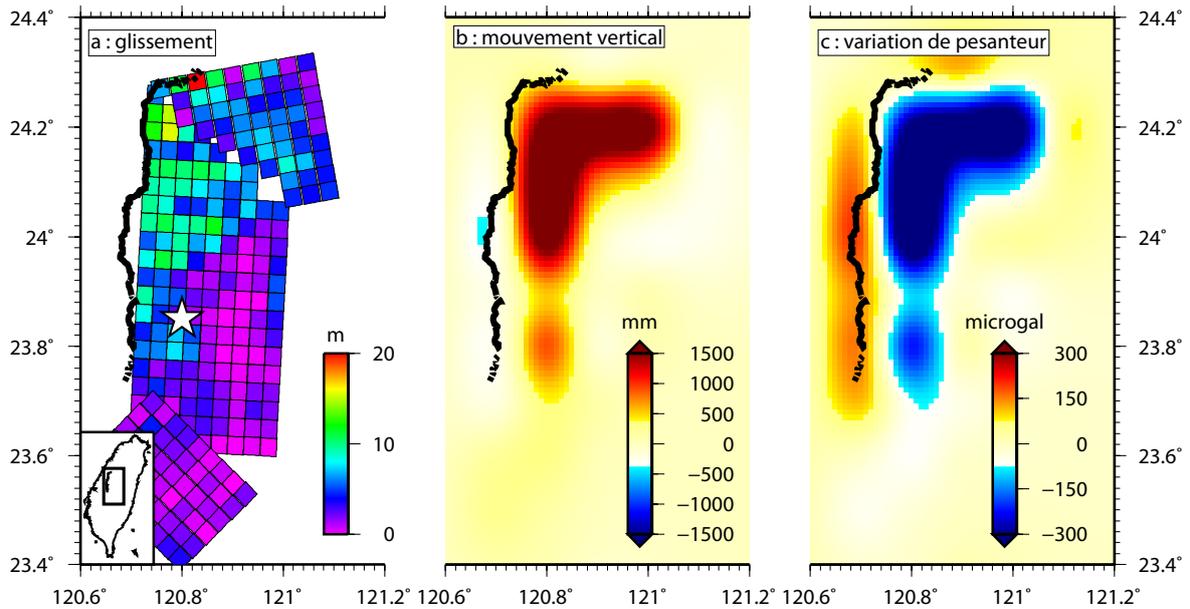


FIG. 3.1: Modélisation des effets cosismiques dus à la rupture de la faille de Chelungpu, responsable du séisme de Chi-Chi en 1999. Le trait épais noir est la trace de la rupture en surface. a) Modèle de glissement cosismique proposé par Ji et al. (2003). Les trois plans plongent à 30° vers l'est ou le sud-est, chaque élément de plan a une vitesse de glissement constante et mesure environ 4 km de côté. L'étoile localise le lieu où la rupture s'est initiée. b) et c) sont les modélisations respectives des mouvements verticaux du sol et des variations de pesanteur cosismiques, en surface.

permettant de connaître la déformation cosismique du sol. L'hypothèse fondamentale est ici que ce sont les mouvements verticaux du sol associés au glissement de la faille qui génèrent la variation de pesanteur, comme le suggèrent les travaux de Sun and Okubo (1998). Sun and Okubo (1998) ont modélisé l'effet du séisme de 1964 survenu en Alaska ($M_W = 9.2$). A partir de la théorie qu'ils ont développée (Sun and Okubo, 1993) et d'un modèle de faille, ils retrouvent les variations de pesanteur mesurées avant et après le séisme. Ils obtiennent par ailleurs une relation linéaire entre ces variations de pesanteur Δg et les mouvements verticaux associés au séisme Δh , déjà observée par Barnes (1966), telle que $\frac{\Delta g}{\Delta h} = -0.197 \text{ mgal m}^{-1}$. En l'absence de mesures continues du champ de pesanteur, la variation de pesanteur due à un séisme pourrait donc être estimée à partir des mouvements verticaux du sol mesurés autour du site et de ce ratio. L'incertitude vient alors du fait qu'on néglige les redistributions de masses profondes qui seraient provoquées par la rupture.

3.4.2 Les séismes passés

3.4.2.1 Les mouvements postsismiques

Le fait qu'un séisme se produise pendant nos mesures n'est pas la seule option à considérer. Il a été montré dans plusieurs exemples que la rupture était suivie de mouvements postsismiques (Scholz, 2002). Deux phases y sont généralement associées (Pollitz

et al., 1998) :

1. Un glissement postsismique autour du plan de rupture cosismique (*afterslip* en anglais), localisé dans la croûte supérieure (rhéologie élastique). Il agit à court terme.
2. Une relaxation visco-élastique, localisée dans la croûte inférieure et le manteau supérieur (rhéologie ductile). Il agit à plus long terme.

A Taïwan, les mouvements postsismiques du séisme de Chi-Chi ont été suivis à partir de mesures GPS continues ou répétées (Yu et al., 2001, 2003; Hsu et al., 2002). Ils sont systématiquement associés à un glissement postsismique. Comme c'est généralement fait pour les mouvements cosismiques, les vitesses obtenues par GPS sont inversées sur un plan de faille afin d'en déterminer la distribution de glissement. Yu et al. (2003) proposent un plan de rupture construit sur la base du plan de rupture cosismique, mais prolongé de 30 km vers l'est et de 50 km vers le sud. Hsu et al. (2007) n'arrivent pas à expliquer les mouvements observés par un modèle visco-élastique, tandis qu'un modèle de glissement postsismique ne pose pas de problème. Ils n'excluent cependant pas définitivement la possibilité d'une relaxation visco-élastique, en particulier loin de la zone de rupture.

La question est de savoir s'il est possible qu'une relaxation visco-élastique existe à Taïwan du fait des séismes qui y sont survenus, et quelles seraient alors ses conséquences sur le champ de pesanteur dans l'île. Ce type de relaxation a été suggéré par Khazaradze et al. (2002) et Hu et al. (2004) pour le séisme du Chili (1960, $M_W = 9.5$), par Suito et al. (2003) pour le séisme d'Alaska (1964, $M_W = 9.2$) et par Pollitz et al. (2006) pour le séisme de Sumatra-Andaman (2004, $M_W = 9.0$). Ces séismes sont beaucoup plus forts que celui de Chi-Chi, lui-même étant le plus fort qui ait été enregistré à Taïwan. Chan and Stein (2009) suggèrent toutefois qu'il est nécessaire de faire intervenir cette relaxation visco-élastique afin d'expliquer les déplacements mesurés sur le compartiment chevauché (à l'ouest de la faille de Chelungpu). Ce phénomène doit s'ajouter au glissement postsismique systématiquement avancé pour expliquer les mouvements postsismiques observés depuis le séisme de Chi-Chi.

Nous allons donc modéliser l'effet de cette relaxation visco-élastique sur les variations de pesanteur en utilisant un catalogue de séismes taïwanais, initialement mis en place pour une étude de transferts de contraintes de Coulomb à Taïwan (Mouyen et al., 2010), restituée dans l'annexe C. Seuls sont considérés les séismes répertoriés s'étant produit sur l'île, et ayant une magnitude de moment (quand elle est connue) supérieure à 6.

3.4.2.2 Modélisation de la relaxation visco-élastique à Taïwan

Nous utilisons le programme PSGRN/PSCMP de Wang et al. (2006a) qui permet de modéliser les variations de gravité co- et postsismiques dues à des séismes à partir d'un modèle de rupture dans un demi-espace dont on définit les propriétés, en fonction de la profondeur uniquement (tableau 3.1).

Profondeur (10^3 m)	ρ (kg m^{-3})	V_p (10^3 m s $^{-1}$)	V_s (10^3 m s $^{-1}$)	ν (Pa s)	Rhéologie
0-33	2670	5.8	3.4	∞	Elastique
33-100	3300	8.0	4.6	$2 \cdot 10^{19}$	Visco-élastique
100- ∞	3300	8.1	4.7	$6 \cdot 10^{20}$	Elastique / visco-élastique

TAB. 3.1: Paramètres physiques du demi-espace utilisé pour notre modélisation de relaxation visco-élastique. Le découpage en profondeur, la viscosité et la rhéologie sont ceux proposés par Chan and Stein (2009). Les densités et les vitesses sismiques sont celles proposées respectivement par Mouthereau and Petit (2003) et Kim et al. (2005).

Les variations de gravité consécutives à une relaxation visco-élastique du manteau sont représentées sur la figure 3.2. Même si nous intégrons des séismes historiques à cette modélisation, c'est celui de Chi-Chi qui est responsable de l'essentiel du signal observé.

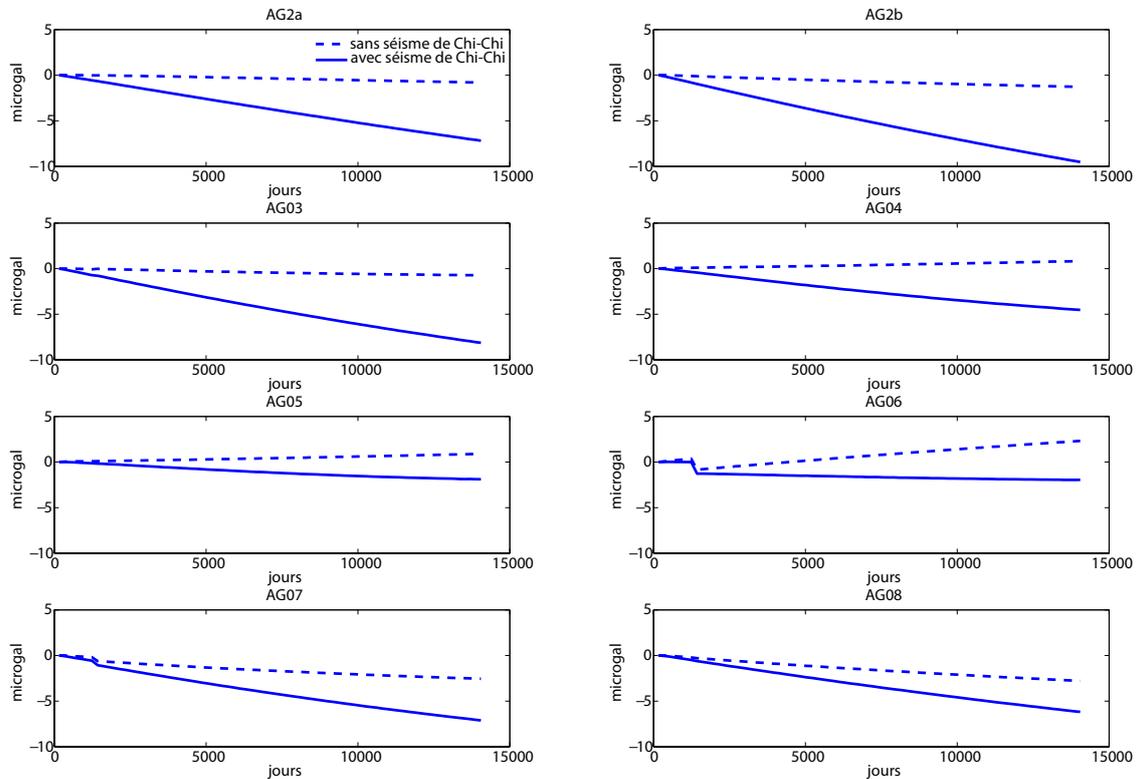


FIG. 3.2: Modélisation des variations temporelles de gravité dues à la relaxation visco-élastique du manteau, entre AG2a et AG08, en réponse aux séismes survenus à Taïwan (trait plein). Nous modélisons aussi cet effet en n'intégrant pas le séisme de Chi-Chi (trait pointillé) qui est alors diminué. L'échelle des temps, en jours, commence début 2006 et se termine en 2045. L'intérêt de la faire aller si loin est de savoir si un signal postsismique peut à terme se voir sur de longues séries temporelles de pesanteur absolue. La discontinuité observable à AG06 et AG07 s'explique par le séisme de Jiashian (4 mars 2010), la rupture de faille étant localisée entre ces deux sites.

L'effet de cette relaxation visco-élastique est faible : de l'ordre du dixième de microgal

par an. Cependant si nous reprenons les effets que l'on pense obtenir du fait des transferts de masse profonds, liés à l'orogénèse, nous constatons qu'ils sont dans les mêmes ordres de grandeur que cette relaxation. Par conséquent, si on ne cherche qu'à exploiter les variations de gravité pour éclaircir les phénomènes profonds engagés dans l'orogénèse, il faudra les séparer de ces possibles effets de relaxation visco-élastique. Pour cela il est intéressant de comparer les variations de gravité (figure 3.2) aux mouvements verticaux du sol (figure 3.3), impliqués par cette relaxation postsismique.

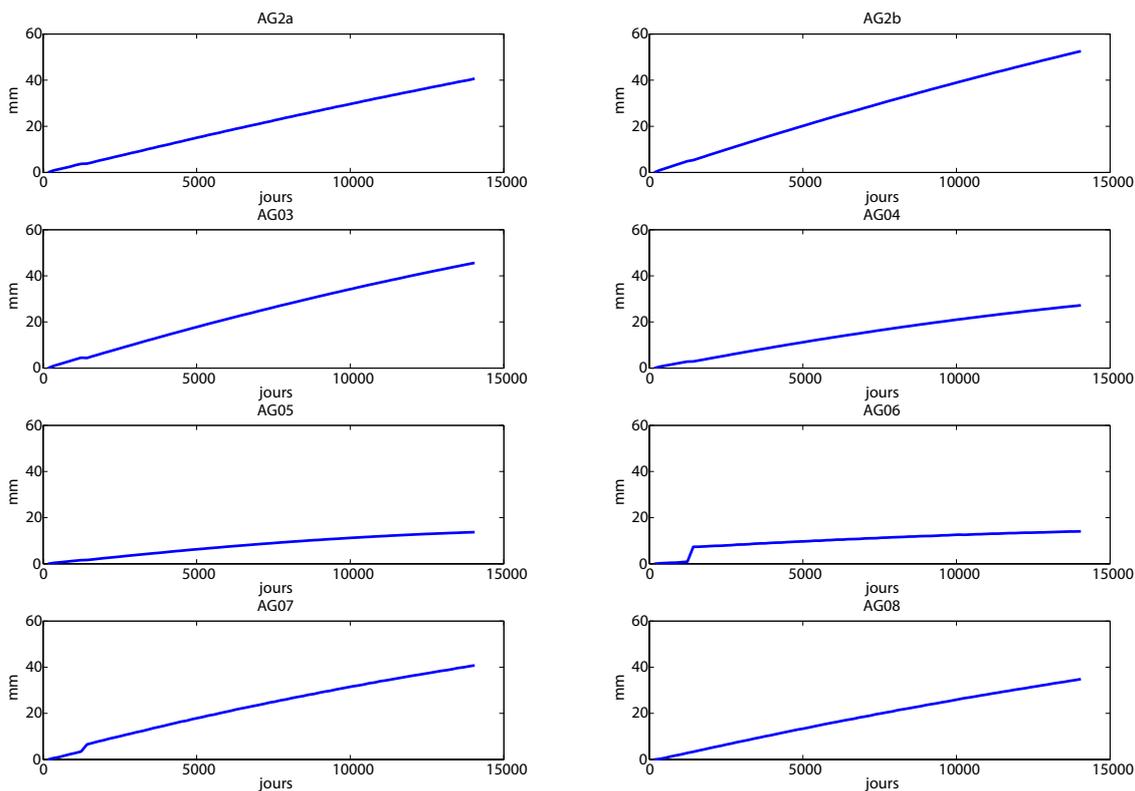


FIG. 3.3: Modélisation des mouvements verticaux du sol résultant de la relaxation visco-élastique du manteau, entre AG2a et AG08. L'échelle des temps est la même que sur la figure 3.2.

Les mouvements du sol et les variations de gravité sont corrélés. C'était prédit par la méthode de modélisation décrite par Wang et al. (2006a) qui intègre un effet d'air libre et un effet de redistribution des masses. Ce sont alors les mouvements verticaux du sol qui ont le plus d'effet sur les variations de gravité. Dans le cas d'une élévation, l'effet d'air libre vaut $-0.3086 \mu\text{gal mm}^{-1}$ et l'effet de l'apport de matériel dans la hauteur élevée vaut $0.1119 \mu\text{gal mm}^{-1}$ (en considérant que ce matériel a une masse volumique de 2670 kg m^{-3} , voir le tableau 3.1). A eux deux ils impliquent donc une baisse de $0.197 \mu\text{gal}$ pour un millimètre d'élévation. Les observations de Barnes (1966), abordées au paragraphe 3.4.1, s'alignent sur cette tendance. Nous calculons ce rapport $\frac{\Delta g}{\Delta h}$ dans notre modélisation et la comparons à ces $0.197 \mu\text{gal mm}^{-1}$ (tableau 3.2).

La forte proportionnalité entre Δg et Δh montre la nécessité d'avoir des mesures des

Site	$\frac{\Delta g}{\Delta h}$	R	Ecart à la théorie
AG2a	-0.178	0.999944	0.019 = 9.8 %
AG2b	-0.182	0.999978	0.015 = 7.8 %
AG03	-0.179	0.999957	0.018 = 9.1 %
AG04	-0.169	0.999893	0.028 = 14.4 %
AG05	-0.144	0.999513	0.053 = 26.9 %
AG06	-0.142	0.974430	0.055 = 28.2 %
AG07	-0.176	0.999858	0.021 = 10.8 %
AG08	-0.177	0.999964	0.020 = 9.9 %

TAB. 3.2: Synthèse des rapports $\frac{\Delta g}{\Delta h}$, en $\mu\text{gal mm}^{-1}$, modélisés à chaque site. R est le coefficient de la régression linéaire. L'écart à la valeur théorique est l'écart à $0.197 \mu\text{gal mm}^{-1}$

mouvements verticaux du sol, près de chaque site, indépendamment des observations gravimétriques. Ces mesures permettraient de séparer l'essentiel du signal dû à la relaxation visco-élastique du signal dû à l'orogénèse, car cette relaxation implique avant tout une déformation du sol. Ce qui reste du signal visco-élastique quand ces mouvements du sol sont annulés (dernière colonne du tableau 3.2), peut s'interpréter comme la redistribution des matériaux profonds de masse volumique différentes. Comme nous ne faisons que la modéliser de façon simple et que nous ne pouvons pas la contraindre par des observations. Cette redistribution profonde n'est pas clairement identifiable et elle va finalement augmenter l'incertitude de l'effet d'orogénèse qui nous intéresse.

3.4.3 Synthèse

Il ressort des paragraphes précédents que l'effet des transferts de masses profonds, dus à la collision de la plaque Eurasie avec la plaque de la mer des Philippines, est faible : moins d'un microgal par an. Même s'il est possible qu'aucun des modèles tectoniques considérés ne soit exact, nous ne pouvons pas envisager d'amplitudes très supérieures. En effet, les contrastes de masse volumique sont faibles (quelques centaines de kg m^{-3}), les déformations sont lentes, à l'échelle des séries temporelles qui nous établissons, et à plusieurs km de la surface. Or nos mesures montrent des variations temporelles significatives du champ de pesanteur, de plusieurs microgals, entre 2006 et 2010. Nous devons donc faire le point sur les autres effets capables de participer à ces variations.

3.5 Effet des mouvements verticaux du sol

Nous avons entrevu la question des mouvements verticaux du sol en nous intéressant à l'effet des séismes sur le champ de pesanteur. Ces mouvements verticaux existent aussi du fait de l'orogénèse ou encore du pompage des aquifères dans la plaine côtière (paragraphe 1.5.2.1). Quelle que soit leur origine, ils auront une influence sur le champ de

pesanteur. Si leur amplitude est suffisante, nos mesures y seront sensibles.

3.5.1 Observations des mouvements verticaux du sol

Nous utilisons les séries temporelles des stations GPS permanentes de l'île traitées et fournies par le Central Weather Bureau (CWB¹). Indépendamment, nous avons aussi traité trois années consécutives (2006, 2007, 2008) enregistrées à 19 stations permanentes situées dans notre zone d'étude avec le logiciel GAMIT/GLOBK (Herring et al., 2009). Les solutions que nous obtenons sont similaires à celles données par le CWB (figure 3.4). Dès lors, nous utiliserons les séries temporelles traitées du CWB.

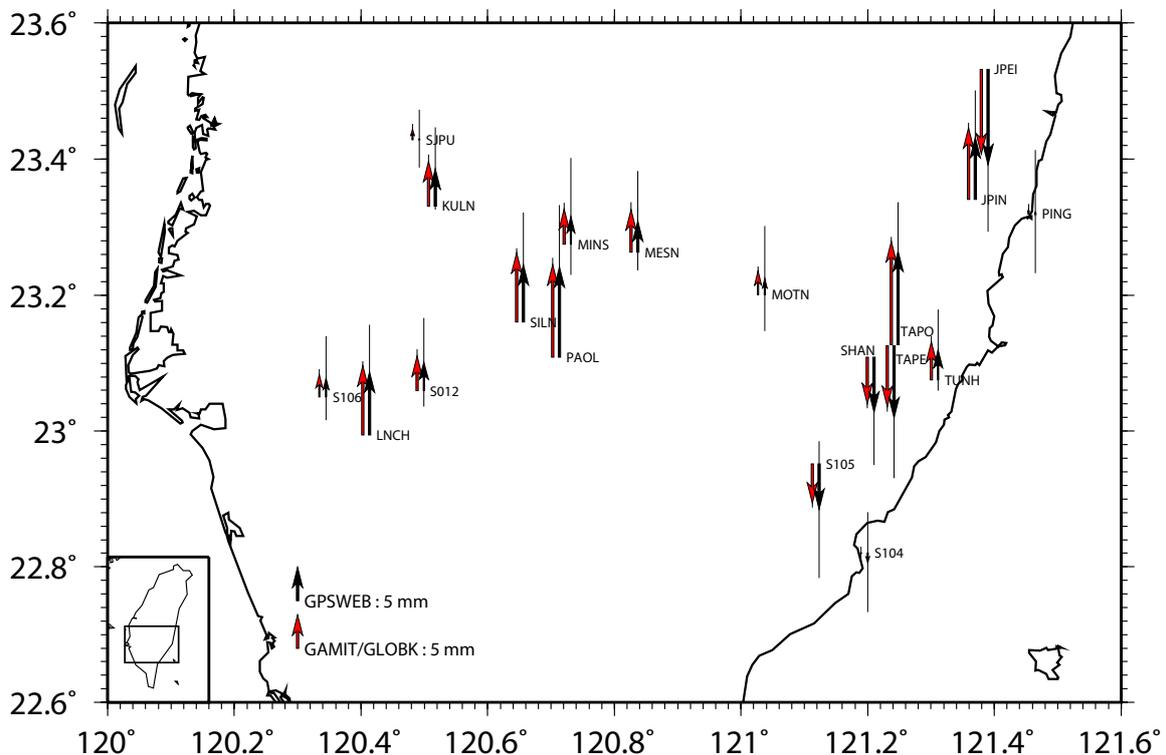


FIG. 3.4: Comparaison des tendances verticales obtenues entre le 01/01/2006 et le 31/12/2008 avec le logiciel GAMIT/GLOBK (rouge) et par le CWB (noir).

La figure 3.5 montre les mouvements verticaux du sol enregistrés continûment à trois stations différentes, situées dans la région de certains sites du réseau AGTO. Elles reflètent l'hétérogénéité des mouvements sur l'île, qui justifie la densité des stations. Elles sont aussi des exemples types de ce que l'on peut observer dans la région où nous travaillons.

Ces séries temporelles ne montrent pas une tendance parfaitement linéaire au cours du temps. Nous voyons à chaque station un signal saisonnier expliqué par des effets de charges hydrologiques (e.g. Van Dam et al., 2001) et atmosphériques (e.g. Tregoning and Van Dam, 2005), pas strictement sinusoïdaux, mais qui se répètent annuellement. A la

¹<http://scman.cwb.gov.tw/rtd/GPS/GPS/gpsweb.asp>

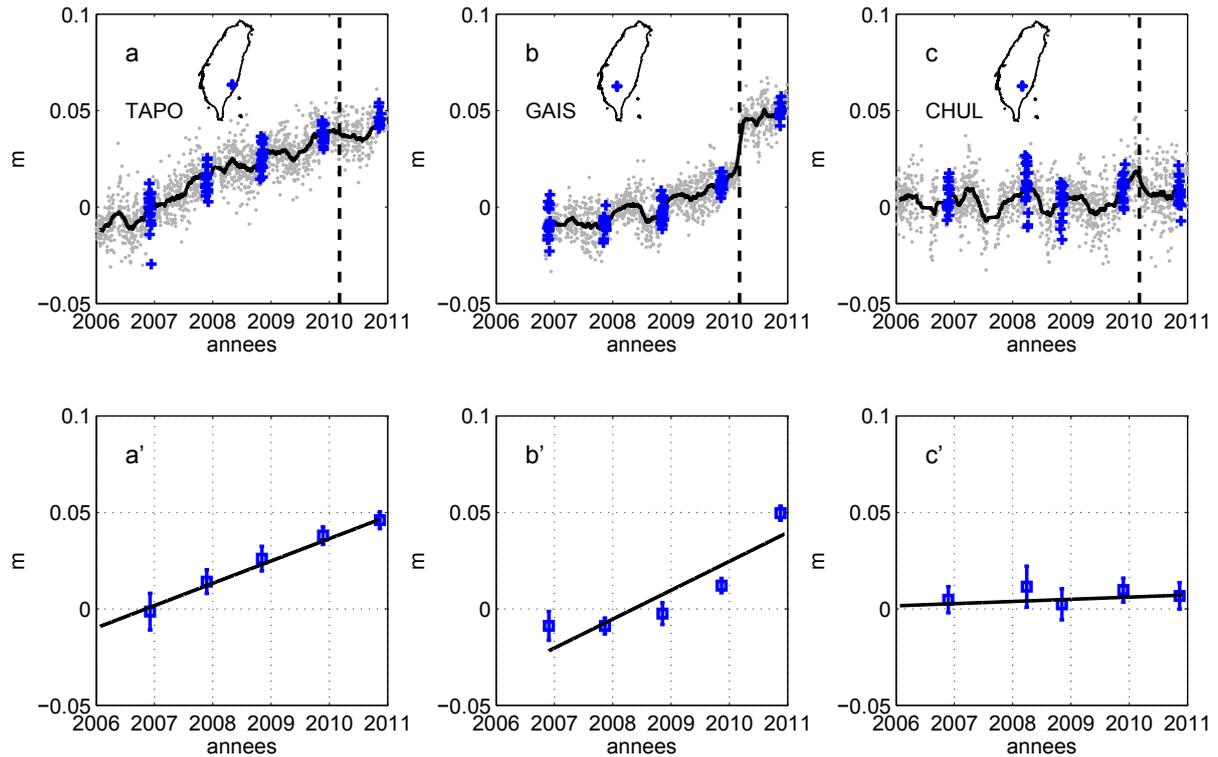


FIG. 3.5: a) b) et c) Séries temporelles des variations de hauteur d'antenne mesurées respectivement aux stations TAPO, GAIS et CHUL entre 2006 et 2011 (positive vers le haut). La ligne pointillée verticale marque l'instant du séisme de Jiashian, le 4 mars 2010. Les points gris sont les hauteurs journalières. Le trait continu noir en est un lissage sur 50 jours. Les croix bleues marquent les hauteurs entre 10 jours avant et 10 jours après une mesure de gravité absolue. a'), b') et c') sont les valeurs moyennes des hauteurs sur ces périodes de 20 jours auxquelles on superpose une droite de régression linéaire. Elle illustre la difficulté de l'ajustement des séries temporelles par des tendances linéaires de déplacement du sol.

station TAPO (figure 3.5 b), malgré le signal saisonnier, une surrection d'environ 1 cm a^{-1} est identifiable. Nous voyons aussi la déformation cosismique du séisme de Jiashian, le 4 mars 2010, à la station GAIS (figure 3.5 b).

3.5.2 Rapprochement aux variations de pesanteur

3.5.2.1 Le rapport $\frac{\Delta g}{\Delta h}$

Pour prendre en compte la variation d'altitude des sites où est mesurée la pesanteur absolue, nous utilisons la hauteur moyenne calculée sur 20 jours autour de la mesure gravimétrique et la multiplions par l'effet d'élévation, c'est-à-dire le rapport $\frac{\Delta g}{\Delta h}$. Cet effet d'élévation, que nous avons introduit au paragraphe 3.4, intègre l'effet d'air libre ($-0.3086 \mu\text{gal mm}^{-1}$) et l'effet de plateau dû à l'arrivée de masses sous la zone surélevée ($0.1119 \mu\text{gal mm}^{-1}$ toujours en prenant une masse volumique de 2670 kg m^{-3}). Ce qui donne finalement $-0.197 \mu\text{gal mm}^{-1}$ (négatif si le sol monte).

Le rapport entre les variations de pesanteur et les variations d'altitude que nous appliquons ici est théorique. Nous partons de l'hypothèse qu'à Taïwan, plusieurs effets agissent en même temps, sans qu'ils soient tous précisément mesurés : les variations d'altitudes ne sont pas les seules raisons pour lesquelles le champ de pesanteur varie au cours du temps. Nous pouvons nous en assurer en prenant par exemple le cas du site AG2B et de la station TAPO (figure 3.6).

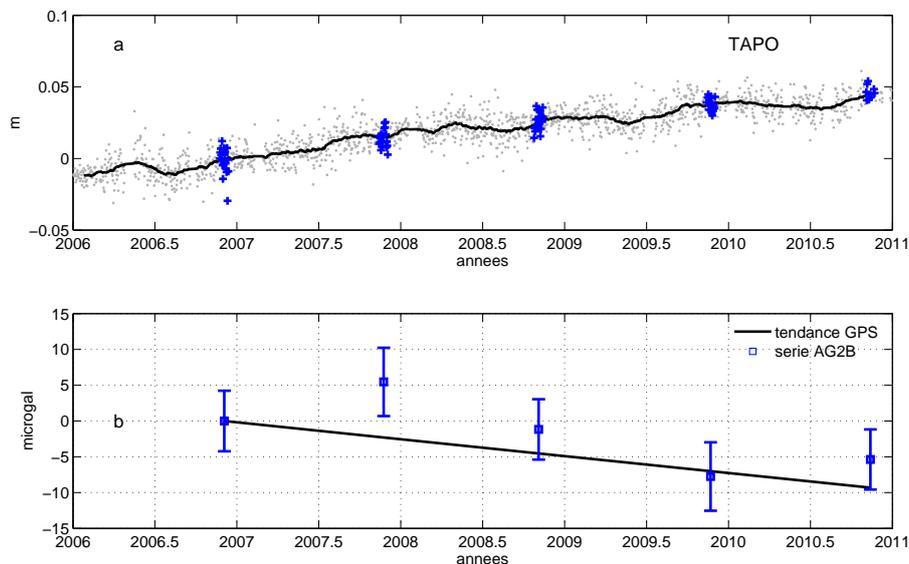


FIG. 3.6: a) Série temporelle des mouvements verticaux mesurés à TAPO. Comme pour la figure 3.5, les points gris sont les solutions journalières, les croix bleues sont les hauteurs de l'antenne dans les ± 10 jours autour de la mesure absolue de pesanteur. Le trait continu noir est un lissage sur 50 jours de ces solutions. b) Variations absolues de pesanteur à AG2B, par rapport à la première mesure (novembre 2006). La surrection linéaire observée par GPS n'est pas seule à agir sur le champ de pesanteur, car nous aurions alors mesuré sa décroissance, linéaire aussi (droite noire, considérant $-0.197 \mu\text{gal mm}^{-1}$). Cette linéarité n'existe pas dans les mesures.

Nous considérons que l'élévation mesurée à la station TAPO existe aussi à AG2B, situé à environ 4 km et surtout dans la même structure tectonique (chaîne côtière). Elle doit donc y affecter le champ de pesanteur. Mais la linéarité de la surrection observée à TAPO n'a pas d'écho dans la série temporelle de pesanteur absolue, où une baisse linéaire aurait été mesurée si les mouvements verticaux du sol étaient les seuls à agir. Nous ne préférons donc pas calculer un rapport $\frac{\Delta g}{\Delta h}$ à partir de nos observations. Nous utilisons la valeur théorique de ce rapport pour estimer l'effet des mouvements verticaux du sol sur les variations de pesanteur mesurées, et les corriger en conséquence.

3.5.2.2 Le choix des stations GPS

Nous choisissons les stations GPS utiles selon deux critères :

1. leur proximité au site de mesure absolue de pesanteur

2. leur situation tectonique

En effet, l'activité tectonique de Taïwan se traduit en surface par l'existence de nombreuses failles actives. Les blocs qu'elles séparent ont des mouvements différents. Par conséquent la proximité d'une station GPS n'est pas une condition suffisante à son utilisation pour estimer les mouvements verticaux du sol au niveau d'un site de mesure absolue de pesanteur. Il faut aussi qu'elle soit sur la même structure tectonique. De nouveau, on peut illustrer cela au niveau du site AG2B, bien entouré de stations GPS (figure 3.7).

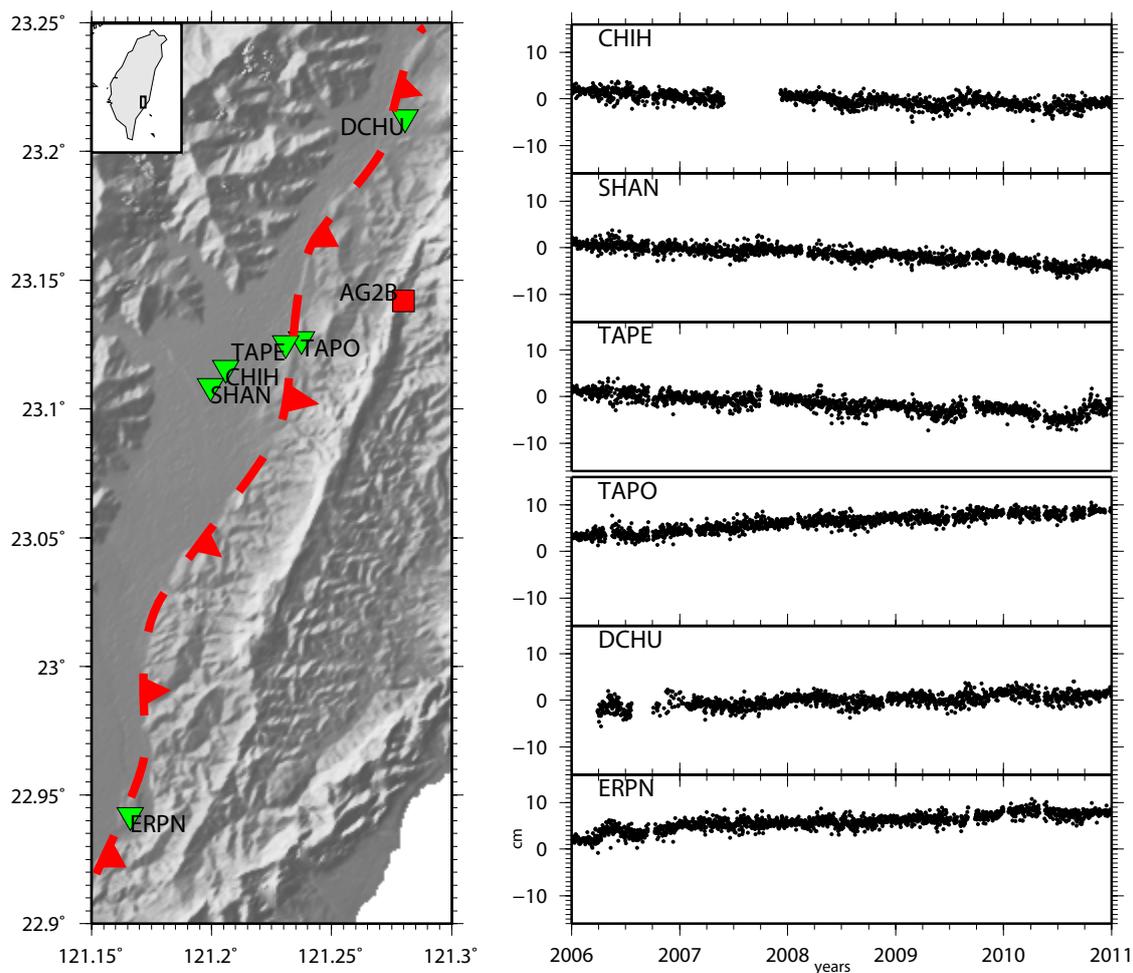


FIG. 3.7: *Mouvements verticaux du sol mesurés par des stations GPS (triangles inversés verts) dans la région de AG2B (carré rouge). Nous voyons une subsidence à CHIH, SHAN et TAPE et une surrection à TAPO, DCHU et ERPN. La trace de la faille de la vallée longitudinale est marquée en traits rouges pointillés.*

Les mouvements verticaux s'inversent quand on va de la vallée longitudinale vers la chaîne côtière. Les stations TAPE et TAPO, proches mais séparées par la faille de la vallée longitudinale (Shyu et al., 2006), montrent la rapidité de cette inversion.

Comme la plupart des sites AGTO ont été volontairement positionnés à proximité de stations GPS permanentes, il n'y a presque jamais d'ambiguïté sur celle à utiliser. Les

seuls sites où un choix est nécessaire sont AG2B et AG07. Nous venons de voir que pour AG2B, il faut utiliser TAPO. Pour AG07, nous avons la situation donnée sur la figure 3.8. Nous avons deux comportements sur ces séries temporelles. D'une part une surrection

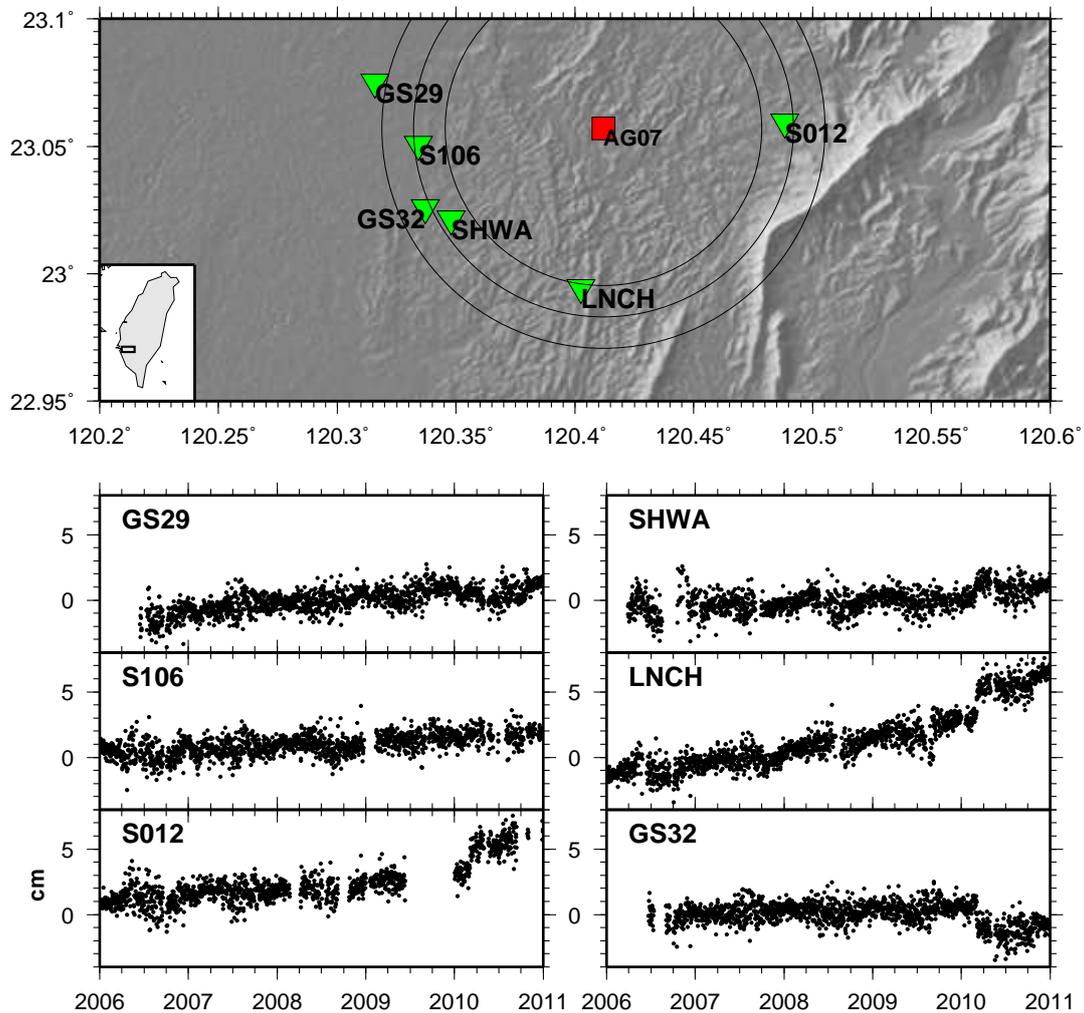


FIG. 3.8: *Mouvement verticaux mesurés par des stations GPS (triangles inversés verts) autour du site AG07 (carré rouge). Les cercles centrés sur ce site repèrent l'éloignement des stations GPS, dont LNCH est la plus proche. Il a une surrection à chaque site (maximale à LNCH). C'est l'effet du séisme de Jiashian (4 mars 2010) qui distingue ces stations entre elles. S106 ne semble pas affecté, GS29 et SHWA réagissent légèrement respectivement par une subsidence et une surrection. GS32 montre clairement une subsidence cosismique de 2 cm. Enfin, on observe à S012 et LNCH une surrection cosismique de 2 à 3 cm respectivement.*

systématique mais d'amplitude variable selon les sites, d'autre part un saut, début 2010, visible à S012, GS32, SHWA et LNCH, que l'on relie au mouvement cosismique du séisme de Jiashian. En s'en tenant aux critères que nous avons énoncés plus haut nous préférons utiliser la station LNCH, directement au sud de AG07. En effet nous avons vu que Taïwan était découpée en unités tectoniques d'est en ouest. Il y est donc plus probable que LNCH

nous renseigne sur les mouvements du sol à AG07, en comparaison avec des stations situées plus à l'est (S106) ou à l'ouest (SHWA). C'est également la station la plus proche.

Il faut donc retenir ici que nous utilisons des mesures GPS pour estimer l'effet des déplacements verticaux du sol au niveau de chaque site de mesure gravimétrique. Il est difficile de définir un rapport $\frac{\Delta g}{\Delta h}$ à partir de nos observations car on ne peut pas négliger les transferts de masses existants indépendamment des variations d'altitude. Nous prenons $\frac{\Delta g}{\Delta h} \simeq -0.2 \mu\text{gal mm}^{-1}$, dans la cas d'une élévation.

Nous allons maintenant décrire comment nous prenons en compte les autres transferts de masses possibles, en commençant par ceux liés à l'hydrologie.

3.6 Effet de l'hydrologie

L'organisation des campagnes des mesures gravimétriques à la même période chaque année, décrite au chapitre 2, vise à minimiser l'effet de l'hydrologie sur les variations de pesanteur. Ce choix est motivé par le fait que les variations de pesanteur de nature hydrologique ont une périodicité annuelle (Lambert and Beaumont, 1977; Longuevergne et al., 2009) contrôlée par le régime saisonnier des précipitations. Une bonne façon de percevoir l'impact saisonnier de l'hydrologie sur la pesanteur est d'en avoir des mesures continues. Le projet AGTO n'a pas été organisé dans ce sens. Il y a cependant des mesures continues de la pesanteur à Hsinchu, faites par un gravimètre supraconducteur. Bien qu'il ne soit pas dans notre zone d'étude, nous reviendrons plusieurs fois à ses mesures au long de ce paragraphe. Il va nous permettre d'orienter nos hypothèses et nos méthodes d'interprétation pour relier l'hydrologie et les variations de pesanteur.

3.6.1 Observation des effets de l'hydrologie sur les variations de pesanteur à Taïwan

Ces variations saisonnières peuvent être mises en évidence à partir des mesures continues du champ de pesanteur faites à Hsinchu par le gravimètre supraconducteur T048 dont les données sont accessibles via le *Global Geodynamics Project*² (GGP, e.g. Crossley et al., 1999). La figure 3.9 montre les variations de pesanteur observées à Hsinchu après avoir enlevé les effets de la marée, de la pression atmosphérique, des mouvements du pôle et de la dérive instrumentale, que nous ne cherchons pas à étudier ici (le détail de ces corrections est donné dans l'article du paragraphe 3.2.2 et fondé sur l'analyse de Hwang et al. (2009)). Le signal restant après ces corrections contient au moins des effets hydrologiques et tectoniques. Les mouvements verticaux du sol indiqués par une station GPS colocalisée avec le gravimètre sont faibles ($0.5 \pm 0.3 \text{ mm a}^{-1}$) et réguliers (Hwang et al.,

²<http://www.eas.slu.edu/GGP/ggphome.html>

2009). Il est donc vraisemblable que les variations observées soient principalement dues aux redistributions saisonnières des masses d'eau.

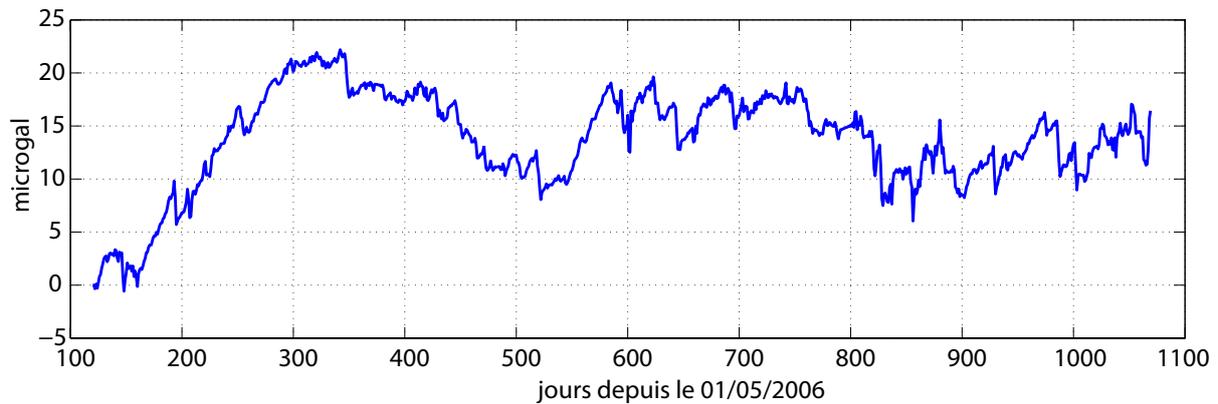


FIG. 3.9: *Résidus de la série temporelle de pesanteur mesurée par le gravimètre supraconducteur T048 situé à Hsinchu. Nous entendons par « résidus » ce qu'il reste de signal après avoir enlevé les effets de marée, de pression atmosphérique, de mouvement du pôle et de dérive instrumentale.*

L'interprétation hydrologique des variations de pesanteur fait l'objet de nombreuses études, utilisant tous les types de gravimètres : absolus (e.g. Pfeffer et al., 2010), relatifs portables (e.g. Jacob et al., 2010), supraconducteurs (e.g. Van Camp et al., 2006) ou spatiaux (e.g. Tapley et al., 2004). La redistribution saisonnière de la masse de l'eau induit deux effets (Jacob, 2009) :

1. Un effet élastique : la Terre répond à ces transferts de masse en se déformant. Cela a deux conséquences, une déformation de la surface et une redistribution des masses à l'intérieur de la Terre, qui génèrent des variations de pesanteur.
2. Un effet d'attraction newtonienne : la masse de l'eau modifie le champ de pesanteur.

Ces effets sont très dépendants de l'échelle spatiale considérée (Boy, 2000). L'effet élastique existe du fait des redistributions des masses d'eau à l'échelle globale. L'effet d'attraction existe à toutes les échelles mais ce sont les masses d'eau avoisinantes qui ont la plus forte influence sur la pesanteur.

L'effet de la redistribution des masses d'eau à l'échelle globale peut être calculé à partir de modèles hydrologiques globaux. La figure 3.10 montre cet effet à la position de la station gravimétrique de Hsinchu, en détaillant les contributions élastiques et newtoniennes. Le modèle hydrologique utilisé est le Global Land Data Assimilation System (GLDAS) (Rodell et al., 2004) accompagné du modèle de sol Noah (e.g. Ek et al., 2003). Les précipitations sont forcées par le Climate Prediction Center's Merged Analysis of Precipitation (CMAP, Xie and Arkin, 1997).

L'effet global modélisé a bien un comportement saisonnier, cependant son amplitude est très faible : de l'ordre du microgal. Les mesures du gravimètre supraconducteur montrent en revanche des variations environ 10 fois plus fortes. Il faut comprendre ici

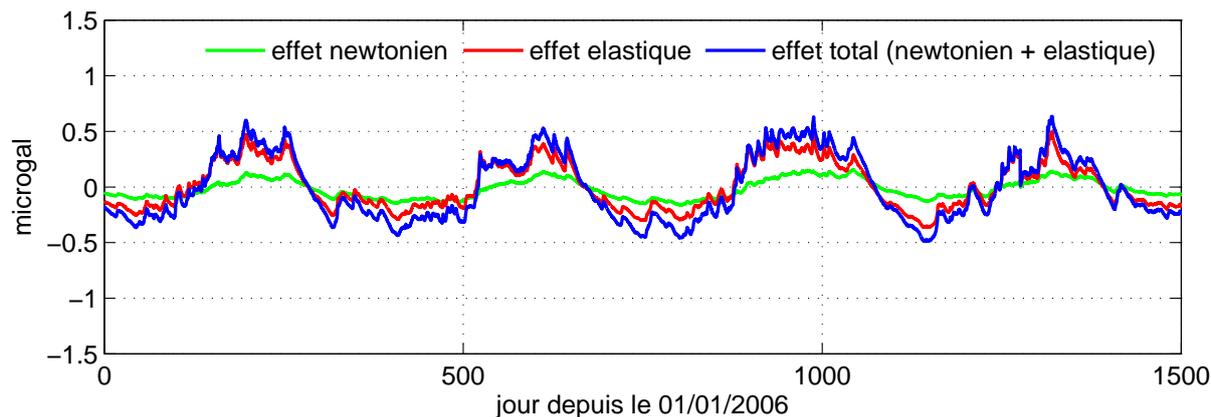


FIG. 3.10: Modélisation gravimétrique de l'effet de la redistribution globale des masses d'eau, à Hsinchu. Les redistributions locales de l'eau ne sont pas prises en compte. La contribution de l'attraction newtonienne est jusqu'à quatre fois plus faible que celle élastique. L'effet total de la redistribution globale des masses d'eau a une amplitude maximale de $1 \mu\text{gal}$. Sa modélisation rend compte du fait qu'en dépit de variations saisonnières, contraintes par les régimes climatiques, il ne s'agit pas d'un signal strictement sinusoidal. Par rapport aux mesures montrées à la figure 3.9, nous voyons que l'amplitude du signal global modélisé est environ 10 fois plus faible.

que ce sont les redistributions locales des masses d'eau, pas prises en compte dans la figure 3.10, qui comptent le plus dans les résidus des variations de pesanteur mesurées. De la même façon, nous pouvons supposer que l'essentiel du signal hydrologique observé sur les sites AGTO devrait s'expliquer par l'hydrologie locale. Dans cette étude, nous ne corrigerons pas nos observations des effets hydrologiques globaux, bien qu'ils peuvent être modélisés à chacun de nos sites de mesure. Nous considérons que leur faible amplitude par rapport aux variations de pesanteur que nous mesurons nous autorise ce choix. Cependant nous avons vu au paragraphe 3.5.2 que nous corrigeons les effets des mouvements verticaux du sol à chaque site et lors de chaque mesure. Nous intégrons donc une composante de l'effet hydrologique global à savoir la déformation verticale, que nous ne chercherons cependant pas à séparer des mouvements verticaux d'origine tectoniques aussi enregistrés par les stations GPS.

Nous concentrons notre attention sur les précipitations autour des sites où sont mesurées les variations de pesanteur. Ces précipitations se font sous forme de pluie et nous pouvons accéder aux mesures d'un réseau dense de pluviomètres à auget basculeur, maintenu par le CWB et d'autres organisations (Yeh and Chen, 1998). Nous n'avons pas d'autre instrumentation dédiée à l'hydrologie à proximité des sites de mesures. Pour cette raison, nous ne cherchons pas à détailler le devenir de l'eau une fois tombée mais juste à mettre en évidence le lien entre les précipitations et les variations de pesanteur. Une autre raison qui limite l'interprétation hydrologique est la fréquence de nos mesures gravimétriques (une par an), trop faible pour étudier un signal saisonnier. Les travaux de Creutzfeldt et al. (2010) illustrent bien cette nécessité d'une instrumentation complète et de séries

temporelles de pesanteur continues pour correctement expliquer l'effet de l'hydrologie locale.

3.6.2 Utilisation des mesures de précipitation

Le travail de Crossley et al. (1997) montre que la seule connaissance de la quantité de pluie tombée est, en première approximation, très utile à l'explication du signal saisonnier enregistré par les gravimètres supraconducteurs. Ils proposent le modèle suivant de charge et décharge de l'eau du sol :

$$h_i = r_j (1 - e^{-(i-j)/\tau_1}) e^{-(i-j)/\tau_2} \quad (3.1)$$

$$g_i = 2\pi G \rho h_i \quad (3.2)$$

avec r_j la quantité de pluie à l'heure j , h_i la hauteur d'eau équivalente dans le sol à l'heure i , g_i la pesanteur résultante à l'heure i , G la constante de gravitation universelle et ρ la densité de l'eau. Les constantes τ_1 et τ_2 désignent respectivement l'inertie de la charge et de la décharge du sous-sol en eau. Ce modèle est une simplification dans la mesure où la hauteur d'eau h_i de l'équation 3.1 est une épaisseur d'eau seule (sans sol) équivalente à l'eau contenue dans la porosité du sol. Par ailleurs, l'équation 3.2 indique que l'on assimile la couche d'eau à un plateau d'extension infinie (e.g. Hofmann-Wellenhof and Moritz, 2006). C'est une approximation dans la mesure où l'on ne connaît pas la géométrie de la couche d'eau.

Nous allons appliquer ce modèle aux données de pluie mesurées à Hsinchu et le comparer aux variations temporelles de pesanteur (figure 3.11). Le fait que la pesanteur diminue quand les pluies augmentent s'explique par le fait que le gravimètre est situé dans un tunnel, et contient donc du sol au dessus de lui. Les masses d'eau tendent donc à s'accumuler au dessus du gravimètre, diminuant alors la pesanteur à son niveau.

Nous remarquons que l'ajustement aux données (figure 3.11 b), quantifié par l'erreur RMS et représenté graphiquement par l'histogramme des résidus (figure 3.11 c et d), est correct.

Pour aller plus loin, nous rajoutons également un comportement qui représenterait physiquement le ruissellement direct de l'eau une fois au sol, sans infiltration. Cela nous est suggéré par les forts écarts entre le modèle et les données observés en cas de pluies importantes (encadrés en figure 3.11 b). Nous pouvons supposer que lors de ces événements, l'apport d'eau soit supérieur à ce que peut absorber le sol. L'eau ruisselle et ne vient donc pas s'accumuler dans le sous-sol. Le modèle tel qu'on le présente aux équations 3.1 et 3.2 tendrait donc à surestimer l'effet des masses d'eau lors de fortes pluies. Une autre hypothèse est qu'au contraire les fortes pluies impliquent une infiltration efficace d'eau dans le sol jusqu'à ce qu'elle se retrouve sous le gravimètre, venant alors compenser l'effet de l'eau accumulée au-dessus. Ces deux hypothèses peuvent être prises en compte de la

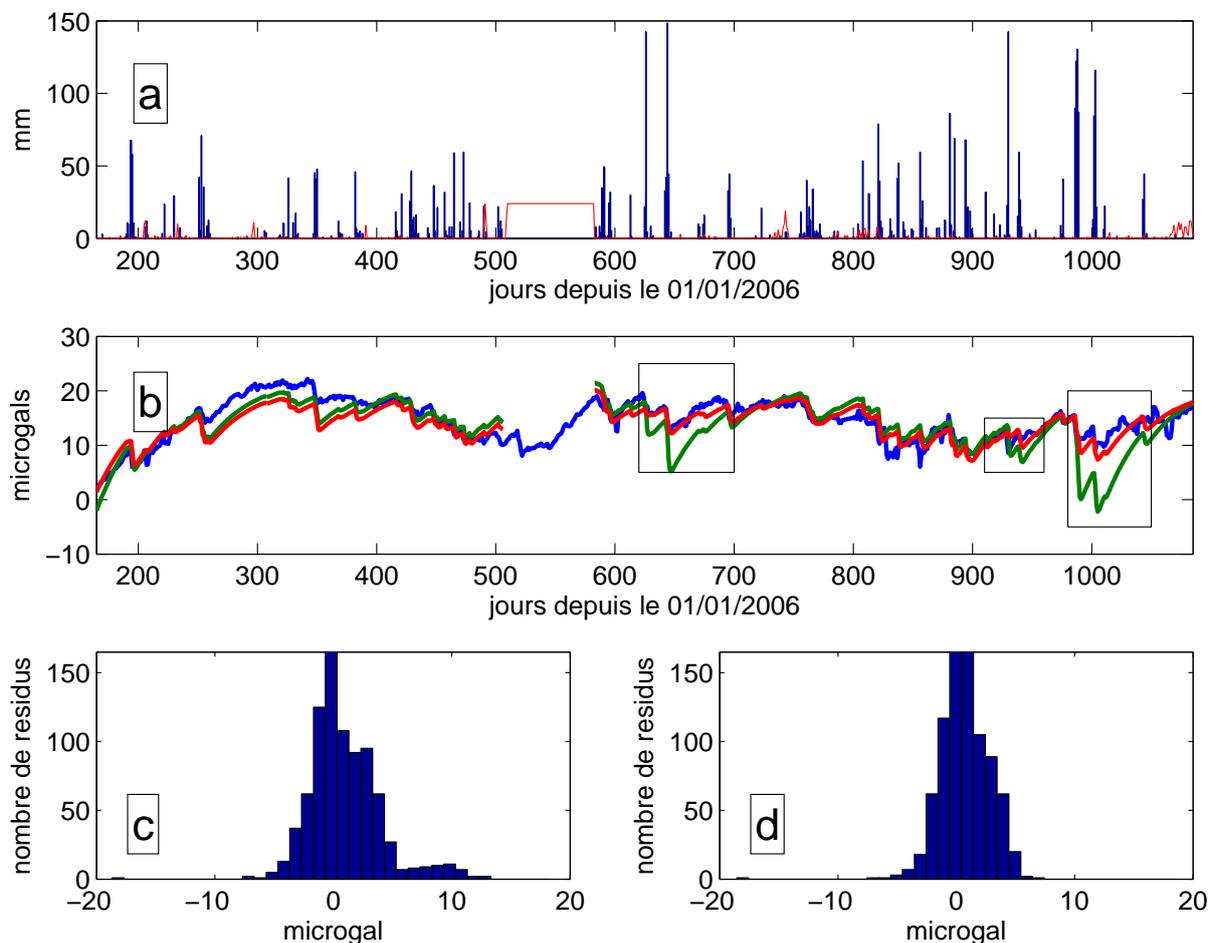


FIG. 3.11: Utilisation du modèle de Crossley et al. (1997) pour expliquer les variations de pesanteur enregistrées par le gravimètre supraconducteur de Hsinchu. a) Pluviométrie journalière enregistrée à proximité du gravimètre. Les mesures ne sont pas continues au cours du temps, la courbe rouge indique le nombre de mesures manquantes par jour, sachant qu'il y a théoriquement une mesure par heure. b) Variations de pesanteur enregistrées (bleu), identique à la figure 3.9. La courbe verte est la variation de pesanteur modélisée à partir du modèle de Crossley et al. (1997) en testant les paramètres τ_1 et τ_2 : entre 0.1 et 20 jours pour τ_1 et 2 et 100 jours pour τ_2 . La meilleure erreur RMS est obtenue avec $\tau_1 = 0.7$ jour et $\tau_2 = 40$ jours. La courbe rouge provient du même modèle mais nous rajoutons une modération de l'effet : pour des quantités de pluie supérieures à 110 mm par jour, seuls 10% de leur quantité participe aux variations de pesanteur. On voit une amélioration de l'ajustement lors des fortes pluies (zones encadrées), l'erreur RMS diminuant de 2.9 à 2.1 μgal . Les détails de cette opération sont décrits dans ce paragraphe. c) et d) sont les histogrammes des résidus pour les courbes verte et rouge, respectivement.

même façon dans les calculs. Nous choisissons un seuil d'eau précipitée par jour au delà duquel l'influence de cette eau sur l'épaisseur de la couche d'eau dans le sol est minimisée, juste en posant que moins de 100% de cette eau intervient dans r_j (équation 3.1). Le seuil et le pourcentage sont testés de façon systématique (en même temps que τ_1 et τ_2), entre 50 et 200 mm (dans la journée) pour le seuil, et 0 et 100% pour le pourcentage. Nous ne pouvons pas expliquer parfaitement toute la série temporelle, mais l'ajustement est toutefois satisfaisant considérant la simplicité du modèle et l'unique utilisation des données de pluviométrie.

Nous voyons donc l'intérêt que nous avons à prendre en compte les données de pluviométrie enregistrées à Taïwan, puisque au premier ordre, sans modèle de sol précis, elles sont utiles à l'explications des variations de pesanteur saisonnières. Les pluviomètres que nous utiliserons pour les étudier les variations de pesanteur aux sites de mesure absolue sont indiqués sur la figure 3.12. La modération que nous avons testée lors des fortes pluies ne sera pas appliquée aux séries des sites AGTO. Leurs séries temporelles sont trop discontinues. De plus les mesures sont faites en dehors des saisons des pluies, donnant ainsi moins de poids aux effets des pluies fortes abordés précédemment.

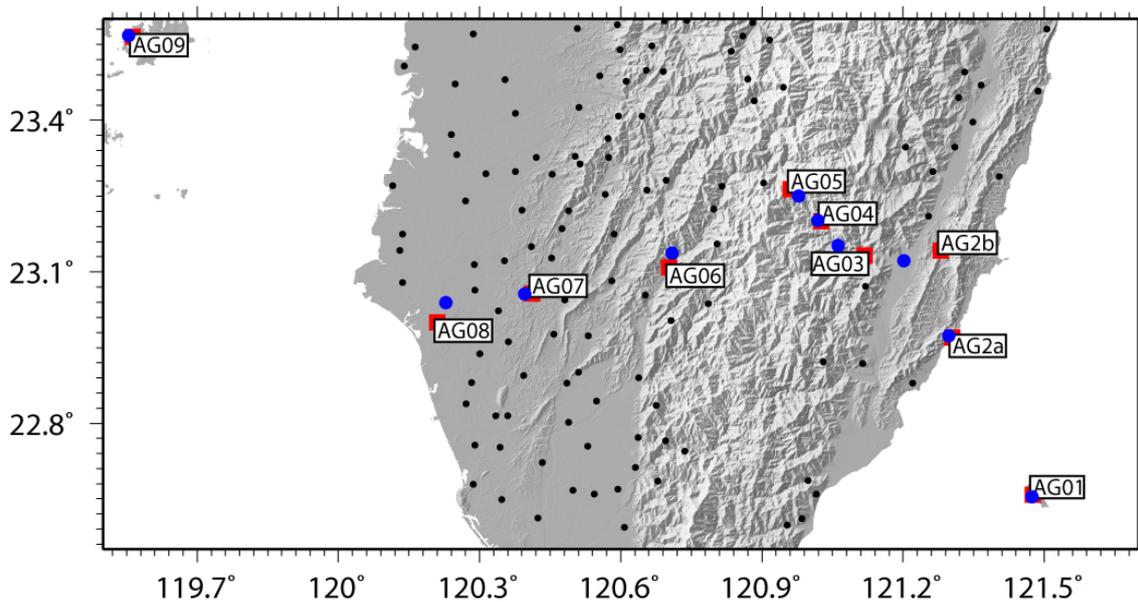


FIG. 3.12: Réseau des pluviomètres à Taïwan (points noirs). Ceux que nous utilisons pour chaque site AGTO (carré rouge) sont affichés en bleu. Du fait du comportement local des précipitations, nous choisissons les pluviomètres les plus proches des sites AGTO pour étudier l'effet de l'hydrologie locale sur les variations de pesanteur.

Par ailleurs il faut considérer les constantes τ_1 et τ_2 comme des propriétés de site, qui résultent des différents paramètres hydrologiques locaux (porosité, perméabilité, capacité d'évapotranspiration). La très grande variabilité spatiale de ces paramètres ne nous permet pas d'utiliser les valeurs de τ_1 et τ_2 ailleurs qu'à proximité du gravimètre supraconducteur de Hsinchu. Leur ré-estimation aux niveaux des sites AGTO sera donc nécessaire et plus

délicate car les mesures ne sont pas continues.

Nous voyons ici d'une part l'influence de l'hydrologie locale sur les variations de pesanteur et d'autre part l'utilité d'avoir accès aux mesures de pluviométrie à proximité des sites de mesure.

3.6.3 Précision sur l'effet de plateau

Nous avons précédemment utilisé l'expression classique de l'effet de plateau ($2\pi G\rho h$) pour déterminer l'effet gravimétrique de la couche d'eau dans le sous-sol. Or, comme c'est illustré sur la figure 3.12, l'approximation d'un plateau peut être très limitée pour certains sites AGTO qui se trouvent dans des reliefs accidentés. Nous avons donc modélisé quel devrait être l'effet de plateau en chacun de ces sites. Le principe est de calculer l'effet d'une couche d'épaisseur constante qui suit le relief autour de chaque pilier AGTO. Les résultats sont présentés dans le tableau 3.6.3.

Site	Effet de plateau ($\mu\text{gal cm}^{-1}$)	Localisation
AG01	0.320	vallée/plaine
AG2a	0.400	vallée/plaine
AG2b	0.300	vallée
AG03	0.090	vallée encaissée
AG04	0.610	sommet
AG05	0.530	sommet
AG06	0.330	vallée/plaine
AG07 AG08 AG09	0.420	plaine

TAB. 3.3: Synthèse des effets d'une couche d'eau de 1 cm d'épaisseur infiniment étendue sur le relief autour de chaque site. Dans le cas d'un plateau infini, l'effet vaut théoriquement $0.420 \mu\text{gal cm}^{-1}$. Le relief provient d'un modèle numérique de terrain (MNT) de 90 m de résolution, interpolé à 9 m sur 1 km^2 autour de chaque site.

L'effet de plateau est diminué dans le fond des vallées du fait qu'on accumule de l'eau au dessus du point de mesure, c'est à dire sur les versants. A l'inverse cet effet est augmenté vers les sommets où plus d'eau se retrouve sous le gravimètre, à sa verticale. L'étude des variations de pesanteur à chaque site de mesure absolue sera faite avec le modèle décrit dans le paragraphe 3.6.2, mais considérant les effets donnés dans le tableau 3.6.3 plutôt que effet de plateau classique ($2\pi G\rho h$).

3.6.4 Synthèse

L'étude de la série temporelle du gravimètre supraconducteur est intéressante car elle permet de saisir l'influence de l'hydrologie sur les mesures de pesanteur. Elle fait

notamment des données de pluviométrie un observable très utile à l'estimation des effets de hydrologie locale sur les variations de pesanteur. C'est un point important car, dans le cadre du projet AGTO, ce sont les seules données hydrologiques que nous connaissons. Par ailleurs, la fréquence des mesures absolues de pesanteur ne nous permet pas d'étudier l'influence de l'hydrologie ou de contraindre un modèle de sol. L'hydrologie doit être vue ici comme le facteur générant le plus d'incertitude dans l'interprétation de nos mesures. Dans notre démarche c'est l'effet que nous chercherons à expliquer en dernier, partant du principe que les autres phénomènes qui peuvent influencer la pesanteur sont mieux cernés :

1. Les mouvements verticaux du sol sont suivis par GPS et la fonction de transfert entre mouvements verticaux et variations de pesanteur, en dépit des discussions sur le rapport $\frac{\Delta g}{\Delta h}$, reste plus simple que celle entre l'hydrologie et les variations de pesanteur.
2. Les transferts de masses profonds, sous l'orogène, sont trop faibles pour influencer nos mesures.

Il reste enfin à considérer l'érosion, dont l'effet est l'objet du dernier paragraphe. Il n'apparaît pas dans les points listés ci-dessus car c'est un phénomène identifiable pour certains sites AGTO uniquement.

3.7 Effet de l'érosion

Comme toute surface exposée à l'air, Taïwan et ses montagnes sont érodées. En considérant que le matériel érodé rejoint les rivières pour finalement être évacué vers la mer, ce phénomène correspond à une perte de masse. Un exemple clair de ce phénomène est donné par le cône alluvial du golfe du Bengale (figure 3.13), construit à partir des produits de l'érosion de la chaîne Himalayenne transportés par le Gange et le Brahmapoutre (Curry and Moore, 1971).

Sun et al. (2009) exploitent des mesures absolues de la pesanteur répétées sur le plateau du Tibet, dans une période de 10 à 18 ans. Ils tiennent compte de la perte de masse due à l'érosion à partir de taux calculés à l'échelle de plusieurs millions d'années (e.g. Métivier et al., 1999) et en déduisent, par une approximation de plateau, un effet de $0.25 \mu\text{gal a}^{-1}$, non négligeable sur 10 à 20 ans. Nous allons nous intéresser dans ce paragraphe aux pertes de masse par érosion qui peuvent être envisagées à Taïwan. Nous cherchons ici à quantifier leur effet sur les variations de pesanteur.

3.7.1 L'efficacité de l'érosion à Taïwan

Les taux d'érosion estimés à Taïwan sont forts, entre 3 et 6 mm a⁻¹ d'après Dadson et al. (2003) ou Fuller et al. (2003). Ces taux sont calculés à partir de la moyenne des me-

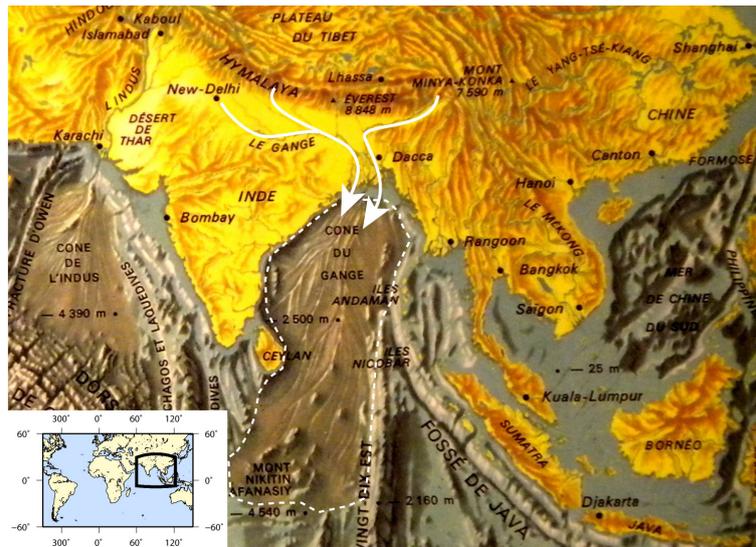


FIG. 3.13: Extrait de la carte des fonds océaniques d'après Le Pichon et al. (1968), centrée sur le golfe du Bengale et le cône alluvial (délimité par les pointillés blancs) produit par l'érosion de la chaîne himalayenne. Les flèches schématisent les trajets du Gange et du Brahmapoutre, à l'ouest et à l'est respectivement, vers le golfe du Bengale.

sures de la charge sédimentaire de différentes rivières parcourant l'orogène. Cette méthode est considérée comme la plus appropriée compte tenu des données disponibles. Fuller et al. (2003) indiquent en effet des méthodes plus sophistiquées, par courbe de tarage, permettant de connaître la décharge en sédiment des rivières à partir des enregistrements, plus complets, des débits des rivières. Ils précisent cependant qu'un échantillonnage fréquent des débits d'eau et de sédiments est alors nécessaire. S'il n'y a pas suffisamment de données, les taux d'érosion estimés seront biaisés. Dans ce cas la méthode des moyennes est plus prudente. Fuller et al. (2003) n'appliquent ainsi la méthode des courbes de tarage que sur 5 des 11 bassins versants qu'ils étudient. Dadson et al. (2003) ne l'utilisent jamais.

Le lien entre ces taux d'érosion et les pertes de masses autour du gravimètre n'est pas direct. Les taux d'érosion sont estimés à la sortie d'un bassin versant. Or les sources principales des sédiments mobilisés par les rivières sont les glissements de terrains (Dadson et al., 2003). Ils déposent du matériel dans les lits des rivières qui charrient alors ces sédiments avec leur énergie, croissante avec la force des précipitations. S'il n'y a pas de source sédimentaire dans le lit, la charge sédimentaire reste nulle en dépit de l'importance des débits (Hovius et al., 2000), jusqu'à un seuil de $25 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, signe de forte précipitations, et au delà duquel des glissements de terrains sont déclenchés (Fuller et al., 2003).

Le fait qu'à Taïwan les glissements de terrains soient à l'origine de la charge sédimentaire des rivières est un point important. Cette charge trace en effet une source sédimentaire très locale (les terrains effondrés). Et c'est à partir d'elle qu'est calculé le taux d'érosion. Par conséquent nous ne pouvons pas appliquer la méthode de Sun et al. (2009) : le taux d'érosion n'est pas uniformément répartis sur la surface. En raison de la très forte dépendance des variations de pesanteur à la proximité des masses déplacées, c'est à l'oc-

currence de glissements de terrains autour de nos sites de mesure qu'il faut s'attacher.

Nous avons vu au paragraphe 1.5.2.2 que le typhon Morakot avait généré de nombreux glissements de terrains et coulées de boue aux conséquences désastreuses du fait de leur intensité. Par ailleurs les résultats des séries temporelles de pesanteur tant absolues que relatives, donnés au chapitre 2, montrent parfois de fortes variations. Nous les interpréterons comme des effets de glissements de terrains. De tels effets n'étaient pas prévus, Morakot lui-même est un évènement exceptionnel. Bien que nous ayons perdu 6 sites de mesure dont un pilier absolu (AG05), la densité de notre réseau nous permettra de quantifier ces transferts de masse. Dans la partie qui suit nous décrivons nos méthodes de quantification.

3.7.2 Modélisation

Lors de glissements de terrains, le matériel mobilisé n'est pas évacué directement vers la mer mais d'abord déposé dans le fond des vallées. Selon où se situent nos sites de mesures, la pesanteur mesurée sera modifiée par un gain ou par une perte de masse. Le relief de la chaîne centrale est très accidenté et peu de routes le traversent (une seule dans notre région). Par ailleurs, les zones effondrées deviennent du même coup inaccessibles. Nous tirons donc beaucoup d'avantages de l'analyse d'images faites par le satellite GeoEye-1, détenu par la société GeoEye, Inc.³ et accessibles avec le logiciel Google Earth⁴. La résolution des images permet en effet de recenser les glissements de terrains et leur dépôts.

3.7.2.1 Gain de masse : sédimentation

Les gains de masse se produisent dans les vallées, où sont amenés les matériaux des glissements de terrains. Lors des fortes pluies, ces sédiments sont mobilisés à nouveau et déplacés le long des cours d'eau. Pour calculer un effet gravimétrique, nous devons connaître :

1. La géométrie des dépôts en surface : connue d'après les images satellites.
2. La position de nos sites de mesure par rapport à ces dépôts : connue d'après notre réseau.
3. La masse volumique de ces dépôts : inconnue, nous prenons 2500 kg m^{-3} d'après Lin and Watts (2002).
4. L'épaisseur h du dépôt : inconnue, c'est le paramètre principal que nous cherchons à estimer.

La géométrie des dépôts en surface est directement déterminée à partir des images satellites (figure 3.14 a). Une fois établie, nous convertissons cette surface en un volume et le

³<http://geoeye.com>

⁴<http://www.google.fr/intl/fr/earth/index.html>

divisons en prismes rectangulaires (figure 3.14 b). Cela nous permet de calculer un effet gravimétrique au niveau du site de mesure, que l'on compare à celui observé. L'épaisseur h est ainsi estimée par essai-erreur.

3.7.2.2 Perte de masse : érosion

Dans ce cas il faut considérer qu'un glissement de terrains s'est produit à proximité du site de mesure. Sa géométrie est plus incertaine car elle n'est pas directement contrôlée par la morphologie de la zone, comme le sont les dépôts charriés par les rivières (contrôlés d'abord par la géométrie du lit). Nous estimons donc une géométrie à partir d'observations de terrain ou d'images satellites, puis comme précédemment, l'épaisseur h des terrains déplacés est contrainte par la variation de pesanteur qui a été mesurée. Il faut ici prendre en compte le fait que c'est une surface complexe qui définit celle du glissement de terrains car elle doit suivre la topographie. Nous utilisons donc un MNT pour contraindre sa géométrie (figure 3.15).

Cet ensemble est finalement discrétisé en prismes rectangulaires afin que son effet gravimétrique soit calculé. A nouveau, l'épaisseur h est contrainte par comparaison de la variation de pesanteur modélisée avec celle observée.

3.7.2.3 Incertitudes sur les modèles

Notre méthode contient plusieurs incertitudes liées à l'estimation de la géométrie du dépôt ou du glissement de terrains et, en conséquence, à la position du site par rapport à celui-ci. C'est finalement sur l'épaisseur h du dépôt que ces incertitudes vont se reporter et en dégrader l'estimation.

Le premier groupe d'incertitudes provient des erreurs dans notre estimation de la géométrie en surface du dépôt ou de l'effondrement, c'est à dire sa longueur, sa largeur et sa position précise par rapport au site de mesure. La connaissance de ces éléments peut être néanmoins améliorée à l'aide d'une cartographie détaillée sur le terrain.

Une autre incertitude provient de la masse volumique à considérer. Nous la fixons ici à 2500 kg m^{-3} . La réduction de l'incertitude sur cette valeur ne peut se faire que par une mesure directe d'échantillons. Elle n'est par ailleurs certainement pas homogène dans la mesure ou les débris contiennent un mélange de sol, de roches et d'arbres (figure 3.16).

La dernière incertitude est celle de la mesure de pesanteur.

Nous ne pouvons pas généraliser l'influence de nos différentes approximations, car elles sont fonctions de chaque site d'étude. Nous évaluerons donc les incertitudes lors de chaque modélisation liée à ces effets d'érosion et de sédimentation.

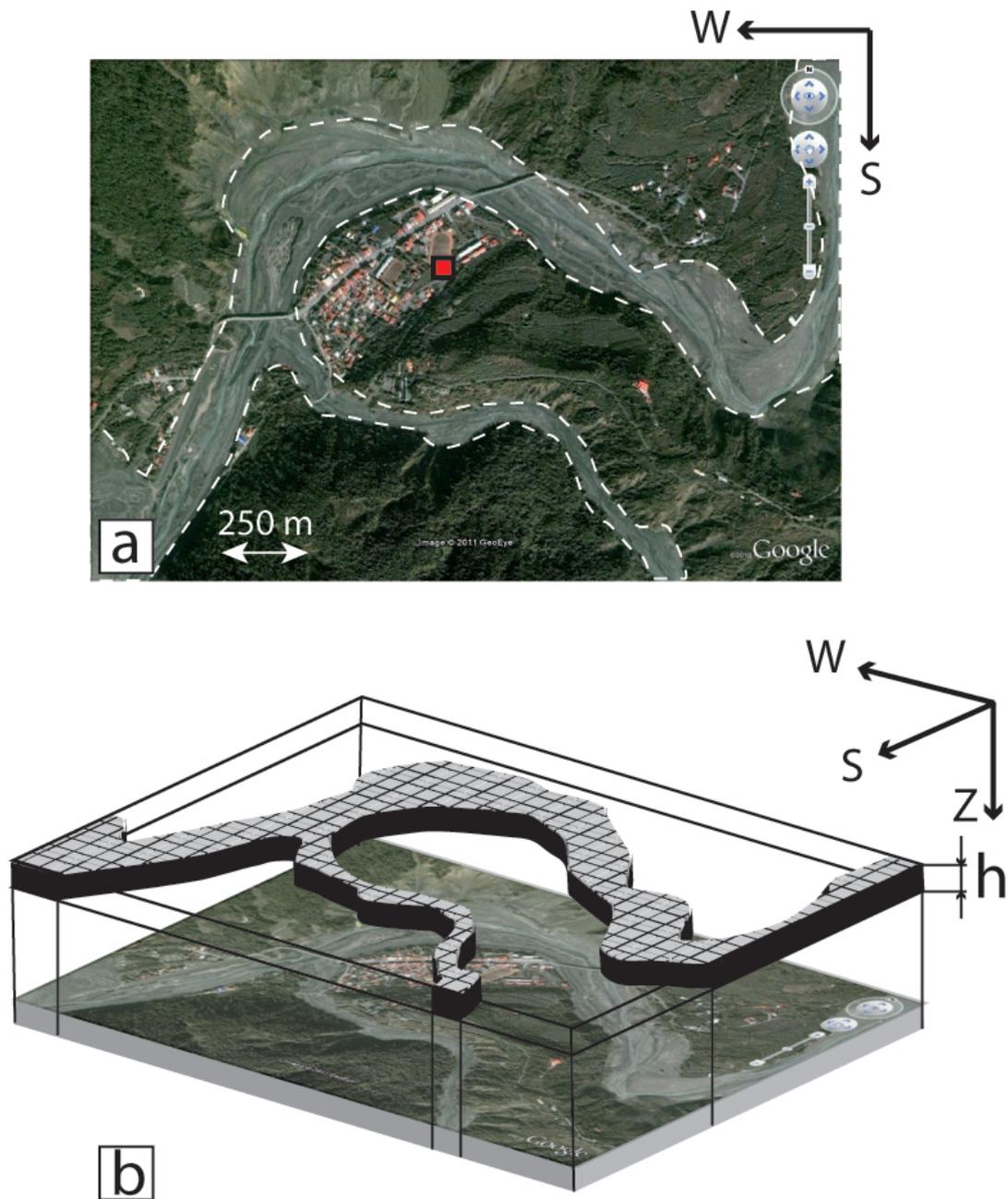


FIG. 3.14: Principe de modélisation de l'effet de l'apport de matériel dans les vallées suite à des glissements de terrains. a) Image satellite de la rivière Kaoping, au niveau de Paolai, prise en janvier 2010, 5 mois après le typhon Morakot. Le carré rouge marque la position du site AG06. Les contours pointillés blancs délimitent la zone de dépôt. b) Principe d'estimation du volume de sédiments : les contours du dépôt sont tracés, nous leur rajoutons une épaisseur h et discrétisons l'ensemble en prismes rectangulaires faisant $15 \times 15 \times h$ mètres de côtés. Nous calculons alors l'effet gravimétrique en 3 dimensions de ce dépôt, en contraignant l'épaisseur h , posée constante sur tout le dépôt, par les variations de pesanteur mesurées. Cela nous permet donc d'estimer l'épaisseur de sédiments mise en place autour des sites lors des coulées de boue.

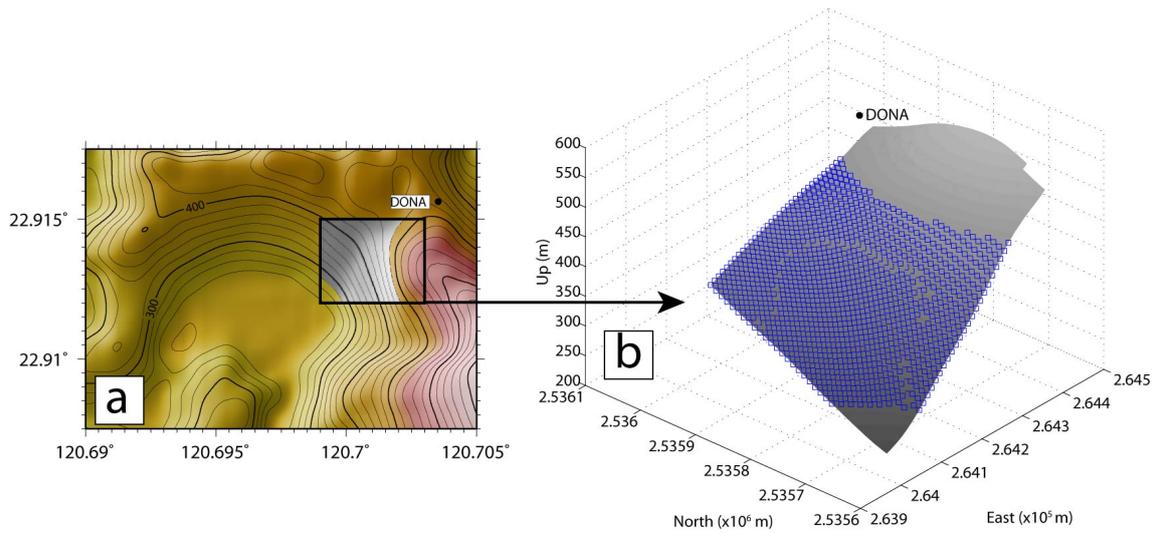


FIG. 3.15: Principe de la modélisation d'un glissement de terrains à proximité d'un site de mesure (DONA dans ce cas). a) Topographie de la zone d'étude (les cotes des courbes de niveaux sont en mètres). L'extension du glissement en surface (en échelle de gris) est estimée d'après des photographies puis extraite du MNT de Taïwan. b) Cette surface est ensuite décomposée en prismes rectangulaires dont nous calculons l'effet gravimétrique pour le comparer aux valeurs mesurées au site. C'est l'épaisseur des prismes qui est recherchée ici.

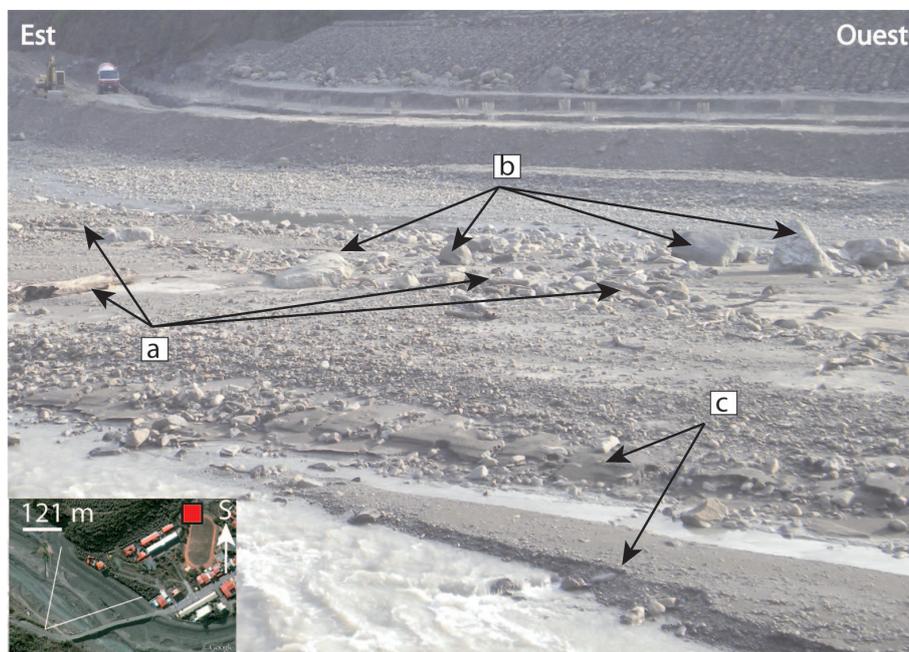


FIG. 3.16: Photographie du lit de la rivière Kaoping, près de AG06, encombrées de dépôts suite à une coulée de boue. Nous y voyons l'hétérogénéité des matériaux : a-troncs d'arbres, b-bloc rocheux, c-sables. La carte dans dans le coin inférieur gauche repère le champ de la photographie (triangle ouvert) et la position de AG06 (carré rouge).

3.8 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons discuté des différents effets qui doivent participer aux variations de pesanteur à Taïwan. Ce sont :

1. La tectonique long-terme, c'est-à-dire les transferts de masses en profondeur entre la croûte et le manteau des deux plaques tectoniques en collision à Taïwan, la plaque Eurasie et la plaque de la mer des Philippines.
2. Les mouvements verticaux du sol, suivis indépendamment par des stations GPS permanentes.
3. L'hydrologie locale et la redistributions des masses d'eau qu'elle implique autour des sites de mesure.
4. Les déformations de la surface de la Terre induites par les redistributions des masses d'eau à l'échelle globale.
5. Les glissements de terrains (érosion) et leurs dépôts (sédimentation), qui sont des transferts de masses très localisés mais de forte amplitude, notamment à cause du typhon Morakot, en août 2009.

D'après nos modélisations, nous pouvons déjà penser que l'effet de la tectonique profonde sera impossible à identifier. D'une part, nous n'avons que 5 années de mesure or l'amplitude du signal annuel tectonique que nous modélisons est toujours inférieur au microgal. Compte tenu de la précision des mesures (de 1 à 2 μgal) et de l'effet hydrologique saisonnier, ce signal ne peut s'extraire d'une simple régression linéaire sur nos valeurs. D'autre part nous avons également présentés d'autres effets tectoniques (séismes et mouvements postsismiques) qui peuvent interférer avec le signal orogénique à long terme. C'est principalement la faible amplitude de ce signal qui compromet son identification en seulement 5 années de mesure. Nous rejoignons sur ce point les conclusions de Van Camp et al. (2005) qui estiment que plusieurs décennies de mesures absolues de pesanteur sont nécessaires pour les utiliser dans une interprétation tectonique.

C'est donc aux trois autres effets (mouvements verticaux du sol, hydrologie locale et érosion - sédimentation) que nous allons nous attacher maintenant. Nous allons utiliser les méthodes d'analyse que nous venons de détailler pour interpréter les variations de pesanteur observées à Taïwan.

Chapitre 4

Interprétation des variations de pesanteur

4.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous allons appliquer les méthodes décrites au chapitre 3 afin d'expliquer nos mesures. Une difficulté vient du fait que les variations de pesanteur mesurées à chaque site sont dues à des phénomènes locaux (hydrologie, mouvements verticaux du sol et érosion).

Nous devons :

1. Etudier chaque site indépendamment car il faut interpréter les variations de pesanteur comme des réponses à des transferts de masses locaux.
2. Regrouper les sites qui mettent en évidence des phénomènes similaires.

C'est aux mesures absolues de pesanteur que nous attachons le plus d'importance, devant les mesures relatives. D'une part elles offrent la plus longue série temporelle (5 ans). D'autre part elles sont plus précises que les mesures relatives. Néanmoins, comme nous l'avons vu au chapitre 2, certains sites de mesures relatives de la pesanteur montrent des variations significatives. Nous les intégrerons alors à nos interprétations mais le plus possible en complément des mesures absolues.

Si nous reprenons les résultats des mesures absolues de pesanteur (figure 4.1), déjà montrés au paragraphe 2.3.3 et à l'aide également de la figure 4.2, nous distinguons deux groupes de sites selon l'amplitude des variations qui y sont mesurées.

Aux sites AG01, AG2a, AG2b, AG05, AG07 et AG09 la variation moyenne de pesanteur d'une année à l'autre est similaire et d'environ $3.8 \mu\text{gal}$. Aux sites AG03, AG04, et AG06 de plus fortes variations existent notamment entre les mesures de 2008 et 2009, c'est-à-dire de part et d'autre du passage du typhon Morakot. C'est à ces sites en particulier que nous étudierons l'effet des phénomènes d'érosion et de sédimentation dus aux glissements de terrain. Dans le cas de AG08, nous n'avons aucun indice nous permettant

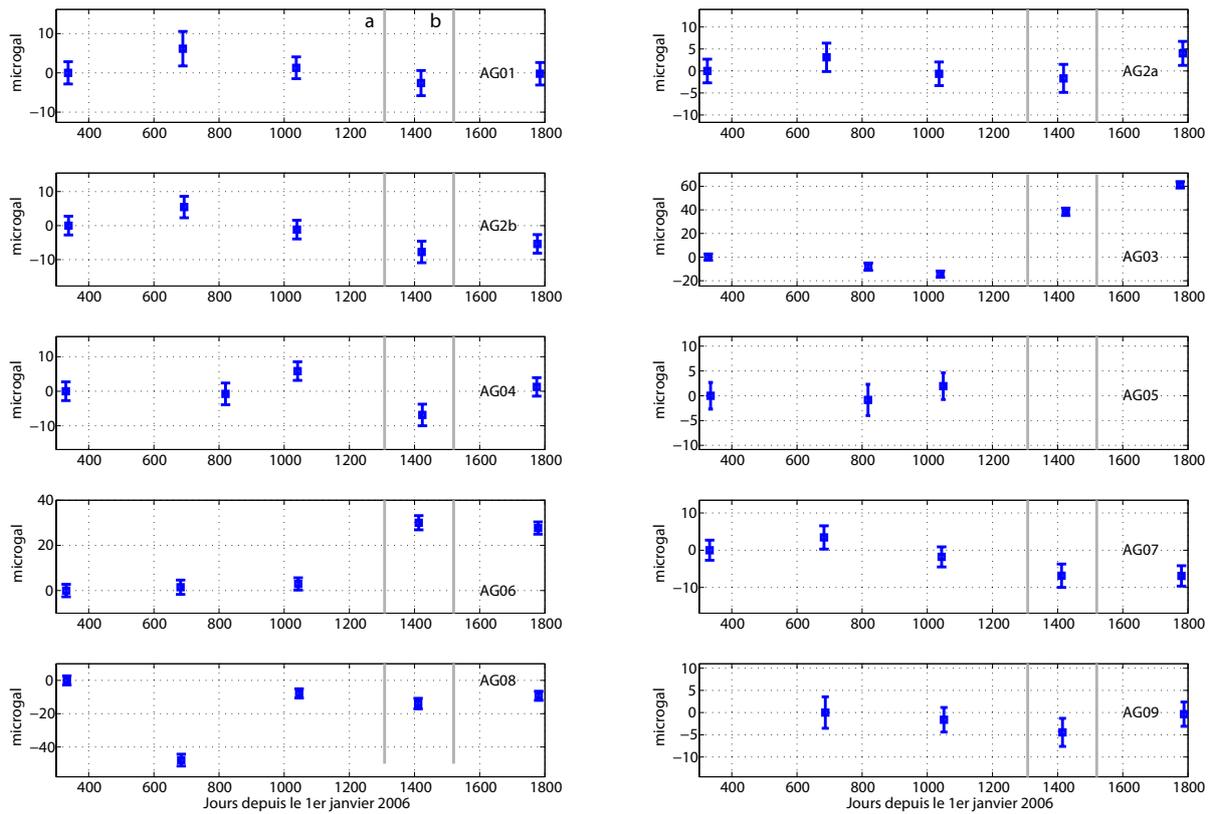


FIG. 4.1: Variations de pesanteur observées aux 10 sites du réseau AGTO par rapport à la mesure de 2006. Pour AG05, les mesures s'arrêtent en novembre 2008, le pilier ayant été détruit l'été suivant. Pour AG09, les mesures commencent en novembre 2007. Du fait d'un problème instrumental lors de la campagne de novembre 2007, les sites AG03, AG04 et AG05 ont été mesurés en mars 2008. Les repères a et b indiquent respectivement le passage du typhon Morakot (août 2009) et le séisme de Jiashian (mars 2010).

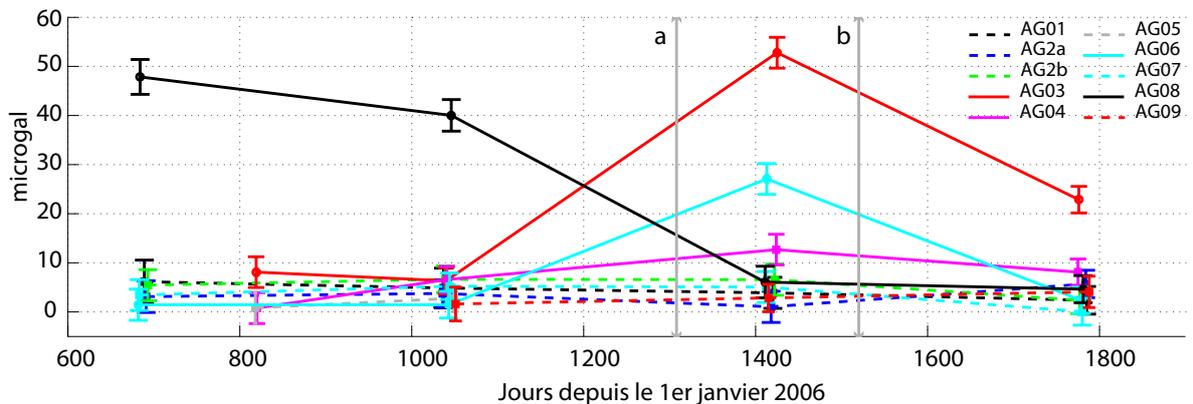


FIG. 4.2: Valeur absolue des variations de pesanteur mesurées d'une campagne à l'autre (et plus par rapport seulement à la première mesure de 2006) pour chaque site. Nous replaçons encore les instants du typhon Morakot (a) et du séisme de Jiashian (b). Les deux groupes de sites que nous isolons sont repérés en traits pleins ou pointillés.

d'expliquer le saut de 50 μgal mesuré en novembre 2007 (deuxième campagne), nous ne tiendrons pas compte de cette mesure. Les variations à AG08 sont alors plus faibles et proches du premier groupe de sites identifié (en trait pointillés sur la figure 4.2).

Ainsi, AG01, AG2a, AG2b, AG05, AG07, AG08 et AG09 seront étudiés à partir des mouvements verticaux du sol et de l'hydrologie. Nous estimerons en plus l'influence des glissements de terrains à AG03, AG04, et AG06.

4.2 Effets de l'hydrologie locale et des mouvements verticaux du sol

4.2.1 Conséquences sur les variations de pesanteur mesurées par gravimétrie absolue

Nous montrons ici les résultats des traitements effectués systématiquement à chaque site de mesure absolue de la pesanteur. Les variations de pesanteur mesurées sont d'abord corrigées des effets des mouvements verticaux du sol observés par les stations GPS appropriées. Une carte localisant les sites de mesures de gravimétrie absolue et relative, les stations GPS et les pluviomètres utilisables est donnée en annexe D.

Nous contraignons ensuite un modèle hydro-gravifique¹ par ces variations corrigées de pesanteur à partir des données de pluviométrie et de la formulation de Crossley et al. (1997) détaillée au paragraphe 3.6.2. Ce modèle contient deux paramètres, τ_1 et τ_2 , qui s'interprètent respectivement comme les constantes de temps de charge et de décharge du sol en eau.

Nous faisons parcourir à τ_1 les valeurs 0.1 à 20 jours, avec un incrément de 1 jour, et à τ_2 les valeurs 2 à 100 jours avec un incrément de 5 jours. Chaque couple $\tau_1 ; \tau_2$ permet de créer un modèle hydro-gravifique. Nous comparons alors chacun de ces modèles aux variations de pesanteur mesurées **(i)** corrigées des mouvements verticaux (g_{corr}) et **(ii)** non corrigées des mouvements verticaux ($g_{\text{non corr}}$). La qualité de l'ajustement est quantifiée par l'erreur RMS entre le modèle hydro-gravifique et g_{corr} ou $g_{\text{non corr}}$. Cela permet d'illustrer comment la correction des mouvements verticaux du sol influence la définition du modèle hydro-gravifique local (c'est-à-dire le choix des valeurs τ_1 et τ_2).

Ces étapes sont synthétisées dans les figures 4.3 à 4.12 (une figure par site). Elles sont toutes organisées de la même façon, en 5 graphes. Nous donnons leur légende détaillée dans la liste suivante, celle des figures ne renseignera que le nom du site. Ces figures se lisent de haut en bas, de la façon suivante :

1. Mouvements verticaux du sol observés par la station GPS appropriée.

¹Dans la suite du texte nous utiliserons le terme « modèle hydro-gravifique » pour dire « modèle de variations temporelles de pesanteur dues aux redistributions locales des masses d'eau ».

2. Pluviométrie enregistrée à proximité.
3. Comparaison des erreurs RMS entre le modèle hydro-gravifique et les variations de pesanteur corrigées, pour chaque couple $\tau_1 ; \tau_2$.
4. Comparaison des erreurs RMS entre le modèle hydro-gravifique local et les variations de pesanteur non corrigées, pour chaque couple $\tau_1 ; \tau_2$.
5. Ajustement final du modèle hydro-gravifique (trait bleu) ayant les meilleurs couples $\tau_1 ; \tau_2$ (ceux donnant la plus faible erreur RMS entre le modèle et les variations de pesanteur corrigées) et des variations de pesanteur corrigées (rouge) et non corrigées (vert). A ce niveau nous contraignons aussi le choix des paramètres τ_1 et τ_2 par rapport à l'amplitude des variations de pesanteur qu'ils génèrent. En effet, les variations de pesanteurs imputées à l'hydrologie ont des amplitudes saisonnières limitées. En prenant les observations du gravimètre supraconducteur de Hsinchu cette amplitude est d'environ $20 \mu\text{gal}$. Ainsi τ_1 et τ_2 sont sélectionnés tels qu'ils impliquent la plus faible erreur RMS tout en générant des variations de pesanteur dont l'amplitude est inférieure à $20 \mu\text{gal}$. Ce choix reste en accord avec d'autres études : Crossley et al. (1997) observent au maximum $12 \mu\text{gal}$ à Boulder (Colorado), Jacob et al. (2010) $22 \mu\text{gal}$ sur le plateau du Larzac (France) et Bower and Courtier (1998) environ $20 \mu\text{gal}$ aussi, près d'Ottawa (Canada).

Le temps de chaque mesure est repéré par un trait vertical pointillé noir sur les graphes des mouvements verticaux du sol et de la pluviométrie. Dans le cas où la série temporelle GPS est interrompue au moment de la mesure absolue (exemple à la deuxième mesure du site AG01, figure 4.3), la hauteur d'antenne est interpolée linéairement entre les mesures de part et d'autre de l'interruption. Toujours sur les séries GPS, il existe aux stations MOTN (figure 4.7) et TENC (figure 4.8) des sauts instantanés d'environ 20 cm. Pour TENC, que nous utilisons pour interpréter les variations de pesanteur à AG05, ils ne posent pas de problème car les mesures ont été effectuées entre ces perturbations. Ce saut et les fortes précipitations amenées par le typhon Morakot coïncident dans le temps. Nous savons par ailleurs que cette zone a souffert d'un glissement de terrain, puisque AG05 a été détruit. Ce saut s'expliquerait donc physiquement par les mouvements du sols associés au glissement de terrain. Pour MOTN, associé au site AG04, ce saut est difficile à expliquer. D'une part il n'existe que sur la composante verticale des mouvements et nous n'avons pas d'information quant à une possible intervention sur l'antenne. D'autre part la hausse de pesanteur absolue de $8 \mu\text{gal}$ autour de cet évènement n'est pas directement explicable par ce mouvement, car cette surrection aurait dû générer une baisse d'environ $50 \mu\text{gal}$. Dans ces circonstances, nous préférons ne pas prendre en compte ce saut. La hauteur d'antenne lors de la dernière mesure de pesanteur absolue est extrapolée à partir de la tendance linéaire calculée sur les années précédentes.

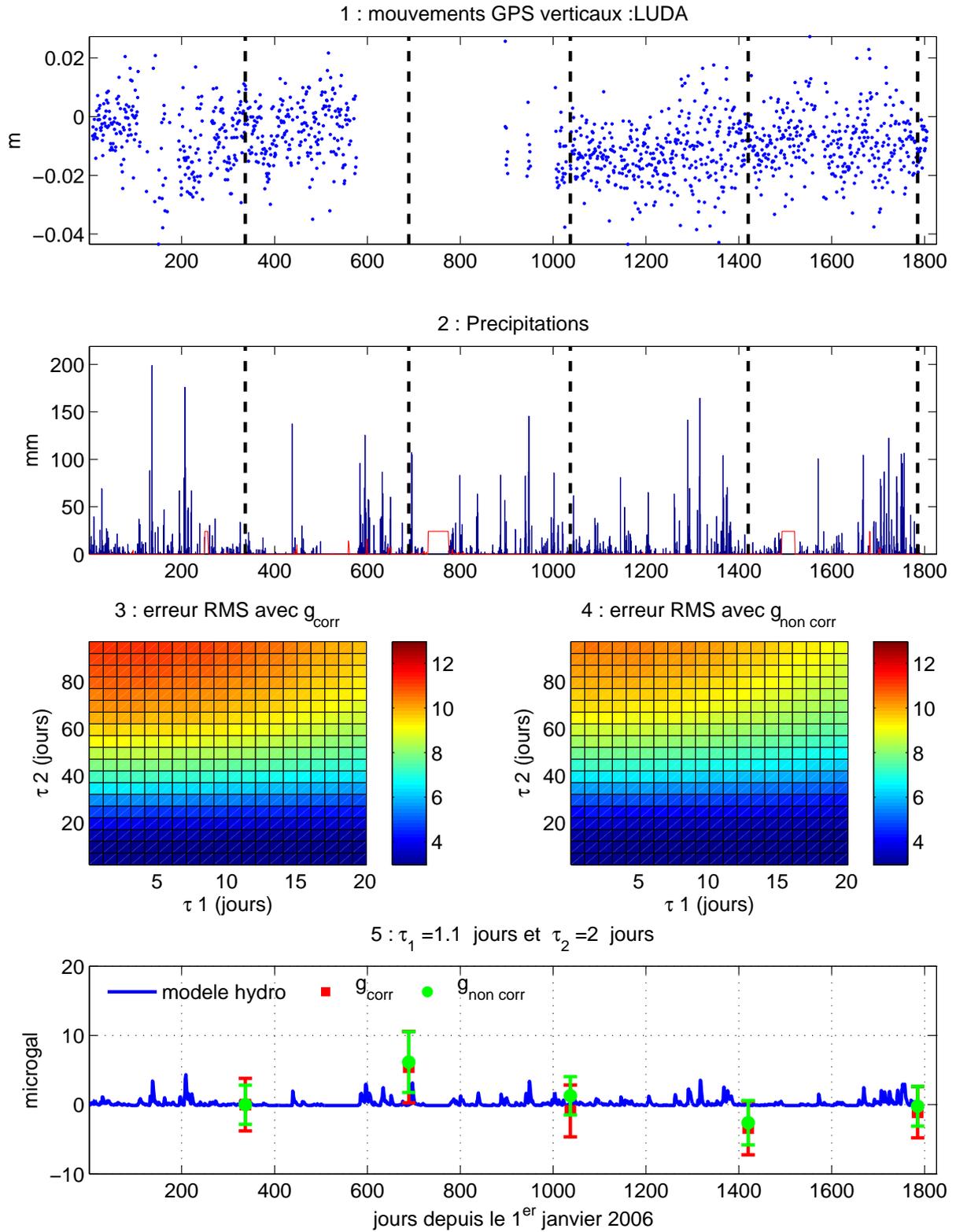
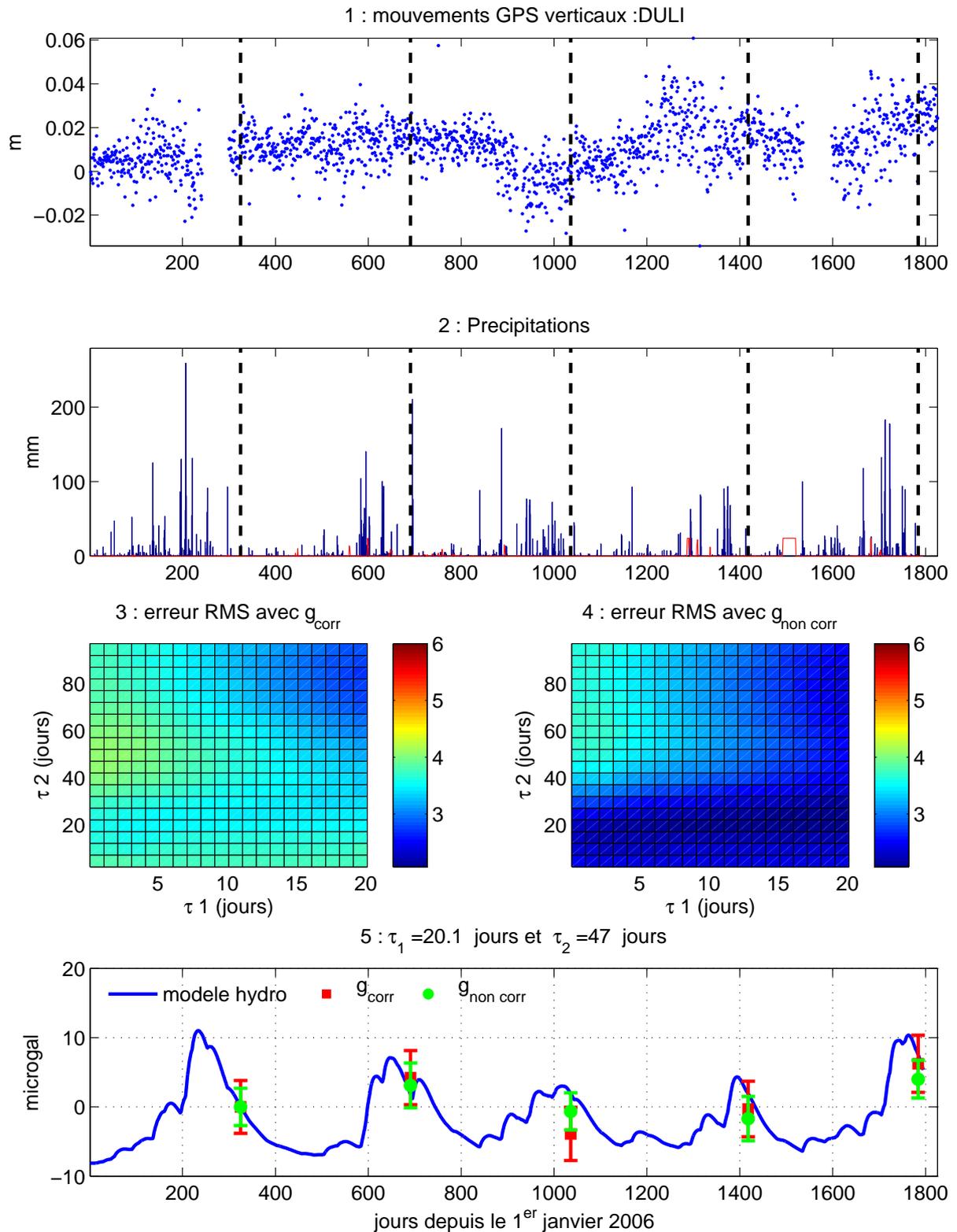


FIG. 4.3: *Traitement AG01*

FIG. 4.4: *Traitement AG2a*

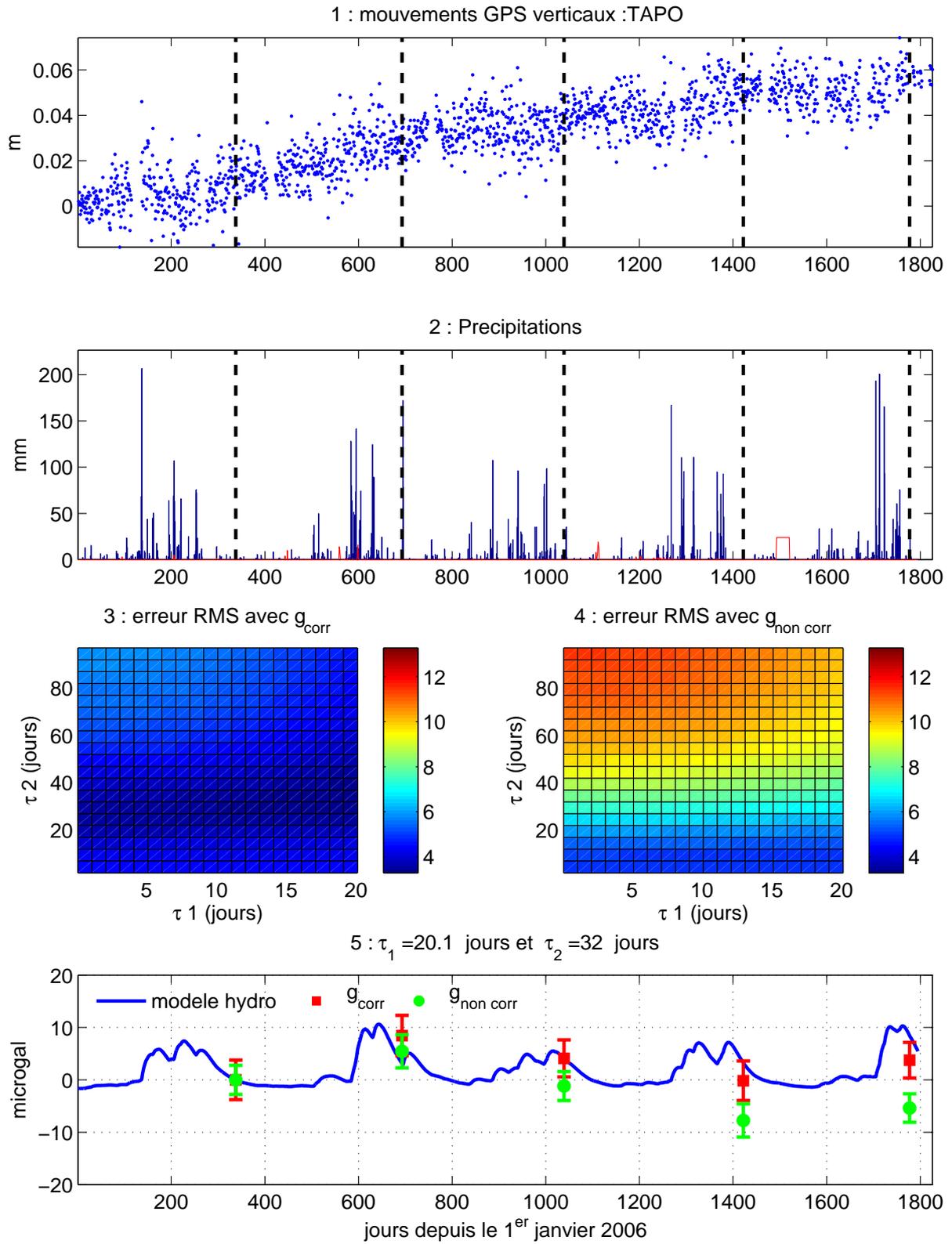
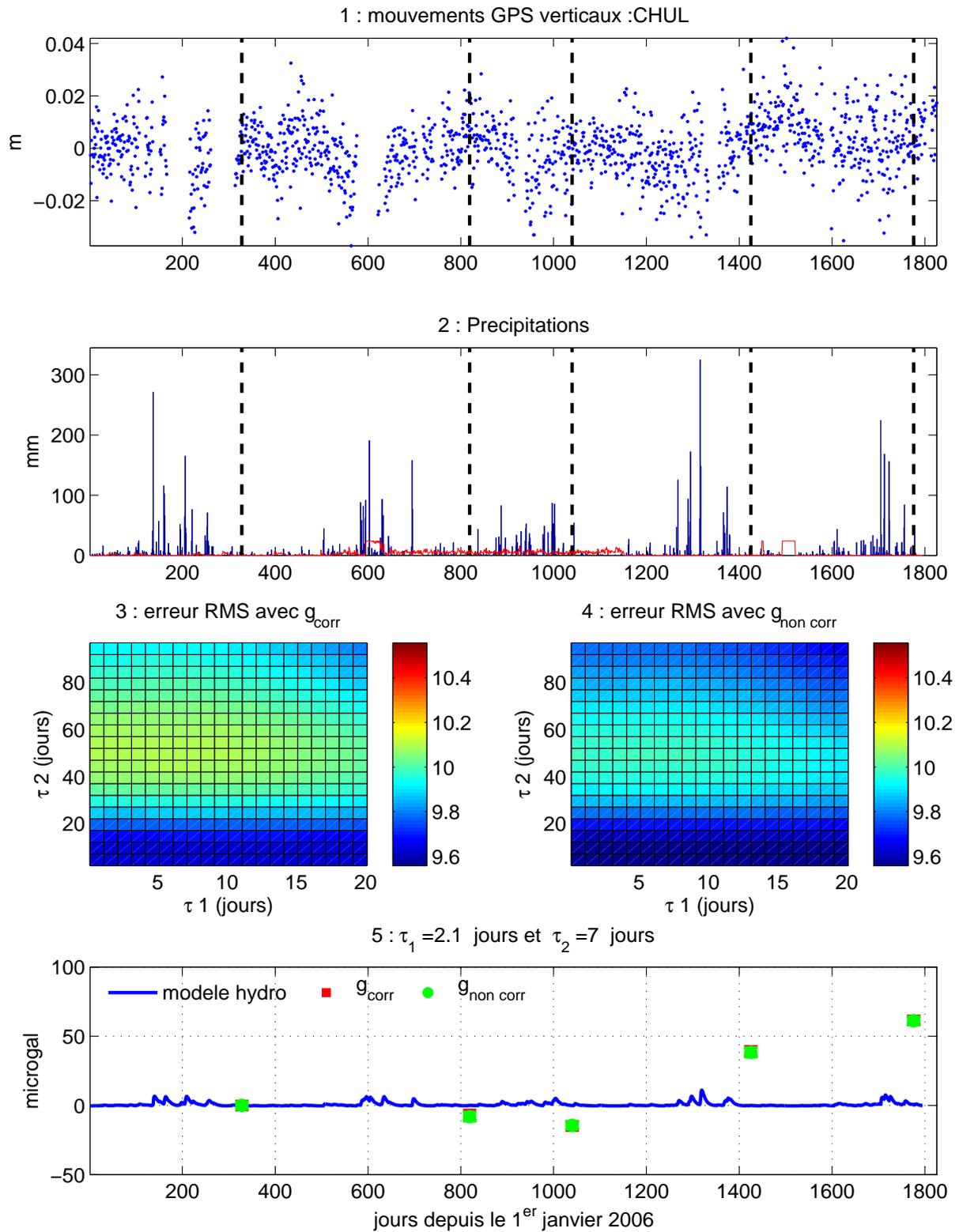


FIG. 4.5: *Traitement AG2b*

FIG. 4.6: *Traitement AG03*

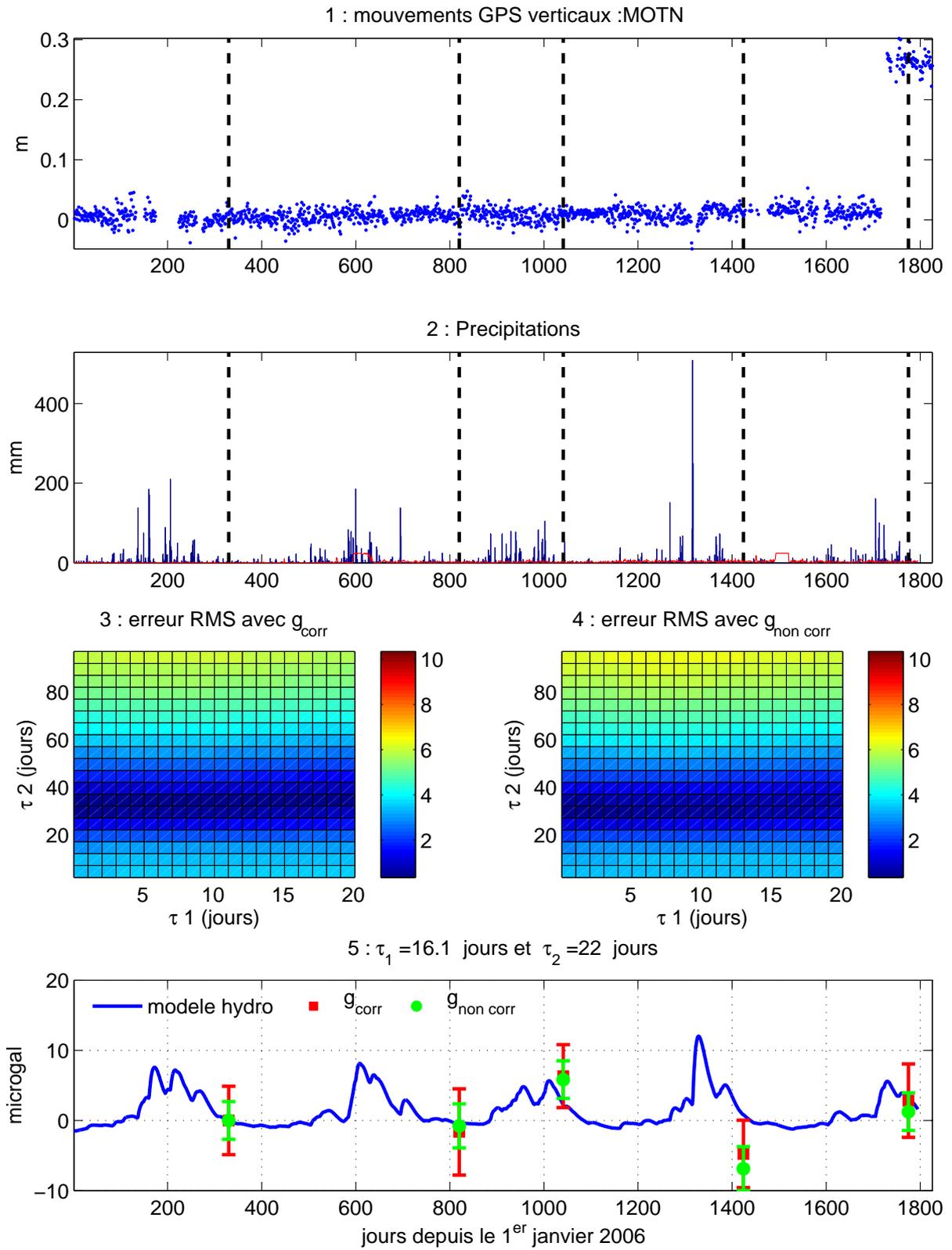
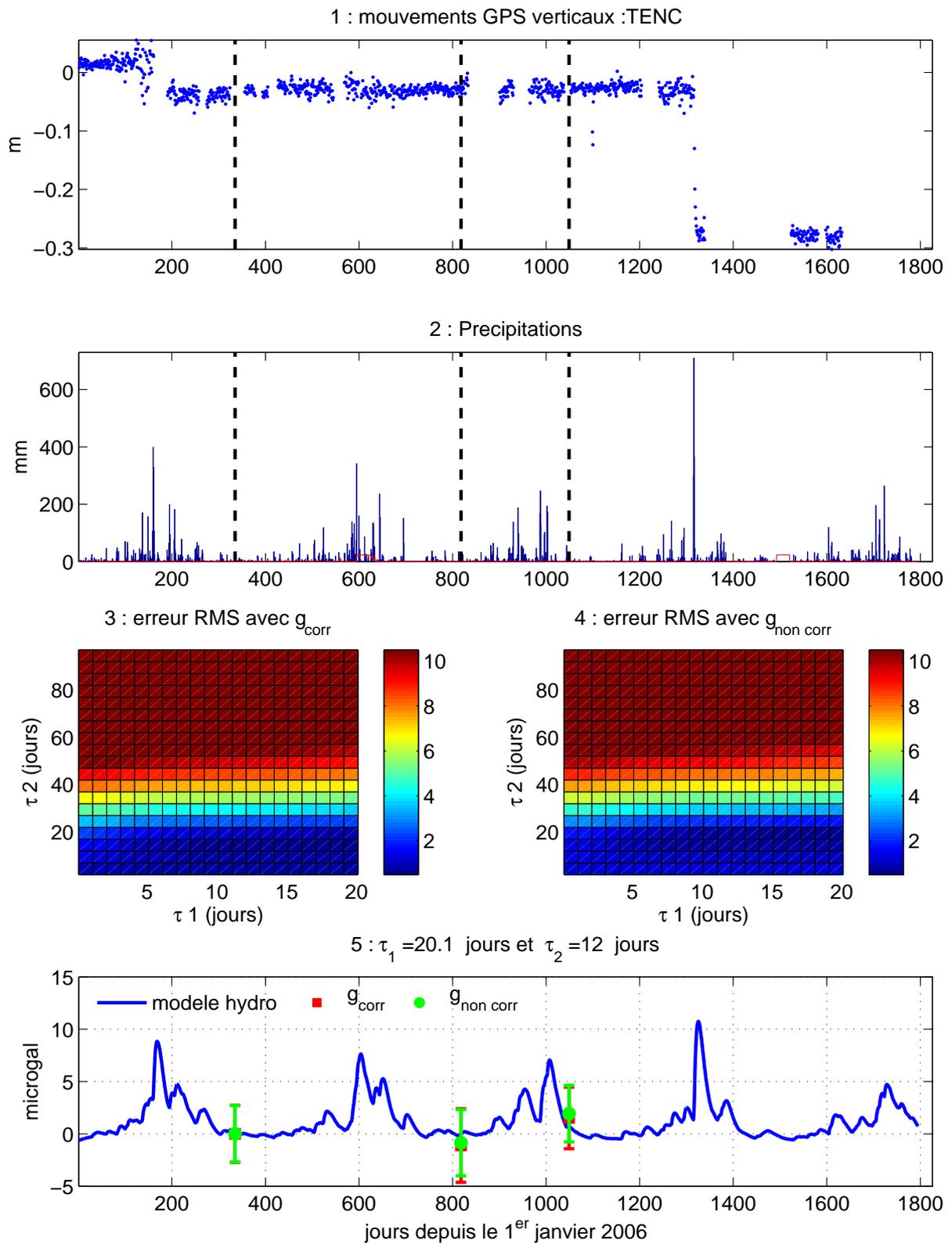


FIG. 4.7: *Traitement AG04*

FIG. 4.8: *Traitement AG05*

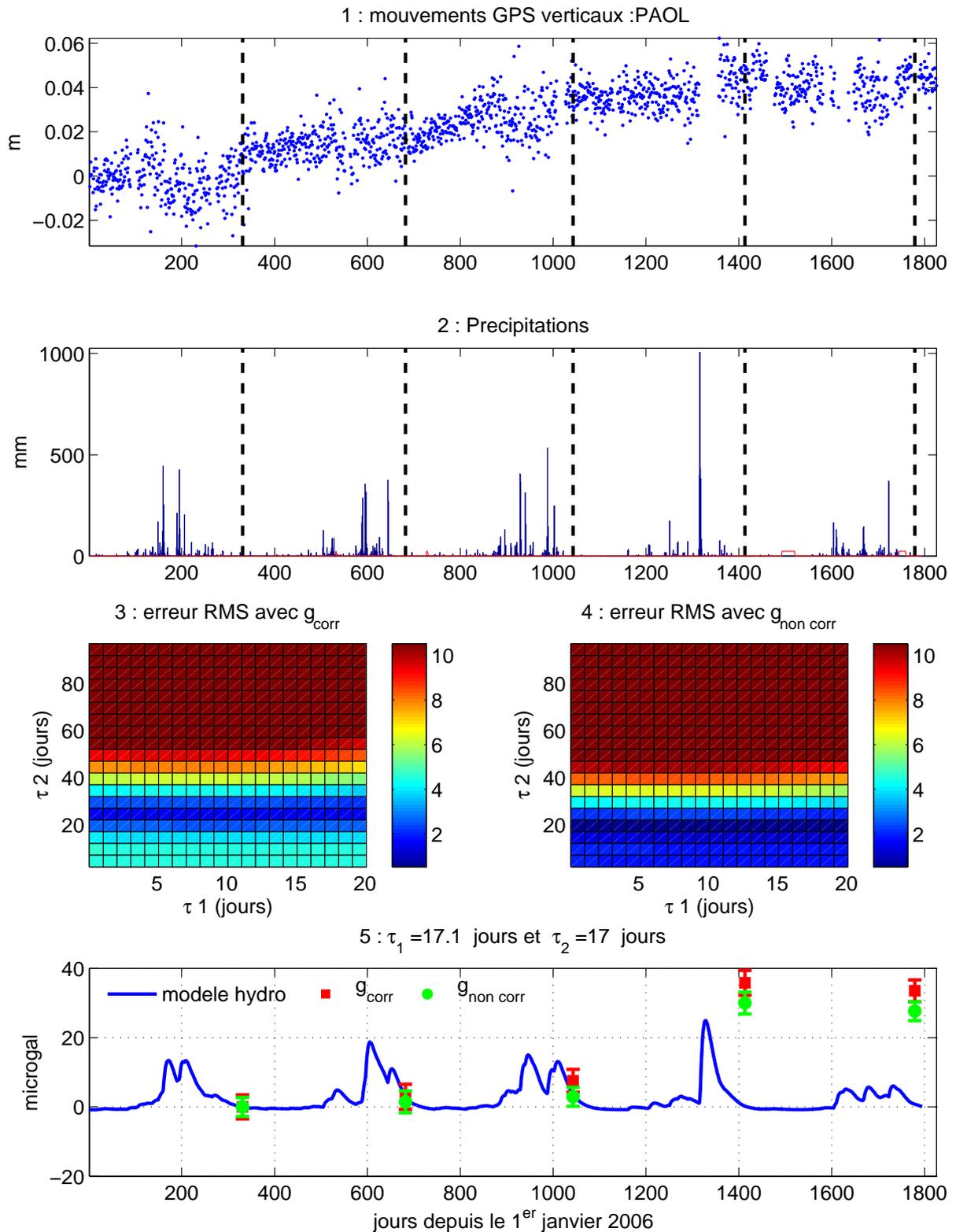
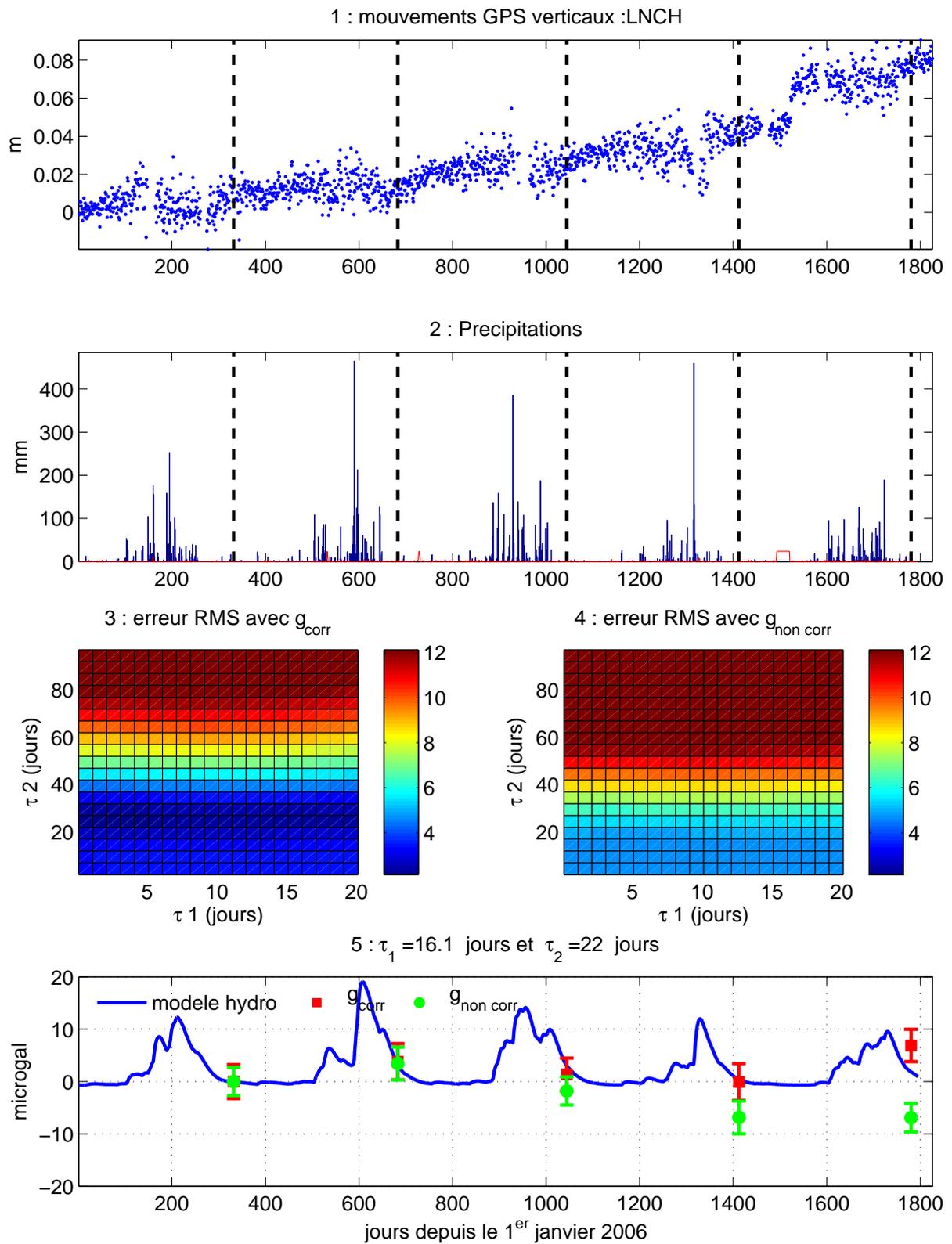


FIG. 4.9: *Traitement AG06*

FIG. 4.10: *Traitement AG07*

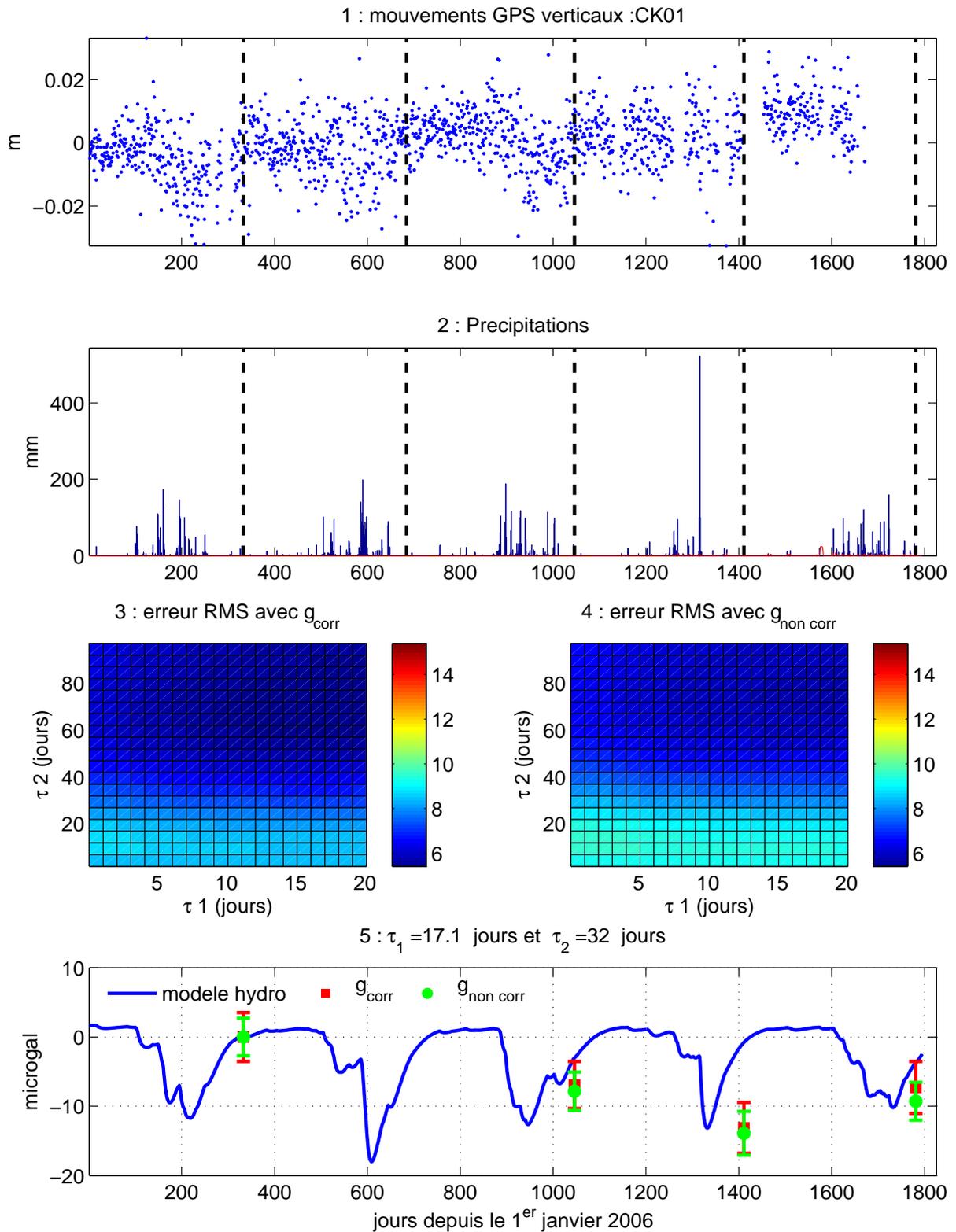
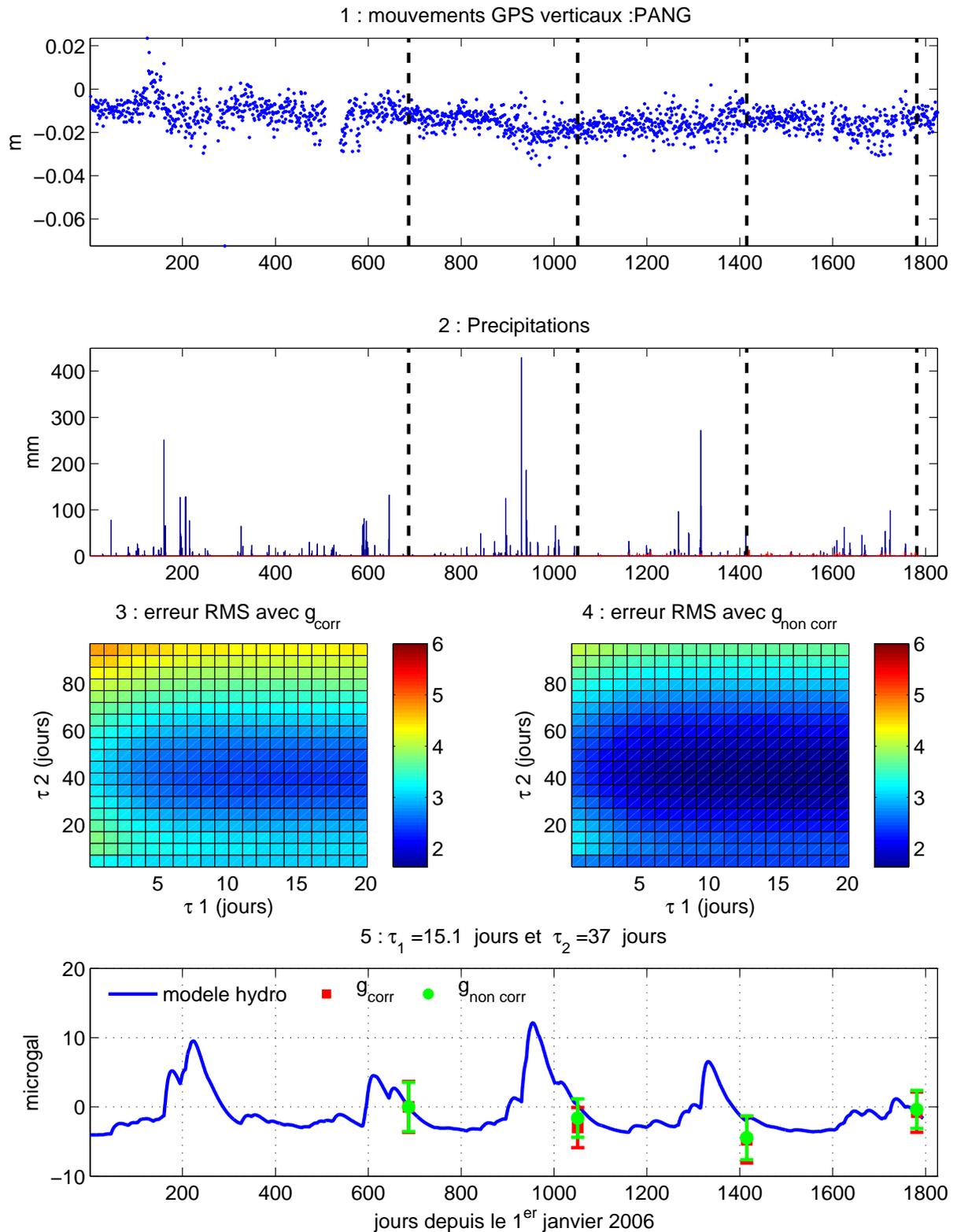


FIG. 4.11: Traitement AG08. Ici, comme la mesure se fait en sous-sol d'un bâtiment, nous imposons un effet hydrologique au dessus du gravimètre en prenant l'opposé de l'effet de plateau.

FIG. 4.12: *Traitement AG09*

4.2.2 Interprétation des résultats

Notre démarche a été de relier les variations de pesanteur résiduelles à l'hydrologie locale, elle-même estimée à partir des mesures de pluviométrie. Ces variations résiduelles sont celles obtenues après avoir corrigé les variations de pesanteur mesurées des effets des mouvements verticaux du sol. Ces derniers sont responsables des plus fortes corrections à AG2a, AG2b, AG06 et AG07 (jusqu'à 14 μgal).

4.2.2.1 Influence de l'hydrologie locale

Sur 7 des 10 sites de mesure (AG03, AG06 et AG08 exclus) nous voyons qu'il est possible de trouver un modèle hydro-gravifique, c'est-à-dire les paramètres τ_1 et τ_2 , tel que l'essentiel des variations de pesanteur résiduelles est expliqué. Dans le cas de AG06, cela ne fonctionne pas uniquement pour les deux dernières mesures que nous supposons perturbées par un glissement de terrain. Dans le cas de AG03, il y a aussi l'effet d'un glissement de terrain, mais même avant, la pluviométrie ne nous apporte aucune aide. Enfin à AG08, même en considérant que la deuxième mesure est aberrante, il reste encore un problème sur la variation de 2009, après Morakot. Nous n'avons pas de données hydrologiques plus précises ici. Une hypothèse serait que les inondations conséquentes au typhon biaisent son comportement de charge et de décharge. Les paramètres τ_1 et τ_2 ne peuvent alors plus être considérés constants (propriété du site) ou suffisants pour approcher les effets de l'hydrologie locale.

Pour les autres sites, il semble que les données de pluviométrie soient utiles à l'explication des variations de pesanteur. Mais il faut bien voir que nous ne pouvons pas prétendre avoir un modèle hydro-gravifique très contraint, comme nous avons pu le faire à partir des données du gravimètres de Hsinchu. Notre fréquence d'échantillonnage est trop faible. Ceci est mis en évidence dans nos représentations des erreur RMS en fonctions des valeurs de τ_1 et τ_2 : c'est surtout τ_2 , la constante de temps de la décharge du sol en eau, qui influence cette erreur. C'est donc essentiellement τ_2 qui est contrainte par nos observations. C'est cohérent avec le moment de l'année où nous réalisons les mesures, après la saison des pluies. C'est en effet une période de décharge où l'eau précédemment accumulée est évacuée par ruissellement et évapostranspiration.

Cette approche nous permet de tenir compte du régime pluvieux qui a existé avant la mesure : si la pesanteur a augmenté c'est qu'il a plu davantage ou peu de temps avant la mesure. Si nous devions rajouter une mesure, il serait intéressant de la faire au milieu de la saison des pluies. D'une part pour contraindre l'amplitude des variations saisonnières de pesanteur et d'autre part pour améliorer l'estimation de τ_1 et τ_2 .

4.2.2.2 Influence des mouvements verticaux du sol

L'étude des sites AG2b et AG07 est instructive. Ils sont situés dans des zones où les GPS montrent une surrection forte et continue, d'environ 1 cm an^{-1} . Par conséquent les corrections de pesanteur associées sont importantes, nous pouvons le voir sur les figures 4.5 graphe 5 et 4.10 graphe 5 avec la divergence d'environ $10 \mu\text{gal}$ entre les valeurs corrigées et non corrigées à mesure que le temps passe. Or ces corrections des mouvements verticaux du sol améliorent l'estimation d'un modèle hydro-gravifique, comme l'indiquent la diminution de l'erreur RMS en fonction de τ_1 et τ_2 . Cela montre l'utilité de considérer les mouvements verticaux du sol et l'hydrologie locale simultanément pour pouvoir expliquer les variations de pesanteurs mesurées. Parallèlement, cela rappelle l'intérêt de faire des mesures à proximité d'un GPS permanent.

De fait, quant à l'utilisation de stations GPS proches, AG07 est un bon exemple. Nous avons en effet vu au paragraphe 3.5.2 que AG07 n'était pas situé très près de la station GPS que nous lui associons (LNCH). Or cette station a enregistré le mouvement vertical cosismique du séisme de Jiashian (figure 4.10 graphe 1, jour 1524), soit une surrection de 2 cm. Par ailleurs le graphe 5 de cette même figure 4.10 montre que la dernière variation de pesanteur a été trop corrigée : il apparaît en effet nécessaire de corriger une baisse de pesanteur due à la surrection de cette région pour ajuster le modèle hydro-gravifique, cependant cette correction est surestimée de $5 \mu\text{gal}$, l'effet hydrologique semble dépassé. L'hypothèse est ici que le mouvement cosismique enregistré plus au sud, à LNCH, est plus fort que celui qui affecte la région de AG07. Cela signifie que LNCH n'est pas parfaitement adapté au suivi des mouvements verticaux à AG07. Cependant en reprenant les autres stations GPS permanentes situées autour de AG07, nous ne parvenons pas à un meilleur résultat (figure 4.13). La plus faible erreur RMS reste celle obtenue avec la station LNCH bien que, compte tenu des erreurs sur la mesure, S012 et GS29 donnent aussi des résultats satisfaisants.

Si nous reprenons les propriétés tectoniques de Taïwan, en particulier son organisation en régions de géométrie d'orientation subméridienne, nous préférons utiliser les mouvements intersismiques mesurés à LNCH (c'est cette hypothèse qui nous avait amené à choisir cette station). GS29 et S012 sont en effet écartés d'une dizaine de km à l'ouest et à l'est respectivement. C'est donc juste le séisme de Jiashian qui pose problème. Cette idée est renforcée par le fait que, sur la figure 4.13, nous voyons que l'ajustement à un modèle hydro-gravifique est de plus en plus difficile avec le temps si nous utilisons d'autres stations que LNCH. Cela va dans le sens d'un biais entre les mouvements verticaux intersismiques pris en compte et ceux existant à AG07. Nous considérons donc que les mouvements verticaux intersismiques mesurés à LNCH sont les plus représentatifs de ceux existants à AG07, en éliminant le séisme de Jiashian. Nous ne considérons alors que la série avant le séisme et extrapolons un déplacement vertical à AG07 pour la dernière mesure, à partir

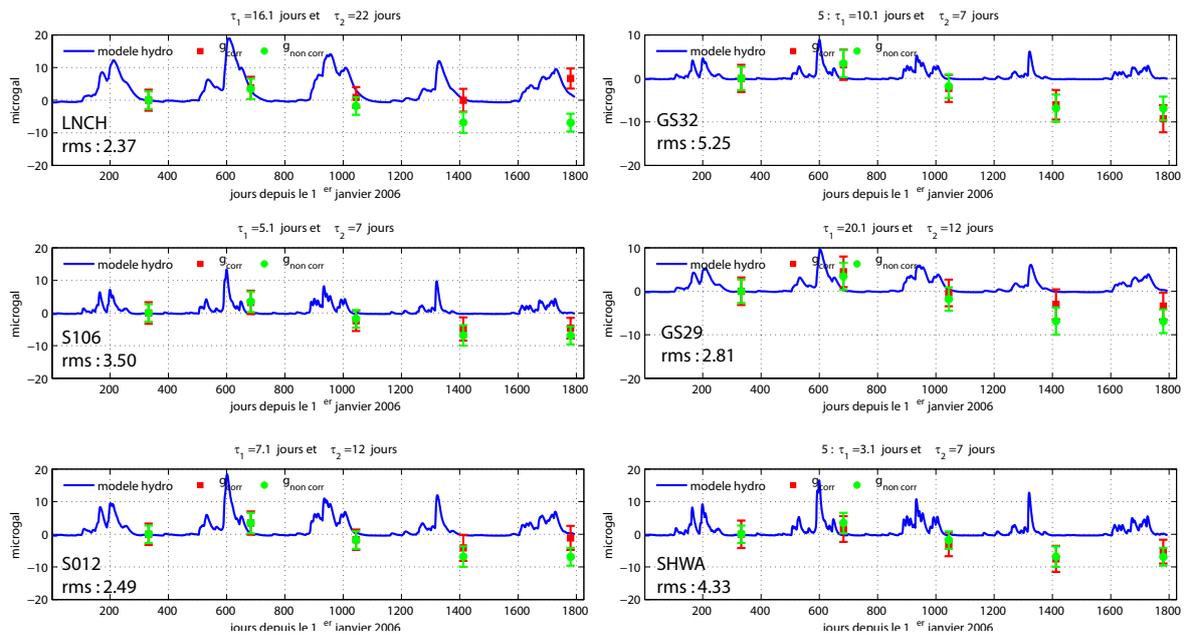


FIG. 4.13: Modèles hydro-gravifiques obtenus pour expliquer les résidus de variation de pesanteur, en considérant les mouvements verticaux du sol mesurés par d'autres stations GPS proches de AG07. Le nom et l'erreur RMS (en μgal) pour chaque station est donné sous chaque courbe. Pour indication le résultat avec LNCH (figure 4.10) est redonné dans le premier graphe.

de la tendance linéaire observée à LNCH (figure 4.14 a). Nous pouvons alors ajuster un modèle hydro-gravifique pour lequel l'erreur RMS est réduite, passant de 2.4 à 1.1 μgal (figure 4.14 b). AG07 n'aurait donc pas été influencé par le séisme de Jiashian (nous en discuterons au paragraphe 4.4.1).

Mais dans le même temps, l'importance des mouvements verticaux du sol peut poser des difficultés d'interprétation. Dans le cas de AG2a, la station GPS DULI, au nord de AG2a, montre une subsidence au cours de l'année 2008 (figure 4.4 graphe 1), d'environ 2 cm. Cette subsidence est aussi visible à SINL, au sud de AG2a (figure 4.15 a). Ce site de mesure absolue de la pesanteur est donc entouré au nord et au sud par des stations GPS qui montrent un épisode de subsidence local dans le temps (vers le milieu de 2008). Cependant nous n'arrivons pas à le retrouver sur nos observations de pesanteur dans la mesure où la correction induite par cette subsidence détériore l'estimation d'un modèle hydro-gravifique (figure 4.4 graphe 5 et figure 4.15 b). Il faut noter ici que nous sommes à la limite de la surinterprétation car les barres d'erreur sur ces variations de pesanteur modèrent l'importance du décalage entre les mesures et le modèle hydro-gravifique. Néanmoins cela renforce l'idée de colocaliser au maximum les mesures gravimétriques avec des stations GPS permanentes, pour trancher entre une incertitude de mesure et un réel phénomène géophysique.

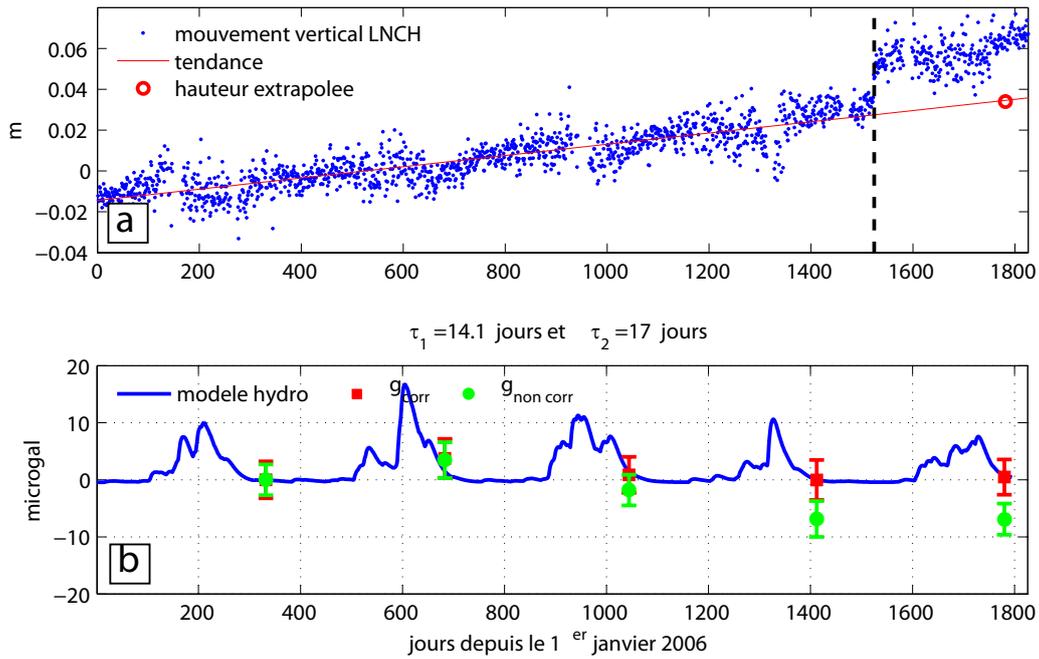


FIG. 4.14: a) Extrapolation du déplacement vertical à AG07, à partir de la tendance linéaire de surrection observée à LNCH, sans tenir compte du mouvement cosismique associé au séisme de Jiashian (repéré par le trait pointillé vertical noir). b) Meilleur modèle hydro-gravifique obtenu pour expliquer les résidus de variation de pesanteur.

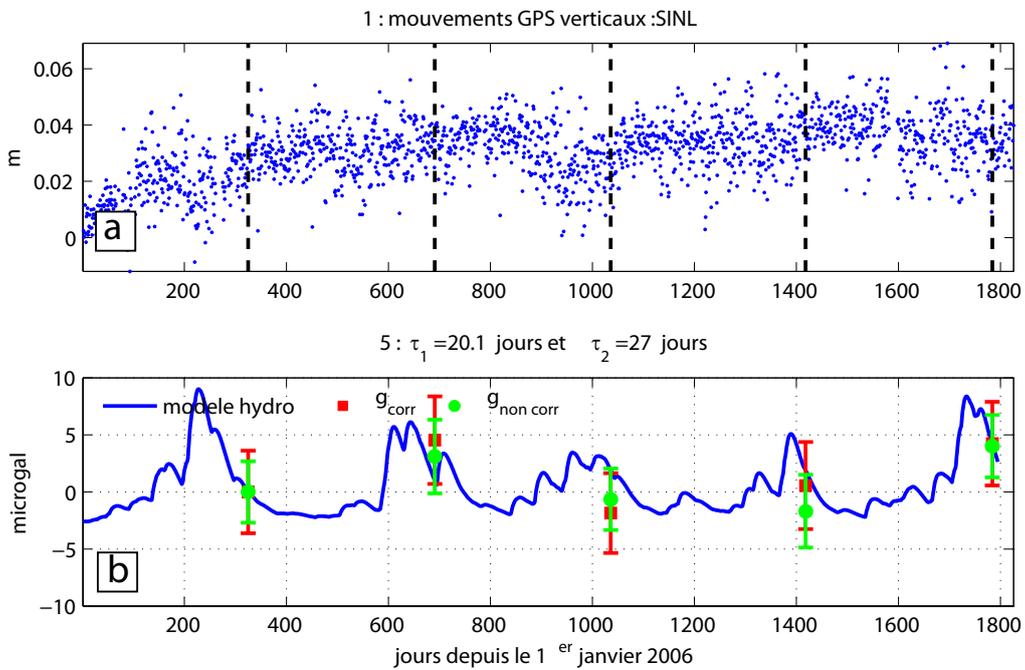


FIG. 4.15: a) Mouvements verticaux du sol enregistrés à la station SINL. b) Meilleur modèle hydro-gravifique obtenu pour expliquer les résidus de variation de pesanteur.

4.2.3 Conséquences sur les variations de pesanteur mesurées par gravimétrie relative

Nous gardons la même approche pour étudier les variations de pesanteur mesurées avec le gravimètre relatif : nous les corrigeons des mouvements verticaux du sol et essayons de les ajuster à un modèle hydro-gravifique. Nous nous focalisons ici sur la chaîne côtière (figure 4.16), la vallée longitudinale (figure 4.17) et l'ouest de la chaîne centrale (figure 4.18).

Le fait que nous n'ayons qu'une ou deux mesures de variation de pesanteur sur les sites relatifs, et qu'en plus ces variations soient mesurées moins précisément qu'avec un gravimètre absolu rend l'interprétation délicate. Si nous reprenons la figure 2.10 du chapitre 2, nous voyons que la majorité des sites auxquels nous nous intéressons ne présentent pas des variations significatives. C'est-à-dire que les variations sont trop faibles pour que l'on puisse affirmer qu'elles ont une origine naturelle et écarter le fait qu'elles sont justes des incertitudes de mesures.

En toute rigueur, d'après nos mesures, les variations observées par gravimétrie relative ne sont significatives que lorsqu'elles sont très fortes, de l'ordre de la dizaine de microgal. Or nos modèles hydro-gravifiques atteignent difficilement ces amplitudes, si bien que nous n'arrivons pas à correctement expliquer les variations significatives de pesanteur, principalement observées dans l'est de la chaîne centrale (figure 4.18). Dans cette région, 10 des 14 variations mesurées ne sont pas explicables par notre approche. Nous observons systématiquement une hausse de la pesanteur entre 2009 et 2010, qui existe également à AG04 (figure 4.7 graphe 5). Deux raisons peuvent être proposées compte tenu de la localisation de ces sites en bord de route, du côté du ravin. Nous pouvons d'abord faire intervenir l'effet de dépôts de coulées de boue dans le fond de la vallée, qui implique un apport de masse sous le point de mesure, donc une hausse de gravité. Nous pouvons également envisager l'instabilité de la terrasse sur laquelle est construite la route l'amenant à s'affaisser vers la vallée. Ces deux hypothèses sont motivées par des observations de terrain lors des campagnes de mesure (figure 4.19). Nous reviendrons à cette observation dans le paragraphe 4.3.3.

Dans le cas de la vallée longitudinale et de la chaîne côtière, nous synthétisons nos observations dans le tableau 4.1. Nous avons toujours des difficultés à expliquer les variations significatives : 25% des variations mesurées sont significatives et seules 37% d'entre elles sont expliquées par notre méthode. Donc la validation de notre approche par les données relatives n'est pas assurée. Cependant 68% de nos observations ne la contredisent pas non plus. Notre difficulté vient ici du fait que beaucoup de sites ne montrent que de faibles variations de pesanteur, laissant plus de champ aux incertitudes qu'à la réelle mesure d'un signal géophysique. De plus il n'est pas certain de pouvoir atteindre de bien meilleures précisions avec un gravimètre relatif. Dans ce cas il semble que nous l'utilisions dans la

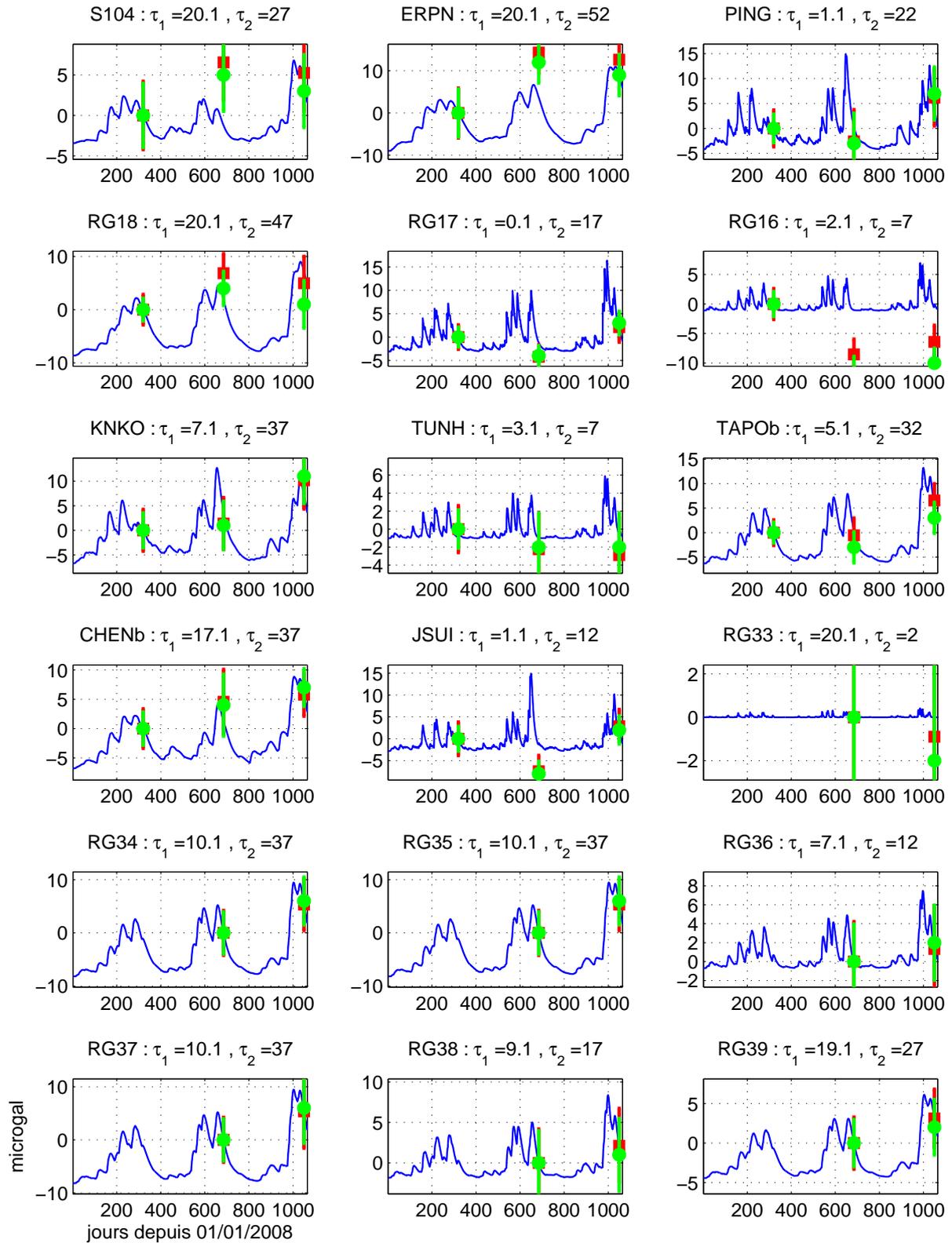


FIG. 4.16: Ajustement d'un modèle hydro-gravifique sur les variations de pesanteur mesurées par gravimétrie relative, sur des sites de la chaîne côtière. Elles sont l'équivalent du graphe 5 des figures 4.3 à 4.12 : les paramètres τ_1 et τ_2 sont respectivement les constantes de temps de la charge et de la décharge du sol en eau, exprimées en jours. Les points rouges et verts correspondent respectivement aux variations corrigées ou non corrigées des effets des mouvements verticaux du sol.

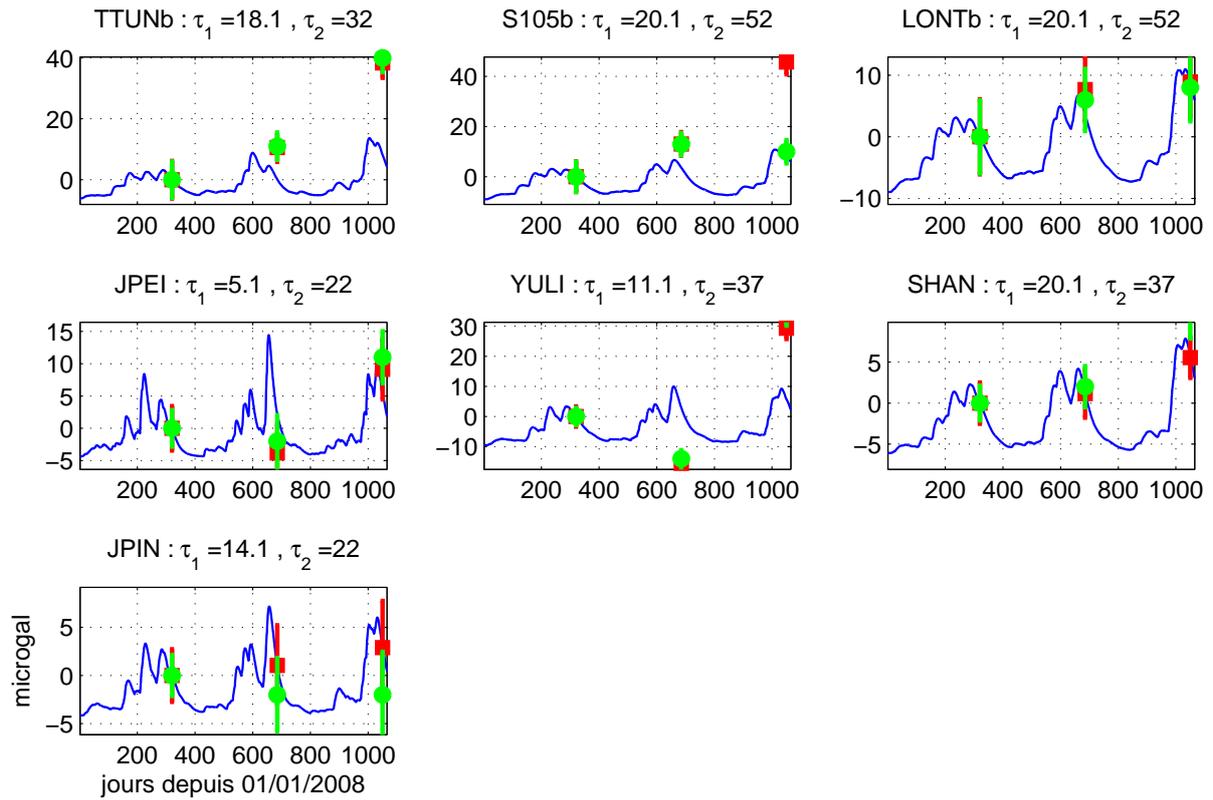


FIG. 4.17: Ajustement d'un modèle hydro-gravifique sur les variations de pesanteur mesurées par gravimétrie relative, sur des sites de la vallée longitudinale.

limite de ses capacités.

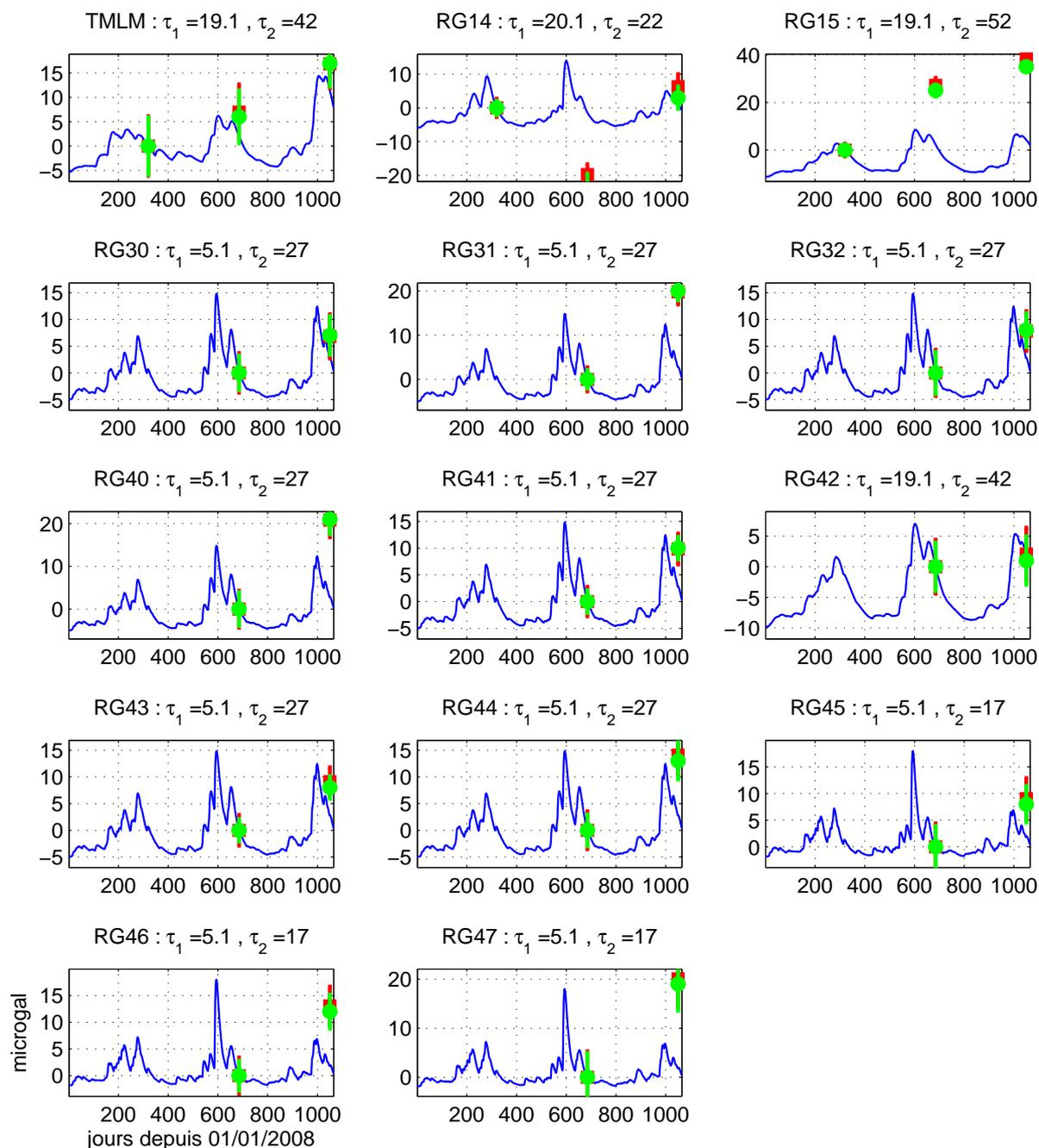


FIG. 4.18: Ajustement d'un modèle hydro-gravifique sur les variations de pesanteur mesurées par gravimétrie relative, sur des sites de l'est de la chaîne centrale.

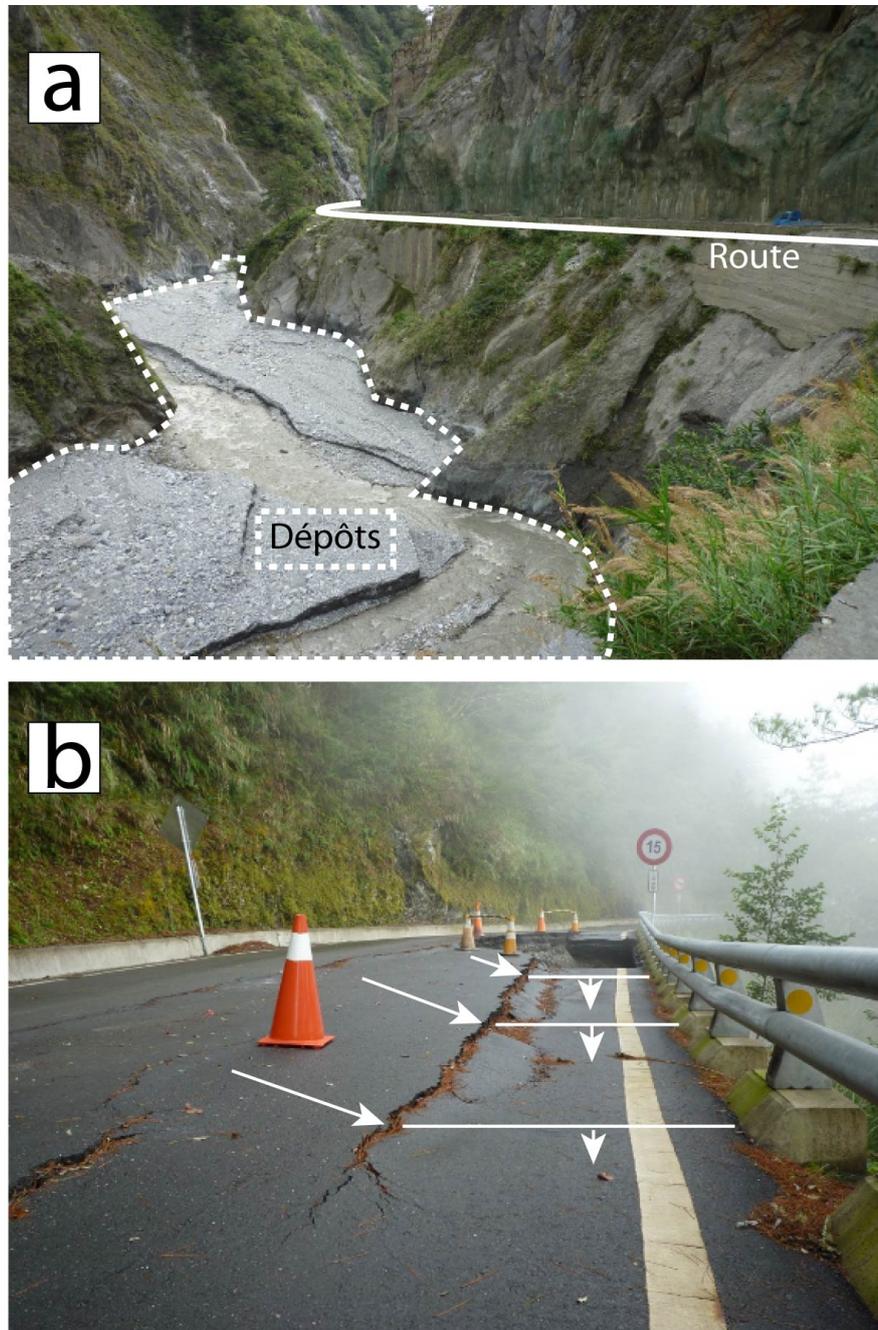


FIG. 4.19: a) Exemple de dépôts dans la rivière Peiman. Ceux-ci sont mobilisés lors des fortes pluies conférant à la rivière une énergie suffisante pour les déplacer. b) Exemple d'affaissement de la route 20, qui traverse la chaîne centrale et le long de laquelle nous faisons les mesures de la figure 4.18.

Chaîne côtière			
Site	Δ_g 2009-2008	Δ_g 2010-2008	Δ_g 2010-2009
S104		-	
ERPn	X	-	
PING	-	-	-
RG18	-	-	-
RG17	-	-	O
RG16	X	X	
KNKO	-	-	-
TUNH	-	-	-
TAPOb	-	-	-
CHENb	-	O	-
JSUI	X	-	X
RG33			-
RG34			-
RG35			-
RG36			-
RG37			-
RG38			-
RG39			-
Vallée longitudinale			
TTUNb	X	X	X
S105b	X	O ^a	
LONTb	-	-	-
JPEIb	-	O	O
YULI	X	X	X
SHAN	-	O	O
JPIN	-	-	-

TAB. 4.1: *Etude des variations de pesanteur observées par gravimétrie relative. Les caractères signifient : O variation significative expliquée, X variation significative non expliquée. Si les variations ne sont pas significative mais qu'elles ne contredisent pas le modèles, nous mettons un - et rien sinon. ^a : dans le cas de S105b les mouvements verticaux mesurés par GPS montrent un saut de 25 cm instantanément dans la deuxième moitié de 2010, qui ne se retrouve pas dans les composantes horizontales. Il a lieu au même moment que celui déjà observé à MOTN. Nous préférons ne pas utiliser les valeurs corrigées des mouvements verticaux pour ce site. Les variations de pesanteur aux sites YULI, TTUNb et RG16 sont les plus difficiles à expliquer. Le fait que YULI et RG16 sont situés devant des petits temples religieux, et que TTUNb est devant une université (par ailleurs en travaux en 2010), peut participer à ce problème du fait de leur plus forte fréquentation, donc de la perturbation de ces sites.*

4.2.4 Synthèse

Nos mesures de gravimétrie relative ne sont pas suffisamment précises pour garantir la validité de notre approche. Dans la plupart des cas, les variations de pesanteur mesurées sont trop faibles pour révéler de façon certaine un signal naturel (hydrologique ou tectonique). Dans les rares cas où ces variations sont significatives, ni l'hydrologie, ni les mouvements verticaux ne sont capables de les expliquer.

Les mesures absolues, bien que plus précises, peuvent aussi montrer des variations de pesanteur peu significatives. Les sites AG01 et AG05 (figure 4.3 et 4.8) en sont des exemples. Les barres d'erreurs sur les mesures se recoupent largement de sorte que l'existence d'un signal interprétable dans les mesures est mise en doute. Néanmoins notre approche semble valable pour l'essentiel des sites mesurés : considérer à la fois la pluviométrie et les mouvements verticaux du sol est utile à l'explication des variations de pesanteur observées.

Pour reprendre chaque site de mesure absolue, nous avons :

1. AG01, AG05 et AG09 : les variations de pesanteur ne sont pas très significatives mais ne contredisent pas notre approche.
2. AG2a : le déplacement du sol de 2008 (troisième mesure) est difficile à expliquer. Une station GPS plus proche du site aurait été intéressante à considérer. Les autres variations peuvent être reliées aux effets de l'hydrologie locale.
3. AG2b et AG07 : la prise en compte des mouvements verticaux du sol facilite la définition d'un modèle hydro-gravifique, en contraignant principalement la valeur de τ_2 , la constante de temps de décharge en eau du sol.
4. AG03 : notre modèle n'explique aucune variation. Nous reviendrons à ce site lors de l'estimation des effets de sédimentation.
5. AG04 : la variation la plus significative (2009, quatrième mesure) est aussi celle qui dégrade le plus la définition d'un modèle hydro-gravifique local, bien que la correction du mouvement du sol tende à améliorer l'ajustement. Nous reprendrons ce point en considérant les glissements de terrain.
6. AG06 : l'explication par l'hydrologie et les mouvements verticaux du sol est appropriée sur les trois premières mesures uniquement. Les quatrième et cinquième mesures seront étudiées à partir des effets de sédimentation.
7. AG08 : même en supposant que la deuxième valeur est aberrante, l'explication des variations de pesanteur par la pluviométrie et les mouvements verticaux du sol n'est pas satisfaisante. En particulier, la mesure suivant le passage du typhon Morakot, montrant $10 \mu\text{gal}$ de moins que les autres, est un problème.

Ce paragraphe met en évidence l'utilité de considérer les mouvements verticaux du sol, même avec un effet théorique simple ($-0.197 \mu\text{gal mm}^{-1}$), pour expliquer les variations de

pesanteur. De cette façon, l'approximation d'un effet hydrologique à partir des données de pluviométrie est facilitée. Les sites AG2b et AG07, avec de forts taux de surrection, illustrent l'intérêt de notre démarche.

Les mesures de gravimétrie relatives effectuées dans l'est de l'île sont difficiles à interpréter car les variations mesurées sont faibles et les incertitudes fortes en comparaison. Nous pouvons de notre côté travailler à faire des mesures plus précises : rétrécir les boucles, répéter plus de sites (amélioration de l'estimation de la dérive), améliorer la correction des effets de surcharge océanique. Sur ce point, Debeglia and Dupont (2002) proposent une méthode de « gravimétrie différentielle » qui améliore la détection de faibles variations de pesanteur. Plutôt que de corriger les effets de marée avec un modèle, ils sont mesurés avec un second gravimètre installé en station. Cela implique de faire des mesures dans un petit rayon autour de ce gravimètre permanent mais permet de mieux corriger les effets de marées et en particulier la surcharge océanique, importante à Taïwan. Il faut malgré tout aussi considérer les limites de l'instrument lui-même quant à sa capacité à détecter clairement quelques microgals de variations.

Nous allons maintenant revenir à AG03, AG06 et AG04 dont les variations (les plus fortes mesurées) vont être interprétées en termes d'érosion et de sédimentation. Nous reprendrons également les observations de gravimétrie relative de la chaîne centrale.

4.3 Observation de l'érosion et de la sédimentation par gravimétrie

4.3.1 Mise en évidence du phénomène

L'intérêt de ce paragraphe est d'expliquer les très fortes variations de pesanteur mesurées à certains sites, tant par gravimétrie absolue que relative. Ces variations atteignent plusieurs dizaines de microgals. C'est un signal très fort difficilement explicable par des redistributions d'eau ou des mouvements verticaux. Nous l'avons déjà constaté pour les sites AG03 (+50 μgal), AG04 (-10 μgal) et AG06 (+25 μgal). Par ailleurs notre méthode - l'estimation d'un modèle hydro-gravifique à partir des variations de pesanteur corrigées des mouvements verticaux du sol - déjà infructueuse pour les sites de gravimétrie relative dans l'est de la chaîne centrale (figure 4.18), le reste à l'ouest (figure 4.20).

Ces variations sont mesurées après le passage du typhon Morakot, en août 2009, qui a apporté de très fortes pluies et engendré d'importants glissements de terrains. Notre hypothèse est ici que ces variations de pesanteur sont liées à des phénomènes d'érosion et de sédimentation survenus à proximité des sites de mesure. L'analyse de l'indice topographique au niveau des sites fait ressortir ce lien (figure 4.21).

L'indice topographique i_x , initialement utilisé en hydrologie (e.g. Quinn et al., 1991),

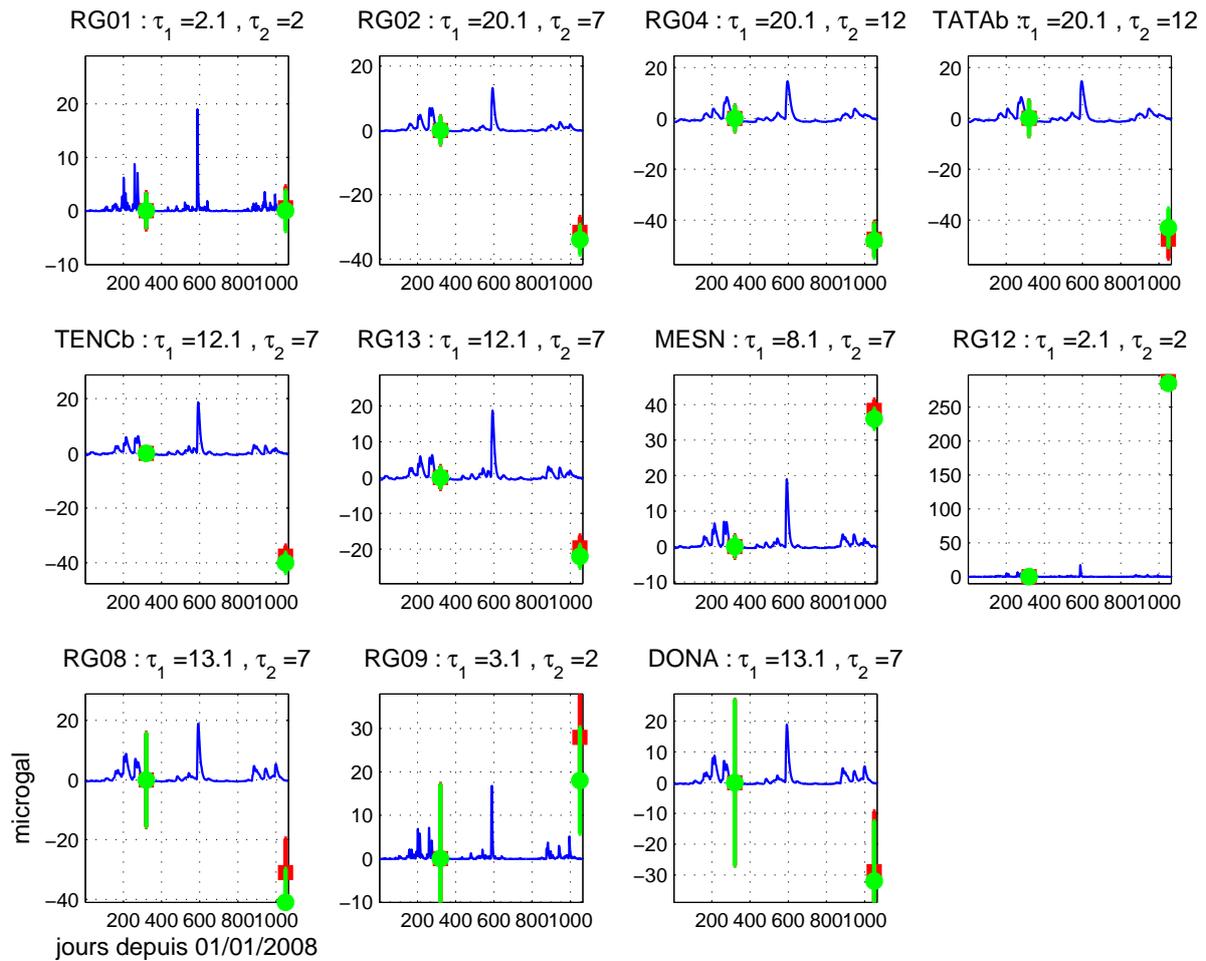


FIG. 4.20: Ajustement d'un modèle hydro-gravifique sur les variations de pesanteur mesurées par gravimétrie relative, sur les sites de l'ouest de la chaîne centrale. Elle n'est pas satisfaisante ici.

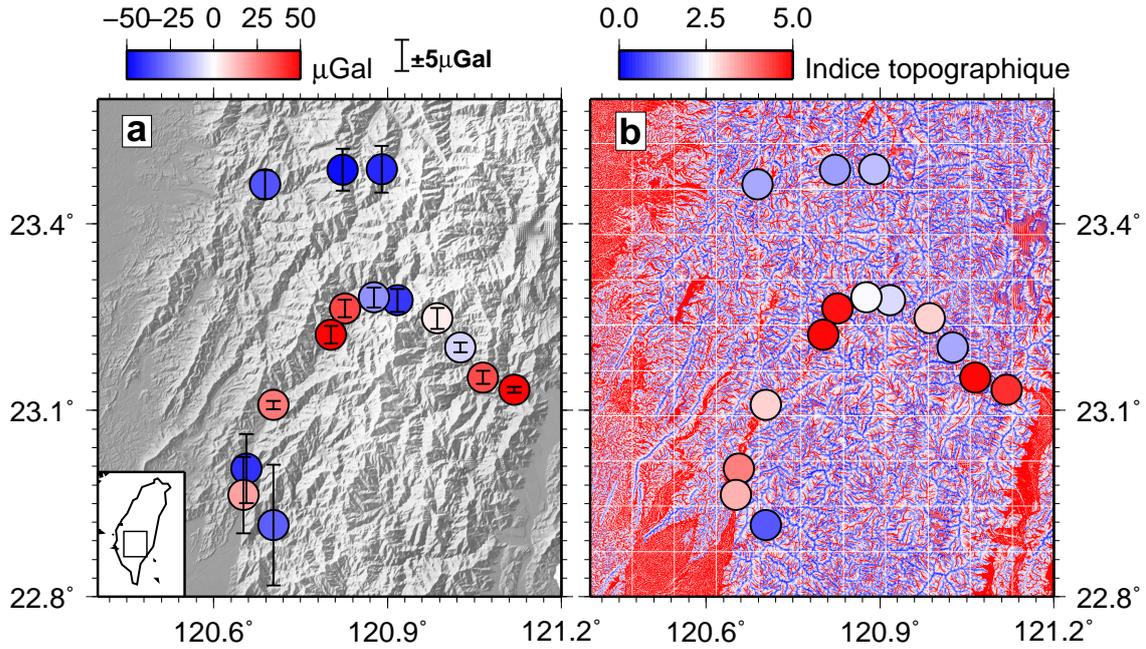


FIG. 4.21: Relation entre les variations de pesanteur mesurées entre 2010 et 2008 (a) et l'indice topographique aux mêmes lieux (b). Nous montrons les différences entre 2010 et 2008 car elles offrent une meilleure couverture de l'île.

quantifie la capacité d'un site à accumuler ou à perdre de la matière du fait de la topographie environnante. Il se calcule à partir d'un modèle numérique de terrain selon la relation :

$$i_x = \ln \left(\frac{a}{\tan \beta} \right) \quad (4.1)$$

où a représente la surface totale au dessus et connectée au point x et β est la pente en x . Nous utilisons des fonctions d'analyse de modèles numériques de terrain (Schwanghart and Kuhn, 2010)² pour le calculer. Un faible indice topographique est dû à une forte pente et à une faible surface arrivant d'altitudes plus hautes que x , c'est par exemple le cas sur les crêtes de montagne. Un fort indice topographique, à l'inverse se trouvera dans les fonds de vallées.

En comparant les figures 4.21 a et b, nous voyons que les fortes hausses de pesanteur apparaissent dans des lieux où il y a un fort indice topographique tandis que les fortes baisses sont liées aux faibles indices topographiques. C'est en accord avec notre hypothèse :

- un faible indice topographique marque des sites à fortes pentes où il est difficile d'accumuler de la matière : la topographie encourage le glissement de terrain et l'évacuation de son matériel, donc une perte de masses et une baisse de la pesanteur.
- un fort indice topographique marque des sites où la matière sera facilement accumulée, lors des coulées de boue notamment. Elles seront donc marquées par un gain de masses qui doit générer une augmentation de la pesanteur.

²<http://physiogeo.unibas.ch/topotoolbox/>

L'autre argument en faveur de notre hypothèse est la synthèse d'observations de terrains faites à proximité de certains des sites de mesure gravimétrique, en particulier AG06, AG03, AG04, RG08, RG09, RG12 et DONA. Quelques exemples sont regroupés dans la figure 4.22.

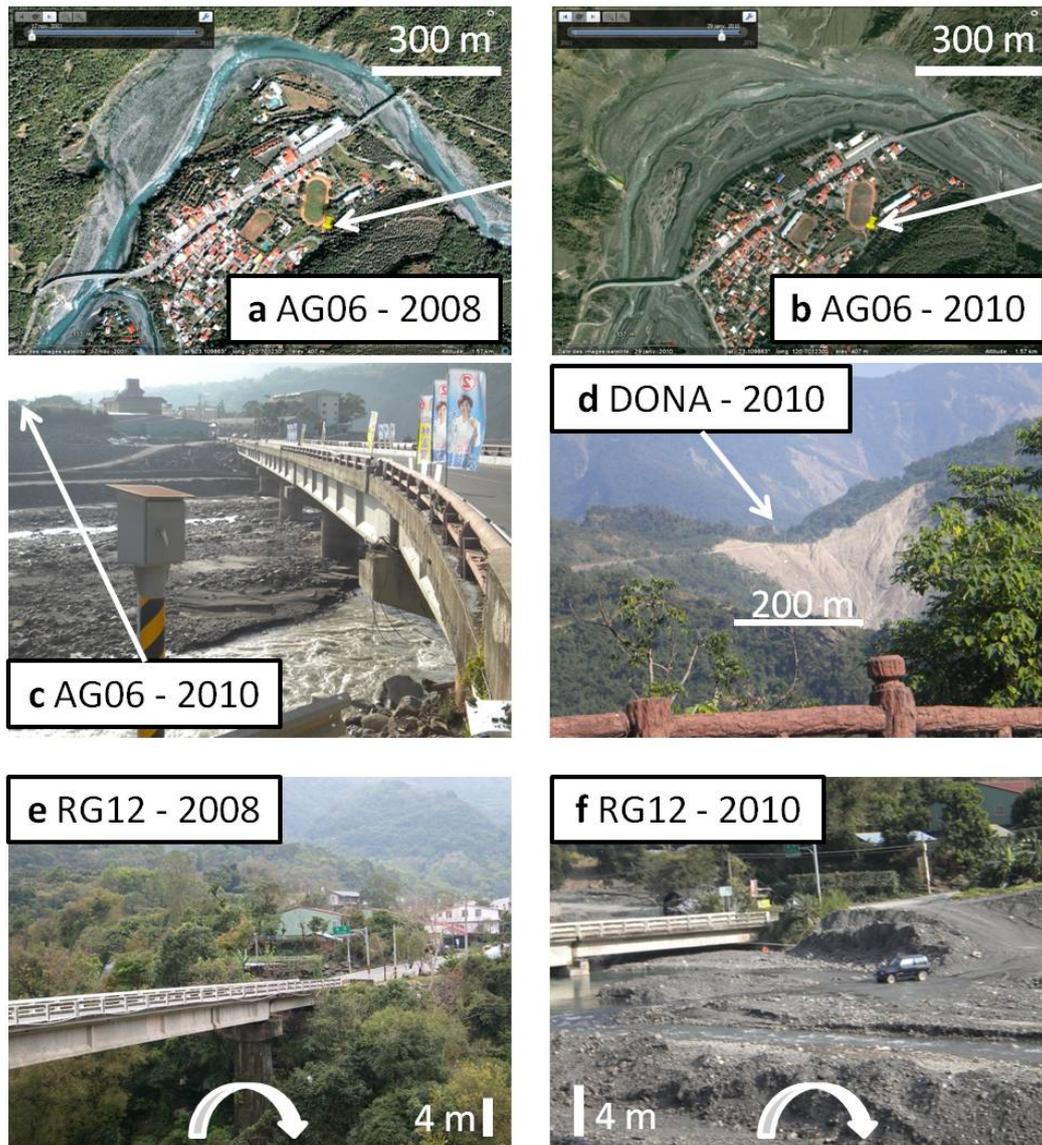


FIG. 4.22: Photographies de glissements de terrain ou de dépôts sédimentaires importants survenus entre 2008 et 2010. Les flèches blanches indiquent la position du site de mesure dont le nom est donné sur chaque image. Une flèche retournée indique que le site est derrière le point de prise de vue. Les figures a) et b) sont des images satellites accessibles avec Google Earth. Le lit a été rempli de sédiments, comme le montre également l'image c). d) est un glissement de terrain survenu derrière le site DONA. e) et f) montrent l'important dépôt mis en place au site RG12.

Dans ces conditions, sachant qu'un glissement de terrain s'est produit ou que des sédiments ont été déposés, nous pouvons, à partir de la variation de pesanteur mesurée, tenter d'en estimer la quantité.

4.3.2 Calcul des épaisseurs déposées ou érodées

Nous appliquons la méthode décrite au chapitre 3, paragraphe 3.7.2. Le principe est de déterminer la géométrie, en surface, du dépôt ou du glissement de terrain, à partir d'observations directes. Son épaisseur est alors testée jusqu'à ce que la masse ainsi déterminée génère une variation de pesanteur comparable à celle mesurée (aussi corrigée des mouvements verticaux du sol). Nous donnons dans la figure 4.23 les géométries des glissements de terrain que nous modélisons. Dans le cas des dépôts, plus on intègre d'espace autour

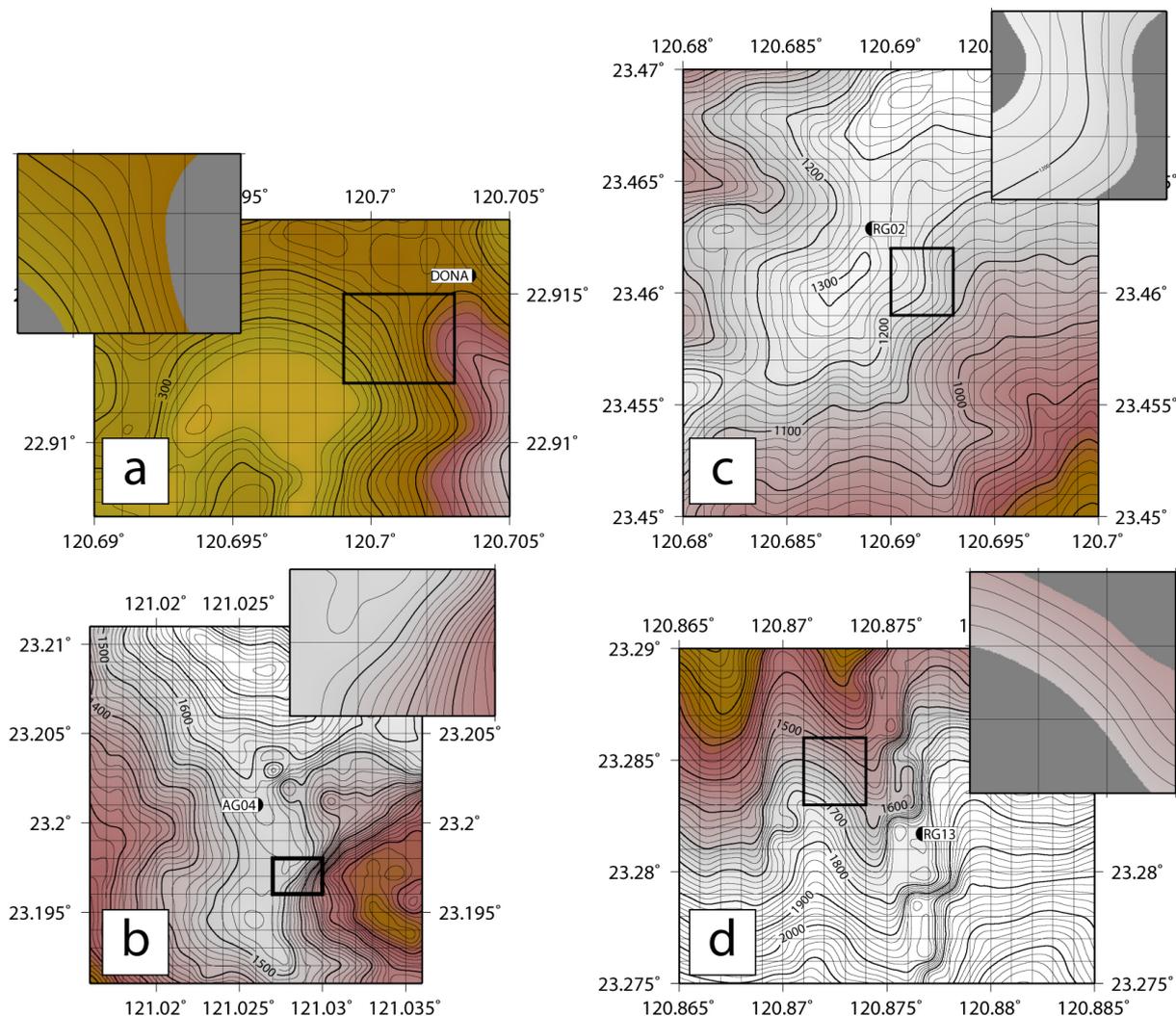


FIG. 4.23: Topographie et zone de glissement estimée (encadrée) pour a) DONA, b) AG04, c) RG02 et d) RG13. Dans les deux derniers cas, nous ne faisons que tester des possibilités car nous n'avons pas d'information visuelle sur ces glissements de terrain. Les encarts sont des agrandissements des zones encadrées. A DONA, nous limitons la surface qui a glissé entre deux altitudes, pour mieux représenter ce que nous avons vu sur place (figure 4.22 d).

du site et plus l'effet augmente jusqu'à ce que l'éloignement des nouvelles masses intégrées rende leur effet négligeable et que l'effet se stabilise. Pour les sites situés dans les fonds de vallées, cela se vérifie dès que l'on dépasse un rayon d'intégration de 1 km autour du

site. C'est cette valeur stable que nous comparons aux mesures.

En modélisant la géométrie du cours d'eau autour du site et en faisant varier l'épaisseur du dépôt et l'altitude du site par rapport au fond du lit (les paramètres les plus incertains), nous obtenons les variations de pesanteur théoriques regroupées dans les figures 4.24, 4.25 et 4.26. Les mêmes paramètres sont testés pour modéliser les glissements de terrains, à savoir l'épaisseur du glissement et l'altitude du site. Quand c'est possible nous utilisons les variations de pesanteur mesurées entre 2008 et 2009 puis entre 2009 et 2010 afin d'avoir un meilleur suivi des transferts de masses. La densité des terrains est fixée à 2500 kg m^{-3} . Les figures 4.24, 4.25 et 4.26 montre la non-unicité de nos solutions : plusieurs épaisseurs

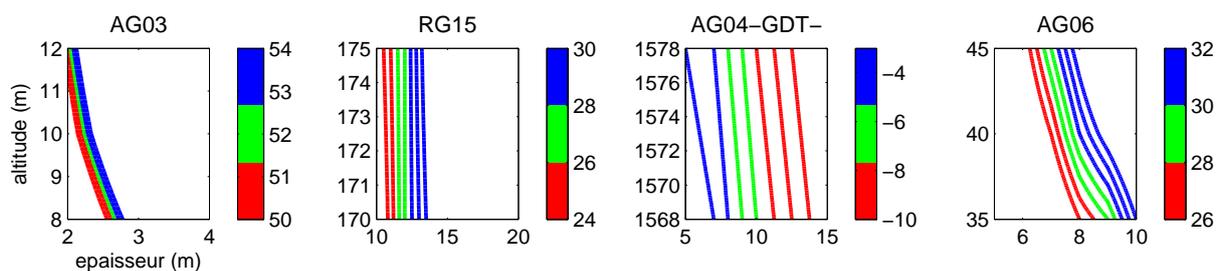


FIG. 4.24: Etude des variations de pesanteur mesurées entre 2008 et 2009 dans la chaîne centrale. Nous représentons les courbes d'effet gravimétrique constant en fonction de l'épaisseur du dépôt ou du glissement de terrain (en mètres) et de l'altitude du site par rapport à ce dépôt (en mètres). Quand il s'agit d'un glissement de terrain (initiales -GDT- après le nom du site), l'altitude est testée mais il s'agit de l'altitude « vraie » du site c'est-à-dire celle donnée par le modèle numérique de terrain et plus celle par rapport à la base glissement, car le glissement est aussi calqué sur ce modèle numérique de terrain. L'échelle de couleur est centrée sur la variation de pesanteur mesurée et est limitée par l'erreur sur cette mesure.

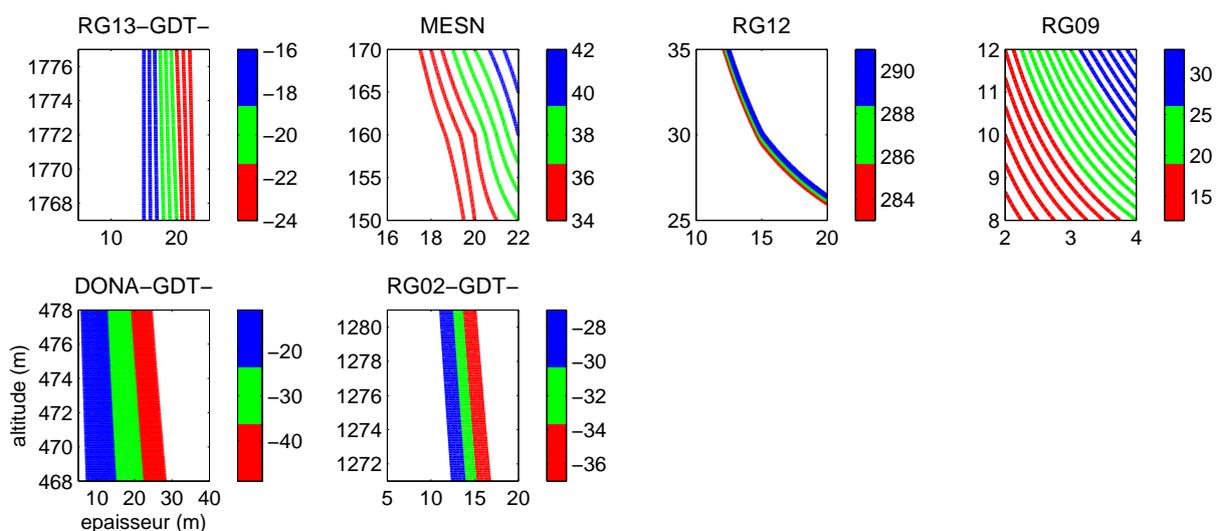


FIG. 4.25: Même représentation que dans la figure 4.24, pour les variations mesurées entre 2008 et 2010.

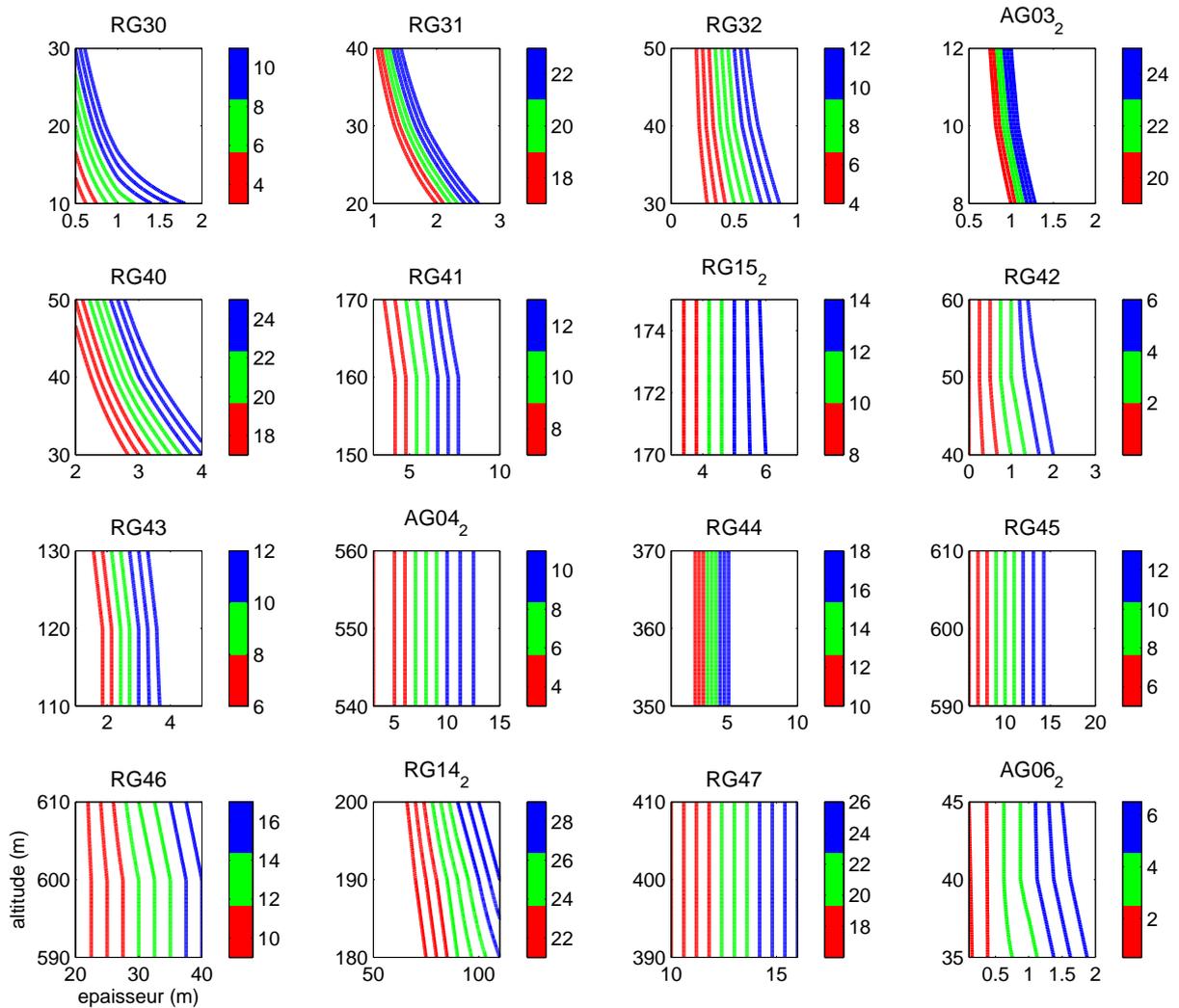


FIG. 4.26: Même représentation que dans la figure 4.24, pour les variations mesurées entre 2009 et 2010. L'indice "2" à certains sites signifie : deuxième mesure après Morakot.

peuvent expliquer les données car tous les autres paramètres qui interviennent ne sont pas parfaitement contraints. Les calculs précédents sont en effet soumis à des incertitudes. L'estimation de la géométrie en surface dépend de notre habileté à la définir car nous n'avons pas d'autres données que des images. Nous faisons également une approximation sur la géométrie en profondeur, puisque nous ne faisons que projeter la géométrie en surface, jusqu'à une certaine profondeur, sans considérer la forme profonde du dépôt ou du glissement. Le positionnement du site de mesure par rapport au dépôt ou à la zone effondrée est aussi incertain. Nous voyons que pour RG12 ou RG09, très proches du dépôt, son épaisseur varie rapidement pour une même variation de pesanteur. Enfin cette dernière est également une source d'incertitude. D'une part du fait de l'erreur de mesure (exemple à RG09 et DONA qui ont de fortes erreurs de mesure). D'autre part parce que l'effet du glissement de terrain ou du dépôt devient difficile à séparer de l'hydrologie locale et des mouvements verticaux du sol. Nous pouvons toujours estimer les effets des mouvements du sol à partir des GPS mais l'hydrologie locale reste un signal potentiel de plusieurs microgal qui faussera d'autant l'estimation de la quantité de matériaux.

4.3.3 Synthèse

4.3.3.1 Sédimentation

La figure 4.27 regroupe les épaisseurs de matériaux déposés pour chaque site où nous sommes en mesure de l'estimer.

Il faut rappeler que nous modélisons ici des dépôts dans des lits de rivières à partir de la géométrie de celles-ci. Or au paragraphe 1.5.2.2, nous avons fait une distinction entre les dépôts d'un glissement de terrain et les dépôts d'une coulée de boue :

- Un glissement de terrain crée un dépôt local, dont la forme est contrainte par le relief local.
- Une coulée de boue redistribue les matériaux d'un glissement de terrain dans les lits de rivières. Leurs dépôts suivent alors la géométrie des lits des cours d'eau.

Au milieu de la chaîne centrale, il est probable que nos variations de pesanteur intègrent aussi des glissements de terrains. Ce ne sont pas nécessairement des pertes de masses (un glissement se produisant sur le flanc opposé d'un site de mesure va augmenter la valeur de la pesanteur à ce site). Les épaisseurs estimées entre RG47 et RG46 sont alors douteuses, principalement parce que l'hypothèse d'un dépôt uniquement dans les lits de rivières ne tient pas compte de ces possibles dépôts locaux provenant de glissements de terrains.

Pour les autres sites, nous voyons une tendance globale à l'amincissement des dépôts du centre de la chaîne vers les milieux distaux. Cela reflète plus l'élargissement des cours d'eau accueillant ces dépôts qu'une baisse de volume des dépôts car les variations de pesanteur ne suivent pas cette tendance (figure 4.27 c).

Il est aussi intéressant de noter la hausse de pesanteur entre 2009 et 2010, cependant

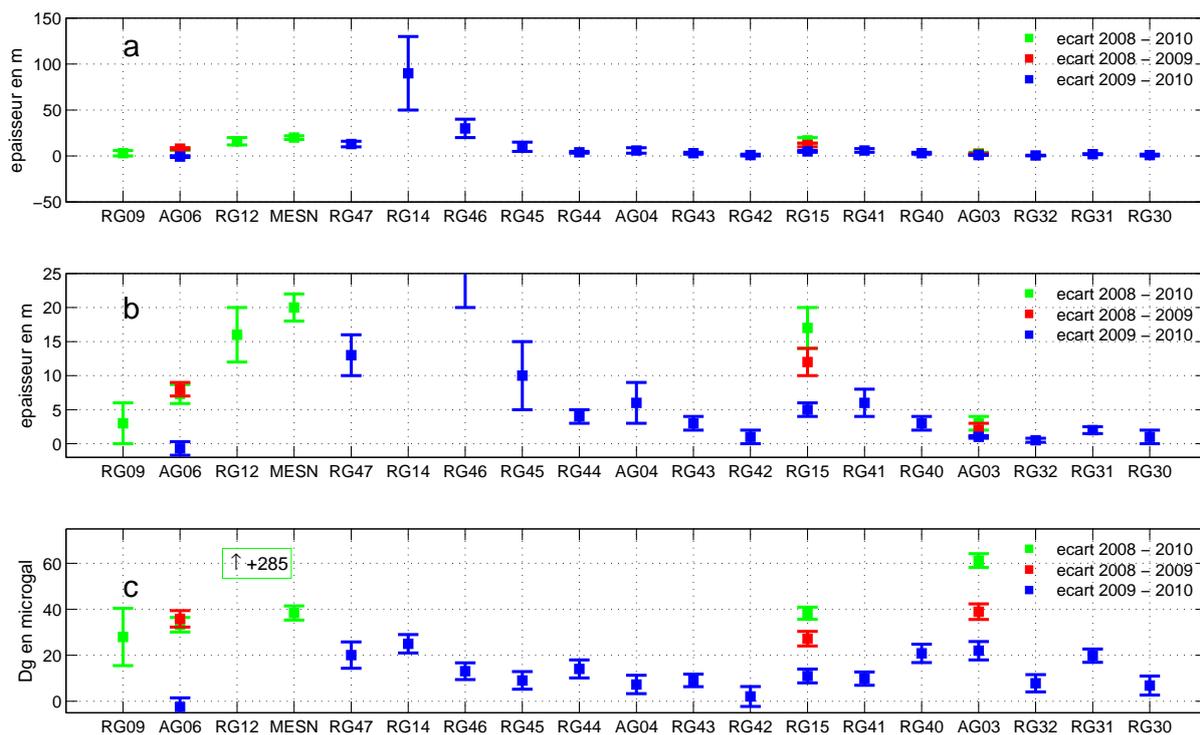


FIG. 4.27: Représentations des épaisseurs de dépôt estimées à partir des variations de pesanteur observées entre les différentes campagnes de mesures. Les stations sont représentées d'ouest en est à travers Taïwan. b) est un agrandissement de a). Le centre de la chaîne centrale se situe entre MESN et RG47. Les barres d'erreurs sont estimées à partir des gammes d'épaisseurs possibles pour chaque site (figure 4.24 à 4.26), considérant les incertitudes sur la variation de pesanteur et l'altitude du site de mesure par rapport à la masse déplacée. c) Rappel des variations de pesanteur associées.

plus faible qu'entre 2008 et 2010 (quand les mesures permettent de le comparer, c'est à dire AG03 et RG15). Nous l'avons déjà relevé dans le paragraphe 4.2.2. Les observations de la rivière Peinan au site AG03 (figure 4.28) semblent indiquer qu'il faut encore voir là l'effet de dépôts sédimentaires.

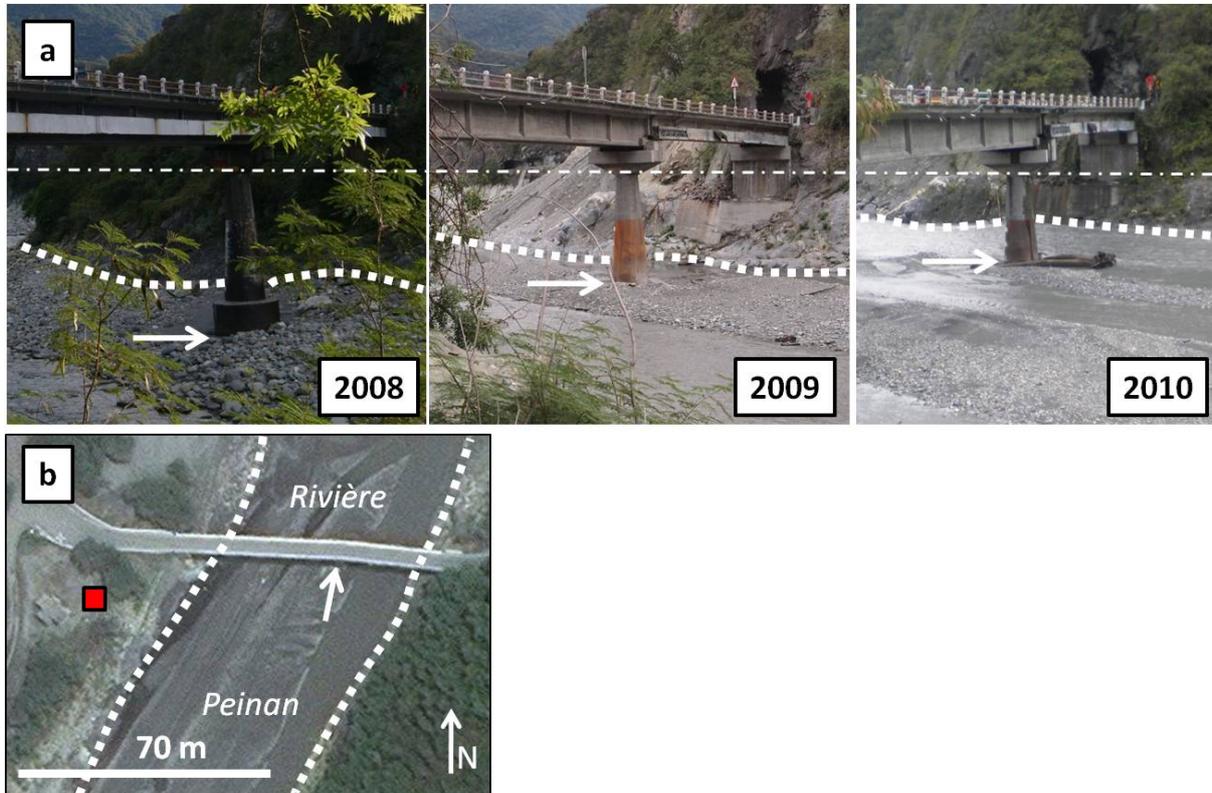


FIG. 4.28: a) Épaississement des dépôts dans la rivière Peinan, au niveau de AG03, de 2008 à 2010. Le trait tiré-pointillé marque le même niveau sur chaque photographie, à la même échelle au niveau du pylône. Le trait pointillé marque le niveau du lit. La flèche indique le contact pylône/dépôt. La barrière du pont fait environ 1 m de haut. La montée du niveau entre 2009 et 2010 se remarque aussi sur la berge en arrière plan du pylône. b) Localisation générale de AG03 (carré rouge), d'où sont prises les photographies a) (image Google Earth). La flèche indique la position du pylône visible sur a).

Ces seconds dépôts ont deux origines possibles :

1. Morakot a généré de nombreux glissements de terrains en 2009 qui sont devenus des sources sédimentaires présentes dans les fonds de vallées. Mais le seul épisode pluvieux de 2009 n'a pas suffi à lessiver toute cette matière. En 2010, lors des fortes pluies, elle a été mobilisée à nouveau et redistribuée le long du lit, par dessus les précédents. Si cette hypothèse est juste, la pesanteur au niveau de nos sites de mesure devrait augmenter jusqu'à ce que la source sédimentaire (le glissement de terrain initial) ait disparu ou que le volume de sédiments transporté devienne inférieur à celui érodé sur place.
2. Les typhons de la saison 2010 qui ont eux aussi généré des glissements de terrain et qui impliquent de nouveaux dépôt dans les lits des cours d'eau.

La masse du glissement de terrain est donc transférée de la montagne jusqu'à la mer, de façon saccadée, suivant les saisons des pluies. Il est possible de mesurer ce transfert par gravimétrie pourvu que les sites soient à proximité du lit. Il faudrait connaître les prochaines variations de pesanteur le long des lits pour savoir si nous voyons le transfert des matériaux érodés en grande quantité par Morakot ou le passage continu de matériaux nouvellement érodés, chaque saison. Sur ce point nous pouvons reprendre les variations mesurées à AG03, en particulier la baisse de pesanteur mesurée entre 2006 et 2008, que nous n'avions pas réussi à expliquer par la pluviométrie. La *Water Resources Agency* a équipé le pont au dessus de la rivière Peinan d'un radar permettant de suivre le niveau de l'eau passant au dessous de lui. Nous calculons les effets de cette variation sur la pesanteur et synthétisons les résultats dans le tableau 4.2, tout est comparé par rapport aux mesures de 2006. Bien que nous connaissions les variations de niveau, nos modélisations

Année	ΔH_{eau} m	Δg_{obs} μgal	Δg_{th} μgal
2007	-1.8	-6.9 ± 3.6	-17/-13
2008	-2.2	-15.2 ± 3.1	-22/-16
2009	3	39.0 ± 3.4	25/21

TAB. 4.2: Variations du niveau d'eau ΔH_{eau} observé à côté de AG03 et effets gravimétriques mesuré Δg_{obs} et théorique Δg_{th} . L'effet théorique est calculé à partir de la forme du lit et de la variation de niveau pour un site situé à 10m/8m du niveau en 2006. On ne calcule l'effet que pour des variations d'épaisseur d'eau (masse volumique 1000 kg m^{-3}).

n'expliquent pas très bien les variations de pesanteur mesurées. Une première raison est que le niveau mesuré sous le radar n'est pas celui sur toute la rivière car certaines portions du lit sont émergées. De plus le niveau de la rivière peut changer parce qu'il y a plus d'eau ou parce que le fond du lit est surélevé par des dépôts. Dans ce dernier cas, nous ne pouvons plus considérer que des variations d'épaisseur d'eau mais un mélange eau/sédiments. Les ordres de grandeur que nous modélisons sont compatibles avec ceux mesurés mais dans le détail il semble qu'il ne faille ni considérer une variations d'épaisseur constante sur toute la largeur du lit, ni une variation d'épaisseur que d'eau ou de sédiments. Cette critique est valable pour tous les sites que nous avons étudié et où ne considérons qu'un dépôt de sédiments alors que la hauteur d'eau participe aussi à la variation de pesanteur.

4.3.3.2 Erosion

Nous supposons que les variations de pesanteur mesurées à RG02, RG04, TATAB, DONA, RG08, RG13, TENCb, AG04 et RG14 marquent l'existence de glissements de terrains dans les environs de ces sites. Cependant nous ne pouvons le vérifier visuellement qu'à DONA et AG04 où nous estimons que les glissements atteignent une dizaine de

mètres d'épaisseur. Ces valeurs peuvent être replacées dans des lois d'échelle géométrique de glissements de terrain telles que celles de Larsen et al. (2010).

Aux autres sites, compte tenu de leur localisation, des glissements de terrains sont possibles mais leur modélisation est aléatoire car nous n'avons pas d'indication sur leur position ou leur surface. Nous pouvons tester, de façon complètement arbitraire, des glissement de terrains. Nous l'avons fait à RG02 et RG13 en considérant des surfaces similaires à ceux de DONA et AG04. Nous modélisons des épaisseurs d'une quinzaine de mètres, invérifiables sans autres informations. Pour AG04 et RG14, mesurés lors de chaque campagne, nous voyons que la baisse de pesanteur entre 2008 et 2009 n'a pas d'empreinte dans la mesure de 2010, puisque sa valeur augmente de nouveau. Cela signifie que le signal gravimétrique d'un glissement de terrain peut être par la suite masqué par des dépôts sédimentaires d'une autre origine. Nous retrouvons ici l'ambiguïté déjà abordée dans le paragraphe précédent sur la sédimentation. Pour bien estimer les quantités de matériaux déplacées dans le centre de la chaîne il faudrait recenser précisément le sites où un glissement s'est produit. Les variations mesurées sont la résultante de gains et de pertes de masses alors que nos modélisation considèrent qu'un gain de masse est l'effet d'un dépôt seul et une perte de masse est l'effet d'un glissement de terrain seul.

Le site RG08, que nous n'avons pas encore étudié, est un bon exemple de cette ambiguïté. Il est situé au bord de la rivière Kaoping, juste à côté du lit. Cette rivière a été fortement remplie entre 2008 et 2010, comme nous l'avons déjà vu aux sites AG06 et RG09. Mais dans le même temps, la berge juste à côté du site de mesure RG08 s'est effondrée (figure 4.29). La baisse significative de la pesanteur mesurée à RG08 ($-31 \pm 16 \mu\text{gal}$) est la somme d'une baisse due à l'effondrement et d'une hausse due au dépôt. On peut en effet calculer qu'un dépôt de 3 m dans la rivière, vraisemblable à cet endroit, engendre une hausse de $10 \mu\text{gal}$ à RG08. Nous n'allons pas plus loin dans l'explication de cette baisse de pesanteur car nous avons trop de paramètres peu contraints, d'autant plus que la proximité de l'effondrement a aussi pu déformer les abords du site de mesure. Il est cependant certain que les deux effets jouent ici et que ce type de situation est probable près d'autres site de mesure.

4.3.4 Perspectives

Les variations de pesanteur que nous mesurons dans la chaîne centrale et à proximité des cours d'eau semblent pouvoir s'expliquer par des transferts de masses superficiels dus à l'érosion et la sédimentation des matériaux de l'orogène. Nous avons donc accès, avec des mesures gravimétriques répétées dans le temps, à la quantification de ces processus. C'est intéressant car cette méthode peut compléter les mesures de charge sédimentaire dans les rivières (e.g. Dadson et al., 2003; Fuller et al., 2003) pour l'évaluation des taux d'érosion. Cependant ce type d'observation n'était pas initialement prévu dans le projet AGTO et

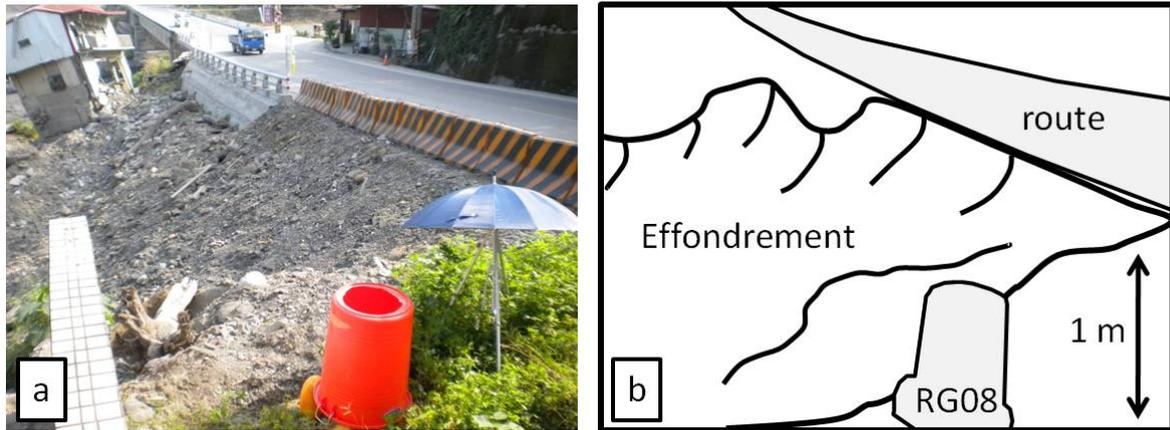


FIG. 4.29: a) Photographie de l'effondrement de la berge à côté du site RG08 et b) interprétation.

notre protocole d'acquisition devrait être modifié pour améliorer la quantification de ces phénomènes.

Une première amélioration consisterait à faire des mesures plus locales autour d'un dépôt, en faisant varier la distance et l'altitude à laquelle sont faites les mesures par rapport à ce dépôt. Cela permettrait de mesurer son effet depuis des points de vue différents, afin de mieux contraindre sa géométrie profonde. Le fait que l'extension du dépôt en surface soit visible, donc proprement mesurable, est ici un avantage important : une les limites du volume est correctement contrainte. La densité est également un paramètre à tester dans ces configurations, ou à déterminer indépendamment. L'intérêt de ces dépôts est la rapidité avec laquelle ils évoluent en générant des signaux importants. Quelques années de mesures doivent ainsi permettre de suivre leurs transferts de masses.

Dans les sites plus au centre de la chaîne, l'utilisation de photographies aériennes ou d'images satellites prises annuellement seront utiles à l'identification et la localisation des glissements de terrains s'étant produits entre deux campagnes, donc à une meilleure estimations des quantité de masses déplacées. Il s'agit ici de pouvoir tenir compte de dépôts importants mais très locaux, qui ne sont pas distribués le long des cours d'eau.

Enfin la fiabilité des estimations de l'érosion et de la sédimentation sera améliorée en tenant compte de l'hydrologie locale. Elle peut en effet générer plusieurs microgals d'effets, et autant d'erreur sur la quantification des masses déposées ou érodées. Cela impose au moins de répéter les mesures plus souvent dans l'année.

4.4 Autres sources de variations de pesanteur

Les variations de pesanteur que nous n'avons pas étudiées sont celles situées entre les contreforts occidentaux et la plaine côtière et observées par gravimétrie relative. Nous les discutons dans ce paragraphe, en restant prudent toutefois car la plupart d'entre elles ne

sont pas très significatives.

4.4.1 Le séisme de Jiashian

Les sites entre AG07 et AG06 traversent la zone qui a été la plus affectée par le séisme de Jiashian du 4 mars 2010 (figure 4.30).

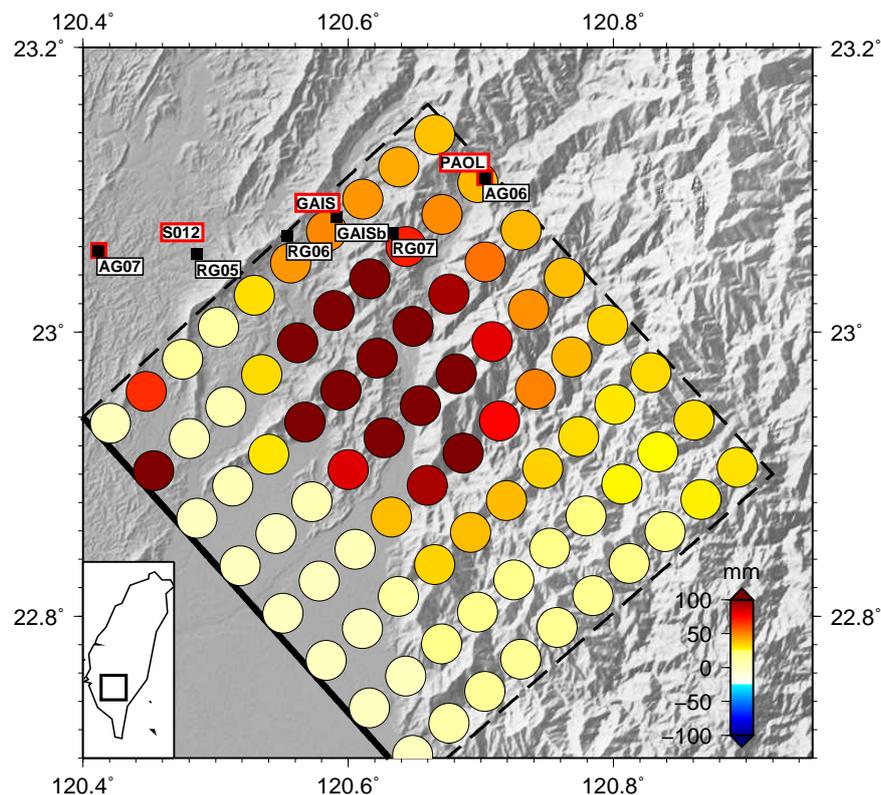


FIG. 4.30: Localisation générale des sites d'étude et modèle de glissement sur la faille (chevauchement) responsable du séisme de Jiashian, d'après Ching et al. (2010). Les pastilles de couleur renseignent sur le déplacement horizontal de chaque élément de la faille (un tous les 5 km), globalement vers l'ouest. Le plan de faille est projeté en pointillés sur la surface. Son pendage est de 40° vers l'est. Le segment proche de la surface est en trait noir épais. Les noms encadrés en rouge sont des stations GPS permanentes, ceux en noir sont les sites de mesure de la pesanteur.

Pour étudier son effet potentiel, nous utilisons le modèle de glissement cosismique proposé par Ching et al. (2010). A partir du programme de déformation de Wang et al. (2006a), déjà utilisé au paragraphe 3.4.2.1, les déplacements du sol générés par ce séisme sont modélisés (nous ne faisons cette fois pas intervenir de relaxation viscoélastique).

Reprenons nos observations. Nous avons vu au paragraphe 4.2.2 que les variations à AG07 s'expliquaient mieux si nous ne considérons que la surrection intersismique de sa région, sans faire intervenir la déformation cosismique due à Jiashian. Le modèle de

Ching et al. (2010) retourne une surrection de 5 mm à cet endroit, soit une baisse de pesanteur de $1 \mu\text{gal}$ entre 2009 et 2010. Si nous reprenons la figure 4.14, cette baisse n'est pas vérifiable du fait de l'erreur de mesure mais elle reste compatible avec le modèle que nous avons proposé (surrection intersismique et hydrologie locale). Pour AG06, nous mesurons une baisse de $2.5 \pm 3 \mu\text{gal}$. A cet endroit, nous sommes parfaitement colocalisés avec la station GPS PAOL qui ne mesure pas de déformation cosismique (figure 4.31 a). Le modèle de cette déformation en revanche n'est pas très fiable ici puisque il suggère une

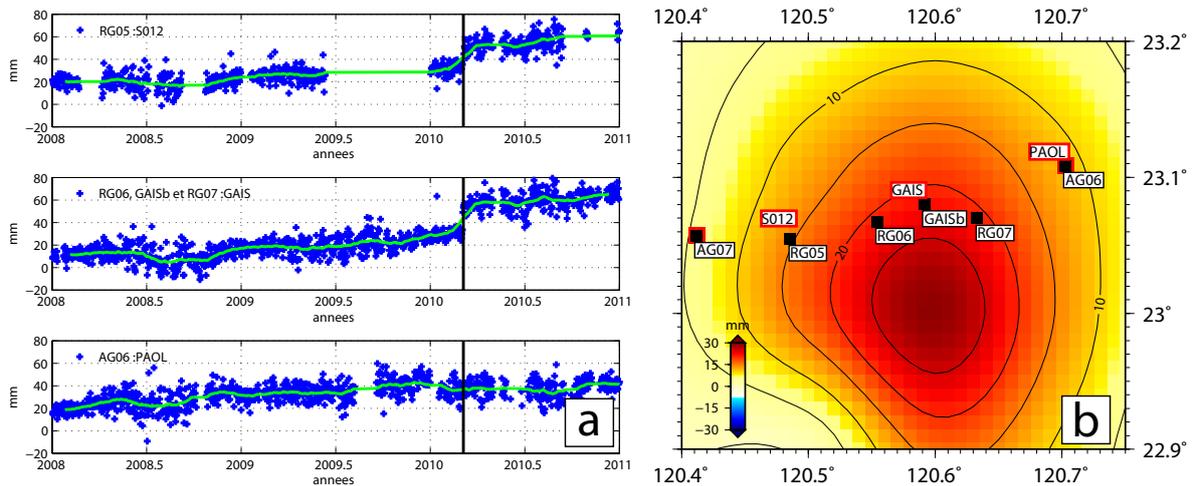


FIG. 4.31: a) *Mouvements verticaux du sol mesurés par GPS aux stations S012, GAIS et PAOL.* b) *Déplacement vertical cosismique calculé à partir du modèle de glissement cosismique de Ching et al. (2010) et du programme de Wang et al. (2006a).*

surrection de 11 mm (figure 4.31 b). Nous préférons donc nous en tenir aux mesures GPS. La baisse de pesanteur entre 2009 et 2010 n'est pas significative étant donnée la précision des mesures. Par ailleurs il faut tenir compte des dépôts mis en place à proximité dans la rivière Kaoping qui rajoutent encore des doutes sur le contenu de cette variation : quelles sont la part du remaniement de ce dépôt (d'autant que des bennes travaillent à l'enlever) et, comme toujours, la part de l'hydrologie locale à ce point ? Concernant le séisme, la station PAOL semble ne rien mesurer.

Nous allons maintenant considérer les sites relatifs RG05, RG06, GAISb et RG07 dont deux (RG05 et GAISb) sont colocalisés avec des stations GPS. Comme ils n'ont été mesurés qu'en 2008 et 2010, nous devons prendre en compte la surrection intersismique et le glissement cosismique. Les résultats sont regroupés dans le tableau 4.3

Nous observons bien une baisse de la pesanteur, significative seulement à RG07, en accord avec le modèle des déplacement verticaux. Les amplitudes sont cependant différentes, et nous pouvons à nouveau faire intervenir l'hydrologie locale pour les rapprocher. Mais notre modélisation par la pluviométrie n'est pas totalement satisfaisante (figure 4.32).

Nous ne pouvons pas faire de conclusion claire ici puisque les variations mesurées ne sont pas significatives. Au seul site où elle l'est (RG07), il y a un écart de $4 \mu\text{gal}$ entre le modèle et les données. Le plus vraisemblable est qu'il soit dû à l'hydrologie locale mais

Site	ΔZ mm	Δg_{th} μgal	Δg_{obs} μgal	COS_{obs} (GPS utilisé) mm	COS_{mod} mm
RG05	39 ± 2	-7 ± 5	-7.7	16 (S012)	14.6
RG06	50 ± 2	-3 ± 4	-9.9	22 (GAIS)	21.1
GAISb	50 ± 2	-2 ± 4	-9.9	22 (GAIS)	21.7
RG07	50 ± 2	-6 ± 2	-9.9	22 (GAIS)	21.1

TAB. 4.3: *Mouvements verticaux du sol et variations de pesanteur aux sites de mesure relative. ΔZ est la variation d'altitude entre les deux mesures de 2008 et 2010 (positive vers le haut), Δg_{th} est la variation théorique qui existerait en prenant l'effet $-0.197 \mu\text{gal mm}^{-1}$ et Δg_{obs} est la variation mesurée. Les colonnes COS_{obs} et COS_{mod} sont uniquement les mouvements cosismiques observés par GPS et modélisés. Nous voyons que les mouvements cosismiques mesurés à GAIS peuvent être utilisés à RG06 et RG07. Nous supposons que cette propriété peut s'étendre aux mouvements intersismiques.*

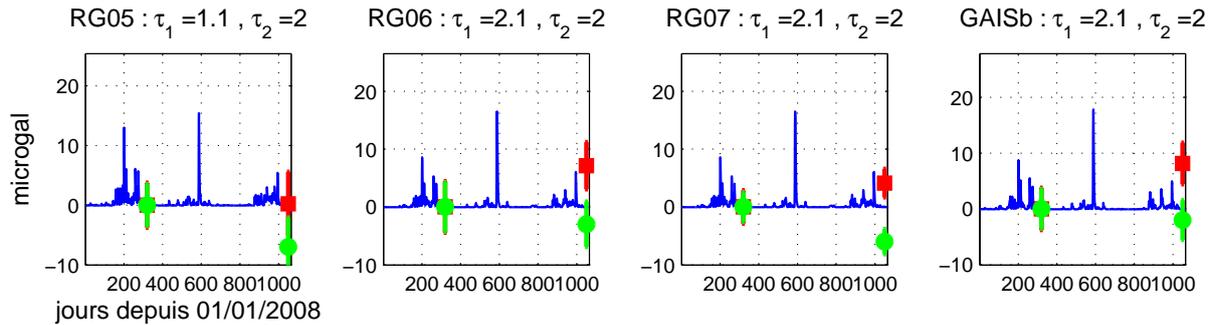


FIG. 4.32: *Ajustement d'un modèle hydro-gravifique à partir des précipitations et des variations de pesanteur corrigées des mouvements verticaux du sol sur les sites RG05 à RG07. Les variations brutes sont en vert et celles corrigées des mouvements verticaux du sol sont en rouge. Le modèle hydro-gravifique local issu des données de pluviométrie est en bleu.*

notre simple modélisation par l'étude de la pluviométrie n'est pas capable de le confirmer. De plus, il existe un lien entre le niveau de l'eau du sol et les séismes (e.g. Wang and Manga, 2010). Cela a aussi été observé à Taïwan lors du séisme de Chi-Chi (e.g. Lee et al., 2002; Wang et al., 2001). Nous savons que Morakot a apporté de fortes pluies, 7 mois avant le séisme de Jiashian, et que la faille responsable se situe dans une région ayant été très touchée par ces pluies (Hsu et al., 2011; Ching et al., 2010). L'hydrologie locale autour de Jiashian peut donc avoir été influencée par le séisme, indépendamment de la pluviométrie qui est cependant la seule observation que nous utilisons.

4.4.2 Phénomènes anthropiques côtiers

Nous mesurons enfin une hausse de pesanteur forte au nord de AG07, dans la plaine côtière, aux sites ICHU, TUNS, KULN et SJPU. Elle est accompagnée de fortes erreurs de sorte que seule la variation à SJPU est significative ($+57 \pm 10 \mu\text{gal}$). Nous reprenons notre méthode d'ajustement de l'hydrologie locale mais elle ne donne rien, comme nous pouvions le prévoir étant donnée l'amplitude de variations (figure 4.33). Cette hausse de

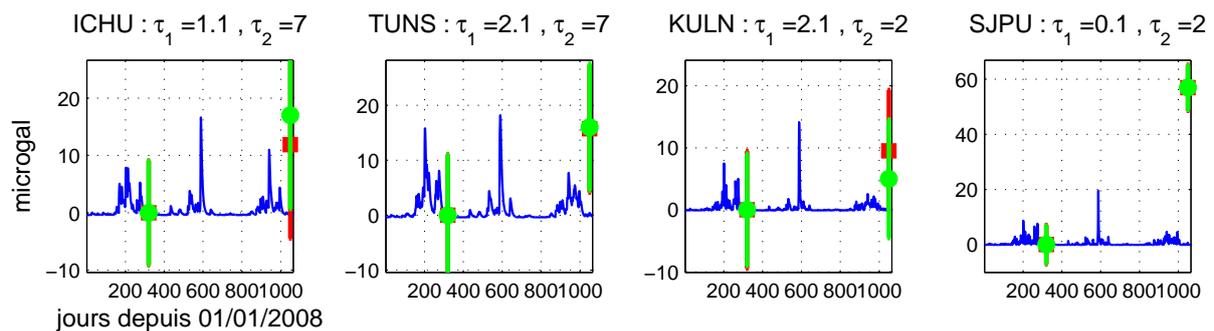


FIG. 4.33: Ajustement d'un modèle hydro-gravifique à partir des précipitations et des variations de pesanteur corrigées des mouvements verticaux du sol sur les sites TUNS, KULN, SJPU et ICHU. Les variations brutes sont en vert et celles corrigées des mouvements verticaux du sol sont en rouge. Le modèle hydro-gravifique local issu des données de pluviométrie est en bleu.

pesanteur était à première vue intéressante car, comme nous l'avons décrit au chapitre 1, la plaine côtière connaît une subsidence importante. Néanmoins d'après les mesures GPS, seul ICHU l'enregistre. Donc cette subsidence n'est pas nécessairement une explication. Il existe en revanche dans cette région des aquifères souterrains (Hsu, 1998) que nous ne modélisons à aucun moment. La modélisation de l'hydrologie locale à partir des pluies ne reflète qu'un comportement très simplifié de charge et de décharge de l'eau du sol. Il serait intéressant de savoir comment ces aquifères ont réagi aux intenses apports d'eau du typhon Morakot qui ont inondé tout le sud de l'île. Néanmoins le rattachement à la gravimétrie restera difficile car les mesures de pesanteur dans cette zone sont toujours très bruitées.

4.5 Conclusion

Dans ce chapitre nous avons proposé une interprétation aux variations de pesanteur mesurées par gravimétrie absolue et relative. Nous avons tenu compte des différents phénomènes susceptibles de générer des variations de pesanteur, décrits dans le chapitre 3. Les deux plus intéressants sont les mouvements verticaux du sol et le couple érosion - sédimentation.

Les variations de pesanteur mesurées dans les zones présentant de forts taux de surrection peuvent être expliquées à partir des mouvements verticaux du sol mesurés par des stations GPS proches et du rapport théorique $\frac{\Delta g}{\Delta h} = -0.197 \mu\text{gal m}^{-1}$ d'élévation. La rapidité de cette surrection (jusqu'à plus de 1 cm a^{-1}) rend possible cette observation. Les sites AG2b et AG07 sont les deux meilleurs exemples de cette observation. Cela fait de la chaîne côtière et des contreforts occidentaux de bons sites d'accueil pour étudier plus en détail les variations de pesanteur en fonction des mouvements du sol. Il faut noter que notre approche ne permet pas d'accéder à tout le potentiel des mesures gravimétriques. Il est intéressant de confirmer l'existence d'une surrection avec la baisse de pesanteur. Mais à terme l'intérêt sera de déterminer le rapport $\frac{\Delta g}{\Delta h}$ à partir des mesures indépendantes de Δg et Δh , afin d'en extraire une information sur les redistributions de masses qui existent sous le point de mesure (en l'occurrence la chaîne côtière ou les contreforts occidentaux).

Dans la chaîne centrale (sites AG03, AG04 et AG06), les fortes variations de pesanteur mesurés sont reliées aux transferts de masses provoqués par les glissements de terrains et les coulées de boue. Nous avons estimés des épaisseur de dépôt et de glissement de terrains à travers l'ensemble de l'orogène. Ces estimations sont encore grossières mais pourraient être améliorées en augmentant la densité spatiale des mesures et en ayant un catalogue détaillé des différents glissements de terrains et coulées survenus. L'amplitude des variations de pesanteur due à ces phénomènes est suffisante pour que les mesures relatives soient interprétées sereinement.

Aux autres sites, ne présentant ni forts mouvement verticaux ni glissements de terrains, l'origine des variations de pesanteur est vraisemblablement la redistribution saisonnière des masses d'eau autour des sites. Nous avons tenu compte de l'hydrologie locale à partir des données de pluviométrie et d'un modèle simple de charge et de décharge en eau du sol. Il est impossible de le valider ou de le contraindre proprement avec une seule mesure par an. Des mesures pendant la saisons des pluies seraient utiles (mais difficiles). Les sites les plus en accord avec cette approche sont AG2a et AG2b. Ce dernier a l'intérêt d'être mieux expliqué en tenant compte à la fois des mouvements du sol et de l'hydrologie locale : le fait de devoir tenir compte des mouvements verticaux du sol pour faciliter l'ajustement d'un modèle hydro-gravifique semble être un début de validation de cette approche.

Conclusion générale

Dans cette thèse, nous nous sommes intéressés aux variations temporelles de pesanteur mesurées à Taïwan. L'objectif était double car il s'agissait

1. de comprendre ces variations de pesanteur, donc de séparer les différents phénomènes qui y participent,
2. de déterminer en quoi ces variations de pesanteur apportent une information nouvelle au sujet de l'orogénèse taïwanaise.

Nous synthétisons ici nos résultats.

L'importance de l'hydrologie, des mouvements verticaux du sol et de l'érosion - sédimentation

Nous avons considéré que 3 phénomènes devaient être responsables des variations de pesanteur à Taïwan :

1. la tectonique
2. l'hydrologie
3. l'érosion - sédimentation

La tectonique regroupe à la fois les déformations du sol et les transferts de masses profonds, tous les deux provoqués par la convergence rapide de la plaque de la mer des Philippines vers la plaque Eurasie. L'hydrologie correspond aux effets de la redistribution des masses d'eau présentes autour du site de mesure. L'érosion et la sédimentation correspondent aux conséquences des glissements de terrains, fréquents à Taïwan, et qui mettent en jeu de très grandes quantités de matière, notamment du fait du typhon Morakot, en août 2009.

Pour quantifier ces effets, nous avons utilisé les résultats d'autres mesures réalisées à Taïwan.

Le dense réseau de GPS permanents maintenu sur l'île permet le suivi des déplacements du sol à proximité de la majeure partie de nos sites de mesures gravimétriques. Ces déplacements du sol sont la conséquence à la fois d'effets climatiques saisonniers (en particulier l'hydrologie) et d'effets tectoniques (surrection ou subsidence de certaines régions de l'île). Nous corrigeons ces effets en considérant un effet de plateau classique

($\frac{\Delta g}{\Delta h} = -0.197 \mu\text{gal mm}^{-1}$ d'élévation, où Δg est la variation de pesanteur et Δh est la variation d'altitude) et les déplacements verticaux mesurés entre chaque mesure. Nous n'utilisons pas les tendances de déplacements calculées sur toute la période de mesure des GPS.

L'effet d'attraction dû aux redistributions locales des masses d'eau est estimé à partir des mesures de pluviométrie réalisées à proximité des sites de mesures gravimétriques. Nous utilisons ici le modèle de Crossley et al. (1997) : l'eau du sol est modélisée comme un plateau infini dont l'épaisseur est fonction des précipitations de pluie avant la mesure et du temps avec lequel le sol se charge et se décharge de cette eau. Il fait intervenir deux inconnues qui sont les constantes de temps de ces charges et décharges. Comme nous ne faisons qu'une mesure par an, nous ne pouvons pas contraindre de façon précise les paramètres de ce modèle. Néanmoins ce modèle souligne l'influence de l'hydrologie locale sur nos mesures. En particulier, il est intéressant de noter que l'ajustement de ce modèle est facilité, dans des zones où les mouvements verticaux sont forts, par la correction des effets de ces mouvements verticaux.

L'effet de l'érosion par glissement de terrain et de la sédimentation des matériaux qu'ils fournissent aux coulées de boue, est le plus fort que nous avons mesuré (plusieurs dizaines de microgals). Ces phénomènes sont en effet des transferts de masses importants qui surviennent parfois très près de nos sites de mesures. A ce niveau nous n'avons pas de mesures précises de ces quantités et nous les estimons à partir d'images ou de photographies prises sur le terrain. Connaissant la forme du dépôt ou du glissement de terrain en surface, nous essayons d'en retrouver l'épaisseur à partir de la variation de pesanteur mesurée. Ce sont ces phénomènes que nous pouvons le mieux identifier avec les mesures de gravimétrie relative. Ils génèrent en effet des variations significatives, même compte tenu de la plus forte incertitude sur les mesures de ce type.

Ces trois effets sont ceux que nous arrivons à identifier sur les mesures de variation temporelle de gravité. D'autres effets, qui doivent théoriquement participer à ces variations, sont volontairement ignorés. La raison principale est leur très faible influence sur ces variations, relativement aux effets qui viennent d'être décrits et aux amplitudes que nous mesurons sur place.

L'effet de l'hydrologie à l'échelle globale n'est pris en compte dans notre étude que par la correction des mouvements verticaux lors de chaque mesure gravimétriques (à partir des mesures GPS). Ses deux autres composantes, les effets de l'attraction newtonienne des masses d'eau présentes non localement et de la redistribution des masses à l'intérieur de la Terre, sont négligées. La modélisation de ces composantes retourne en effet de très faibles valeurs (inférieures à $0.5 \mu\text{gal}$) en comparaison aux amplitudes de nos variations et à leur incertitudes.

L'autre phénomène dont nous ignorons les conséquences sur les variations de pesanteur est la redistributions des masses profondes sous Taïwan, du fait de l'orogénèse. A partir

de modèles d'orogénèse différents, et des champ de déformation et de densité qui leur sont associés, nous modélisons l'effet gravimétrique supposé de ces transferts de masses. Les résultats sont différents selon chaque modélisation, laissant penser que l'étude des variations temporelles de pesanteur doit pouvoir aider à contraindre un modèle d'orogénèse. Mais en pratique, ces variations sont très faibles (de l'ordre de $0.1 \mu\text{gal a}^{-1}$) et d'autant plus incertaines qu'elles dépendent de modèles dont la validité est encore discutée. Ces variations seront peut-être identifiables après plusieurs dizaines d'années de mesure mais, sur les 5 années de mesures que nous étudions, elles sont négligées.

Apport d'une nouvelle information sur les mouvements verticaux et l'érosion

Avec nos mesures, nous pouvons mettre en évidence l'existence de déplacements verticaux du sol, notamment dans des régions où ils sont forts. Cependant, en utilisant a priori le principe qu'un mètre d'élévation baisse la pesanteur de 0.197 mgal , et en ne calculant pas notre propre rapport $\frac{\Delta g}{\Delta h}$, nous perdons l'information sur les transferts de masses qui participent à cette déformation (Dragert et al., 1981; De Linage et al., 2007). Nous rejoignons ici le problème que nous avons décrit dans le paragraphe précédent au sujet des transferts de masses sous l'orogène : il faut avoir de longues séries temporelles. Cela nous permettra de définir un rapport $\frac{\Delta g}{\Delta h}$ à partir des mesures de gravimétrie et de GPS tout en étant moins affecté par les variations dues à l'hydrologie. Si les mesures sont poursuivies plus longtemps, nous aurons accès à la deuxième partie du message gravimétrique, à savoir les redistributions de masses sous la surface induites par l'orogénèse.

Les transferts de masses générés par les glissements de terrains sont responsables des plus fortes variations de pesanteur que nous avons mesurées. Ils sont principalement situés dans la région de la chaîne centrale. Compte tenu de la distribution spatiale de nos sites de mesures, la quantification de ces transferts est améliorable. Cependant nos modèles nous conduisent à des épaisseurs de dépôt vraisemblables, jusqu'à la dizaine de mètres. De plus nous pouvons aussi expliquer les fortes variations de pesanteur, qui surviennent un an après le passage du typhon Morakot, par l'accumulations de dépôts dans les lits des rivières. Cela permet donc de suivre une partie du transfert des sédiments de l'orogène vers la mer. La mesure des variations temporelles de pesanteur est donc utile à la quantification des transferts de masses générés par les glissements de terrains et les coulées de boue.

En arrière plan de ces effets, il faut rappeler l'importance des redistributions locales des masses d'eau, que nous n'approchons que de façon simple. Notre travail, construit autour de variations de pesanteurs mesurées une fois par an, n'est pas adaptée à l'étude d'un signal saisonnier. Il est certain qu'une partie de nos variations provient de ce signal. Le modèle que nous utilisons pour pallier à cette inconnue, construit uniquement à partir

des données de pluviométrie, se révèle cependant utile à l'explication des variations de pesanteur que nous n'estimons dues à aucun des deux effets précédents (mouvements verticaux et érosion). Cela montre l'intérêt des données de pluviométrie dans l'analyse de nos données gravimétriques, même si une meilleure estimation de cet effet nécessite plus de mesures par année.

Perspectives

Nous proposons ici des perspectives de travail en nous appuyant sur les sites de mesure qui nous paraissent les plus intéressants.

Concernant les mouvements verticaux, deux régions sont très intéressantes : les contreforts occidentaux à l'ouest et la chaîne côtière à l'est. En effet les mouvements verticaux y sont forts ce qui permet d'atteindre rapidement des variations de pesanteur mesurables correctement, tout en étant moins perturbé par les redistributions locales et saisonnières des masses d'eau. A ces endroits, même si la détermination d'un modèle hydrologique fiable sera utile à l'étude du rapport $\frac{\Delta g}{\Delta h}$, c'est avant tout la construction de longues séries temporelles qu'il faut encourager. Le signal tectonique (mouvement vertical et transferts de masses) va s'accumuler au cours du temps, car son moteur est la convergence de la plaque de la mer des Philippines vers la plaque Eurasie, un processus à long terme (sur des millions d'années) par rapport à nos mesures (quelques années). En revanche le signal hydrologique est saisonnier, il se répète sans s'amplifier et doit finalement perturber de moins en moins une tendance linéaire (Van Camp et al., 2010). Les sites localisés dans ces zones de forte surrection sont AG06 et AG07 à l'ouest et AG2b à l'est. Pour AG06, nous savons que l'influence des dépôts dans la rivière Kaoping est forte. Il est donc préférable de se concentrer sur AG07 ou AG2b. De nouveau nous avons une préférence pour AG2b en raison du faible bruit microsimique qui existe à l'est de Taïwan, permettant de meilleures mesures. Nous pouvons en particulier envisager de densifier localement la zone d'étude avec des mesures relatives. Il faut néanmoins rappeler que la chaîne côtière et les contreforts occidentaux sont régulièrement perturbés par des séismes, et ainsi s'attendre à aussi mesurer des variations de pesanteur cosismiques.

L'étude des variations de pesanteur dues aux glissements de terrains et aux dépôts de coulées de boue doit se concentrer sur la chaîne centrale. La logique est ici différente car les transferts de masses sont très dépendants des conditions climatiques et du débit des rivières. Il faut donc prévoir de faire plus de mesures dans l'année, tout en ayant un meilleur suivi de l'hydrologie : précipitations de pluie et niveaux des cours d'eau. Il y aura aussi un avantage à densifier spatialement les mesures afin qu'un même dépôt soit étudié à partir de plusieurs variations de pesanteur. Les sites utiles à ces études sont AG03, AG04 et AG06. Parmi eux, AG03 est peut-être le meilleur candidat. Il semble que les terrains soient en effet plus stables dans cette partie de l'île, ce qui permettra

de répéter les mesures plus longtemps (car les glissements de terrains génèrent un signal gravimétrique identifiable s'il ne détruisent pas le site, comme AG05). L'autre avantage de ce site est qu'il y existe déjà un radar permettant de connaître le niveau d'eau de la rivière.

Enfin il serait intéressant de tester davantage le modèle hydrologique que nous utilisons, notamment en faisant des mesure au milieu de la saison des pluies. Les sites AG2a et AG07, simple d'accès, doivent pouvoir accueillir ce type de mesure. En effet quelque soit le but des mesures de variations temporelles de pesanteur, il est très difficile de pouvoir s'affranchir des effets de l'hydrologie. Leur caractère essentiellement local implique de les étudier au cas par cas, pour chaque site d'étude. Par conséquent la mise en place de méthodes fiables pour les déterminer est un objectif intéressant.

En résumé nous recommandons pour les années à venir :

- de mesurer annuellement AG2b pour poursuivre l'étude du rapport $\frac{\Delta g}{\Delta h}$
- de mesurer plus fréquemment AG2a et AG07 pour mieux caractériser l'influence de l'hydrologie locale sur les variations temporelles de pesanteur
- de mesurer plus fréquemment AG03 et AG06, tout en densifiant la couverture spatiale des mesures à l'aide de campagnes de gravimétrie relative (le CG5 est pour cela un instrument adapté), afin de suivre l'évolution des processus d'érosion et de sédimentation.

Bibliographie

- Angelier, J., Lee, J., Chu, H., Hu, J., Lu, C., Chan, Y., Tin-Jai, L., Font, Y., Deffontaines, B., Yi-Ben, T., 2001. Le séisme de Chichi (1999) et sa place dans l'orogène de Taiwan. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Serie IIa-Sciences de la Terre et des Planètes* 333, 5–22.
- Barnes, D., 1966. Gravity changes during the Alaska earthquake. *J. Geophys. Res.* 71, 451–456.
- Barr, T., Dahlen, F., 1989. Brittle frictional mountain building 2. Thermal structure and heat budget. *J. Geophys. Res.* 94, 3923–3947.
- Barr, T., Dahlen, F., 1990. Constraints on friction and stress in the Taiwan fold-and-thrust belt from heat flow and geochronology. *Geology* 18, 111–115.
- Baxter, S., Kedar, S., Parker, J., Webb, F., Owen, S., Sibthorpe, A., Dong, D., 2011. Limitations of strain estimation techniques from discrete deformation observations. *Geophys. Res. Lett.* 38, L01305.
- Beilin, J., 2006. Apport de la gravimétrie absolue à la réalisation de la composante gravimétrique du Réseau Géodésique Français. Master thesis, Inst. Géogr. Natl., Paris.
- Bertrand, E., Unsworth, M., Chiang, C., Chen, C., Chen, C., Wu, F., Türkoğlu, E., Hsu, H., Hill, G., 2009. Magnetotelluric evidence for thick-skinned tectonics in central Taiwan. *Geology* 37, 711–714.
- Bijwaard, H., Spakman, W., Engdahl, E., 1998. Closing the gap between regional and global travel time tomography. *J. Geophys. Res.* 103, 30055–30078.
- Blewitt, G., 1993. Advances in Global Positioning System technology for geodynamics investigations : 1978-1992. *Contributions of Space Geodesy to Geodynamics : Technology* 25, 195–213.
- Bonvalot, S., Diament, M., Gabalda, G., 1998. Continuous gravity recording with Scintrex CG-3M meters : a promising tool for monitoring active zones. *Geophys. J. Int.* 135, 470–494.
- Bonvalot, S., Remy, D., Deplus, C., Diament, M., Gabalda, G., 2008. Insights on the March 1998 eruption at Piton de la Fournaise volcano (La Reunion) from microgravity monitoring. *J. Geophys. Res.* 113, B05407.
- Bower, D., Courtier, N., 1998. Precipitation effects on gravity measurements at the Canadian absolute gravity site. *Phys. Earth Planet. Int.* 106, 353–369.

- Boy, J.P., 2000. Effets des surcharges atmosphériques sur les variations de gravité et les déplacements de la surface de la Terre. Thèse de doctorat, Université de Strasbourg 1.
- Byrne, T., Liu, C., 2002. Introduction to the geology and geophysics of Taiwan. *Geol. Soc. Am.* 358, 5–8.
- Carena, S., Suppe, J., Kao, H., 2002. Active detachment of Taiwan illuminated by small earthquakes and its control of first-order topography. *Geology* 30, 935–938.
- Chan, C., Stein, R., 2009. Stress evolution following the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake : consequences for afterslip, relaxation, aftershocks and departures from Omori decay. *Geophys. J. Int.* 177, 179–192.
- Chang, C., Chang, T., Wang, C., Kuo, C., Chen, K., 2004a. Land-surface deformation corresponding to seasonal ground-water fluctuation, determining by SAR interferometry in the SW Taiwan. *Mathematics and Computers in Simulation* 67, 351–359.
- Chang, C., Wang, C., Chang, T., Chen, K., Liang, L., Pathier, E., Angelier, J., 2004b. Application of SAR interferometry to a large thrust deformation : the 1999 Mw= 7.6 Chichi earthquake in central Taiwan. *Geophys. J. Int.* 159, 9–16.
- Chapple, W., 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Bulletin of the Geological Society of America* 89, 1189.
- Chen, C.H., Ho, H.C., Shea, K.S., Lo, W., Lin, W.H., Chang, H.C., Huang, C.S., Lin, C.W., Chen, G.H., Yang, C.N., Lee, Y.H., 2000. Geological map of Taiwan 1 :50,000. Central Geological Survey, Ministry of Economic Affairs, Taiwan .
- Chen, C.S., Chen, Y.L., 2003. The rainfall characteristics of Taiwan. *Monthly Weather Review* 131, 1323–1341.
- Chen, K.H., Ming, Y., Huang, T.Y., Ching, K.E., Rau, R.J., 2010. Vertical displacement rate field of Taiwan from geodetic levelling data 2000–2008. *Survey Review* , in press.
- Ching, K., Johnson, K., Rau, R., Chuang, R., Kuo, L., Leu, P., 2010. Inferred fault geometry and slip distribution of the 2010 Jiashian, Taiwan, earthquake is consistent with a thick-skinned deformation model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 301, 78–86.
- Creutzfeldt, B., Güntner, A., Wziontek, H., Merz, B., 2010. Reducing local hydrology from high-precision gravity measurements : a lysimeter-based approach. *Geophys. J. Int.* 183, 178–187.
- Crossley, D., Hinderer, J., Casula, G., Francis, O., Hsu, H.T., Imanishi, Y., Jentzsch, G., Kaarianen, J., Merriam, J., Meurers, B., Meumeyer, J., Richter, B., Shibuya, K., Sato, T., Van Dam, T., 1999. Network of superconducting gravimeters benefits a number of disciplines. *EOS-Transaction, AGU* .
- Crossley, D., Xu, S., Van Dam, T., 1997. Comprehensive analysis of 2 years of SG data from Table Mountain, Colorado, in : *Proc. 13th Int. Symp. Earth Tides, Brussels*, pp. 659–668.
- Curray, J., Moore, D., 1971. Growth of the Bengal deep-sea fan and denudation in the Himalayas. *Geological Society of America Bulletin* 82, 563.

- Dadson, S., Hovius, N., Chen, H., Dade, W., Hsieh, M., Willett, S., Hu, J., Horng, M., Chen, M., Stark, C., et al., 2003. Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature* 426, 648–651.
- Dadson, S., Hovius, N., Chen, H., Dade, W., Lin, J., Hsu, M., Lin, C., Horng, M., Chen, T., Milliman, J., et al., 2004. Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt. *Geology* 32, 733.
- Dahlen, F., Suppe, J., Davis, D., 1984. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges : Cohesive Coulomb theory. *J. Geophys. Res.* 89, 10087.
- Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *J. Geophys. Res.* 88, 1153–1172.
- De Linage, C., Hinderer, J., Rogister, Y., 2007. A search for the ratio between gravity variation and vertical displacement due to a surface load. *Geophys. J. Int.* 171, 986–994.
- Debeglia, N., Dupont, F., 2002. Some critical factors for engineering and environmental microgravity investigations. *Journal of Applied Geophysics* 50, 435–454.
- Dehant, V., Defraigne, P., Wahr, J.M., 1999. Tides for a convective Earth. *J. Geophys. Res.* 104, 1035–1058.
- Dixon, T., 1991. An introduction to the Global Positioning System and some geological applications. *Reviews of Geophysics* 29, 249–276.
- Dominguez, S., Avouac, J., Michel, R., 2003. Horizontal coseismic deformation of the 1999 Chi-Chi earthquake measured from SPOT satellite images : Implications for the seismic cycle along the western foothills of central Taiwan. *J. Geophys. Res.* 108, 2083.
- Dragert, H., Lambert, A., Liard, J., 1981. Repeated precise gravity measurements on Vancouver Island, British Columbia. *J. Geophys. Res.* 86, 6097–6106.
- Egbert, G.D., Erofeeva, S.Y., 2002. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 19, 183–204.
- Ek, M.B., Mitchell, K.E., Lin, Y., Rogers, E., Grunmann, P., Koren, V., Gayno, G., Tarpley, J.D., 2003. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. *J. Geophys. Res.* 108(D22), 8851, doi :10.1029/2002JD003296.
- Francis, O., Niebauer, T., Sasagawa, G., Klotting, F., Gschwind, J., 1998. Calibration of a superconducting gravimeter by comparison with an absolute gravimeter FG5 in Boulder. *Geophys. Res. Lett.* 25, 1075–1078.
- Fuller, C., Willett, S., Hovius, N., Slingerland, R., 2003. Erosion rates for Taiwan mountain basins : New determinations from suspended sediment records and a stochastic model of their temporal variation. *J. Geol.* 111, 71–87.
- Ge, X., Li, T., Zhang, S., Peng, M., 2010. What causes the extremely heavy rainfall in Taiwan during Typhoon Morakot (2009)? *Atmospheric Science Letters* 11, 46–50.
- Goodkind, J.M., 1999. The superconducting gravimeter. *Review of Scientific Instruments* 70, 4131–4152.

- Hager, B., King, R., Murray, M., 1991. Measurement of crustal deformation using the Global Positioning System. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 19, 351–382.
- Herring, T., King, R., McClusky, S., 2009. Introduction to GAMIT/GLOBK, Release 10.35. Mass. Instit. of Tech., Cambridge .
- Hickman, J.B., Wiltschko, D.V., Hung, J.H., Fang, P., Bock, Y., 2002. Structure and evolution of the active fold-and-thrust belt of southwestern Taiwan from Global Positioning System analysis. *Geol. Soc. Am. Special Papers* 358, 75–92.
- Hinderer, J., Crossley, D., Warburton, R., 2007. Gravimetric methods - Superconducting gravity meters. *Treatise on Geophysics* 3, 65–122.
- Hinderer, J., Florsch, N., Mäkinen, J., Legros, H., Faller, J., 1991. On the calibration of a superconducting gravimeter using absolute gravity measurements. *Geophys. J. Int.* 106, 491–497.
- Ho, C.S., 1986. A synthesis of the geologic evolution of Taiwan. *Tectonophysics* 125, 1–16.
- Hofmann-Wellenhof, B., Moritz, H., 2006. *Physical geodesy*. Springer Verlag.
- Hou, C., Hu, J., Shen, L., Wang, J., Chen, C., Lai, T., Huang, C., Yang, Y., Chen, R., Chen, Y., et al., 2005. Estimation of subsidence using GPS measurements, and related hazard : the Pingtung Plain, southwestern Taiwan. *Comptes Rendus Geosciences* 337, 1184–1193.
- Hovius, N., Stark, C., Hao-Tsu, C., Jiun-Chuan, L., 2000. Supply and removal of sediment in a landslide-dominated mountain belt : Central Range, Taiwan. *J. Geol.* 108, 73–89.
- Hsu, L., Bürgmann, R., 2006. Surface creep along the Longitudinal Valley fault, Taiwan from InSAR measurements. *Geophys. Res. Lett* 33.
- Hsu, S., 1998. Plan for a groundwater monitoring network in Taiwan. *Hydrogeology Journal* 6, 405–415.
- Hsu, Y., Bechor, N., Segall, P., Yu, S., Kuo, L., Ma, K., 2002. Rapid afterslip following the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake. *Geophys. Res. Lett* 29, 1–4.
- Hsu, Y., Yu, S., Kuo, L., Tsai, Y., Chen, H., 2011. Coseismic deformation of the 2010 Jia-shian, Taiwan earthquake and implications for fault activities in southwestern Taiwan. *Tectonophysics* , 328–335.
- Hsu, Y.J., Segall, P., Yu, S.B., Kuo, L.C., Williams, C.A., 2007. Temporal and spatial variations of post-seismic deformation following the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake. *Geophys. J. Int.* 169, 367–379.
- Hu, J., Chu, H., Hou, C., Lai, T., Chen, R., Nien, P., 2006. The contribution to tectonic subsidence by groundwater abstraction in the Pingtung area, southwestern Taiwan as determined by GPS measurements. *Quaternary International* 147, 62–69.
- Hu, Y., Wang, K., He, J., Klotz, J., Khazaradze, G., 2004. Three-dimensional viscoelastic finite element model for postseismic deformation of the great 1960 Chile earthquake. *J. Geophys. Res.* 109, B12403, doi :10.1029/2004JB003163.

- Huang, W., Johnson, K., Fukuda, J., Yu, S., 2010. Insights into active tectonics of eastern Taiwan from analyses of geodetic and geologic data. *J. Geophys. Res.* 115, 03413.
- Hwang, C., Hsiao, Y., Shih, H., Yang, M., Chen, K., Forsberg, R., Olesen, A., 2007. Geodetic and geophysical results from a Taiwan airborne gravity survey : data reduction and accuracy assessment. *J. Geophys. Res.* 112, B04407.
- Hwang, C., Kao, R., Cheng, C.C., Huang, J.F., Lee, C.W., Sato, T., 2009. Results from parallel observations of superconducting and absolute gravimeters and GPS at the Hsinchu station of Global Geodynamics Project, Taiwan. *J. Geophys. Res.* 114, B07406, doi :10.1029/2008JB006195.
- Hwang, C., Wang, C.G., Lee, L.H., 2002. Adjustment of relative gravity measurements using weighted and datum-free constraints. *Computers and Geosciences* 28, 1005–1015.
- Imanishi, Y., Sato, T., Higashi, T., Sun, W., Okubo, S., 2004. A network of superconducting gravimeters detects submicrogal coseismic gravity changes. *Science* 306, 476–478.
- Jacob, T., 2009. Apport de la gravimétrie et de l'inclinométrie à l'hydrologie karstique. Thèse de doctorat, Université de Montpellier 2.
- Jacob, T., Bayer, R., Chery, J., Le Moigne, N., 2010. Time-lapse microgravity surveys reveal water storage heterogeneity of a karst aquifer. *J. Geophys. Res.* 115, B06402, doi :10.1029/2009JB006616.
- Jakob, M., Hungr, O., Jan, C.D., Chen, C.L., 2005. Debris flows caused by Typhoon Herb in Taiwan, in : *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Springer Berlin Heidelberg. Springer Praxis Books, pp. 539–563.
- Ji, C., Helmberger, D., Wald, D., Ma, K., 2003. Slip history and dynamic implications of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *J. Geophys. Res.* 108, 2412.
- Johnson, K., Segall, P., Yu, S., 2005. A viscoelastic earthquake cycle model for Taiwan. *J. Geophys. Res.* 110, B10404–1.
- Khazaradze, G., Wang, K., Klotz, J., Hu, Y., He, J., 2002. Prolonged post-seismic deformation of the 1960 great Chile earthquake and implications for mantle rheology. *Geophys. Res. Lett.* 29, 2050, doi :10.1029/2002GL015986.
- Kim, K., Chiu, J., Pujol, J., Chen, K., Huang, B., Yeh, Y., Shen, P., 2005. Three-dimensional VP and VS structural models associated with the active subduction and collision tectonics in the Taiwan region. *Geophys. J. Int.* 162, 204–220.
- Lai, T., Hsieh, M., Liew, P., Chen, Y., 2002. Holocene rock uplift and subsidence in the coastal area of Taiwan, in : *AGU Fall Meeting Abstracts*, p. 1273.
- Lallemand, S., 2000. Was the 1999 Chi-Chi Earthquake in Taiwan a “Subduction Earthquake” ? *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 11, 709–720.
- Lallemand, S., Font, Y., Bijwaard, H., Kao, H., 2001. New insights on 3-D plates interaction near Taiwan from tomography and tectonic implications. *Tectonophysics* 335, 229–253.

- Lambert, A., Beaumont, C., 1977. Nano variations in gravity due to seasonal groundwater movements : implications for the gravitational detection of tectonic movements. *J. Geophys. Res.* 82, 297–306.
- Larsen, I., Montgomery, D., Korup, O., 2010. Landslide erosion controlled by hillslope material. *Nature Geoscience* 3, 247–251.
- Le Pichon, X., Heezen, B.C., Tharp, M., 1968. Carte du fonds des Océans. Guides bleus Hachette .
- Lee, M., Liu, T., Ma, K., Chang, Y., 2002. Coseismic hydrological changes associated with dislocation of the September 21, 1999 Chichi earthquake, Taiwan. *Geophys. Res. Lett.* 29, 1824.
- Lin, A.T., Watts, A.B., 2002. Origin of the West Taiwan basin by orogenic loading and flexure of a rifted continental margin. *J. Geophys. Res.* 107, 2185, doi :10.1029/2001JB000669.
- Lin, M., Jeng, F., 2000. Characteristics of hazards induced by extremely heavy rainfall in Central Taiwan–Typhoon Herb. *Engineering Geology* 58, 191–207.
- de Linage, C., Rivera, L., Hinderer, J., Boy, J., Rogister, Y., Lambotte, S., Biancale, R., 2009. Separation of coseismic and postseismic gravity changes for the 2004 Sumatra–Andaman earthquake from 4.6 yr of GRACE observations and modelling of the coseismic change by normal-modes summation. *Geophys. J. Int.* 176, 695–714.
- Liu, C., Linde, A., Sacks, I., 2009. Slow earthquakes triggered by typhoons. *Nature* 459, 833–836.
- Loevenbruck, A., Cattin, R., Le Pichon, X., Courty, M., Yu, S., 2001. Seismic cycle in Taiwan derived from GPS measurements. *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* 333, 57–64.
- Longuevergne, L., Boy, J.P., Florsch, N., Viville, D., Ferhat, G., Ulrich, P., Luck, B., Hinderer, J., 2009. Local and global hydrological contributions to gravity variations observed in Strasbourg. *J. Geodyn.* 48, 189–194.
- Malavieille, J., Lallemand, S., Dominguez, S., Deschamps, A., Lu, C., Liu, C., Schnuerle, P., Angelier, J., Collot, J., Deffontaines, B., et al., 2002. Arc-continent collision in Taiwan : New marine observations and tectonic evolution. *Geol. Soc. Am. Special Papers* 358, 187–211.
- Malavieille, J., Trullenque, G., 2009. Consequences of continental subduction on forearc basin and accretionary wedge deformation in SE Taiwan : Insights from analogue modeling. *Tectonophysics* 466, 377–394.
- Masson, F., Mouyen, M., Hwang, C., Cheng, C.C., Lee, C., Le Moigne, N., Hinderer, J., Cattin, R., Luck, B., Bayer, R., Malavieille, J., 2008. Study of the Taiwanese Orogen from Absolute Gravity Data, in : AGU Fall Meeting Abstracts, p. 2013.
- Mazzotti, S., Lambert, A., Courtier, N., Nykolaishen, L., Dragert, H., 2007. Crustal uplift and sea level rise in northern Cascadia from GPS, absolute gravity, and tide gauge data. *Geophys. Res. Lett.* 34, L15306.

- Métivier, F., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., Klein, M., 1999. Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic. *Geophys. J. Int.* 137, 280–318.
- Micro-g-LaCoste, 2008. g8 Absolute Gravity Data Acquisition and Processing Software. Micro-g LaCoste, Inc., Lafayette, Colorado, E.U., <http://www.microglacoste.com/>.
- Mouthereau, F., Petit, C., 2003. Rheology and strength of the Eurasian continental lithosphere in the foreland of the Taiwan collision belt : Constraints from seismicity, flexure, and structural styles. *J. Geophys. Res.* 108(B11), 2512, doi :10.1029/2002JB002098.
- Mouyen, M., Cattin, R., Masson, F., 2010. Seismic cycle stress change in western Taiwan over the last 270 years. *Geophys. Res. Lett.* 37, L03306, doi :10.1029/2009GL042292.
- Naujoks, M., Weise, A., Kroner, C., Jahr, T., 2008. Detection of small hydrological variations in gravity by repeated observations with relative gravimeters. *Journal of Geodesy* 82, 543–553.
- Niebauer, T., 2007. Gravimetric methods - Absolute gravimeter : Instruments concepts and implementation. *Treatise on Geophysics* 3, 43–64.
- Niebauer, T.M., Sasagawa, G.S., Faller, J.E., Hilt, R., Klopping, F., 1995. A new generation of absolute gravimeters. *Metrologia* 32, 159–180.
- Peyret, M., Dominguez, S., Cattin, R., Champenois, J., Leroy, M., Zajac, A., 2011. Present-day interseismic surface deformation along the Longitudinal Valley, eastern Taiwan, from a PS-InSAR analysis of the ERS satellite archives. *J. Geophys. Res.* 116, B03402.
- Pfeffer, J., Boucher, M., Hinderer, J., Favreau, G., Boy, J., de Linage, C., Cappelaere, B., Luck, B., Oi, M., Le Moigne, N., 2010. Local and global hydrological contributions to time-variable gravity in Southwest Niger. *Geophys. J. Int.* , 661–672.
- Pollitz, F., Bürgmann, R., Banerjee, P., 2006. Post-seismic relaxation following the great 2004 Sumatra-Andaman earthquake on a compressible self-gravitating Earth. *Geophys. J. Int.* 167, 397–420.
- Pollitz, F., Bürgmann, R., Segall, P., 1998. Joint estimation of afterslip rate and post-seismic relaxation following the 1989 Loma Prieta earthquake. *J. Geophys. Res.* 103, 26975–26992.
- Quinn, P., Beven, K., Chevallier, P., Planchon, O., 1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological processes* 5, 59–79.
- Rau, R., Wu, F., 1995. Tomographic imaging of lithospheric structures under Taiwan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 133, 517–532.
- Rodell, M., Houser, P.R., Jambor, U., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C.J., Arsenault, K., Cosgrove, B., Radakovich, J., Bosilovich, M., Entin, J.K., Walker, J.P., Lohmann, D., Toll, D., 2004. The global land data assimilation system. *Bulletin of the American Meteorological Society* 85, 381–394.

- Rosat, S., Hinderer, J., Rivera, L., 2003. First observation of 2S1 and study of the splitting of the football mode 0S2 after the June 2001 Peru earthquake of magnitude 8.4. *Geophys. Res. Lett.* 30, 2111.
- Scholz, C., 2002. *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge Univ Pr.
- Schwanghart, W., Kuhn, N., 2010. TopoToolbox : A set of Matlab functions for topographic analysis. *Environmental Modelling & Software* 25, 770–781.
- Seno, T., 1977. The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate. *Tectonophysics* 42, 209–226.
- Shieh, C., 1996. High potential creeks of debris-flow and landslide in Taiwan. Council of Agriculture, Taiwan, Taipei - in Chinese.
- Shyu, J., Sieh, K., Avouac, J., Chen, W., Chen, Y., 2006. Millennial slip rate of the Longitudinal Valley fault from river terraces : Implications for convergence across the active suture of eastern Taiwan. *J. Geophys. Res.* 111, B08403, doi :10.1029/2005JB003971.
- Shyu, J., Sieh, K., Chen, Y., Liu, C., 2005. Neotectonic architecture of Taiwan and its implications for future large earthquakes. *J. Geophys. Res.* 110, B08402, doi :10.1029/2004JB003251.
- Sibuet, J., Hsu, S., 2004. How was Taiwan created ? *Tectonophysics* 379, 159–181.
- Simoës, M., Avouac, J.P., 2006. Investigating the kinematics of mountain building in Taiwan from the spatiotemporal evolution of the foreland basin and western foothills. *J. Geophys. Res.* 111, B10401, doi :10.1029/2005JB004209.
- Simoës, M., Avouac, J.P., Beyssac, O., Goffe, B., Farley, K.A., Chen, Y.G., 2007. Mountain building in Taiwan : a thermokinematic model. *J. Geophys. Res.* 112, B11405, doi :10.1029/2006JB004824.
- Stacey, F., Davis, P., 2008. *Physics of the Earth*, 4.ed. Cambridge University Press, New York .
- Suito, H., Freymueller, J., Cohen, S., 2003. 3-D viscoelastic FEM modeling of postseismic deformation caused by the 1964 Alaska earthquake, southern Alaska, in : AGU Fall Meeting Abstracts, p. 0260.
- Sun, H., Grandstaff, D., Shagam, R., 1999. Land subsidence due to groundwater withdrawal : potential damage of subsidence and sea level rise in southern New Jersey, USA. *Environmental Geology* 37, 290–296.
- Sun, W., Okubo, S., 1993. Surface potential and gravity changes due to internal dislocations in a spherical earth-I. Theory for a point dislocation. *Geophys. J. Int.* 114, 569–569.
- Sun, W., Okubo, S., 1998. Surface potential and gravity changes due to internal dislocations in a spherical earth—II. Application to a finite fault. *Geophys. J. Int.* 132, 79–88.

- Sun, W., Wang, Q., Li, H., Wang, Y., Okubo, S., Shao, D., Liu, D., Fu, G., 2009. Gravity and GPS measurements reveal mass loss beneath the Tibetan Plateau : Geodetic evidence of increasing crustal thickness. *Geophys. Res. Lett.* 36, L02303, doi :10.1029/2008GL036512.
- Suppe, J., 1980. A retrodeformable cross section of northern Taiwan, in : *Proc. Geol. Soc. China*, pp. 46–55.
- Suppe, J., 1981. Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan. *Mem. Geol. Soc. China* 4, 67–89.
- Tanaka, Y., Okubo, S., Machida, M., Kimura, I., Kosuge, T., 2001. First detection of absolute gravity change caused by earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 28, 2979–2981.
- Tapley, B., Bettadpur, S., Ries, J., Thompson, P., Watkins, M., 2004. GRACE measurements of mass variability in the Earth system. *Science* 305, 503–505.
- Torge, W., 1989. *Gravimetry*, 465 pp. Walter de Gruyter, Berlin.
- Tregoning, P., Van Dam, T., 2005. Atmospheric pressure loading corrections applied to GPS data at the observation level. *Geophys. Res. Lett.* 32, L22310, doi :10.1029/2005GL024104.
- Tsou, C., Feng, Z., Chigira, M., 2011. Catastrophic landslide induced by Typhoon Morakot, Shiaolin, Taiwan. *Geomorphology* , doi :10.1016/j.geomorph.2010.12.013.
- Van Camp, M., Métivier, L., de Viron, O., Meurers, B., Williams, S.D.P., 2010. Characterizing long-time scale hydrological effects on gravity for improved distinction of tectonic signals. *J. Geophys. Res.* 115, B07407, doi :10.1029/2009JB006615.
- Van Camp, M., Vanclooster, M., Crommen, O., Petermans, T., Verbeeck, K., Meurers, B., Van Dam, T., Dassargues, A., 2006. Hydrogeological investigations at the Membach station, Belgium, and application to correct long periodic gravity variations. *J. Geophys. Res.* 111, B10403.
- Van Camp, M., Vauterin, P., 2005. Tsoft : graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides. *Computers and Geosciences* 31, 631–640.
- Van Camp, M., Williams, S.D.P., Francis, O., 2005. Uncertainty of absolute gravity measurements. *J. Geophys. Res.* 110.
- Van Dam, T., Wahr, J., Milly, P., Shmakin, A., Blewitt, G., Lavalée, D., Larson, K., 2001. Crustal displacements due to continental water loading. *Geophys. Res. Lett.* 28, 651–654.
- Vigouroux, N., Williams-Jones, G., Chadwick, W., Geist, D., Ruiz, A., Johnson, D., 2008. 4D gravity changes associated with the 2005 eruption of Sierra Negra volcano, Galápagos. *Geophysics* 73, WA29–WA35.
- Wang, C., Cheng, L., Chin, C., Yu, S., 2001. Coseismic hydrologic response of an alluvial fan to the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan. *Geology* 29, 831.
- Wang, C., Manga, M., 2010. *Earthquakes and Water*. Springer Verlag.

- Wang, R., Lorenzo-Martín, F., Roth, F., 2006a. PSGRN/PSCMP—A new code for calculating co-and post-seismic deformation, geoid and gravity changes based on the viscoelastic-gravitational dislocation theory. *Computers and Geosciences* 32, 527–541.
- Wang, Z., Zhao, D., Wang, J., Kao, H., 2006b. Tomographic evidence for the Eurasian lithosphere subducting beneath south Taiwan. *Geophys. Res. Lett.* 33, L18306.
- Willett, S., Beaumont, C., Fullsack, P., 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology* 21, 371–374.
- Wu, C., Tsai, C., Hu, C., 1989. A survey report on landslide of slope land in Taiwan. Council of Agriculture and Taiwan Provincial Soil Conservation Bureau - in Chinese , 139.
- Wu, F., U.S.-TAIGER-team, Taiwan-TAIGER-team, 2007. TAIGER (TAiwan Integrated GEodynamics Research) project for testing models of Taiwan orogeny, in : EGU Abstracts, pp. 9, 02135.
- Wu, F.T., Rau, R.J., Salzberg, D., 1997. Taiwan orogeny : thin-skinned or lithospheric collision ? *Tectonophysics* 274, 191–220.
- Xie, P., Arkin, P.A., 1997. Global Precipitation : A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs. *Bulletin of the American Meteorological Society* 78, 2539–2558.
- Yamato, P., Mouthereau, F., Burov, E., 2009. Taiwan mountain building : insights from 2-D thermomechanical modelling of a rheologically stratified lithosphere. *Geophys. J. Int.* 176, 307–326.
- Yeh, H., Chen, Y., 1998. Characteristics of rainfall distributions over Taiwan during the Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX). *Journal of Applied Meteorology* 37, 1457–1469.
- Yen, H.Y., Yeh, Y.H., Wu, F.T., 1998. Two-dimensional crustal structures of Taiwan from gravity data. *Tectonics* 17, 104–111.
- Yu, S., Kuo, L., Hsu, Y., Su, H., Liu, C., Hou, C., Lee, J., Lai, T., Liu, C., Liu, C., et al., 2001. Preseismic deformation and coseismic displacements associated with the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 91, 995–1012.
- Yu, S.B., Chen, H.Y., Kuo, L.C., 1997. Velocity field of GPS stations in the Taiwan area. *Tectonophysics* 274, 41–59.
- Yu, S.B., Hsu, Y.J., Kuo, L.C., Chen, H.Y., Liu, C.C., 2003. GPS measurement of post-seismic deformation following the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *J. Geophys. Res.* 108(B11), 2520, doi :10.1029/2003JB002396.

Annexes

Annexe A

Protocole de mesures relatives

1 Entre les boucles de mesures

Le CG5 est mis en chauffe pendant 2 à 3 jours avant le début de la campagne de mesures. Quand il n'est pas sur le terrain, il est systématiquement en cycle de mesures continues. De cette façon la masse est constamment asservie. Si ce n'est pas le cas, le capteur est passivement soumis à la pesanteur, ce qui peut entraîner un effet d'hystérésis lors de la reprise des mesures (figure A.1).

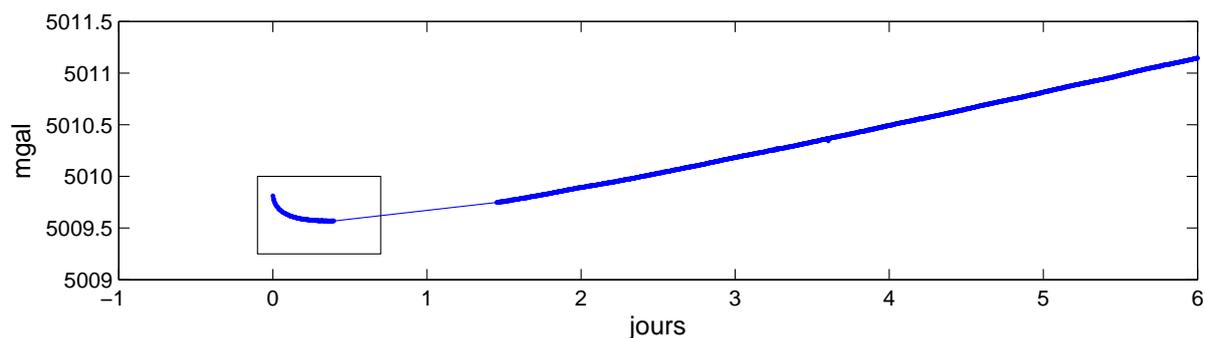


FIG. A.1: Exemple d'un effet d'hysteresis obtenu après une longue période sans mesure.

2 Pendant les boucles de mesures

2.1 Le transport

Les boucles sont parcourues en voiture. Le gravimètre est placé dans sa caisse de transport qui est elle-même installée sur la banquette arrière et contre le dossier du siège passager. Des cales en polystyrène sont aussi ajoutées sous la caisse pour la maintenir à l'horizontale.

2.2 Préparation

2.2.1 Pose du trépied

Les pieds du trépied sont réglables en hauteur, pour pouvoir niveler l'instrument. L'un d'eux est cependant maintenu à une hauteur constante à l'aide d'une bague de métal

(figure A.2).

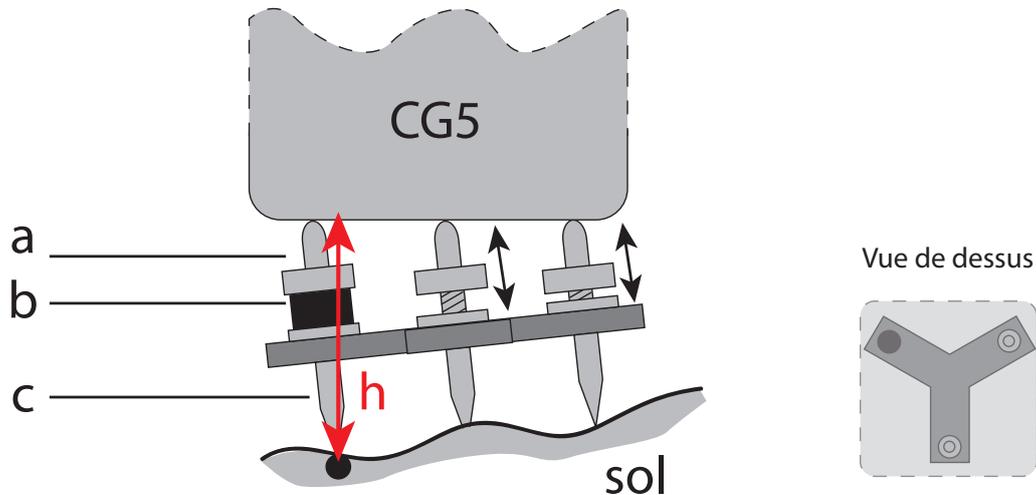


FIG. A.2: *Trépied et bague de hauteur constante. a : vis de niveau, b : bague fixe, niveau constant, c : pied. La hauteur h est constante d'une campagne à l'autre. Le point noir sous le pied de hauteur fixe est le repère au sol. Dans la vue de dessus, le pied fixe du trépied est en noir, le CG5 est en transparence par dessus.*

Ce pied sera toujours placé sous le coin supérieur gauche du gravimètre. Pour placer le trépied toujours au même endroit à chaque site, il y a deux cas :

1. le pied fixe est placé sur un repère, le centre d'une vis en général
2. le trépied est centré au dessus d'une marque.

puis le trépied est orienté, vers le Nord ou le Sud, mais toujours de la même façon à chaque site. Comme un de ses pieds est maintenu à une hauteur fixe, le gravimètre est donc à la même hauteur du sol lors de chaque campagne de mesure.

2.2.2 Installation du gravimètre

Le gravimètre est posé sur le trépied toujours de la même façon (coin supérieur gauche sur le pied fixe). Une poubelle dont le fond est percé est mise par dessus l'ensemble pour le maintenir à l'abri du vent.

A partir du moment où nous installons le trépied, nous tachons de travailler à l'ombre, avec un parapluie si c'est nécessaire. Le but est d'éviter que les rayons du soleil ne viennent directement chauffer le gravimètre ou le trépied. L'horizontalité est en effet vite perdue quand sa température est modifiée (dilatation thermique du métal).

2.3 Acquisition

Au minimum 10 mesures de 90 s sont réalisées à chaque site. Il est important d'être sûr que les mesures sont stables lorsque nous l'arrêtons. Nous considérons que des mesures sont stables quand elles oscillent dans un domaine de $5 \mu\text{gal}$. Nous relevons donc chaque valeur obtenue. Nous surveillons aussi la variation de température à l'intérieur du capteur.

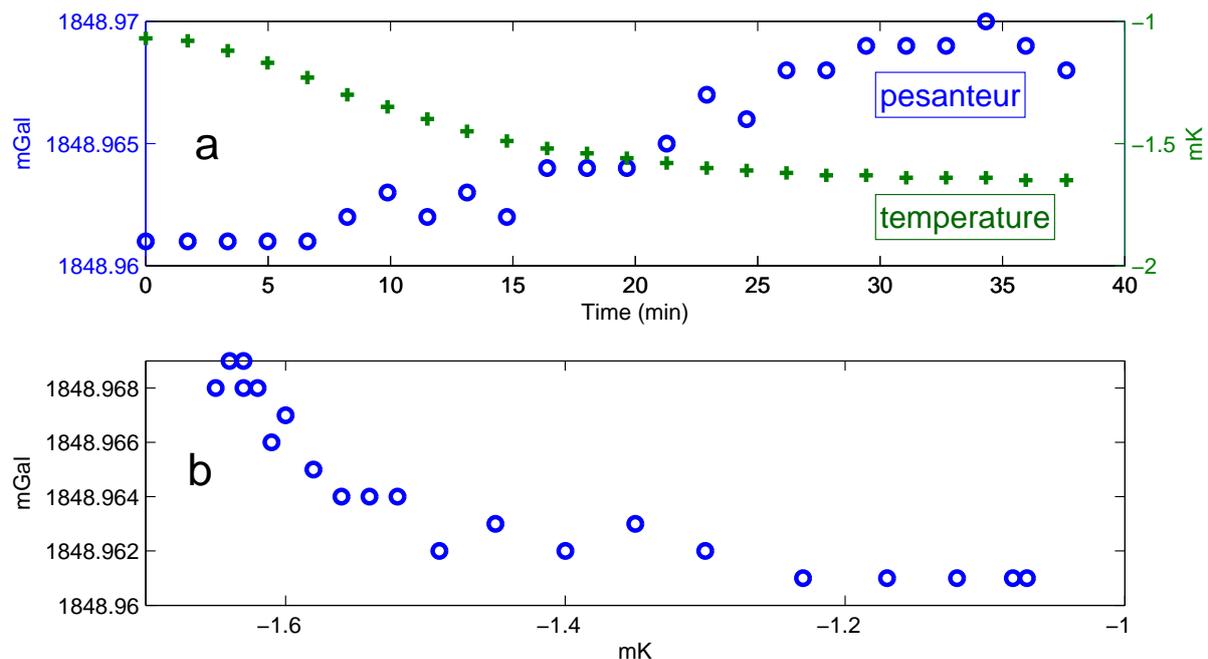


FIG. A.3: *Corrélations entre les valeurs de pesanteur lues et la température interne du gravimètre.*

Il apparaît en effet une corrélation entre la stabilité de cette température et celle des mesures (figure A.3).

Pour s'en affranchir, nous attendons que la température se stabilise. A chaque fois que nous lançons une mesure à un nouveau site, nous constatons que la température interne s'est écartée de cette valeur stable. C'est cependant quand nous faisons des mesures en redescendant de la chaîne centrale que les variations de température sont les plus fortes. L'effet de la pression atmosphérique sur la température a déjà été observé par Bonvalot et al. (1998) et pourrait être intrinsèque au système électronique d'acquisition. C'est donc la stabilité des mesures et de la température interne du capteur qui dicte l'arrêt des mesures (au bout d'une quinzaine en général).

2.4 Estimation de la dérive

Quand tous les points de la boucle ont été mesurés une fois, nous revenons par le même trajet au premier site mesuré et remesurons en moyenne un site sur deux. Le principe est que plusieurs sites soient répétés pour mieux estimer la dérive. La zone géographique que nous devons couvrir est grande (300 km aller-retour pour la plus longue boucle). De ce fait il n'est pas possible, en une journée, de répéter plus de deux fois le même site de mesure. Par ailleurs il faut toujours attendre d'avoir atteint le dernier point d'un profil avant de commencer à remesurer des sites (toujours du fait des contraintes de temps). En pratique cela signifie qu'il faut attendre plusieurs heures avant d'avoir de quoi estimer la dérive.

Annexe B

Synthèse des mesures AGTO

jour	g (μgal)	set scatter (μgal)	jour	g (μgal)	set scatter (μgal)
AG01			AG05		
337	978977836.040	3.990	335	978248980.760	1.320
689	978977842.190	16.060	818	978248979.920	1.990
1037	978977837.320	1.520	1049	978248982.700	1.390
1420	978977833.440	2.750	-	-	-
1785	978977835.810	2.870	-	-	-
AG2a			AG06		
325	978893609.770	1.650	331	978713818.250	1.650
691	978893612.880	5.030	682	978713819.710	2.330
1036	978893609.130	1.010	1043	978713821.180	1.620
1418	978893608.090	3.320	1413	978713848.260	1.410
1784	978893613.780	2.740	1779	978713845.900	1.450
AG2b			AG07		
338	978814497.010	1.890	332	978794396.240	1.500
693	978814502.470	1.440	683	978794399.680	1.660
1039	978814495.830	1.920	1044	978794394.450	1.540
1422	978814489.260	2.480	1412	978794389.380	2.710
1777	978814491.630	1.270	1780	978794389.340	4.250
AG03			AG08		
328	978759957.980	1.120	333	978810227.250	2.000
819	978759949.880	1.040	684	978810179.380	10.190
1040	978759943.540	0.950	1046	978810219.410	4.580
1425	978759996.330	1.940	1411	978810213.330	2.760
1776	978760019.190	1.400	1781	978810217.970	3.150
AG04			AG09		
330	978491012.720	1.520	-	-	-
820	978491011.950	1.430	687	978896718.240	9.450
1041	978491018.540	0.710	1051	978896716.630	3.440
1424	978491005.860	0.990	1415	978896713.790	2.180
1775	978491013.970	0.820	1788	978896717.880	3.230

TAB. B.1: Synthèse des valeurs absolues de la pesanteur mesurées aux sites AGTO, le jour 1 est le 1^{er} janvier 2006.

Annexe C

Variations de contraintes de Coulomb à Taïwan

Nous donnons ici les résultats d'une étude sur les variations de contrainte de Coulomb à Taïwan dus à la fois aux séismes et au glissement intersismique sur un décollement sub-horizontal dans la partie ouest de l'île.

Seismic Cycle Stress Change in Western Taiwan Over the Last 270 Years

Maxime Mouyen¹, Rodolphe Cattin² and Frédéric Masson¹.

1 : Institut de Physique du Globe de Strasbourg, CNRS, Strasbourg, France.

2 : Géosciences Montpellier, CNRS, Montpellier, France.

Article available at <http://dx.doi.org/10.1029/2009GL042292>

Citation : Mouyen, M., R. Cattin, and F. Masson (2010), Seismic cycle stress change in western Taiwan over the last 270 years, *Geophys. Res. Lett.*, *37*, L03306, doi:10.1029/2009-GL042292.

Abstract

The island of Taiwan is affected by intense seismic activity, which includes large events as the disastrous 1999 Chi-Chi earthquake.

To improve seismic hazard assessment in this area, we estimate the effect of both interseismic loading and major events since 1736 on the state of stress of major active faults. We focus our approach on western Taiwan, which is the most densely populated part of Taiwan. We pay a specific attention to faults geometry and to both interseismic and coseismic slip distributions.

Our results suggest that both earthquakes and interseismic loading before 1999 increase the Coulomb stress in the north-western part of the Chelungpu fault, a region which experienced the highest coseismic slip during the Chi-Chi earthquake. More importantly our results reveal a Coulomb stress increase in the southern part of the Changhua thrust fault, below a densely populated area.

1 Introduction

Taiwan is located at the plate boundary between the Eurasian and the Philippine Sea plates. Most part of the 82 mm a^{-1} convergence rate (Yu *et al.*, 1997) is accommodated by slip on a basal detachment initiating in western Taiwan and by shortening and thickening in the Western Foothills (Suppe, 1981). The strength of these processes is illustrated by high seismic activity (Kim *et al.*, 2005) with several large earthquakes ($M_w \geq 6$) over the last 270 years (Bonilla, 1975; Tsai, 1985; Chen and Tsai, 2008), including the 1999 Chi-Chi earthquake ($M_w 7.6$), which occurred along Chelungpu fault (figure 1a).

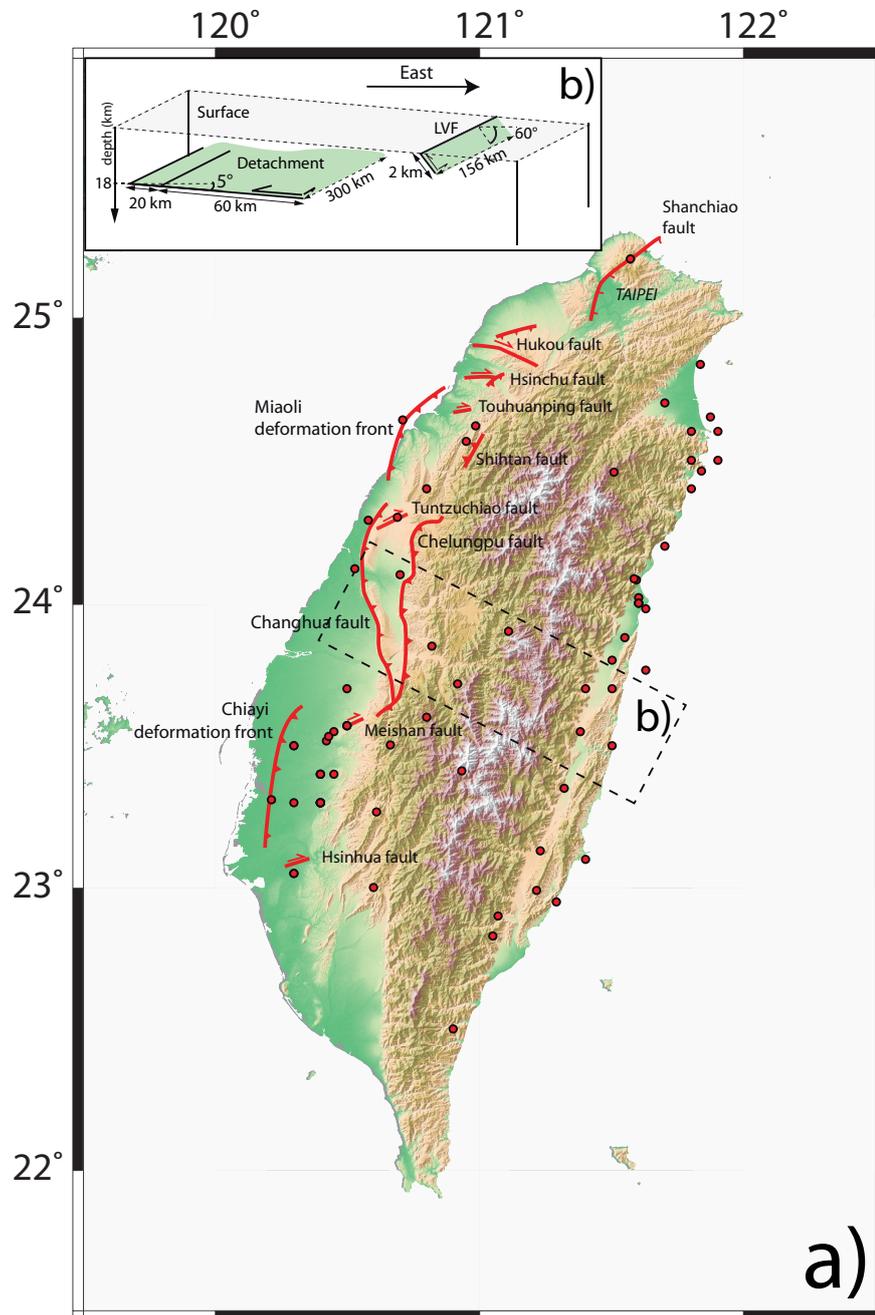


Figure 1: a) Location of $M \geq 6$ earthquakes (red dots) which occurred in Taiwan since 1736 after Bonilla (1975); Tsai (1985); Chen and Tsai (2008). ΔCFF is computed on Western Taiwan active faults (red segments) which parameters are described in the work of Shyu et al. (2005). b) cross section to precise detachment and LNF geometries.

Here we investigate the effect of this tectonic activity on future earthquakes in western Taiwan assuming that the static Coulomb stress change is a reliable criterion to assess the location of future events. This assumption is supported by many previous studies, which include earthquake triggering (*Stein, 1999; King and Cocco, 2001*) and aftershocks location analysis (*King et al., 1994*). In Taiwan the result of *Chan and Ma (2004)* gives a good agreement between coseismic Coulomb stress increases and aftershocks distribution for several earthquakes. In this study, following *Stein et al. (1997)* and *Ali et al. (2008)* we assume that interseismic deformation has also a major effect on this triggering. Thus we rather focus on longterm stress change due to both coseismic slip of $M_w \geq 6$ earthquakes and interseismic slip over the last three centuries.

2 Method

2.1 Coulomb stress change reminder

The Coulomb stress change (ΔCFF) is defined by

$$\Delta CFF = \Delta\tau - \mu(\Delta\sigma_n - \Delta p)$$

where $\Delta\tau$ is the shear stress change (positive in the slip direction of the fault), $\Delta\sigma_n$ is the static normal stress change (positive for compression), Δp is the pore fluid pressure (positive in extension) and μ is the friction coefficient. Introducing the apparent friction $\mu' = \mu(1 - B)$, with B the Skempton coefficient, we have

$$\Delta CFF = \Delta\tau - \mu'\Delta\sigma_n$$

Using analytical solution of *Okada (1985, 1992)* equations we calculate the 3-D stress change due to coseismic and interseismic slips on buried dislocations in a homogeneous elastic half space. We set Poisson ratio to 0.25 and shear modulus to $3 \cdot 10^{10}$ Pa (*Jaeger and Cook, 1979*). Considering faults geometries, the associated $\Delta\tau$ and $\Delta\sigma_n$ can be calculated. The Skempton coefficient links the change in pore pressure to the change in normal stress. Dealing with long period of time, we assume that pore fluid diffusion makes μ' rise to μ so that Skempton coefficient is set to 0. Following *King et al. (1994)*, we set $\mu' = 0.4$. Finally, ΔCFF is computed for western Taiwan active faults. For a detailed description of ΔCFF computation, see *Cattin et al. (2009)*. Our approach is described with more details in the next section and summarized by a sketch in auxiliary materials¹.

¹2009gl042292-fs01.eps

2.2 Coseismic slip

According to catalogs compiled by *Bonilla* (1975), *Tsai* (1985) or *Chen and Tsai* (2008), we estimate that 73 large earthquakes have occurred in Taiwan since 1736 (figure 1a). For each earthquake the computation requires the knowledge of parameter set including slip, rake and fault rupture geometry (length, width, dip, depth and azimuth). The minimum information we have are the location, date and magnitude. Length, width and slip of the rupture plane, if unknown, are estimated using scale laws from *Wells and Coppersmith* (1994). When dip, depth or azimuth of the plane are unconstrained, assumptions are made to determine the most likely faults involved in these events. Here we pay attention to the tectonic context described by *Shyu et al.* (2005) around the earthquake location. Focal mechanism, considered for rake, is a key-parameter unknown for many earthquakes. We determine it from International Seismological Centre data and according to tectonic context. For unregistered events, focal mechanisms are estimated considering the tectonic context only. In the latter case, it is obviously roughly determined. However comparing estimated and published focal mechanisms for studied events shows a good accordance between both. Most of historical earthquakes require the use of these estimates. On the contrary, some earthquakes have been perfectly described, e.g. Chi-Chi earthquake (*Ji et al.*, 2003), the 2006 Chengkung earthquake (*Wu et al.*, 2006 a) and others events (*Ma and Kikuchi*, 1994; *Wu et al.*, 2006 b). Between these two end-members we find detailed studies of some of the parameters we need (*Hwang and Kanamori*, 1989; *Chen et al.*, 1990), while the others have to be estimated. The used rupture parameters (excepted for Chi-Chi earthquake) are available in auxiliary materials².

2.3 Interseismic slip

The interseismic loading is calculated considering a slipping detachment beneath Taiwan (*Suppe*, 1981). Based on our previous approach (*Mouyen et al.*, 2009) it is modeled, using two dislocations, as a single plane which western part has a lower slip velocity than the eastern part. This should reproduce the western slowing slip of the detachment (*Dominguez et al.*, 2003). However, one must note that the velocity value on the western part exhibits some lateral variations. The detachment velocity is set to 45 mm a⁻¹ on its eastern part (*Dominguez et al.*, 2003) and to 7 mm a⁻¹ on its western part (*Cattin et al.*, 2004). It extends from west of the Chelungpu fault to the Central Range with a slightly East-dipping shape (figures 1a and b). The comparison of the convergence directions between Eurasian plate and Philippine Sea plate (305-310° N according to *Fisher et al.* (2002)) with the surface expression of the plate boundary (20° N for the Longitudinal Valley Fault-LVF) involves an obliquity of 20° between both. This results in a senestrial

²2009gl042292-ts02.txt

componant on the detachment in addition to the main reverse one; its rake is consequently set to 70° . The last slip needed to reach the 82 mm a^{-1} of convergence rate between the Eurasian and the Philippine Sea plates is explained by a 30 mm a^{-1} creeping zone on the LVF (*Hsu et al.*, 2003) and modeled by a narrow dislocation plane (figures 1a and b).

2.4 Receiver faults

Receiver faults are faults on which ΔCFF is computed. They are defined by a geometry, a location and a rake, i.e. normal, inverse, left-lateral or righth-lateral slip and by one or several planes, which follow parameters described by *Shyu et al.* (2005). Every receiver fault is divided in sub-faults for several depths. Following *McCloskey et al.* (2003) we assume that failure orientation is mainly controlled by geological structures (actual faults) rather than coseismic and regional field stress. Thus, in contrast with the commonly used approaches (e.g. *King et al.* (1994)), the planes optimally oriented for failure derived from regional field stress are not used in our calculation. The computation of ΔCFF is performed on western Taiwan active faults.

3 Coulomb stress change on Chelungpu fault before the Chi-Chi event

The strong 1999 Chi-Chi earthquake has been widely studied and the main features of its coseismic slip distribution are now well-constrained (*Kao and Chen*, 2000; *Ji et al.*, 2003; *Ma et al.*, 2005). Here to test the robustness of our approach we compare the loading state of Chelungpu before the rupture with the slip distribution of the 1999 event.

Computing the loading involved by historical earthquakes occurring before 1999 on the Chelungpu fault gives two patches of Coulomb stress increase (figure 2a) : one in the northern part of the fault reaching 0.7 MPa, and a second in the southern part, below 4 km depth, between 0.2 and 0.4 MPa. These results are consistent with the highest coseismic slips, as well as the location of the largest sub-event in the minute past to the first mainshock, both observed in the northern part of the Chelungpu fault (*Yu et al.*, 2001; *Kao and Chen*, 2000). However, these results do not highlight the nucleation area since no stress increase exists nearby the initial mainshock location.

As proposed by *Kao and Angelier* (2001), the Chi-Chi earthquake is a manifestation of the mountain building in Taiwan i.e. a longer running process. Thus we calculate the interseismic stress change along the Chelungpu fault (figure 2b). Note that, as we use a slip rate, we obtained a stress change rate, in MPa a^{-1} . We identify four patches of Coulomb stress increase : along the lower edge of the fault (with at least 0.003 MPa a^{-1}), in the northern sub-plane, close to the surface ($\sim 0.001 \text{ MPa a}^{-1}$) and deeper on the eastern edge ($\sim 0.003 \text{ MPa a}^{-1}$) and in the middle sub-plane of the fault, between 1 and

10 km depth, with an increase northward from 0.001 to 0.003 MPa a⁻¹.

Following *Ali et al.* (2008) and based on elastic assumption, the yearly interseismic slip is extended over 263 years, from 1736 to 1999, and coseismic and interseismic effects are added to calculate the total ΔCFF (figure 2c). The increasing slip to the north of the fault (figure 2d) is in agreement with the increasing ΔCFF in the same direction and the nucleation area is loaded before the rupture. Our results thus demonstrate that both the interseismic loading and deformation related to previous events are required to explain the main features of the Chi-Chi event.

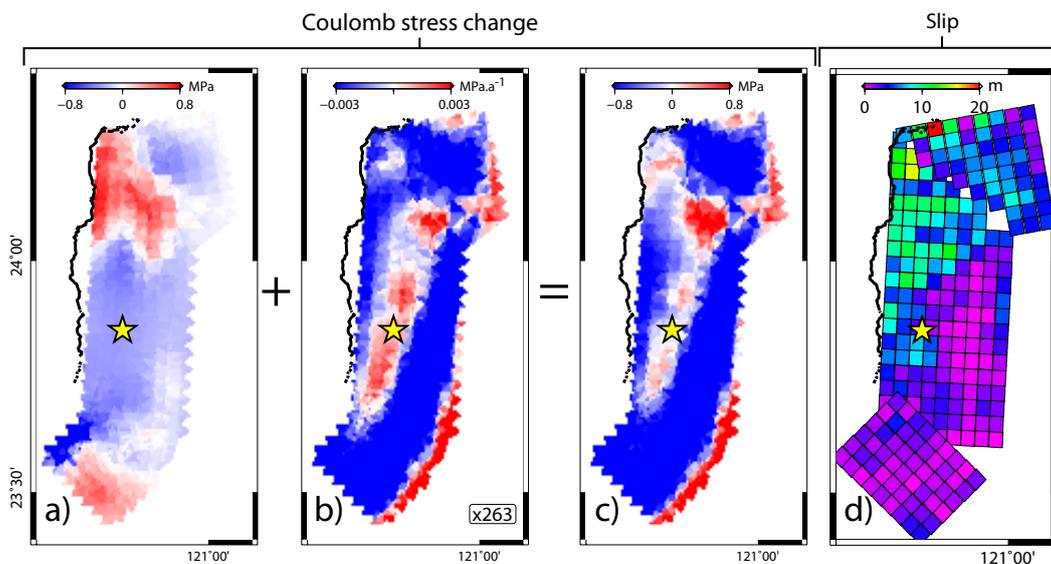


Figure 2: ΔCFF on Chelungpu fault before Chi-Chi earthquake involved a) by coseismic slip, b) by interseismic slip for one year and c) by both coseismic and interseismic slips. To obtain c) we multiply the yearly effect of interseismic slip by 263, i.e. the number of years from 1736 to 1999. The star shows the Chi-Chi earthquake nucleation. d) is the slip distribution established in *Ji et al.* (2003).

4 Current Coulomb stress change on western Taiwan active faults

To calculate the ΔCFF over the last 270 years in western Taiwan (figures 3a, b and c), we complete the catalog adding $M_w \geq 6$ events occurring since Chi-Chi earthquake and up to 2006, including the three major Chi-Chi aftershocks (*Kao and Chen*, 2000).

Figures 3a and b give the ΔCFF on western Taiwan active faults involved by coseismic slip before and after the Chi-Chi event, respectively. Comparing these two figures reveals significant stress increase limited to south Changhua fault. This active fault has therefore been loaded by the Chi-Chi earthquake.

The ΔCFF involved by interseismic slip relaxes most of the frontal thrust faults excepted the deepest part of Changhua and loads lateral faults as Hukou, Meishan, Hsinhua, Tuntzuchiaio and Touhuanping (figure 3c). As mentioned by *Lin and Stein (2004)* the coulomb stress decrease on the western thrust faults could be explained by the wide stress shadow created by the detachment.

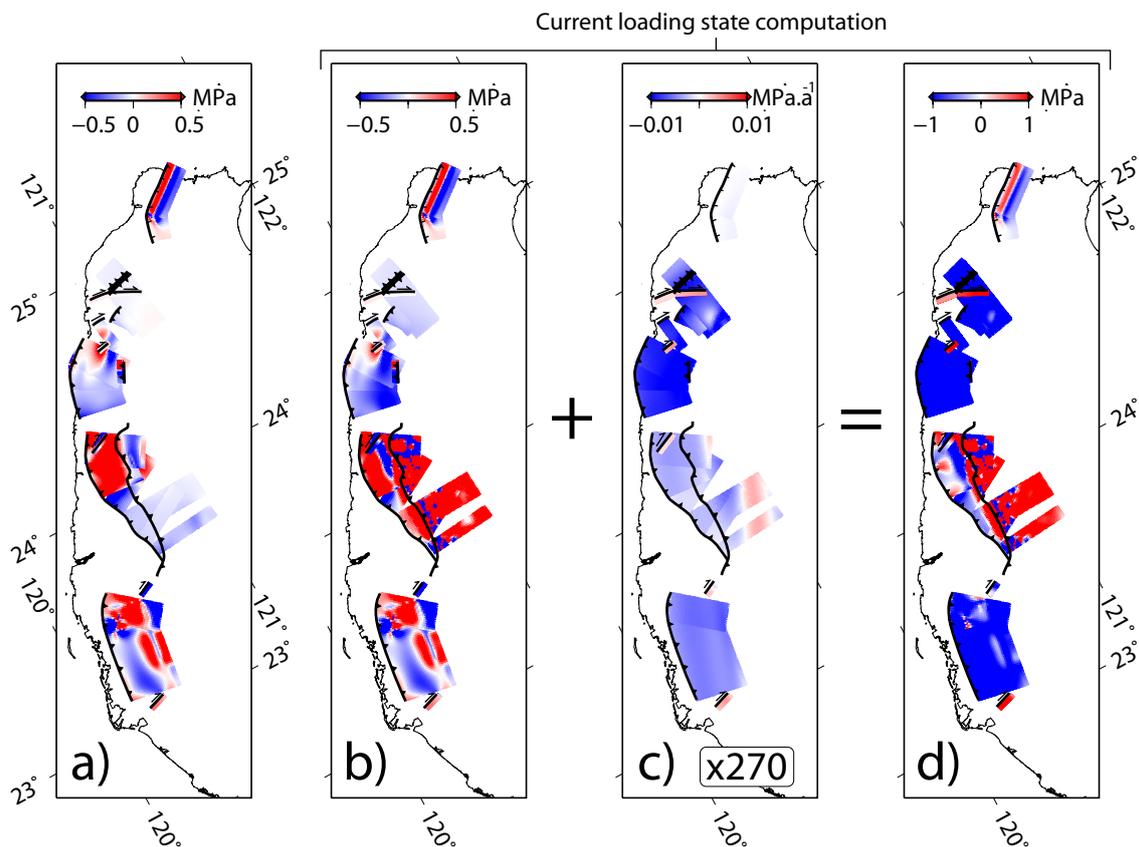


Figure 3: a) ΔCFF on western Taiwan active faults involved by coseismic slip since 1736 and before the Chi-Chi event. b) same as a) but up to present day, including the Chi-Chi event. c) ΔCFF on western Taiwan active faults involved by interseismic slip for one year. d) result of both coseismic and interseismic slips considering 270 years from 1736 up to today. We do not show here the loading state of Chelungpu fault because the high slip variability of the fault model involves stress increase in its neighborhood, which is considered as a consequence of the rupture model discontinuity (*Ma et al., 2005*).

Adding both the interseismic loading and coseismic stress change due to major earthquakes over the last 270 years we obtain a map of ΔCFF (figure 3d), which can be used to assess the current seismic hazard on western Taiwan active faults. The stress shadow generated by the interseismic slip is significant and discharges most of the frontal thrusts faults. Nevertheless Hukou, Tuntzuchiaio, Hsinhua, Shanchiao and Touhuanping faults are loaded and some of them have already generated disastrous earthquakes (e.g. Tuntzuchiaio

or Hsinhua). Moreover the stress accumulated on Changhua by the Chi-Chi earthquake is large enough to keep it loaded, in particular its southern part. This Coulomb stress increase and the low deformation observed along this fault (*Chang et al.*, 2003) result in high seismic hazard for the southern part of the Changhua fault. Concerning interseismic slip, we separated effects due to detachment and LVF. The LVF effects count for 2% of the whole effect. This gives to the detachment the main effects in the loading of western Taiwan active faults. Uncertainty may be introduced by only selecting large earthquakes for the ΔCFF computation as lower magnitude earthquakes are more numerous. However, the use of these events modifies ΔCFF value of $\sim 10\%$ without changing its distribution. Thus it does not affect significantly the general trend of the stress change.

5 Conclusion

Our results suggest that coseismic movements as well as interseismic deformation take a significant part in loading active faults in western Taiwan. This demonstrates that interseismic deformation must be taken into account to improve seismic hazards assessment. We compute a present-day important loading on five western Taiwan active faults : Hukou, Tuntzuchiao, Hsinhua, Shanchiao and Touhuanping. We associate the higher seismic hazard to the Changhua fault due to its large loaded surface. Changhua fault has also be pointed out by *Shyu et al.* (2005), which attribute it possible large earthquakes. Nevertheless Shihtan, Shanchiao and Meishan faults are also a threat as they already have experienced large ruptures.

References

- Ali, S.T., A.M. Freed, E. Calais, D.M. Manaker, and W.R. McCann (2008), Coulomb stress evolution in Northeastern Caribbean over the past 250 years due to coseismic, postseismic and interseismic deformation, *Geophys. J. Int.*, *174*, 904-918, doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03634.x
- Bonilla, M. G. (1975), A review of recently active faults in Taiwan, *U. S. Geol. Surv. Open File Rep.*, *75-41*, 58 pp.
- Cattin, R., A. Loevenbruck, and X. Le Pichon (2004), Why does the co-seismic slip of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) earthquake increase progressively northwestward on the plane of rupture?, *Tectonophysics*, *386*, 67-80.
- Cattin, R., N. Chamot-Rooke, M. Pubellier, A. Rabaute, M. Delescluse, C. Vigny, L. Fleitout, and P. Dubernet (2009), Stress change and effective friction coefficient along the Sumatra-Andaman-Sagaing fault system after the 26 December 2004 (Mw=9.2) and the 28 March 2005 (Mw=8.7) earthquakes (2009), *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *10*, Q03011, doi:10.1029/2008GC002167.
- Chang, C.P., T.Y. Chang, J. Angelier, H. Kao, J.C. Lee and S.B. Yu (2003), Strain and stress field in Taiwan oblique convergent system: constraints from GPS observation and tectonic data. *Earth and Planetary Science Letters*, *214*, 115-127.
- Chan, C.-H., and K.-F. Ma (2004), Possibility of Forecasting Aftershock Distributions from Stress Change: A Case Study of Inland Taiwan Earthquakes, *TAO*, *15*, 503-521.
- Chen, K.-C., J.-H. Wang, and Y.-L. Yeh (1990), Premonitory Phenomena of a Moderate Taiwan Earthquake, *TAO*, *1*, 1-21.
- Chen, K.-P., and Y.-B. Tsai (2008), a catalog of Taiwan earthquakes (1900-2006) with homogenized Mw magnitudes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *98*, 483-489.
- Dominguez, S., J.-P. Avouac, and R. Michel (2003), Horizontal coseismic deformation of the 1999 Chi-Chi earthquake measured from SPOT satellite images: Implications for the seismic cycle along the western foothills of central Taiwan, *J. Geophys. Res.*, *108*(B2), doi:10.1029/2001JB000951.
- Fisher, D. M., C. Y. Lu, and H. T. Chu (2002), Taiwan Slate Belt: Insights into the ductile interior of an arc-continent collision, in *Geology and Geophysics of an Arc-Continent Collision, Taiwan*, edited by T. B. Byrne and C.-S. Liu, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, *358*, 93 - 106.
- Hsu, Y.J., M. Simons, S.B. Yu, L.C. Kuo, and H.Y. Chen (2003), A two-dimensional dislocation model for interseismic deformation of the Taiwan mountain belt, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *211*, 287-294.
- Hwang, J., and H. Kanamori (1989), Teleseismic and strong-motion source spectra from two earthquakes in eastern Taiwan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *79*, 935-944.
- Jaeger, J.C., and N.G.W. Cook, *Fundamentals of rock mechanics*, 3rd ed., 593 pp., Chapman and Hall, New York, 1979.
- Ji, C., D.V. Helmerger, D.J. Wald, and K.F. Ma (2003), Slip history and dynamic implications of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *J. Geophys. Res.*, *108*(B9), 2412, doi:10.1029/2002JB001764.
- Kao, H., and J. Angelier (2001), The Chi-Chi Earthquake sequence, Taiwan: results from source parameters and stress tensor inversions. *C. R. Acad. Sci*, *333*, 65-80.
- Kao, H., and W.-P. Chen (2000), The Chichi earthquake sequence: active, out-of-sequence thrust faulting in Taiwan, *Science*, *30*, 2346-2349.
- Kim, K.H., J.M. Chiu, J. Pujol, K.C. Chen, B.S. Huang, Y.H. Yeh, and P. Shen (2005), Three-dimensional V-P and V-S structural models associated with the active subduction and collision tectonics in the Taiwan region, *Geophys. J. Int.*, *162*, 204-220.
- King, G. C. P., and M. Cocco (2001), Fault interaction by elastic stress changes: New clues from earthquake sequences, *Adv. Geophys.*, *44*, 1-38.
- King, G.C P., R.S Stein, and J. Lin (1994), Static stress changes and the triggering of earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *84*, 935-953.
- Lin, J., and R. S. Stein (2004), Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults, *J. Geophys. Res.*, *109*, B02303, doi:10.1029/2003JB002607.
- Ma, K.-F., and M. Kikuchi (1994), Initial Investigation of the May 24, 1994 Hualien and June 5, 1994 Nanao Earthquakes, *TAO*, *5*, 611-623.
- Ma, K.-F., C.-H. Chan, and R. S. Stein (2005), Response of seismicity to Coulomb stress triggers and shadows of the 1999 Mw = 7.6 Chi-Chi, Taiwan, earthquake, *J. Geophys. Res.*, *11*, B05S19, doi:10.1029/2004JB003389.
- McCloskey, J., S. S. Nalbant, S. Steacy, C. Nostro, O. Scotti, and D. Baumont (2003), Structural constraints on the spatial distribution of aftershocks, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(12), 1610, doi:10.1029/2003GL017225.
- Mouyen, M., F. Masson, C. Hwang, C.-C. Cheng, R. Cattin, C.-W. Lee, N. Le Moigne, J. Hinderer, J. Malavieille, R. Bayer and B. Luck (2009), Expected temporal absolute gravity change across the Taiwanese Orogen, a modeling approach, *J. Geod.*, *48*(3-5), 284-291.
- Okada, Y., (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *75*, 1135-1154.
- Okada, Y., (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *82*, 1018-1040.
- 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, *J. Geophys. Res.*, *110*, B08402, doi:10.1029/2004JB003251.
- Stein, R. S., A.A. Barka, J.H. Dieterich (1997), Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophys. J. Int.*, *128*, 594-604.
- Stein, R. S. (1999), The role of stress transfer in earthquake occurrence, *Nature*, *402*, 605-609.
- Suppe, J., 1981. Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan, *Geol. Soc. China Mem.*, *4*, 67-89.
- Tsai, Y.-B. (1985), A study of disastrous earthquakes in Taiwan, 1683-1895, *Earth Sci. Bull.*, *5*, 1-44.
- Wells, D. L., and K. J. Coppersmith (1994), New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *84*, 974-1002.
- Wu, Y. M., Y. G. Chen, T. C. Shin, H. Kuochen, C. S. Hou, J. C. Hu, C. H. Chang, C. F. Wu, and T. L. Teng (2006 a), Coseismic versus interseismic ground deformations, fault rupture inversion and segmentation revealed by 2003 Mw 6.8 Chengkung earthquake in eastern Taiwan, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L02312, doi:10.1029/2005GL024711.
- Wu, Y.-M., Y.-G. Chen, C.-H. Chang, L.-H. Chung, T.-L. Teng, F. T. Wu, and C.-F. Wu (2006 b), Seismogenic structure in a tectonic suture zone: With new constraints from 2006 Mw6.1 Taitung earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L22305, doi:10.1029/2006GL027572.
- Yu, S.-B., H.-Y. Chen, and L.-C. Kuo (1997), Velocity field of GPS stations in the Taiwan area, *Tectonophysics*, *274*, 41-59.
- Yu, S.-B., L.C. Kuo, Y.J. Hsu, H.H. Su, C.C. Liu, C.S. Hou, J.F. Lee, T.C. Lai, C.C. Liu, C.L. Liu, T.F. Tseng, C.S. Tsai and T.C. Shin (2001), Preseismic deformation and coseismic displacements associated with the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *91*, 995-1012.

Annexe D

Localisation des sites

La carte suivante (figure D.1) localise les sites de mesure (absolue et relative) de la pesanteur, les stations GPS et les pluviomètres dont nous disposons. Les sites RG30 à RG47 ne sont pas représentés pour que la carte soit plus lisible, dans le détail :

- RG33 à RG39 se situent entre AG2a et AG2b, dans la chaîne côtière.
- R30 à RG32 sont entre SHAN, dans la vallée longitudinale et AG03 à l'entrée de la chaîne centrale
- RG40 et RG41 sont entre AG03 et RG15
- RG42 et RG43 sont entre RG15 et AG04
- RG44 à RG46 sont entre AG04 et RG14
- RG47 est entre RG14 et AG05

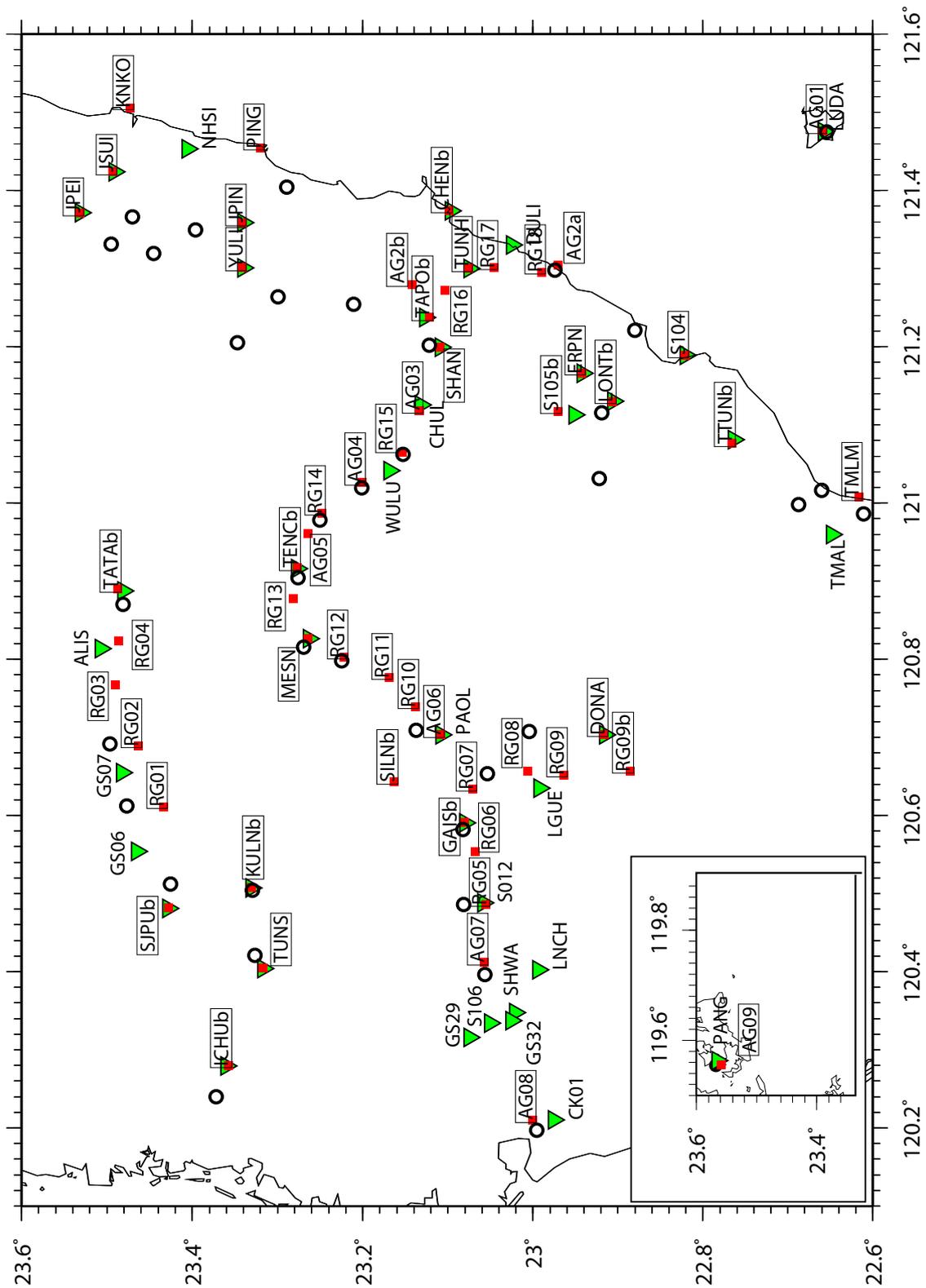


FIG. D.1: Localisation des sites de gravimétrie (carrés rouges et nom encadré) des GPS (triangles inversés verts et nom) et des pluviomètres (cercles noirs sans nom) utiles à notre étude. La zone encadrée montre l'île Penghu, plus à l'ouest de l'île, sur laquelle est installé AG09.

Résumé

L'étude des variations temporelles de pesanteur suscite un intérêt croissant en raison de l'amélioration de la précision des gravimètres et de ses nombreuses applications en géosciences. L'exploitation de cette méthode dans le domaine des études tectoniques, en particulier des processus d'orogénèse, trouve sa justification dans les transferts de masses et les déformations qui caractérisent la formation des chaînes de montagnes. Nous nous sommes intéressés aux variations temporelles de pesanteur qui existent à Taïwan, à partir de mesures de gravimétrie absolue et relative dans le sud de cette île. L'orogénèse taïwanaise, entretenue par la convergence rapide de la plaque de la mer des Philippines vers la plaque Eurasie, est en effet le siège de nombreux transferts de masses et de déformations importantes.

Après avoir détaillé l'acquisition et le traitement des mesures gravimétriques que nous utilisons, nous constatons l'existence de variations temporelles significatives de la pesanteur à Taïwan, atteignant parfois plusieurs dizaines de microgals ($1 \text{ microgal} = 1 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$). Nous considérons que trois phénomènes sont responsables de l'essentiel des variations de pesanteur mesurées : les mouvements verticaux du sol, l'hydrologie locale et les forts taux de sédimentation et d'érosion qui surviennent à la suite de typhons. Leur séparation se fait à l'aide de données complémentaires issues d'autres méthodes (GPS, pluviométrie, observations de terrain). Nous montrons l'influence des mouvements verticaux du sol sur nos mesures, dans l'est et l'ouest de l'île, mais sans pouvoir conclure sur les redistributions de masses profondes qui les accompagnent, du fait de séries temporelles encore trop courtes. Nous relevons également l'utilité des mesures de pluviométrie pour expliquer les variations de pesanteur observées. Cependant leur valorisation rigoureuse dans l'étude du signal gravimétrique nécessite plus d'une campagne par an. Enfin nous identifions les transferts de masses, par érosion ou sédimentation, qui surviennent dans la chaîne centrale de Taïwan lors du passage de typhons. Nous estimons les hauteurs de matériaux déposés ou érodés et proposons des améliorations d'acquisition pour mieux quantifier les volumes mobilisés.

Abstract

The rising interest in the study of temporal gravity changes is due to the improvements of gravimeters and to its usefulness in Earth sciences. Tectonic processes, especially mountain building, imply deformations and mass transfers. Consequently, this should lead to temporal gravity changes. Here we study the case of Taiwan mountain building, using both absolute and relative gravity data acquired in the south of this island. This study is motivated by the vigorous mass transfers and deformations which take place in Taiwan, as a result of the fast convergence of the Philippine sea plate toward the Eurasian plate.

Once the acquisition and the processing of our gravity data has been performed, we observe significant gravity changes between surveys, up to tens of microgals ($1 \text{ microgal} = 1 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$). We suggest that three main processes are responsible for these gravity changes : vertical movements of the ground, local hydrology and the high erosion and sedimentation rates induced by typhoons. The separation of these effects is done jointly with the use of complementary data (GPS time series, rainfall measures, field observation). We especially show the influence of ground vertical movements on gravity changes in the east and in the west of Taiwan. Yet we do not get the mass transfer information, theoretically associated to this signal, because of the youth of our gravity time series. We also note how useful are the rainfall data to explain gravity changes at the first order. More frequent gravity measures are however needed to clearly demonstrate their benefits. To finish, we observe and quantify surface mass transfers which occur with landslides and debris flows, both triggered by typhoons. This is mainly observed in the central range of Taiwan and we suggest improvements to better quantify volumes of moved rocks.