







De la géodésie spatiale à la géodésie sous-marine : Quantifier et comprendre les mouvements de la croûte terrestre

Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches présenté par Valérie Ballu

Chargée de recherche CNRS à l'Université de La Rochelle Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers

Soutenance le devant le jury composé de : Mioara Mandea Physicienne (CNES, Paris) Rapporteur Frédéric Masson Professeur (EOST/IPGS) Rapporteur Directeur de recherche IRD (Géoazur) Jean-Mathieu Nocquet Rapporteur Stéphane Calmant Directeur de recherche IRD (LEGOS) Examinateur Examinateur Javier Escartin Directeur de recherche CNRS (IPGP) Andrea Walpersdorf Examinateur Physicienne (Université Grenoble Alpes) Guy Wöppelmann Professeur (Université de La Rochelle) Examinateur









Table des matières

Liste des	s acronymes	5			
Préambi	ale	7			
Introduc	ction générale	7			
Introduc	ction des chapitres I et II : la géodésie sous-marine	10			
1.1	Bibliographie / état de l'art	11			
1.2	L'observatoire EMSO-Açores				
1.2.1	Contexte général				
1.2.2	Ü				
1.2.3					
1.3	Déformation du volcan Santorin / réponse rapide à la crise volcano-sismique				
1.4	Mouvements verticaux et cycle sismique dans la zone de subduction du Vani	uatu			
	26				
1.4.1	Contexte	27			
1.4.2	Dispositif expérimental	29			
1.4.3	Mouvements relatifs de part de d'autre de la frontière de plaque	35			
1.4.4	Positionnement vertical "absolu" par combinaison pression / GNSS / altimétrie	36			
1.4.5	Altimétrie et cartographie GNSS	41			
1.5	Bilan sur la mesure des déformations verticales en fond de mer	43			
2 Mes	sure de la déformation en fond de mer : distancemétrie acoustique	e ei			
GNSS/A	Acoustique	45			
2.1	La distancemétrie acoustique	47			
2.1.1					
2.1.2	Le projet ASSEM d'observatoire fond de mer dans le Golfe de Corinthe	48			
2.1.3	Déformation sous-marine de la faille Nord-Anatolienne en Mer de Marmara	50			
2.2	Le GNSS/Acoustique : simulations et expériences probatoires	54			
2.2.1	Le GNSS/Acoustique : principe et contexte historique	54			
2.2.2	Subduction dans les Petites Antilles et possible apport de la géodésie fond de mer	58			
2.2.3	Le projet CANOPUS	61			
2.2.4	Expériences probatoires de GNSS/A: GEODESEA et DIVACOU/CANOPUS	63			
3 Moi	uvements verticaux de la croûte terrestre et niveau marin relatif	73			
3.1	Niveau marin relatif et risques littoraux au Vanuatu	73			
3 1 1	Le cas des Torres et du village de Lateu	73			

	3.1.2	Cas d'Ambae		
	3.1.3	Bilan / illustration du concept de trajectoire de vulnérabilité		
	3.2	Montée du niveau marin relatif au Bangladesh : rôle de la surcharge liée à la		
	sédimo	entation Holocène78		
	3.2.1	Instrumentation in-situ au Bangladesh : marégraphes, GNSS et réflectométrie79		
	3.2.2	Modélisation de la subsidence générée par la surcharge sédimentaire Holocène		
	3.3	Quantification des mouvements verticaux dans le Pacifique Sud-Ouest et centra		
		84		
	3.3.1	Motivation84		
	3.3.2	Comment évaluer les mouvements verticaux, quelle incertitude ?		
	3.3.3 le fut	Peut-on utiliser les taux de déformation mesurés pour faire des projections de niveau marin relatif dans rela		
4	Con	clusion / Perspectives89		
	4.1	L'essor de la géodésie fond de mer en France90		
4.2		Interdisciplinarité et mutualisation : le projet PAMELi93		
	4.3 altimé	Cartographie du niveau marin et développement du site de calibration/validation		
5	Réfe	Frences		
6	Curriculum Vitae115			
7	List	Liste des travaux119		
8	Première page des articles auxquels j'ai contribué depuis une dizaine d'année 129			

Liste des acronymes

BPI Banque Publique d'Investissement

CMEMS Copernicus Marine Environment Monitoring Service

CNES Centre National d'Études Spatiales

CNRS Centre National de la Recherche Scientifique

CTD Conductivity Temperature Depth

ECCO Estimating the Circulation & Climate of the Ocean

EMSO European Multidisciplinary Seafloor and water column Observatory

FUI Fond Unique Interministériel

GNSS Global Navigation Satellite System

GNSS/A Global Navigation Satellite System / Acoustic

GPS Global Positioning System

GPS/A Global Positioning System / Acoustic

IPGP Institut de Physique du Globe de Paris

IRD Institut de Recherche pour le Développement

ITRF International Terrestrial Reference Frame

IUEM Institut Universitaire Européen de la Mer

LIENSs Littoral Environnement et Sociétés

MRU Motion Reference Unit

N/O Navire Océanographique

ROV Remote Operated Vehicle

SIO Scripps Institution of Oceanography

ULR Université de La Rochelle

USBL Ultra Short BaseLine

Préambule

Chers lecteurs, je n'ai pas été précoce dans l'écriture de cette HDR, c'est un fait! Sans doute ne me sentais-je pas prête ou manquais-je de motivation et de temps... ou un peu de tout, mais voilà, la perspective de pouvoir développer mes activités de recherche en encadrant des doctorants m'a motivée à sauter le pas... l'avantage d'avoir traîné, c'est que je ne manque pas de choses à raconter... l'inconvénient, c'est que j'en ai beaucoup! je m'attacherai autant que possible à faire ressortir le fil conducteur de mes recherches: quantifier et comprendre les mouvements crustaux à la surface de la Terre, en particulier les mouvements verticaux et/ou sous-marins. J'espère aussi vous montrer comment nombre de mes travaux peuvent se voir comme un ensemble de briques posées avec l'idée de pouvoir conduire prochainement une expérience de géodésie fond de mer ambitieuse pour répondre, par exemple, à la question de l'accumulation de contraintes dans la subduction des Antilles.

Les travaux présentés dans ce mémoire ont tous été conduits en collaboration avec d'autres et certains au travers de l'encadrement de doctorants, post-doctorants ou étudiants de master depuis la fin de mon doctorat. Ils ont d'abord été réalisés à l'IPGP dans le cadre de mon affectation en tant que chargée de recherche au CNRS (fin 1999) puis au laboratoire LIENSs où je suis depuis fin 2012. De fin 2007 à mi-2010, ils ont été conduits depuis le Vanuatu où j'ai été expatriée par l'IRD. Avant de poursuivre, je me dois de dire que les travaux présentés dans ce manuscrit n'auraient pas vu le jour sans de nombreuses collaborations. Ces collaborations ne sont pas systématiquement mentionnées au fil des pages, mais leur importance n'en est pas moins grande ; je pense en particulier à Stéphane Calmant, Marie-Noelle Bouin, Bernard Pelletier, Wayne Crawford, Guy Wöppelmann, Laurent Testut, Jean-Yves Royer, Anne Deschamps, Pierre Sakic, Olivier de Viron, Michel Diament, Mathilde Cannat, Javier Escartin et mes collègues vanuatais, dont l'impact a été ou est déterminant dans les recherches présentées.

Introduction générale

Les travaux de recherche que j'ai menés ont pour fil conducteur principal l'étude de la déformation de la croûte terrestre. Je m'intéresse en particulier aux cycles associés à cette déformation afin de mieux comprendre les processus mis en jeu en limite de plaques (par exemple cycle magmatotectonique pour les limites de plaques en extension ou cycle sismique dans les zones de subduction). Après m'être intéressée à la structure fine de la croûte et à sa genèse en utilisant la gravimétrie de fond de mer lors de ma thèse et mon post-doctorat à la Scripps Institution of Oceanography, j'ai souhaité poursuivre sur des aspects plus dynamiques des processus en jeu en frontières de plaques, ce qui m'a conduit naturellement vers la géodésie et la quantification des déformations actives. De nombreux processus tectoniques actifs ayant lieu sous l'eau, leur étude nécessite de travailler en domaine sous-marin afin de s'approcher des zones de déformation. Or, les techniques utilisées

classiquement en géodésie à terre, souvent basées sur la propagation d'ondes électromagnétiques ou optiques qui se propagent peu sous l'eau, ne sont pas directement utilisables ; j'ai donc été amenée à utiliser ou développer de nouveaux outils en géodésie sous-marine à la fois pour la mesure des mouvements verticaux ou celle des mouvements horizontaux. La géodésie sous-marine était l'objectif principal de mon projet de recherche lors de mon entrée au CNRS et ce thème reste un thème central dans les recherches que je conduis actuellement.

C'est principalement à travers cette thématique de géodésie dite fond de mer que j'ai développé d'autres thématiques de recherche. En effet, la géodésie fond de mer est une discipline jeune et qui se développe au carrefour avec d'autres disciplines. Par exemple, utiliser la pression en fond de mer pour positionner des points à la surface de la Terre m'a amenée à m'intéresser de près à la fois à l'altimétrie satellitaire et aux méthodes qui sont développées pour la calibration/validation des altimètres radar embarqués sur satellites, mais également à l'océanographie physique et à la contribution des processus affectant la colonne d'eau dans le signal de pression en fond de mer.

Enfin, mon intérêt pour les processus qui entrent en jeu dans les mouvements verticaux de la croûte terrestre et ceux qui affectent le niveau marin, combiné avec l'envie de contribuer un peu plus directement à des thématiques scientifiques en lien avec le quotidien des populations m'ont naturellement poussée à m'intéresser au niveau marin et l'aléa qu'il peut représenter pour les populations littorales.

Ce mémoire présente dans une première partie les travaux que j'ai menés sur la quantification des mouvements verticaux sous-marins en utilisant la pression en fond de mer. Je présenterai des études à grande profondeur où le principal facteur limitant le type de mouvement que l'on peut détecter est lié à la dérive instrumentale et à la dynamique de l'océan sus-jacent (cas de l'observatoire Momar, Monitoring of the Mid-Atlantic Ridge et de l'expérience menée dans la caldeira sous-marine du volcan Santorin). A plus faible profondeur, je montrerai l'intérêt de quantifier finement les variations de hauteur de la surface de la mer, afin d'être en mesure de déterminer la hauteur par rapport à l'ellipsoïde de points sous-marins. Ce type d'étude est mené au Vanuatu en combinant des données de pression à des mesures d'altimétrie satellitaire et de GNSS cinématique.

La seconde partie sera consacrée aux études que j'ai menées sur la mesure des mouvements horizontaux sous-marins de la croûte terrestre, en collaboration notamment avec des collègues de l'IUEM à Brest. Je présenterai l'étude que nous menons en Mer de Marmara, étude qui a pour objectif de quantifier la déformation active en fond de mer au travers de la faille Nord-Anatolienne dont la portion sous-marine constitue une menace pour la ville d'Istanbul et pour laquelle quantifier les mouvements sous l'eau constitue un enjeu de premier plan en termes de compréhension des processus et de connaissance de l'aléa sismique et tsunamigénique. Je présenterai ensuite les expériences préliminaires de positionnement GNSS/A d'un point en fond de mer par combinaison de mesures acoustiques sous l'eau et GNSS (Global Navigation Satellite System) pour le segment aérien, ainsi que les travaux théoriques que j'ai dirigés pour étudier la pertinence d'installer un dispositif de géodésie fond de mer (et les conditions de cette installation) en particulier dans les Petites Antilles françaises. En effet, à partir des seules données géodésiques à terre, il est difficile

de quantifier l'accumulation des contraintes liées à la subduction de la plaque nord-atlantique sous la plaque caraïbe et donc d'écarter l'éventualité d'un séisme et tsunami majeur dans cette zone.

Une troisième partie du mémoire est consacrée à l'étude de mouvements verticaux relatifs terremer et aux implications éventuelles pour la population. Deux études de cas locaux sont présentées : celle du Vanuatu où nous avons pu montrer que les mouvements tectoniques liés au cycle sismique en zone de subduction pouvaient avoir un rôle dominant dans les variations du niveau marin subies par les habitants, et celle du Bangladesh où les mouvements verticaux de la croûte peuvent également avoir un rôle majeur et où nous avons montré l'importance de la subsidence liée à la surcharge sédimentaire apportée au cours de l'Holocène. Afin que les mouvements verticaux de la croûte terrestre et leur contribution dans les variations du niveau marin relatif, puissent être utilisés dans les études prospectives sur l'impact des variations du niveau de la mer, en particulier dans le contexte de changement climatique global que nous connaissons, un des paramètres importants est la quantification de l'incertitude sur la connaissance des mouvements. Ce point sera illustré à partir des travaux que j'ai conduits ou co-encadrés sur les mouvements verticaux dans le Sud-Ouest Pacifique.

La dernière partie du document porte sur les projets que je propose de développer au LIENSs. Outre la poursuite des travaux déjà engagés et le développement de la géodésie fond de mer à une échelle plus nationale, mon objectif est de mener (et de contribuer à) des projets interdisciplinaires qui permettront en même temps de répondre à des problématiques dans mon domaine d'expertise. Par exemple, je porte le projet PAMELi -Plateforme Autonome Multicapteurs pour l'Exploration du Littoral-, fédérateur au sein de l'Université de La Rochelle et qui a pour objectif central de mutualiser les sorties terrain en mer, faciliter l'archivage et l'accès aux données collectées afin de favoriser l'émergence et la conduite, à terme de nouveaux thèmes de recherche à l'interface entre les disciplines (géographie, biologie, géophysique...). Ce projet collectif, devrait me permettre également d'avancer sur des thématiques de recherche qui me sont plus personnelles, avec en particulier le développement d'une expertise dans la cartographie de la topographie de l'océan (à des fins d'amélioration et validation des données d'altimétrie satellitaires, utiles en géodésie fond de mer pour l'étude des mouvements verticaux à faible profondeur) et l'automatisation de mesures sur drones que j'espère mettre à profit à plus long terme pour des mesures de positionnement horizontal en fond de mer par GNSS / Acoustique.

Introduction des chapitres I et II: la géodésie sous-marine

La géodésie terrestre, notamment grâce au développement des techniques spatiales, a fortement contribué aux progrès récents en géophysique sur des thématiques aussi variées que la quantification des mouvements des plaques tectoniques à grande échelle, la rhéologie du manteau, la mise en évidence et la quantification du blocage sur une faille ou à l'interface entre des plaques en subduction ou, plus récemment, la mise en évidence de glissements lents asismiques sur de nombreuses failles, pour ne citer que quelques exemples. Si certaines problématiques à grande échelle peuvent être abordées de façon satisfaisante à partir des mesures à terre ; d'autres, à plus petite échelle, nécessitent de s'approcher de la source à l'origine de la déformation. De nombreuses structures tectoniquement actives sont situées sous l'eau ; c'est en particulier le cas de toutes les zones de subduction et de quasiment toutes les dorsales, en raison de la densité de la croûte océanique. En effet, seules les portions de dorsales situées dans des contextes particuliers (à l'aplomb d'un point chaud comme en Islande ou dorsale naissante pour les rifts) peuvent être émergées. Ainsi, si l'on veut comprendre la dynamique des processus à l'axe d'une dorsale ou cartographier les zones de glissement asismique/blocage à l'interface d'une subduction, quantifier la déformation active en domaine sous-marin est essentiel.

Les ondes électromagnétiques utilisées classiquement en géodésie terrestre (par exemple dans le GNSS) ne propagent pas dans l'eau et ne peuvent donc pas être utilisées en géodésie sous-marine. En revanche, les ondes acoustiques se propagent très efficacement dans l'eau; toutes les méthodes de positionnement sous-marin 3D en font donc usage, à l'exception toutefois de certaines méthodes passives de positionnement des sous-marins militaires.

Comme on l'observe dans le cas des systèmes GNSS, la précision de la détermination des positions est moindre pour la composante verticale que pour les composantes planimétriques dans la triangulation acoustique depuis la surface, utilisée classiquement pour localiser des dispositifs sousmarins. Cela vient essentiellement de la disposition des satellites ou têtes acoustiques de surface (tous au-dessus des points à positionner) et de la propagation des ondes au travers d'un milieu stratifié horizontalement. A l'image de ce qui se passe avec la troposphère pour les systèmes GNSS, lorsque l'on s'intéresse à un positionnement centimétrique, la méconnaissance de la célérité du son dans l'eau est un des principaux facteurs limitant la précision. Les méthodes développées pour quantifier le positionnement ou la déformation sur la composante verticale (à partir de la pression) et sur la composante horizontale (par acoustique sous-marine) sont donc distinctes. Dans le premier chapitre de ce manuscrit, je m'attacherai à donner un aperçu des travaux existants sur la mesure des déformations sous-marines verticales à partir de la pression en fond de mer et je présenterai les travaux que j'ai conduits ou dirigés dans ce domaine. Les mesures de positionnement ou déformation horizontales seront présentées dans le second chapitre.

1 Positionnement et déformation verticale en fond de mer

1.1 Bibliographie / état de l'art

La mesure de déformation en fond de mer à partir de la pression est basée sur l'équilibre hydrostatique : la pression sous l'eau résulte du poids de la colonne d'eau et d'air sus-jacente. La pression que subit un capteur situé sur le fond sous-marin augmente ou diminue si le sol descend ou monte. La difficulté ne vient pas du principe de mesure, mais du bruit environnant et de la dérive des capteurs.

Sous le terme "bruit environnant", j'entends toute variation de pression qui ne soit pas liée au mouvement du sol, mais générée par l'atmosphère et l'océan sus-jacents. Outre les marées qui, bien que de grande amplitude, peuvent être corrigées précisément pour autant que l'on ait des enregistrements continus (par filtrage ou une analyse harmonique, par exemple), la dynamique de l'océan et l'atmosphère est associée à des fluctuations de pression de fond d'amplitudes et fréquences qui peuvent être tout à fait comparables aux signaux de mouvements du sol recherchés.

La dérive des capteurs de pression a été mise en évidence même sur les capteurs réputés les plus stables (Polster et al., 2009; Wearn and Larson, 1982); cette limite vient du principe de mesure et des éléments mécaniques susceptibles de vieillir ou de varier (cristal de quartz, tube, qualité du vide, etc..). En effet, il s'agit de mesurer les variations de longueur d'un barreau en cristal de quartz ayant une extrémité attachée à un tube de Bourdon dont la courbure varie avec la pression extérieure (Figure 1-1). Ainsi, si la pression extérieure augmente, le tube a tendance à se tendre, ce qui allonge le cristal de quartz. Les variations de longueur du quartz sont estimées à partir des changements de la fréquence de résonance du cristal. Nous verrons, plus loin, que cette contrainte sur la dérive est en passe d'être partiellement levée par une mesure différentielle in-situ avec une pression de référence (méthode A-O-A, J. Paros, comm. pers.), mais à un coût élevé.

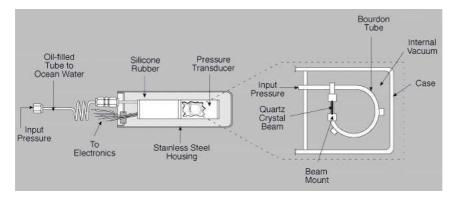


Figure 1-1: Principe du tube de Bourdon utilisé classiquement dans les capteurs de pression. Dans ce cas, la déformation du tube est quantifiée par un oscillateur à quartz.

Les premières études utilisant la pression en fond de mer pour la détection de mouvements verticaux en fond de mer sont celles menées par C. Fox sur le volcan Axial Seamount à l'axe de la

dorsale Juan de Fuca (Fox, 1990, 1993, 1999). De 1987 à 1992, 5 épisodes de variations monotoniques de la pression ont été interprétés comme des épisodes de subsidence de quelques centimètres durant 10 à 23 jours chacun (Fox, 1993). L'impossibilité de séparer une dérive capteur d'une déformation lente est relevée dès ces premiers articles. L'expérience pilote avait été installée sur le site Axial Seamount en raison de son activité; ce choix s'est révélé pertinent puisqu'une subsidence de plus de 3m lors de l'éruption de 1998 a pu être mise en évidence grâce aux enregistrements de pression (Fox, 1999). En utilisant les taux de déformation donnés par la pression et différents modèles de fonctionnement du volcan, Chadwick et al. (2006) et Nooner et Chadwick (2009) ont caractérisé les cycles de subsidence / inflation liés au vidage puis remplissage de la chambre magmatique sous Axial Seamount et prédit l'imminence d'une éruption laquelle s'est effectivement produite en 2011 (Chadwick et al., 2012). Les premiers travaux étaient basés sur l'analyse d'enregistrements continus de la pression, chaque capteur fournissant une série temporelle de déformation en un lieu ; une déformation lente, même localisée, ne pouvait pas être mise en évidence, car non séparable de la dérive instrumentale. Le second type d'expérience, mise en place à Axial Seamount pour détecter des variations latérales dans les taux de déformation, est l'installation d'un réseau de répétition où la pression est mesurée successivement sur des repères géodésiques à l'aide d'un ROV (Remote Operated Vehicle) (Chadwick et al., 2006). L'intérêt est alors de pouvoir cartographier des déformations; en revanche, on perd la dimension temporelle à courte échelle de temps qui nécessite des enregistrements continus (Nooner and Chadwick, 2009); la combinaison des deux types de mesures permet théoriquement de suivre la déformation verticale dans l'espace et dans le temps.

Les principales autres expériences pilotes ont été celle de Fujimoto et al. (2003) à l'axe de la dorsale Est-Pacifique où un changement de tendance a été mis en évidence sur l'enregistrement de trois capteurs de pression : ce changement reste difficile à interpréter mais pourrait avoir été généré par des mouvements crustaux (bien qu'initialement interprété comme étant lié à El Ninõ) et celle de Phillips et al. (2008) consacrée au suivi de la déformation du flanc du Kilauea. Dans cette étude de mesure de la pression sur un réseau de répétition, Phillips et al. (2008) ont pu quantifier le glissement de la faille à environ 28 +/-7 cm/an. L'originalité de l'étude vient du fait que les mesures sont faites à partir d'un navire de surface en utilisant un petit véhicule ("control vehicle") équipé d'une caméra et de propulseurs latéraux et descendu vers le fond au bout d'un câble. Les mesures sont faites soient en posant l'instrument directement sur le repère géodésique en béton, soit par rattachement (distance/angle) entre l'instrument et le repère. Cette technique, laborieuse, n'est clairement pas adaptée à la détection de mouvements centimétriques et les campagnes utilisant un submersible (Ballu et al., 2009) ou un ROV me semblent plus adaptées (Chadwick et al., 2006a; Stenvold et al., 2006; Vilaseca et al., 2016).

L'intérêt des mesures de pression en fond de mer a connu un nouvel essor récemment, en particulier pour l'étude des déformations en contexte de subduction à proximité de la frontière de plaque, déformations en général mal contraintes à partir des mesures à terre. Dans le cas du mégaséisme de Tohoku-Oki, les données de géodésie fond de mer en général (pression et GNSS/A) ont montré 1) que les déplacements étaient de forte amplitude -Ito et al. (2011) ont mesuré 5 m de soulèvement à proximité de la fosse- et 2) que la rupture avait atteint le fond de mer (à l'origine du

méga-tsunami), alors qu'à l'inverse dans le cas du séisme M7.6 au Costa Rica, les données de pression montrent que le déplacement co-sismique du sol n'a pas atteint le fond de mer, mais qu'en revanche il y a une forte déformation post-sismique superficielle (Davis et al., 2015; Sun et al., 2017). La compréhension des mécanismes à l'origine de ces différences est évidemment importante pour l'évaluation de l'aléa tsunami d'une région. Hino et al. (2014) ont également utilisé les données de pression (seules données de déformation en continu dans la zone) à la recherche de précurseurs au séisme de Tohoku-Oki (sans succès). Il ne s'agit pas de vrais précurseurs, mais Ohta et al. (2012) suggèrent, d'après une analyse des données de pression, que le glissement post-sismique lié au séisme M7.3 du 9 mars 2011, en direction de la surface, ait pu contribuer au déclenchement du séisme de Tohoku-Oki 51h plus tard. Enfin, toujours sur le séisme de Tohoku-Oki, les données de pression fond de mer font partie de l'ensemble des données utilisées dans l'étude de la déformation visco-élastique post-sismique (Watanabe and Sato, 2014). En ce qui concerne la mise en évidence de signaux transitoires, les enregistrements de pression en fond de mer et/ou en puits ont permis la mise en évidence de séismes lents : au large de la Péninsule de Nicoya au Costa Rica (Davis et al., 2015) avant le séisme de 2012, au Japon par exemple peu de temps avant le séisme de Tohoku (Ito et al., 2013), au large de la péninsule de Boso (Sato et al., 2017) ou encore dans la région de Nankai (Suzuki et al., 2016). En caractérisant l'extension offshore d'événements transitoires déjà connus en Nouvelle-Zélande au large de la péninsule d'Hikurangi par les données GNSS à terre, Wallace et al. (2016) ont pu montrer que ces événements avaient lieu très près de la fosse, à moins de 2 kilomètres de profondeur.

C'est dans ce contexte de développement de la caractérisation des mouvements verticaux sousmarins à l'aide de la pression en fond de mer que se situe la part de mes travaux que je présente dans ce premier chapitre. Ils sont basés principalement sur l'analyse de séries temporelles de pression en fond de mer acquises dans le cadre d'un observatoire fond de mer à l'axe de la dorsale Médio-Atlantique (Ballu et al., 2009), dans la caldeira du volcan Santorin (Vilaseca et al., 2016) ou encore à faible profondeur pour l'étude de la subduction des Nouvelles Hébrides (Ballu et al., 2013). Dans le cadre de ce dernier chantier, nous avons développé une méthodologie originale, adaptée à des zones de faible profondeur permettant d'obtenir des profondeurs dans un référentiel externe, à l'image du GNSS/A pour les mouvements horizontaux (Ballu et al., 2010, 2013).

1.2 L'observatoire EMSO-Açores

1.2.1 Contexte général

L'observatoire EMSO-Açores (initialement appelé MoMAR pour Monitoring of the Mid-Atlantic Ridge) est développé et maintenu depuis une dizaine d'année pour le suivi temporel du segment Lucky Strike à l'axe de la dorsale Médio-Atlantique et de son champ hydrothermal (Cannat et al., 2016). L'objectif de cet observatoire fond de mer, à la fois scientifique et technologique, est de développer un système autonome (non câblé) multi-disciplinaire avec transmission de données en

temps quasi-réel vers la terre. L'infrastructure d'observatoire est constituée d'une bouée de surface qui récupère les données du fond par transmission acoustique et assure leur transfert vers la terre, et de deux boites de jonction (nœuds SEAMON), situées au fond, sur lesquelles sont connectés les instruments. Certaines campagnes de maintenance de l'observatoire sont mises à profit pour effectuer d'autres mesures ou déployer des instruments autonomes. Cet observatoire participe de l'effort coordonné au niveau européen pour le développement des observatoires fond de mer EMSO (European Multidisciplinary Seafloor and water colum Observatory, http://emso.eu), développement évidemment indispensable pour comprendre et surveiller ce qui se passe sur les 2/3 sous-marins de la planète.

Le site de Lucky Strike (Figure 1-2) a été choisi par la communauté comme étant le meilleur compromis entre l'intérêt scientifique - avec la présence d'un volcan central, d'un site hydrothermal développé et d'une chambre magmatique -, une bonne connaissance de la zone (Bazin et al., 2010; Dusunur and Escartin, 2008; Fouquet et al., 1994; Langmuir et al., 1997; Ondréas et al., 2009; Singh et al., 2006), et un intérêt politique et logistique puisqu'il est situé à raisonnable distance des Açores et dans les eaux européennes (portugaises).

C'est tout naturellement que je me suis impliquée dans le projet d'observatoire EMSO-Açores dès le début, car ce projet se situe dans la continuité des thématiques scientifiques auxquelles je m'étais intéressée lors de ma thèse et mes post-doctorats. Il s'agit en particulier de l'étude du cycle magmato-tectonique dans la zone MARK plus au nord sur la dorsale Médio-Atlantique à partir de la gravimétrie fond de mer (Ballu et al., 1998a; Durand et al., 1996) ou dans le rift d'Asal par l'étude des variations temporelles du champ de pesanteur (Ballu et al., 2003), mais également de la répartition des dépôts hydrothermaux (Auzende et al., 1996; Ballu et al., 1998b) et leur lien avec l'activité magmatique ou tectonique de la zone.

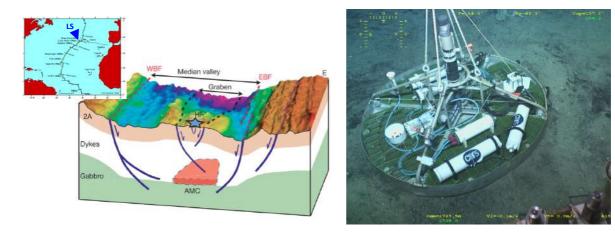


Figure 1-2 : L'observatoire EMSO-Açores : à gauche, site d'étude avec coupe de la vallée axiale montrant la structure crustale et les interactions supposées entre failles et chambre magmatique et à droite, vue du nœud SEAMON ouest lors de son déploiement (campagne Momarsat 2015).

Les mouvements verticaux sont un indice clef permettant de suivre la dynamique des systèmes volcaniques terrestres, par mesures GNSS, InSAR ou gravimétrie (e.g. Dzurisin, 2003) ou marins par mesures de pression (e.g. Chadwick et al., 2006a; Nooner and Chadwick, 2009), car ces

mouvements sont sensibles au remplissage ou vidage des réservoirs magmatiques ou à la mise en pression des systèmes hydrothermaux. En outre, comme c'est le cas classiquement à l'axe d'une dorsale lente, la bathymétrie du segment Lucky Strike est marquée par une vallée axiale, d'environ 1000m de dénivelés, créée de façon relativement silencieuse d'un point de vue sismique et les questions sur les mécanismes à l'origine de cette topographie à petite échelle sont ouvertes.

Si le site de l'observatoire est intéressant pour de nombreuses disciplines telles que les interactions géosphère/biosphère ou la compréhension de la dynamique des transferts de chaleur, le faible taux d'accrétion de la dorsale Médio-Atlantique fait que les processus sont lents et qu'il n'est pas clair que nous ayons la chance d'observer un événement magmatique ou tectonique dans un avenir proche. Cependant, en raison de la dynamique scientifique orchestrée en premier lieu par Mathilde Cannat et des campagnes régulières qui y sont menées, ce site a constitué une opportunité pour des développements méthodologiques nécessitant des relèves instrumentales et donc en particulier pour le suivi des déformations en fond de mer. C'est dans ce cadre que j'ai initié la composante géodésie fond de mer de l'observatoire fond de mer, avec la reconnaissance d'une opportunité et l'idée que si un événement se produisait, il faudrait être en mesure de le caractériser pour la communauté impliquée dans l'observatoire.

1.2.2 La campagne Graviluck

Afin de mieux caractériser la zone d'un point de vue structural et dynamique, j'ai organisé et mené la campagne pluridisciplinaire Graviluck sur le N/O Atalante avec le submersible Nautile (Ballu et al., 2006). Après quelques péripéties organisationnelles, la campagne a finalement été réalisée en août 2006 (elle avait été programmée puis déprogrammée à l'été 2003, puis à nouveau programmée et déprogrammée pour août 2005). L'objectif principal était la mise en place d'un réseau géodésique de mesure des déformations verticales. Parallèlement aux mesures géodésiques proprement dites et en complément de celles-ci, la campagne comportait un important programme d'océanographie physique (collaboration G. Reverdin, LOCEAN/IPSL et A. Thurnherr, Lamont Doherty Observ.) dont l'objectif était l'amélioration du traitement des données géodésiques, mais également la quantification de l'importance des phénomènes de mélange liés à la topographie axiale (Pasquet et al., 2016; St Laurent and Thurnherr, 2007; Thurnherr et al., 2008). Par ailleurs, afin de mieux comprendre l'activité volcanique et tectonique et pouvoir faire le lien avec d'éventuelles observations géodésiques, un programme de géologie fond de mer a été mené avec le Towcam (caméra tractée de Wood's Hole Oceanographic Institution, collaboration J. Escartin et A. Soule) et à partir des plongées du Nautile (Barreyre et al., 2012). Nous avons également acquis, avec le Nautile, des données gravimétriques de fond de mer qui devaient permettre de mieux mieux caractériser la structure interne du volcan Lucky Strike et compléter le dispositif géodésique par des données de microgravimétrie (collaboration G. Sasagawa, SIO). Malheureusement, en raison d'un problème technique sur une capacitance thermique du gravimètre, les données gravimétriques du ROVDOG (Remote Operated Vehicle Deep Ocean Gravimeter) n'ont pas été de la qualité escomptée et ne permettent pas de faire une étude temporelle des variations microgravimétriques pour compléter le dispositif géodésique comme initialement prévu. Ces données ont donc été utilisées dans le cadre d'un stage M1 (Nolwenn Lesparre, 2006), conjointement à celles du Scintrex qui mesurait dans la sphère du Nautile, à des fins de modélisation de la structure crustale sous le volcan Lucky Strike. Les résultats obtenus montrent qu'il y a beaucoup d'hétérogénéités liées à la fracturation de la croûte, mais ne sont malheureusement pas suffisamment novateurs ou contraints et n'ont donc pas abouti à une publication.

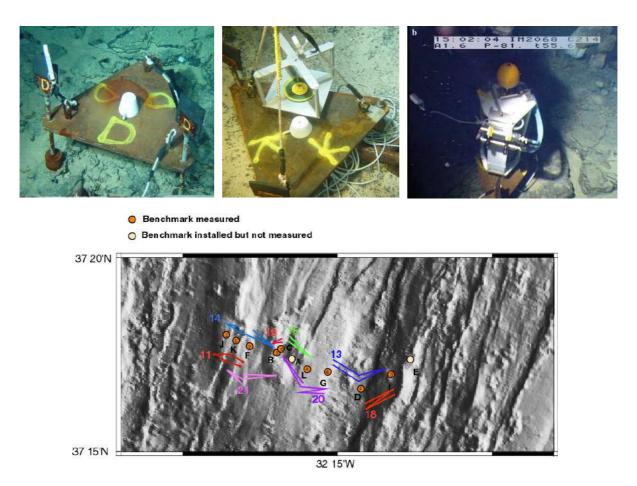


Figure 1-3: En haut, à gauche: exemple de repères géodésiques installés sur le fond dans des environnements variés. Chaque repère est nivelé grâce à des pieds ajustables. Un cône, avec un ergot détrompeur, permet le repositionnement du châssis instrumental exactement à l'identique. La verticalité sous l'eau est contrôlée par un pendule (en haut, milieu). En haut, à droite: vue du ROVDOG équipé de deux capteurs de pression Paroscientific pour la mesure du réseau. En bas: carte du réseau avec représentation des boucles de mesure; chaque boucle correspond à une plongée.

Un réseau géodésique de douze repères a été installé (Figure 1-3) et les résultats sont exploitables sur neuf de ces repères, disposés sur un profil de 9 km au travers de l'axe de la dorsale (Ballu et al., 2009); nous avons pu appréhender les difficultés d'installation ou de mesure et quantifier les incertitudes associées. Les repères sont des plaques métalliques lourdes, avec un cône central et un système de détrompage qui permet de réinstaller le module de mesure dans la même position. Lors de la plongée d'installation, les repères ont été grossièrement nivelés grâce à des pieds ajustables par les bras du submersible et un pendule, afin de permettre des mesures gravimétriques (le système de nivellement du gravimètre ne pouvant compenser que des petits angles). Les capteurs de

pression dérivant, le protocole de mesure implique de "boucler", c'est-à-dire au minimum de réitérer la mesure sur le premier repère mesuré, afin d'estimer une dérive supposée linéaire au cours de la plongée. Une des difficultés pratiques rencontrées lors des plongées de mesures du réseau a été la durée des plongées, surtout au regard de la visibilité et qualité de la navigation, et compte tenu du fait que chaque plongée doit se terminer au point de départ si l'on souhaite que les mesures soient exploitables.

Au problème connu de dérive lente des capteurs de pression s'ajoute une dérive plus rapide en début de plongée liée à l'ajustement aux conditions de pression et température (et ce malgré l'utilisation d'un bac d'eau froide à bord pour limiter les variations). En outre, nous avons été confrontés pour un des capteurs à une dérive rapide (~10-15 minutes) probablement liée à la mise en chauffe de l'électronique à chaque acquisition que nous avons pu modéliser par une décroissance exponentielle. Au final, la précision obtenue (Tableau 1) sur les différences de pression (donc de hauteur) entre deux repères géodésiques est de l'ordre du centimètre (Ballu et al., 2009).

Couple de	Δ h en mètres, calculés à partir des Δ P
repères	(1mBar ~ 1cm) 95% intervalle de confiance
I - D	430.374 +/- 0.005
D - G	-330.016 +/- 0.036
G - L	-50.681 +/- 0.008
L - C	50.996 +/- 0.006
C - B	-8.290 +/- 0.006
B - F	0.196 +/- 0.008
F - K	-35.295 +/- 0.011
K - J	0.755 +/- 0.013

Tableau 1 : Résultats obtenus après minimisation moindre carrés des données acquises sur les boucles au cours des 8 plongées de mesure (Ballu et al., 2009).

Les résultats de ces travaux sont comparables à ceux obtenus sur le réseau de répétition installé à Axial Seamount, avec une répétabilité qui est passée de +/- 15cm en 2000 à +/-0.9 cm en 2004, après élimination progressive des diverses sources d'erreur (Chadwick et al., 2006b). Lors de la campagne Graviluck, nous avons également installé un site de mesure en continu, avec un instrument autonome (JPP, Jauge de Pression Permanente) laissé à l'issue de la campagne, initiant ainsi la série d'observations de pression en continue de l'observatoire EMSO-Açores (section 1.2.3).

1.2.3 Dix ans d'observation de pression en continu

L'observatoire EMSO-Açores fournit deux types d'enregistrement de pression (Figure 1-4) : un ou des capteurs (Paroscientific Serie 8000) sont connectés au nœud SEAMON Ouest avec transmission temps quasi-réel des données par acoustique puis iridium vers la terre (données visualisables et accessibles sur le site EMSO) et deux capteurs (type Seabird SBE53) autonomes sont déployés et relevés à l'occasion des campagnes Momarsat.





Figure 1-4: Capteurs de pression installés dans le cadre de l'observatoire EMSO-Açores. Un ou deux capteurs Paroscientific sont connectés au nœud Seamon Ouest, avec transmission d'une partie des données en temps quasi-réel (à gauche). Des capteurs autonomes (Seabird SBE53) sont installés sur deux sites, l'un au sommet du volcan, à proximité du noeud Seamon et l'autre au pied du volcan sur son flan est (à droite). La photo montre une relève avec un châssis prêt à être remonté et l'autre installé pour l'année suivante.

Les données de l'observatoire sont analysées à la recherche d'événements... et en l'absence d'événement notoire, l'idée est d'utiliser ces données pour caractériser le type de bruit en fond de mer afin d'en déduire un seuil de détectabilité d'événement : quel type d'événement et de quelle amplitude sommes-nous en mesure d'identifier ?

Nous avons obtenu une série temporelle quasi-continue de 2008 à 2018 sur les deux sites Ouest et Est, respectivement du sommet du volcan et de la référence au pied de son flan est (Figure 1-5). Le signal dominant, de l'ordre du mètre, est le signal de marée. Les fréquences tidales (liées à la marée) étant connues, ce signal peut être identifié et retiré par une analyse harmonique effectuée sur chaque année. Après retrait de la marée, les résidus contiennent essentiellement la dérive instrumentale, le signal océanographique et le signal lié au mouvement du sol que nous cherchons.

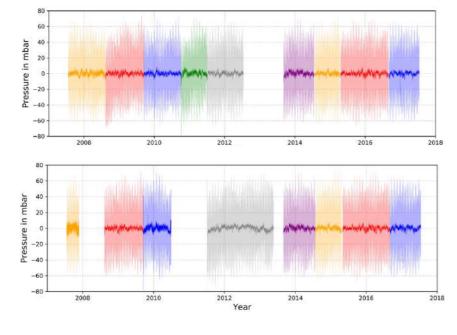


Figure 1-5: Données acquises avec les stations autonomes sur les sites du sommet du volcan (site ouest, en haut) et de référence au pied du volcan (site est, en bas). Le signal total est indiqué en teinte claire et le résidu, après retrait d'une marée modélisée par analyse harmonique, est indiqué en teinte plus soutenue. Les différentes couleurs correspondent aux relèves annuelles ou bi-annuelles des stations.

La dérive des capteurs est classiquement modélisée par une exponentielle décroissante associée à une dérive linéaire (Polster et al., 2009; Watts and Kontoyiannisn, 1990); c'est également le modèle que nous avons adopté pour modéliser la dérive de nos capteurs. Le signal d'origine océanographique a une amplitude de l'ordre de 5 à 10 mbar, comme attendu d'après les modèles type ECCO (Fukumori, 2002) ou la réanalyse Mercator-Glorys (développé dans le cadre européen du CMEMS). La première question que nous nous sommes posés a été de savoir si l'utilisation d'un modèle océanographique pouvait nous aider à identifier et retirer les variations de pression dues à la dynamique océanique, afin de diminuer l'amplitude des résidus et nous permettre de mieux identifier des signaux dus à un mouvement du sol. Nous avons testé le modèle ECCO, ainsi que la réanalyse Mercator-Glorys (Figure 1-6) et les résultats montrent que si l'ordre de grandeur des variations modélisées est effectivement correct, les modèles ne peuvent pas être utilisés pour une analyse différentielle car certains signaux sont très mal modélisés ou modélisés avec un déphasage. Ce résultat est cohérent avec les résultats obtenus plus au sud de la dorsale, sur le segment Logatchev (Gennerich and Villinger, 2011).

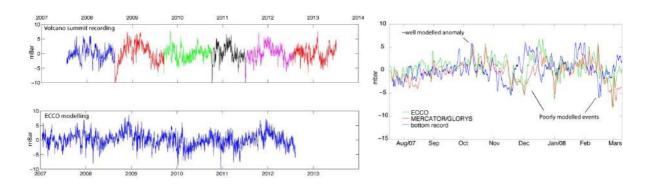


Figure 1-6: Variations d'origine océanique observées et modélisées. En haut, à gauche: la série résiduelle de pression au sommet du volcan, après retrait des variations tidales et de la dérive. En bas, à gauche: signal de pression prédit par modèle océanique ECCO-JPL (Fukumori, 2002). A droite: zoom sur les variations océaniques observées et prédites par les modèles: certaines variations sont correctement prédites par les modèles, alors que d'autres ne le sont absolument pas.

L'analyse du contenu spectral de la pression en fond de mer nous a permis de mettre en évidence une saisonnalité et la présence d'ondes infra-gravitaires près de 10 fois plus énergiques en hiver qu'en été, avec pour conséquence directe un seuil de détection des événements (mouvement du sol) plus élevé en hiver qu'en été (Figure 1-7). Cette différence saisonnière ne vient pas de l'état de mer à l'aplomb des marégraphes car les vagues de faible longueur d'onde sont totalement filtrées à grande profondeur ; il s'agit d'un impact indirect via la génération d'ondes infra-gravitaires.

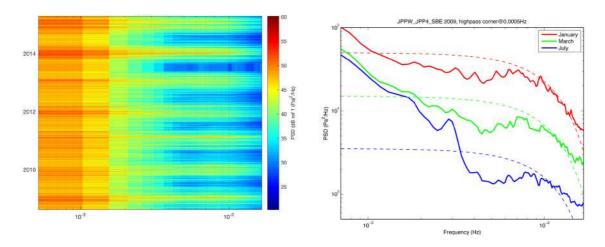


Figure 1-7: (à gauche) Spectrogramme des données de pression de l'observatoire Momar (données des capteurs SBE53). L'axe des abscisses donne la fréquence en Hz et l'axe des ordonnées indique le temps. (à droite) Un spectre sur l'année 2009 (site du sommet du volcan) montre que l'énergie varie en fonction de la saison. Les lignes pointillées montrent la forme spectrale attendue en fond de mer pour un contenu spectral blanc à la surface.

Les ondes infra-gravitaires, de faible amplitude et basse fréquence, peuvent voyager sur de très grandes distances à travers les océans et peuvent être générées par des événements distants sur un côté du bassin océanique et se transmettre jusqu'à l'autre côté (Bertin et al., 2018; Rawat et al., 2014; Webb et al., 1991). Une des questions ouvertes est de savoir si les ondes infra-gravitaires enregistrées dans l'océan profond sont générées principalement par de fortes tempêtes dans les hautes latitudes ou plutôt dans des zones côtières présentant des caractéristiques spécifiques favorisant la génération ou l'émission de ces ondes. Une analyse croisant les données de pression de l'observatoire EMSO-Açores avec les paramètres de génération des ondes dans tout l'océan Atlantique nous a permis de mettre en évidence deux sources principales de génération d'ondes infra-gravitaires dans l'océan Atlantique (Figure 1-8): la côte Sud-Europe / Nord Afrique pendant les mois d'hiver de l'hémisphère nord et la côte du Golfe de Guinée, pendant les mois d'hiver de l'hémisphère sud, et ce malgré des trajectoires de propagation peu favorables (Crawford et al., 2015).

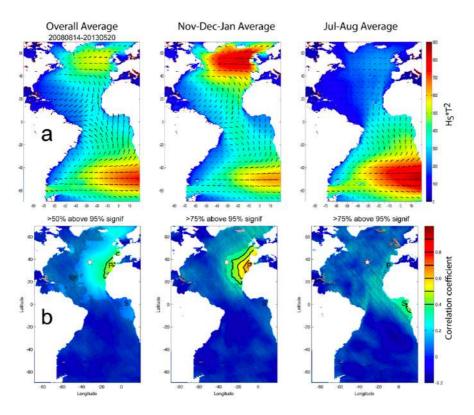


Figure 1-8: (Crawford et al., 2015). Paramètres de génération moyens (voir Crawford et al. 2015 pour les détails) des ondes infra-gravitaires (en haut) et leur corrélation avec le niveau des ondes infra-gravitaires observées sur le site de Lucky Strike (étoile blanche). (à gauche): moyenne sur la période 2008-2013, (au centre) moyenne sur les mois d'hiver et (à droite): moyenne sur les mois d'été. Les cartes de corrélation correspondantes sont en dessous. Les lettres P et S correspondent aux premières et secondes sources d'énergie respectivement.

Afin de répondre à la question du seuil de détection, ainsi que d'identifier de possibles événements, nous avons ajouté arbitrairement un saut de 5 mm dans la série ouest (sommet du volcan) et tenté de voir s'il était possible de le détecter soit dans la série des résidus du sommet, soit dans la série temporelle de la différence entre le sommet et la base du volcan (Ouest - Est), en regardant le coefficient de corrélation entre la série temporelle de pression et un saut aux différentes époques. La Figure 1-9 présente les résultats, obtenus pour l'exemple de la période 2008-2009, qui montrent que détecter un événement de 5 mm (et même dès 2 mm) sur la différence entre deux sites proches (ici ~4 km) ne pose aucun problème car le bruit d'origine océanique est commun entre les deux sites et disparait donc en grande partie dans la série différentielle. En revanche, on voit qu'une déformation de 5 mm n'est pas détectable dans la série temporelle non différentiée; ceci est vrai pour une déformation soudaine (ici saut instantané) et l'est encore plus pour une déformation plus progressive. On comprend ici l'importance du pas d'échantillonnage pour détecter de petits événements soudains car, comme le montre la Figure 1-9C, les variations de pression océanique sont de l'ordre de quelques millimètres en 30 sec, ce qui limite de facto le seuil de détection sur une série non différentiée entre deux sites. On observe aussi que ce bruit varie au cours du temps (en raison de l'amplitude variable des ondes infra-gravitaires mentionnées plus haut) ce qui implique que le seuil de détection varie lui aussi et qu'un événement de 5 mm peut être détectable en période calme mais pas en période bruitée.

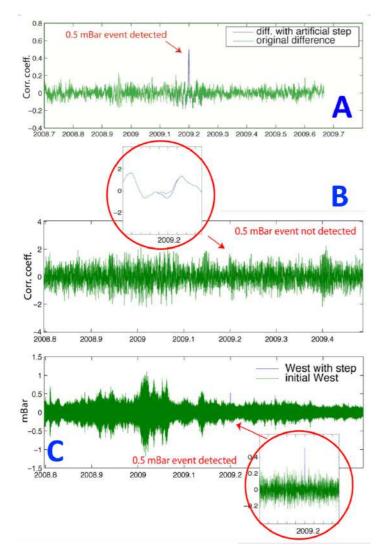


Figure 1-9 : Détection d'un saut de 5 mm, ajouté arbitrairement dans la série ouest du sommet du volcan Lucky Strike. L'événement est identifié sans problème, par corrélation avec un saut, dans la série temporelle de différences entre la série ouest (sommet) et la série référence à l'est au pied du volcan (cadre A). Cet événement n'est en revanche pas détectable dans la série du sommet (cadre B) lorsque celle-ci n'est pas différentiée (en temps entre deux échantillons ou dans l'espace entre les sites ouest et est). Le cadre C montre la série du sommet ouest avec le saut arbitraire de 5 mm, différentiée en temps entre deux échantillons successifs (P(t) - P(t+30sec)). On voit que l'événement est détectable en période calme mais ne le serait pas forcément lorsque le niveau de bruit de fond est plus grand (hiver).

La première conclusion de notre analyse est que nous n'avons pas observé de déformation significative en relatif entre le sommet du volcan et sa base, en tous cas, pas de déformation soudaine ou de courte durée. Une déformation lente du volcan, bien que peu probable, ne peut pas être exclue à partir de nos données car, si elle est linéaire, celle-ci pourrait être retirée lors du retrait de la dérive instrumentale (estimée pour chaque capteur et chaque déploiement).

On observe que, compte tenu de leur proximité en termes de fréquences temporelles et d'amplitude, les signaux de déformation attendus et les signaux liés à la dynamique océanique ne sont pas faciles à discriminer. Nous avons donc, dans une première étape, identifié les vingt événements ponctuels présentant la plus forte corrélation et nous avons cherché à savoir si ces événements pouvaient correspondre à des séismes. Pour cela, nous nous sommes servis du catalogue de sismicité à Lucky Strike fourni par W. Crawford à partir des enregistrements OBS de l'observatoire. La Figure 1-10 montre un exemple d'analyse pour la période 2008-2009.

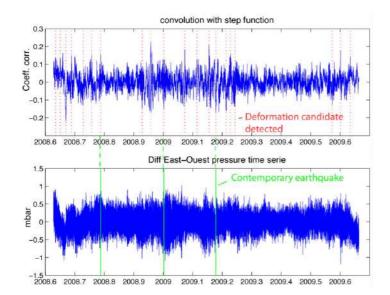


Figure 1-10: Recherche de possibles événements de déformation par la corrélation entre la série temporelle de pression et une fonction saut d'une part et la recherche de corrélation avec l'occurrence de séismes contemporains d'autre part.

Pour l'instant, nous n'avons pas identifié d'événement de déformation associé à l'une des occurrences de variations de pression observées au fond. Les données continuent à être acquises dans le cadre de l'observatoire et nous travaillons à la mise au point des procédures d'automatisation des tâches pour poursuivre l'analyse des séries temporelles.

Comme on l'a vu, la détection de faibles événements rapides de déformation est principalement limitée par la dynamique de la colonne d'eau qui génère des variations de pression équivalentes à quelques centimètres de déformation, et non pas par la résolution des capteurs. À l'inverse, ces variations de pression peuvent être mises à profit en océanographie dans le cadre de la partie "colonne d'eau" de EMSO. En complément de ces données de pression et de paramètres physiques de la colonne d'eau, nous avons installé un récepteur GNSS sur la bouée BOREL de surface ; ces données acquises à 1Hz et traitées en cinématique peuvent apporter des informations sur les ondes internes et aider à mieux comprendre la dynamique océanique et en particulier les contributions stériques et non-stériques aux variations de hauteur de la colonne d'eau. En retour, nous espérons que les progrès dans la compréhension et la modélisation de la dynamique de l'océan contribueront à terme à augmenter notre capacité à identifier des événements d'origine tectonique ou magmatique dans les séries temporelles de pression.

1.3 Déformation du volcan Santorin / réponse rapide à la crise volcano-sismique

En 2011, les données GPS sur le flan du volcan Santorin ont permis de mettre en évidence que le volcan entrait dans une phase d'inflation (Newman et al., 2012). Cet épisode de déformation s'est en outre accompagné d'une augmentation sensible du nombre de séismes (Figure 1-11). En parallèle, Javier Escartin avait obtenu du temps bateau de la flotte européenne (*Eurofleets*) pour effectuer des tests d'imagerie sous-marine. L'idée a donc été de combiner les opportunités pour proposer la campagne CALDERA2012 dans la caldera du Santorin afin de voir s'il était possible d'observer des signes d'activité par imagerie et prélèvement de fluides (Camilli et al., 2015), mais

également pour mettre en place un suivi de la déformation. C'est sur ce deuxième aspect que Javier m'a sollicitée et nous avons donc conjointement organisé au pied levé une expérience de géodésie fond de mer, basée sur du matériel existant à la suite de chantiers précédents (ASSEM et EMSO-Azores) pour construire des repères géodésiques et une jauge de pression "permanente" (JPP), ou emprunté à la DT-INSU pour la sonde Seabird SBE37 (Figure 1-12).

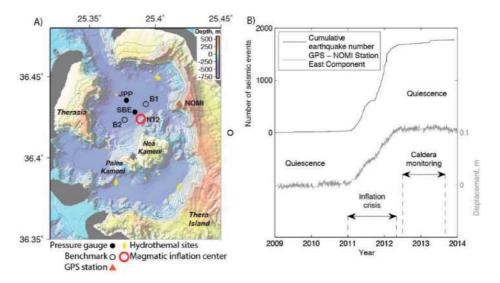


Figure 1-11: Carte de la zone d'étude et du contexte temporel dans lequel la campagne de mesures a été lancée. À gauche: bathymétrie et topographie de la caldera et des îles qui la forment (Nomikou et al., 2014). La source d'inflation (cercle rouge) est celle donnée par Parks et al. (2012). À droite: série temporelle du déplacement de la station GPS NOMI et nombre de séismes détectés dans la zone (Vilaseca et al., 2016).

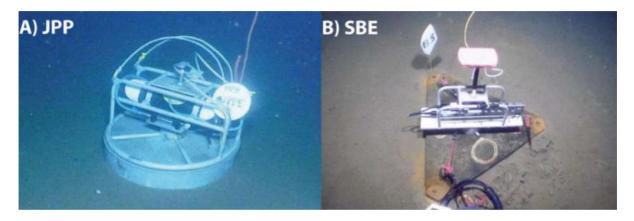


Figure 1-12 : Vue des instruments installés sur le fond lors de la campagne CALDERA2012.

Pour cette réponse rapide, nous avons obtenu un financement BQR de l'IPGP. La campagne a été conduite durant l'été 2012 et a comporté deux volets qui nous intéressent directement. Le premier volet portait sur l'installation d'un réseau de 4 repères géodésiques (Figure 1-11) permettant de quantifier les différences de hauteur entre différents sites, et donc les gradients de variations de pression à proximité de la source afin d'apporter des informations sur la position et la taille de la source à l'origine de l'inflation. Ces paramètres (taille et position de la source) peuvent être contraints en partie à partir des données GNSS à terre (Newman et al., 2012; Saltogianni et al., 2014), mais les modèles obtenus ne permettent pas d'expliquer l'ensemble du signal et en particulier

sur la composante verticale (Figure 1-13). Compte tenu de l'arrêt de la crise volcanique au moment de nos mesures, le réseau de répétition mis en place à l'été 2012 n'a pas été remesuré lors de la campagne de relève à l'été 2013. Cette composante de l'expérience ne s'est donc pas révélée productive.

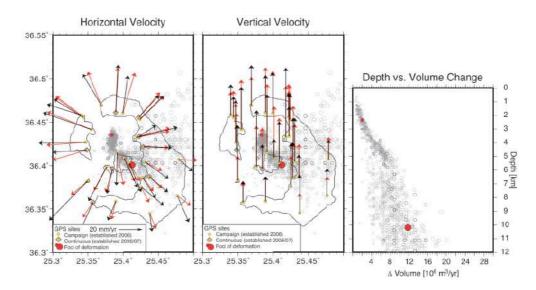


Figure 1-13: Modélisation par 2 sources ponctuelles de la déformation observée à terre sur le volcan Santorin entre aout 2011 et juillet 2013 (Saltogianni et al., 2014). À gauche et au centre : les figures montrent respectivement une modélisation directe par deux sources ponctuelles (source de Mogi) sur les composantes horizontale et verticale. Les flèches noires représentent les observations et les rouges le modèle. On observe que le modèle ne prédit pas correctement les vitesses verticales. La figure de droite montre la position des deux sources (points rouges) proposées et de l'ensemble des sources possibles obtenues par bootstrap sur des sous-ensembles de données GNSS.

Le deuxième volet du projet était l'acquisition d'une série continue de pression en un site afin d'avoir accès à la composante temporelle de la déformation. Les mesures de pression ont été associées à des mesures d'inclinométrie et de température, afin de nous aider à discriminer les signaux provenant d'un mouvement du sol et ceux liés à des changements dans la colonne d'eau. L'analyse des données de pression nous a permis d'identifier des signaux périodiques de période 21 heures, 5 heures, 26 minutes et 9 minutes, non associés à de la marée (Figure 1-14). Ces signaux ont été interprétés comme étant dus à des phénomènes de seiches (résonnance) dans des bassins de taille variée, probablement la caldera du Santorin mais également le bassin crétois plus large et donc peut-être à l'origine des seiches de grande période ; les seiches ont une amplitude plus grande (atteignant 6cm) en hiver. Par ailleurs, en hiver, nous avons également pu observer l'arrivée soudaine d'eau froide. L'inclinaison des instruments associée à ces événements ainsi que les décalages de temps d'arrivée entre les deux instruments nous ont permis de déterminer que l'entrée des masses concernées dans la caldera se faisait par le passage nord entre les îles Thirasia et Thera. La crise volcano-sismique étant juste terminée au moment où nous avons mené la campagne, nous n'avons pas observé de signaux associés à un mouvement du sol dans les enregistrements de pression. À défaut d'être aussi informative qu'elle aurait pu être si la crise volcanique s'était poursuivie ou amplifiée, cette expérience nous a tout de même permis de progresser dans la compréhension de la donnée "pression de fond de mer", mais également dans la conception (rapide) et la réalisation d'une expérience de géodésie de fond de mer.

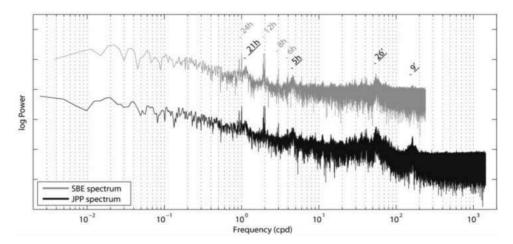


Figure 1-14 : Analyse spectrale du signal de pression sur les deux capteurs installés dans la caldera du Santorin. Les périodes sont indiquées en gris pour les périodes tidales et en noires pour les non-tidales.

1.4 Mouvements verticaux et cycle sismique dans la zone de subduction du Vanuatu

Dans les zones de subduction, les mouvements verticaux co-sismiques du sol sous-marin, lorsque la rupture atteint le fond de mer, ont une contribution directe dans la génération des tsunamis qui, comme chacun sait, sont un des phénomènes telluriques potentiellement les plus destructeurs et meurtriers. Par ailleurs, entre les séismes (mouvement inter-sismique), les mouvements verticaux font partie des indices de l'accumulation des contraintes et donc sur l'état de blocage ou non de la subduction. Caractériser les mouvements verticaux lents ou soudains des fonds sous-marins, comprendre les mécanismes qui les génèrent, être capable de quantifier l'aléa associé constitue évidemment un enjeu scientifique et sociétal majeur.

En première approximation, en contexte de subduction, les modèles de type back-slip dans un milieu élastique (Savage, 1983) permettent d'expliquer les déformations de surface liées à l'accumulation des contraintes en période inter-sismique puis le relâchement de celles-ci lors du séisme. Ils prédisent une subsidence inter-sismique de la plaque chevauchante près de la frontière de plaques et un soulèvement maximal à l'aplomb de la limite en profondeur de la zone bloquée sur l'interface. Dans ces modèles, les mouvements verticaux générés lors du séisme correspondent exactement à l'inverse de la déformation verticale accumulée entre deux séismes (Figure 1-15).

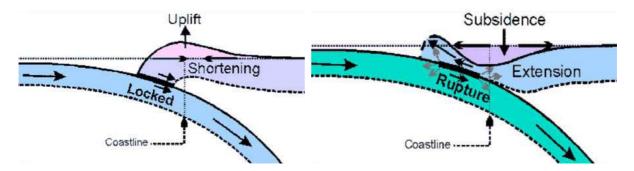


Figure 1-15 : Schéma illustrant les mouvements verticaux attendus pendant la phase inter-sismique et la phase cosismique selon le modèle simple de back-slip (Savage, 1983) de déformation élastique en contexte de subduction.

Le séisme M8.8 de Maule en 2010, à ce titre, fournit un bon exemple où l'on voit que les mouvements verticaux cosismiques (Vigny et al., 2011) sont dans le sens opposé des mouvements verticaux inter-sismiques (Ruegg et al., 2009). Les mouvements verticaux sont donc potentiellement un bon indicateur des caractéristiques du blocage à l'interface de subduction; en faisant toutefois l'hypothèse que ces mouvements verticaux sont bien dominés par les mouvements liés au cycle sismique (et que l'on néglige donc par exemple d'autres contributions possibles telles qu'un réajustement isostatique lié par exemple à du sous-placage ou une autre composante dynamique) et deuxièmement que la lithosphère a un comportement élastique entre l'interface de subduction et le fond de mer, ce qui peut être discutable, notamment en présence d'un prisme d'accrétion important.

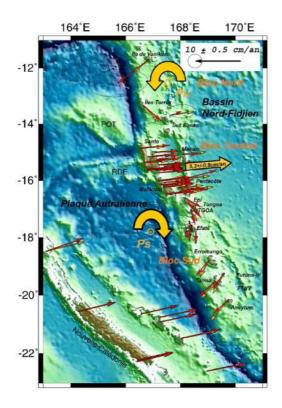
Comme dit en introduction, toutes les frontières de plaques en subduction sont situées sous l'eau. Si l'on souhaite quantifier les mouvements là où ils sont les plus importants, à proximité de l'interface entre les plaques, s'intéresser au domaine sous-marin est une évidence mais dans la pratique, il est nécessaire de développer des instruments et méthodes spécifiques. Pour ce qui est de la quantification des mouvements verticaux lents liés à de l'accumulation de contraintes intersismiques, le défi est de taille ; il était donc nécessaire dans un premier temps d'identifier un chantier où les mouvements étaient susceptibles d'être rapides et où l'on pouvait espérer faire des campagnes répétées sans monopoliser de gros moyens. Ces contraintes, associées aux travaux déjà menés par l'IRD, ont guidé le choix du Vanuatu comme site expérimental intéressant pouvant apporter des résultats scientifiques.

1.4.1 Contexte

La subduction des Nouvelles Hébrides (ou du Vanuatu) est relativement rapide, avec une activité sismique parmi les plus actives de la planète (Heuret et al., 2011), en raison du plongement de la plaque indo-australienne sous le bassin nord-Fidjien à une vitesse de l'ordre de la dizaine de cm/an. Les vitesses de convergence mesurées par GPS (Figure 1-16) ne sont pas homogènes le long de l'archipel et leur variation est interprétée comme un effet des reliefs sur la plaque plongeante à l'origine d'une segmentation de la déformation induite sur la plaque chevauchante (Bergeot et al., 2009; Calmant et al., 2003). Les mouvements verticaux montrent également une variabilité spatiale

interprétée comme étant liée au passage en subduction de la ride d'Entrecasteaux; ces variations de vitesse verticale sont observées actuellement à partir des données GPS (Ballu et al., 2011; Bergeot et al., 2009) mais également sur le long terme où les travaux sur les coraux anciens ont montré à la fois une segmentation de l'arc avec des vitesses de soulèvement différentes (Taylor et al., 1985, 1980) mais également des alternances à l'échelle de la centaine de milliers d'années entre des périodes de soulèvement et de subsidence (Taylor et al., 2005).

Par ailleurs, la présence de deux hauts fonds situés de part et d'autre de la frontière de plaque et à l'aplomb de traces au sol de satellites altimétriques avait conduit Stéphane Calmant (IRD) à installer des capteurs de pression sur ces hauts fonds. J'ai donc pu profiter des travaux initiés par Stéphane et saisir l'opportunité de développer mes activités de géodésie marine et sous-marine sur ce chantier en collaboration principalement avec Stéphane, Marie-Noelle Bouin (LAREG puis Météo-France), Bernard Pelletier (IRD) et nos partenaires locaux (Service Topographique du Vanuatu et Vanuatu Geohazards and Meteorology Departement).



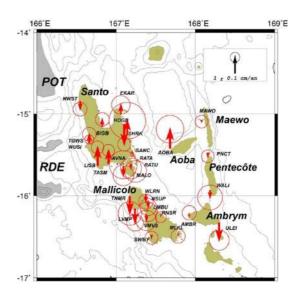


Figure 1-16: À gauche : champ de déformation horizontale (dans un référentiel plaque Pacifique fixe) dans la zone de subduction du Vanuatu. À droite : déformation verticale estimée dans la partie centrale de l'archipel du Vanuatu, où la ride d'Entrecasteaux (RDE) entre en subduction et les vitesses de convergence sont réduites. (d'après Bergeot et al., 2009)

La composante géodésie, à laquelle est consacrée ce manuscrit, s'inscrit dans un ensemble de travaux géophysiques plus larges avec en particulier des travaux de sismologie auxquels j'ai contribué en particulier en co-encadrant (30%) le travail de thèse de Christian Baillard (2015). Les travaux de Christian ont permis de caractériser la géométrie de la subduction et la topographie de l'interplaque (Figure 1-17, Baillard et al., 2015), grâce notamment au développement d'un algorithme de localisation automatique de la sismicité (Baillard et al., 2014). A plus grande profondeur, les travaux de Christian ont également permis de montrer que l'étude de la sismicité intermédiaire pouvait renseigner sur des variations d'hydratation de la lithosphère en subduction, elles-mêmes en lien avec l'histoire mécanique de la lithosphère et la présence de reliefs sur la plaque

plongeante (Figure 1-17, Baillard et al., 2018). Ces résultats sur la structure de la lithosphère sont importants si l'on souhaite modéliser la déformation mesurée en surface à terre et en mer.

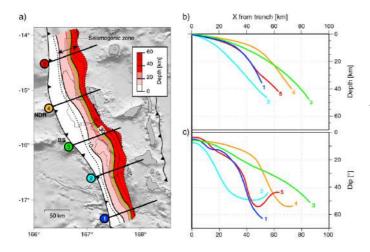


Figure 1-17: Géométrie de l'interface de subduction. a) vue en carte, l'extension de la zone sismogénique est indiquée par les pointillés. Le trait vert correspond à 27 km de profondeur et marque l'intersection avec la profondeur du Moho de l'avant-arc. b) profondeur de l'interface pour les profils de la figure a, c) pendage de l'interface pour les profils indiqués sur la figure a. (Baillard et al., 2015)

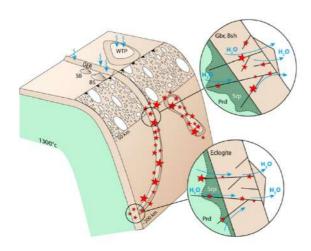


Figure 1-18: Modèle conceptuel expliquant le lien entre sismicité de profondeur intermédiaire (50-300 km) et présence de relief sur la plaque plongeante. La déshydratation, plus importante lorsque la fracturation a engendré une hydratation en profondeur, est responsable de l'augmentation de la sismicité de profondeur intermédiaire. DER: D'Entrecasteaux Ridge, WTP: West Torres Plateau, Gbr: Gabbro, Bsh: Blue Schist, Srp: Serpentine, Prd: Péridotite. (Baillard et al., 2018)

1.4.2 Dispositif expérimental

1.4.2.1 Géodésie à terre au Vanuatu : réseau de répétition et stations continues

Compte tenu de la rapidité des mouvements attendus dans la région Pacifique et de l'intérêt de quantifier les mouvements dans une zone d'activité sismique intense ; le Vanuatu, malgré son éloignement, a suscité l'intérêt de géodésiens dès les débuts du GPS. Les premières mesures GPS ont été faites en 1990 (Schutz et al., 1993), dans le cadre du "Southwest Pacific GPS project" mené par l'Université de Austin/Texas avec des collaborateurs de l'ORSTOM/IRD de Nouméa, du Service Topographique de Vanuatu et du Department of Geology, Mines and Rural Water Supply. Plusieurs sites du réseau ont été installés dans le cadre de ce premier projet (une petite dizaine de

points). Après 1992, deux projets menés par l'ORSTOM/IRD ont pris la relève : le projet GSNLH (Géodésie Spatiale Loyauté / Nouvelles Hébrides) et le projet DERIV (Déplacements et Risques au Vanuatu), en collaboration avec l'Univ. Hawai (UNAVCO). En 1995, Calmant et al. (1995) ont pu obtenir les premières vitesses de convergence à partir de 3 points GPS sur les îles de Santo, Efate et Tanna. Le rôle de la ride d'Entrecasteaux dans la segmentation de la déformation de l'arc a été démontré ensuite par Taylor et al. (1995) à partir de 6 stations de réseaux. Ces premières mesures de réseaux ont également permis par exemple à Calmant et al. (1997) de caractériser le mouvement inter-sismique et co-sismique lié au séisme M7.3 de Mallicolo en 1994. A partir de 1996, sous l'impulsion de S. Calmant basé à l'IRD Nouméa avec JM Boré en poste à Port-Vila (Vanuatu), le réseau géodésique a été densifié, remesuré régulièrement et complété par deux stations permanentes sur les îles de Santo (SANC) et Efate (VILA). Depuis les années 2000, peu de nouveaux points de réseaux ont été installés, mais les différentes campagnes de mesures ont permis à Bergeot et al. (2009) de publier un nouveau champ de vitesse pour le Vanuatu qui, grâce à une méthodologie de calcul en réseau global et une attention particulière donnée à la mise en référence, incluait pour la première fois la composante verticale.

Le Vanuatu est très régulièrement affecté par des séismes ; sans une maintenance du réseau par des mesures régulières, il n'est pas évident de pouvoir déterminer la contribution co-sismique des différents séismes dans le déplacement total et estimer des vitesses inter-sismiques fiables peut donc se révéler délicat. Pourtant, si l'on souhaite évaluer l'accumulation des contraintes sur l'interface de subduction pour en déduire le taux de blocage (en lien avec l'aléa sismique), ce sont bien les vitesses inter-sismiques qui sont importantes. A cette contrainte sur la détermination de vitesses inter-sismiques supposées linéaires, s'ajoute évidemment le fait que les nombreux travaux récents en géodésie, en particulier dans les zones de subduction, ont montré que la vision d'un fonctionnement binaire du cycle sismique avec des phases inter-sismiques et co-sismiques ne reflétait pas la réalité et que de nombreux phénomènes transitoires (séismes lents) étaient susceptibles de se produire (Avouac, 2015). Détecter et caractériser ces phénomènes transitoires est évidemment crucial à la fois pour faire le bilan des contraintes accumulées réellement et donc mieux évaluer l'aléa sismique local, mais surtout plus généralement l'observation de ces phénomènes et la compréhension du contexte dans lequel ils ont lieu, profondeur, présence d'aspérité, taux de blocage, caractéristique physique de l'interface, rôle des fluides, distribution spatiale et temporelle par rapport aux ruptures sismiques, etc... sont autant d'éléments qui nous feront progresser de façon plus générale sur la compréhension du fonctionnement des zones de subduction.

Avec l'objectif de pouvoir capturer les aspects dynamiques de la déformation au Vanuatu et éventuellement détecter des phénomènes transitoires, nous avons décidé de compléter le réseau géodésique existant par l'installation de stations continues. Ces stations ont été financées dans le cadre de l'ANR ARC-VANUATU (2007-2009), coordonnée par Bernard Pelletier (IRD), projet de recherche qui avait pour objectif de comprendre les mécanismes à l'origine des éruptions volcaniques et des forts séismes en contexte de subduction. Dans le cadre de cette ANR et afin de faciliter les campagnes de terrain et la collaboration avec nos partenaires du Vanuatu, j'ai sollicité une mise à disposition du CNRS pour être expatriée par l'IRD au Vanuatu. Grâce à cette

expatriation, j'ai pu apporter ma pierre à l'édifice et poursuivre le développement du réseau géodésique au Vanuatu en ajoutant 8 stations continues dans la zone centrale de l'archipel (Figure 1-19). J'évite d'utiliser le terme de stations permanentes, souvent utilisé ailleurs, car il n'est pas forcément adapté ici dans la mesure où 1) l'ANR a financé les installations pour la durée de l'ANR mais ne souhaitait pas d'installations pérennes et 2) les stations ne sont pas télémétrées et potentiellement vite recouvertes de végétation et in-opérationnelles si l'entretien n'est pas régulier... ce qui n'est pas toujours facile dans des sites isolés. Le CNES, par son soutien, a permis de maintenir ces stations au-delà de la durée de l'ANR, et la plupart sont toujours opérationnelles, au moins par périodes.

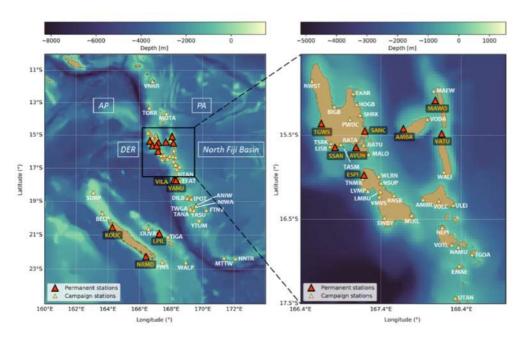


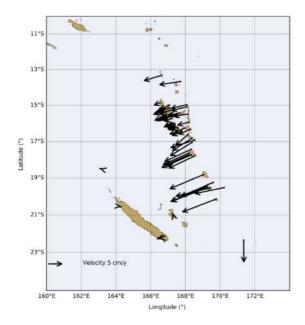




Figure 1-19: (En haut) Réseau géodésique terrestre au Vanuatu, composé d'un réseau de répétition (triangles jaunes) et de stations continues (triangles rouges). (En bas) Exemples d'une mesure sur un point du réseau (à gauche, NWST, Olpoï, extrémité nord-ouest de Santo) et de la station continue (ESPI) au nord-ouest de Mallicolo (à droite).

Caroline Geisert (stage M2, 2017) a analysé les séries temporelles obtenues à la recherche de signaux qui pourraient être attribués à des séismes lents. L'objectif a été d'essayer d'améliorer le rapport signal sur bruit en enlevant une partie du bruit spatialement corrélé, en faisant des combinaisons locales et non globales comme nous l'avions fait pour obtenir des vitesses verticales les plus exactes possibles, ou en travaillant directement sur des lignes de base entre des stations du Vanuatu et d'autres en Nouvelle-Calédonie, de l'autre côté de la frontière de plaques. Jusqu'à présent, nous n'avons pas été en mesure de détecter de phénomène transitoire identifié comme tel, en particulier aucun événement significatif qui serait visible sur plusieurs stations.

Le nouveau champ de vitesse inter-sismique obtenu est conforme aux résultats de Bergeot et al. (2009) pour la composante horizontale (Figure 1-20), mais quelques années supplémentaires et surtout quelques stations continues permettent d'obtenir des vitesses verticales un peu mieux contraintes que précédemment (Figure 1-21). Comme observé par Bergeot et al. (2009), l'ensemble de l'île de Mallicolo est en subsidence, ce qui n'est pas le cas pour l'île de Santo où les mouvements verticaux sont très faibles (ou mal contraints pour l'extrémité sud-ouest). Pourtant, la côte ouest de Santo est proche de la frontière entre les plaques et dans le modèle simple de back-slip exposé plus haut, on s'attend donc à ce que cette côte soit en subsidence. Pourquoi ne l'est-elle pas à cet endroit ? l'est-elle plus à l'ouest sous l'eau? est-on dans une zone où le blocage est faible et les contraintes ne s'accumulent donc pas? ou bien la subsidence inter-sismique est-elle masquée soulèvement d'origine différente, en lien par exemple avec du sous-placage, un poinçonnement lié à l'entrée en subduction des reliefs de la ride d'Entrecasteaux ou simplement le relief de cette ride? Un profil de déformation horizontale perpendiculaire à la fosse devrait pouvoir apporter des éléments de réponse à ces questions, mais nous n'avons que peu de points et le gradient de déformation n'est pas clair. Une solution alternative pour répondre à ces questions est d'aller voir sous l'eau, plus à l'ouest, si l'on observe de la subsidence. C'est l'objectif principal du programme de géodésie marine et sous-marine que nous conduisons au travers du programme de campagnes Geodeva.



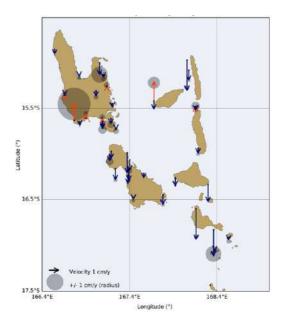
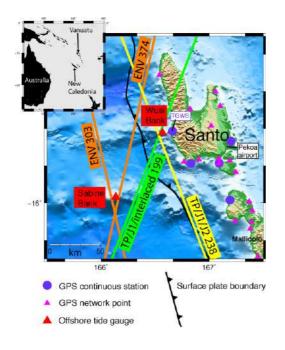


Figure 1-20: Mouvements horizontaux sur la zone centrale de l'arc du Vanuatu, par rapport aux stations de la plaque Australienne considérées comme fixes. La vitesse de convergence est clairement variable le long de la frontière de plaques, avec une vitesse réduite au niveau de l'île de Santo. D'après (Geisert, 2017).

Figure 1-21: Mouvements verticaux dans la zone centrale du Vanuatu. Les mouvements verticaux sont moins clairement en subsidence sur l'île de Santo (nord) que sur l'île de Mallicolo, témoignant probablement de l'impact du plongement de la ride d'Entrecasteaux au niveau de l'île de Santo. D'après (Geisert, 2017)

1.4.2.2 Configuration expérimentale sous-marine et le programme de campagnes Geodeva

Nous bénéficions d'une configuration expérimentale assez unique, puisqu'au large de la côte ouest de Santo au plus proche de la frontière des plaques, là où la subsidence attendue (si on a un blocage) n'est pas observée, deux hauts fonds nous permettent de conduire une expérience sous-marine pour tenter de voir si en s'approchant plus de la frontière de plaques, la croute est effectivement en subsidence. Les deux hauts fonds, de moins de 10 m de profondeur alors que les profondeurs alentours atteignent rapidement les 4000m, sont situés l'un, Banc Wusi, sur la plaque chevauchante et l'autre, Banc Sabine, sur la plaque plongeante (Figure 1-22). Chacun des hauts fonds est situé à proximité de points de croisement de traces au sol de satellites altimétriques (Figure 1-23), ce qui a conduit Stéphane Calmant à installer un marégraphe sur chacun des hauts fonds dans le cadre du projet de calibration/validation d'altimétrie satellitaire, MOTEVAS, dès 1999 (Calmant et al., 2004). J'ai pris la succession de Stéphane sur ce programme à partir 2004 pour poursuivre la maintenance des stations marégraphiques et le développement d'un programme de géodésie marine et sous-marine sur ce chantier. Après une première campagne VATATERME (VAnuatu Tectonique Active TERre MEr) qui m'a permis d'évaluer sur place ce qu'il était possible d'envisager compte tenu des contraintes de terrain, je porte la série de campagnes GEODEVA (GEODEsie au VAnuatu) depuis 2006 (Figure 1-24). Malheureusement, depuis 2010, nous n'avons pas réussi à obtenir les autorisations de travaux dans les eaux étrangères, et par deux fois, nous avons dû proposer un programme alternatif à la dernière minute. De 2014 à 2017, aucune demande de campagne Geodeva n'a été déposée. Actuellement, nous avons bon espoir que la mise en place d'un projet labellisé par le gouvernement du Vanuatu ("Upgrading of the national horizontal and vertical geodetic datum for infrastructure development and geo-hazards project"), dans lequel sont maintenant intégrés les marégraphes, nous permette prochainement de reprendre les campagnes GEODEVA (prochaine campagne programmée en juin/juillet 2019, demande de travaux en cours).



Saral/Altika
ENVISAT

TOPEX/Poseidon
JASON-1

JA

Figure 1-22: Localisation des marégraphes offshores sur les Bancs Sabine et Wusi, et des points du réseau GPS à terre dans la zone du Vanuatu central.

Figure 1-23: Schéma simplifié de la configuration expérimentale, montrant les 2 marégraphes sur 2 hauts fonds de part et d'autre de la subduction. Chacun des marégraphes est situé à l'aplomb de traces au sol de satellites altimétriques, ce qui permet d'estimer les variations de la hauteur de la mer de façon indépendante et donc de retirer ce signal du signal marégraphique afin d'estimer les mouvements du sol. Une seconde estimation de la hauteur de la mer est faite par GNSS cinématique (bouée, navire ou nappe GNSS).

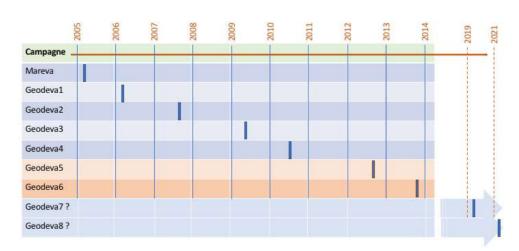


Figure 1-24 : Chronologie des campagnes Geodeva. Les lignes bleues correspondent aux campagnes dans les eaux du Vanuatu. Faute d'autorisation, les campagnes Geodeva5 et 6, programmées au Vanuatu pour le projet de géodésie marine et sous-marine n'ont pas pu être réalisées dans les eaux vanuataises, elles ont été conduites sur un programme alternatif aux Salomons en 2012 et en Nouvelle-Calédonie en 2013.

Un des objectifs de la première campagne de 2006 a été une étude de faisabilité, avec recherche précise en plongée de sites potentiels, pour l'implantation d'un mât GPS sur le banc Sabine. Ce

mât, situé sur la plaque plongeante, devait fournir une opportunité unique de mesure directe de la convergence entre la plaque Australienne et l'arc des Vanuatu dans cette portion partiellement bloquée. Bien que l'intérêt scientifique soit clair, la difficulté de mise en œuvre nous conduit à abandonner pour l'instant cet aspect de notre projet. Certes, il existe des sites peu profonds (4 à 6m) qui permettraient l'implantation d'un mât (par exemple par forage dans un corail dur de type porites), mais la force du courant et du ressac au sommet du banc Sabine rend très hasardeuse toute opération lourde comme l'implantation d'un mât. L'aspect mesure des vitesses horizontales sur ce chantier a donc été mis en veille, avec l'espoir que des technologies en développement telles que la fibre optique ou des accéléromètres 3D permettent un jour de réévaluer la faisabilité. Pour l'instant, nous nous focaliserons donc sur l'étude, plus simple en termes d'acquisition des données, des mouvements verticaux.

1.4.3 Mouvements relatifs de part et d'autre de la frontière de plaques

L'analyse des données marégraphiques acquises sur un peu plus de dix ans nous a permis d'estimer le mouvement vertical relatif entre les deux hauts fonds : à la fois le mouvement co-sismique lié au séisme M6.9 de Santo et le mouvement inter-sismique attribué à l'accumulation des contraintes sur l'interface de subduction. En ce qui concerne le mouvement co-sismique, même si les marégraphes utilisés (ici des Seabird SBE26 ou SBE26plus) ont une résolution suffisante pour mettre en évidence des mouvements centimétriques, la chose n'est pas si simple car, avec un pas d'échantillonnage des capteurs à cette période de 15 minutes, le signal co-sismique est indiscernable du bruit généré par les variations d'origine océanographique. Travailler sur la différence de pression entre les deux marégraphes, situés à environ 80 km l'un de l'autre, permet de s'affranchir d'une partie des variations océanographiques. Connaissant la date du séisme et en ajustant un modèle comportant un saut à cette date et une tendance linéaire, on peut estimer un saut co-sismique de 57 +/-3 mm et une tendance linéaire de 11 mm/an correspondant à la subsidence du Banc Wusi par rapport au Banc Sabine de l'ordre du cm/an. Comme toujours, saut et tendance estimés sont fortement corrélés ; ainsi, avec l'hypothèse que la tendance est effectivement linéaire, plus la série est longue et mieux le saut co-sismique sera déterminé (Figure 1-25).

Comme déjà dit maintes fois, les jauges de pression dérivent ; les capteurs de pression utilisés sur le chantier ont été envoyés régulièrement en calibration chez le fabricant afin de contrôler et corriger la dérive. Une simulation, par Monte Carlo, des erreurs sur les paramètres de calibration (constante et facteur d'échelle) à chaque relève instrumentale, nous a permis d'évaluer l'impact de l'incertitude sur la dérive des capteurs dans la détermination du mouvement différentiel entre les sites : sur notre série de 10 ans, on obtient une incertitude maximale de 6 mm/an avec l'hypothèse que l'on fait potentiellement une erreur de 1cm sur la constante et 1 cm/an sur la dérive à chaque relève (Ballu et al., 2013).

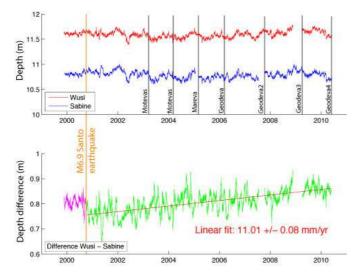


Figure 1-25: Estimation de l'approfondissement relatif (en vert) entre 2 sites (Wusi en rouge et Sabine en bleu) situés sur des plaques distinctes. Le trait vertical en orange marque la date d'un séisme (Santo octobre 2000). Les 2 courbes rouge et bleu correspondent à l'enregistrement de pression de fond converti en profondeur et filtré de la marée diurne et semi-diurne. La régression linéaire en rouge donne une subsidence relative de Wusi de 1.1 cm/an.

La tendance de la différence entre deux marégraphes nous a donc permis de déterminer un mouvement relatif entre deux points l'un sur la plaque plongeante et l'autre sur la plaque chevauchante. Ce mouvement différentiel est une première indication d'un blocage sur l'interface de subduction au large de Santo. Avec l'hypothèse que la plaque subductante ne se déforme que très peu avec son entrée en subduction, on peut en déduire que le Banc Wusi subside. Cependant, l'information que l'on cherche pour caractériser le blocage est plus une information sur le gradient de déformation de la plaque chevauchante et l'idéal serait pouvoir intégrer le mouvement de ces points avec celui des données GNSS terrestres. Pour cela, nous avons développé des méthodologies où on utilise la surface de la mer comme référence pour obtenir des hauteurs "absolues" des deux sites sous-marins, c'est à dire dans un référentiel extérieur (ici l'ellipsoïde). Évidemment, la hauteur de surface de la mer étant variable, il faut quantifier ses variations de hauteur pour s'en servir de référence ; ce que nous avons fait soit par GNSS, soit en utilisant l'altimétrie satellitaire.

1.4.4 Positionnement vertical "absolu" par combinaison pression / GNSS / altimétrie

1.4.4.1 Expérience pilote dans la baie de Sarami : combinaison pression et GNSS

Nous avons conduit une expérience pilote dans la baie de Sarami, une baie protégée, située sur la côte est de Santo, afin d'estimer la faisabilité de la détermination de la hauteur par rapport à l'ellipsoïde de points sous-marins, ainsi que la précision atteignable. Cette expérience, conduite entre 2004 et 2006 dans une zone où les mouvements attendus sont faibles, nous a permis de voir si on était capable d'obtenir la même hauteur "absolue" d'un point sous-marin. Un second objectif était de quantifier l'apport de mesure de GNSS faite à la surface de l'eau dans la détermination de hauteur relative entre deux sites sous-marins, pour des études relatives du type de celle que nous avons conduit dans le cadre du chantier EMSO-Açores (Ballu et al., 2009).

Deux sites proches, situés à environ 17 m de profondeur, ont été équipés de support permettant de repositionner les capteurs de pression dans une position exactement identique à chaque mesure. Le capteur utilisé est un capteur Seabird SBE26, identique à ceux utilisés sur les bancs Wusi et Sabine ; l'expérience a consisté à installer le capteur sur chacun des sites pendant une période suffisamment longue (de l'ordre de la journée) pour pouvoir déterminer une hauteur fiable, mais également faire des allers-retours entre les deux sites pour évaluer la différence de profondeur entre les deux (Figure 1-26). Simultanément, des données sur la hauteur de la surface ont été acquises par une bouée ancrée et avec le N/O Alis dans la baie. Les données GNSS ont été traitées en cinématique en utilisant la suite GAMIT/Track et une station de référence installée à la côte ; les mouvements du navire ont ensuite été corrigés en utilisant les variations d'attitude fournies par la MRU (*Motion Reference Unit*) selon une procédure identique à celle utilisée pour la cartographie du géoïde (Bouin et al., 2009a).

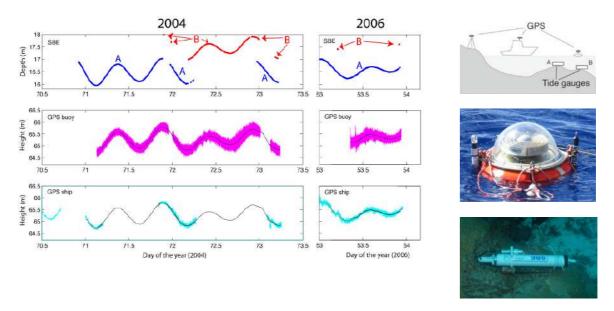


Figure 1-26: Dispositif expérimental (en haut à droite) et données collectées dans le cadre de l'expérience pilote, Baie de Sarami au Vanuatu. À gauche, présentation des données marégraphiques (SBE) en haut, puis des données GNSS acquises par la bouée (milieu) et celle acquises par le N/O Alis, corrigées des mouvements du navire (en bas). Photo de la bouée GNSS utilisée (au milieu, à droite) et du capteur de pression SBE26 (en bas, à droite).

Les résultats obtenus montrent qu'il est possible d'atteindre une précision centimétrique sur la détermination de la hauteur d'un point sous-marin de faible profondeur (ici <20m). La Figure 1-27 montre la remarquable cohérence entre les mesures de 2004 et celles de 2006, alors que les profondeurs (corrigées d'un modèle de marée) diffèrent d'une vingtaine de centimètre. Convertir les pressions en profondeur pour estimer la distance entre la surface de la mer et les points au fond nécessite de connaître la pression atmosphérique et la densité moyenne de l'eau. Ici, nous avons utilisé une moyenne entre les paramètres de surface donnés par le bateau et de fond fournis par un capteur de température et salinité associé au capteur de pression. L'incertitude associée à la conversion est estimée à 2mm sur les 18 m. Plus la profondeur augmente, plus la conversion profondeur / distance pour le segment sous-marin nécessite la connaissance fine de la densité

moyenne ou d'un profil de CTD (*Conductivity Temperature Depth*), c'est ce facteur qui limite l'utilisation de notre méthodologie pour des positionnements à plus grande profondeur.

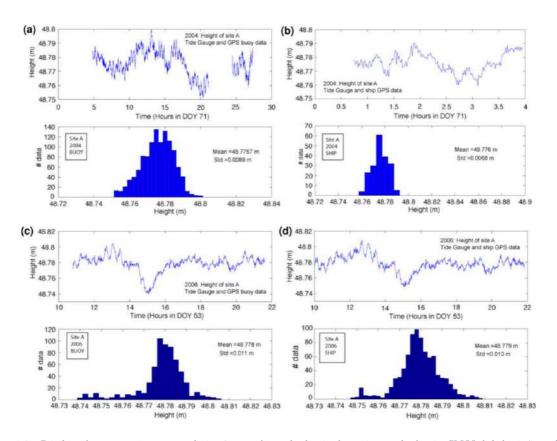


Figure 1-27: Résultats obtenus respectivement pour le site A, en combinant les données de pression avec les données GNSS de la bouée (à gauche) et celle du navire (à droite), pour les années 2004 en haut et 2006, en bas.

Nous avons également pu montrer que pour déterminer des différences de profondeur sur un réseau de répétition (ici différence A-B), les résultats sont meilleurs si les variations de hauteur de la surface sont estimées par GNSS cinématique qu'en utilisant un modèle de marée, et ce d'autant que le modèle de marée n'est pas excellent, ce qui est souvent le cas en domaine côtier.

Après ces travaux préliminaires, l'objectif est d'aller remesurer des hauteurs absolues sur les sites de Banc Wusi et Banc Sabine. Le défi est plus grand en ce qui concerne la mesure GNSS pour deux raisons : la mer est en général agitée, ce qui se ressent sur la qualité des données avec plus de masques et de sauts de cycle, et la côte étant plus loin, la méthodologie de traitement en différentiel par rapport à une station de référence comme utilisée dans le cas de Sarami, n'est pas adaptée pour une précision centimétrique. Les progrès effectués dans les traitements PPP, y compris cinématiques (Fund et al., 2013) devraient nous permettre d'obtenir des hauteurs de précision adéquate pour évaluer des mouvements sous-marins. Ce travail est en suspens en attendant la prochaine campagne Geodeva en 2019 si tout va bien.

1.4.4.2 Estimation sur les bancs de Wusi et Sabine : combinaison pression et altimétrie

Les satellites ont l'avantage de voler sans que nous ayons besoin d'organiser une campagne.... C'est donc potentiellement une très bonne source de données pour avoir la hauteur de la mer. Ils présentent tout de même quelques limites à la fois sur l'échantillonnage spatial et temporel et sur la précision de la hauteur obtenue. D'après Bonnefond et al. (2013) l'altimétrie satellitaire permet d'avoir une estimation de la hauteur de la surface de la mer avec une résolution d'environ 3 cm en un point. En ce qui concerne l'échantillonnage spatial, nous avons la chance que la zone d'étude soit bien couverte avec le croisement des traces 303 et 374 de la série ERS/Envisat/Saral-Altika à proximité du Banc Sabine et des traces nominales 238 et "interlaced" 199 de la série de référence Topex-Poseidon/Jason1/Jason2/Jason3 à proximité du Banc Wusi. En ce qui concerne l'échantillonnage temporel, il varie selon les missions, 10 jours pour la série TP/Jason et 35 pour la série Envisat, ce qui est effectivement un facteur limitant. Malgré ces limitations, et en utilisant des procédures mises au point avec attention pour la calibration/validation in-situ des données altimétriques par exemple sur le site Corse (Bonnefond et al., 2003a), nous avons pu combiner les données de marégraphie aux données altimétriques et en déduire des vitesses verticales dans un référentiel externe avec une résolution de quelques millimètres par an. Nous avons montré que le Banc Sabine est stable verticalement et que le Banc Wusi subside. L'estimation de cette subsidence est variable suivant le satellite et la période considérés, mais il s'agit au minimum de quelques millimètres par an (Figure 1-28).

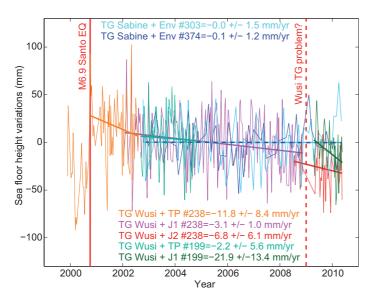


Figure 1-28: Série temporelle des variations de hauteur (par rapport à l'ellipsoide) du fond, au niveau du Banc Wusi en utilisant les données TOPEX/Poseidon, Jason-1 et Jason-2 et au niveau du Banc Sabine en utilisant les données EnviSat. Le saut co-sismique (environ 60 mm) du 4 octobre 2000 est également clairement visible (Ballu et al., 2013).

Ce résultat, même ponctuel, suggère probablement que des contraintes s'accumulent actuellement et que l'absence de gros séismes récents correspond à une lacune sismique et non pas à une zone où le glissement sur le plan de subduction serait totalement asismique. Le profil vertical de vitesse sur un profil perpendiculaire à la subduction, associant le résultat obtenu pour les points sousmarins et les vitesses verticales à terre, devrait nous permettre d'apporter des informations sur les

caractéristiques du blocage (Figure 1-29). Une modélisation préliminaire de la déformation attendue pour différentes zones de blocage (pendage et longueur de blocage) nous montre que, pour un pendage de l'ordre de 25° du plan de subduction, le gradient de vitesses verticales observé suggère une zone de blocage peu étendue (avec la limite de la zone bloquée à peu près au niveau du trait de côte). Si le pendage de la subduction est plus faible, comme suggéré par les résultats de Baillard et al. (2015), on voit qu'il devient difficile d'expliquer à la fois le peu de soulèvement sur les îles et la présence d'un gradient vertical à proximité de la côte. La question reste ouverte et méritera d'être creusée à nouveau lorsque les vitesses verticales, en particulier en mer, seront mieux contraintes.

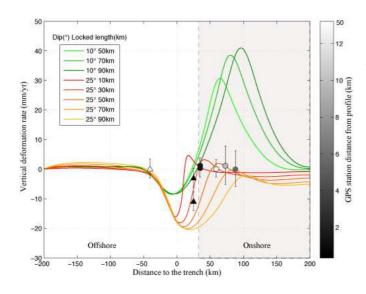


Figure 1-29: Modélisation de la déformation verticale au travers de la frontière des plaques. Les profils de déformation élastique théorique sont calculés avec le code d'éléments finis Pylith (Aagaard et al., 2008) pour des zones bloquées de longueurs et pendages variés. Les résultats montrent qu'une zone bloquée de 30 km avec un pendage de 25° est compatible avec les observations terrestres et marines.

Ces résultats sont encore limités car très ponctuels. Il serait évidemment intéressant de pouvoir observer des variations de couplage le long de l'arc et voir par exemple si ces variations sont corrélées avec la morphologie de la côte (existence de la péninsule autour de Wusi sur la côte ouest Santo) et les vitesses long terme de surrection à terre (plateforme coralliennes surélevées, topographie) comme cela a été montré pour la subduction andine par Saillard et al. (2017). Une des questions ouvertes est de savoir si le déficit de sismicité observé au large de la côte ouest de Santo résulte d'un faible taux de couplage et donc de l'existence d'un glissement asismique ou si ce n'est pas le cas et dans ce cas, l'aléa sismique est important puisqu'on n'a pas trace de séisme important ayant rompu cette portion de l'interface. Si le couplage varie latéralement dans notre zone d'étude selon des critères identiques à ceux mis en évidence par exemple dans l'étude de Saillard et al. (2017), alors la péninsule de Wusi témoigne probablement d'un couplage plus faible que dans les zones sud et nord. On peut noter que le gros séisme de 1965 qui a soulevé la côte ouest de Santo de près de 30 cm et celle de Mallicolo de plus d'1m (Taylor et al., 1990) a eu lieu entre Santo et Mallicolo, effectivement au sud de la péninsule de Wusi.

1.4.5 Altimétrie et cartographie GNSS

Avec Marie-Noelle Bouin, nous avons conduit des travaux méthodologiques sur la cartographie de la surface de la mer par GPS (bouée ou navire) avec le double objectif 1) de mesurer directement la hauteur d'eau à l'aplomb des marégraphes (voir section 1.4.4.1) et ainsi obtenir une hauteur "absolue" et 2) de contribuer à améliorer la qualité des hauteurs déduites de l'altimétrie satellitaire (section 1.4.4.2). Ce deuxième point est double en ce sens que par des méthodes de comparaison avec les données de GNSS in-situ, on peut améliorer le traitement des données en optimisant les choix de corrections dans les calculs, mais également l'obtention d'un meilleur géoïde permet d'améliorer la qualité de la donnée altimétrie traitée (Bonnefond et al., 2003b). Ainsi, si cette section ne traite pas directement de la mesure des mouvements verticaux, j'ai choisi de l'insérer dans ce chapitre car elle est en lien avec les deux sections précédentes et les méthodologies développées peuvent contribuer à notre objectif final qui est celui de l'amélioration de la mesure de mouvements verticaux sous l'eau.

Comme mentionné section 1.4.4.1, nous avons installé un récepteur GPS à bord du N/O Alis (avec antenne dans la mâture du navire) afin de mesurer la hauteur de l'eau. Un des objectifs était d'obtenir une cartographie des petites longueurs d'onde du géoïde, qui ne sont pas acquises par altimétrie (Figure 1-30). Deux articles ont été publiés sur les résultats de cette cartographie : 1) l'un sur la méthodologie de traitement et la précision des résultats, avec en particulier l'intérêt majeur d'utiliser les données de la centrale d'attitude du navire (MRU) pour corriger des mouvements haute fréquence (Bouin et al., 2009a) et 2) l'autre sur la comparaison de la hauteur de la surface de la mer obtenue par GPS avec les surfaces moyennes de la mer obtenue par altimétrie satellitaire (combinée éventuellement avec des données gravimétriques) (Bouin et al., 2009b).

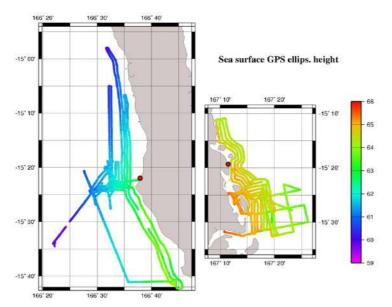


Figure 1-30: Exemple de cartographie de la hauteur de l'eau par GPS cinématique. Les données sont acquises avec un récepteur GPS installé sur le toit de l'Alis et mesurant à 1 Hz. Le traitement cinématique est fait par rapport à une station GPS, montrée par le point rouge sur les cartes. Les hauteurs sont données en mètres et montrent les très forts gradients observés sur la zone.

Des travaux préliminaires (Bouin et al., 2009b) avaient été conduits lors de Geodeva2 et avaient permis de montrer la présence de courtes longueurs d'onde dans la hauteur de mer, non visibles dans le modèle EGM08 mais détectables par GPS cinématique et liées à la morphologie du banc Sabine (Figure 1-31). Dans Ballu et al. (2013), grâce à la différence entre les données marégraphiques et altimétriques le long de la trace Envisat 303, nous avons également mis en évidence un biais systématique atteignant 15 cm, due à une méconnaissance des courtes longueurs d'onde du géoïde, non représentées dans le modèle EGM08 utilisé dans le traitement des données haute fréquence d'altimétrie (Figure 1-31, en bas à droite). La méconnaissance du géoïde à courtes longueurs d'onde a une répercussion directe sur la qualité des séries altimétriques et donc sur la hauteur ellipsoïdale finale que nous pouvons obtenir. Lors de la prochaine campagne Geodeva, nous souhaitons cartographier la hauteur d'eau sur une bande d'environ 5km de large le long des traces au-dessus des bancs Sabine et Wusi, afin d'améliorer les traitements altimétriques (voir par exemple Bonnefond et al. (2013), pour la méthode appliquée au site de calval CNES en Corse). Cette cartographie sera effectuée en utilisant l'Alis et une nappe GPS tractée développée par la DT-INSU dans le cadre du projet FOAM de calibration/validation d'altimétrie (Calzas et al., 2014). A l'issue de cette nouvelle campagne, nous devrions être en mesure de retraiter les données avec un meilleur géoïde et donc d'affiner la qualité des traitements et la détermination finale des hauteurs et vitesses verticales des points sous-marins des Bancs Wusi et Sabine.

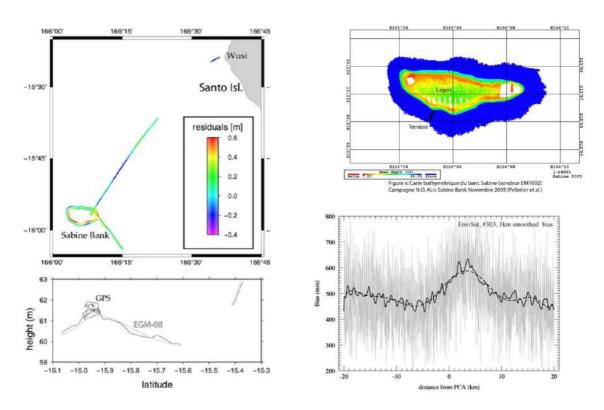


Figure 1-31: Courtes longueurs d'onde du géoïde à l'aplomb du Banc Sabine. Nos travaux préliminaires de cartographie par GNSS avaient permis de montrer que la différence entre les mesures in-situ par GPS et le modèle EGM-08 (le meilleur sur la zone) sont de plusieurs décimètres (à gauche) (Bouin et al., 2009b). En haut, à droite: Carte bathymétrique du banc Sabine (sondeur EM1002). Campagne N/O Alis Sabine Bank (Pelletier, communication personnelle 2005). En bas, à droite: l'inexactitude du modèle de géoïde (EGM-08) utilisé dans le traitement des données altimétriques (Envisat) est visible dans les variations de la valeur du biais (différence hauteur altimétrique et marégraphique) le long de la trace 303 passant sur le Banc Sabine (PCA: point le plus proche du marégraphe) (Ballu et al., 2013).

1.5 Bilan sur la mesure des déformations verticales en fond de mer

En conclusion sur la mesure des mouvements verticaux en fond de mer, on peut dire que les principaux avantages sont une relative simplicité de mise en œuvre et la possibilité d'acquérir des données continues à relativement haute fréquence, ce qui donne accès à l'évolution temporelle des processus et pourrait donc permettre de voir d'éventuels signaux précurseurs. Un autre intérêt est la possibilité d'avoir une information ponctuelle à partir d'un seul capteur, sans forcément avoir besoin de se mettre de part et d'autre d'une structure de déformation comme c'est le cas pour la distancemétrie acoustique, où il faut en général avoir déterminé précisément le lieu de la déformation attendue. Malheureusement, il existe également des limites à la méthode en particulier sur notre capacité à identifier des événements d'origine tectonique ou magmatique dans le signal de pression en raison de la dynamique océanique sus-jacente et de la dérive des capteurs. Une autre difficulté, une fois que d'éventuels signaux ont été identifiés, peut être liée à l'interprétation de la déformation en termes de mécanique de la lithosphère et de modélisation des mouvements en profondeur par exemple sur l'interface de subduction.

A faible profondeur (de l'ordre de la vingtaine de mètres), nous avons montré qu'il était possible de déterminer avec une précision de l'ordre du centimètre, la hauteur d'un point sous l'eau. Cela offre alors la possibilité d'intégrer dans une modélisation commune des mesures GNSS à terre et des mesures sous-marines, c'est ce que nous avons pu initier sur le chantier du Vanuatu. Pour de plus grandes profondeurs, nous n'en sommes pas encore là car au problème de la dérive instrumentale s'ajoute le fait que les variations de hauteur de colonne d'eau ne sont pas directement convertibles en termes de pression en raison des variations de densité sur l'ensemble de la colonne d'eau, qui ne peuvent pas être approximées simplement à partir d'une mesure au fond. Ceci contribue au fait que les données de pression ne sont que peu utilisées dans la quantification de l'accumulation des contraintes en zone de subduction ; en revanche, les données de GNSS/A, si elles sont plus difficiles à acquérir, sont beaucoup plus simples à interpréter en termes d'accumulation de contraintes sur l'interface de subduction. Cette méthodologie sera présentée dans le prochain chapitre.

2 Mesure de la déformation en fond de mer : distancemétrie acoustique et GNSS/Acoustique

L'intérêt pour la géodésie sous-marine est apparu dès le milieu des années 60 avec un premier symposium de géodésie sous-marine en 1966 (Spiess, 1967). Dr Fred Spiess, ancien sous-marinier de la Seconde Guerre mondiale, a été pionnier dans le domaine et est resté un contributeur majeur pendant près de 30 ans. Sa première contribution importante a été le design de la balise acoustique de précision permettant la mesure, avec une précision de l'ordre de 10µsec, d'un trajet aller-retour entre deux balises par autocorrélation entre le signal émis et le signal répété par la seconde balise avec un délai connu (Spiess, 1980; Spiess and Boegeman, 1980); cette amélioration technologique a permis de passer d'une résolution métrique à une résolution sub-centimétrique sur des lignes de base de l'ordre du kilomètre. Ainsi, la mesure de déformation au travers de structures identifiées devenait possible avec une résolution suffisante pour le suivi de mouvements tectoniques, soit sur les lignes de base kilométriques en visée directe entre deux balises installées au fond (Spiess, 1980), soit pour des réseaux un peu plus larges avec l'intermédiaire d'un véhicule dans la tranche d'eau (Spiess, 1985a). En 1985, suite au développement de la géodésie spatiale et en particulier du GPS (Global Positionning System), la deuxième évolution majeure proposée par Dr Fred Spiess a été le concept du GPS/Acoustique avec une plateforme de surface servant de relais entre le positionnement par GPS cinématique à la surface et un positionnement acoustique sous-marin (Spiess, 1985b). La plateforme de surface (initialement un navire) est positionnée à l'aplomb du barycentre d'un triangle ou quadrilatère de balises installées au fond, afin que les variations de célérité des eaux de surface aient un impact minimal et n'affectent pas la position horizontale du barycentre des balises. L'idée est que, dans un milieu stratifié horizontalement, des rais acoustiques se propageant de la plateforme de surface vers les balises du fond avec un angle initial identique sont affectés (retard ou avance) de la même façon par la couche d'eau superficielle qui est la plus perturbée : les variations de célérité se traduisent alors par un changement de la position verticale du barycentre du dispositif, mais la position horizontale n'est, elle, pas modifiée. C'est toujours sur ce concept que sont basées beaucoup des mesures de GNSS/Acoustique actuelles. La Figure 2-1 (Chadwell and Bürgmann, 2015) présente schématiquement les trois techniques de positionnement relatif (encarts a et b) ou absolu (par rapport à un référentiel global, encart c) basées sur l'acoustique sous-marine.

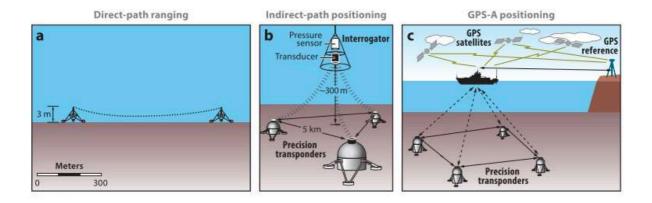


Figure 2-1: Schéma de principe des trois méthodes de mesure de déformation horizontale par acoustique sous-marine (d'après Chadwell and Bürgmann, 2015; Chadwell and Sweeney, 2010). L'encart a) présente la distancemétrie acoustique directe entre deux balises. Les balises sont surélevées afin que la réfraction liée au gradient de vitesse n'entrave pas la propagation du rai. La longueur de ligne de base est donc limitée par la réfraction/hauteur des balises (de l'ordre de 3m pour une ligne de base du kilomètre). Afin d'augmenter la longueur des lignes de base, un interrogateur de profondeur connue (par mesures de pression) peut être utilisé comme intermédiaire ce qui permet de s'affranchir de la surélévation des balises du fond (encart b). Enfin, l'encart c) présente le principe du GNSS/Acoustique où un réseau de balises sur le fond est positionné dans un référentiel global par l'intermédiaire d'une plateforme de surface, elle-même positionnnée par GNSS en mode cinématique, à l'aplomb du barycentre du réseau des balises au fond.

Rapidement après mon recrutement au CNRS, j'ai cherché à développer des projets en géodésie sous-marine à la fois pour la composante verticale comme je l'ai présenté dans le chapitre précédent, mais également pour la composante horizontale. J'étais à l'époque à l'IPGP et avec la collaboration de Jérôme Ammann (ingénieur d'étude dans l'équipe) pour les aspects techniques, nous avons soumis un certain nombre de projets. Je mentionnerai les principaux : le projet RTE Geodesea qui était un projet de positionnement sous-marin précis en partenariat avec des industriels français, financé initialement à hauteur de 600 k€ en 2002 mais annulé pour cause de contraintes budgétaires et le projet de station géodésique offshore en Mer Ligure soumis aux ACI Jeunes chercheurs 2002 et 2004 et qui, bien qu'ayant été deux fois sélectionné, est toujours resté sous la barre et n'a pas été financé. L'objectif de ce projet était de développer une station permanente GNSS/Acoustique sur la bouée BOUSSOLE ancrée au large de Nice, de façon à prolonger le réseau RENAG de la région Alpes-Côte d'Azur à l'époque ; ce site était particulièrement intéressant car facile d'accès, sur le site d'un observatoire océanographique, dans une zone potentielle d'activité sismique et enfin, il permettait de bénéficier d'une structure stable existante, visitée régulièrement, ce qui nous aurait permis de conduire la première expérience de GNSS/A continu. Je regrette que ce projet n'ait pas pu être financé car cela nous aurait permis de nous d'avancer significativement en géodésie sous-marine en France et peut-être de progresser sur les aspects de prise en compte des variations de célérité dans l'inversion des temps de trajets entre la plateforme de surface et les balises au fond, aspects qui ne sont toujours pas vraiment pris en compte.

2.1 La distancemétrie acoustique

2.1.1 Principe et état de l'art

Le principe de la distancemétrie acoustique (ou "acoustic extensometry") est très simple : il s'agit simplement de mesurer le temps de propagation d'une onde acoustique entre deux points, puis, connaissant la vitesse du son dans l'eau (célérité), ce temps de propagation est ensuite converti en distance (encart a de la Figure 2-1). Les limites de la méthode viennent essentiellement de 1) la connaissance de la célérité qui peut être variable au cours du temps et non homogène sur le parcours du rai, et 2) de la courbure du rai qui impose de surélever les balises acoustiques car à partir d'une certaine profondeur la réfraction liée au profil vertical de célérité fait que la courbure est concave. Ce deuxième point entraine une difficulté de monumentation : assurer la stabilité subcentimétrique d'une balise à 2 ou 3 mètres de haut sur du sédiment est un vrai défi. Les principaux avantages sont 1) une haute résolution (de l'ordre du millimètre) et 2) la possibilité de mesurer de façon continue.

Les premières expériences de distancemétrie acoustique sur des failles ont été conduites à la fin des années 1990 par trois groupes simultanément (Chadwell et al., 1999; Chadwick, W. W., Jr., Milburn, H. B., and Embley, 1995; Fujimoto et al., 1998). Les expériences tests conduites par Fujimoto et al. (1998) ont montré la résolution sub-centimétrique mais également la difficulté de s'affranchir des fortes variations de température du milieu. Chadwell et al. (1999) ont pu montrer que l'ouverture à l'axe de la dorsale Juan de Fuca se produisait de façon épisodique car ils n'avaient observé aucune ouverture en 2 ans (avec une incertitude de 14 mm/an), alors que le taux d'accrétion est de plus de 5 cm/an pour cette dorsale. De leur côté, Chadwick et al. (1999) ont pu quantifier la déformation horizontale avant (extension de 9cm) et pendant (contraction de 4 cm) une éruption de l'Axial Volcano également à l'axe de la dorsale Juan de Fuca. Dans cette étude, Chadwick et al. (1999) discutent de l'impact possible de la dérive d'horloge sur les balises qui peut se traduire par une déformation apparente de l'ordre du cm/an, ce qui met en évidence le soin nécessaire à apporter à la qualité des horloges internes des balises et peut limiter l'interprétation des variations lentes de temps de trajet en termes de déformation long terme ; en revanche, les déformations rapides en lien avec une éruption volcanique ou un séisme sont clairement identifiables.

Osada et al. (2008) dans une expérience probatoire pour installer des systèmes câblés ont montré que la variabilité sur le temps de propagation sur une ligne de base de 750 m était d'environ 25mm, expliqués en grande partie par les variations de célérité, seuls 2 mm sont attribués à du bruit sur la mesure acoustique. Une seconde expérience portant sur la stabilité à plus long terme (4 mois) sur des baselines de 590 et 920m a montré également que des variations de distance apparente de l'ordre du mètre pouvaient être corrigées par les données de température à chaque balise et en utilisant la corrélation entre température et salinité (corrélation observée sur un échantillon de données de plongée ROV). Au final, dans cette expérience, la stabilité des baselines, après

correction de température et salinité est de l'ordre du centimètre pour une ligne de base kilométrique.

McGuire et Collins (2013) ont installé un réseau de 7 balises pendant un peu plus d'un an au travers de la faille transformante de Discovery sur la dorsale Est-Pacifique. Le résultat de cette expérience conforte les résultats précédents qui montrent que la résolution des mesures est millimétrique, mais dans la pratique, ils ne sont pas en mesure d'interpréter de faibles mouvements car ils sont confrontés au problème de la stabilité mécanique des balises (d'autant plus que celles-ci ont été déployées "en aveugle" depuis le navire en chute libre). Ils observent cependant une tendance d'environ 3cm/an qui pourrait indiquer un blocage au moins partiel de la faille.

Une expérience de distancemétrie acoustique à plus grande échelle, sur un réseau de 203 balises sur un maillage d'environ 10*40km, a été déployée pendant 5 ans 1/2 pour surveiller la déformation du sol engendrée par l'exploitation du champ pétrolier Ormen Lange en Mer du Nord et mieux comprendre les mouvements d'eau et la compartimentation du champ (Dunn et al., 2016). Ces mesures ont permis de mettre en évidence une contraction du champ en son centre avec une résolution de 5ppm/an. On peut noter que même sur cette expérience lourde où les moyens ont été mis en termes de capteurs, l'interprétation des données est limitée par la dérive des capteurs de température ou célérité pour la distancemétrie acoustique (et la forte dérive des capteurs de pression pour la composante verticale).

Afin d'étendre la distancemétrie sur de plus longues lignes de base ou des terrains accidentés sans augmenter la hauteur des structures supportant les balises, il est possible de faire de la distancemétrie indirecte ("indirect path ranging") en ayant une des balises un peu plus haut dans la colonne d'eau (encart b, Figure 2-1). C'est ce qui est fait par l'équipe de la Scripps pour connaître les distances inter-balises du réseau installé au fond pour leurs expériences GNSS/A (Sweeney et al., 2005); en effet, cette donnée est cruciale pour la qualité de l'inversion finale comme le montrent les travaux de thèse de Pierre Sakic (Sakic, 2016; Sakic et al., n.d.). Cette équipe (Blum et al., 2010) a également installé 4 balises (seules 3 ont fonctionné) dans la colonne d'eau, environ 115m audessus d'un champ de 4 balises installées sur le fond entre 330 et 420m de profondeur afin de surveiller la stabilité d'une pente et l'ouverture d'une fissure dans le bassin de Santa Barbara. Ils ont montré que la fissure n'avait pas bougé de plus de 7mm en 2 ans et suggèrent qu'il est possible d'atteindre une résolution de l'ordre du mm/an avec ce type de configuration expérimentale (Blum et al., 2010), en intégrant une information indépendante sur les variations de célérité.

2.1.2 Le projet ASSEM d'observatoire fond de mer dans le Golfe de Corinthe

Le premier projet français (et probablement européen) ayant une composante de géodésie sousmarine financée a été le projet européen ASSEM, porté par l'Ifremer sur le développement d'un observatoire géophysique fond de mer dans le Golfe de Corinthe (Blandin et al., 2003). Ce projet a été à la base du nœud ("monitoring node") ASSEM puis Seamon développé par l'Ifremer et toujours central dans les observatoires actuels EMSO-Açores par exemple. Ce nœud sert de relais énergie et transfert de données ; il peut éventuellement piloter un certain nombre de capteurs sur le fond puis transmettre les données par acoustique vers une bouée de surface, elle-même reliée à la terre par transmission Iridium par exemple.

Dans le cadre du projet technologique ASSEM, l'objectif était de développer des capteurs qui devaient être pilotés par le nœud ASSEM, lequel devait également récupérer une partie des données et les transférer vers la surface. Deux nœuds ont été installés de part et d'autre d'une faille au pied de l'île de Trizonia (Figure 2-2); l'un des nœuds était équipé d'un capteur de pression et d'une balise acoustique et l'autre uniquement d'une balise acoustique, afin de réaliser un distancemètre acoustique au travers de la faille. Le site choisi pour ce test technologique a été une faille sousmarine marquée par un escarpement au sud-est de l'île de Trizonia à la fois pour des raisons d'intérêt scientifique (existence d'un gradient de déformation de part et d'autre du Golfe de Corinthe, séismes, nombreuses stations GPS à terre) mais également logistiques (proximité de l'île de Trizonia, chalutage limité et pendant une période déterminée). Les balises acoustiques, basées sur la technologie proposée par Spiess et al. (1980) ont été acquises à la Scripps Institution of Oceanography, et les développements nécessaires à l'intégration avec le nœud ASSEM ont été réalisés par J. Ammann en collaboration avec l'équipe Ifremer (Figure 2-3).

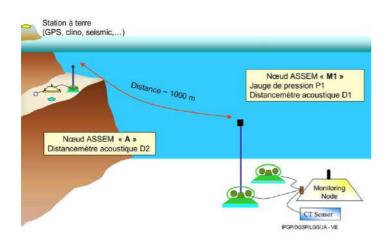




Figure 2-2: Dispositif expérimental de l'expérience ASSEM dans le Golfe de Corinthe avec Figure 2-3: Balises acoustiques installées sur leur les modules instrumentaux (capteur de pression et balise acoustique) connectés au nœud châssis de déploiement. Ces châssis seront ensuite fixés ASSEM.

sur un fût identique à celui visible en arrière-plan avec un cône détrompeur.

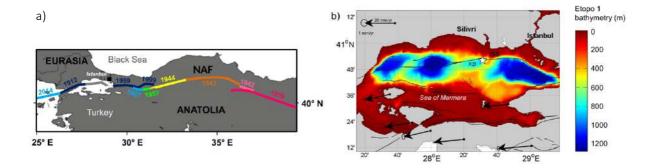
Malheureusement, une erreur de conception dans les balises n'a pas permis de mesurer des distances inter-balises dans le Golfe de Corinthe, mais plutôt des profondeurs d'eau. Le principe de mesure est basé sur l'autocorrélation du signal émis (et gardé en mémoire) avec le premier signal reçu. Ce premier signal reçu étant censé être le signal répété/réémis par la balise "esclave". Dans le cas des balises installées dans le Golfe de Corinthe, la profondeur d'eau étant inférieure à la distance inter-balise, le signal réfléchi par la surface a été interprété comme étant le retour de la balise esclave, et le "vrai" signal venant de la balise esclave/répéteur n'a pas été enregistré car la fenêtre d'enregistrement était trop courte et non paramétrable.

Malgré cet échec, le projet ASSEM a contribué à développer notre expertise en instrumentation fond de mer et notre collaboration avec l'équipe technique de l'Ifremer notamment pour l'intégration de systèmes sur le nœud ASSEM. Le second aspect important de ce projet a été la réflexion autour des châssis instrumentés, des repères géodésiques et des systèmes détrompeurs pour l'installation stable ou la réinstallation à l'identique d'instruments en fond de mer. Dans le cas des sédiments très meubles du Golfe de Corinthe, un système d'ancre à succion a été développé suite à une collaboration avec le NGI (Norvegian Geophysical Institute). L'idée est d'enfoncer un fût (ouvert à sa base) verticalement dans le sédiment grâce à une pompe afin que la stabilité du repère soit assurée par un couplage avec le sédiment de l'ensemble de la surface verticale et horizontale du fût. Nous n'avons pas de données chiffrées pour qualifier la stabilité de ces repères, mais visuellement, rien n'avait bougé et les manipulations successives avec les bras du submersible ne semblaient absolument pas faire bouger la structure. A la suite de ce projet, nous avons développé d'autres systèmes de repères géodésiques pour des propriétés mécaniques du sol différentes (plaque métallique avec pieds ou croisillons), en utilisant le même système de cône avec détrompage qui se révèle efficace pour des manipulations par submersible ou ROV (Remote Operated Vehicule).

Suite au projet ASSEM et le problème identifié sur les balises acoustiques, nous n'avons pas proposé de nouvelle expérience basée sur l'acoustique jusqu'au recrutement de Anne Deschamps à l'IUEM sur une thématique de géodésie fond de mer. Depuis lors, les travaux que j'ai menés concernant les mesures de déformation sur la composante horizontale, l'ont été en collaboration avec Anne, puis Jean-Yves Royer qui a pris le relais au décès de Anne. Ces travaux ont porté tout d'abord sur la distancemétrie en Mer de Marmara, puis sur des tests de GNSS/Acoustique.

2.1.3 Déformation sous-marine de la faille Nord-Anatolienne en Mer de Marmara.

La faille Nord-Anatolienne accommode une partie majeure du décrochement dextre de l'Anatolie rapport à l'Eurasie (Reilinger et al., 2006), avec des ruptures successives, incluant notamment les séismes destructeurs d'Izmit et Duzce en 1999, progressant globalement d'est en ouest (Figure 2-4) à l'est de la Mer de Marmara, les segments plus à l'ouest ayant rompu en 1912 puis 2014. Selon ce schéma, la prochaine zone de rupture pourrait se trouver sous la Mer de Marmara et menacer la mégalopole d'Istanbul située à proximité. Comprendre le fonctionnement du segment sous-marin de la faille Nord-Anatolienne est donc un enjeu à la fois scientifique et sociétal majeur. Des zones fonctionnant en glissement asismique ont été mise en évidence plus à l'est sur la faille Nord-Anatolienne sur le segment Ismetpasa (Ozener et al., 2013) par exemple. La portion sous-marine de la faille Nord-Anatolienne n'ayant pas rompu sismiquement depuis au minimum 250 ans, la question est de savoir si cette faille glisse asismiquement auquel cas l'aléa sismique est réduit, ou si elle est totalement bloquée auquel cas l'énergie accumulée depuis des siècles risque de se relâcher lors d'un événement sismique majeur.



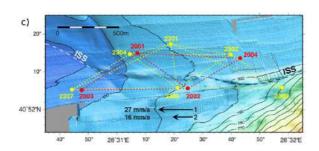


Figure 2-4: d'après Sakic et al. (2016) Contexte sismo-tectonique et dispositif expérimental. La figure a) présente les différentes zones de rupture (taille et date) ayant affecté la faille Nord-Anatolienne (NAF) au cours du XXième siècle (d'après Sengor et al., 2004; Yamamoto et al., 2017). La figure b) présente la carte bathymétrique de la Mer de Marmara et la localisation du segment Istanbul-Siliviri (ISS) sur lequel a été implanté notre dispositif expérimental. Les vitesses GPS présentées par les flèches noires sont tirées de Ergintav et al. (2014). La figure c) montre la disposition des réseaux français (en rouge) et allemand (en jaune) avec des balises de part et d'autre de la trace en surface du segment de Siliviri (ISS) de la faille Nord-Anatolienne. Les vecteurs 1 et 2 indiquent les vitesses relatives de l'Anatolie par rapport à l'Eurasie obtenues par respectivement par Reilinger et al. (2006) et Hergert et Heidbach (2010).

Une expérience de distancemétrie acoustique menée récemment par une équipe de scientifiques japonais et turques montre que le segment *West Hills* situé dans la région ouest de la Mer de Marmara glisse de façon continue ("creeping") (Yamamoto et al., 2018) avec un taux de 10 +/-5mm/an. Dans cette portion de la faille Nord-Anatolienne la sismicité est relativement élevée (Schmittbuhl et al., 2016) et la trace de la faille exprimée clairement dans la bathymétrie.

Dans la région proche d'Istanbul, l'analyse des données géodésiques terrestres disponibles a conduit Ergintav et al. (2014) à proposer que la faille ne soit pas bloquée ; toutefois la répartition spatiale et temporelle des données à terre n'est pas vraiment adaptée pour trancher sur la question. En effet, afin de caractériser le blocage éventuel de la faille, notamment dans sa partie la plus superficielle, il est nécessaire de quantifier la déformation en champ proche, ce qui n'est pas faisable avec les stations GNSS à terre et donc d'aller mesurer sous l'eau (Figure 2-5).

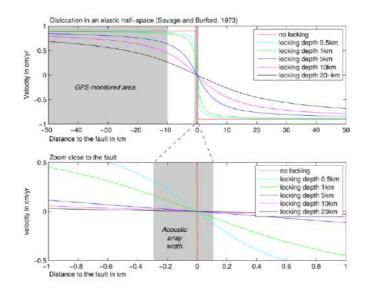


Figure 2-5: Déformation de surface attendue pour différentes profondeurs de blocage, calculées avec la formulation de Savage et Burford (1973) de déformation dans un milieu élastique, en utilisant une vitesse en champ lointain de 18mm/an. Même si les données GPS terrestres pourraient être théoriquement suffisantes pour discriminer entre les modèles, les stations existantes (Ergintav et al., 2014) ne sont pas correctement distribuées pour contraindre le problème. D'après Sakic et al., (2016, Supplementary Material).

Dans le cadre du programme Marsite, nous avons identifié le segment de Siliviri dans le bassin de Kumburgaz pour installer un dispositif de distancemétrie acoustique de part et d'autre de la faille. Le choix du site a été guidé par plusieurs paramètres incluant l'expression en surface de la faille (identifiée par microbathymétrie), la faible émission de fluides dans la zone (qui pourraient génèrer des variations de célérité du son dans l'eau et se traduiraient en erreur sur la conversion temps de trajet/distance), le faible taux de sismicité pouvant être caractéristique d'une lacune sismique ou un glissement asismique (Schmittbuhl et al., 2016) ainsi que l'intérêt sociétal, compte tenu de la proximité de la ville d'Istanbul. Dix balises (4 balises acquises par l'IUEM (A. Deschamps) et 6 balises acquises par Geomar (H. Kopp)) ont été installées lors de la campagne Marsite en octobre 2014 sur le N/O Pourquoi Pas?. Les balises (toutes Sonardyne) fonctionnant avec des fréquences différentes (22.5 kHz pour les françaises et 17.0 kHz pour les allemandes), elles forment deux réseaux indépendants mais disposés de façon à mesurer des lignes de base en commun, pour redondance et analyse des performances relatives des deux systèmes. Les données ont été récupérées ensuite régulièrement à l'aide d'un navire allemand (N/O Poseidon en avril 2015 et avril 2016) puis turc (N/O Yunus en Mai 2017 et janvier 2018). La dernière campagne a eu lieu en janvier 2018 et a permis de récupérer deux balises ; les autres balises devront être récupérées par des moyens sous-marins ultérieurement car elles n'ont pas pu remonter de façon autonome (design non prévu pour les balises allemandes ou problème technique/batteries pour les balises françaises). L'analyse des premiers 6 mois de données a permis à Pierre Sakic (que j'encadrais en thèse) de montrer que sur ces 6 mois la déformation observée n'était pas compatible avec un glissement asismique de l'ordre de 2 cm/an, mais plutôt un blocage de la faille (Sakic et al., 2016). Les modélisations réalisées sur la suite des données confirment ce premier résultat (Lange et al., soumis) et montrent que le segment Siliviri, à proximité d'Istambul est très probablement bloqué, au moins partiellement, et que sur les 2.5 années étudiées, la déformation au travers de la faille n'excède par quelques millimètres (alors qu'au taux de 2cm/an, on pourrait attendre 5cm si la faille glissait asismiquement sans blocage). On peut toutefois nuancer le propos en ce sens que, même si le choix du site correspond à la seule expression visible d'une trace de faille en surface, on ne peut pas exclure que la déformation soit accommodée de façon plus distribuée, comme vu dans cette zone (Grall et al., 2018; Henry et al., 2018), ou que celle-ci ait lieu ailleurs.

Cette expérience nous a permis de confirmer l'intérêt de la technique pour le suivi en continu de la déformation sur des structures identifiées. La résolution obtenue sur les temps de trajet, de l'ordre de quelques millimètres, est tout à fait adaptée à la caractérisation des mouvements tectoniques sur des lignes de base de l'ordre du kilomètre; des déformations permanentes ou transitoires devraient être identifiables. La difficulté majeure que nous avons rencontrée dans l'exploitation des données résulte d'un problème de qualité des capteurs auxiliaires (capteurs de célérité du son dans l'eau, température et pression) qui sont tous affectés par une dérive. Initialement, suite aux indications du constructeur, nous pensions pouvoir utiliser les capteurs de célérité (Valeport) installés sur chaque balise pour pouvoir convertir les temps de trajet en distance avec l'hypothèse que la célérité pouvait être considérée comme variant linéairement entre deux balises et estimée à chaque balise par un capteur ne dérivant pas. La température et la salinité de l'eau dans le bassin du Kumburgaz sont relativement stables au cours de l'année mais des pulses d'eau plus froide (-0.02°) et plus douce affectent régulièrement la zone. Ces pulses se sont révélés peu gênants pour nos mesures géodésiques car, étant clairement identifiables et de courte durée (de l'ordre de la journée), les données acoustiques correspondantes ont été simplement éliminées. En revanche, ils nous ont permis de mettre en évidence un problème clair dans les capteurs de célérité, affectés par des sauts et une dérive variable à chaque occurrence d'un pulse d'eau froide et douce. Ces capteurs ont finalement été totalement inutilisables et nous avons reconstitué des valeurs de célérité à partir de la température et la pression, en utilisant une valeur moyenne de salinité et la formule théorique de Del Grosso (1974). Les capteurs de pression et température étant classiquement affectés d'une dérive (comme vu dans le chapitre précédent), nous avons adapté notre stratégie de traitement des données acoustiques et avons modélisé dans une inversion par moindres carrés conjointement la dérive de la célérité à chaque balise et la variation de longueur de ligne de base (Sakic et al., 2016); la Figure 2-6 présente un des modèles obtenus.

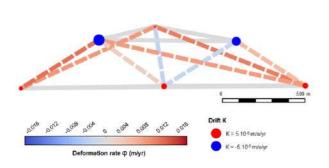


Figure 2-6: Exemple d'un des modèles obtenus par inversion conjointe (par moindres carrés) des dérives capteurs (κ, représentées par les points rouge et bleu) et des taux de déformation (φ) sur les lignes de base traversant la faille (lignes en pointillés, la couleur étant fonction du taux de déformation). Dans ce modèle, on a imposé que les lignes de base ne traversant pas la faille soient fixes.

Une seconde stratégie de modélisation a été proposée pour évaluer le taux de glissement maximal sur la faille qui soit compatible avec les observations. Le taux de déformation sur chaque ligne de base a été estimé par modélisation directe en prenant en compte la géométrie du réseau de balises

et une faille décrochante est-ouest, correspondant à la faille nord-Anatolienne, passant au milieu du réseau. L'objectif était de trouver le taux de glissement qui modélisait le mieux les données, en limitant les dérives des capteurs aux valeurs fournies par les constructeurs. Cette étude de comparaison avec un modèle direct montre que l'on ne peut pas expliquer les observations par un mouvement décrochant dextre de plus de 6 mm/an en restant dans les spécifications instrumentales données par les constructeurs et que le meilleur ajustement est obtenu pour un taux de glissement à peu près nul sur la faille.

Une autre limite de ce type d'expérience est liée à la stabilité des instruments par rapport au sol. En effet, en raison du gradient de vitesse au fond et donc de la réfraction, les rais ne se propagent pas en ligne droite mais ont une trajectoire concave ; les têtes acoustiques ont donc été installées sur des structures de plus 3m de haut pour que les rais puissent se propager d'un instrument à l'autre. Des inclinomètres installés dans les instruments ont permis de contrôler la stabilité des structures. Les balises françaises avaient un repérage extérieur qui nous a permis d'orienter les capteurs et donc de corriger les variations d'inclinaison des structures, mais ce n'était pas le cas des instruments allemands. Ce paramètre peut ne pas être négligeable et doit être pris en compte pour des expériences futures. Évidemment, la nature et la pente du sol sur lequel on installe les structures sont des paramètres à prendre en compte... plus les balises sont hautes, moins l'impact de l'inclinaison sur la longueur des lignes de base ne peut être négligé.

2.2 Le GNSS/Acoustique : simulations et expériences probatoires

2.2.1 Le GNSS/Acoustique : principe et contexte historique

Le GNSS/Acoustique ou GNSS/A (anciennement appelé GPS/A) permet de positionner une balise ou un ensemble de balises posées sur le fond de mer dans un référentiel extérieur tel que l'ITRF (International Terrestrial Reference Frame) utilisé couramment pour les mesures géodésiques à terre, par l'intermédiaire d'une plateforme de surface qui sert de relais entre un segment spatial où le positionnement se fait par GNSS et un segment sous-marin où le positionnement se fait par acoustique (Figure 2-1b). L'intérêt majeur du GNSS/A est qu'il permet de changer d'échelle et de quantifier les mouvements sur des zones beaucoup plus larges que la distancemétrie acoustique puisque l'on n'est plus limité par la portée des balises acoustiques (de l'ordre du kilomètre en visée directe ou de quelques kilomètres si on utilise un véhicule intermédiaire ou que l'on fonctionne de proche en proche).

Positionner un objet sous-marin en combinant acoustique sous-marine et positionnement aérien par GNSS par exemple est chose courante en domaine marin. La force du positionnement GNSS/A tel que proposé par Spiess et al. (1998) est de ne pas travailler sur les 3 composantes, mais de ne déterminer précisément que la composante horizontale (planimétrique) d'un polygone de balises, en se situant à l'aplomb du barycentre du polygone et en utilisant le fait qu'en première approximation, l'océan est stratifié horizontalement. Ainsi, si l'on est parfaitement au centre du dispositif, les rais vers chacune des balises du polygone traversent les strates horizontales avec les

mêmes angles et passent donc le même temps dans chaque couche. Dans un modèle parfaitement stratifié et homogène latéralement, l'erreur commune sur chaque rai liée à la méconnaissance du profil de célérité est parfaitement compensée sur la composante planimétrique du barycentre des balises et ne se traduit que par une translation verticale du réseau (Figure 2-7).

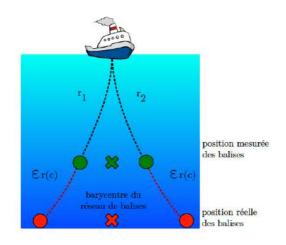


Figure 2-7: Erreur sur la composante verticale du positionnement induite par une erreur sur le profil de célérité utilisé dans le tracé de rai. Ce schéma simplifié en 2D illustre le fait que dans un milieu homogène latéralement, une erreur sur la conversion temps de propagation / distance (due à la méconnaissance de la célérité) se traduit sur la composante verticale mais n'impacte pas la position du barycentre du dispositif (Sakic, 2016).

L'hypothèse de stratification horizontale parfaite est optimiste et il existe des variations latérales de célérité, en particulier dans les zones superficielles qui sont les plus perturbées. La configuration de mesure -1 balise à la surface communiquant avec un polygone de balises au fond- permet de minimiser l'impact des variations latérales qui sont les plus importantes vers la surface. Les dimensions du polygone sont un compromis entre une bonne géométrie (polygone large) et une minimisation de l'impact des hétérogénéités latérales (polygone étroit) et bien sûr une bonne réception acoustique (distance raisonnable). La règle suggérée par Spiess et al. (1998) d'un polygone de rayon égal à la profondeur d'eau est celle utilisée couramment. D'autres configurations de mesures ont été proposées (Obana et al., 2000; Xu et al., 2005), notamment une seule balise au fond et des mesures faites depuis un navire qui se déplace (comme cela est fait couramment pour localiser un instrument au fond, méthode du box-in), mais la qualité obtenue n'était pas adéquate (~10 cm) pour le suivi de petits mouvements et finalement les expériences actuelles convergent plutôt vers la proposition initiale de Spiess et al. (1998).

Malgré leur intérêt, les méthodes de GNSS/acoustique sont restées relativement confidentielles pendant de nombreuses années, en raison du coût et de la complexité de leur mise en œuvre. Ce n'est que récemment que ces méthodes sortent du cercle fermé de la *Scripps Institution of Oceanography* aux Etats-Unis et des instituts japonais qui, compte tenu des enjeux sociétaux dus à l'aléa sismique au Japon, se sont très tôt intéressés au GNSS/A et ont contribué à son développement. L'apport des données de géodésie fond de mer dans la compréhension des différents stades (accumulation des contraintes, rupture co-sismique et déformation post-sismique) du méga-séisme de Tohoku en mars 2011 a fortement contribué à démontrer l'intérêt des mesures de géodésie fond de mer en général à la communauté géophysique.

Sato et al. (2011), (publication avant le séisme de Tohoku) avaient mis en évidence un fort gradient de déformation lié au couplage inter-sismique (restauré après un séisme en 2005) au large de la

préfecture de Miyagi. Les mesures de GNSS/acoustique ont également permis de mettre en évidence des variations spatio-temporelles du couplage différentes au large des préfectures de Miyagi et Fukushima, en accord avec les variations spatiales de la rupture observées par la suite (Matsumoto et al., 2008; Sato et al., 2013a). Un peu plus au sud, toujours au Japon, la zone de subduction de Nankai est elle-aussi particulièrement surveillée puisqu'un méga-séisme y est attendu (Yokota et al., 2018). Le réseau de sites GNSS/A installés au large de Nankai est très régulièrement remesuré et apporte des contraintes déterminantes dans la mise en évidence des zones de déficit de glissement (zones très fortement couplées). La Figure 2-8 montre que les données à terre ne mettent pas en évidence le fort couplage, alors que celui-ci a probablement un impact déterminant sur l'aléa tsunami, vu sa proximité immédiate de la fosse (Yokota et al., 2016).

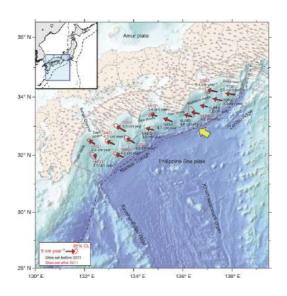
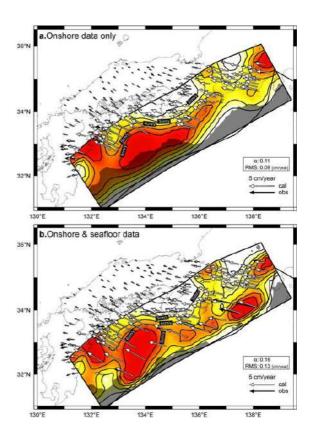
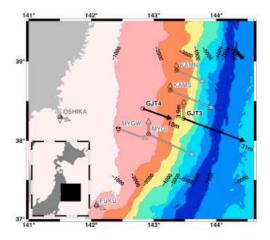


Figure 2-8 : Illustration de l'apport significatif des données de GNSS/A dans la modélisation des zones de blocage (zones présentant un déficit de glissement). La figure du haut correspond à une modélisation des données de GNSS à terre et celle du bas à la modélisation jointe des données géodésiques terrestres et marines. Une zone de déficit important, à proximité de la fosse (138°E/34°N) apparait clairement, alors que cette zone semblait non couplée à partir des données terrestres. (Yokota et al., 2016)



Les données de GNSS/acoustique, associées aux données de pression fond de mer, ont apporté des contraintes déterminantes pour la modélisation de la rupture co-sismique (Iinuma et al., 2012). Elles ont permis de mesurer in-situ des mouvements horizontaux atteignant 31m (Figure 2-9, Kido et al., 2011; Sato et al., 2011a), associés à une subsidence de plus de 5m (Ito et al., 2011), ce qui a permis de mieux modéliser la rupture sur le plan de subduction avec de très forts gradients de déplacements, et des déplacements atteignant 60m par endroits (Ozawa et al., 2012).



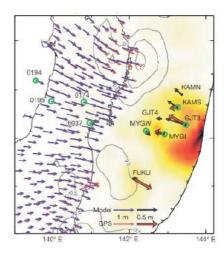


Figure 2-9: Déplacement co-sismiques offshore estimés par (Kido et al., 2011) en noir et Sato et al. (2011a) en gris. L'ensemble de ces mesures montre le fort gradient de déformation perpendiculairement à la fosse.

Figure 2-10: Relaxation visco-élastique post-sismique mise en évidence par géodésie sous-marine (Sun et al., 2014). Seuls les points sous-marins, et en particulier près de la fosse, montrent un déplacement de direction inverse à la direction du mouvement co-sismique.

En ce qui concerne la déformation post-sismique (Figure 2-10), les données de GNSS/acoustique apportent également des informations déterminantes dans la compréhension de la répartition dans le temps et dans l'espace des différents processus entrant en jeu (Ozawa et al., 2012; Sun et al., 2014; Watanabe and Sato, 2014). Ainsi à terre et dans les zones côtières, les mouvements postsismiques 3 ans après le séisme sont clairement dans le même sens que la déformation co-sismique (en direction de la fosse) et sont interprétés comme du glissement post-sismique. Un gradient de déformation post-sismique est observé avec une diminution depuis la côte de la vitesse en direction de la fosse, puis une inversion des vitesses : les deux sites les plus proches de la zone épicentrale se déplacent vers l'ouest, dans une direction opposée à celle du mouvement co-sismique. La vitesse de ces deux points (>10cm/an) étant supérieure à la vitesse inter-sismique observée avant le séisme (4-5cm/an) et même à la vitesse de convergence des plaques dans la zone (~8.3cm/an), Watanabe et Sato (2014) suggèrent que ces mouvements correspondent à de la relaxation visco-élastique dans le manteau. Sun et al. (2014) font le même constat sur l'importance de la relaxation visco-élastique intervenant immédiatement après le séisme et ils suggèrent en outre que, de façon générale, le glissement post-sismique à faible profondeur suite à un méga-séisme soit sous-évalué et que l'asymétrie inhérente aux méga-séismes de subduction (avec un compartiment inférieur plus contraint mécaniquement que le compartiment supérieur en contact avec l'eau qui peut se déplacer plus librement), contribue aux rapides mouvements de relaxation post-sismiques en direction opposée à la fosse.

Outre les expériences menées par les équipes japonaises en lien avec l'étude de l'accumulation des contraintes / séismes au Japon, toutes les autres expériences de GNSS/A ont été menées par l'équipe de la *Scripps Institution of Oceanography* et ont permis :

- à Spiess et al. (1998) de mesurer le mouvement actuel de la plaque Juan de Fuca (qui n'a aucun point émergé) dans un référentiel externe (*International Terrestrial Reference Frame* - ITRF-, comme les mesures GNSS),

- à Chadwell et Spiess (2008) de montrer que les mouvements d'ouverture discontinue à l'axe de dorsale Juan de Fuca -mis en évidence par distancemétrie (Chadwell et al., 1999)- ont lieu à moins de 25 km de l'axe puisque la vitesse de déplacement d'un point GNSS/A à 25 km de l'axe correspond déjà à la vitesse de la plaque Juan de Fuca prédite par Wilson (1993),
- à Gagnon et al. (2007) de quantifier l'extension de la zone de blocage à l'interface de subduction andine au niveau du Pérou, avec un blocage s'étendant vers la fosse jusqu'à moins de 2 km de profondeur, ce qui va dans le sens d'un fort aléa sismique avec risque de tsunami associé à proximité de la ville de Lima.

Une autre expérience de GNSS/A avait été initiée pour le suivi de la déformation du flanc sud-est de l'île d'Hawaï (Phillips and Chadwell, 2005); les données de cette expérience ont été utilisées pour mettre en évidence l'effet des variations de célérité dans l'eau sur la précision du positionnement (Osada et al., 2003), mais les résultats en terme de déformation de l'île n'ont pas été publiés. Seule l'expérience basée sur les variations de pression permettant de quantifier la déformation verticale ont permis de mettre en évidence un mouvement le long d'un détachement à la vitesse de 28 +/-7 cm/an (Phillips et al., 2008).

Ce résumé rapide des principaux travaux menés par la communauté en GNSS/A et de leurs apports dans l'étude des zones de subductions japonaises et du séisme de Tohoku en particulier, illustre le rôle crucial de ces données dans l'étude des zones de subduction. Il ne fait pas grand doute que les mesures GNSS/A sont fondamentales pour la compréhension du fonctionnement d'une zone de subduction et de l'évaluation de l'aléa associé, qui plus est quand la distance entre la fosse et les zones émergées (donc potentiellement équipées de GNSS) est grande.

C'est dans ce contexte de développement des méthodes et expériences de géodésie sous-marine que s'inscrivent les travaux que j'ai proposés, menés ou encadrés avec principalement la thèse de Pierre Sakic (2016) et les tests de GNSS/A en Mer Méditerranée en collaboration avec Jean-Yves Royer à l'IUEM.

2.2.2 Subduction dans les Petites Antilles et possible apport de la géodésie fond de mer

Dans la région des Petites Antilles, la plaque Atlantique subducte sous la plaque Caraïbes à une vitesse de l'ordre de 2 cm/an. La sismicité liée à cette subduction est relativement faible mais des séismes importants sont susceptibles de se produire comme ce fût le cas en 1843 avec un séisme qui a détruit la ville de Pointe à Pitre. Les caractéristiques de ce séisme restent discutées mais certaines études proposent qu'il s'agisse d'un séisme sur l'interface de subduction avec une magnitude supérieure à 8 (Feuillet et al., 2011), voire 8.5 (Hough, 2013).

Malgré la magnitude possiblement importante du séisme, celui-ci n'a pas été accompagné d'un tsunami majeur, ce qui tend à suggérer que la rupture est restée profonde et n'a pas atteint le fond de mer.

Jusqu'à récemment, il existait une forme de consensus sur le fait que les sédiments ne pouvaient pas vraiment accumuler de contraintes et que donc des zones de subduction avec des prismes

d'accrétion épais étaient peu susceptibles d'être affectées par des ruptures atteignant de faibles profondeurs voire le fond de mer et présentaient donc un aléa tsunami relativement réduit.

La révision récente de notre compréhension des mécanismes de genèse et propagation des séismes et en particulier le fait que, même si les ruptures sismiques ne s'initiaient peut-être pas dans les zones sédimentaires, les contraintes étaient susceptibles de s'y accumuler et donc d'être relâchées lors de séismes (zone conditionnellement stables), nous pousse à reconsidérer le potentiel sismique et tsunamigène de la subduction antillaise. L'épaisseur du prisme d'accrétion aux Antilles n'est plus un argument suffisant pour écarter la possibilité de l'occurrence d'un séisme majeur rompant l'interface entre la plaque plongeante et le prisme d'accrétion, séisme qui pourrait donc être accompagné d'un tsunami important si la rupture se propageait jusqu'au fond de mer.

Dans la région des Petites Antilles, en raison du faible pendage de la subduction et de l'extension importante du prisme d'accrétion (nourri en particulier par les apports de l'Amazone), les zones émergées sont donc très loin du back-stop (profond et distant) et de la fosse (>200km). Cartographier la déformation de la plaque chevauchante pour quantifier l'accumulation des contraintes sur l'interface de subduction et l'aléa sismique, nécessite donc de faire des mesures en domaine sous-marin. Certes, Symithe et al. (2015) ont montré que la modélisation des données GNSS à terre dans la région des Caraïbes ne nécessitait pas l'existence d'un blocage sur l'interface de subduction à l'est des Antilles françaises, mais ils ont également montré que les données GNSS à terre n'étaient pas optimales pour répondre à cette question et que quantifier l'extension et le taux de blocage sur l'interface bénéficierait grandement de mesures de géodésie en fond de mer (Figure 2-11).

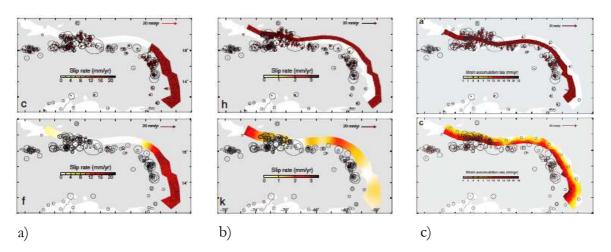


Figure 2-11: Illustrations tirées de l'article de Symithe et al. (2015) montrant comment les données de GNSS à terre permettent de résoudre ou non les variations longitudinales (a) et en profondeur (b) du couplage sur l'interface de subduction, par la comparaison entre un modèle synthétique (respectivement c et h) et la distribution de couplage restituée par inversion (respectivement f et k). La figure c) montre la résolution en profondeur obtenue sur le couplage lorsqu'une vingtaine de stations géodésiques de fond de mer fictives sont intégrées dans le modèle.

Les expériences menées pas les équipes américaines et japonaises ont déjà montré que dans de bonnes conditions, les mesures de GNSS/A permettaient d'atteindre une précision centimétrique, voire sub-centimétrique dans les meilleurs cas. Dans leurs mesures sur 2 réseaux situés à 2200 et

3200 m de profondeur au large du Pérou, Gagnon et al. (2005) estiment l'incertitude sur la vitesse à environ 7 mm/an. Dans la région des Petites Antilles qui nous intéresse, les taux de déformation attendus sont faibles puisque la vitesse de convergence des plaques Amériques et Caraïbes est de l'ordre de 2 cm/an et les conditions expérimentales sont particulièrement délicates en raison des grandes profondeurs, de la distance à la côte mais également de la variabilité des conditions océanographiques avec la présence d'un courant océanique majeur, le courant AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation). La thèse de Pierre Sakic avait donc le double objectif d'acquérir des compétences théoriques et pratiques pour la modélisation de données GNSS/A (inexistantes dans la communauté française) et d'estimer, à partir de simulations et des informations sur les conditions environnementales locales, si des mesures de GNSS/A dans la région des Petites Antilles françaises étaient susceptibles d'apporter des informations utiles en complément des mesures GNSS terrestres dans l'évaluation de l'accumulation de contraintes et donc, *in fine*, dans l'évaluation de l'aléa sismique et tsunami de la région.

Un des apports importants de la thèse de Pierre dans le contexte des Antilles a été de mettre en évidence le rôle important des variations latérales de célérité, en lien avec le courant AMOC et de proposer des pistes pour la prise en compte de ces variations, avec en particulier la quantification des erreurs induites si on néglige ces variations latérales de célérité. Pour cela, une comparaison de différentes méthodes de tracé de rai en termes d'exactitude (et de temps de calcul pour le côté opérationnel) dans un milieu latéralement homogène ou présentant un gradient a été conduite (Sakic et al., 2018), avec illustration dans le cas des Antilles. Il a montré, à partir de données océanographiques acquises *in-situ* dans la région lors de campagnes en mer et par les bouées du projet MOVE (Send et al., 2011), que les variations latérales de célérité n'étaient pas compensées par la méthodologie classique du GNSS/A, même en restant à l'aplomb du barycentre des balises au fond et que l'erreur induite pouvait être de plusieurs centimètres.

Un autre apport important du travail de Pierre pour le design d'une future expérience de GNSS/A, en particulier aux Antilles, a été de quantifier la contribution des différents observables à intégrer dans la modélisation. Il a montré que la prise en considération de la profondeur des balises (quantifiée par des mesures de pression) et de la distance inter-balises (évaluée par distancemétrie acoustique) était cruciale pour l'obtention de résultats fiables et de haute précision, quel que soit la trajectoire de la plateforme à la surface. Un article présentant ces résultats est en cours de rédaction (Sakic et al., 2018).

Outre ces aspects de configuration expérimentale, un certain nombre d'aspects n'ont pas été couverts dans ces travaux préliminaires et devraient être étudiés avant de démarrer une expérience aux Antilles; je pense notamment à l'emplacement du ou des dispositifs à réfléchir à partir de simulations sur l'apport de mesures en mer par rapport aux installations terrestres et aux structures géodynamiques identifiées, mais également aux aspects de monumentation / installation de repères pérennes avec possibilité de changement de l'instrumentation sans perdre la référence des mesures antérieures.

2.2.3 Le projet CANOPUS

Une autre composante importante de tous ces projets fond de mer est évidemment l'instrumentation acoustique. Lorsque nous avons commencé à nous intéresser à la question, les balises utilisées étaient généralement construites par les laboratoires eux-mêmes. Ainsi, pour l'expérience ASSEM précédemment citée, nous avions acquis du matériel développé à la SIO et le manque d'interactions avec les développeurs a sans doute contribué au fait que les balises acquises n'étaient pas adaptées à la configuration expérimentale. Depuis, l'instrumentation sur étagère proposée par les industriels a fait ses preuves et il existe un certain nombre de produits disponibles pour des mesures géodésiques, mais chacun avec ses avantages et inconvénients. Par exemple, nous avons travaillé avec des balises Sonardyne (type AMT) dans le cadre de l'expérience de distancemétrie à Marmara ; si ce matériel était adapté pour la configuration expérimentale testée, nous nous sommes heurtés à un certain nombre de difficultés sur les capteurs auxiliaires par exemple ou sur la non-adaptabilité des fréquences. Les balises allemandes étaient à une fréquence principale un peu plus basse que les balises françaises, car initialement acquises pour des profondeurs plus grandes. Ainsi, les balises utilisées sur les deux sous-réseaux français et allemands ne fonctionnaient pas avec les mêmes fréquences ce qui a pour conséquence première qu'elles ne pouvaient pas communiquer entre elles, mais également que le modem pour les interrogations de surface était spécifique à chaque réseau (au vu le coût de ces modems et les difficultés logistiques associées aux missions, un modem plus universel aurait été appréciable).

Le choix de la fréquence de travail en acoustique sous-marine résulte de la recherche d'un compromis entre résolution (plus la fréquence est haute, meilleure est la résolution) et portée/distance de propagation (plus la fréquence est basse, meilleure est la portée). Ainsi, les balises allemandes, destinées à divers chantiers dont le chantier sur la subduction andine, sont à plus basse fréquence (17kHz) que les balises françaises dont le choix en fréquence avait été obtimisé (22kHz) pour le chantier Marmara de moyenne profondeur.

Le domaine du positionnement précis par acoustique sous-marine est un domaine en plein essor et fortement concurrentiel. En France, la compagnie iXBlue a de fortes compétences dans ce domaine; leurs largueurs acoustiques sont très utilisés par la communauté océanographique au sens large et leurs systèmes de positionnement base longue et base courte équipent les navires et engins sous-marins de l'Ifremer. C'était donc un partenaire tout indiqué pour développer une nouvelle génération de balises acoustiques permettant de répondre aux besoins et contraintes industrielles mais également aux besoins de positionnement très précis de la communauté scientifique.

Le projet CANOPUS (pour « Complex Acoustic Network for Offshore Positioning and Underwater Surveillance ») est un projet de développement industriel financé par la BPI et la région Bretagne, coordonné par la société iXBlue avec plusieurs partenaires dont Telecom Bretagne, la société MADEC, l'Ifremer et le CNRS représentant l'IUEM et l'Université de La Rochelle. Bien que ce projet soit essentiellement brestois, j'ai été impliquée dès l'origine car il s'agissait en quelque sorte d'une nouvelle version du projet monté avec iXBlue sur la géodésie fond de mer que nous

avions soumis à l'Equipex avant mon départ de l'IPGP et que nous avons reprise avec Anne Deschamps pour une soumission au FUI de la région Bretagne.

L'objectif du projet était le développement d'une balise acoustique adaptée pour le positionnement précis en fond de mer, soit de façon relative entre plusieurs points par distancemétrie directe ou indirecte entre des balises, soit de façon absolue dans un référentiel externe par combinaison GNSS et acoustique (GNSS/A). Comme présenté ci-dessus, un des facteurs limitant dans les systèmes acoustiques actuellement disponibles est le compromis en fréquence qui impose de choisir des balises de fréquence différente en fonction de la profondeur du chantier. Outre les aspects fonctionnels et énergétiques, un des points majeurs du projet CANOPUS a donc porté sur les caractéristiques en fréquence de la balise avec une recherche sur une largeur de bande la plus grande possible pour assurer une grande portée sans perdre en résolution.

Dans ce projet, nous étions en charge de réaliser un état des lieux et bibliographie de l'utilisation de balises acoustiques pour des mesures de géodésie sous-marine, puis de définir un cahier des charges pour les caractéristiques de la future balise à viser en termes de résolution, précision, consommation/autonomie, durée de vie, profondeur de déploiement, ancrage, etc... afin de pouvoir réaliser des expériences de géodésie en fond de mer suivant plusieurs scénarii sur lesquels nous avons travaillé en distancemétrie acoustique directe et en GNSS/A.

Une nouvelle balise a été conçue par le consortium industriel avec une tête acoustique totalement nouvelle permettant de transmettre et recevoir sur une large gamme de fréquences ; cette balise a été testée lors d'essai dans la région brestoise, puis lors de la campagne d'essais DIVACOU en mer Méditerranée (chef de mission : Marie-Edith Bourhier, Ifremer) du 14 au 16 mai 2017, avec installation de 4 balises au fond et acquisition de données GNSS/A depuis le navire à la surface (voir §3.2.4). Le développement technologique a été validé et la nouvelle balise CANOPUS est commercialisée depuis mi-2018. Pour l'instant, la version disponible est une version à moyenne fréquence mais la version large bande qui nous permettra de déterminer avec une précision millimétrique des variations de distance sur de grandes lignes de base (plusieurs kilomètres) est en fin de développement et devrait être disponible rapidement.

La participation à ce projet a été très bénéfique pour nous à plusieurs titres : nous avons biensûr pu suivre toutes les étapes de déroulement d'un projet de recherche, ce qui est intéressant en soi ; mais nous avons surtout pu comprendre les contraintes technologiques associées au développement d'une balise acoustique, percevoir où étaient les marges de manœuvre et les points de blocage et finalement contribuer au développement d'une nouvelle balise mieux adaptée aux besoins scientifiques de géodésie précise. Cette balise est maintenant disponible sur le marché. En outre, des évolutions très intéressantes pour notre communauté seront sans doute possible à partir de cette balise, car envisagées dès le début de la conception. Je pense en particulier à la possibilité de découpler la tête acoustique du reste de l'instrument. Cette fonctionnalité (qui n'existe pas encore mais devient possible) pourrait permettre à terme de concevoir des systèmes modulaires permettant de garder la tête acoustique sur un repère géodésique tout en changeant le corps électronique de la balise, à la manière de ce qui se fait pour les stations GNSS à terre où il arrive fréquemment que le

récepteur soit changé alors que l'antenne est conservée pour limiter les sauts et donc améliorer le rapport signal sur bruit dans les séries.

2.2.4 Expériences probatoires de GNSS/A: GEODESEA et DIVACOU/CANOPUS

Le principe de mesure du GNSS/A est relativement simple et les travaux des Américains et des Japonais ont montré que la méthodologie choisie fonctionne et qu'un positionnement précis peut être obtenu. Ceci étant dit, si la méthode ne s'est pas répandue aussi vite que le GPS par exemple, c'est que sa mise en œuvre est relativement lourde et les sources d'erreur nombreuses. Le savoirfaire pratique dans le domaine n'existant pas dans la communauté scientifique en Europe, nous avons initié des expériences probatoires pour nous familiariser avec les techniques requises, apprendre dans la pratique comment faire et valider les développements théoriques (sur l'inversion des données) que nous avions développés, notamment dans le cadre de la thèse de Pierre Sakic. Les deux campagnes en mer GEODESEA (N/O Tethys II, 17-22 juin 2015) et DIVACOU/CANOPUS (N/O L'Europe, 13-16 mai 2017) s'inscrivent dans cette démarche et ont été conduites dans le cadre de notre collaboration avec l'IUEM; elles correspondent à deux projets distincts avec des partenaires industriels différents, respectivement Sonardyne et iXBlue.

2.2.4.1 Campagne GEODESEA : Expérience de GNSS-Acoustique au large de Nice - Juin 2015

L'objectif de la campagne GEODESEA était de tester/valider le positionnement géodésique par GNSS/A à grande profondeur afin de pratiquer sur sa mise en œuvre, valider les méthodes de traitement mises au point, quantifier les différents postes d'erreur dans un cas réel et enfin tester le matériel proposé par la compagnie Sonardyne.

L'expérience a été conduite au large de Nice, à proximité du site d'observations océanographiques Dyfamed (Figure 2-12) intégré au réseau MOOSE (http://www.moose-network.fr) équipé d'un mouillage permanent et de la bouée de surface Odas (opérée par MétéoFrance), ce qui nous permet de bénéficier d'informations sur les caractéristiques physiques de la tranche d'eau, de l'atmosphère et leur variabilité.

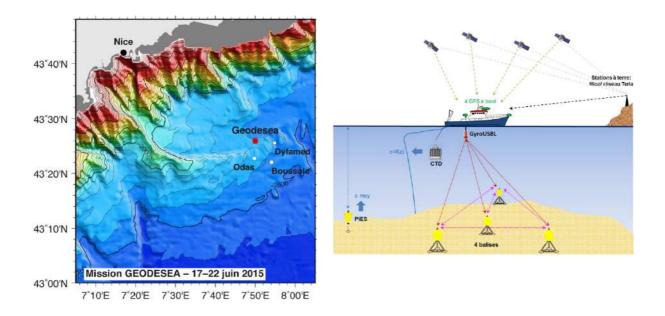


Figure 2-12: Localisation et configuration expérimentale. 4 balises (Compatt, Sonardyne) ont été déployées par 2350m de fond. Le navire de surface était équipé d'une tête acoustique (GyroUSBL 7000 Lodestar, Sonardyne) pour communiquer avec les balises du fond et d'un système de positionnement par GNSS. La variabilité des paramètres physiques de la tranche d'eau lors de l'expérience a été évaluée par des mesures CTD (Conductivity Temperature Depth) depuis le navire et de célérité moyenne de la tranche d'eau par un échosondeur inversé (PIES / Pressure Inverted Echo Sounder) installé au fond (Piete, 2015).

Quatre balises ont été installées: trois en triangle équilatéral d'environ 1500m de diamètre (~2600m inter-balises) et la quatrième au centre. Les balises ont été déployées sur des supports perdables lestés par des sacs de sable pour permettre une remontée à la surface par largage acoustique. Ce dispositif, choisi pour des contraintes de temps et d'argent, n'est pas adapté pour du long terme et peut limiter la précision car la balise risque d'être inclinée par le courant (Figure 1-13). Un premier positionnement de chacune des balises est obtenu par la méthode classique du "boxin" (le navire effectue un cercle à la surface en interrogeant la balise à positionner). Les coordonnées ainsi déterminées servent ensuite comme information a priori dans l'inversion. Ces opérations de calibration permettent également de déterminer les différents biais du système (notamment décalages de montage du gyroUSBL).

Afin de réaliser les interrogations acoustiques entre le navire et les balises au fond, nous avons utilisé un gyroUSBL Sonardyne monté au bout d'une perche, elle-même montée sur le bord du N/O *Tethys* (Figure 2-13). Le gyroUSBL permet d'obtenir des temps de propagation entre la tête acoustique de surface et les balises au fond (distancemétrie), des angles de réception du signal mais également d'avoir des informations sur les mouvements de la tête acoustique, ce qui est important pour corriger des mouvements du navire au cours des interrogations.

La perche sur laquelle était monté le gyroUSBL avait été rallongée afin de limiter les bruits acoustiques; la soudure entre la rallonge et la perche a rompu lors de la campagne, ce qui a entraîné l'interruption de l'acquisition, avant réparation puis reprise. Malgré cette avarie, nous avons pu acquérir un certain nombre de données de distancemétrie acoustique, de GNSS et de topométrie que nous avons ensuite utilisées notamment pour quantifier les différents postes d'erreur contribuant à l'ensemble de l'incertitude de la méthode GNSS/A. Le détail de l'ensemble des

opérations est donné dans le rapport de mission produit par Helen Piété, ingénieure sur le projet (Piete, 2015).



Figure 2-13: Instrumentation acoustique: les balises sont fixées sur des supports jetables lestés par des sacs de sable et sont maintenues le plus verticalement possible par un collier sur un tripode métallique. Le largage lors du déploiement se fait par largeur acoustique iXSea (photo centrale). Le largage en fin de mission se fait par largeur acoustique intégré à la balise et libérant la chaîne visible entre la balise et le support. La photo de droite montre la perche équipée du gyroUSBL (Sonardyne), basculée le long de la coque du N/O Tethys.

Une partie du travail de Pierre dans sa thèse était lié à la quantification des différents postes d'erreur de la méthode GNSS/A afin de produire ensuite des simulations les plus réalistes possibles en fonction de configurations expérimentales et environnementales variées. Nous avons utilisé le jeu de données de la campagne Geodesea (complété par des données topométriques et GNSS acquises sur le N/O Pourquoi Pas ? lors de la campagne Marsite) pour quantifier les différentes incertitudes liées au segment de surface et au rattachement entre le segment de surface et le segment sous-marin : l'incertitude liée au positionnement GNSS en mode cinématique, l'incertitude sur le rattachement de la tête acoustique de surface et des différentes antennes GNSS dans le référentiel du navire, afin de déterminer au final l'incertitude du positionnement de la tête acoustique dans un référentiel externe ici l'ITRF (International Terrestrial Reference Frame).

L'idéal pour limiter les erreurs (y compris d'une campagne sur l'autre dans le cas de mesures répétées) est naturellement d'avoir un montage rigide et constant entre la tête acoustique sous-marine et le système GNSS, avec une bonne connaissance des angles et bras de leviers. L'attitude de l'ensemble pouvant être donnée par une centrale d'attitude ou par un trio d'antennes GNSS suffisamment écartées pour fournir des angles. Dans la pratique, un tel montage permanent et rigide avec une tête acoustique suffisamment en profondeur pour s'affranchir au mieux du bruit lié au navire et à la surface et des antennes GNSS suffisamment dégagées pour limiter les multi-trajets liés au navire, n'est pas toujours réaliste ou pratique, surtout sur les gros navires.

La solution adoptée par l'équipe de la SIO est d'utiliser un navire sur lequel sont installés trois mâts GPS haubanés et de descendre une tête acoustique dans un puit au centre du navire, ce puit débouchant sur le pont supérieur et permettant des visées topométriques directes entre chacune des antennes GNSS et la tête acoustique, tous équipés de réflecteurs coin de cube (Chadwell, 2003; Chadwell and Spiess, 2008). L'attitude du navire est donnée par les 3 GNSS. Cette solution nécessite un navire adapté, des mesures quotidiennes de topométrie et une installation lourde pour chaque campagne, mais a montré son efficacité en termes de précision.

Une autre solution, adoptée initialement par les équipes japonaises est l'utilisation d'une perche d'environ 8 m de long montée à l'avant ou sur le côté du navire ; la perche est équipée d'un système GNSS et d'une centrale d'attitude à son sommet et d'une tête acoustique à sa base (Fujita et al., 2006). Ce système est plus flexible en ce sens qu'il est indépendant du navire et les bras de levier sons fixes ; l'inconvénient est lié au bruit du navire qui impose d'acquérir les mesures en dérive, il est donc difficile d'avoir des mesures bien distribuées au centre du réseau, surtout dans des zones de forts courants comme au Japon. A partir de 2008, le JHOD (Hydrographic and Oceanographic Department of Japan) a opté pour une tête acoustique montée sous la coque pour limiter l'impact du bruit des hélices et pouvoir acquérir des mesures en route (Sato et al., 2013b) et des antennes GNSS sur le navire; contrairement à la Scripps, il n'y a pas de mesures topométriques régulières entre les antennes GNSS et la tête acoustique: les mesures ont été faites en cale sèche au montage. D'autres configurations intermédiaires ont également été utilisées, telles que la tête acoustique sur une perche à l'arrière du navire et 3 mats GPS, plus petits que dans le cas de la Scripps, situés à l'avant et sur les côtés du navire (Ikuta et al., 2008).

Lors de la conception du PourquoiPas? les spécifications permettant des mesures de GNSS/A ont été étudiées et prises en compte : le navire est équipé d'un puit de type TravOcean avec un repère géodésique en tête du puit et une trappe à l'aplomb du puit qui doit permettre des visées vers des mâts GNSS. Les mâts GNSS ne faisant pas partie de l'équipement de base du navire, ils n'ont pas été construits mais pourraient être réalisés pour de futures mesures si c'est effectivement l'option choisie. Lors de la campagne Marsite, des données GNSS et topométriques ont été acquises afin de pouvoir évaluer la qualité des mesures, la déformation éventuelle des structures et choisir les meilleures options pour des campagnes futures. Il faut noter que le navire est grand et qu'il n'est pas possible de trouver un point duquel on puisse viser à la fois les 3 antennes GNSS et la tête acoustique.

Dans le cadre de la campagne Geodesea, comme l'ont fait les japonais, nous avons utilisé une perche sur le côté du navire (qui n'est pas équipé d'un puit TravOcéan pour la tête acoustique), avec une antenne GNSS à l'aplomb de la tête de la perche (la perche étant rabattue pour les transits, l'antenne GNSS n'a pas été fixée directement sur la perche) (Figure 2-13). D'autres antennes/récepteurs GNSS ont été installés sur le navire (proue, babord et tribord) pour des tests de quantification des incertitudes de rattachement et par redondance (sécurité en cas de panne du GNSS principal) mais n'ont pas été utilisés dans la pratique pour le positionnement GNSS/A final : nous avons utilisé le GNSS en tête de perche et la centrale d'attitude du GyroUSBL en base de perche. Plusieurs méthodologies et logiciels de traitement GNSS ont été testés de façon

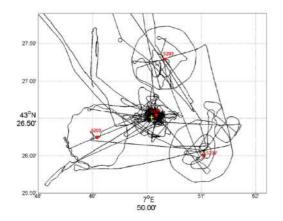
systématique (Sakic, 2016); la solution proposée par NRCAN (Natural Resources Canada) (Kouba and Héroux, 2001) donnant de bons résultats rapidement, c'est celle qui a été retenue pour le traitement des données GNSS en PPP (Precise Point Positioning) à 1Hz. Le Tableau 2 présente les résultats obtenus sur la quantification des différents postes d'erreur liés au positionnement GNSS et rattachement de la tête acoustique, basée en autres sur les résultats de la campagne Geodesea.

Type de mesure	Incertitude
GNSS Cinématique PPP, planimétrie	+/- 20 mm
GNSS Cinématique PPP, altimétrie	+/- 50 mm
Rattachement surface (GNSS/tête acoustique)	+/- 5 mm
Centrale inertielle	+/- 0.04°

Tableau 2 : Quantification des postes d'erreur sur les observables pour le positionnement GNSS et le rattachement de la tête acoustique. Les valeurs sont estimées à partir de données réelles ou de données constructeurs (pour la centrale inertielle) (d'après Sakic, 2016).

Dans la pratique, environ 37h d'acquisition de données acoustiques vers les 3 balises disposées en triangle, sont exploitables en termes de positionnement GNSS/A (les données acoustiques des premiers jours vers les 4 balises n'ayant été enregistrées qu'alternativement pour chaque balise en raison d'un problème sur le logiciel d'acquisition, et la balise centrale ayant été remontée avant la fin de la mission). Ces données nous ont permis de tester le programme de traitement et inversion des données développé par Pierre Sakic durant sa thèse et ainsi valider la méthodologie mise en place.

Les balises ont été positionnées individuellement par la méthode de box-in (cercle autour du point) et un ensemble de données a été acquis le plus au centre du dispositif possible (Figure 2-14). En raison du bruit des hélices à proximité de la tête acoustique, nous n'avons pas pu acquérir de données exploitables avec le moteur en route. Comme l'ont fait initialement les Japonais pour leurs acquisitions (Fujita et al., 2006), nous avons coupé les moteurs le temps de l'acquisition en prenant en compte la dérive pour passer à l'aplomb du centre du dispositif et en remettant les moteurs pour repartir en amont du point, plusieurs fois d'affilée.



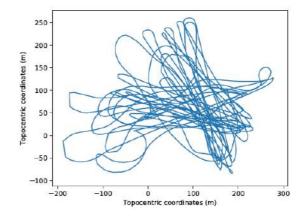


Figure 2-14 : à gauche : Navigation sur l'ensemble de la campagne, incluant les box-in autour de chaque station et les acquisitions au centre du dispositif. à droite : Navigation effectuée pour la session exploitable des données (21/22 juin). Les coordonnées sont en mètres à partir du point central du dispositif (croix jaune sur la figure de gauche).

Au total, environ 13000 temps aller-retour entre la tête acoustique de surface et chacune des balises sont exploitables. Les données GNSS ont été traitées à 1 Hz et la position du centre de phase de l'antenne de la tête acoustique est obtenue à partir des positions GNSS, des bras de leviers mesurés à bord et des données d'attitude fournies par la centrale du gyroUSBL. Par ailleurs, des profils CTD (Conductivity Temperature Depth) ont été acquis à 5 reprises lors de la campagne, dont une fois lors de la session d'acquisition utilisée, c'est donc ce dernier profil qui est utilisé dans l'inversion (les autres étant utilisés pour des tests sur l'impact de la variabilité des paramètres de la tranche d'eau et l'impact de l'utilisation d'un profil approximatif dans l'inversion).

Les coordonnées des trois balises et incertitudes associées et du barycentre ont été estimées par moindres carrés. Un test de bootstrapping a ensuite été effectué par 250 tirages aléatoires sur 50% des observations puis restitutions de la position pour estimer la fiabilité des résultats sur le barycentre (Tableau 3).

Point	Balise 5203	Balise 5305	Balise 5307	Barycentre
σ_{N} (m)	0.012	0.012	0.027	0.009
$\sigma_{E}(m)$	0.011	0.010	0.010	0.009
σ _D (m)	0.007	0.007	0.007	0.005

Tableau 3: Incertitude estimée sur la position individuelle des balises et sur celle du barycentre du réseau de balises. Pour les balises, l'incertitude correspond à l'écart-type obtenu à l'issue de l'inversion par moindres carrés. Pour le barycentre, l'incertitude donnée correspond à une estimation par bootstrapping effectué sur un échantillon de 250 tirages chacun portant sur 50% des observations.

Si ces résultats sont satisfaisants et montrent a priori que la méthode d'inversion mise au point fonctionne, ils sont toutefois sans doute optimistes au regard des résidus et de leur variation temporelle (Figure 2-15). Les résidus observés présentent des variations à courtes périodes (~15min) liées aux mouvements du navire qui n'est pas toujours exactement à l'aplomb du centre du dispositif et l'on voit donc ici l'influence des hétérogénéités latérales de la tranche d'eau : les rais vers chacune des balises ne sont pas affectés exactement de la même façon par la tranche perturbée

de surface car l'angle d'émission vers chaque balise n'est pas exactement le même. On observe également des variations à plus longue période (plusieurs heures). Le fait que les résidus puissent atteindre plusieurs décimètres sur les temps de propagation vers chacune des balises n'est pas un problème en soi si ces résidus sont grossièrement identiques pour chaque balise et sont donc compensés lors du calcul du barycentre. Ce type de résidus est régulièrement observé comme le montrent les travaux publiés par Spiess et al. (1998) ou Osada et al. (2003) ; même si leur amplitude n'est pas totalement élucidée, ils sont attribués à des résidus de marées et à des ondes internes et sont éliminés en moyennant sur un temps d'acquisition suffisamment long.

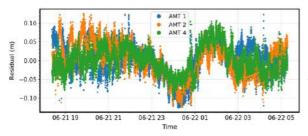
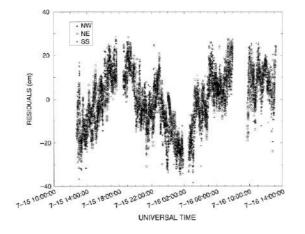
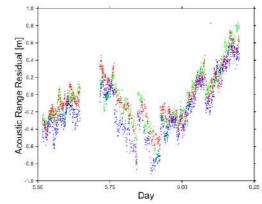


Figure 2-15: (à gauche) Résidus sur le temps de propagation vers chaque balise à partir d'observation faites au centre du dispositif, pour les données de la campagne Geodesea. La figure en bas à gauche est tirée de Spiess et al. (1998) faites à partir d'observation sur la plaque Juan de Fuca. La figure en bas à droite est tirée de Osada et al. (2003), sauf pour les dernières 4 heures, le profil de vitesse est basé sur une CTD effectuée toutes les 3 heures. Pour les deux figures du bas, les 3 composantes sont superposées.





2.2.4.2 Campagne DIVACOU/CANOPUS

Suite aux tests réalisés lors de la campagne Geodesea et afin de tester les nouvelles balises en développement dans le cadre du projet CANOPUS (paragraphe 2.2.3), une nouvelle campagne de test GNSS/A a été réalisée en mer Méditerranée, cette fois sur le N/O *Europe*. Cette campagne a été menée par l'Ifremer, en collaboration avec les partenaires du projet Canopus et en particulier le LIENSs pour la partie inversion des données et restitution d'une position. Ce travail a été effectué par Pierre Sakic en post-doctorat à partir des outils développés dans le cadre de sa thèse (Sakic et al., 2017).

Quatre balises ont été installées au fond aux quatre coins d'un carré de 800 m de côté et les interrogations ont été effectuées à partir d'un système GAPS (système USBL développé par iXBlue avec centrale inertielle intégrée) installé sur une perche sur le bord du N/O *Europe*. Cette campagne

dédiée à des tests de matériel en développement a permis de constater que les balises CANOPUS fonctionnaient de façon satisfaisante pour nos besoins, mais nécessitaient encore à cette date quelques mises au point sur la fiabilité puisqu'une des balises a cessé de fonctionner dès son déploiement et une seconde balise a présenté un comportement instable avec oscillation entre deux estimations du temps de propagation (visible sur les deux niveaux de résidus de la balise ID4 sur la Figure 2-16). En outre, le GNSS utilisé à bord s'est révélé inadéquat pour du post-traitement car bien que cela soit théoriquement faisable, il n'a jamais été possible de récupérer les fichiers RINEX, nécessaires pour le post-traitement GNSS. Compte tenu de ces difficultés, l'incertitude sur la position finale du réseau de balises n'est pas très satisfaisante mais les pistes d'amélioration sont claires.

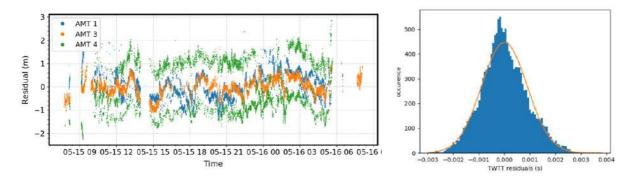


Figure 2-16: Résidus de la modélisation par moindres carrés sur le temps de propagation vers les trois balises. On voit clairement que la balise ID4 en vert a 2 niveaux de réponse. Au final, les écarts-types obtenus sur les positions individuelles des balises sont de l'ordre de 10-15cm en horizontal et 5-7 cm en vertical, ce qui donne un écart-type de 10 cm en horizontal et 5 cm en vertical sur la position du barycentre. Ces résultats seraient très probablement améliorés par un nettoyage adéquat des temps de propagation de la balise ID4 et un post-traitement des données GNSS.

Cette campagne en mer nous a permis de consolider notre expérience sur l'acquisition des données GNSS/A. Un des aspects intéressants d'un point de vue opérationnel a été de voir l'efficacité du rideau de bulles développé par l'Ifremer (M.E. Bourhiet) pour limiter l'impact du bruit acoustique des hélices ; ainsi, nous avons pu acquérir des données sans couper les moteurs, ce qui peut se révéler intéressant afin de bien rester au centre du dispositif. La navigation inertielle fournie par le GAPS et DELPH-INS de iXBlue s'est également révélée intéressante car à très haute fréquence, et bonne résolution. Si nous arrivons à utiliser ce genre d'outil avec du GNSS post-traité, cela pourrait fournir "facilement" une position fiable de la tête acoustique à l'émission et à la réception du signal acoustique.

A l'issue ces diverses expériences et travaux théoriques que j'ai menés sous forme d'encadrement et de collaboration, il apparait clairement que le GNSS/A est une méthode qui permet d'obtenir un positionnement de points en fond de mer, ce n'est pas nouveau..., mais que la résolution et précision que l'on peut obtenir sur le positionnement est très sensible à la méthodologie mise en œuvre et au soin apporté aux différentes composantes du système. Des groupes savent faire dans le monde, avec en tête le groupe initié par Dr Spiess, mais rien n'est laissé au hasard et les japonais ont fait de nombreux tests avant de converger de plus en plus vers la solution mise en œuvre initialement par la Scripps. Nous n'avions pas d'expérience en Europe, nos travaux nous ont permis

d'en acquérir une à la fois pratique et théorique. Nous avons pu quantifier les différentes sources d'erreur, avec en particulier le rôle potentiellement important des variations latérales de célérité dans des zones comme les Antilles et les points clefs pour un dispositif expérimental performant avec en particulier l'acquisition d'information sur la profondeur des balises et la longueur de lignes de base inter-balises.

Si jusqu'à présent, nous n'avons pas vraiment apporté de nouveaux concepts, nous avons acquis de l'expérience qui, je l'espère, nous permettra de conduire avec succès des expériences futures avec des résultats scientifiques en termes de fonctionnement du système terre et non plus uniquement des résultats méthodologiques.

3 Mouvements verticaux de la croûte terrestre et niveau marin relatif

Peu de choses dans mes premiers travaux me destinaient à m'intéresser de près au changement climatique et aux conséquences de l'élévation du niveau marin sur les populations des zones littorales. C'est au détour d'une mission dans le nord de l'archipel du Vanuatu, dans les îles des Torres, que cette question m'est "tombée" dessus (je reviendrai ci-après sur cette fameuse question). Mais c'est tout naturellement que je poursuis sur cette thématique qui est au carrefour entre les hommes et leur compréhension de leur environnement d'un côté, les mouvements verticaux et processus terrestres de l'autre côté; tout cela en connexion avec le domaine marin et donc lié à d'autres de mes centres d'intérêt tels que les enregistrements de pression en fond de mer et altimétrie.

3.1 Niveau marin relatif et risques littoraux au Vanuatu

Dans le cadre des mesures géodésiques (GNSS) destinées à mieux comprendre la déformation de surface au Vanuatu et son lien avec la géométrie et les variations du couplage de l'interface de subduction (voir section 1.4), nous avons installé des stations GNSS continues et nous remesurons plus ou moins régulièrement les points du réseau géodésique installé dans les années 1990-2000 par l'IRD (sous la direction de Stéphane Calmant) et le Service Topographie du Vanuatu (section 1.4.2.1). Outre leur intérêt pour les questions géodynamiques, ces mesures sont également exploitables pour l'étude des mouvements verticaux à la côte et peuvent donc contribuer à la quantification du niveau marin relatif.

3.1.1 Le cas des Torres et du village de Lateu

En 2009, à l'occasion de la relève des marégraphes lors la mission Geodeva3 sur le N/O Alis, nous avons saisi l'opportunité de pouvoir remesurer des points difficiles d'accès, dans les îles Torres et Banks, au nord de l'archipel, points qui n'avaient pas pu être remesurés depuis 2000. C'est en débarquant aux Torres, sur l'île de Loh, que les habitants nous ont interpellés pour comprendre l'origine des inondations de plus en plus gênantes dont ils étaient victimes depuis plus la fin des années 90, avec pour principale question : "Mais quand le changement climatique va-t-il s'arrêter ?"

Le groupe des îles Torres est situé au nord de l'archipel du Vanuatu, à proximité de la limite entre les plaques Indo-Australiennes et Pacifique ; ces îles sont soumises à de forts mouvements verticaux. La présence de plateaux coralliens surélevés témoigne du soulèvement des îles sur le long terme, que Taylor et al. (1985) estiment à près d'1 mm/ sur les derniers 100000 ans. A plus court terme, et en particulier aux échelles décennales ou centennales pertinentes lorsque l'on s'intéresse

aux impacts de la montée des eaux littorales en lien avec le changement climatique global, les mouvements verticaux peuvent être sensiblement différents des mouvements à long terme; c'est en particulier le cas dans les zones sismiques, où, si l'on fait l'hypothèse que la déformation est élastique, le modèle de back-slip (Savage, 1983) propose que la déformation verticale accumulée entre deux séismes (déformation inter-sismique) soit opposée et de même amplitude que celle qui a lieu lors du séisme (déformation co-sismique); cette composante élastique des mouvements liée au cycle sismique n'expliquant donc pas les mouvements à long terme. La région des Torrès au nord du Vanuatu (Figure 3-1) a été affectée par un nombre important de séismes de magnitude supérieure à 7 sur la période instrumentale; c'est donc une région susceptible d'être affectée par des mouvements verticaux en lien avec le cycle sismique.

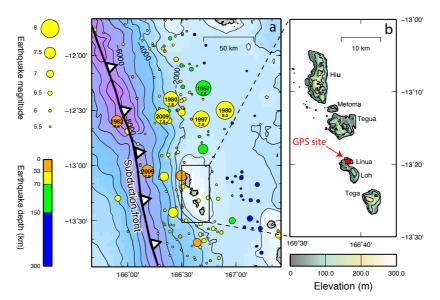


Figure 3-1 : a) Sismicité historique dans la région d'étude et contexte géodynamique. L'encart b indique la position du point GNSS du réseau géodésique à partir duquel nous avons quantifié les mouvements verticaux.

Le niveau marin relatif (niveau marin relatif à la terre) est le paramètre important pour les impacts à la côte ; ne disposant pas de marégraphe attaché à la côte pour quantifier les variations du niveau marin relatif aux Torrès, nous en avons reconstitué les deux contributions marine et terrestre (mouvements verticaux de la croûte) à partir de l'altimétrie satellitaire (contribution marine) et des mesures GNSS et observations de terrain (Ballu et al., 2011).

Les données d'altimétrie satellitaires permettent d'évaluer les variations du niveau marin depuis 1992 (Figure 3-2). On peut observer une tendance globale positive (de 12 +/-1.5 mm/an sur la période 1997-2009) à laquelle se superpose d'autres variations annuelles ou décennales en lien avec le cycle ENSO (El Niño Southern Oscillation).

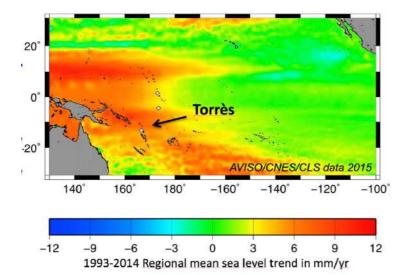
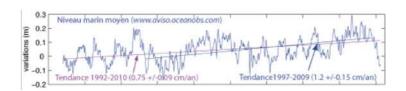


Figure 3-2: Variations spatiales du niveau marin "absolu" ou géocentrique dans la région du sud-ouest Pacifique (en haut à gauche) et série temporelle extraite des données d'altimétrie satellitaire combinée à partir des données des satellites TopexPoseidon, Jason1 et Jason2 (www.aviso.oceanobs.com) pour le site des Torres. On peut noter que le site des Torrès est situé dans une zone où la montée du niveau marin est supérieure à la moyenne. La tendance est particulièrement forte sur la période 1997-2009 (en raison de l'oscillation El Niño/La Niña) qui correspond à la période où les changements ont été particulièrement sensibles pour la population.



Suite à un séisme de magnitude 7.9 en 1997 à proximité des Torrès (Figure 3-1), un marqueur géodésique a été installé sur la piste de l'aéroport de Loh et mesuré à plusieurs reprises entre 1997 et 2000. Par ailleurs, une campagne de terrain a été effectuée juste après le séisme par Jean-Michel Boré afin de recueillir les informations sur la déformation co-sismique liée au séisme. La Figure 3-3 synthétise les différentes contributions au niveau marin relatif tel que perçu par les habitants au cours de la période 1997-2010.

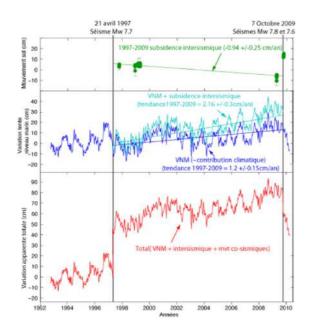




Figure 3-3: Mesure du point TORR en mai 2009, avant les séismes 7.8 et 7.6 d'octobre 2009. Notez l'utilisation d'un mât haubané et nivelé à l'aplomb du marqueur géodésique, permettant de réduire les erreurs de mesure de hauteur entre les différentes campagnes. à gauche: bilan des contributions au niveau marin relatif: mouvement vertical du sol (en vert), niveau marin géocentrique (en bleu foncé). La courbe turquoise montre la combinaison des données GPS et niveau marin géocentrique. Enfin la courbe rouge intègre les observations (témoignages et observations visuelles) faites par JM Bore suite au séisme de 1997 pour proposer une estimation des mouvements verticaux relatifs sur l'ensemble de la période 1992-2010.

Suite à cette étude (Ballu et al., 2011) qui nous a permis de mettre en évidence la contribution dominante des mouvements verticaux de la croûte, dans un cas démonstratif car il correspondait à un cas cité par les médias internationaux (suite à une réunion de l'UNEP, United Nation Environment Program, Montreal, 2005) comme étant emblématique du changement climatique (inondation d'une plantation et déménagement d'un village); nous nous sommes intéressés aux aspects plus humains : démographie, vulnérabilité des populations et rôle des légendes et croyances populaires dans la vulnérabilité des populations littorales. Ce travail a été conduit en collaboration avec une géographe et a été publié dans les Annales de Géographie (Siméoni and Ballu, 2012). Nous avons notamment illustré le lien entre la vulnérabilité des populations locales, l'abandon des croyances ancestrales et la perte de repères sur la compréhension de leur environnement. Cette analyse sur un cas d'étude nous a par la suite permis de contribuer à la réflexion sur le concept de trajectoire de vulnérabilité entrepris par Virginie Duvat et Alexandre Magnan (Duvat et al., 2017). Il s'agit en autres de montrer comment les interactions entre les facteurs environnementaux naturels et les facteurs anthropiques jouent un rôle dans l'augmentation de la vulnérabilité actuelle.

Pour s'adapter de façon adéquate aux variations du niveau marin aux différentes échelles de temps, il est nécessaire d'évaluer les différentes contributions et leurs constantes de temps. On ne s'adapte pas de la même façon en prévision d'un risque de tsunami métrique, une submersion cyclonique, une surcote tidale exceptionnelle ou une montée progressive du niveau marin au rythme de quelques millimètres par an.

3.1.2 Cas d'Ambae

Il est une autre zone où, depuis plusieurs années, le recul du trait de côte inquiète les autorités du Vanuatu et en particulier celles de la Province de Penama (province constituée des îles de Pentecôte, Ambae et Maewo) dont les bureaux sont effectivement menacés par ce recul et des inondations récurrentes. Comme pour les inondations aux Torres, et compte tenu de la pression médiatique globale en ce qui concerne les effets du changement climatique sur les petites îles du Pacifique, le premier facteur incriminé dans les inondations à l'Est d'Ambae a été le changement climatique et la montée du niveau marin.

Suite à nos travaux sur les îles de Loh et Tegua aux Torrès, Patricia Siméoni (géographe physique au Vanuatu) et moi avons été sollicitées par le DGMWR (Department of Geohazard Monitoring and Water Ressources) pour réaliser une évaluation muti-disciplinaire sur place et identifier les facteurs pouvant contribuer à l'évolution actuelle du littoral. L'île d'Ambae est une île constituée essentiellement d'un gros volcan actif ; l'île étant située relativement loin (>100km) de la frontière de plaques en subduction à l'ouest, il est peu probable qu'elle soit affectée de mouvements verticaux similaires à ceux qui affectent les Torrès. On peut noter cependant que de forts séismes en lien avec le chevauchement à l'Est de Maewo/Pentecôte peuvent affecter l'île d'Ambae ; cela a été le cas pour l'est de l'île d'Ambrym plus au sud (Pelletier et al., 2000; Regnier et al., 2003) dans un contexte assez proche. Aucun site du réseau géodésique du Vanuatu n'étant situé sur cette partie

est de l'île, l'objectif était également d'installer un nouveau point qui permettra de quantifier les mouvements verticaux dans le futur ; ce que nous avons réalisé sur le lieu-dit Navonda (site code VODA).

Suite à notre étude in-situ et des enquêtes auprès de la population locale, nous avons proposé un diagnostic sur les contributions possibles aux problèmes d'érosion littorale constatée, assorti d'un certain nombre de recommandations pour limiter les problèmes et proposer un mode d'aménagement du territoire littoral plus durable. Indépendamment des variations du niveau marin relatif (montée de l'eau et éventuelle subsidence de l'île), nous avons identifié plusieurs facteurs susceptibles de contribuer à l'érosion côtière (Ballu and Siméoni, 2011) : houle, impact des cyclones, nature des sols, aménagements côtiers, prélèvements de sable, déforestation, présence animale, circulation d'eau souterraine, etc...

Les pistes d'adaptation proposées (notamment grâce à l'expertise pluridisciplinaire de Patricia incluant végétation et modes de vie locaux) portent entre autres sur la réimplantation de végétation adaptée, y compris mangrove dans les fonds de baie, le retrait des routes et habitations plus en hauteur et vers l'intérieur, ce qui contribuera également à protéger les populations d'éventuels cyclones et tsunamis (des légendes locales suggèrent l'occurrence passée de tsunamis, qui, même s'ils sont relativement locaux, ne peuvent être exclus (c.f. l'exemple du tsunami de 1999 dans la baie Martelli, Sud-Pentecote, suite au séisme d'Ambrym (Pelletier et al., 2000)).

3.1.3 Bilan / illustration du concept de trajectoire de vulnérabilité.

Les deux cas décrits ci-dessus, Torrès et est-Ambae, sont cités fréquemment au Vanuatu pour illustrer les effets dévastateurs du changement climatique sur un pays, peu ou pas concerné par les émissions de gaz à effet de serre, mais victime et impuissant comme d'autres pays insulaires du Pacifique, du changement climatique induit par le comportement des pays industrialisés. Notons tout d'abord que dans ces deux cas particuliers, la montée du niveau marin induite par le changement climatique n'est ni l'unique ni probablement la principale cause des problèmes observés : d'autres causes naturelles telles que les mouvements verticaux de la croûte terrestre ou l'érosion peuvent avoir un impact déterminant. En outre, en plus des facteurs naturels, des facteurs d'origine anthropique peuvent également intervenir. En effet, si ces pays Pacifique ne contribuent pas significativement à la pollution atmosphérique globale compte tenu de leur histoire, industrie et population; il n'est pas pour autant exact qu'ils sont impuissants face aux changements, et certaines pratiques locales contribuent fortement aux dégradations observées : c'est le cas des extractions de sable pour les constructions sur de multiples îles comme au Vanuatu (Ballu and Siméoni, 2011) ou la surpopulation et mal-adaptation dans d'autres zones tel qu'à Kiribati (Duvat and Magnan, 2012).

Dans les 2 cas cités au Vanuatu, une chose intéressante est le caractère récent du peuplement (100 ans au grand maximum) sur la bordure littorale. Il est donc difficile pour les habitants de la zone d'avoir le recul historique nécessaire sur les phénomènes d'érosion naturelle. Ils n'ont de recul ni

sur les phénomènes naturels qui ont des constantes de temps parfois bien supérieures, ni sur les perturbations anthropiques puisque l'installation humaine est récente.

L'analyse des trajectoires de vulnérabilité, c'est-à-dire l'analyse des différents facteurs et de leurs interactions dans la genèse de la vulnérabilité constatée, peut contribuer ensuite à notre capacité à proposer des pistes d'adaptation appropriées pour limiter les futurs impacts du changement climatique. La construction de ces trajectoires nécessite souvent une analyse pluridisciplinaire des paramètres environnementaux naturels et anthropiques (Duvat et al., 2017), c'est dans ce cadre, en apportant une expertise sur les mouvements verticaux et l'impact sur le niveau marin relatif, que je suis impliquée dans certaines évaluations.

Dans la ligne de l'analyse proposée par de nombreux scientifiques, tels que Brammer (2014) pour le Bangladesh ou Duvat et Magnan pour les îles du Pacifique (Duvat and Magnan, 2012), nos études montrent qu'il est inutile et parfois contre-productif d'incriminer systématiquement en premier lieu le changement climatique pour de nombreux maux environnementaux observés, avec sans doute l'idée louable d'alerter sur la nécessité de protéger notre planète. Une analyse locale des données physiques in-situ et de la dynamique des systèmes permet de proposer des solutions mieux adaptées et de travailler sur les facteurs contribuant effectivement le plus aux problèmes constatés localement.

3.2 Montée du niveau marin relatif au Bangladesh : rôle de la surcharge liée à la sédimentation Holocène

Les cas du Vanuatu ou d'autres îles du Pacifique comme Kiribati sont particulièrement démonstratifs sur les différents facteurs pouvant contribuer à la vulnérabilité actuelle des populations face à la montée du niveau marin ; ils ne concernent cependant qu'un nombre réduit de personnes. Si l'on s'intéresse à l'impact humain du niveau marin, le Bangladesh est un pays où cet impact est maximal car, situé dans le delta du Bengale, il concentre larges zones littorales de faible altitude et très forte densité de population (Nicholls, 2011).

Je me suis donc intéressée aux mouvements relatifs terre-mer au Bangladesh en contribuant au projet international Band-Aid du Belmont challenge porté par CK Shum, qui avait pour objectif général l'étude des processus naturels et humains contribuant à la vulnérabilité côtière et la résilience des populations au Bangladesh. La contribution française de ce projet, financée par l'ANR, était portée par S. Calmant, avec qui nous étions en charge de l'instrumentation géophysique in-situ en vue de quantifier les mouvements de la croûte et les variations du niveau marin à différentes échelles de temps et d'espace.

Les estimations des mouvements verticaux au Bangladesh varient fortement suivant les lieux, techniques ou périodes d'étude. Une synthèse de l'ensemble des estimations obtenues par différentes méthodes est fournie par Brown and Nicholls (2015); la moyenne des estimations donne une subsidence de 3.9mm/an et la médiane 2.9mm/an. Les mesures GNSS fournissent des valeurs comprises entre 2 et 15 mm/an (Steckler et al., 2008, 2010). S'il est clair que la région est

en subsidence, comme attendu pour les deltas de façon générale (Syvitski et al., 2009), augmentant leur vulnérabilité à la montée du niveau marin, il est plus difficile à partir de la bibliographie de discriminer entre les effets locaux (y compris d'origine anthropique avec du pompage et la mise en place de polders) et des effets plus régionaux.

Notre contribution dans ce projet porte sur deux aspects : d'une part, nous avons cherché à augmenter la quantité d'information in-situ disponible, en particulier sur le littoral, pour évaluer les processus physiques en jeu (pour cela, nous avons instrumenté trois nouveaux sites marégraphie/GNSS), et d'autre part, nous avons modélisé la subsidence théorique engendrée par la surcharge sédimentaire en particulier la surcharge Holocène, à partir de l'historique des dépôts fourni par les études stratigraphiques existantes.

3.2.1 Instrumentation in-situ au Bangladesh : marégraphes, GNSS et réflectométrie

Si les observations spatiales, à terre comme en mer, sont essentielles, les mesures in-situ restent cruciales à la fois pour des vérités terrain ou, par exemple dans le cas de l'altimétrie, pour la possibilité d'avoir des enregistrements à plus haute fréquence spatiale et temporelle, surtout en zone côtière où l'on sait que les données d'altimétrie satellitaire sont encore difficiles à exploiter. Outre les difficultés diplomatico-politiques qui ne sont pas à négliger (mais gérées essentiellement par Stéphane!), il me semble utile d'insister sur la difficulté de trouver des sites stables et durables pour suivre les mouvements relatifs terre-mer et l'importance de garder cela en tête au moment de l'interprétation des données.

A l'exception de rares sites tels que l'île de Saint-Martin à l'extrémité sud-est du pays, où nous n'avons pas eu l'autorisation d'aller pour des raisons de sécurité, l'ensemble du littoral bangladais est composé de sédiments issus de l'érosion de l'Himalaya et déposés par le système fluvial du Gange-Brahmapoutre; il n'est donc pas possible de trouver d'affleurement rocheux permettant l'installation de stations GPS aux standards habituellement recherchés en termes de stabilité.

S'intéressant principalement à la tectonique et l'évaluation de l'aléa sismique lié à la frontière entre les plaques indienne et birmane dans le prolongement de la subduction Sumatra-Andaman, Steckler et al. (2016, 2010, 2008) ont installé plus d'une vingtaine de stations GPS depuis 2003 ; ils ont choisi d'instrumenter principalement sur le toit de bâtiments si possible anciens et solides afin de représenter le mouvement d'un sol déjà partiellement compacté. En effet, la compaction des sédiments, en particulier lorsqu'ils sont riches en tourbe, est un des facteurs pouvant contribuer significativement à la subsidence dans les deltas (Teatini et al., 2011; Törnqvist et al., 2008).

Pour notre part, notre motivation première étant le niveau marin côtier et les mouvements relatifs terre-mer, nous avons cherché à instrumenter des sites en zone littorale. Le système littoral est extrêmement dynamique avec des mouvements du trait de côte de plusieurs dizaines de km par endroits (Brammer, 2014). On comprendra donc la difficulté d'implanter des structures géodésiques en zone littorale et la prudence nécessaire ensuite en termes d'interprétation de mouvement de la croûte. Afin d'éviter les problèmes de rattachement entre marégraphe et mesures

GNSS, nous avons pris le parti de coupler les deux mesures sur un même support instrumental (Figure 3-4).







Figure 3-4: Instrumentation des sites de Cox Bazar et Charchangar. Les stations sont autonomes et doivent être déchargées manuellement (pas de transmission de données). Elles sont équipées d'un récepteur GNSS Leica GR25 associé à une antenne Leica AR10; le marégraphe radar est un marégraphe de type OTT. L'ensemble instrumental a ensuite été monté le plus rigidement possible sur une structure si possible pérenne à l'échelle de quelques années (pile de ponton et pont).

Cette méthodologie permet effectivement d'accéder à la hauteur de la surface de l'eau dans un référentiel géocentrique ; l'interprétation directe en termes de mouvement crustal ou de niveau marin relatif nécessite, quant à elle, une évaluation précise de la stabilité de la structure sur laquelle est installée le dispositif et le couplage avec le "socle".

Un autre avantage de positionner l'antenne GNSS au-dessus ou à proximité de l'eau est de pouvoir utiliser les données GNSS pour faire de la réflectométrie GNSS (Larson et al., 2013; Löfgren et al., 2011). Cette méthodologie pourrait être particulièrement intéressante dans des zones comme le Bangladesh pour deux raisons principales : 1) elle permet de mesurer avec un instrument unique les mouvements du sol (GNSS classique) et les variations de hauteur de l'eau relativement à l'antenne GNSS (réflectométrie), et 2) elle peut permettre de quantifier des variations de niveau d'eau sans être à l'aplomb de l'eau. Ce dernier point me parait particulièrement intéressant dans les zones où aucune structure solide ne permet d'être au-dessus de l'eau. C'est le cas sur tout la bordure littorale au sud de Cox Bazar qui est une plage de sable, à peu près sans structure sur plus de 70 km. Nous avons repéré un ou deux bâtiments (abris anticyclonique/tsunami et un restaurant) qui pourraient permettre une installation de GNSS en vue de faire de la réflectométrie. En attendant, il est nécessaire de poursuivre les développements méthodologiques afin d'améliorer la résolution obtenue. Pierre Valty (que j'encadrais en post-doctorat) a obtenu des résultats prometteurs à partir des données GNSS de la station de Cox Bazar. Malheureusement, le choix du format de compression natif du GR25 a fait que nous n'avons pas pu récupérer les données de SNR sur le reste de la période. Par la suite, les événements politiques ont fait que nous n'avons pas pu retourner sur site pour modifier les paramètres d'enregistrement.

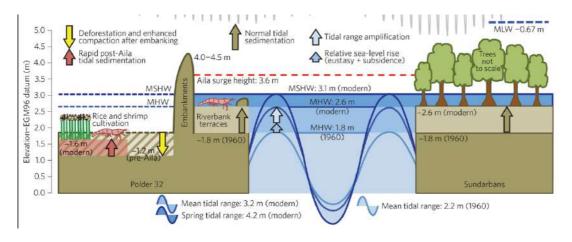
Dans la pratique, nos installations n'auront pas été très pérennes. L'installation de Cox Bazar a été démontée car le BITWA (institution locale en charge des risques liés à l'eau) a réinstallé une station à proximité et ne souhaitait pas maintenir la station que nous avions installée. L'installation de Charchangar a rapidement été problématique pour des questions d'énergie; les habitants se servant de l'alimentation de la station pour les besoins du village. Travailler au Bangladesh nécessite un investissement à long terme et notre projet Band-Aid a été une première étape. Stéphane est actuellement en affectation dans la région afin de renforcer les liens et permettre la réalisation de futurs projets dans cette région où les enjeux sociétaux liés au niveau marin relatif sont particulièrement importants.

3.2.2 Modélisation de la subsidence générée par la surcharge sédimentaire Holocène

Le système littoral du Bangladesh est extrêmement dynamique avec un apport en sédiments constant. Lors de la construction de digues/polder, l'apport sédimentaire est ponctuellement réduit, ce qui est rapidement à l'origine de différences dans les hauteurs du sol et met en évidence la subsidence importante du sol, lorsque celle-ci n'est pas compensée par les apports sédimentaires réguliers du système fluvial (Figure 3-5, Auerbach et al., 2015; Brammer, 2014; Brown and Nicholls, 2015). Des facteurs plus régionaux contribuent probablement également à la subsidence observée.



Figure 3-5: À gauche: photo (Brown and Nicholls, 2015) illustrant la subsidence à l'intérieur d'un polder, avec un niveau du sol bien inférieur au niveau de l'eau à l'extérieur du polder. En bas: Différents facteurs influençant les niveaux relatifs entre l'intérieur et l'extérieur du polder 32. (Auerbach et al., 2015)



Il a été montré dans d'autres deltas tels que le delta du Mississipi (Törnqvist et al., 2008; Wolstencroft et al., 2014) ou du Nil (Teatini et al., 2011) que la compaction des sédiments, en particulier les sédiments riches en tourbe contribuait significativement à la subsidence observée. C'est sans doute également le cas au Bangladesh où l'épaisseur sédimentaire totale atteint plus de 20km au centre du bassin et la part récente (en particulier Holocène) est également importante (Kuehl et al., 2005). Cependant, si la compaction de ces sédiments ne peut donc être négligée dans la subsidence observée, d'autres facteurs tels que la tectonique (Stanley and Haitj, 2000; Steckler et al., 2008, 2016) ou la flexure de la croûte peuvent également contribuer.

Nous nous sommes intéressés au second facteur et avons modélisé la flexure lithosphérique (et donc les mouvements verticaux de la croûte) générée par la surcharge sédimentaire et les variations eustatiques (Karpytchev et al., 2018). Nous avons choisi d'utiliser le programme TABOO (Spada, 2003), couramment utilisé pour la modélisation du rebond postglaciaire TABOO (Spada et al., 2011) et adéquate pour la modélisation de l'ordre de grandeur cherché ici. La charge est modélisée, sous forme de disques de masse variable intégrant l'histoire de la charge. En ce qui concerne la charge eustatique, il est probable que le niveau marin holocène dans la région ait été sensiblement (de 15m en X à 5m en Y) plus haut que la moyenne du globe (Milne and Mitrovica, 2008); cependant, ne disposant pas d'une courbe eustatique spécifique pour la zone, nous avons utilisé la courbe globale de Lambeck et al. (2014) qui nous donne donc plutôt une sous-estimation de l'effet eustatique. La charge sédimentaire et son histoire reconstituée est tirée principalement de Goodbred and Kuehl (2000) pour la plaine deltaïque aérienne, la zone deltaïque sous-marine de faible profondeur et le cône deltaïque plus profond, avec une chronologie propre à chaque compartiment pour les apports sédimentaires (voir Figure 3-6).

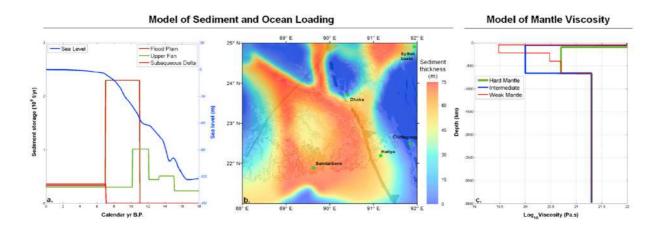


Figure 3-6: Paramètres du modèle utilisé pour modéliser la contribution à la subsidence actuelle au Bangladesh de la surcharge sédimentaire liée à la mousson renforcée au début de l'Holocène. Les deux panneaux de gauche présentent la charge en sédiments et eau (à gauche, évolution temporelle de la charge et au centre, répartition spatiale des sédiments holocène). Le panneau de droite présente les trois cas de structure mantellique testés dans notre étude. (Karpytchev et al., 2018)

Dans tous les modèles obtenus, une subsidence est observée. Celle-ci varie, pour le maximum, de 1.1 mm/an à 1.6 mm/an en fonction des paramètres choisis pour la structure et la rhéologie de la

lithosphère et du manteau supérieur (Figure 3-7). L'ordre de grandeur de la subsidence observée est similaire à celui de la montée du niveau marin global estimée à 1.7mm/an sur la période 1900/2009 par Church et White (2011).

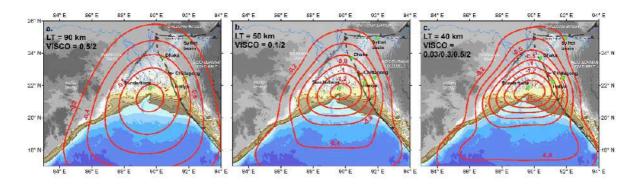


Figure 3-7: Taux de subsidence prédits (en mm/ an) à partir des 3 rhéologies mantelliques présentées dans la Figure 3-6. Le panneau a) correspond au manteau rigide (courbe verte en Figure 3-6), le panneau b) au manteau intermédiaire (courbe bleu sur la Figure 3-6) et le panneau c) à la lithosphère la mince et manteau le moins rigide (courbe rouge sur la Figure 3-6). LT correspond à l'épaisseur lithosphérique et VISCO aux paramètres de viscosité du manteau. Les valeurs de viscosité sont données, par tranches en partant du haut, en 10²¹ Pa.s.

Un résultat majeur de cette étude est donc qu'une partie non négligeable de la montée actuelle du niveau marin relatif est une conséquence directe de l'afflux de sédiments au début de l'Holocène. A cette période, un réchauffement important du climat a entrainé des phénomènes de mousson intenses sur l'Himalaya et donc un afflux massif de sédiments en direction du delta du Gange-Brahmapoutre. De façon analogue à ce qu'il se passe pour les anciennes régions glaciaires qui continuent de se soulever suite à la fonte des glaces (e.g. Peltier, 2004; Wöppelmann et al., 2007), le delta du Bangladesh continue de subsider suite à la flexure engendrée par la surcharge sédimentaire Holocène. Ivins et al. (2007) avaient également mis en avant le rôle important de la surcharge sédimentaire holocène (1-8 mm/an) dans les taux de subsidence pour le delta du Mississipi, bien que le débat reste ouvert car la compaction des tourbes joue également un rôle important et les modélisations peuvent être sensibles aux rhéologies choisies (Wolstencroft et al., 2014; Yu et al., 2012).

Le delta du Gange-Brahmapoutre est un delta particulier car il est situé à la jonction de la plaque indienne, la plaque eurasienne et les micro-plaques birmane et sondéenne ; il est par conséquent traversé par des failles actives. La lithosphère sous le delta n'est donc pas homogène latéralement comme ce que nous avons supposé dans l'étude Karpytchev et al. (2018), et de surcroit comprend des discontinuités majeures. Yann Krien (que j'encadrais en post-doctorat dans le cadre du projet Belmont/Band-Aid) a modélisé l'impact que pouvaient avoir ces discontinuités sur la subsidence liée à la surcharge sédimentaire Holocène. En utilisant le code en élément fini CASTEM développé au CEA, il a modélisé les failles par des éléments de viscosité réduite et a montré que l'impact du découplage induit par les failles pouvait être de l'ordre du millimètre/an, soit 30-40% de la subsidence totale dans ses modèles. Les résultats préliminaires obtenus (Figure 3-8) montrent une subsidence atteignant 3.5 mm/an.

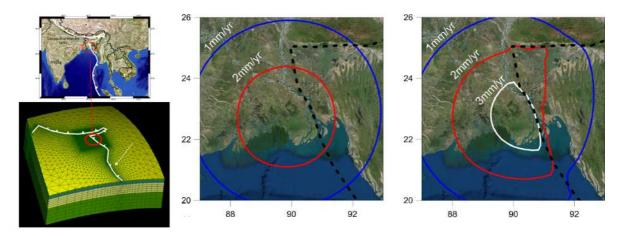


Figure 3-8: Modélisation en éléments finis de l'impact de failles. (à gauche), représentation du maillage 3D (maille de 10 à 40 km) utilisé pour modéliser la déformation. En profondeur, le modèle comporte 4 couches de viscosité différente, basées sur le modèle PREM: lithosphère (0-80 km, viscosité 10²⁴ Pa.s), asthénosphère (80-200 km, viscosité 3.10¹⁹ Pa.s), zone de transition/manteau sup (200-670 km, viscosité 10²¹ Pa.s) et manteau inférieur (670-1500 km, viscosité 10²² Pa.s). La charge appliquée (masse et histoire) est tirée de Goodbred and Kuehl (2000). Au centre, modèle sans faille (viscosité homogène latéralement). À droite, la viscosité au niveau des failles est réduite à 3.10¹⁸ Pa.s. D'après Krien et al. (2016).

Au final, nos études montrent que la contribution à la subsidence actuelle de la surcharge sédimentaire et eustatique depuis l'Holocène, amplifiée potentiellement par la présence de discontinuités (failles) dans la lithosphère et d'une tectonique de convergence active est un paramètre à prendre en compte dans les projections du niveau marin relatif futur au Bangladesh car c'est une composante qui résulte de phénomènes passés et qui ne diminue que très lentement en raison de la faible viscosité du manteau (cf Figure 5, Karpytchev et al., 2018).

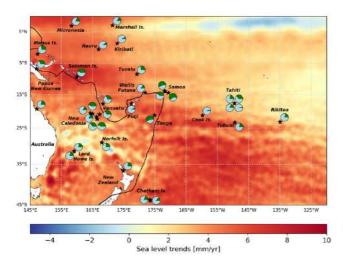
3.3 Quantification des mouvements verticaux dans le Pacifique Sud-Ouest et central

3.3.1 Motivation

Même si quelques millimètres de niveau marin relatif ne sont pas déterminants pour le caractère habitable ou non d'une région, ce sont bien quelques millimètres par an qui au final augmentent l'exposition et la vulnérabilité des populations littorales. Rappelons que le niveau marin géocentrique a augmenté de 1.7 mm/an en moyenne sur le 20ième siècle (Church and White, 2011) et que les mouvements verticaux de la croûte peuvent être du même ordre de grandeur puisqu'ils sont de l'ordre de plusieurs mm/an (Bouin and Wöppelmann, 2010, www.sonel.org), voir plus dans des cas particuliers tels que par exemple les séismes (Parker et al., 2018), pompage d'origine anthropique comme à Manille (Raucoules et al., 2013) ou rebond post-glaciaire extrême (Wöppelmann et al., 2007). Les mouvements verticaux sont donc susceptibles de contribuer significativement aux variations du niveau marin relatif. Afin de pouvoir renseigner les politiques d'adaptation au changement climatique, il est important de pouvoir évaluer chacune des contributions car elles peuvent avoir des dynamiques différentes. Notre capacité à faire des projections pour le futur et donc à nourrir les stratégies d'adaptation au changement climatique nécessite en premier lieu une quantification des différentes contributions, leur incertitude et si

possible leur prédictibilité. En ce qui concerne le niveau marin absolu ou géocentrique, l'exercice extrêmement complexe de projection est basé sur notre compréhension du système climat-océan actuel et sa modélisation d'une part et notre capacité à prévoir le réchauffement de notre planète d'autre part. Les travaux du GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat) permettent de fournir à la communauté internationale un éventail des possibles, associé à des probabilités. En ce qui concerne les mouvements verticaux de la croûte terrestre, les processus en jeu sont sensiblement différents aussi bien en termes d'échelle de temps que d'échelle spatiale. Si les mouvements verticaux liés au rebond visco-élastique induit par la fonte des glaciers (e.g. Peltier, 2004) sont à la fois relativement bien modélisés et prédictibles car ayant une très grande constante de temps, ce n'est pas du tout le cas des mouvements liés aux séismes à proximité des frontières de plaques tectoniques, qui sont à la fois imprédictibles (en temps ou amplitude) et très variables spatialement.

La région du Pacifique Sud-Ouest et Central est un des "hotspots" de la vulnérabilité au changement climatique avec des îles basses comme les Kiribati ou Tuvalu particulièrement exposées. La Figure 3-9 montre l'ordre de grandeur de la contribution des mouvements verticaux par rapport aux variations du niveau marin géocentrique (les solutions numériques utilisées pour cette figure sont celles de groupes reconnus dans leur domaine, mais sont non-uniques, c'est l'ordre de grandeur ici qui est visé).



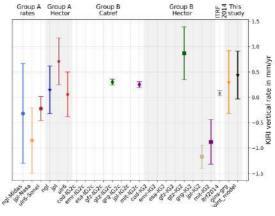


Figure 3-9: Ordre de grandeur des contributions relatives des mouvements du sol et des variations du niveau marin géocentrique. Les données de variations du niveau marin (1993-2015) sont produites par l'ESA (European Space Agency, DOI: 10.5270/esa-sea_level_cci-IND_MSL_MERGED-1993_2015-v_2.0-201612 et Ablain et al., 2015). Les camemberts illustrent les ordres de grandeur respectifs du niveau marin géocentrique (issu des données de la carte, bleu clair) et du mouvement vertical de la croûte (vert). Dans cet exemple, les mouvements crustaux sont obtenus par le Nevada Geodetic Laboratory, avec le logiciel Midas (bttp://geodesy.unr.edu, Blewitt et al., 2016). La ligne noire indique la limite des plaques tectoniques telle que proposée dans le modèle Morvel-25 (DeMets et al., 2010).

Figure 3-10: Exemple de la variabilité des taux estimés pour la composante linéaire de la vitesse verticale pour la station de KIRI. On observe que les taux sont variables au-delà des barres d'erreur fournies par les centres d'analyse. Groupe A: données accessibles en ligne, groupe B séries temporelles fournies par différents centres d'analyse pour la campagne REPRO2 de l'IGS (Rebischung et al., 2016). Sont également indiquées, les tendances linéaires (notées "gins-grg") obtenues en retraitant les données GNSS avec le logiciel GINS (Marty et al., 2011), celles ("joint-model") obtenues en inversant conjointement l'ensemble des séries temporelles disponibles avec un modèle commun et pour information, les tendances extraites de la table de l'ITRF2014 (Altamimi et al., 2017).

3.3.2 Comment évaluer les mouvements verticaux, quelle incertitude ?

La quantification des mouvements verticaux se fait en général à partir de données GNSS; il existe un nombre limité de sites installés depuis suffisamment longtemps pour permettre une évaluation adéquate de la composante verticale (environ 35 sites GNSS dans cette vaste région d'étude ont une période de mesure supérieure à 7 ans); les données disponibles sont souvent analysées par différents centres avec des résultats qui peuvent différer au-delà des barres d'erreur affichées pour chaque solution. La Figure 3-10 présente un exemple de ces résultats pour la station KIRI qui illustre que les écarts entre solutions peuvent être supérieurs aux barres d'erreur estimées. Sélectionner la solution à utiliser pour des interprétations géophysiques (notamment en lien avec la vulnérabilité littorale) par des scientifiques qui ne sont souvent pas spécialistes de géodésie n'est pas chose simple. Afin d'apporter des éléments de réponse à cette question, nous avons conduit une étude sur l'évaluation des mouvements verticaux actuels dans la région des îles du Pacifique à partir de données GNSS. Afin de prendre en compte un maximum de solutions fournies par les centres d'analyse reconnus (sachant que tous les centres d'analyse ne traitent pas toutes les stations, ni toujours sur l'ensemble des données disponibles), nous avons proposé une méthodologie permettant d'évaluer la composante linéaire du mouvement vertical et son incertitude à partir de l'ensemble des séries temporelles traitées par les différents centres. Un article résultant de notre étude a été soumis à Earth-Science Reviews.

Dans cette étude, nous avons choisi de comparer un certain nombre de solutions (séries temporelles et taux de déplacement vertical) disponibles pour les utilisateurs. L'obtention de résultats de haute qualité en GNSS, en particulier pour la composante verticale, nécessite des enregistrements suffisamment longs, traités en global et de façon homogène sur l'ensemble de la période (Collilieux et al., 2011; Steigenberger et al., 2006; Wöppelmann et al., 2007). Nous avons donc utilisé ces critères dans notre choix de centres d'analyse et nous avons travaillé sur deux groupes de solutions: a) les solutions "publiques" publiées par le Nevada Geodetic Laboratory (http://geodesy.unr.edu, Blewitt et al., 2016), le Jet Propulsion Laboratory (JPL) dans le cadre d'un contrat avec la NASA (https://sideshow.jpl.nasa.gov/post/series.html), et par l'Université de La Rochelle (ULR) dans le cadre de SONEL (http://www.sonel.org/, Santamaría-Gómez et al., 2017) et b) les solutions fournies à l'IGS (International GNSS Service) par différents centres d'analyse dans le cadre de la campagne de re-traitement GNSS de l'IGS appelée REPRO2 (Rebischung et al., 2016).

L'obtention de la composante linéaire du déplacement vertical d'une station nécessite deux étapes principales : le calcul de positions journalières à partir des données GNSS, puis la modélisation de la série temporelle de positions journalières obtenue pour en déduire une tendance linéaire (lorsque ce type de modélisation est approprié). Le choix du modèle décrivant l'évolution des positions au cours du temps, en particulier la présence éventuelle et la date des discontinuités (Williams, 2003), ainsi que la corrélation temporelle du bruit dans les séries GNSS (e.g. Mao et al., 1999) a une influence significative sur le résultat de la modélisation (valeur de la tendance et incertitude).

Pour pouvoir comparer de façon pertinente les différentes solutions, nous avons modélisé l'ensemble des séries temporelles de position produites par les différents centres d'analyse avec un protocole commun, afin d'obtenir un nouveau jeu de vitesse/incertitude pour chaque série temporelle. Pour cela, nous avons modélisé les données avec des discontinuités aux mêmes époques et un modèle de bruit corrélé identique (blanc+flicker) en accord avec les études de Williams (2004) ou Santamaria-Gomez et al. (2011) par exemple. Nous avons utilisé le programme Hector (Bos et al., 2013) qui permet de modéliser des discontinuités, une tendance linéaire, un signal périodique (ici annuel et semi-annuel) et un signal post-sismique (exponentiel et logarithmique) si nécessaire, et permet également de prendre en compte la corrélation temporelle du bruit dans les séries.

La seconde démarche que nous avons proposée est la modélisation conjointe de l'ensemble des séries disponibles, afin de ne pas avoir à effectuer de choix arbitraire sur le centre d'analyse, d'autant que les analyses des différents centres ne portent pas forcément sur l'ensemble des stations ni sur l'ensemble des données disponibles pour une station. Comme dans toute modélisation de série temporelle, sauts et tendance linéaire sont fortement corrélés et ce d'autant plus que les sauts sont au milieu de la période considérée. Adopter un modèle commun pour l'ensemble des séries permet de diminuer le nombre d'inconnues à déterminer et donc au final réduit l'impact du bruit sur la détermination de l'amplitude des sauts et de la tendance linéaire. Seules les composantes annuelles et bisannuelles ont été déterminées individuellement pour chaque série temporelle, avec l'hypothèse que ces paramètres sont plus sensibles à la méthodologie et aux produits d'orbites et d'horloges employés par les différents centres de calcul. La Figure 3-11 présente, pour l'ensemble des stations, l'éventail des tendances (vitesse verticale) obtenues par les différents centres et notre réanalyse des séries temporelles sous forme de box-plots, ainsi que la valeur de tendance linéaire issue de l'inversion des séries temporelles avec un modèle commun.

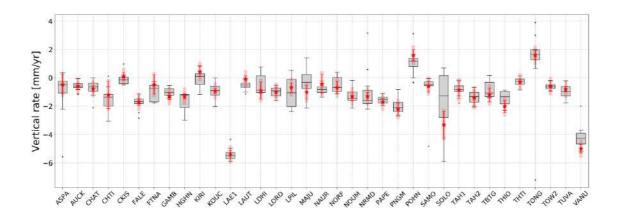


Figure 3-11: Composante linéaire du déplacement vertical pour les stations GNSS du Pacifique Central et Sud-Ouest. Les données en gris/noir correspondent à l'ensemble des tendances obtenues (les rectangles grisés indiquent l'intervalle correspondant aux deux quartiles centraux et les croix indiquent les valeurs sortant de l'écart-type). L'étoile rouge correspond à la valeur (tendance linéaire) issue de l'inversion conjointe des séries produites par les différents centres d'analyse avec un modèle commun ; la barre d'erreur en rouge (trait fin) correspond à l'incertitude estimée pour le traitement GNSS et la barre large en rouge plus clair correspond à l'incertitude totale estimée, prenant en compte l'incertitude sur le repère de référence (Ballu et al., soumis ESR 2018).

3.3.3 Peut-on utiliser les taux de déformation mesurés pour faire des projections de niveau marin relatif dans le futur ?

Une des motivations de notre étude est de pouvoir nourrir les travaux de collègues chercheurs, en particulier géographes (géographie physique et géographie humaine), sur les impacts actuels et futurs du changement climatique et les stratégies d'adaptation éventuellement à mettre en place. Ces travaux sont menés notamment dans le cadre de l'ANR STORISK (Les Petites îles face au changement climatique : vers des trajectoires de risque et d'adaptation, ANR interdisciplinaire pilotée par Virginie Duvat) pour laquelle nous étions en charge de fournir une évaluation des connaissances sur les variations du niveau marin relatif, et l'incertitude associée ainsi qu'une évaluation de notre capacité à prédire les changements futurs. Ce genre de démarche est assez inconfortable pour un géophysicien...mais il est nécessaire de répondre à cette question pour nourrir les réflexions et stratégies d'adaptation que peuvent ensuite proposer les spécialistes du domaine. Pour cela, nous avons pris en compte le contexte géodynamique des différentes îles/stations, et avons proposé de discriminer entre 3 catégories de stations (Figure 3-12) :

- les stations pour lesquelles nous n'avons pas d'élément particulier indiquant qu'on ne peut pas anticiper les mouvements futurs : on peut donc raisonnablement utiliser les tendances/ incertitudes obtenues pour des projections futures (avec, naturellement, une marge de sécurité)
- les stations pour lesquelles il est clair que l'occurrence de séismes significatifs est probable (stations à proximité d'une zone de subduction ou faille connue) : on ne peut donc sûrement pas anticiper les mouvements futurs
- et enfin les autres stations pour lesquelles des mouvements non linéaires sont possibles, même si probablement pas de faible amplitude.

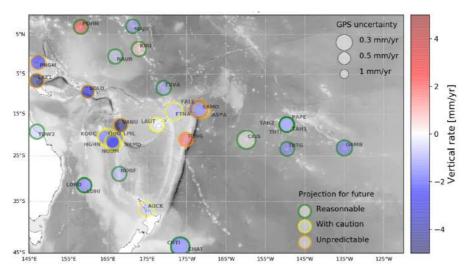


Figure 3-12 : Composante linéaire des déplacements verticaux modélisés pour les stations du Pacifique. La couleur à l'intérieur des cercles donne la vitesse verticale en mm/an, et la couleur de la bordure du cercle indique, à partir du contexte géodynamique de la station, si une anticipation des mouvements verticaux pour des projections dans le futur du niveau marin relatif est raisonnable ou non.

4 Conclusion / Perspectives

Les deux premiers chapitres de ce manuscrit étaient consacrés essentiellement à présenter les travaux que j'ai menés dans le domaine de la géodésie de fond de mer et à replacer ces travaux dans le contexte du développement d'une thématique relativement récente au niveau international et totalement nouvelle en Europe. Une partie de ce chapitre "perspectives" portera à nouveau sur la géodésie fond de mer car, il me semble que cette discipline sera au cœur de nombreux projets futurs en sciences de la Terre : des questions scientifiques déterminantes, par exemple, pour notre compréhension des séismes en zone de subduction et de ce qui contrôle leur nature et occurrence ne pourront pas être résolues sans des mesures au plus près du système, à savoir en fond de mer.

Un autre projet que je souhaite développer dans ce chapitre de perspectives est celui du développement des drones marins. Si les drones aériens se sont développés très rapidement aussi bien pour des applications ludiques ou commerciales que pour des applications scientifiques, l'utilisation des drones marins de surface reste très confidentielle, mais ces outils seront bientôt à notre disposition et il serait dommage de s'en priver. Mon implication sur cette thématique est récente et correspond à mon affectation à l'Université de La Rochelle dans un laboratoire interdisciplinaire. À court terme, je contribue au développement de cette expertise, au travers du drone marin PAMELi (Plateforme Autonome Multi-capteurs pour l'Exploration du Littoral), avec un objectif d'étude intégrée de la dynamique du littoral et de développement des activités de l'observatoire du niveau marin de l'île d'Aix et des Pertuis et plus particulièrement pour des applications en calibration d'altimétrie satellitaire (nadir ou à large fauchée dans le futur). Les perspectives offertes dans le futur par les drones seront nombreuses, sur le littoral comme pour l'océan du large, avec un intérêt y compris pour la géodésie fond de mer.

Enfin, j'entends naturellement poursuivre les chantiers sur lesquels je me suis engagée de longue date, tels que celui de la géodésie terrestre, marine et sous-marine au Vanuatu. Malgré les difficultés diplomatiques et logistiques qui ralentissent le travail dans cette partie du monde, c'est une zone scientifiquement très riche en raison d'une configuration expérimentale unique, des vitesses en jeu, et de la forte variabilité spatiale des processus et des différentes questions qui peuvent être abordées, allant de questions méthodologiques en géodésie sous-marine à des questions sur le cycle sismique en zone de subduction ou sur les variations du niveau marin relatif et leur impact sur le littoral.

Dans ce dernier chapitre, je présenterai essentiellement les perspectives que je n'ai pas développées précédemment dans le manuscrit à savoir les futurs projets de géodésie fond de mer, le projet de Plateforme Autonome Multi-capteurs pour l'Exploration du Littoral, PAMELi et le développement de l'observatoire du niveau marin de l'île d'Aix.

4.1 L'essor de la géodésie fond de mer en France.

Une des questions majeures en sciences de la Terre est celle de la compréhension des séismes, et en particulier des paramètres qui gouvernent les propriétés frictionnelles des failles et la répartition entre les zones de rupture sismique, les zones de glissement asismique et les zones correspondant à des comportements intermédiaires ou alternatifs. Quel est le rôle de l'entrée en subduction d'aspérités présentes sur la plaque plongeante (Collot et al., 2004; Michaud et al., 2015), telles que des rides ou des chaînes de monts sous-marins, sur les propriétés de l'interface et donc sur le taux de blocage de la subduction? Sur des failles continentales, ces différents types de comportements, variables dans l'espace et dans le temps, ont pu être mis en évidence par une analyse fine de la déformation de la croûte vue par exemple par GNSS ou InSAR à terre (Avouac, 2015). Dans le cas des subductions, l'essentiel des déformations a lieu sous l'eau, et ce qui se passe près de la fosse en termes de déformation lente liée à l'accumulation des contraintes n'a que peu d'influence sur les observables à terre ; on comprend donc qu'il faille mesurer offshore. Un certain nombre de modélisations faites sur des cas d'études spécifiques tels que les Antilles, le Japon ou les Cascades (Gombert et al., 2018; Schmalzle et al., 2014; Symithe et al., 2015; Yokota et al., 2016) démontrent la nécessité de mesurer en mer pour contraindre les modèles de déficit de glissement (ou taux de blocage). Comprendre les mécanismes d'accommodation du mouvement dans la partie superficielle de l'interface (c'est-à-dire à faible profondeur dans la lithosphère) est un enjeu fondamental, en particulier pour l'évaluation de l'aléa tsunami.

Actuellement, la technique GNSS/A reste la plus à même de nous apporter ces informations critiques par exemple, sur la déformation et l'état de contrainte de l'interface de subduction dans sa partie distale, même si d'autres perspectives, en particulier basées sur l'utilisation de la fibre optique, se développent rapidement. En outre, compléter les mesures GNSS/A, pour l'instant limitées par la fréquence des campagnes en mer, par des enregistrements de pression qui, eux, peuvent facilement être continus à haute fréquence, me semble une solution intéressante pour ajouter une dimension de suivi temporel à la déformation suivie par GNSS/A.

Jusqu'à présent, le coût élevé des expériences de GNSS/A a essentiellement limité à une institution américaine (la Scripps Institution of Oceanography) et à quelques groupes japonais (principalement Hydrographic and Oceanographic Department of Japan Coast Guards, Tohoku University, Tokyo University et Nagoya University) l'implémentation opérationnelle de la méthode. Cependant, seule la géodésie fond de mer et en particulier le GNSS/A est en mesure de fournir les données qui nous permettront, sur de nombreuses zones, de lever les verrous actuels sur le fonctionnement des zones de subduction. Aujourd'hui, d'ambitieux projets de géodésie fond de mer sont en maturation, y compris en France, et vont inéluctablement finir par émerger. Je souhaite prendre part, autant que je pourrai et compte tenu de mes choix personnels et scientifiques actuels, au développement et à la réalisation de ces projets d'avenir. J'espère pouvoir accompagner leur développement et ainsi mettre à profit l'expérience acquise sur les différents "petits" projets que j'ai portés ou auxquels j'ai contribué dans le domaine de la géodésie de fond de mer depuis plusieurs années.

Au moment où j'écris ces lignes, au moins deux gros projets futurs se dessinent pour la communauté : 1) un projet ambitieux de géodésie de fond de mer proposé par RESIF pour le prochain Programme d'Investissement d'Avenir (PIA3) et 2) le projet SYNOBSIG porté par Louis Géli (Ifremer) à soumettre à l'appel d'offre ERC SYNERGY en novembre.

Début septembre, j'ai organisé (en collaboration avec Jean-Yves Royer, IUEM) une journée à l'IPGP (https://lienss.univ-larochelle.fr/ Actualites) pour faire le point sur les projets réalisés, en cours ou futurs de la communauté française en géodésie fond de mer (communauté recherche, avec quelques industriels intéressés par le domaine). Cette journée avait également pour objectif de nous aider à préparer une demande RESIF qui permette de répondre aux défis scientifiques futurs en investissant dans une méthodologie qui a fait ses preuves (GNSS/A) mais également en tirant profit des développements innovants conduits par des équipes françaises. Ces projets innovants sont en particulier ceux utilisant la fibre optique, que la mesure soit distribuée, par exemple le projet en cours SEAFOOD (PI A. Sladen) ou le projet démarrant FOCUS (PI M.A. Gutscher) ou déportée, tel que dans les projets d'inclinomètre longue base et capteurs de pression couplés à un interféromètre, développés par F. Boudin et P. Bernard.

Conduire une expérience de géodésie fond de mer nécessite de nombreux équipements dont un certain nombre peuvent être mutualisés et d'autres, installés au fond, sont dédiés à un chantier spécifique. Dans le cadre de la demande PIA3, une des solutions envisagées est de mutualiser, au niveau de la communauté nationale, le segment de surface pour les mesures de GNSS/A, les balises à installer au fond restant évidemment à financer ensuite sur chaque projet. La mesure d'un point n'étant pas encore clef en main, un chantier test pour la communauté semble indispensable ; il permettra de développer/tester le matériel mais aussi les méthodologies de modélisation des données, afin que les volontaires puissent contribuer aux développements et que la communauté bénéficie des outils développés et du retour d'expérience. La cible proposée est l'étude de la subduction des Antilles. Cette cible permettra de lever un verrou scientifique important : celui de savoir si le prisme distal se déforme, ce qui témoignerait de l'accumulation de contraintes dans la partie superficielle de l'interface (voir section 2.2.2). Évidemment, la présence d'un prisme important dont la déformation n'est très probablement pas élastique ne simplifiera pas l'interprétation des données, mais il me semble que la question de l'aléa sismique et tsunami aux Antilles ne peut pas être totalement abordée sans des données de géodésie fond de mer acquises à proximité de la fosse. Un gros projet national serait une excellente opportunité pour cela et nous pourrions envisager dans un premier temps d'instrumenter 4 à 5 sites sur un profil perpendiculaire à la fosse.

Le second projet, SYNOBSIG porté par Louis Géli (Ifremer), en collaboration avec l'IPGP, le HCRM (grec) et GEOMAR, cible également une installation aux Antilles (en plus d'un site sur l'arc hellénique). L'objectif de ce projet est de proposer un nouveau type d'observatoire fond de mer, intermédiaire entre les stations câblées extrêmement chères à mettre en place (surtout si la zone à surveiller est à grande distance de la côte, comme c'est le cas aux Antilles), et les observatoires ponctuels type EMSO-Açores où deux facteurs limitants en termes d'observatoires sont la gestion de l'énergie et le lien acoustique fond-surface. Le projet SYNOBSIG est un projet autonome

(production d'énergie sur site) et semi-câblé, permettant le déploiement d'instruments dans un rayon de 50 km d'une bouée centrale. Je suis impliquée dans ce projet, en particulier pour l'étude des mouvements verticaux (volet que je porterai) et des mouvements horizontaux par GNSS/A (volet porté par Geomar, sur lequel nous sommes collaborateurs). Les mouvements verticaux aux Antilles, en l'absence de séisme majeur, sont très probablement de faible amplitude. Un nouveau système A-O-A de contrôle in-situ de la dérive des capteurs Paroscientific, par la mesure régulière d'un étalon au fond, devrait permettre de descendre à des résolutions de l'ordre du mm/an et donc peut-être permettre de détecter des mouvements verticaux lents. Par ailleurs, une question importante aux Antilles est celle de l'existence ou non de glissements asismiques sur la partie distale du plan de subduction qui contribueraient à limiter l'accumulation des contraintes dans cette zone. En Nouvelle-Zélande, dans la région de Hikurangi, Wallace et al. (2016) ont pu caractériser l'extension offshore d'un séisme lent préalablement identifié à terre. La tâche sera probablement bien plus ardue aux Antilles car aucun séisme lent n'a pour l'instant été mis en évidence, mais les îles sont loin et on peut donc espérer être en mesure de mieux saisir d'éventuels événements en étant plus proche. Les capteurs de pression complèteraient un dispositif d'OBS qui fournira l'information sur d'éventuels séismes ou trémors qui pourraient être associés à des glissements lents. L'idée "Synergy" du projet est justement de rassembler les forces sur une question à laquelle il sera difficile de répondre seul.

Si ce n'est pas cette année, ces projets ambitieux en géodésie fond de mer seront financés, j'en suis convaincue, à relativement court terme, sans quoi nous resterons aveugles sur une partie du fonctionnement du système Terre, et il ne s'agit pas d'une partie infime puisque l'on parle ici de se donner les moyens de comprendre les mécanismes liés et l'accumulation des contraintes et leur relâchement sous forme de séismes. Cette compréhension est essentielle pour anticiper les risques induits par la tectonique des plaques dans les zones de subduction par exemple ou, via la propagation d'un tsunami, dans d'autres zones littorales. Certaines zones de subduction commencent à être instrumentées offshore, c'est le cas des zones de subduction au Japon ou de la zone des Cascades aux Etats-Unis et Canada. Une autre zone de subduction majeure est la subduction andine qui présente de fortes variations du taux de couplage avec des zones de glissement asismique et d'autres fortement couplées (e.g. Perfettini et al., 2010), générant potentiellement des mégaséismes comme celui du Chili en 1960. L'expérience conduite au Pérou par Gagnon et al. (2005) a montré que, dans leur zone d'étude, le blocage s'étendait sur l'interface de 2 à 40 km de profondeur; une instrumentation à beaucoup plus grande échelle a tout son sens pour prolonger les travaux conduits à terre, cartographier les variations spatiales de l'accumulation des contraintes et finalement comprendre la répartition et l'origine des propriétés frictionnelles sur l'interface. Sur le territoire national, l'aléa causé par la subduction des Petites Antilles reste difficile à évaluer sans une imagerie de l'accumulation des contraintes sur le plan de subduction et en particulier dans sa partie superficielle offshore. La présence d'un prisme d'accrétion important ne facilite pas les choses pour l'acquisition et l'interprétation des données, avec en particulier le rôle des "splay-faults" dont la déformation se superpose à celle de l'interplaque, mais l'occurrence de séismes tsunamigéniques ("tsunami earthquakes") en présence d'un prisme a été montrée, par exemple, au Japon par les séismes de Sanriku en 1896 et Tohoku en 2011. L'amplitude et la complémentarité des glissements sur l'interface superficiel, modélisé par Satake et al. (2017) pour ces deux séismes fortement tsunamigéniques, souligne le rôle majeur du glissement superficiel en bout de prisme et l'importance de comprendre et surveiller l'accumulation des contraintes dans ces zones pour lesquelles les mesures à terre sont aveugles. Compte tenu des variations spatiales et temporelles du taux de couplage le long de l'interface de subduction mises en évidence dans de nombreuses zones comme le Japon, l'Indonésie ou les Andes ou et du rôle de la présence de relief sur la plaque plongeante dans la distribution des aspérités et des variations de couplage associées (Chlieh et al., 2008, 2014; Collot et al., 2017; Iinuma, 2018; Perfettini et al., 2010), il est probable que la subduction des Petites Antilles ne fasse pas exception et que l'entrée en subduction des rides telles que Tiburon ou Barracuda qui génère une segmentation de l'arc (Laigle et al., 2013), contribue à engendrer des hétérogénéités latérales du taux de couplage sur l'interface. À long terme, ce n'est donc pas une expérience pilote avec 4 ou 5 sites disposés perpendiculairement à l'axe qu'il va falloir viser, mais bien un suivi de la déformation à grande échelle de la partie submergée de la plaque chevauchante et en particulier de l'ensemble de la partie distale du prisme d'accrétion. Une telle infrastructure nécessitera par exemple de combiner des mesures ponctuelles de GNSS/A et des observations plus continues dans le temps et dans l'espace avec des mesures de pression et de déformation distribuée par fibre optique.

4.2 Interdisciplinarité et mutualisation : le projet PAMELi

Depuis 2012, je suis affectée au LIENSs à La Rochelle, laboratoire dont le thème fédérateur est l'étude du littoral. Si certains des chantiers initiés avant mon arrivée au LIENSs ne se rattachent pas directement au littoral, des connexions existent, puisque des phénomènes qui ont lieu dans l'océan profond peuvent avoir un impact à la côte; les tsunamis en sont une illustration évidente. Côté expérimental, il y a tout de même des différences; j'ai donc choisi petit à petit de centrer mon travail plus sur des objets/méthodologies qui peuvent être utiles à la fois pour des études au large et sur le littoral. Le premier aspect est celui qui touche à la cartographie du niveau de la mer (instruments et traitement de la donnée GNSS), avec le développement du site de calibration/validation d'altimétrie satellitaire autour de l'île d'Aix et des Pertuis Charentais et le second est celui du développement d'une plateforme autonome multi-capteurs. Dans un premier temps, il s'agit d'un outil pour l'étude du littoral, mais le savoir-faire acquis sera ensuite remobilisable pour la réalisation de plateformes de surface dédiées à l'acquisition GNSS/A, qui pourraient être déployées plus au large.

L'interdisciplinarité est à la mode, certes, avec un côté "mot clef" un peu pénible... mais il est des domaines où il semble tout de même raisonnable de vouloir croiser les disciplines car de nombreux phénomènes interagissent. Le littoral et sa dynamique complexe est un de ces domaines. Sur les navires de la flotte hauturière, un certain nombre de paramètres sont acquis et archivés de façon systématique (en particulier les paramètres physico-chimiques de l'eau de surface) et de nombreuses campagnes sont d'ores et déjà menées en interdisciplinarité à la fois pour des questions de

pertinence scientifique mais également d'optimisation du temps bateau et de rationalisation des coûts. Sur les bateaux de plus petites tailles, les coûts sont moindres et les places sont chères, les démarches interdisciplinaires sont donc un peu moins nombreuses. Sur de petites embarcations de station et des sorties à la journée, la question ne se pose plus vraiment... mais alors, en dehors de projets ponctuels, il devient difficile, par exemple pour regarder des évolutions à long terme, de croiser les données entre les disciplines si celles-ci ne sont pas acquises au même endroit, en même temps.

C'est ainsi, à partir du constat que des observations répétées étaient nécessaires dans plusieurs disciplines et qu'il pouvait être intéressant d'acquérir et archiver conjointement plusieurs paramètres environnementaux, qu'est né le projet PAMELi (Plateforme Autonome Multicapteurs pour l'Exploration du Littoral) que je coordonne à l'Université de La Rochelle (Coulombier et al., 2018). Certes, aujourd'hui, les projets de recherche qui peuvent être conduits avec le drone PAMELi pourraient l'être avec un navire plus classique... et dans un premier temps, sans doute même plus facilement. Mais nous menons ce projet avec la conviction que, si un nombre suffisant d'utilisateurs joue le jeu et que les campagnes sont donc nombreuses, le gain scientifique (et même économique) dans le futur sera indéniable. Ce projet devrait permettre à terme de disposer d'un suivi temporel du système dynamique littoral afin de mieux comprendre les interactions qui le régissent et être capable de fournir des indicateurs sur l'évolution du système pour la recherche mais également pour les acteurs socio-économiques. Ce suivi *in-situ* peut se révéler complémentaire des observations satellitaires, mais également nécessaire pour l'étalonnage et la validation de ces observations distantes, dans des domaines variés allant de la hauteur d'eau ou des paramètres de vagues à la couleur de l'océan et son interprétation en termes de charge sédimentaire par exemple.

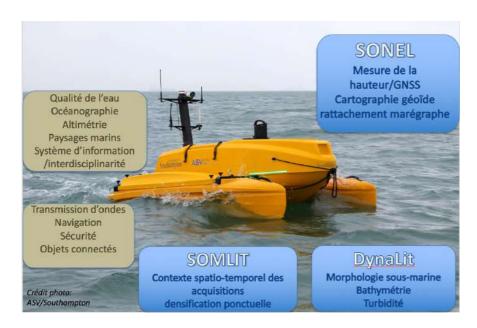


Figure 4-1: Schéma de principe de la plateforme multi-capteurs PAMELi et intégration dans les services d'observation existant au laboratoire (SONEL, SOMLIT et Dynalit). Le vecteur choisi pour PAMELi est le C-CAT3 (ASV-Global).

L'objectif est d'acquérir systématiquement un même jeu de paramètres à chaque sortie, puis que l'ensemble des données soit déchargé, qualifié et archivé le plus automatiquement possible dans une base de données commune. En plus de travaux spécifiques à chaque discipline et de la

contribution possible à différents services d'observation déjà existants au LIENSs (Figure 4-1), le projet devrait, à terme, favoriser l'émergence de nouvelles recherches interdisciplinaires.

Ce projet est mené en collaboration avec la DT-INSU mais également deux autres laboratoires de l'Université de La Rochelle : le L3I (Laboratoire Informatique Images et Interactions) et le département Telecom de l'IUT, qui travaillent en particulier sur les systèmes de communication, des systèmes de contrôle à distance et différentes applications pour une navigation "intelligente". Si, pour l'instant, nous avons choisi d'acquérir un drone sur étagère pour la partie navigation et sécurité, la collaboration avec le L3I et l'IUT nous permettra, j'espère, à terme, de développer un drone scientifique dont la partie navigation/communication sera également développée à l'Université. Un des intérêts que je vois au développement en parallèle de projets de géodésie type GNSS/A et de notre capacité à automatiser les mesures, les synchroniser et piloter le tout à distance, est une expertise "maison" à terme. Cette expertise devrait nous permettre de développer des dispositifs géodésiques de surface adaptés pour le GNSS/A afin d'augmenter l'échantillonnage en temps et en espace, en facilitant des campagnes répétées, de précision, sans mobiliser de gros navires en station pendant plusieurs jours.

Nos réflexions et développements actuels autour de la plateforme PAMELi serviront dans le choix et la réalisation de la plateforme modulable et pluri-disciplinaire qui sera réalisée dans le cadre du projet PREST porté par l'IPGP et financé par Interreg Caraïbes aux Antilles (WP5 "Plateforme marine multicapteurs", en collaboration avec J. Escartin et A. Lefriant). Un des objectifs est que cette plateforme puisse être adaptée dans le futur pour d'éventuelles campagnes de GNSS/A.

La collaboration avec le L3I et l'IUT sur ces projets de drones marins est également mis à profit dans un cadre de pédagogie innovante pour l'Université de La Rochelle, avec le projet DroneEduc, financé par la Région Nouvelle Aquitaine, où les drones (dont PAMELi) sont utilisés comme vecteurs d'apprentissage.

Pour PAMELi, le vecteur choisi (après une longue étape de définition du cahier des charges et une procédure de marché public) est le drone C-CAT3 construit par la compagnie ASV Global. Celuici est maintenant construit et a effectué ses premiers tests à l'été 2018 (Figure 4-2). Un PC scientifique pilotera un certain nombre de capteurs tels que sondeur bathymétrique, centrale météo, centrale inertielle, caméra acoustique, sonde multi-paramètres et GNSS géodésique. La DT-INSU, qui nous qui nous a déjà aidé dans la définition et le choix de la plateforme, développera en outre un système de treuil CTD et de prélèvement d'eau (en collaboration avec l'Ifremer), ainsi qu'un système baptisé "micro-cyclopée" pour la cartographie en route de la hauteur de la mer (section 4.3).



Figure 4-2: Photos du drone PAMELi de l'Université de La Rochelle. Le drone est en phase finale de développement/tests par ASV Global et devrait effectuer ses premières missions dans les Pertuis à la fin de l'année. L'installation des systèmes de prélèvement d'eau, de treuil et de micro-Cyclopée pour mesure du niveau de la mer est prévue début 2019.

4.3 Cartographie du niveau marin et développement du site de calibration/validation altimétrique de l'île d'Aix

Une des actions scientifiques plus spécifiques qui sera développée avec le drone PAMELi est la cartographie de la surface de la mer à des fins de calibration d'altimétrie satellitaire (mesure de la hauteur de la surface océanique par satellite). L'altimétrie satellitaire est évidemment un outil incontournable dans l'océanographie moderne, que ce soit par exemple pour la compréhension et le suivi de la dynamique de l'océan au large ou pour le suivi des variations à long terme du niveau marin en réponse au changement climatique global ou même, dans notre cas, pour quantifier des mouvements du sol sous-marin (Ballu et al., 2013). L'altimétrie satellitaire repose sur la quantification de la pseudo-distance par une onde radar entre le satellite et la surface de la mer (à partir d'un modèle basé sur la modélisation de la forme d'onde), puis la correction de cette pseudo-distance pour tenir compte de différents facteurs tels que l'état de mer et les délais de propagation dus à la traversée de l'atmosphère pour finalement en déduire une distance satellitesurface vraie. In fine, connaissant la hauteur du satellite, on peut ensuite en déduire une hauteur de la surface de la mer par rapport à un ellipsoïde de référence. Afin d'assurer la qualité du suivi à long terme du niveau marin à des précisions de l'ordre du mm/an, la calibration/validation des missions d'altimétrie est nécessaire ; celle-ci est réalisée notamment par la comparaison avec des observations in-situ collectées sur des sites dédiés, qui permettent évaluer individuellement les différents paramètres contribuant à l'erreur finale. Il est important de disposer de sites présentant des caractéristiques différentes pour évaluer l'impact des paramètres liés à la morphologie de la côte ou

-

¹ le terme "étalonnage" serait plus approprié en français; on garde ici le terme "calibration" par simplification car l'expression calibration/validation ("calval") est couramment utilisée dans la communauté.

au type de satellites. C'est l'objectif du projet FOAM (From Ocean to inland waters Altimetry Monitoring) coordonné par Pascal Bonnefond et soutenu par le TOSCA/CNES dans lequel s'inscrivent nos travaux (passés pour l'altimétrie et la marégraphie au Vanuatu, et actuels et futurs pour l'Ile d'Aix).

Dès le début de l'ère de l'altimétrie satellite de précision, le besoin de sites de calibration in-situ a été reconnu par la NASA et le CNES et trois principaux sites dédiés ont été développés au fil des ans, le premier sur une plateforme au large des côtes californiennes (site de Harvest, Haines et al., 2010, 2003), le second dans l'hémisphère sud au large de la Tasmanie (site de Bass Strait, Watson et al., 2011, 2004) et le troisième en Corse (Bonnefond et al., 2003a, 2010, 2015). Dans le cadre de ces calibrations (Bonnefond, 2013; Born et al., 1994; Hein et al., 1990; Rocken et al., 1990; Watson et al., 2011), pour des études plus spécifiques de calibration marégraphique (André et al., 2013; Fund et al., 2013; Martin Miguez et al., 2012) ou d'études géodynamiques (Ballu et al., 2010), des données de bouées GNSS traitées en cinématique ont été utilisées avec succès pour mesurer ponctuellement des hauteurs d'eau avec une précision centimétrique. Afin de cartographier les géoïdes locaux ou assurer la connexion entre des mesures satellites et un marégraphe côtier ou offshore, plusieurs expériences de cartographie en route ont été conduites par exemple avec un catamaran tracté (Bonnefond et al., 2003b), un navire (Bouin et al., 2009b, 2009a) et plus récemment la nappe GNSS tractée Calnagéo (Calzas et al., 2014, Figure 4-3). Cette nappe tractée présente l'avantage d'assurer un couplage constant avec la surface de l'eau et résout donc le problème majeur de la quantification du déjaugeage des embarcations (variable au cours du temps en fonction de l'allure ou du chargement du navire par exemple). Avec le développement des systèmes marins autonomes (ASV, Autonomous Surface Vehicle), de nouvelles perspectives s'ouvrent pour la cartographie de la surface de la mer. Une campagne récente de mesures utilisant le drone Wave Glider de Liquid Robotics a permis de parcourir 600 km en 13 jours, avec une résolution centimétrique (Penna et al., 2018). Malheureusement, ce type de drone n'est pas adapté aux zones littorales en raison de son grand tirant d'eau (>6m) et reste assez tributaire des conditions météorologiques (une houle ou des vagues sont nécessaires à la propulsion). Nous souhaitons utiliser le drone PAMELi en l'équipant d'un système baptisé micro-cyclopée qui comporte un GNSS et un radar mesurant en continu le tirant d'air de l'antenne (distance verticale entre le centre de phase de l'antenne GNSS et la surface de l'eau). Ce système, micro-cyclopée, est adapté d'autres systèmes développés pour de plus grosses embarcations par la DT-INSU dans le cadre du projet FOAM ; des premiers tests de principe avaient été réalisés en eaux calmes lors d'une campagne sur le lac Issykul (Figure 4-3). En altimétrie, le besoin de cartographier des hauteurs d'eau en route émerge également pour préparer l'utilisation des futures données des satellites altimétriques à large fauchée tels que SWOT, et en particulier préparer la phase de calibration/validation de ces données d'un nouveau genre.



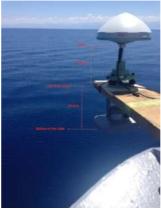




Figure 4-3: Cartographie de la surface de la mer "en route". À gauche, la nappe CalNageo développée par la DT-INSU permet d'assurer un bon couplage avec la surface de l'eau. Au centre, dispositif expérimental, couplant une antenne GNSS vers le haut et un radar vers la surface de la mer, testé lors d'une campagne sur le lac Issykul en 2014. À droite, photo d'une version test du système Cyclopée développé par la DT-INSU pour le site de calibration en Corse (P. Bonnefond). Micro-Cyclopée sera une version miniaturisée de ce système couplant radar et GNSS.

Pour l'altimétrie côtière, un des enjeux est de déterminer la qualité de la pseudo-distance entre le satellite et la surface de la mer et des corrections à appliquer à cette pseudo-distance. La pseudo-distance (communément appelée "range" en altimétrie) peut devenir compliquée à évaluer à proximité des côtes tout simplement parce que l'empreinte au sol de l'altimètre peut contenir des "pixels" de terre ; dans ce cas, le modèle (de type "Brown") classiquement utilisé offshore pour déduire la pseudo-distance à partir de la forme d'onde (opération appelée "retracking") n'est plus valable. Par ailleurs, le radiomètre utilisé pour déterminer le délai troposphérique est également contaminé sur un rayon de l'ordre de 30km autour du point central. Avoir des données *in-situ* de hauteur d'eau et de GNSS pour quantifier les délais atmosphériques permet de déterminer les paramètres de traitement les plus adéquates et au final d'obtenir des données et procédures exploitables. Nos travaux (menés au LIENSs avec Laurent Testut) sont également menés en collaboration avec Pascal Bonnefond et Olivier Laurain pour l'utilisation de la chaîne de traitement ABICE et dans le futur également avec le CTOH (pour l'utilisation du simulateur de formes d'ondes).

Le site des Pertuis/Ile d'Aix, à l'aplomb duquel passent plusieurs satellites altimétriques (Figure 4-4), est un des sites identifiés dans le cadre du projet FOAM en cours. L'intérêt particulier du site des Pertuis est d'être déjà instrumenté avec des stations météorologiques, GNSS (ILDX et LROC) et marégraphiques (Ile d'Aix et La Pallice) permanentes et de bénéficier du développement d'un modèle hydro-dynamique à haute résolution (Bertin et al., 2014). Les travaux initiés sur ce chantier (en particulier dans le cadre du stage de M2 de Maryia Velikova que j'ai co-encadré avec Laurent Testut) ont permis de montrer le rôle déterminant du modèle de marée dans la qualité des données altimétriques finales.

La présence de côtes basses, l'existence d'un modèle de terrain et la possibilité d'acquérir des données sur les scènes de mesure (ce que voit le satellite) au moment du passage en particulier avec les drones marins, font du site un chantier intéressant également pour caractériser finement l'impact

de la morphologie de la côte dans la donnée altimétrique finale, en particulier ici avec des zones de vasières ou de sable qui peuvent être découvertes fortement à marée basse.



Figure 4-4: Carte des traces au sol des satellites altimétriques dans la zone des Pertuis charentais. La présence de données in-situ dans une région littorale où il existe de nombreuses traces au sol d'altimétrie satellitaire est un atout pour relever les défis de l'altimétrie côtière, identifier les paramètres clefs qui en limitent l'utilisation actuelle et valider les modèles proposés (collaboration avec le CTOH).

Enfin, l'étude de l'hydrodynamique en milieu côtier par altimétrie est limitée actuellement par l'échantillonnage spatial et temporel des données altimétriques. Les futures missions d'altimétrie satellitaire à large fauchée, en particulier le satellite SWOT, devraient révolutionner l'étude de l'océan littoral. En effet, grâce à l'utilisation de l'interférométrie radar, ces missions permettront de cartographier les hauteurs d'eau et imager la dynamique océanique à des échelles spatiales de quelques dizaines de kilomètres dans l'océan hauturier et de quelques dizaines de mètres sur les continents et le littoral. Ces futures missions apporteront des informations nouvelles à haute résolution sur la dynamique littorale qui auront des conséquences importantes sur notre compréhension de la dynamique des estuaires (dont les fleuves), sur la modélisation numérique de l'océan côtier (notamment celle des surcotes), la dynamique de transport sédimentaire, la propagation de la marée, l'interaction vagues-courant. Cette nouvelle manne d'information sera disponible, si tant est que nous soyons en mesure d'analyser et interpréter ces données d'un nouveau genre. Les outils que nous souhaitons développer sur la cartographie fine du niveau marin et la compréhension de ses variations dans le cadre des deux thèses que j'encadrerai avec Laurent Testut à partir d'octobre 2018 devraient contribuer à ce que nous soyons prêts à exploiter ces futures données.

5 Références

- Aagaard, B., Williams, C., Knepley, M., 2008. PyLith: A Finite-Element Code for Modeling Quasi-Static and Dynamic Crustal Deformation. AGU Fall Meet. Abstr. A1925.
- Ablain, M., Cazenave, A., Larnicol, G., Balmaseda, M., Cipollini, P., Faugère, Y., Fernandes, M.J., Henry, O., Johannessen, J.A., Knudsen, P., Andersen, O., Legeais, J., Meyssignac, B., Picot, N., Roca, M., Rudenko, S., Scharffenberg, M.G., Stammer, D., Timms, G., Benveniste, J., 2015. Improved sea level record over the satellite altimetry era (1993–2010) from the Climate Change Initiative project. Ocean Sci. 11, 67–82. https://doi.org/10.5194/os-11-67-2015
- Altamimi, Z., Métivier, L., Rebischung, P., Rouby, H., Collilieux, X., 2017. ITRF2014 plate motion model. Geophys. J. Int. 209, 1906–1912. https://doi.org/10.1093/gii/ggx136
- André, B.G., Míguez, B.M., Ballu, V., Testut, L., Wöppelmann, G., 2013. Measuring sea level with GPS-equipped buoys: a multi-instruments experiment at Aix Island. Int. Hyrographic Rev. 27–38.
- Auerbach, L.W., Jr, S.L.G., Mondal, D.R., Wilson, C.A., Ahmed, K.R., Roy, K., Steckler, M.S., Small, C., Gilligan, J.M., Ackerly, B.A., 2015. Flood risk of natural and embanked landscapes on the Ganges Brahmaputra tidal delta plain. https://doi.org/10.1038/NCLIMATE2472
- Auzende, J.-M., Ballu, V., Batiza, R., Bideau, D., Charlou, J.-L., Cormier, M.H., Fouquet, Y., Geistdoerfer, P., Lagabrielle, Y., Sinton, J., Spadea, P., 1996. Recent tectonic, magmatic, and hydrothermal activity on the East Pacific Rise between 17°S and 19°S: Submersible observations. J. Geophys. Res. B Solid Earth 101.
- Avouac, J.-P., 2015. From Geodetic Imaging of Seismic and Aseismic Fault Slip to Dynamic Modeling of the Seismic Cycle. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 43, 233–271. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105302
- Baillard, C., 2015. Sismicité et géodynamique de la zone de subduction au Vanuatu. IPGP.
- Baillard, C., Crawford, W.C., Ballu, V., Hibert, C., Mangeney, A., 2014. An automatic kurtosisbased P-and S-phase picker designed for local seismic networks. Bull. Seismol. Soc. Am. 104. https://doi.org/10.1785/0120120347

- Baillard, C., Crawford, W.C., Ballu, V., Pelletier, B., Garaebiti, E., 2018. Tracking subducted ridges through intermediate-depth seismicity in the Vanuatu subduction zone. Geology 46, 767–770. https://doi.org/10.1130/G45010.1
- Baillard, C., Crawford, W.C., Ballu, V., Régnier, M., Pelletier, B., Garaebiti, E., 2015. Seismicity and shallow slab geometry in the central Vanuatu subduction zone. J. Geophys. Res. Solid Earth 120, 5606–5623. https://doi.org/10.1002/2014JB011853
- Ballu, V., Ammann, J., Pot, O., de Viron, O., Sasagawa,
 G.S., Reverdin, G., Bouin, M.-N., Cannat, M.,
 Deplus, C., Deroussi, S., Maia, M., Diament, M.,
 2009. A seafloor experiment to monitor vertical deformation at the Lucky Strike volcano, Mid-Atlantic Ridge. J. Geod. 83, 147–159.
 https://doi.org/DOI 10.1007/s00190--008-0248--3
- Ballu, V., Bonnefond, P., Calmant, S., Bouin, M.-N.,
 Pelletier, B., Laurain, O., Crawford, W.C.,
 Baillard, C., de Viron, O., 2013. Using altimetry
 and seafloor pressure data to estimate vertical
 deformation offshore: Vanuatu case study. Adv.
 Sp. Res. 51, 1335–1351.
 https://doi.org/10.1016/j.asr.2012.06.009
- Ballu, V., Bouin, M.-N., Calmant, S., Folcher, E., Bore, E.-M., Ammann, J., Pot, O., Diament, M., Pelletier, B., 2010. Absolute seafloor vertical positioning using combined pressure gauge and kinematic GPS data. J. Geod. 84, 65–77. https://doi.org/10.1007/s00190-009-0345-y
- Ballu, V., Bouin, M.-N., Simeoni, P., Crawford, W.C., Calmant, S., Bore, J.-M., Kanas, T., Pelletier, B., 2011. Comparing the role of absolute sea-level rise and vertical tectonic motions in coastal flooding, Torres Islands (Vanuatu). Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A. 108, 13019–13022. https://doi.org/10.1073/pnas.1102842108
- Ballu, V., Cannat, M., Graviluck Scientific Party, 2006.
 MoMAR observatory: A Geophysical, Geological and Oceanographical Approach to the Monitoring of the Lucky Strike Segment (GRAVILUCK Cruise), in: Eos Trans. AGU.
 San Francisco, p. 87(52), Abstract OS31B-1635.
- Ballu, V., Diament, M., Briole, P., Ruegg, J.-C., 2003. 1985-1999 gravity field variations across the Asal Rift: insights on vertical movements and mass transfer. Earth Planet. Sci. Lett. 208, 41–49.

- Ballu, V., Dubois, J., Deplus, C., Diament, M., Bonvalot, S., 1998a. Crustal structure of the Mid Atlantic Ridge south of the Kane Fracture Zone from seafloor and sea surface gravity data. J. Geophys. Res. 103, 2615–2631.
- Ballu, V., Hildebrand, J.A., Webb, S.C., 1998b. Seafloor gravity evidence for hydrothermal alteration of the sediments in Middle Valley, Juan de Fuca Ridge. Mar. Geol. 150. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00024-3
- Ballu, V., Siméoni, P., 2011. Rapport de Mission à Ambaé.
- Barreyre, T., Escartin, J., Garcia, R., Cannat, M., Mittelstaedt, E., Prados, R., Escartín, J., Garcia, R., Cannat, M., Mittelstaedt, E., Prados, R., 2012. Structure, temporal evolution, and heat flux estimates from the Lucky Strike deep-sea hydrothermal field derived from seafloor image mosaics. Geochemistry, Geophys. Geosystems n/a--n/a. https://doi.org/10.1029/2011GC003990
- Bazin, S., Feuillet, N., Duclos, C., Crawford, W.C., Nercessian, A., Bengoubou-Valérius, M., Beauducel, F., Singh, S.C., 2010. The 2004-2005 Les Saintes (French West Indies) seismic aftershock sequence observed with ocean bottom seismometers. Tectonophysics 489, 91
 - https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.04.005
- Bergeot, N., Bouin, M.-N., Diament, M., Pelletier, B., Régnier, M., Calmant, S., Ballu, V., 2009. Horizontal and vertical interseismic velocity fields in the vanuatu subduction zone from GPS measurements: Evidence for a central vanuatu locked zone. J. Geophys. Res. Solid Earth 114. https://doi.org/10.1029/2007JB005249
- Bertin, X., de Bakker, A., van Dongeren, A., Coco, G., André, G., Ardhuin, F., Bonneton, P., Bouchette, F., Castelle, B., Crawford, W.C., Davidson, M., Deen, M., Dodet, G., Guérin, T., Inch, K., Leckler, F., McCall, R., Muller, H., Olabarrieta, M., Roelvink, D., Ruessink, G., Sous, D., Stutzmann, É., Tissier, M., 2018. Infragravity waves: From driving mechanisms to impacts. Earth-Science Rev. 177, 774-799. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.01.00
- Bertin, X., Li, K., Roland, A., Zhang, Y.J., Breilh, J.F., Chaumillon, E., 2014. A modeling-based analysis of the flooding associated with Xynthia, central Bay of Biscay. Coast. Eng. 94, 80-89. https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2014.08.0 13

- Blandin, J., Person, R., Strout, J.M.M., Briole, P., Ballu, V., Etiope, G., Masson, M., Smolders, S., Lykousis, V., Ferentinos, G., 2003. ASSEM: Array of Sensors for long term SEabed Monitoring of geohazards, Elsevier Oceanography Series. https://doi.org/10.1016/S0422-9894(03)80056-9
- Blewitt, G., Kreemer, C., Hammond, W.C., Gazeaux, J., 2016. MIDAS robust trend estimator for accurate GPS station velocities without step detection. J. Geophys. Res. Solid Earth 121, 2054-2068. https://doi.org/10.1002/2015JB012552
- Blum, J.A., Chadwell, C.D., Driscoll, N., Zumberge, M.A., 2010. Assessing slope stability in the Santa Barbara Basin, California, using seafloor geodesy and CHIRP seismic data. Geophys. Res. Lett. 37, n/a---n/a. https://doi.org/10.1029/2010GL043293
- Bonnefond, P., 2013. La mesure absolue du niveau de la mer: un acteur majeur pour la réalisation du système de référence vertical et un indicateur fondamental de l'évolution du climat. Université de Nice Sophia Antipolis.
- Bonnefond, P., Exertier, P., Laurain, O., Guillot, A., Picot, N., Cancet, M., Lyard, F., 2015. SARAL/AltiKa Absolute Calibration from the Multi-Mission Corsica Facilities. Mar. Geod. 38, 171-192. https://doi.org/10.1080/01490419.2015.10296
- Bonnefond, P., Exertier, P., Laurain, O., Jan, G., 2010. Absolute Calibration of Jason-1 and Jason-2 Altimeters in Corsica during the Formation Flight Phase. Mar. Geod. 33, 80-90. https://doi.org/10.1080/01490419.2010.48779
- Bonnefond, P., Exertier, P., Laurain, O., Ménard, Y., Orsoni, A., Jan, G., Jeansou, E., 2003a. Absolute Calibration of Jason-1 and TOPEX/Poseidon Altimeters in Corsica Special Issue: Jason-1 Calibration/Validation. Mar. Geod. 26, 261-284. https://doi.org/10.1080/714044521
- Bonnefond, P., Exertier, P., Laurain, O., Ménard, Y., Orsoni, A., Jeansou, E., Haines, B.J., Kubitschek, D.G., Born, G., 2003b. Leveling the Sea Surface Using a GPS-Catamaran Special Issue: Jason-1 Calibration/Validation. Mar. Geod. 26, 319-334. https://doi.org/10.1080/714044524
- Born, G.H., Michael, P.E., Axelrad, P., Gold, K.L., Johnson, J., Key, K.W., Daniel, K.G., Christensen, E.J., 1994. Calibration of the

- TOPEX altimeter using a GPS buoy. J. Geophys. Res. Ocean. 99, 24517–24526. https://doi.org/10.1029/94JC00920
- Bos, M.S., Fernandes, R.M.S., Williams, S.D.P., Bastos, L., 2013. Fast error analysis of continuous GNSS observations with missing data. J. Geod. 87, 351–360. https://doi.org/10.1007/s00190-012-0605-0
- Bouin, M.-N., Ballu, V., Calmant, S., Boré, J.-M., Folcher, E., Ammann, J., 2009a. A kinematic GPS methodology for sea surface mapping, Vanuatu. J. Geod. 83. https://doi.org/10.1007/s00190-009-0338-x
- Bouin, M.-N., Ballu, V., Calmant, S., Pelletier, B., 2009b. Improving resolution and accuracy of mean sea surface from kinematic GPS, Vanuatu subduction zone. J. Geod. 83. https://doi.org/10.1007/s00190-009-0320-7
- Bouin, M.-N., Wöppelmann, G., 2010. Land motion estimates from GPS at tide gauges: A geophysical evaluation. Geophys. J. Int. 180, 193–209. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04411.x
- Brammer, H., 2014. Climate Risk Management Bangladesh's dynamic coastal regions and sealevel rise. Clim. Risk Manag. 1, 51–62. https://doi.org/10.1016/j.crm.2013.10.001
- Brown, S., Nicholls, R.J., 2015. Subsidence and human influences in mega deltas: The case of the Ganges Brahmaputra Meghna. Sci. Total Environ. 527–528, 362–374. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.04.12
- Calmant, S., Cheng, K., Jan, G., Kuo, C., Shum, C., Yi, Y., Ballu, V., Bouin, M.-N., 2004. Comparison of sea surface heights derived from satellite altimetry and from ocean bottom pressure gauges: The SW Pacific MOTEVAS project. Mar. Geod. 27. https://doi.org/10.1080/01490410490883379
- Calmant, S., Lebellegard, P., Taylor, F.W., Bevis, M., Maillard, D., Récy, J., Bonneau, J., 1995. Geodetic measurements of convergence across the New Hebrides Subduction Zone. Geophys. Res. Lett. https://doi.org/10.1029/95GL01780
- Calmant, S., Pelletier, B., Lebellegard, P., Bevis, M., Taylor, F.W., Phillips, D.A., 2003. New insights on the tectonics along the New Hebrides subduction zone based on GPS results. J. Geophys. Res. Solid Earth 108, 1–22. https://doi.org/10.1029/2001JB000644
- Calmant, S., Pelletier, B., Pillet, R., Régnier, M., Lebellegard, P., Maillard, D., Taylor, F.W.,

- Bevis, M., Recy, J., 1997. Interseismic and coseismic motions in GPS series related to the Ms 7.3 July 13, 1994, Malekula earthquake, central New Hebrides subduction zone. Geophys. Res. Lett. https://doi.org/10.1029/97GL02962
- Calzas, M., Brachet, C., Drezen, C., Fichen, L., Guillerm, C., Guillot, A., Testut, L., Bonnefond, P., 2014. New technological development for cal/val activities, in: 2014 Ocean Surface Topography Science Team Meeting. Lake Constance, Germany.
- Camilli, R., Nomikou, P., Escartín, J., Ridao, P., Mallios, A., Kilias, S.P., Argyraki, A., Andreani, M., Ballu, V., Campos, R., Deplus, C., Gabsi, T., Garcia, R., Gracias, N., Hurtós, N., Magí, L., Mével, C., Moreira, M., Palomeras, N., Pot, O., Ribas, D., Ruzié, L., Sakellariou, D., 2015. The Kallisti Limnes, carbon dioxide-accumulating subsea pools. Sci. Rep. 5. https://doi.org/10.1038/srep12152
- Cannat, M., Sarradin, P.M., Blandin, J., Ballu, V., Chavagnac, B.V., Colaço, A., Crawford, W., Daniel, R., 2016. EMSO-Azores: Monitoring seafloor and water column processes at the Mid-Atlantic Ridge. Fix03-Project Newsletter. Serv. Act. Spec. 3, 16–17.
- Chadwell, C.D., 2003. Shipboard towers for Global Positioning System antennas. Ocean Eng. 30, 1467–1487. https://doi.org/10.1016/S0029-8018(02)00141-5
- Chadwell, C.D., Bürgmann, R., 2015. Seafloor Geodesy. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 42, 509– 534. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060313-054953
- Chadwell, C.D., Hildebrand, J.A., Spiess, F.N., Morton, J.L., Normark, W.R., Reiss, C.A., 1999. No spreading across the southern Juan de Fuca ridge axial Cleft during 1994-1996. Geophys. Res. Lett. 26, 2525–2528.
- Chadwell, C.D., Spiess, F.N., 2008. Plate motion at the ridge-transform boundary of the south Cleft segment of the Juan de Fuca Ridge from GPS-Acoustic data. J. Geophys. Res. 113, B04415. https://doi.org/10.1029/2007JB004936
- Chadwell, C.D., Sweeney, A.D., 2010. Acoustic Ray-Trace Equations for Seafloor Geodesy. Mar. Geod. 33, 164–186. https://doi.org/10.1080/01490419.2010.49228
- Chadwick, W. W., Jr., Milburn, H. B., and Embley, R.W., 1995. Acoustic extensometer: measuring mid-ocean spreading. Sea Technol. 33–38.

- Chadwick, W.W., Embley, R.W., Milburn, H.B., Meinig, C., Stapp, M., 1999. Evidence for deformation associated with the 1998 eruption of Axial Volcano, Juan de Fuca Ridge, from acoustic extensometer measurements. Geophys. Res. Lett. 26, 3441–3444.
- Chadwick, W.W., Geist, D.J., Jónsson, S., Poland, M., Johnson, D.J., Meertens, C.M., 2006a. A volcano bursting at the seams: Inflation, faulting, and erution at Sierra Negra volcano, Galápagos. Geology 34, 1025–1028.
- Chadwick, W.W., Nooner, S.L., Butterfield, D. a., Lilley, M.D., 2012. Seafloor deformation and forecasts of the April 2011 eruption at Axial Seamount. Nat. Geosci. https://doi.org/10.1038/ngeo1464
- Chadwick, W.W., Nooner, S.L., Zumberge, M.A., Embley, R.W., Fox, C.G., 2006b. Vertical deformation monitoring at Axial Seamount since its 1998 eruption using deep-sea pressure sensors. J. Volcanol. Geotherm. Res. 150, 313–327. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.07.0
- Chlieh, M., Avouac, J.P., Sieh, K., Natawidjaja, D.H., Galetzka, J., 2008. Heterogeneous coupling of the Sumatran megathrust constrained by geodetic and paleogeodetic measurements. J. Geophys. Res. Solid Earth 113, 1–31. https://doi.org/10.1029/2007JB004981
- Chlieh, M., Mothes, P.A., Nocquet, J.-M., Jarrin, P., Charvis, P., Cisneros, D., Font, Y., Collot, J.Y., Villegas-Lanza, J.C., Rolandone, F., Vallée, M., Regnier, M., Segovia, M., Martin, X., Yepes, H., 2014. Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian megathrust. Earth Planet. Sci. Lett. 400, 292–301. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.05.027
- Church, J.A., White, N.J., 2011. Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century. Surv. Geophys. 32, 585–602. https://doi.org/10.1007/s10712-011-9119-1
- Collilieux, X., Métivier, L., Altamimi, Z., van Dam, T., Ray, J., 2011. Quality assessment of GPS reprocessed terrestrial reference frame. GPS Solut. 15, 219–231. https://doi.org/10.1007/s10291-010-0184-6
- Collot, J.-Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., Graindorge, D., Gutscher, M.-A., Spence, G., 2004. Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? Evidence from multichannel seismic reflection data

- acquired across the northern Ecuador-southwest Colombia margin. J. Geophys. Res. Solid Earth 109, 1–14. https://doi.org/10.1029/2004JB003060
- Collot, J.Y., Sanclemente, E., Nocquet, J.M., Leprêtre, A., Ribodetti, A., Jarrin, P., Chlieh, M., Graindorge, D., Charvis, P., 2017. Subducted oceanic relief locks the shallow megathrust in central Ecuador. J. Geophys. Res. Solid Earth 122, 3286–3305. https://doi.org/10.1002/2016JB013849
- Coulombier, T., Ballu, V., Pineau, P., Lachaussée, N., Poirier, E., Guillot, A., Calzas, M., Drezen, C., Fichen, L., Plumejeaud, C., Lefouest, V., Brenon, I., Bertin, X., Wöppelmann, G., Testut, L., 2018. PAMELi, un drone marin de surface au service de l'interdisciplinarité. Paralia 15, 337–344. https://doi.org/DOI:10.5150/jngcgc.2018.038
- Crawford, W.C., Ballu, V., Bertin, X., Karpytchev, M., 2015. The sources of deep ocean infragravity waves observed in the North Atlantic Ocean. J. Geophys. Res. C Ocean. 120. https://doi.org/10.1002/2014JC010657
- Davis, E.E., Villinger, H., Sun, T., 2015. Slow and delayed deformation and uplift of the outermost subduction prism following ETS and seismogenic slip events beneath Nicoya Peninsula, Costa Rica. Earth Planet. Sci. Lett. 410, 117–127. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.11.015
- Del Grosso, V.A., 1974. New equation for the speed of sound in natural waters (with comparisons to other equations). J. Acoust. Soc. Am. 56, 1084–1091. https://doi.org/10.1121/1.1903388
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. Geophys. J. Int. 182, 1–80. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x
- Dunn, S., Hatchell, P., van den Beukel, A., de Vries, R., Frafjord, T., 2016. A Long-term Seafloor Deformation Monitoring Campaign at Ormen Lange Gas Field. First Break 34, 55–64. https://doi.org/10.3997/2214-4609.201700030
- Durand, C., Ballu, V., Gente, P., Dubois, J., 1996. Horst and graben structures on the flanks of the Mid-Atlantic ridge in the MARK area (23°22'N): Submersible observations. Tectonophysics 265, 275–297.
- Dusunur, D., Escartin, J., 2008. Thermal Structure of Mid-Ocean Ridges (Lucky Strike, Mid-Atlantic Ridge) and Magma Chambers. Geosci. Mar. IPGP, Paris.

- Duvat, V., Magnan, A., 2012. Ces îles qui pourraient disparaître, Le Pommier. ed.
- Duvat, V.K.E.K.E., Magnan, A.K.K., Wise, R.M.M., Hay, J.E.E., Fazey, I., Hinkel, J., Stojanovic, T., Yamano, H., Ballu, V., 2017. Trajectories of exposure and vulnerability of small islands to climate change. Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Chang. 8. https://doi.org/10.1002/wcc.478
- Dzurisin, D., 2003. A comprehensive approach to monitoring volcano deformation as a window on the eruption cycle. Rev. Geophys. 41, 1–29. https://doi.org/10.1029/2001RG000107
- Ergintav, S., Reilinger, R.E., Çakmak, R., Floyd, M., Cakir, Z., Doğan, U., King, R.W., McClusky, S., Özener, H., 2014. Istanbul's earthquake hot spots: Geodetic constraints on strain accumulation along faults in the Marmara seismic gap. Geophys. Res. Lett. 41, 5783–5788. https://doi.org/10.1002/2014GL060985
- Feuillet, N., Beauducel, F., Tapponnier, P., 2011.

 Tectonic context of moderate to large historical earthquakes in the Lesser Antilles and mechanical coupling with volcanoes. J. Geophys. Res. EARTH 116. https://doi.org/10.1029/2011JB008443
- Fouquet, Y., Charlou, J.L., Costa, I., Donval, J.P., Radford-Knoery, J., Pellé, H., Ondréas, H., Lourenço, N., Ségonzac, M., Tivey, M.K., 1994. A detailed study of the Lucky Strike hydrothermal site and discovery of a new hydrothermal site: Menez Gwen; Preliminary results of the DIVAI Cruise (5-29 May, 1994). InterRidge News 3, 14–17.
- Fox, C.G., 1999. In situ ground deformation measurements from the summit of Axial Volcano during the 1998 volcanic episode. Geophys. Res. Lett. 26, 3437–3440.
- Fox, C.G., 1993. Five years of ground deformation monitoring on axial seamount using a bottom pressure recorder. Geophys. Res. Lett. 20, 1859–1862. https://doi.org/10.1029/93GL01216
- Fox, C.G., 1990. Evidence of active ground deformation on the mid-ocean ridge: Axial Seamount, Juan de Fuca Ridge, April-June 1988.

 J. Geophys. Res. 95, 12813–12822. https://doi.org/10.1029/JB095iB08p12813
- Fujimoto, H., Koizumi, K., Osada, Y., Kanazawa, T., 1998. Development of instruments for seafloor geodesy. Earth, Planets Sp. 50, 905–911. https://doi.org/10.1186/BF03352186
- Fujimoto, H., Mochizuki, M., Mitsuzawa, K., Tamaki, T., Sato, T., 2003. Ocean bottom pressure

- variations in the southeastern Pacific following the 1997-98 El Niño event. Geophys. Res. Lett. 30, 1995–1998. https://doi.org/10.1029/2002GL016677
- Fujita, M., Ishikawa, T., Mochizuki, M., Sato, M., Toyama, S.I., Katayama, M., Kawai, K., Matsumoto, Y., Yabuki, T., Asada, A., Colombo, O.L., 2006. GPS/Acoustic seafloor geodetic observation: Method of data analysis and its application. Earth, Planets Sp. 58, 265– 275.
- Fukumori, I., 2002. A partitioned Kalman Filter and Smoother. https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130<1370:APKFAS>2.0.CO;2
- Fund, F., Perosanz, F., Testut, L., Loyer, S., 2013. An Integer Precise Point Positioning technique for sea surface observations using a GPS buoy. Adv. Sp. Res., Satellite Altimetry Calibration and Deformation Monitoring using GNSS 51, 1311–1322.
 - https://doi.org/10.1016/j.asr.2012.09.028
- Gagnon, K., 2007. Seafloor geodetic measurements and modeling of Nazca - South America plate convergence. University of California - San Diego.
- Gagnon, K., Chadwell, C.D., Norabuena, E., 2005. Measuring the onset of locking in the Peru-Chile trench with GPS and acoustic measurements. Nature 434, 205–208.
- Geisert, C., 2017. Déformation de surface au Vanuatu, en lien avec la subduction.
- Gennerich, H.H., Villinger, H., 2011. Deciphering the ocean bottom pressure variation in the Logatchev hydrothermal field at the eastern flank of the Mid Atlantic Ridge. Geochemistry Geophys. Geosystems 12, 1–18. https://doi.org/10.1029/2010GC003441
- Gombert, B., Duputel, Z., Jolivet, R., Simons, M., Jiang, J., Liang, C., Fielding, E.J., Rivera, L., 2018. Strain budget of the Ecuador–Colombia subduction zone: A stochastic view. Earth Planet. Sci. Lett. 498, 288–299. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.06.046
- Goodbred, S.L., Kuehl, S.A., 2000. Enormous Ganges-Brahmaputra sediment discharge during strengthened early Holocene monsoon. Geology 28, 1083–1086.
- Grall, C., Henry, P., Dupré, S., Géli, L., Scalabrin, C.,
 Zitter, T.A.C., Sengor, A.M.C., Namik Cagatay,
 M., 2018. Upward migration of gas in an active tectonic basin: An example from the sea of Marmara. Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.

- https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2018.06.007
- Haines, B.J., Desai, S.D., Born, G.H., 2010. The Harvest Experiment: Calibration of the Climate Data Record from TOPEX/Poseidon, Jason-1 and the Ocean Surface Topography Mission. Mar. Geod. 33, 91–113. https://doi.org/10.1080/01490419.2010.49102
- Haines, B.J., Dong, D., Born, G.H., Gill, S.K., 2003. The Harvest Experiment: Monitoring Jason-1 and TOPEX / POSEIDON from a California Offshore Platform. Mar. Geod. 26, 239–259. https://doi.org/10.1080/01490410390256763
- Hein, G.W., Landau, H., Blomenhofer, H., 1990.

 Determination of instantaneous sea surface, wave heights, and ocean currents using satellite observations of the global positioning system.

 Mar. Geod. 14, 217–224. https://doi.org/10.1080/15210609009379664
- Henry, P., Grall, C., Kende, J., Viseur, S., Özeren,
 M.S., Şengör, A.M.C., Dupré, S., Scalabrin, C.,
 Géli, L., 2018. A statistical approach to
 relationships between fluid emissions and faults:
 The Sea of Marmara case. Deep. Res. Part II
 Top. Stud. Oceanogr.
 https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2018.05.010
- Hergert, T., Heidbach, O., 2010. Slip-rate variability and distributed deformation in the Marmara Sea fault system. Nat. Geosci. 3, 132–135. https://doi.org/10.1038/ngeo739
- Heuret, A., Lallemand, S., Funiciello, F., Piromallo, C.,
 Faccenna, C., 2011. Physical characteristics of subduction interface type seismogenic zones revisited. Geochemistry, Geophys. Geosystems 12,
 1–26.
 https://doi.org/10.1029/2010GC003230
- Hino, R., Inazu, D., Ohta, Y., Ito, Y., Suzuki, S., Iinuma, T., Osada, Y., Kido, M., Fujimoto, H., Kaneda, Y., 2014. Was the 2011 Tohoku-Oki earthquake preceded by aseismic preslip? Examination of seafloor vertical deformation data near the epicenter. Mar. Geophys. Res. 35, 181–190. https://doi.org/10.1007/s11001-013-9208-2
- Hough, S.E., 2013. Missing great earthquakes. J. Geophys. Res. Solid Earth 118, 1098–1108. https://doi.org/10.1002/jgrb.50083
- Iinuma, T., 2018. Monitoring of the spatio-temporal change in the interplate coupling at northeastern Japan subduction zone based on the spatial gradients of surface velocity field 30–47. https://doi.org/10.1093/gji/ggx527
- Iinuma, T., Hino, R., Kido, M., Inazu, D., Osada, Y.,

- Ito, Y., Ohzono, M., Tsushima, H., Suzuki, S., Fujimoto, H., Miura, S., 2012. Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (M9.0) refined by means of seafloor geodetic data. J. Geophys. Res. Solid Earth 117, 1–18. https://doi.org/10.1029/2012JB009186
- Ikuta, R., Tadokoro, K., Ando, M., Okuda, T., Sugimoto, S., Takatani, K., Yada, K., Besana, G.M., 2008. A new GPS-acoustic method for measuring ocean floor crustal deformation: Application to the Nankai Trough. J. Geophys. Res. 113, B02401, doi:10.1029/2006JB004875.
- Ito, T., Ozawa, K., Watanabe, T., Sagiya, T., 2011. Slip distribution of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake inferred from geodetic data. Earth, Planets Sp. 63, 627–630. https://doi.org/10.5047/eps.2011.06.023
- Ito, Y., Hino, R., Kido, M., Fujimoto, H., Osada, Y., Inazu, D., Ohta, Y., Iinuma, T., Ohzono, M., Miura, S., Mishina, M., Suzuki, K., Tsuji, T., Ashi, J., 2013. Episodic slow slip events in the Japan subduction zone before the 2011 Tohoku-Oki earthquake. Tectonophysics 600, 14–26. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.022
- Ito, Y., Tsuji, T., Osada, Y., Kido, M., Inazu, D., Hayashi, Y., Tsushima, H., Hino, R., Fujimoto, H., 2011. Frontal wedge deformation near the source region of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. Geophys. Res. Lett. 38, 1–5. https://doi.org/10.1029/2011GL048355
- Ivins, E.R., Dokka, R.K., Blom, R.G., 2007. Post-glacial sediment load and subsidence in coastal Louisiana 34, 1–5. https://doi.org/10.1029/2007GL030003
- Karpytchev, M., Ballu, V., Krien, Y., Becker, M., Goodbred, S., Spada, G., Calmant, S., Shum, C.K., Khan, Z., 2018. Contributions of a Strengthened Early Holocene Monsoon and Sediment Loading to Present-Day Subsidence of the Ganges-Brahmaputra Delta. Geophys. Res. Lett. 45. https://doi.org/10.1002/2017GL076388
- Kido, M., Osada, Y., Fujimoto, H., Hino, R., Ito, Y., 2011. Trench-normal variation in observed seafloor displacements associated with the 2011 Tohoku-Oki earthquake. Geophys. Res. Lett. 38, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2011GL050057
- Kouba, J., Héroux, P., 2001. Precise Point Positioning Using IGS Orbit and Clock Products. GPS Solut. 5, 12–28. https://doi.org/10.1007/PL00012883

- Krien, Y., Karpytchev, M., Ballu, V., Calmant, S., Shum, C.K., 2016. Subsidence due to Holocene sediment load in the Ganges-Brahmaputra-Meghna delta: effect of faults, in: 2nd Intl Workshop on Coastal Subsidence. Venise, p. 30 May-1 June 2016.
- Kuehl, S.A., Allison, M.A., Sciences, M., Brook, S., York, N., Kudrass, H., 2005. THE GANGES – BRAHMAPUTRA DELTA 413–434.
- Laigle, M., Becel, A., de Voogd, B., Sachpazi, M., Bayrakci, G., Lebrun, J.-F., Evain, M., 2013. Along-arc segmentation and interaction of subducting ridges with the Lesser Antilles Subduction forearc crust revealed by MCS imaging. Tectonophysics 603, 32–54. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.05.028
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M., 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. Proc. Natl. Acad. Sci. 111, 15296– 15303. https://doi.org/10.1073/pnas.1411762111
- Lange, D., Kopp, H., Royer, J., Ballu, V., Henry, P., Petersen, F., Sakic, P., Bialas, J., Ozeren, S., Ergintav, S., n.d. Fault deformation from in-situ acoustic observation on the seafloor: The locking status of the North Anatolian Fault offshore Istanbul. Prep.
- Langmuir, C., Humphris, S., Fornari, D., Van Dover,
 C., Von Damm, K., Tivey, M.K., Colodner, D.,
 Charlou, J. -l., Desonie, D., Wilson, C., Fouquet,
 Y., Klinkhammer, G., Bougault, H., 1997.
 Hydrothermal vents near a mantle hot spot: the
 Lucky Strike vent field at 37°N on the MidAtlantic Ridge. Earth Planet. Sci. Lett. 148, 69–
- Larson, K.M., Löfgren, J.S., Haas, R., 2013. Coastal sea level measurements using a single geodetic GPS receiver. Adv. Sp. Res. 51, 1301–1310. https://doi.org/10.1016/j.asr.2012.04.017
- Löfgren, J.S., Haas, R., Johansson, J.M., 2011. Monitoring coastal sea level using reflected GNSS signals. Adv. Sp. Res. 47, 213–220. https://doi.org/10.7224/1537-2073.2014-042
- Mao, A., Harisson, C.G.A.A., Dixon, T.H., 1999. Noise in GPS coordinate time series. J. Geophys. Res. B Solid Earth 104, 2797–2816. https://doi.org/1998JB900033
- Martin Miguez, B., Testut, L., Wöppelmann, G., 2012.
 Performance of modern tide gauges: Towards mm-level accuracy. Sci. Mar. 76, 221–228. https://doi.org/DOI: 10.3989/scimar.03618.18A

- Marty, J.C., Loyer, S., Perosanz, F., Mercier, F., Bracher, G., Legresy, B., Portier, L., Capdeville, H., Fund, F., Lemoine, J.M., Biancale, R., 2011. GINS: the CNES/GRGS GNSS scientific software. 3rd Int. Colloq. Sci. Fundam. Asp. Galileo Program., ESA Proceedings WPP326.
- Matsumoto, Y., Ishikawa, T., Fujita, M., Sato, M., Saito, H., Mochizuki, M., Yabuki, T., Asada, A., 2008. Weak interplate coupling beneath the subduction zone off Fukushima, NE Japan, inferred from GPS/acoustic seafloor geodetic observation. Earth, Planets Sp. 60, e9--e12. https://doi.org/10.1186/BF03353114
- McGuire, J.J., Collins, J. a., 2013. Millimeter-level precision in a seafloor geodesy experiment at the Discovery transform fault, East Pacific Rise. Geochemistry, Geophys. Geosystems 14, 4392–4402. https://doi.org/10.1002/ggge.20225
- Michaud, F., Proust, J.N., Collot, J.Y., Lebrun, J.F.,
 Witt, C., Ratzov, G., Pouderoux, H., Martillo,
 C., Hernández, M.J., Loayza, G., Penafiel, L.,
 Schenini, L., Dano, A., Gonzalez, M., Barba, D.,
 De Min, L., Ponce, G., Urresta, A., Calderon,
 M., 2015. Quaternary sedimentation and active
 faulting along the Ecuadorian shelf: preliminary
 results of the ATACAMES Cruise (2012). Mar.
 Geophys. Res. 36, 81–98.
 https://doi.org/10.1007/s11001-014-9231-y
- Milne, G.A., Mitrovica, J.X., 2008. Searching for eustasy in deglacial sea-level histories. Quat. Sci. Rev. 27, 2292–2302. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.08.01
- Newman, A. V, Stiros, S., Feng, L., Psimoulis, P.,
 Moschas, F., Saltogianni, V., Jiang, Y.,
 Papazachos, C., Panagiotopoulos, D.,
 Karagianni, E., Vamvakaris, D., 2012. Recent geodetic unrest at Santorini Caldera, Greece.
 Geophys. Res. Lett. 39, L06309.
 https://doi.org/10.1029/2012GL051286
- Nicholls, R.J., 2011. Planning for the impacts of sea level rise. Oceanogr. 24 24, 144–157. https://doi.org/10.5670/oceanog.2011.34.CO PYRIGHT
- Nomikou, P., Parks, M.M., Papanikolaou, D., Pyle, D.M., Mather, T.A., Carey, S., Watts, A.B., Paulatto, M., Kalnins, M.L., Livanos, I., Bejelou, K., Simou, E., Perros, I., 2014. The emergence and growth of a submarine volcano: The Kameni islands, Santorini (Greece). GeoResJ 1–2, 8–18. https://doi.org/10.1016/j.grj.2014.02.002
- Nooner, S.L., Chadwick, W.W., 2009. Volcanic inflation measured in the caldera of Axial

- Seamount: Implications for magma supply and future eruptions. Geochemistry, Geophys. Geosystems 10, Q02002, doi:10.1029/2008GC002315.
- Obana, K., Katao, H., Ando, M., 2000. Seafloor positioning system with GPS-acoustic link for crustal dynamics observation A preliminary result from experiments in the sea-. Earth, Planets Sp. 52, 415–423. https://doi.org/10.1186/BF03352253
- Ohta, Y., Hino, R., Inazu, D., Ohzono, M., Ito, Y., Mishina, M., Iinuma, T., Nakajima, J., Osada, Y., Suzuki, K., Fujimoto, H., Tachibana, K., Demachi, T., Miura, S., 2012. Geodetic constraints on afterslip characteristics following the March 9, 2011, Sanriku-oki earthquake, Japan. Geophys. Res. Lett. 39, 4–9. https://doi.org/10.1029/2012GL052430
- Ondréas, H., Cannat, M., Fouquet, Y., Normand, A., Sarradin, P.-M., Sarrazin, J., 2009. Recent volcanic events and the distribution of hydrothermal venting at the Lucky Strike hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge. Geochemistry, Geophys. Geosystems 10, Q02006, doi:10.1029/2008GC002171.
- Osada, Y., Fujimoto, H., Miura, S., Sweeney, A.D., Kanazawa, T., Nakao, S., Sakai, S., Hildebrand, J.A., Chadwell, C.D., 2003. Estimation and correction for the effect of sound velocity variation on GPS/Acoustic seafloor positioning: An experiment off Hawaii Island. Earth, Planets Sp. 55, 17–20.
- Osada, Y., Kido, M., Fujimoto, H., Kaneda, Y., 2008.

 Development of a seafloor acoustic ranging system toward the seafloor cable network system. Ocean Eng. 35, 1401–1405. https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2008.07.00
- Ozawa, S., Nishimura, T., Munekane, H., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M., Imakiire, T., 2012. Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake, Japan. J. Geophys. Res. 117, B07404. https://doi.org/doi:10.1029/2011JB009120
- Ozener, H., Dogru, A., Turgut, B., 2013. Quantifying aseismic creep on the Ismetpasa segment of the North Anatolian Fault Zone (Turkey) by 6 years of GPS observations. J. Geodyn. 67, 72–77. https://doi.org/10.1016/j.jog.2012.08.002
- Parker, A., Mörner, N.A., Matlack-Klein, P., 2018. Sea level acceleration caused by earthquake induced subsidence in the Samoa Islands. Ocean Coast. Manag. 161, 11–19. https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2018.04.

- Parks, M.M., Biggs, J., England, P., Mather, T.A.,
 Nomikou, P., Palamartchouk, K., Papanikolaou,
 X., Paradissis, D., Parsons, B., Pyle, D.M.,
 Raptakis, C., Zacharis, V., 2012. Evolution of
 Santorini Volcano dominated by episodic and
 rapid fluxes of melt from depth. Nat. Geosci. 5,
 749–754. https://doi.org/10.1038/ngeo1562
- Pasquet, S., Bouruet-Aubertot, P., Reverdin, G., Turnherr, A., Laurent, L.S., 2016. Finescale parameterizations of energy dissipation in a region of strong internal tides and sheared flow, the Lucky-Strike segment of the Mid-Atlantic Ridge. Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap. 112, 79–93. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.12.016
- Pelletier, B., Régnier, M., Calmant, S., Pillet, R., Cabioch, G., Lagabrielle, Y., 2000. Le séisme d' Ambrym Pentecôte (Vanuatu) du 26 novembre 1999 (Mw: 7, 5): données préliminaires sur la séismicité, le tsunami et les déplacements associés. Comptes Rendus l'Academie Sci. Paris 331, 21–28.
- Peltier, W.R., 2004. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age earth: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 32, 111–149. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.082 503.144359
- Penna, N.T., Morales Maqueda, M.A., Martin, I., Guo, J., Foden, P.R., 2018. Sea Surface Height Measurement Using a GNSS Wave Glider. Geophys. Res. Lett. 45, 5609–5616. https://doi.org/10.1029/2018GL077950
- Perfettini, H., Avouac, J.-P., Tavera, H., Kositsky, A., Nocquet, J.-M., Bondoux, F., Chlieh, M., Sladen, A., Audin, L., Farber, D.L., Soler, P., 2010. Seismic and aseismic slip on the central Peru megathrust. Nature 465, 78–81. https://doi.org/10.1038/nature09062
- Phillips, K.A., Chadwell, C.D., 2005. Refined deformation models of the south flank of Kilauea Volcano, Hawaii based on seafloor geodetic data from 2000 to 2004., in: AGU Fall Meeting. San Francisco, p. 86(Fall Meet. Suppl. Abstract G53B-0882).
- Phillips, K.A., Chadwell, C.D., Hildebrand, J.A., 2008. Vertical deformation measurements on the submerged south flank of Kilauea volcano, Hawai'i reveal seafloor motion associated with volcanic collapse. J. Geophys. Res. 113, 1–15. https://doi.org/10.1029/2007JB005124
- Piete, H., 2015. Campagne GEODESEA: Expérience

- de GPS-Acoustique au large de Nice.
- Polster, A., Fabian, M., Villinger, H., 2009. Effective resolution and drift of Paroscientific pressure sensors derived from long-term seafloor measurements. Geochemistry, Geophys. Geosystems 10, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2009GC002532
- Raucoules, D., Le Cozannet, G., Wöppelmann, G., de Michele, M., Gravelle, M., Daag, A., Marcos, M., 2013. High nonlinear urban ground motion in Manila (Philippines) from 1993 to 2010 observed by DInSAR: Implications for sea-level measurement. Remote Sens. Environ. 139, 386–397. https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.021
- Rawat, A., Ardhuin, F., Ballu, V., Crawford, W.C., Corela, C., Aucan, J., 2014. Infragravity waves across the oceans. Geophys. Res. Lett. 41. https://doi.org/10.1002/2014GL061604
- Rebischung, P., Altamimi, Z., Ray, J., Garayt, B., 2016. The IGS contribution to ITRF 2014. J. Geod. 90, 611–630. https://doi.org/10.1007/s00190-016-0897-6
- Regnier, M., Pelletier, B., Lagabrielle, Y., Cabioch, G., 2003. The M w 7 . 5 1999 Ambrym earthquake , Vanuatu: A back arc intraplate thrust event. Tectonics 22. https://doi.org/10.1029/2002TC001422
- Reilinger, R.E., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S. V, Gomez, F., Al-Ghazzi, R., Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. J. Geophys. Res. 111, B05411. https://doi.org/10.1029/2005JB004051
- Rocken, C., Kelecy, T.M., Born, G.H., Young, L.E., Purcell, G.H., Wolf, S.K., 1990. Measuring precise sea level from a buoy using the global positioning system. Geophys. Res. Lett. 17, 2145–2148. https://doi.org/10.1029/GL017i012p02145
- Ruegg, J.C., Rudloff, A., Vigny, C., Madariaga, R., de Chabalier, J.B., Campos, J., Kausel, E., Barrientos, S., Dimitrov, D., 2009. Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile. Phys. Earth Planet. Inter. 175, 78–85. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.02.015

- Saillard, M., Audin, L., Rousset, B., Avouac, J.P., Chlieh, M., Hall, S.R., Husson, L., Farber, D.L., 2017. From the seismic cycle to long-term deformation: linking seismic coupling and Quaternary coastal geomorphology along the Andean megathrust. Tectonics 36, 241–256. https://doi.org/10.1002/2016TC004156
- Sakic, P., 2016. Apport de la géodésie fond de mer à l 'évaluation de l'aléa sismique côtier: distancemétrie en mer de Marmara et simulation de GNSS / A aux Antilles. Université de La Rochelle.
- Sakic, P., Ballu, V., Crawford, W.C., Wöppelmann, G., 2018. Acoustic Ray Tracing Comparisons in the Context of Geodetic Precise off-shore Positioning Experiments. Mar. Geod. https://doi.org/10.1080/01490419.2018.14383 22
- Sakic, P., Ballu, V., Royer, J., n.d. GNSS/Acoustics seafloor positioning simulations using a multi-observations least squares inversion. en Prep. 1–21.
- Sakic, P., Piété, H., Ballu, V., Royer, J.-Y., Kopp, H., Lange, D., Petersen, F., Özeren, M.S., Ergintav, S., Geli, L., Henry, P., Deschamps, A., 2016. No significant steady state surface creep along the North Anatolian Fault offshore Istanbul: Results of 6 months of seafloor acoustic ranging. Geophys. Res. Lett. 43. https://doi.org/10.1002/2016GL069600
- Sakic, P., Royer, J.-Y., Ballu, V., 2017. Tests de géodésie fond de mer (GNSS/A) dans le cadre de la mission DIVACOU CANOPUS (13-16 mai 2017).
- Saltogianni, V., Stiros, S.C., Newman, A. V, Flanagan, K., Moschas, F., 2014. Time-space modeling of the dynamics of Santorini volcano (Greece) during the 2011-2012 unrest. J. Geophys. Res. Solid Earth 119, 8517–8537. https://doi.org/10.1002/2014JB011409
- Santamaría-Gómez, A., Bouin, M.-N., Collilieux, X., Wöppelmann, G., 2011. Correlated errors in GPS position time series: Implications for velocity estimates. J. Geophys. Res. Solid Earth 116, 1–14. https://doi.org/10.1029/2010JB007701
- Santamaría-Gómez, A., Gravelle, M., Dangendorf, S., Marcos, M., Spada, G., Wöppelmann, G., 2017. Uncertainty of the 20th century sea-level rise due to vertical land motion errors. Earth Planet. Sci. Lett. 473, 24–32. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.05.038
- Satake, K., Fujii, Y., Yamaki, S., 2017. Different depths

- of near trench slips of the 1896 Sanriku and 2011 Tohoku earthquakes. Geosci. Lett. 4. https://doi.org/10.1186/s40562-017-0099-y
- Sato, M., Fujita, M., Matsumoto, Y., Ishikawa, T., Saito, H., Mochizuki, M., Asada, A., 2013a. Interplate coupling off northeastern Japan before the 2011 Tohoku-oki earthquake, inferred from seafloor geodetic data. J. Geophys. Res. Solid Earth 118, 3860–3869. https://doi.org/10.1002/jgrb.50275
- Sato, M., Fujita, M., Matsumoto, Y., Saito, H., Ishikawa, T., Asakura, T., 2013b. Improvement of GPS/acoustic seafloor positioning precision through controlling the ship's track line. J. Geod. 87, 825–842. https://doi.org/10.1007/s00190-013-0649-9
- Sato, M., Ishikawa, T., Ujihara, N., Yoshida, S., Fujita, M., Mochizuki, M., Asada, A., 2011a. Displacement Above the Hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki Earthquake. Sciencexpress 1–2. https://doi.org/10.1126/science.1207401
- Sato, M., Saito, H., Ishikawa, T., Matsumoto, Y., Fujita, M., Mochizuki, M., Asada, A., 2011b. Restoration of interplate locking after the 2005 Off-Miyagi Prefecture earthquake, detected by GPS/acoustic seafloor geodetic observation. Geophys. Res. Lett. 38, 1–4. https://doi.org/10.1029/2010GL045689
- Sato, T., Hasegawa, S., Kono, A., Shiobara, H., Yagi, T., Yamada, T., Shinohara, M., Usui, N., 2017.
 Detection of vertical motion during a slow-slip event off the Boso Peninsula, Japan, by ocean bottom pressure gauges Toshinori. Geophys. Res. Lett. 44, 2710–2715. https://doi.org/10.1002/2017GL072838
- Savage, J.C., 1983. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone.

 J. Geophys. Res. 88, 4984. https://doi.org/10.1029/JB088iB06p04984
- Savage, J.C., Burford, R.O., 1973. Geodetic determination of relative plate motion in central California. J. Geophys. Res. 78, 832.
- Schmalzle, G.M., McCaffrey, R., Creager, K.C., 2014. Central Cascadia subduction zone creep. Geochemistry, Geophys. Geosystems 15, 1515–1532. https://doi.org/10.1002/2013GC005172
- Schmittbuhl, J., Karabulut, H., Lengliné, O., Bouchon, M., 2016. Seismicity distribution and locking depth along the Main Marmara Fault, Turkey. Geochemistry, Geophys. Geosystems 17, 954– 965. https://doi.org/10.1002/2015GC006120
- Schutz, B., Bevis, M., Taylor, F.W., Kuang, D., Abusali, P., Watkins, M., Recy, J., Perin, B.,

- Peyroux, O., 1993. The Southwest Pacific GPS project: geodetic results from Burst 1 of the 1990 field campaign. Bull. géodésique 67, 224–240.
- Send, U., Lankhorst, M., Kanzow, T., 2011.

 Observation of decadal change in the Atlantic meridional overturning circulation using 10 years of continuous transport data. Geophys. Res.

 Lett. 38, 1–5. https://doi.org/10.1029/2011GL049801
- Sengor, A.M.C., Tüysüz, O., Imren, C., Sakınç, M., Eyidogan, H., Güorür, N., Pichon, X. Le, Rangin, C., 2004. THE NORTH ANATOLIAN FAULT: ANew Look. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 33, 1–75.
- Siméoni, P., Ballu, V., 2012. The myth of the first climatic refugees: Population movements and environmental changes in the Torres Island (Vanuatu, Melanesia). Ann. Georgr. 121.
- Singh, S.C., Crawford, W.C., Carton, H., Seher, T., Combier, V., Cannat, M., Canales, J.P., Düsünur, D., Escartín, J., Miranda, J.M., Düsünür, D., Escartín, J., Miranda, J.M., Düsünür, D., Escartín, J., Miranda, J.M., Düsünür, D., Escartín, J., Miranda, J.M., 2006. Discovery of a magma chamber and faults beneath a Mid-Atlantic Ridge hydrothermal field. Nature 442, 1029–1032. https://doi.org/10.1038/nature05105
- Spada, G., 2003. The theory behind TABOO. Golden, CO.
- Spada, G., Barletta, V.R., Klemann, V., Riva, R.E.M., Martinec, Z., Gasperini, P., Lund, B., Wolf, D., Vermeersen, L.L.A., King, M.A., 2011. A benchmark study for glacial isostatic adjustment codes. Geophys. J. Int. 185, 106–132. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.04952.x
- Spiess, F.N., 1985a. Analysis of a possible sea floor strain measurement system. Mar. Geod. 9, 385– 398. https://doi.org/10.1080/15210608509379536
- Spiess, F.N., 1985b. Suboceanic Geodetic Measurements. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. GE-23, 502–510. https://doi.org/10.1109/TGRS.1985.289441
- Spiess, F.N., 1980. Acoustic techniques for Marine Geodesy. Mar. Geod. 4, 13–27. https://doi.org/10.1080/15210608009379369
- Spiess, F.N., 1967. Underwater acoustic positioning: applications. Pro- ceedings of First Marine Geodesy Symposium, Columbus, Ohio, September 28-30, 1966, U.S. Department of

- Commerce (ESSA), Coast and Geodetic Survey. Spiess, in: Proceedings of First Marine Geodesy Symposium, Columbus, Ohio, September 28-30, 1966, U.S. Department of Commerce (ESSA), Coast and Geodetic Survey. Colombus, Ohio.
- Spiess, F.N., Boegeman, D.E., 1980. Precision transponder and method of communicating therewith. US Pat.
- Spiess, F.N., Chadwell, C.D., Hildebrand, J.A., Young, L.E., Purcell, G.H., Dragert, H., 1998. Precise GPS/Acoustic positioning of seafloor reference points for tectonic studies. Phys. Earth Planet. Inter. 108, 101–112. https://doi.org/10.1016/S0031-9201(98)00089-2
- St Laurent, L.C., Thurnherr, A.M., 2007. Intense mixing of lower thermocline water on the crest of the Mid-Atlantic Ridge. Nature 448, doi.10,1038/nature06043.
- Stanley, D.J., Haitj, A.K., 2000. Holocene Depositional Patterns, Neotectonics and Sundarban Mangroves in the Western Ganges-Brahmaputra Delta. J. Coast. Res. 16, 26–39.
- Steckler, M.S., Akhter, S.H., Seeber, L., 2008. Collision of the Ganges Brahmaputra Delta with the Burma Arc: Implications for earthquake hazard. Earth Planet. Sci. Lett. 273, 367–378. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.009
- Steckler, M.S., Mondal, D.R., Akhter, S.H., Seeber, L., Feng, L., Gale, J., Hill, E.M., Howe, M., 2016. Locked and loading megathrust linked to active subduction beneath the Indo-Burman Ranges. Nat. Geosci. 9, 615–618. https://doi.org/10.1038/ngeo2760
- Steckler, M.S., Nooner, S.L., Akhter, S.H., Chowdhury, S.K., Bettadpur, S., Seeber, L., Kogan, M.G., 2010. Modeling Earth deformation from monsoonal flooding in Bangladesh using hydrographic , GPS , and Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) data. J. Geophys. Res. Solid Earth 115, 1–18. https://doi.org/10.1029/2009JB007018
- Steigenberger, P., Rothacher, M., Dietrich, R., Fritsche, M., Rülke, A., Vey, S., 2006. Reprocessing of a global GPS network. J. Geophys. Res. Solid Earth 111. https://doi.org/10.1029/2005JB003747
- Stenvold, T., Eiken, O., Zumberge, M.A., Sasagawa, G.S., Nooner, S.L., 2006. High-Precision Relative Depth and Subsidence Mapping From Seafloor Water-Pressure Measurements. Soc.

- Pet. Eng. J.
- Sun, T., Davis, E.E., Wang, K., Jiang, Y., 2017. Trench-breaching afterslip following deeper coseismic slip of the 2012 M w 7 . 6 Costa Rica earthquake constrained by near-trench pressure and land-based geodetic observations. Earth Planet. Sci. Lett. 479, 263–272. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.09.021
- Sun, T., Wang, K., Iinuma, T., Hino, R., He, J., Fujimoto, H., Kido, M., Osada, Y., Miura, S., Ohta, Y., Hu, Y., 2014. Prevalence of viscoelastic relaxation after the 2011 Tohokuoki earthquake. Nature 514, 84–87. https://doi.org/10.1038/nature13778
- Suzuki, K., Nakano, M., Takahashi, N., Hori, T., Kamiya, S., Araki, E., Nakata, R., Kaneda, Y., 2016. Synchronous changes in the seismicity rate and ocean-bottom hydrostatic pressures along the Nankai trough: A possible slow slip event detected by the Dense Oceanfloor Network system for Earthquakes and Tsunamis (DONET). Tectonophysics 680, 90–98. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.012
- Sweeney, A.D., Chadwell, C.D., Hildebrand, J.A., Spiess, F.N., 2005. Centimeter-Level Positioning of Seafloor Acoustic Transponders from a Deeply-Towed Interrogator. Mar. Geod. 28, 39–70. https://doi.org/10.1080/01490410590884502
- Symithe, S., Calais, E., de Chabalier, J.B., Robertson, R., Higgins, M., 2015. Current Block Motions and Strain Accumulation on Active Faults in the Caribbean. J. Geophys. Res. Solid Earth n/a-n/a. https://doi.org/10.1002/2014JB011779
- Syvitski, J.P.M., Kettner, A.J., Overeem, I., Hutton, E.W.H., Hannon, M.T., Brakenridge, G.R., Day, J., Vörösmarty, C., Saito, Y., Giosan, L., Nicholls, R.J., 2009. sinking deltas due to human activities. Nat. Geosci. 2, 681–686. https://doi.org/10.1038/ngeo629
- Taylor, F.W., 1995. Geodetic measurements of convergence at the New Hebrides island arc indicate arc fragmentation caused by an impinging aseismic ridge. Geology 23, 1011–1014. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<1011:GMOCAT>2.3.CO;2
- Taylor, F.W., Edwards, R.L., Wasserburg, G.J., Frohlich, C., 1990. Seismic recurrence intervals and timing of aseismic subduction inferred from emerged corals and reefs of the central Vanuatu (New Hebrides) frontal arc. J. Geophys. Res. 95, 393–408.
 - https://doi.org/10.1029/JB095iB01p00393

- Taylor, F.W., Isacks, B.L., Jouannic, C., Bloom, A.L.,
 Dubois, J., 1980. Coseismic and Quaternary
 vertical tectonic movements, Santo and
 Malekula Islands, New Hebrides Island Arc. J.
 Geophys. Res. 85, 5367–5381.
 https://doi.org/10.1029/JB085iB10p05367
- Taylor, F.W., Jouannic, C., Bloom, A.L., 1985.
 Quaternary uplift of the Torres Islands,
 Northern New Hebrides frontal arc:
 comparison with Santo and Malekula islands,
 Central New Hebrides Frontal arc. J. Geol. 93,
 419–438.
- Taylor, F.W., Mann, P., Bevis, M.G., Edwards, R.L., Cheng, H., Cutler, K.B., Gray, S.C., Burr, G.S., Beck, J.W., Phillips, D.A., Cabioch, G., Recy, J., 2005. Rapid forearc uplift and subsidence caused by impinging bathymetric features: Examples from the New Hebrides and Solomon arcs. Tectonics 24, 1–23. https://doi.org/10.1029/2004TC001650
- Teatini, P., Tosi, L., Strozzi, T., 2011. Quantitative evidence that compaction of Holocene sediments drives the present land subsidence of the Po Delta, Italy. J. Geophys. Res. Solid Earth 116, 1–10. https://doi.org/10.1029/2010JB008122
- Thurnherr, A.M.M., Reverdin, G., Bouruet-Aubertot, P., St. Laurent, L.C.C., Vangriesheim, A., Ballu, V., 2008. Hydrography and flow in the Lucky Strike segment of the Mid-Atlantic Ridge. J. Mar. Res. 66, 347–372. https://doi.org/10.1357/002224008786176034
- Törnqvist, T.E., Wallace, D.J., Storms, J.E.A., Wallinga, J., Dam, R.L.V.A.N., Blaauw, M., Derksen, M.S., Klerks, C.J.W., Meijneken, C., Snijders, E.L.S.M.A., 2008. Mississippi Delta subsidence primarily caused by compaction of Holocene strata. Nat. Geosci. 1, 173–176. https://doi.org/10.1038/ngeo129
- Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J.-C., Métois, M., Madariaga, R., Morvan, S., Lancieri, M., Lacassin, R., Campos, J., Carrizo, D., Bejar-Pizarro, M., Barrientos, S., Armijo, R., Aranda, C., Valderas-Bermejo, M.-C., Ortega, I., Bondoux, F., Baize, S., Lyon-Caen, H., Pavez, A., Vilotte, J.P., Bevis, M., Brooks, B., Smalley, R., Parra, H., Baez, J.-C., Blanco, M., Cimbaro, S., Kendrick, E., 2011. The 2010 Mw 8.8 Maule megathrust earthquake of Central Chile, monitored by GPS. Science 332, 1417–1421. https://doi.org/10.1126/science.1204132
- Vilaseca, G., Deplus, C., Escartín, J., Ballu, V., Nomikou, P., Mével, C., Andreani, M., 2016. Oceanographic Signatures and Pressure

- Monitoring of Seafloor Vertical Deformation in Near-coastal, Shallow Water Areas: A Case Study from Santorini Caldera. Mar. Geod. 39, 401–421.
- https://doi.org/10.1080/01490419.2016.12262
- Wallace, L.M., Webb, S.C., Ito, Y., Mochizuki, K., Hino, R., Henrys, S., Schwartz, S.Y., Sheehan, A.F., 2016. Slow slip near the trench at the Hikurangi subduction zone, New Zealand. Science (80-.). 352, 701–704. https://doi.org/10.1126/science.aaf2349
- Watanabe, S., Sato, M., 2014. Evidence of viscoelastic deformation following the 2011 Tohoku-Oki earthquake revealed from seafloor geodetic observation. Geophys. ... 1–8. https://doi.org/10.1002/2014GL061134.Recei ved
- Watson, C., White, N., Church, J., Burgette, R., Tregoning, P., Coleman, R., 2011. Absolute Calibration in Bass Strait, Australia: TOPEX, Jason-1 and OSTM/Jason-2. Mar. Geod. 34, 242–260. https://doi.org/10.1080/01490419.2011.58483
- Watson, C., White, N., Coleman, R., Church, J., Morgan, P., Govind, R., 2004. TOPEX_Poseidon and Jason-1: Absolute calibration in Bass Strait, Australia. Mar. Geod. 27, 107–131. https://doi.org/10.1080/01490410490465373
- Watts, D.R., Kontoyiannisn, H., 1990. Deep-Ocean Bottom Pressure Measurement: Drift Removal and Performance. J. Atmos. Ocean. Technol. 7, 296–306.
- Wearn, R.B., Larson, N.G., 1982. Measurements of the sensitivities and drift of Digiquartz pressure sensors. Deep. Res. 29, 111–134.
- Webb, S.C., Zhang, X., Crawford, W., 1991. Infragravity Waves in the Deep Ocean. J. Geophys. Res. 96, 2723–2736. https://doi.org/10.1029/90JC02212
- Williams, S.D.P., 2004. Error analysis of continuous GPS position time series. J. Geophys. Res. 109, B03412. https://doi.org/10.1029/2003JB002741
- Williams, S.D.P., 2003. Offsets in Global Positioning System time series. J. Geophys. Res. Solid Earth 108. https://doi.org/10.1029/2002JB002156
- Wolstencroft, M., Shen, Z., Törnqvist, T.E., Milne, G., Kulp, M., 2014. Understanding subsidence in the Mississippi Delta region due to sediment, ice, and ocean loading: Insights from

- geophysical modeling. J. Geophys. Res. Solid Earth 119, 3838–3856. https://doi.org/doi:10.1002/2013JB010928
- Wöppelmann, G., Martin Miguez, B., Bouin, M.-N., Altamimi, Z., 2007. Geocentric sea-level trend estimates from GPS analyses at relevant tide gauges world-wide. Glob. Planet. Change 57, 396–406. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.02.00
- Xu, P., Ando, M., Tadokoro, K., 2005. Precise, threedimensional seafloor geodetic deformation measurements using difference techniques. Earth, Planets, Sp. 57, 795–808.
- Yamamoto, R., Kido, M., Ohta, Y., Takahashi, N., Yamamoto, Y., Ozener, H., Kalafat, D., Pinar, A., Kaneda, Y., 2018. Partial creep revealed by seafloor geodetic observation along the North Anatolian Fault, beneath the Sea of Marmara, in: EGU 2018. p. 12634.
- Yamamoto, Y., Takahashi, N., Pinar, A., Kalafat, D., Citak, S., Comoglu, M., Polat, R., Kaneda, Y.,

- 2017. Geometry and segmentation of the North Anatolian Fault beneath the Marmara Sea, Turkey, deduced from long-term ocean bottom seismographic observations. J. Geophys. Res. Solid Earth 122, 2069–2084. https://doi.org/10.1002/2016JB013608
- Yokota, Y., Ishikawa, T., Watanabe, S., 2018. Seafloor crustal deformation data along the subduction zones around Japan obtained by GNSS-A observations. Sci. Data. https://doi.org/10.1038/sdata.2018.182
- Yokota, Y., Ishikawa, T., Watanabe, S., Tashiro, T., Asada, A., 2016. Seafloor geodetic constraints on interplate coupling of the Nankai Trough megathrust zone. Nature 534, 374–377. https://doi.org/10.1038/nature17632
- Yu, S., Törnqvist, T.E., Hu, P., 2012. Quantifying Holocene lithospheric subsidence rates underneath the Mississippi Delta. Earth Planet. Sci. Lett. 331–332, 21–30. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.02.021

6 Curriculum Vitae

Valérie BALLU, 8 mai 1968, 3 enfants.

Laboratoire LIENSs CNRS/Université de La Rochelle, UMR7266, France

Formation académique

- 1996 Doctorat (Géophysique interne) IPGP/ Université Paris7. Modélisation de la structure détaillée de la croute océanique par la gravimétrie de fond de mer (direction : J. Dubois).
- 1993 DEA Géophysique interne (IPGP) Analyse fractale du fonctionnement de la dorsale Médio-Atlantique au cours des 20 derniers millions d'années, dans la région des Açores (direction : J. Dubois).
- 1989-1993 : Élève à l'École Normale Supérieure de Lyon (ENS Lyon) en géosciences.
 - 1993 Scripps Institution of Oceanography (États-Unis): Stage au Marine Physical Laboratory / Cours prob. inverses (R.L. Parker), télémétrie (D. Sandwell), géophysique marine (L. Dorman et J. Hildebrand)
 - 1992 DEA de Géophysique Interne, à l'Inst. Phys. Globe de Paris (mention B, rang 2/21)
 - 1991 Magistère Sciences de la Terre, Région Rhône-Alpes-Auvergne (mention AB, rang 1/9)

Expérience professionnelle

depuis 2012	Chercheur CNRS, LIENSs, Université de La Rochelle, France.
2008-2010	Chercheur associée à l'IRD, expatriation Vanuatu.
1999-2012	Chercheur CNRS, IPGP, Paris.
1998 /1999	Attachée Temporaire d'Enseignement et de Recherche (ATER) à l'IPGP
1996 /1998 Financem	Post-doctorat Scripps Inst. Oceanography (USA) (Gravimétrie fond de mer). nent Bourse Lavoisier (Ministère des Affaires Etrangères, France).
1993/1996	Thèse/Monitorat d'initiation à l'enseignement supérieur.
1992	Stage DEA, IPG Paris, 3 mois (1992), dir. : Pr. J. Dubois
1991	Stage Ifremer, Géosciences Marines, Brest, dir : Pr. J. C. Sibuet, 3 mois.
1990	Stage géotechnique Société 3G, Antibes, 1 mois
1990	Stage CERGA /OCA, dir : Pr. A. Labeyrie, interférométrie laser, 1 mois.

Principaux thèmes de recherche actuels :

Géodésie terrestre, marine et sous-marine.

Positionnement vertical sous-marin par mesures de pression, altimétrie spatiale et bouées GNSS.

Déformation sous-marine horizontale par distancemétrie acoustique, GNSS/A.

Déformation crustale et modélisation des processus (i.e. cycle sismique, surcharge sédimentaire) Aléa niveau marin en zones côtières.

Calibration/validation d'altimétrie satellitaire.

Campagnes de terrain

Mission Vanuatu 2018: Mission de maintenance des stations GNSS à terre (janv/fev 2018). *Chef de mission: V. Ballu*.

- **DIVACOU** Mai 2017, N/O Europe, Méditerranée : Mission de tests d'équipements acoustiques en partenariat avec la compagnie iXblue. *Chef de mission: M.E. Bourhier (Ifremer)*.
- **MASCARET** oct. 2016 : Mesure du mascaret sur la Gironde à l'aide de bouée GNSS, *collaboration EPOC*, *Univ. Bordeaux*.
- **Mission Vanuatu** 2016 : Mission de maintenance des stations GNSS à terre. *Chef de mission : V. Ballu*.
- **GEODESEA** Juin 2015 : Campagne de test d'un dispositif de GNSS/Acoustique en Mer Ligure. *Chef de mission : JY Royer.*
- **MOMARSAT** Avril 2015 : Maintenance de l'observatoire fond de mer EMSO-Momar. *Chef de mission : P.-M. Sarradin (Ifremer)*
- **MARMARA** Oct.-Nov. 2014 : Installation d'un dispositif de distancemétrie acoustique sur la faille Nord Anatolienne en mer de Marmara. *Chef de mission : L. Geli (Ifremer)*
- **KIRGHIZTAN** Juin/juillet 2014 : Mesures GNSS (bouée et navire) sur le lac Issyk-kul pour calibration d'altimétrie satellitaire. *Chef de mission : J.-F. Cretaux (CNES)*
- **Mission BANGLADESH** Décembre 2013 et mars 2014 (17 jours) Installation de stations marégraphiques et GNSS co-localisées dans le cadre du projet BAND-AID. *Chef de mission: CK* Shum (OSU, US)
- **GEODEVA6-NC2013** (2013, R/V Alis, 11 jours) mesures GNSS sur les sites distants du réseau géodésique de Nouvelle-Calédonie. *Chef de mission : V. Ballu*.
- **SANTORINI2012** (2012, R/V Aegeo, 10 jours) Géodésie sous-marine sur le volcan Santorin. *Chef de mission : J. Escartin, P. Ridao et D. Sakellariou*.
- **VANIKORO2012** (2012, R/V Alis, 8 jours) Evaluation de la contribution du mouvement vertical dans les variations du niveau marin. Remesure et installation de points GPS. *Chef de mission : V. Ballu.*
- **Campagnes GPS** au VANUATU (2008-2016) Nombreuses missions de terrain pour la mesure du réseau GPS du Vanuatu. Installation et maintenance de 8 stations GPS continues. *Chef de mission : V. Ballu*.
- **GEODEVA4** (2010, N/O Alis, 12 jours), **GEODEVA3** (2009, N/O Alis, 16 jours), **GEODEVA2** (2007, N/O Ali, 11 jours) et **GEODEVA** (2006, N/O Alis, 15 jours) Géodésie terrestre, marine et sous-marine au Vanuatu. *Chef de mission : V. Ballu (IPGP/IRD)*.
- **Campagne GPS** à Futuna et Wallis (2008) Remesure du réseau de répétition. *Chef de mission: V. Ballu.*
- **MOMARDREAM** (2007, N/O Pourquoi Pas ?, 1) Observatoire fond de mer MoMAR. *Chef de mission : J. Escartin (IPGP)*
- **GRAVILUCK** (2006, N/O Atalante, 25 jours) Observatoire fond de mer MoMAR. Campagne multi-disciplinaire, géodésie fond de mer, océanographie, géologie. *Chef de mission : V. Ballu (IPGP)*
- **MOTEVAS / VATATERME** (N/O Alis, 2004, 20 jours) Mouvements verticaux, marégraphie, GPS, bathymétrie au Vanuatu. *Chefs de mission : S. Calmant et V. Ballu*
- **ASSEM** (2004, N/O Aegeo) Installation du dispositif ASSEM, Golfe de Corinthe. *Chef de mission: J. Blandin (Ifremer)*
- **NECR05** (N/O Revelle, 2000, 25 jours) installation d'un réseau géodésique sous-marin sur le flanc du Kilauea, Hawai. *Chefs de mission : J.A. Hildebrand et D. Chadwell (MPL/SIO)*
- **Rift d'Asal** (Fev. 1999) réseau gravimétrique de répétition : réoccupation d'anciens points et installation d'un nouveau réseau. *Chef de mission : M. Diament (IPGP)*.

- Mission OBS/TOWDOG (N/O Thomas Washington, 1998, 20 jours) gravimétrie tractée en fond de mer (Towed Deep Ocean Gravimeter /TowDOG) et déploiement d'OBS, Juan de Fuca / Middle Valley. Chefs de mission : M. Zumberge (IGPP/SIO) et S. Webb (MPL/SIO).
- Mission Test (FLIP, 1998, 2 jours) gravimètre Scintrex télécommandé, adapté fond de mer. Chef de mission: M. Zumberge (IGPP/SIO)
- Mission Test (N/O New Horizon, 1998, 2 jours) gravimétrie tractée en fond de mer, Towed Deep Ocean Gravimeter (TowDOG). Chef de mission: M. Zumberge (IGPP/SIO).
- Mission Plateforme Off-Shore (TROLL A, 1997, 1 semaine) gravimétrie absolue en fond de mer., contrat Statoil (Norvège), gravimètre absolu (FG5). *Chef de mission : G. Sasagawa (IGPP/SIO)*
- **DINS 2**, N/O WECOMA (1997, 15 jours), OBS (Ocean Bottom Seismometer), dorsale Juan de Fuca / Middle Valley. *Chef de mission : S. Webb (MPL/SIO)*
- **NAUDUR**, N/O NADIR / NAUTILE (1993, 1 mois), géol./géophys. fond de mer, dorsale Est-Pacifique, 17/18°S. *Chef de mission : J. M. Auzende (Ifremer, Brest)*
- **GRAVINAUTE**, N/O NADIR / NAUTILE (1993, 1 mois), géophys. fond de mer., dorsale Médio-Atlantique, zone MARK, 23°N. *Chef de mission : J. Dubois (IPGP)*.
- **SUMENTA II**, N/O BARUNA JAYA III (1992, 15 jours), sismique réflexion avant-arc de Sumatra. *Chef de mission : J. Malod (Université Paris VI / Brest)*
- **SIGMA**, N/O L'ATALANTE (1991, 1 mois), reconnaissance géophysique, dorsale Médio-Atlantique, 33/40°N. *Chef de mission : D. Needham (Ifremer, Brest)*.

Divers

Coordination du projet PAMELi (Plateforme Autonome Multicapteurs pour l'Exploration du Littoral) à l'Université de La Rochelle.

Participation à l'animation du thème "géodésie de fond de mer" au sein de la communauté française (organisation de 3 journées géodésie fond de mer : en nov. 2005 à l'IPGP, en mai 2012 coorganisation avec Anne Deschamps au CNRS-Michel Ange et en sept. 2018, co-organisation avec JY Royer à l'IPGP).

Membre du jury concours externe IR n°31, BAP C CNRS (2018)

Membre délibératif de la Commission Nationale de la Flotte Hauturière (CNFH) 2016-2020

Membre nommée de la CSS1 (Commission Scientifique Sectorielle) de l'IRD 2016-2020

Membre élue du Conseil Scientifique du LIENSs depuis 2012 (2ième mandat).

Membre de la commission de spécialiste, recrutement MdC ENS Ulm (2016)

Membre du jury concours externe IR n°39 BAP E CNRS (2016)

Membre du comité d'expertise pour le Ministère pour la PES (2013).

Membre de la commission de spécialistes (sections 35/36) de l'Université de Bretagne Occidentale, suppléante nommée pour 2004/2008.

Membre élue du conseil de laboratoire IPGP (2002-2006).

Membre de la commission de spécialistes (section 35) de l'IPGP, suppléante nommée 2000/2004

Membre du Groupe de projet « Logiciels » du futur navire océanographique français (NEP / Pourquoi Pas ?).

Relecteur pour diverses revues (J. of Geodesy, G3, Geophysics, Appl. Geophys., Mar. Geophys. Res., Geophysics., J. Int., EPSL, Advance and Space Res)

Rapporteur/évaluateur pour des projets CNFH, CNFC, IRD, NSF.

Formation / enseignements récents

Co-porteur du projet d'enseignement DroneEduc (Utilisation des drones comme vecteur d'apprentissage, 82k€ sur 3 ans), financé par la Région Nouvelle Aquitaine. Pédagogie de projets.

Enseignement en master (20-30h/an) Niveaux marins extrêmes et risques côtiers / GPS pour la géodynamique / Déformation de la croûte terrestre.

Encadrement doctoral:

- C. Baillard co-encadrement 30% avec W. Crawford, IPGP, thèse soutenue 2015
- P. Sakic co-encadrement 70% avec G. Wöppelmann, ULR, thèse soutenue en 2016
- C. Chupin co-encadrement 50% avec L. Testut, LEGOS, thèse démarrant en oct. 2018
- Y.T. Tranchant co-encadrement 50% avec L. Testut, LEGOS, thèse démarrant en oct. 2018 Encadrement post-doctoral :
 - P. Valty, 6 mois,
 - Y. Krien, 1 an,
 - C. Baillard 3 mois,
 - A. Martínez Asensio co-encadrement (25%) 1 an)

Encadrement de stages de master récents

2011 : M1 Helène Le Mével

2011 : M1 Pierre Lecomte (UPMC Master Physique et Applications)

2014: M1 Geraud Vilaseca (IPGP / Santorin)

2014 : 3 M1 Yassin Houssein-Abdi, Rabia Daimellah, Abdellah Krim (ULR)

2016 : Stage ingénieur Lisa Maillard Modélisation en éléments finis de la subduction Antillaise en lien avec la caractérisation de l'aléa sismique et l'implantation d'un futur réseau de géodésie en fond de mer.

2017 : M2 Caroline Geisert (ENSTA Bretagne)

2018: M1 Beni Bioka-Bongo (Vanuatu) et M2 Mariya Velikova en co-encadrement (Altimétrie)

1998 : Réalisation d'un document pédagogique (document vidéo, 30 mn et poly associé, 50 pages) sur l'initiation aux méthodes de prospection géophysique (nivellement, gravimétrie, magnétisme, prospection électrique, prospection sismique).

7 Liste des travaux

A : Publications dans des revues à comité de lecture

- 1. Lange, D., H. Kopp, J.-Y. Royer, P. Henry, Z. Çakir, F. Petersen, P. Sakic, V. Ballu, J. Bialas, S. Ozeren, S. Ergintav and L. Géli, The Locked North Anatolian Fault in the Marmara Sea, offshore Istanbul, soumis à Science, septembre 2018.
- 2. Marcos, M., Wöppelmann, G., Matthews, A., Ponte, R.M., Birol, F., Ardhuin, F., Coco, G., Santamaría-Gómez, A., Ballu, V., Testut, L., Chambers, D., Stopa, J.E., Coastal sea level and related fields from existing observing systems, soumis à ISSI Special Issue, septembre 2018.
- 3. Ballu, V., M. Gravelle, G. Wöppelmann, O. de Viron, P. Rebischung, M. Becker and P. Sakic, Vertical land motion in the Southwest and Central Pacific: geodetic review and implications for coastal sea levels, soumis à Earth-Science Reviews, juillet 2018.
- 4. Baillard, C., W. Crawford, V. Ballu, B. Pelletier and E. Garaebiti, Tracking subducted ridges through intermediate-depth seismicity in the Vanuatu subduction zone, Geology, in press (2018).
- 5. Karpytchev, M., V. Ballu, Y. Krien, M. Becker, S. Goodbred, G. Spada, S. Calmant, C.K. Shum et Z. Khan Contributions of a strengthened early Holocene monsoon and sediment loading to present-day subsidence of the Ganges-Brahmaputra Delta, Geophysical Research Letters, 45. https://doi.org/10.1002/2017GL076388, 2018.
- 6. Sakic, P., V. Ballu, W. Crawford and G. Wöppelmann, Acoustic ray tracing comparisons in the context of geodetic precise off-shore positioning experiments, in press, Marine Geodesy, January 2018.
- 7. Duvat V., A. K. Magnan, R. M. Wise, J. E. Hay, I. Fazey, J. Hinkel, T. A. Stojanovic, H. Yamano, V. Ballu, Trajectories of exposure and vulnerability of small islands to climate change, WIREs Clim Change, 2017, e478. doi: 10.1002/wcc.478.
- 8. Krien, Y., L. Testut, A.K.M.S. Islam, X. Bertin, F. Durand, C. Mayet, A.R., Tazkia, M. Becker, S. Calmant, F. Papa, V. Ballu, CK. Shum, Z. H. Khan, Towards improved storm surge models in the Northern Bay of Bengal, Continental Shelf Research, Volume 135, p. 58-73, 10.1016/j.csr.2017.01.014, 2017.
- 9. Sakic, P., H. Piete, V. Ballu, Royer J.-Y., Kopp H., Lange D., Petersen F., Özeren S., Ergintav S., Geli L., Henry P., Deschamps A., No siginificant steady-state creep along the North Anatolian fault offshore Istanbul: results of 6 months of seafloor acoustic ranging, Geophysical Research Letters, 10.1002/2016GL069600, 2016.
- Krien, Y., C. Mayet, L. Testut, F. Durand, A.R. Tazkia, A.K.M.S. Islam, V.V. Gopalakrishna, M. Becker, S. Calmant, F. Papa, V. Ballu, C.K. Shum and Z.H. Khan, Improved bathymetric dataset and tidal model for the head Bay of Bengal. Marine Geodesy. DOI: 10.1080/01490419.2016.1227405, 2016.
- 11. Vilaseca, G., C. Deplus, J. Escartín, V. Ballu, P. Nomikou, C. Mével, and M. Andreani, 2016, Oceanographic Signatures and Pressure Monitoring of Seafloor Vertical Deformation in Near-coastal, Shallow Water Areas: A Case Study from Santorini Caldera: Marine Geodesy, v. 39, no. 6, p. 401–421, doi: 10.1080/01490419.2016.1226222.
- 12. Testut, L., V. Duvat, V. Ballu, R. M. da Silva Fernandes, F. Pouget, C. Salmon, J. Dyment, Shoreline changes in a rising sea level context: the example of Grande Glorieuse, Eparses Islands, Western Indian Ocean, Acta Oecologica, 10.1016/j.actao.2015.10.002, 2016.
- Escartin, J., T. Barreyre, M. Cannat, R. Garcia, N. Gracias, A. Deschamps, A. Salocchi, P.-M. Sarradin, V. Ballu, Hydrothermal activity along the slow-spreading Lucky Strike ridge segment (Mid-Atlantic Ridge): Distribution, heatflux, and geological controls, Earth and Planet. Sci. Lett., 431, 173-185, 2015.
- 14. Crawford, W., V. Ballu, X. Bertin, M. Karpytchev, The sources of deep ocean infragravity waves observed in the North Atlantic Ocean, JGR, 10.1002/2014JC010657, 2015.
- 15. Baillard, C., W. C. Crawford, V. Ballu, M. Régnier, B. Pelletier and E. Garaebiti, Seismicity and shallow slab geometry in the central Vanuatu subduction zone, J. Geophys. Res., 10.1002/2014JB011853, 2015.
- Camilli, R., Nomikou, P., Escartin, J., Ridao, P., Mallios, A., Kilias, S. P., Argyraki, A. and the Caldera Scientific Team: M. Andreani, V. Ballu, R. Camos, C. Deplus, T. Gabsi, R. Garcia, N. Gracias, N. Hurtos, L. Magi, C. Mevel, M. Moreira, N. Palomera, O. Pot, D. Ribas, L. Ruzie and D. Sakellariou, The Kallisti Limnes, carbon dioxide-accumulating subsea pools. Sci. Rep. 5, 12152; doi: 10.1038/srep12152, 2015.
- 17. Rawat, A., F. Ardhuin, V. Ballu, W. Crawford, C. Corela, and J. Aucan, Infragravity waves across the oceans, Geophys.

- Res. Lett., 41, doi:10.1002/2014GL061604, 2014.
- 18. André, G., B. Martin Miguez, V. Ballu, L. Testut, G. Woppelmann, P. Tiphaneau, La mesure du niveau de la mer par bouées GPS: l'expérience multi-capteurs de l'île d'Aix, Revue XYZ N° 140 3e trimestre 2014.
- 19. Baillard, C., W. C. Crawford, V. Ballu, C. Hilbert, A. Mangeney, Kurtosis-based P and S phase picker designed for local and regional seismic networks, Bull. Seism. Soc. America, 104 (1), 394-409, doi:10.1785/0120120347, 2014.
- 20. Barreyre, T., J. Escartín, R. Sohn, M. Cannat, V. Ballu, W. C. Crawford, Temporal variability and tidal modulation of hydrothermal exit—fluid temperatures at the Lucky Strike deep—sea vent field, Mid–Atlantic Ridge, J. Geoph. Res., 119(4), 2543-2566, DOI: 10.1002/2013JB010478, 2014.
- 21. André G., B. Martin Miguez, V. Ballu, L. Testut, G. Wöppelmann, Measuring sea-level with GPS-equipped buoys: a multi-instruments experiment at Aix Island, International Hydrographic review, 10, 2013.
- 22. Ballu, V., P. Bonnefond, S. Calmant M.-N. Bouin, B. Pelletier, O. Laurain, W. C. Crawford, C. Baillard, O. de Viron, Using altimetry and seafloor pressure data to estimate vertical deformation offshore: Vanuatu case study, Advances in Space Research, 51 (8), 1335-1351, ISSN 0273-1177, 2013.
- 23. Gorman, M.K., T.M. Quinn, F. W. Taylor, J. W. Partin, G. Cabioch, J.A. Austin Jr., B. Pelletier, V. Ballu, C. Maes et S. Saustrup, A coral-based reconstruction of sea surface salinity at Sabine Bank, Vanuatu from 1842 to 2007 CE, Paleoceanography, 27, doi:10.1029/2012PA002302, 2012.
- 24. Simeoni, P. and V. Ballu, (2013). "The Myth of the "First Climate Refugees"—Population Movement and Environmental Changes in the Torres Islands (Vanuatu, Melanesia)", english version for cairn.info of paper Annales Geographie, vol 685, 2012.
- 25. Ballu V., M.-N. Bouin, P. Simeoni et al. Comparing the role of absolute sea-level rise and vertical tectonic motions in coastal flooding, Torres Islands (Vanuatu). Proc. Nat. Acad. Sci. doi:10.1073/pnas.1102842108, 2011.
- Ballu V., Bouin MN, Calmant S, Folcher E, Bore JM, Ammann J, Pot O, Diament M, Pelletier B., 2009, Absolute seafloor vertical positioning using combined pressure gauge and kinematic GPS data Journal of Geodesy, doi: 10.1007/s00190-009-0345-y, 2009.
- 27. Bouin MN, V. Ballu, S. Calmant, B. Pelletier, 2009, Improving resolution and accuracy of Mean Sea Surface from kinematic GPS, Vanuatu Subduction Zone. Journal of Geodesy, doi: 10.1007/S00190-009-0320-7.
- 28. Bouin MN, V. Ballu, S. Calmant, B. Pelletier, J. Ammann, J-M. Bore, E. Folcher, 2009, A kinematic GPS methodology for sea surface mapping, Vanuatu, Journal of Geodesy, 83 (12), 1203-1217, doi: 10.1007/S00190-009-0338-x.
- Ballu V, J. Ammann, O. Pot, O. de Viron, G.S. Sasagawa, G. Reverdin, MN. Bouin, M. Cannat, C. Deplus, S. Deroussi, M. Maia, M. Diament, 2009, A seafloor experiment to monitor vertical deformation at the Lucky Strike volcano, Mid-Altantic Ridge Journal of Geodesy, 0.1007/s00190-008-0248-3.
- 30. Bergeot N., M.N. Bouin, M. Diament, B. Pelletier, M. Régnier, S. Calmant, V. Ballu, 2009, Interseismic velocity field in the central Vanuatu locked subduction zone context from GPS measurements, JGR, 114: doi: 10.1029/2007JB005249.
- 31. Thurnherr, A. M., G. Reverdin, P. Bouruet-Aubertot, L. St. Laurent, A. Vangriesheim, V. Ballu, 2008, Hydrography and flow in the Lucky Strike Segment of the Mid-Atlantic Ridge, J. Mar. Res., 66, 347-372.
- 32. Tiberi, C., C. Ebinger, V. Ballu, G. Stuart et B. Oluma, 2005, "Inverse models of gravity data from the Red Sea-Aden-East African rifts triple junction zone", Geophysical Journal International, 163(2):775-787.
- 33. Mikhailov, V., S. Tikhotsky, M. Diament, I. Panet et V. Ballu, 2004, Can tectonic processes be recovered from new gravity satellite data?, Earth and Planet. Sci. Lett., 228, 281-297.
- 34. Calmant, S., K. Cheng, G. Jan, C. Kuo, C. Shum, Y. Yi, V. Ballu, M-N. Bouin, 2004, Comparison of Sea Surface Heights Derived from Satellite Altimetry and from Ocean Bottom Pressure Gauges: The SW Pacific MOTEVAS Project, Marine Geodesy, 27, 597-613.
- 35. Ballu, V., M. Diament, P. Briole et J-C. Ruegg, 2003, 1985-1999 gravity field variations across the Asal Rift: insights on vertical movements and mass transfer, Earth and Planet. Sci. Lett., 208, 41-49.
- 36. Ballu, V., J.A. Hildebrand et E. Canuteson, 1999, The density Structure Associated with Oceanic Crustal Rifting at the Hess Deep: A Seafloor and Sea Surface Gravity Study, Earth and Planet. Sci. Lett., 171, 21-34.
- 37. Ballu, V., J. A. Hildebrand et S. C. Webb, Sea-floor gravity evidence for hydrothermal alteration of the sediments in Middle Valley, Juan de Fuca Ridge, 1998, Marine Geology, 150, 99-111.

- 38. Ballu V., Dubois J., Deplus C., Diament M. et Bonvalot S., 1998 Crustal structure of the Mid-Atlantic Ridge in the MARK area from sea-floor and sea-surface gravity data J. Geophys. Res., 103, B2, 2615-2631.
- 39. Durand C., V. Ballu, P. Gente et J. Dubois, 1996 Horst and graben structures on the flanks of the Mid-Atlantic Ridge in the MARK area (23°22'): Submersible observations Tectonophysics, 265, 275-297.
- Auzende J.-M., V. Ballu, R. Batiza, D. Bideau, J.-L. Charlou, M.H. Cormier, Y. Fouquet, P. Geistdorfer, Y. Lagabrielle, J. Sinton et P. Spadea., 1996 Recent tectonic, magmatic, and hydrothermal activity on the East Pacific Rise between 17°S and 19°S: Submersible observations J. Geophys. Res., 101, B8, 17 995-18 010.
- 41. Auzende J.-M., V. Ballu, Batiza R., Bideau D., Cormier M.-H., Fouquet Y., Geistdorfer P., Lagabrielle Y., Sinton J.M. et Spadea P., 1994 Activité magmatique, tectonique et hydrothermale actuelle sur la Dorsale Est Pacifique entre 17° et 19°S (campagne NAUDUR). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 309, série II, 811-818.
- 42. Fouquet Y., J.-M. Auzende, V. Ballu, Batiza R., Bideau D., Cormier M.-H., Geistdorfer P., Lagabrielle Y., Sinton J.M. et Spadea P., 1994 Variabilité des manisfestations hydrothermales actuelles le long d'une dorsale ultra-rapide : Exemple de la Dorsale Est Pacifique entre 17° et 19°S (campagne NAUDUR) C. R. Acad. Sci. Paris, t.319, série II, 1399 à 1406.

B: Autres Publications

Gaugue, A., Menard, M. et V. Ballu, DroneEduc: une pédagogie innovante pour les télécoms, 2018.

Coulombier, T., Ballu, V., Pineau, N. Lachaussée, E. Poirier, A. Guillot, M. Calzas, C. Drezen, L. Fichen, X. Bertin, C. Plumejeaud, V. LeFouest, I. Brenon, G. Wöppelmann, L. Testut, PAMELi, un drone marin de surface pour étudier le littoral de façon interdisciplinaire, Paralia 15, 337–344. https://doi.org/DOI:10.5150/jngcgc.2018.038

Testut, L., B. Martin Miguez, G. Wöppelmann, V. Ballu, Observation du niveau de la mer dans le cratère de Saint-Paul, Océan Indien, 178, 103-08, Géologues, 2013.

Ballu, V. et al., Rapport de la mission Graviluck, 335 pages, 2006a.

Ballu, V. et al., Rapports des missions Vataterme, Geodeva 1 à 6.

- Gaill, F., V. Ballu, M. Cannat, W. Crawford, J. Dyment, J. Escartín, T. Fouquet, J. Goslin, G. Reverdin, P.-M. Sarradin, P. Tarits, M. Andreani, E. Bonnivard, K. Bucas, G. Burgaud, M.A. Cambon, V. Cueff, C. Durand, O. Gros, G. Hamel, M. Henriques, E. Hoisé, B. Ildefonse, C. Konn, N. Le Bris, H. Le Guyader, J. Ravaux, B. Shillito, J.Y. Toullec, M. Zbinden, cruise Momardream-Naut and other MOMAR experiments at Rainbow and Lucky Strike in summer 2007, InterRidge Newsletter Vol 16, p. 15-16, 2007.
- Rolin JF, Blandin J, Lykousis V, et al., Common issues between cabled and non cabled observatories in ASSEM project., Conference Information: Oceans 2005 Europe International Conference, JUN 20-23, 2005 Brest, FRANCE, Oceans 2005 Europe, Vols 1 and 2, pp 872-877, 2005
- Person R, Blandin J, Lykousis V, et al., ASSEM: A new concept of observatories for long term seabed monitoring, 14th International Offshore and Polar Engineering Conference (ISOPE 2004), MAY 23-28, 2004 Toulon, FRANCE, PROCEEDINGS OF THE FOURTEENTH (2004) INTERNATIONAL OFFSHORE AND POLAR ENGINEERING CONFERENCE, VOL 2, pp 358-362, 2004.
- Person R, Blandin J, Stout JM, et al., ASSEM: A new concept of observatory applied to long term seabed monitoring of geohazards, MTS/IEEE Conference on Celebrating the Past Teaming Toward the Future, SEP 22-26, 2003 San Diego, CA, OCEANS 2003 MTS/IEEE: CELEBRATING THE PAST...TEAMING TOWARD THE FUTURE, pp 86-90, 2003.
- Blandin, J., R. Person, J.M. Strout, P. Briole, V. Ballu, G. Etiope, M. Masson, C.R. Golightly, V. Lykousis, et G. Ferentinos, ASSEM : Array of Sensors for long term SEabed Monitoring of geohazards, Proceedings of 3rd EuroGOOS Conference, Athènes, dec. 2002, ELSEVIER OCEANOGRAPHY SERIES Vol. 69, pp349-352, 2003.
- Ballu, V. Instrumentation et méthodes de prospection géophysique, Film (video) et document PDF. IPGP.
- Auzende J.-M., Sinton J.M. et Scientific Party dont V. Ballu, 1994 NAUDUR Explorers discover volcanic activity along the East Pacific Rise EOS Trans., vol. 75, n°51, pp.601.

Dubois J. et équipe GRAVINAUTE dont V. Ballu, C. Deplus et M. Diament, 1994 - The Gravinaut Cruise: Seafloor Gravity and Electromagnetism at the MARK-Snake Pit Area - InterRidge News, vol.3, n°1, Spring/Summer 1994.

C: Communications dans des congrès, symposium

- 43. Kopp, H., D. Lange, F. Petersen, J.-Y. Royer, P. Sakic, V. Ballu, Z. Çakir, S. Ozeren, P. Henry, S. Ergintav, and L. Géli, Undersea acoustic telemetry across the North Anatolian Fault, Marmara Sea: results from 3 years of continuous monitoring of the fault displacement, EGU, Vienna, EGU2018-16407, 8-13 avril 2018.
- 44. Ballu, V., L. Testut, E. Poirier, A. Guillot, M. Calzas, C. Drezen, L. Fichen, T. Coulombier, P. Pineau, N. Lachaussée, C. Plumejeaud, P. Bonnefond, X. Bertin and G. Woppelmann, Mapping the sealevel for altimetry calibration purpose using the future PAMELI marine ASV around the Aix Island sea-level observatory, OSTST meeting, Miami, 23-27 October 2017.
- 45. Durand, F., S. Calmant, M. Calzas, V. Ballu, L. Testut, P. Valty, Y. Krien, P. Bonnefond, F. Papa, C. Mayet, CK Shum and Z. Khan, Geodetic survey of the freshwater front of the Ganges-Brahmaputra river plume in Bangladesh from CalNaGeo GNSS device, OSTST meeting, Miami, 23-27 October 2017.
- 46. Ishaque1, M., L. Testut, F. Durand, S. Calmant, Y. Krien, J.U. Khan, D. Allain, F. Lyard, V. Ballu, M. Passaro, S. Fleury and F. Birol, Estimating tidal constants in the near-shore domain from Jason1-2-3 archive: a case study for the northern Bay of Bengal, OSTST meeting, Miami, 23-27 October 2017.
- 47. UMR 7266 LIENSs, La Rochelle ; DT INSU, Brest ; IUT et Laboratoire L3i, Univ. La Rochelle, PAMELI Plateforme Autonome Multicapteurs pour l'Exploration Littorale Interdisciplinaire, colloque de restitution DefiInstrum, Mai 2017, Paris.
- 48. Testut, L., V. Ballu, A. Santamaria-Gomez, O. Laurain, P. Bonnefond, X. Bertin and E. Poirier, Analysis of SARAL/AltiKa range and correction data in a flat coastal environment, around Aix island sea-level observatory, near La Rochelle, France, Coastal Altimetry Workshop, Venise, 21-24 Feb. 2017.
- 49. Ballu, V., Cannat, M., Wayne Crawford W., Daniel, R, Coulombier, T., Blandin, J., Sarradin, P.M. et toute l'équipe MOMARSAT, EMSO-Azores: de la géophysique à la microbiologie, en passant par l'écologie et l'océanographie, un observatoire multi-disciplinaire à l'axe de la dorsale Médio-Atlantique, colloque G2, Brest, 14-16 nov. 2016.
- 50. Sakic, P., Ballu, V., Royer, JY., Piété, H., Poirier, E., GEODESEA: première expérience française de GNSS/Acoustique dans la perspective d'une expérimentation à plus long terme dans les Antilles, colloque G2, Brest, 14-16 nov. 2016.
- 51. Piété, H., Royer, J.Y., Sakic, P., Ballu, V., H. Kopp, D. Lange, F. Petersen, S. Özeren, S. Ergintav, L. Geli, P. Henry, Mesure du mouvement d'une faille sous-marine par distancemétrie acoustique : exemple du segment Istanbul-Silivri de la faille Nord-Anatolienne en mer de Marmara, colloque G2, Brest, 14-16 nov. 2016.
- 52. Testut, L., V. Ballu, A. Santamaria-Gomez, O. Laurain, P. Bonnefond, X. Bertin and E. Poirier, SARAL/AltiKarange and correction data in a flat coastal environment around the Aix island sea-level observatory, France, OSTST Meeting, La Rochelle, 1-4 November 2016.
- 53. Ballu, V., Y. Krien, M. Karpytchev, S. Calmant, CK. Shum, Subsidence due to Holocene Sediment Load in the Ganges-Brahmaputra-Meghna Delta: Effect of Plate Boundaries, AGU Fall meeting, San Francisco, 14-18 Dec 2016.
- 54. Shum, CK., C. J. Jenkins, J. Chen, J. Guo, F. Hossain, J. Karsche, B. Braun, S. Calmant, V. Ballu, F. Papa, M. Kuhn, R. Ahmed, Z. H. Khan, M. Hossain, A. Bernzen, C. Dai, Y. Jia, Y. Krien, CY Kuo, A. Liibusk, K. Shang, L. Testut, KH Tseng, B. Uebbing, R. Rietbroek, P. Valty, J. Wan, Bangladesh Delta: Assessment of the Causes of Sea-level Rise Hazards and Integrated Development of Predictive Modeling Towards Mitigation and Adaptation (BanD-AID), AGU Fall meeting, San Francisco, 14-18 Dec 2016.
- 55. Karpytchev, M., Y. Krien, V. Ballu, M. Becker, S. Calmant, G. Spada, J. Guo, Z. Khan, C.K.Shum, Subsidence of the Ganges-Brahmaputra delta due to Holocene sedimentation, 2nd Intl Workshop on Coastal Subsidence, Venise, 30 May 1 June 2016.
- 56. Krien Y., Karpytchev M., Ballu V., Calmant S., and Shum, C.K., Subsidence due to Holocene sediment load in the Ganges-Brahmaputra-Meghna delta: effect of faults, 2nd Intl Workshop on Coastal Subsidence, Venise, 30 May 1 June 2016.
- 57. Karpytchev, M., Y. Krien, V. Ballu, M. Becker, S. Calmant, G.Spada and C K Shum, Contribution of Sediment Loading

- to the Ganges-Brahmatra Delta Subsidence, Geophysical Research Abstracts Vol. 18, EGU General Assembly 2016.
- 58. Sarradin, P-M., J. Blandin, M. Cannat, J. Sarrazin, A. Godfroy, C. Rommevaux, A. Colaço, W. Crawford, V. Ballu, J. Escartin, V. Chavagnac, and G. Reverdin, Latest highlights from the EMSO-Açores deep sea observatory, Geophysical Research Abstracts Vol. 18, EGU General Assembly 2016.
- Vilaseca, G., C. Deplus, J. Escartin, V. Ballu, P. Nomikou, C. Mével, and M. Andreani, Oceanographic signatures and pressure monitoring of seafloor vertical deformation in near-coastal, shallow-water areas: a case study from Santorini Caldera, Geophysical Research Abstracts Vol. 18, EGU General Assembly 2016.
- 60. Ballu, V., M. Gravelle, P. Valty, P. Sakic, S. Loyer, F. Perosanz and S. Calmant, Vertical and horizontal ground deformation in the South West Pacific islands: what accuracy can we currently reach? IGS workshop, Sydney, 8-12 Fev, 2016.
- 61. Gravelle, M., A. Santamaria-Gomez, G. Wöppelmann and V. Ballu, Reanalysis of GPS data over 1995-2013 to monitor tide gauges for sea level studies, IGS workshop, Sydney, 8-12 Fev, 2016.
- 62. Calmant, S., M. Becker, F. Papa, C. Delebecque, A.S. Islam, M. Karpytchev, V. Ballu, C.K Shum, Z. H. Khan, Relative sea-level rise hazards: the case of Bangladesh delta, AGU Fall meeting, San Francisco, 14-18 dec. 2015.
- 63. Ballu, V., S. Calmant, P. Valty, M. Gravelle, P. Sakic, J. Aucan et B. Pelletier, Horizontal and vertical deformation field in New Caledonia derived from 20 years of GNSS measurements, AGU Fall meeting, San Francisco, 14-18 dec. 2015.
- 64. Royer, J. Y., A. Deschamps, H. Piete, P. Sakic, V. Ballu, R. Apprioual, H. Kopp, D. Lange, L. Ruffine and L. Geli, Undersea acoustic telemetry across the North Anatolian Fault, Marmara Sea: results from the first 6 months of monitoring of the fault displacement, AGU Fall meeting, San Francisco, 14-18 dec. 2015.
- 65. Escartin, J., T. Barreyre, M. Cannat, R. Garcia, N. Gracias, A. Deschamps, A. Salocchi, P-M. Sarradin, V. Ballu, Hydrothermal activity along the slow-spreading Lucky Strike ridge segment (Mid-Atlantic Ridge): Distribution, heatflux, and geological controls, AGU Fall meeting, San Francisco, 14-18 dec. 2015.
- 66. Sakic, P., V. Ballu, H. Piete, J-Y. Royer, J-B. de Chabalier, Off Shore Geodetic Measurements Simulations in the Context of Seismic and Tsunami Hazard Evaluation in the Lesser Antilles AGU Fall meeting, San Francisco, 14-18 dec. 2015.
- 67. Bonnefond, P., Exertier, P., Laurain, O., Bergé-Nguyen M., Calmant, S., Crétaux, JF., Testut, L., Perosanz, F., Ballu, V., Brachet, C., Calzas, M., Drezen, E., Haines, B. Desai, S., La mesure du niveau de l'eau par GNSS pour les besoins de l'étalonnage de la mesure altimétrique par satellite quelques avancées récentes, Colloque G2, Toulouse, 16-18 nov. 2015.
- 68. Ballu, V., S. Calmant, J. Aucan, V. Duvat-Magnan, B. Pelletier, M. Becker, M. Gravelle, M. Karpytchev, P. Valty, L. Testut, CK. Shum, F. Hossain, Z. Khan, P. Simeoni and T. Kanas, Coastal vulnerability to climate change-induced sealevel rise may be increased by land motion and human factors, CFCC, Paris July 7-10th 2015. Conférence invitée.
- 69. Ballu, V., M.N. Bouin, S. Calmant, B. Pelletier, T. Kanas, E. Garaebiti, A. LeBreus, Les campagnes GEODEVA: une série de campagne de géodésie marine, sous-marine et terrestre dans le Sud-Ouest Pacifique, Journées Nationales Flotte Océanographique Cotière, Bordeaux, 11-12 mai 2015.
- 70. Piété, H., A. Deschamps, V. Ballu, P. Sakic, J-Y Royer, H. Kopp, D. Lang, L. Géli, L. Ruffine, Campagne MARSITE 2014: Installation de réseaux de distancemètres acoustiques pour le suivi cinématique du segment Istanbul-Siliviri de la faille Nord-Anatolienne, Mer de Marmara Journées Nationales Flotte Océanographique Cotière, Bordeaux, 11-12 mai 2015.
- Karpytchev, M., V. Ballu, P. Valty, S. Calmant, J. Guo, F. Papa, M. Becker, F. Hossain and C. K. Shum, Viscoelastic deformation due to sediment loading in the Ganges-Brahmaputre delta and in te Bay of Bengale, 2014 Fall AGU, San Francisco, CA, December 15-19, 2014.
- 72. Yi, Y., C. Shum, J. Kim, Y. Jia, K. Tseng, K. Shang, S. Calmant, V. Ballu, L. Testut, S.H. Khan and X. C. Wang, Estuary tides using satellite altimetry and SAR/InSAR data, 2014 Fall AGU, San Francisco, CA, December 15-19, 2014.
- 73. Shum, C., C. Kuo, J. Guo, K. Shang, K. Tseng, J. Wan, S. Calmant, V. Ballu, P. Valty, J. Kusche, F. Hossain, Z. H. Khan, R. Rietrooek, and B. Uebbing, Quantifying and projecting relative sea-level rise at the regional scale: The Bangladesh Sea-Level Project (BanD-AID), 2014, FALL AGU, San Francisco, CA, December 15-19, 2014.
- 74. Shum, C., J. Kusche, R. Ahmed, V. Ballu, B. Braud, S. Calmant, J. Chen, J. Guo, F. Hossaib, M.M Hossain, J.C. Jenkins, Z. H. Khan, M. Kuhn, F. Papa, P. Valty, L. Testut, and K.H. Tseng, Belmont Forum/IGFA Project, BanD-AID: Mitigating Bangladesh Delta Coastal Vulnerability due to Sea-level Rise, an integrated Natural & Social Framework, Deltas in Times of Climate Change II International Conference, Rotterdam, The Netherlands, September 24-26, 2014.

- 75. Martin-Miguez B., C. Letetrel, L. Testut and V. Ballu. Cal/VAL activities at Aix Island. OSTST Meeting 26-31 October 2014, Germany.
- 76. Valty, P., V. Ballu, S. Calmant, CK Shum, I. Panet, L. Testut, Z. Khan, Absolute sea-level changes along coastal Bangladesh, OSTST Meeting 26-31 October 2014, Germany.
- 77. Ballu, V., P. Sakic, S. Calmant, P. Valty, P. Bonnefond, O. Laurain and M-N. Bouin, Comparison of sea-surface heights from altimetry and GNSS kinematic data offshore Vanuatu, OSTST, Oct. 2014.
- 78. Shum, C.K., V. Ballu, S. Calmant, J. Duan, J. Guo, F. Hossain, C. Jenkins, Z. Haque Khan, J. Kim, M. Kuhn, J. Kusche, F. Papa, K-H Teng, J. Wan, and M. Hossain, Coastal vulnerability due to sea-level rise hazards in the Bangladesh delta: Band-Aid, EGU2014-15137, EGU General Assembly, Vienna, Austria, April27-May5 2014.
- 79. Ballu, V., W.C. Crawford, O. de Viron, M. Cannat, Precision of vertical seafloor deformation measurements at the deep MOMAR observatory, 37°N Mid-Atlantic Ridge, invited contribution, AGU Fall Meeting, San Francisco, 9-13 dec. 2013.
- 80. Baillard, C., WC Crawford, V Ballu, MM Regnier, B Pelletier, E Garaebiti, Seismicity and geodynamics in the central part of the Vanuatu Arc, AGU Fall Meeting, San Francisco, 9-13 dec. 2013.
- 81. Crawford, W.C., Ballu, V., Bertin, X., Karpytchev, M., Six years of deep ocean infragravity waves measurements on the Mid-Atlantic Ridge, 37°N, AGU Fall Meeting, San Francisco, 9-13 dec. 2013.
- 82. Bonnefond, P., P. Exertier, O. Laurain, S. Calmant, J.-F. Cretaux, L. Testut, V. Ballu, M. Cancet, FOAM: From Ocean to Inland Water Altimetry, OSTST, Boulder, Octobre 2013.
- 83. Hibert, C. A Mangeney, G Grandjean, C Baillard, W Crawford, V Ballu, Automatic identification, localisation and volume estimation of rockfalls occurring in the Dolomieu crater, Piton de la Fournaise volcano, la Réunion Island. EGU2013-7291, EGU General Assembly Conference, Vienne, 2013.
- 84. Ballu, V., M.-N. Bouin, S. Calmant, B. Pelletier, T. Kanas, E. Garaebiti, Les campagnes GEODEVA: une série de campagne de géodésie marine, sous-marine et terrestre au Vanuatu., Journées de la Flotte Hauturière, 10-11 juin 2013.
- 85. Ballu, V., Apparent sea level rise and earthquakes, International workshop on Climate change and sea level rise; coastal vulnerability and societal impacts, Collège de France Paris, Mai 2013. Conférence invitée.
- 86. Ballu, V., MN. Bouin, C. Baillard, S. Calmant, P. Bonnefond, B. Pelletier, W.C. Crawford, T. Kanas, E. Garaebiti, Using GPS, tide gauge and altimetry data to constrain subduction parameters at the Vanuatu plate boundary, invited talk, AGU Fall Meeting, San Francisco, 3-7 dec. 2012.
- 87. Ballu, V., O. de Viron, W. C. Crawford, M. Cannat, J. Escartin, Long-term observations of seafloor pressure variations at Lucky Strike volcano, Mid-Atlantic Ridge, AGU Fall Meeting, San Francisco, 3-7 dec. 2012. Conférence invitée
- 88. Baillard, C., Crawford, W. C., Ballu, V., Hibert, C. Automatic P-S phase picking procedure based on Kurtosis: Vanuatu region case study, AGU Fall Meeting, San Francisco, 3-7 dec. 2012.
- 89. Barreyre, T., Escartin, J., Sohn, R.A., Cannat, M., Ballu, V., Temperature variation records at diffuse and focused outflow in Lucky Strike hydrothermal field: toward a characterization of the outflow dynamic, AGU Fall Meeting, San Francisco, 3-7 dec. 2012.
- Nomikou, P., Escartin, J., Ridao, P., Sakellariou, D., Camilli, R., Ballu, V., Moreira, M., Mével, C., Mallios, A., Deplus, C., Andreani, M., Pot, O., Garcia, R., Rouzie, L., Gabsi, T., Campos R., Gracias, N., Hurtos, N., Magi, L., Palomeras, N., Ribas, D. Preliminary submarine monitoring of Santorini Caldera: hydrothermal activity and seafloor deformation, VOLSAM 2012, 10-12 October 2012, Santorini, Greece.
- 91. Ballu, V., P. Bonnefond, S. Calmant, M.-N. Bouin, B. Pelletier, W. C. Crawford, C. Baillard, O. Laurain, O. de Viron, Using radar altimetry, combined with bottom pressure data, to measure underwater vertical movements 20YPRA, 24-25 sept. 2012, Venice, 2012.
- 92. Bonnefond, P., Exertier, P., Laurain, O., Calmant, S., Crétaux, J-F., Testut, L., Ballu, V., Cancet, M., FOAM: From Ocean to inland waters Altimetry Monitoring, OSTST, 26-28 sept. 2012, Venice, 2012.
- 93. Ballu, V., Bouin, MN., Bonnefond, P., Calmant, S., Peltier, A., Crawford, W., Pelletier, B., Bergeot, N., Diament, M., Using seafloor pressure gauges and satellite altimetry data to constrain deformation models in a partially locked subduction zone, Central Vanuatu, AGU Fall meeting, San Francisco, 2009.
- 94. Bouin, MN, Ballu, V., Calmant, S., Boré, JM., Folcher, E., Ammann, J., Towards seafloor geodesy using GPS and satellite altimetry in Wusi Bank, Santo Island, Vanuatu, SOPAC STAR meeting, Vanuatu, 2009.

- 95. Ballu, V., Bouin, MN, Calmant, S., Pelletier, B., Bergeot, N., Peltier, A., Kalsale, M., Kanas, T., Willy, JC., Koroka, P., Crawford, W., Garaebiti, E., Todman, S., Cuevard, J., Worwor, A., Jimmykone, S., Nakedau, D. and Diament, M., A land and seafloor geodesy experiment in Vanuatu to study the seismic cycle in a partially locked subduction zone, SOPAC STAR meeting, Vanuatu, 2009.
- 96. Ildefonse, B., M. Andreani, E. Hoise, V. Ballu, J. Escartin, J. Dyment & F. Gaill, Further geological sampling around the Rainbow hydrothermal sie, Mid-Atlantic Ridge, AGU, 8(52), Fall Meet. Suppl., Abstract T53B-1306, 2007.
- 97. St Laurent, L., A. Thurnherr, G. Reverdin, P. Bouruet-Aubertot, V. Ballu, Overflow turbulence on the Mid-Atlantic Ridge, IUGG General Assembly, Perugia, Italy, 2007.
- 98. Thurnherr, A., L. St Laurent, G. Reverdin, P. Bouruet-Aubertot, V. Ballu, Overflows on the Mid-Atlantic Ridge, IUGG General Assembly, Perugia, Italy, 2007.
- 99. Bergeot, N., V. Ballu, MN Bouin, M. Régnier, M. Diament, O. deViron, S. Calmant, B. Pelletier, Vertical deformation in an ocean-ocean partially locked subduction zone, SUBCO Conference, Montpellier, juin 2007.
- 100. Ballu, V., M. Cannat and the Graviluck scientific party, MoMAR observatory: A Geophysical, Geological and Oceanographical Approach to the Monitoring of the Lucky Strike Segment (GRAVILUCK Cruise), Eos Trans. AGU, 87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract OS31B-1635, 2006.
- 101. St Laurent, L., A. Thurnherr, G. Reverdin, P. Bouruet-Aubertot, V. Ballu, Overflow turbulence on the Mid-Atlantic Ridge, Eos Trans. AGU, 87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract OS13B-1563, 2006.
- 102. Thurnherr, A., L. St Laurent, G. Reverdin, P. Bouruet-Aubertot, V. Ballu, Overflows on the Mid-Atlantic Ridge, Eos Trans. AGU, 87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract OS24B-05, 2006.
- 103. Escartin, J., A. Soule, A. Bezos, M. Cannat, D. Fornari, V. Ballu, S. Humphris and the Graviluck Science party, Patterns of volcanism and tectonism at a slow-spreading segment of the Mid-Atlantic Ridge (Lucky Strike, 37N): preliminary results from near-bottom geological and geophysical surveys, Eos Trans. AGU, 87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract B33D-05, 2006.
- 104. Bouin, M.N., V. ballu, B. Pelletier, R. Bouillaguet et M. Diament, Mouvements tectoniques du fond océanique et variations du niveau marin au Vanuatu, Assises de la Recherche dans le Pacifique, Tahiti, Octobre 2006.
- 105. Ballu, V., O de Viron, MN. Bouin, G. Jan, M. Diament, S. Calmant, JM Bore et N. Bergeot, Determining vertical deformations in underwater areas, EGU general assembly, Vienne, Austria, 2006.
- 106. Ballu, V., G. Jan, MN Bouin, S. Calmant, JM Bore, N. Bergeot et M. Diament, Vertical seafloor deformation in a partially locked subduction zone from tide gauge, altimetry and GPS data, International symposium on radar altimetry, 13-18 mars 2006, Venise.
- 107. Jan, G., Y. Menard, P. Bonnefond, V. Ballu, O. Laurain, Altimeter satellite sea surface height calibration with insitu network, International symposium on radar altimetry, 13-18 mars 2006, Venise.
- 108. Bouin M.N., V. Ballu, S. Calmant, K. Cheng and C.K. Shum, Monitoring local sea surface by onboard GPS, tide gauge data and satellite altimetry, proceedings of the EGU General Assembly, 2005.
- 109. Cheng, K., V. Ballu, MN. Bouin, S. Calmant, et C. K. Shum, Absolute Local Sea Surface in the Vanuatu Archipelago from GPS, Satellite Altimetry and Pressure Gauge Data, AGU San Francisco, 12-17 Dec. 2004.
- 110. Ballu, V., K. Cheng, MN Bouin, S. Calmant, CK Shum, Absolute local sea surface in the Vanuatu Archipelago from GPS, satellite altimetry and pressure gauge data, Envisat symposium, Sept. 2004, Salzburg.
- 111. Pelletier B., G. Cabioch, S. Calmant, V. Ballu et J. Perrier, Bathymetry of the coastal areas of some islands of Vanuatu, SOPAC 33 rd Annual Session, Fiji 17th-21 september 2004.
- 112. Bouin M.N., V. Ballu, S. Calmant, K. Cheng, C.K Shum, et L. Testut, Mesure de la surface moyenne océanique et déformations verticales du plancher marin aux Vanuatu, par techniques géodésiques et marégraphiques combinées. Assises de le Recherche dans le Pacifique, Nouméa, 2004.
- 113. Bouin M. N., V. Ballu, S. Calmant, K. Cheng, CK Shum, L.Testut, A. Braun and G. Jan, Local sea surface in the Vanuatu archipelago from GPS, satellite altimetry and pressure gauge data, Geophys. Res. Abstr., vol 6, 06894, EGS, 2004.
- 114. Ammann J., Ballu V., Diament M., Deplus C., Pot O., 2004 Instrumentation en Géodésie Fond de Mer, Atelier Experimentation et Instrumentation, colloque CNRS, Paris, 23-24 mars 2004.
- 115. R. Person R., J. Blandin, J.M. Strout, J. Amman, V. Ballu, P. Briole, G. Etiope, M. Masson, V. Lykousis, G. Ferentinos, S.

- Smolders, ASSEM a new concept of observatories for long term seabed monitoring, Atelier Experimentation et Instrumentation, colloque CNRS, Paris, 23-24 mars 2004.
- 116. Bouin M. N., Calmant S., Cheng K., Ballu V., Shum CK and Testut L., Absolute height of sea surface by trajectory of GPS antennae over submerged pressure gauges, AGU, San Francisco, 2003.
- 117. Tiberi, C., C. Ebinger, V. Ballu et K. Tadesse, Crustal model from gravity inversions: application to the East Africa-Aden-Red Sea triple junction, EGS-AGU-EUG joint assembly, Nice, 6-11 April 2003.
- 118. Bonvalot S., Diament M., Ammann J., Ballu V., Deplus C., Gabalda G. et Remy D., 2001 Temporal Gravity Observations in Volcanic Areas: Contribution and Limitation of Field Relative Gravimetry AGU 2001 Fall Meeting, Eos Trans. AGU, 82(47), Fall Meet. Suppl., F254.
- 119. Pletser V., Lognonne P., Diament M., Ballu V., Dehant V., Lee P., Zubrin R. Subsurface Water Detection On Mars By Active Seismology: Simulation At The Mars Society Arctic Research Station. Conference on the Geophysical Detection of Subsurface Water on Mars 1, 7018, 2001.
- 120. Ballu V., Diament M., Deplus C. et Briole P., 2000 Déformation et variations temporelles du champ de pesanteur : dynamique des zones d'accrétion et de rifting Colloque AGRET, Grasse, Nov. 2000.
- 121. Ballu V., Diament M., Deplus C. et Briole P., 2000 Dynamique des zones de rifting et d'accrétion : mesure des mouvements horizontaux et verticaux Journées Dorsales, Roscoff, Sept. 2000.
- 122. Ballu V.S., Diament M., Nary M.S. et Bertil D., 1999 Temporal variations of the Asal Rift gravity field, AGU 1999 Fall Meeting AGU 99 Fall Meeting, EOS Trans. AGU, 80 (46), Fall Meet. Suppl., F252.
- 123. Ballu, V., E. Canuteson et J. A. Hildebrand, Understanding the structure of the Hess Deep using sea-floor and sea-surface gravity anomalies, AGU Fall meeting, San Francisco, 1997.
- 124. Ballu V., Dubois J., Deplus C., Diament M. et Bonvalot S., 1996 Sea-bottom Gravity Contrains the Detailed Structure of the Oceanic Crust in the MARK Area (M. A. R., 23°N) AGU 96 Fall Meeting, San Francisco, Suppl. EOS 77, F698.
- 125. Lagabrielle Y., Cormier M.-C., Ballu V. et Auzende J.-M., 1996 From perfect dome to large collapse caldera: tectonic/magmatic evolution of the East-Pacific Rise axial domain at 17°S-19°S from submersible observations AGU 96 Fall Meeting, San Francisco, Suppl. EOS 77, F660.
- 126. Ballu V., Dubois J. et équipe Gravinaute dont S. Bonvalot C. Deplus et M. Diament, 1995 Gravity modelling of Mid Atlantic Ridge in the MARK area (N23°22') from sea-floor and sea-surface measurements EUG 8, Strasbourg, 9-13 Avril 1995.
- 127. Ballu V. et Dubois J., 1995 La lithosphère sous la dorsale médio-Atlantique à la latitude 23°22'N, d'après l'analyse de données gravimétriques de surface et de fond de mer Journées spécialisées de la SGF, Géosciences Marines, Brest, 18-19 Déc. 1995.
- 128. Durand C., Gente P., Ballu V. et Dubois J., 1995 Horst and graben structures on the Mid-Atlantic ridge flanks in the MARK area (23°22'N): submersible observations AGU 1995 Fall Meeting, San Francisco, EOS 76, n°46, F555.
- 129. Lagabrielle Y., Ximenis-Llusa L., Auzende J.M. et Ballu V., 1995 Tectonique d'une dorsale ultra-rapide (EPR 18°S) : structures en tension et effondrement de la caldeira axiale Journées spécialisées de la SGF, Géosciences Marines, Brest, 18-19 Déc. 1995.
- 130. Dubois J., Ballu V., Beuzart P., Bonvalot S., Deplus C., Diament M., Dubreule A., Durand C., Esnoult M.F., Schultz A. et Tarits P., 1994 - Sea-bottom Gravity and Electro-Magnetic Measurements on MARK area - EGS XIX, Grenoble, 25-29 April 1994.
- 131. Auzende J.-M., Sinton J.M., Ballu V., Batiza R., Bideau D., Cormier M.-H., Fouquet Y., Geistdorfer P., Lagabrielle Y. et Spadea P., 1994 Submersible Observations at Superfast Spreading: NAUDUR program, East Pacific Rise, 17-19 Degrees South AGU 1994 Spring Meeting, Baltimore, EOS 75, n°16, p. 329.

D : Séminaires et workshops

Présentation invitée au workshop Vanuatu, 29-30 mars 2918, Nice.

Participation invitée au workshop de géographie "Back to the Future" sur l'adaptation au changement climatique, Rochefort/La

- Rochelle, oct. 2013.
- Ballu, V., Mouvements verticaux de la croûte et variations du niveau marin : exemple des Torrès, Communication orale, Colloque National REFMAR, IGN, Saint-Mandé, Juin 2013.
- Journée Géodésie fond de mer, Paris, CNRS 2012.
- Ballu, V. Principaux résultats sur les mouvements verticaux et horizontaux au Vanuatu, Port-Vila, mai 2012. Conférence destinée aux instances dirigeantes au Vanuatu dans le domaine du risque tellurique et météorologique.
- Ballu, V., M.-N. Bouin, P. Siméoni, S. Calmant, T. Kanas, E. Garaebiti and B. Pelletier, Coastal flooding in the Torres islands (Vanuatu)? Absolute sea level rise and vertical tectonic motions, 20-23 March 2012, PACE-net Key-Stakeholder Conference, Bruxelles, 2012.
- Ballu, V., P. Bonnefond, S. Calmant, M.-N. Bouin, B. Pelletier, W. C. Crawford, C. Baillard, E. Garaebiti, O. Laurain, O. de Viron, Seismic risk assessment in coastal zones: new developments towards measuring offshore vertical movements, 20-23 March 2012, PACE-net Key-Stakeholder Conference, Bruxelles, 2012.
- Ballu, V. Géodésie terrestre et marine au Vanuatu, séminaire GéoAzur, Sophia-Antipolis, 27 janvier, 2012.
- Ballu, V. Utilisation de la marégraphie pour la mesure des mouvements verticaux sous-marins, journée sur la marégraphie en France, GéoAzur, 26 janvier 2012.
- Ballu, V., Montée des eaux aux Torrès (Vanuatu): changement climatique, mouvements tectoniques et perception de ces changements par les insulaires, séminaire LIENSs La Rochelle, 24 mars 2011.
- Ildefonse, B., M. Andreani, E. Hoise, V. Ballu, J. Escartin, J. Dyment, F. Gaill and Y. Fouquet, Echantillonnage géologique autour du site hydrothermal Rainbow (Campagne MoMARDREAM, juillet 2007), Journees Scientifiques Serpentinites, 10-12 Octobre 2007, Grenoble, France.
- Ballu, V., J. Beilin et D. Boyer, Microgravimétrie au LSBB : installation d'un réseau et premières mesures, Rencontres du LSBB à Rustrel, 29 sept. 2005.
- Ballu V., J Ammann, O. Pot, Alex Nercessian, P. Briole, Christine Deplus and M. Diament, A project to monitor vertical and horizontal underwater deformation in the Gulf of Corinth, 2nd Aegion Workshop, June 3 7, 2003.
- Ammann J., Ballu V., Diament M., Deplus C., Bouin M.-N., Nocquet J.-M., Kasser M., Jamet O., Thomas H., Bechaz C., Ayela G., Coudeville J.-M., Balestrini P., Damiano R., Michel C., Stephane L. et Chaerles M., 2002 Projet GEODESEA: Réseau Terre & Espace Workshop SITEF 2002, Toulouse, 24 Octobre 2002.
- Ballu V., Ammann J., Deplus C., Diament M., Reverdin G. et Sasagawa G., 2002 Graviluck project: dynamics of a slow spreading ridge segment from seabottom pressure recording and gravity temporal variations Seafloor geodesy workshop, Wood's Hole, 10-11 oct. 2002.
- Ballu V., Reverdin G., Ammann J., Arnault S., Deplus C., Diament M. et Velicogna I., 2002 Monitoring vertical deformation on the Mid-Atlantic Ridge using continuous and repeated seafloor pressure measurements (Graviluck project) Workshop on vertical crustal motion and sea level change, Toulouse, France, 17 19 Sept. 2002.
- Ammann J., Ballu V., Diament M., Deplus C., Bouin M.-N., Nocquet J.-M., Kasser M., Jamet O., Thomas H., Bechaz C., Ayela G., Coudeville J.-M., Balestrini P., Damiano R., Michel C., Stephane L. et Chaerles M., 2002 Projet GEODESEA: Réseau Terre & Espace Workshop SITEF 2002, Toulouse, 24 Oct. 2002.
- Ballu V., Ammann J., Arnault S., Cannat M., Cormier M.H., Deplus C., Diament M., Dyment J., Escartin J., Gente P., Jousset P., Maia M., Métivier L., Panet I., Ravilly M., Reverdin G., Rommevaux C., Sasagawa G. et Velicogna I., 2002 The GRAVILUCK project in the MOMAR framework 2ème colloque MOMAR, Horta, Açores, 14-17 juin 2002.
- Ballu, V, 2002 : Comment mesurer des déformations en milieu marin ?, Séminaire invité à Sophia-Antipolis, 28 mars 2002.
- Ballu V., 2001 Mesure de la déformation lithosphérique en fond de mer Conférence invitée / grand public dans le cadre des conférences sur "La géophysique marine et son apport à la connaissance de la lithosphère océanique et des marges continentales", Institut Océanographique, Paris, déc. 2001.
- Ballu V., 2001 Expériences de géodésie fond de mer déjà entreprises dans le monde Journée Géodésie Fond de Mer, IPG Paris, 11 Mai 2001.
- Ballu V., 2001 Géodésie et gravimétrie : observations répétées en fond de mer atelier du Programme Dorsales "Observation à long terme sur les dorsales océaniques", Roscoff, 29-31 oct. 2001.
- Ballu V., 2000 Gravity temporal variations in the Asal Rift, Djibouti Séminaire, Royal Holloway University of London, Mars 2000.
- Ballu V., 2000 Variations temporelles du champ de pesanteur dans le rift d'Asal, Djibouti Séminaires LGS, Univ. Paris VI, Mars

2000.

Ballu V., 1996 - The structure of the oceanic crust inferred from sea-bottom gravity studies. Séminaire, IGPP, Scripps Institution of Oceanography, Nov. 1996.

Ballu V., 1996 - Modélisation de la structure détaillée de la croute océanique par la gravimétrie de fond de mer - Séminaires UBO, Brest, Oct. 1996.

E: Vulgarisation

Participation au projet Argonautica du CNES, avec en particulier l'implication de PAMELi dans le volet Argotechno (https://enseignants-mediateurs.cnes.fr/fr/projets-suivis-argotechno)

Sciences et Vie : Les séismes tendent à noyer les îles, Sciences et vie, n°1130, novembre 2011, p30.

Sciences et Avenir: Hors-série Juillet-aout 2012: Vanuatu, un archipel sous haute surveillance, 6 pages.

Der Spiegel: Rätsel den sinkinden Inseln, article de 4 pages en juin 2012 sur nos travaux à Vanikoro (Salomons) et au Vanuatu sur la montée des eaux sur les îles.

Article fait par la Commission Européenne dans Science for Environmental Policy sur nos travaux.

Article Science au Sud (IRD), 2012.

Pages actualités de l'IRD / 2012: http://www.ird.fr/la-mediatheque/fiches-d-actualite-scientifique/386-les-premiers-refugies-climatiques-du-vanuatu-sont-toujours-menaces

Journal du CNRS: La Terre danse sous le Vanuatu, rubrique En Images, pages 14-16, #270, janvier-février 2013.

Émissions radio:

- « Micromega » sur RFI septembre 2006 (thème : la campagne Graviluck)
- « Recherche en cours » radio Aligre juillet 2007 (thème : la géodésie fond de mer),

Participation au Festival du film Eco-citoyen (Septembre 2015). Débat à l'issu du film « The Impossible ».

Participation à un café des Sciences organisé par les Petits Débrouillards sur le thème des réfugiés climatiques (octobre 2015)

Conférences à l'Ambassade de France au Vanuatu à destination du grand public.

En France: Interventions ponctuelles dans des écoles et collèges (dont sollicitation Petits Débrouillards).

A Futuna : intervention / sensibilisation au risque sismique dans toutes les classes de lycée de l'Île

Au Vanuatu : nombreuses interventions (>20) dans les îles sur la tectonique des plaques, la géodésie et le risque sismique (en bislama, langue locale).

8 Première page des articles auxquels j'ai contribué depuis une dizaine d'année

J Geod DOI 10.1007/s00190-008-0248-3

ORIGINAL ARTICLE

A seafloor experiment to monitor vertical deformation at the Lucky Strike volcano, Mid-Atlantic Ridge

Valérie Ballu · Jérome Ammann · Olivier Pot · Olivier de Viron · Glenn S. Sasagawa · Gilles Reverdin · Marie-Noelle Bouin · Mathilde Cannat · Christine Deplus · Sébastien Deroussi · Marcia Maia · Michel Diament

Received: 19 February 2008 / Accepted: 14 July 2008 © Springer-Verlag 2008

Abstract Decades of cruise-based exploration have provided excellent snapshots of the structure of mid-ocean ridges and have revealed that accretion is a mixture of steady-state and quantum events. Observatory-type studies are now needed to quantify the temporal evolution of these systems. A multi-disciplinary seafloor observatory site is currently being set up at the Lucky Strike volcano, in the axial valley of the slow spreading Mid-Atlantic ridge as a part of the MoMAR (monitoring of the Mid-Atlantic Ridge) initiative. The aim of this observatory is to better understand the dynamics of the volcano and the hydrothermal vents hosted at its summit, as well as their plumbing systems. In August 2006,

V. Ballu · J. Ammann · O. Pot · M. Cannat · C. Deplus CNRS/Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, France

V. Ballu (⊠) IRD/Géoazur, PO Box 336, Port-Vila, Vanuatu e-mail: ballu@ipgp.jussieu.fr

e-mail: ballu@ipgp.jussieu.fr

G. S. Sasagawa IGPP/Scripps Institution of Oceanography, San Diego, CA, USA

Paris 7/Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, France

G. Reverdin CNRS/LOCEAN, Paris, France

M.-N. Bouin IGN/LAREG, Marne-la-Vallée, France

Present Address: M.-N. Bouin Meteo-France, Brest, France

S. Deroussi \cdot M. Diament Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, France

M. Maia CNRS/Université de Bretagne Occidentale, Brest, France the GRAVILUCK cruise initiated an experiment to monitor the deformation of Lucky Strike volcano. A geodetic network was installed, and seafloor pressure, gravity and magnetic data were collected. In this paper, we present the method used to monitor volcanic deformation, which involves measuring relative depth difference between points within a seafloor geodesy network. We show that, taking into account oceanographic variability and measurement noise, the network should be able to detect vertical deformations of the order of 1 cm

 $\begin{tabular}{ll} \textbf{Keywords} & Seafloor \cdot Geodesy \cdot Deformation \cdot MoMAR \cdot \\ Volcano \cdot Pressure \\ \end{tabular}$

1 Introduction

Deformations of the Earth surface are commonly measured on land using satellite geodetic methods, including global navigation satellite systems (GNSS) and radar interferometry. However, deformations of the Earth surface beneath the oceans cannot be measured using these methods, because the oceans are opaque to electromagnetic waves. The development of underwater deformation monitoring is therefore crucial for both global geodesy and local geodynamical studies.

The Earth surface is divided into more or less rigid plates interacting in localized areas, named plate boundaries, where intense deformations occur. A number of these plate boundaries are located underwater because they involve one or two dense oceanic plate(s). For instance, subduction zones and mid-oceanic ridges are located underwater, except in a few areas such as Iceland and the Asal rift in Djibouti (Rubin and Pollard 1988; Ballu et al. 2003). Quantifying the plate deformation close to subduction zone trenches provides valuable constraints on subduction dynamics and, more specifically, on the processes controlling the seismic cycle. For example,



ORIGINAL ARTICLE

Absolute seafloor vertical positioning using combined pressure gauge and kinematic GPS data

Valérie Ballu · Marie-Noelle Bouin · Stéphane Calmant · Eric Folcher · Jean-Michel Bore · Jérôme Ammann · Olivier Pot · Michel Diament · Bernard Pelletier

Received: 12 March 2009 / Accepted: 2 September 2009 © Springer-Verlag 2009

Abstract Knowledge of the position and motion of points on the seafloor can be critically important in both fundamental research (for example, global geodesy and plate tectonics) and for more practical applications such as seismic risk evaluation, off-shore construction and pipeline monitoring. In the Vanuatu subduction zone, for example, measuring deformation underwater could provide valuable information for modeling deformation and understanding the seismic cycle. We report a shallow water experiment in Vanuatu to

V. Ballu · J. Ammann · O. Pot · M. Diament CNRS/Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, France

V. Ballu · B. Pelletier IRD/UMR Géosciences Azur, Port Vila, Vanuatu

M.-N. Bouin IGN/LAREG, Marne-la-Vallée, France

Present Address:
M.-N. Bouin
CNRM/Centre de Meteo Marine, Brest, France

S. Carmani IRD/UMR Géosciences Azur, Nouméa, Nouvelle-Calédonie, France

Present Address:
S. Calmant
IRD/LEGOS, Brasilia, Brazil

Present Address:

E. Folcher · J.-M. Bore · B. Pelletier IRD, Centre de Nouméa, Nouméa, Nouvelle-Calédonie, France

CNRS/Université de Bretagne Occidentale, Brest, France

V. Ballu (⊠)

CNRS/IRD, PO box 336, Port-Vila, Vanuatu

e-mail: ballu@ipgp.jussieu.fr; vballu@gmail.com

Published online: 19 September 2009

measure the relative and absolute depth of seafloor points. The experiment differs from previous efforts mainly in that it uses the height of the sea surface determined by kinematic GPS, allowing us to locate the points in a global reference frame. The ITRF2005 ellipsoidal height of a seafloor benchmark was determined with a 1-sigma uncertainty of 0.7–2.1 cm. The estimated ellipsoidal height differs only by a few tenths of a centimeter between measurements made in 2004 and another set made in 2006. These results are encouraging and open new perspectives for vertical underwater deformation monitoring in shallow water areas. Sea-surface GPS measurements can also help to reduce the uncertainty in depth difference determination for relative measurements.

Keywords GPS experiment · Seafloor geodesy · Seismic cycle · Subduction zone processes · Submarine tectonics and volcanism · Pacific Ocean

1 Introduction

Satellite-referenced deformation measurements, such as those using the GPS system, have brought new insights on geodynamic studies. For instance, in the case of subduction zones, they allow the monitoring of interseismic ground deformations that provide the primary constraints for mechanically modeling locked zones (e.g., Savage 1983; Simoes et al. 2004). They also were vital in revealing the importance of slow slip events in overall stress release (e.g., Hirose et al. 1999; Dragert et al. 2001; Lowry et al. 2001). Other modern deformation studies (e.g., Doubre and Peltzer 2007) have revealed the existence of aseismic transients in a plate spreading context.

In most subduction and spreading zones, much of the deformation occurs underwater, and underwater deformation measurements will be crucial for understanding and

ORIGINAL ARTICLE

Improving resolution and accuracy of mean sea surface from kinematic GPS, Vanuatu subduction zone

Marie-Noëlle Bouin · Valérie Ballu · Stéphane Calmant · Bernard Pelletier

Received: 7 October 2008 / Accepted: 5 May 2009 / Published online: 3 June 2009 © Springer-Verlag 2009

Abstract Satellite altimetry provides an ocean mean sea surface (MSS) map with global coverage and overall excellent precision. However, in some areas, like the Vanuatu archipelago, the coverage and resolution of this tool are not sufficient to correctly map the short scale undulations of the sea surface, due to numerous islands and to strong lithospheric and mantle heterogeneities. New applications such as seafloor geodesy may require local mean surface representation with improved resolution in specific areas. We used sea surface height collected with kinematic GPS during three different cruises in 2004 2006 and 2007 to reconstruct a homogeneous sea surface map around Santo Island, Vanuatu. We assess the accuracy of this GPS-derived local sea surface to 6-19 cm and evaluate the quality of existing altimetry and gravity-derived MSSs on the Vanuatu archipelago. Observed short scale undulations are interpreted as due to local geodynamics.

M.-N. Bouin

Institut Géographique National/LAREG, Marne la Vallée, France

M.-N. Bouin (☑) CNRM/CMM, Météo France, 13 rue du Chatellier, CS 12804, 29228 Brest Cedex 2, France e-mail: Marie-Noelle.Bouin@meteo.fr

V. Ballu CNRS/Institut de Physique du Globe, Paris, France

V. Ballu · B. Pelletier Institut de Recherche et de Développement/CNRS, Géosciences Azur. Port-Vila. Vanuatu

Institut de Recherche et de Développement, Brasilia, Brazil

B. Pelletier
Institut de Recherche et de Développement, Nouméa, New Caledonia

Keywords Mean sea surface · Kinematic GPS · Altimetry · Geoid

1 Introduction

The Vanuatu archipelago is located in a deformation zone with extremely high convergence rates between tectonic plates (9-17 cm/year, Calmant et al. 2003; Bergeot et al. 2009). Figure 1 shows the regional setting of the Vanuatu arc, with the Australian plate converging towards the Pacific plate. The arrival of a submarine ridge (D'Entrecasteaux Ridge) into subduction locally slows the convergence rate at the trench to 3 cm/year around Santo Island. This area (Central Vanuatu) is subject to numerous strong earthquakes (Ambrym 1999, $M_w = 7.5$; Santo 2000, $M_w = 6.9$) and has been intensively studied using satellite geodesy in the past years (Calmant et al. 2003; Bergeot et al. 2009), using GPS permanent stations and an archipelago-wide repetition network. Pressure gauges have been emplaced offshore to extend the survey to underwater areas, especially those closer to the plate interface (Ballu et al. 2006). We aim at obtaining the ellipsoidal height of a seafloor benchmark and its time variation (Ballu et al., submitted data). The gauges measure continuously the water depth. The water depth $H_{\rm w}$ is subtracted to the sea surface height (SSH) at the same place to obtain the benchmark height H_b in a geocentric reference frame (Fig. 2). In areas of steep geoid gradients, the SSH measured by satellite altimetry (Fig. 2, Ha) may depart from the SSH above the pressure gauge by more than 10 cm. Obtaining a local well resolved mean sea surface (MSS) is then mandatory to link the temporal average values of SSH and H_a . Time variations of these values may be significant (due to El Nino for instance) but the altimetry track and the pressure gauge site are sufficiently close to each other to assume



ORIGINAL ARTICLE

A kinematic GPS methodology for sea surface mapping, Vanuatu

Marie-Noelle Bouin · Valérie Ballu · Stéphane Calmant · Jean-Michel Boré · Eric Folcher · Jérôme Ammann

Received: 7 October 2008 / Accepted: 3 August 2009 © Springer-Verlag 2009

Abstract During the past few decades, satellite altimetry has brought tremendous new knowledge about the spatial and temporal variations of sea surface heights over the Earth's oceans. However, the precision is limited over short wavelengths and in coastal areas, and other methods such as kinematic GPS may be needed to fill in this information. We present kinematic GPS work aimed at mapping the sea surface height, with special attention to the precision one can expect. Active marine subduction zones, like the Vanuatu archipelago, may present short wavelength, high amplitude undulations of the sea surface height that are difficult to map with satellite altimetry. This paper presents the methodology used around Santo Island, in Vanuatu, to obtain a wellresolved local sea surface map with a precision of 5-15 cm limited by the sea conditions and the distance from the coastal reference station. We present the results of three campaigns in 2004, 2006 and 2007. Careful observation of the ship behav-

M.-N. Bouin

Institut Géographique National/LAREG, Marne la Vallée, France

M.-N. Bouin (☒) CNRM/CMM, Meteo France, 13 rue du Chatellier, CS 12804, 29228 Brest Cedex 2, France

V. Ballu · J. Ammann CNRS/Institut de Physique du Globe, Paris, France

e-mail: Marie-Noelle.Bouin@meteo.fr

CNRS/Institut de Phy

Institut de Recherche et de Développement, Brasilia, Brazil

J.-M. Boré · E. Folcher Institut de Recherche et de Développement, Nouméa, New Caledonia

Present Address:
V. Ballu
IRD/CNRS GeoAzur, Port-Vila, Vanuatu

Published online: 18 August 2009

iour along the surveys as well as simultaneous recording of the ship attitude variations is mandatory to obtain reliable results. We show that the ship GPS antenna height varies with the ship's velocity and we suggest a method to correct this effect. The final precision is estimated using the crossover differences method.

Keywords Kinematic GPS · Sea surface height · Methodology

1 Introduction

Sea surface height (SSH) measurements using GPS buoys or ships have been used for several years to calibrate spaceborne radar altimeters (e.g. Bonnefond et al. 2003a; Shum et al. 2003; Schöne et al. 2002; Watson et al. 2003); to calibrate bottom tide gauges (TG) (Watson et al. 2008); to map the local mean sea surface (MSS) (Rocken et al. 2005; Foster et al. 2009); to obtain high precision bathymetry (Santerre et al. 2000); to position underwater benchmarks (Chadwell et al. 1998; Spiess et al. 1998); or to measure tide variations (Kelecy et al 1994). An accuracy of 2–4 cm can be achieved over limited areas (for instance under a given satellite track), at short distance from the coast and during very calm sea conditions or over lakes (Bonnefond et al. 2003b; Shum et al. 2003).

We present here the methodology and precision estimates of kinematic GPS surveys at sea to improve the local resolution of MSS models by mapping sea surface features at high spatial resolution. The study took place off the west coast of Santo Island, Vanuatu. The Vanuatu archipelago is located in a deformation zone where Australia converges very rapidly (12 cm/year) towards the North Fiji Basin (Calmant et al. 2003; Bergeot et al. 2009). This high convergence rate and the



Comparing the role of absolute sea-level rise and vertical tectonic motions in coastal flooding, Torres Islands (Vanuatu)

Valérie Ballu^{a,b,1}, Marie-Noëlle Bouin^c, Patricia Siméoni^d, Wayne C. Crawford^{a,b}, Stephane Calmant^e, Jean-Michel Boré^f, Tony Kanas^g, and Bernard Pelletier^{a,f}

[°]Géoazur, Unité Mixte de Recherche 6526, Institut de Recherche pour le Developpement, Port Vila, Vanuatu; [°]Institut de Physique du Globe—Sorbonne Paris Cité, Université Paris Diderot, Unité Mixte de Recherche, Centre National de la Recherche Scientifique 7154, 1 rue Cuvier, 75238 Paris Cedex 05, France; [°]Centre National de Recherches Météorologiques, Météo France. 13 rue du Chatellier CS 12804, 29228 Brest Cedex 2, France; [°]Géo-consulte, BP 946, Port Vila, Vanuatu; [°]Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, Unité Mixte de Recherche 5566, Observatoire Midi Pyrenées, Centre National de la Recherche Scientifique, Toulouse, France; [°]Géoazur, Unité Mixte de Recherche 6526, Institut de Recherche pour le Developpement, BP A5 Nouméa, New Caledonia; and [°]Land Survey Department, Luganville, Santo, Vanuatu

Edited by Norman H. Sleep, Stanford University, Stanford, CA, and approved June 28, 2011 (received for review February 28, 2011)

Since the late 1990s, rising sea levels around the Torres Islands (north Vanuatu, southwest Pacific) have caused strong local and international concern. In 2002-2004, a village was displaced due to increasing sea incursions, and in 2005 a United Nations Environment Programme press release referred to the displaced village as perhaps the world's first climate change "refugees." We show here that vertical motions of the Torres Islands themselves dominate the apparent sea-level rise observed on the islands. From 1997 to 2009, the absolute sea level rose by 150 $+\,/\,-$ 20 mm. But GPS data reveal that the islands subsided by 117 $+\,/\,-$ 30 mm over the same time period, almost doubling the apparent gradual sealevel rise. Moreover, large earthquakes that occurred just before and after this period caused several hundreds of mm of sudden vertical motion, generating larger apparent sea-level changes than those observed during the entire intervening period. Our results show that vertical ground motions must be accounted for when evaluating sea-level change hazards in active tectonic regions. These data are needed to help communities and governments understand environmental changes and make the best decisions for their future.

geodesy | seismic cycle | island arcs | vertical motion

he Torres Islands are located at the northern end of the Vanuatu archipelago, just south of the eastern Solomon Islands in the southwest Pacific Ocean. Covering 45 km from south to north, the six remote inhabited islands of Toga, Loh, Linua, Tegua, Metoma, and Hiu (Fig. 1) have a total surface area of 111.8 km2 and a population of 685, according to a 2009 census. These islands belong to the Vanuatu arc, which results from the convergence between the Australian and Pacific plates. At the Torres Islands, the Australian plate subducts eastward beneath the Vanuatu arc at a 72 + / -4.3 mm/yr relative convergence rate (1). While many of the Vanuatu islands are typical subaerial arc volcanoes related to present-day subduction, others, including the Torres group, appear to have emerged due to collision-driven uplift (2). The Torres Islands are located much closer to the plate boundary than the active volcanoes and have experienced particularly strong vertical motion over the past hundred thousand years, with long-term uplift rates close to 1 mm/yr (2). These islands are regularly struck by strong earthquakes (10 magnitude 7+ earthquakes less than 80 km from the islands since 1980), which can generate local tsunamis (3). They are also exposed to tele-tsunamis (caused by distant earthquakes) and cyclones.

Starting in the late 1990s, villagers became concerned that the sea was penetrating deeper and deeper inland during strong weather. Around the same time, part of a coconut plantation on Loh Island started gradually flooding with seawater (Fig. 2). In 2002–2004, the village of Lataw on Tegua Island was moved sev-

eral hundred meters inland with the aid of the Vanuatu government and the Canadian International Development Agency in the framework of a climate change adaptation program. The issue exploded onto the international scene when a 2005 United Nations Environment Programme (UNEP) press release described the Lataw villagers as climate change "refugees," referring to them as possibly the world's first community to be "formally moved out of harm's way because of climate change" (see http://www.unep.org/Documents.Multilingual/Default.Print.asp? DocumentID=459&ArticleID=5066&I=en). Pictures of the flooded coconut plantation in Loh have circled the world as an example of the effect of climate change (see, for example, the Secretariat of the Pacific Community's 2009 flyer on Agriculture Forestry and Climate Change).

Result

Regional sea-level trend maps provided by various organizations (such as CLS/CNES/LEGOS and NASA) show that, from 1992–2010, the absolute sea level rises at a rate of nearly 8 mm/yr around the Torres Islands (Fig. 3). This trend, which is well above the global average of 3.2 + / - 0.4 mm/yr (4) over the same time period, is part of a decadal trend of high rise rates in the tropical zone of the western Pacific. The long-term stability of this trend is not yet confirmed due to the limited duration of the altimetry series. To look at absolute sea-level variations more closely during the studied period, we use multimission (SSALTO/DUACS) altimeter products around the Torres Islands, available from the AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data) web site of the French national space agency (http://opendap.aviso.oceanobs.com/thredds/dods) (Fig. 4). These data show that the sea-level rise rate is even higher from 1997–2009 (12 + / - 1.5 mm/yr) than from 1992–2010 (7.5 + / - 0.9 mm/yr).

Absolute sea-level rise is tied to a global reference, but the relative sea-level rise observed at a coast is a combination of this absolute rise and the vertical motion of the coastal lands. We show that the Torres Islands are subject to strong vertical motions during and in between earthquakes and that the observed sealevel rise on the Torres Islands is, in fact, dominated by these motions

The Earth's crust is subject to large vertical and horizontal deformations. Some of the strongest movements come from post-

Author contributions: V.B., S.C., and B.P. designed research; V.B., P.S., W.C.C., J.-M.B., and T.K. performed research; V.B. and M.-N.B. analyzed data; and V.B. and W.C.C. wrote the paper.

The authors declare no conflict of interest

This article is a PNAS Direct Submission.

To whom correspondence should be addressed. E-mail: hallu@ingn.fr



LE MYTHE DES PREMIERS RÉFUGIÉS CLIMATIQUES : MOUVEMENTS DE POPULATIONS ET CHANGEMENTS ENVIRONNEMENTAUX AUX ÎLES TORRÈS (VANOUATOU, MÉLANÉSIE)

Patricia Siméoni et Valérie Ballu

Armand Colin I Annales de géographie

2012/3 - n° 685 pages 219 à 241

Pour citer cet article :

Siméoni Patricia et Ballu Valérie, « Le mythe des premiers réfugiés climatiques : mouvements de populations et changements environnementaux aux îles Torrès (Vanouatou, Mélanésie) »,

 $\textit{Annales de g\'eographie}, \ \ 2012/3 \ n^{\circ} \ 685, \ p. \ 219-241. \ \ DOI: 10.3917/ag.685.0219$

Distribution électronique Cairn.info pour Armand Colin. © Armand Colin. Tous droits réservés pour tous pays.

La reproduction ou représentation de cet article, notamment par photocopie, n'est autorisée que dans les limites des conditions générales d'utilisation du site ou, le cas échéant, des conditions générales de la licence souscrite par votre établissement. Toute autre reproduction ou représentation, en tout ou partie, sous quelque forme et de quelque manière que ce soit, est interdite sauf accord préalable et écrit de l'éditeur, en dehors des cas prévus par la législation en vigueur en France. Il est précisé que son stockage dans une base de données est également interdit.



Available online at www.sciencedirect.com

SciVerse ScienceDirect

Advances in Space Research 51 (2013) 1335-1351



www.elsevier.com/locate/asr

Using altimetry and seafloor pressure data to estimate vertical deformation offshore: Vanuatu case study

V. Ballu ^{a,b,*}, P. Bonnefond ^c, S. Calmant ^d, M.-N. Bouin ^e, B. Pelletier ^{a,f}, O. Laurain ^c, W.C. Crawford ^{a,b}, C. Baillard ^b, O. de Viron ^b

^a Géoazur, UMR 6526, IRD, Port Vila, Vanuatu

CNRS, Toulouse, France ^c Centre National de Recherches Météorologiques, Météo France, CS 12804, 29228 Brest Cedex 2, France ^f Géoazur, UMR 6526, IRD, Nouméa, New Caledonia

Available online 15 June 2012

Abstract

Measuring ground deformation underwater is essential for understanding Earth processes at many scales. One important example is subduction zones, which can generate devastating earthquakes and tsunamis, and where the most important deformation signal related to plate locking is usually offshore. We present an improved method for making offshore vertical deformation measurements, that involve combining tide gauge and altimetry data. We present data from two offshore sites located on either side of the plate interface at the New Hebrides subduction zone, where the Australian plate subducts beneath the North Fiji basin. These two sites have been equipped with pressure gauges since 1999, to extend an on-land GPS network across the plate interface. The pressure series measured at both sites show that Wusi Bank, located on the over-riding plate, subsides by 11 ± 4 mm/yr with respect to Sabine Bank, which is located on the down-going plate. By combining water depths derived from the on-bottom pressure data with sea surface heights derived from altimetry data, we determine variations of seafloor heights in a global reference frame. Using altimetry data from TOPEX/Poseidon, Jason-1, Jason-2 and Envisat missions, we find that the vertical motion at Sabine Bank is close to zero and that Wusi Bank subsides by at least 3 mm/yr and probably at most 11 mm/yr.

This paper represents the first combination of altimetry and pressure data to derive absolute vertical motions offshore. The deformation results are obtained in a global reference frame, allowing them to be integrated with on-land GNSS data.

© 2012 COSPAR, Published by Elsevier Ltd. All rights reserved.

Keywords: Pressure gauge; Radar altimetry; Vertical deformation; Vanuatu

1. Introduction

The Earth is a complex geodynamic system whose internal behavior must be inferred only through its surface expressions, including the surface deformation. Deforma-

E-mail address: ballu@ipgp.fr (V. Ballu).

tion monitoring is one of the key tasks of geodesy and is central to many geodynamics studies. Subduction zones pose one of the greatest geohazard risks to the Earth's inhabitants (both from earthquakes and tsunamis), and are therefore of great geodynamical interest, but they are difficult to monitor because the plate boundary lies underwater (Lubick, 2011). For example, onshore geodesy data were insufficient to fully understand the stress accumulation before the 2011 Tohoku-Oki earthquake. Despite dense and (relatively) long-term onshore deformation measurements (Aoki and Scholz, 2003; El-Fiky and Kato,

0273-1177/\$36.00 \otimes 2012 COSPAR. Published by Elsevier Ltd. All rights reserved. http://dx.doi.org/10.1016/j.asr.2012.06.009

^b Université Paris Diderot, PRES Sorbonne Paris Cité, Institut de Physique du Globe, UMR CNRS/P7/IPGP 7154, 75013 Paris, France ^c Géoazur, Université Nice-Sophia Antipolis, Observatoire de la Côte d'Azur, 06130 Grasse, France

d Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, UMR UT3/CNRS/IRD/CNES 5566, Observatoire Midi Pyrenées, CNRS. Toulouse, France

^{*} Corresponding author at: Université Paris Diderot, PRES Sorbonne Paris Cité, Institut de Physique du Globe, UMR CNRS 7154, 35 Rue Helène Brion, 75013 Paris, France. Tel.: +33 1 57278487; fax: +33 1





Journal of Geophysical Research: Solid Earth

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2013JB010478

- · High-temperature outflow at deepsea vent dominated by tidal pressure
- · Lucky Strike displays stability in temp-
- erature over three years of monitoring
 Episodic temperature perturbations
 are local and shallow

Correspondence to:

tbarreyre@whoi.edu

Barreyre, T., J. Escartín, R. A. Sohn, M. Cannat, V. Ballu, and W. C. Crawford (2014), Temporal variability and tidal modulation of hydrothermal exit-fluid sea vent field, Mid-Atlantic Ridge, J. Geophys. Res. Solid Earth, 119 2543–2566, doi:10.1002/2013JB010478

Received 1 JUL 2013 Accepted article online 15 FEB 2014 Published online 2 APR 2014

Temporal variability and tidal modulation of hydrothermal exit-fluid temperatures at the Lucky Strike deep-sea vent field, Mid-Atlantic Ridge

Thibaut Barreyre^{1,2}, Javier Escartín¹, Robert A. Sohn², Mathilde Cannat¹, Valérie Ballu³, and Wayne C. Crawford1,

¹Marine Geosciences Group, Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS, UMR 7154, Univ. Paris Diderot, Sorbonne Paris Cité, Paris Cedex 5, France, ²Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, Massachusetts, USA, ³LIENSs, Université de La Rochelle, CNRS, UMR 7266, La Rochelle, France

Abstract We deployed autonomous temperature sensors at black smoker chimneys, cracks, and diffuse flow areas at the Lucky Strike hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge, ~37°17′N) between summer 2009 and summer 2012 and contemporaneously measured tidal pressures and currents as part of the long-term MoMAR experiment to monitor hydrothermal activity. We classify the temperature data according to the hydrogeologic setting of the measurement sites: a high-temperature regime (>190°C) representing discharge of essentially unmixed, primary hydrothermal fluids through chimneys, an intermediate-temperature regime (10–100°C) associated with mixing of primary fluids with cold pore fluids discharging through cracks, and a low-temperature regime (<10°C) associated with a thermal boundary layer forming over bacterial mats associated with diffuse outflow of warm fluids. Temperature records from all the regimes exhibit variations at semi-diurnal tidal periods, and cross-spectral analyses reveal that high-temperature discharge correlates to tidal pressure while low-temperature discharge correlates to tidal currents. Intermediate-temperature discharge exhibits a transitional behavior correlating to both tidal pressure and currents. Episodic perturbations, with transient temperature drops of up to ~150°C, which occur in the high-temperature and intermediate-temperature records, are not observed on multiple probes (including nearby probes at the same site), and they are not correlated with microearthquake activity, indicating that the perturbation mechanism is highly localized at the measurement sites within the hydrothermal structures. The average temperature at a given site may increase or decrease at annual time scales, but the average temperature of the hydrothermal field, as a whole, appears to be stable over our 3 year observation period.

1. Introduction

The space-time variability of exit-fluid temperatures measured at deep-sea vent fields provides important information regarding the hydrogeology and subsurface circulation patterns of hydrothermal flow in young oceanic crust. This is critical for understanding the fluid-dynamical interaction between vents and the overlying ocean and to constrain associated heat, mass, and chemical fluxes. For modeling purposes, hydrothermal systems are often conceptualized as steady-state flow environments [e.g., Lister, 1980; Cann and Strens, 1989; Sleep, 1991] or as varying [Lowell and Burnell, 1991; Fontaine et al., 2008; Han et al., 2013] over longer time scales than those of the field observations (e.g., discharge rates and temperatures), which also exhibit significant spatial variability [e.g. Fornari et al., 1998; Lilley et al., 2003; Scheirer et al., 2006; Sohn, 2007a; Larson et al., 2007, 2009].

Time series temperature measurements made at mid-ocean ridge hydrothermal vents have demonstrated two distinct modes of temporal variability: episodic responses to perturbations from tectonic, magmatic, or mineralization processes [e.g., Sohn et al., 1998; Johnson et al., 2000; Sohn, 2007b; Gribbin et al., 2012] and periodic oscillations related to tidal processes [e.g., Kinoshita et al., 1998; Davis and Becker, 1999; Tivey et al., 2002; Jupp and Schultz, 2004; Crone and Wilcock, 2005; Scheirer et al., 2006; Sohn, 2007a].

Crustal permeability and vertical flow velocity, which are difficult to measure in the field, are fundamental parameters of the hydrothermal system [e.g., Wilcock and McNabb, 1996; Jupp and Schultz, 2004; Crone and Wilcock, 2005] and may be constrained from the response of the system to external forcing. On this point,

©2014. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

2543

BARREYRE ET AL





Geophysical Research Letters

RESEARCH LETTER

10.1002/2014GL061604

Key Points

- Infragravity wave are tracked across oceans using DART data and a model
- Sources of the largest infragravity wave events are analyzed
- The largest IG waves in the west Pacificoriginate from the east Pacific

Supporting Information:

- Readme
- Figure S1

Correspondence to:

A. Rawat, arawat@ifremer.fr

Citation:

Rawat, A., F. Ardhuin, V. Ballu, W. Crawford, C. Corela, and J. Aucan (2014), Infragravity waves across the oceans, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 7957–7963, doi:10.1002/2014GL061604.

Received 3 OCT 2014 Accepted 23 OCT 2014 Accepted article online 28 OCT 2014 Published online 25 NOV 2014

Infragravity waves across the oceans

Arshad Rawat^{1,2}, Fabrice Ardhuin^{1,3}, Valérie Ballu⁴, Wayne Crawford^{4,5}, Carlos Corela⁶, and Jerome Aucan⁷

¹Ifremer, Laboratoire d'Océanographie Spatiale, Brest, France, ²Mauritius Oceanography Institute, Mauritius, ³Laboratoire de Physique de Oceans, UMR 6523, CNRS-IREMER-IRD-UBO, Plouzané, France, ⁴LIENSs, UMR 7266, CNRS/Université de la Rochelle, France, ⁵IPGP, Pres Univ. Paris Sorbonne Cité, France, ⁶Instituto Dom Luiz, Lisbon, Portugal, ⁷Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Nouméa. New Caledonia

Abstract Ocean infragravity (IG) waves are low-frequency waves generated along shorelines by incident seas and swell and with heights of the order of 1 cm in the open ocean. Despite these small amplitudes, they can be of much importance for ice shelf break up and errors in measurements of sea level by future satellite altimeters. A combination of numerical model results and in situ data is used to show that bottom pressure signals in the infragravity frequency band can be dominated by bursts of energy that travel across ocean basins, and can last for several days. Two particularly strong events recorded in 2008 are studied, one in the North-Pacific and the other in the North-Atlantic. It is shown that infragravity waves can travel across whole oceans basins with the signal recorded on the western shores often dominated by IG waves coming from the opposite shore of that same ocean basin.

1. Introduction

Infragravity (IG) waves are long surface gravity waves with typical periods of 30 s to 5 min. The IG wave field contains both free waves, with dispersion properties given by linear wave theory, and bound waves resulting from the local sub-harmonic interaction of wind seas and swells [Biesel, 1952]. Measurements with arrays of instruments reveal that free waves generally dominate the bottom pressure records in water depths larger than 20 m or so [Webb et al., 1991; Herbers and Guza, 1991, 1992]. Integrated over 5 to 30 mHz, the heights of IG waves strongly vary with the local water depth, ranging from an average of 0.5 to 2 cm in 4000 m depth [Aucan and Ardhuin, 2013] to several meters during extreme events near the shoreline where they play an important role in coastal flooding [Sheremet et al., 2014]. The possible resonant excitation of harbors [e.g., Okihiro et al., 1993] and ice tongues [Bromirski et al., 2010] means that even small amplitudes IG waves can be important. The renewed interest in IG waves studies comes from future satellite altimeter missions with improved resolution and accuracy that are planning to measure sea level variations within meso- and submeso-scale features (such as fronts and filaments) and their associated ocean currents [e.g., Alsdorf et al., 2007]. At wavelengths around 10 km, these features may often be obscured by IG waves when observed by a satellite altimeter [Ardhuin et al., 2014]. These recent developments call for a quantitative understanding of IG wave properties at global geographical scales, and at event-like temporal scales.

The detailed analysis of IG waves started with *Munk* [1949] and *Tucker* [1950]. It is now known that nonlinear interactions among wind waves or swell generally explain the generation of IG waves. These interactions can be the amplification of second-order sub-harmonics in shallow water [cf. *Holman and Bowen*, 1984; *Holtman-Shay and Guza*, 1987], and/or the low-frequency wave generation by the variation of the position where short waves break [*Symonds et al.*, 1982]. The dissipation of IG waves is not well known and probably combines bottom friction and the exchange of energy between short and long waves [*Thomson et al.*, 2006]. In our model the dissipation is only significant on the continental shelves, consistent with sensitivity analyses of tsunami propagation [*Dao and Tkalich*, 2007], which are similar surface gravity waves. More specifically, our model results with bottom friction de-activated for depths larger than 500 m are not distinguishable from model results with bottom friction acting everywhere.

Extensive observations, in particular on the Pacific and Atlantic continental shelves, show a strong correlation between infragravity and swell energy levels, suggesting that free infragravity waves are generally radiated from nearby beaches [Herbers et al., 1995]. Observed infragravity energy levels on the beach, shelf, and in the open ocean are consistent with a strong refractive trapping of free wave energy, which decay inversely with

An Automatic Kurtosis-Based *P*- and *S*-Phase Picker Designed for Local Seismic Networks

by Christian Baillard, Wayne C. Crawford, Valérie Ballu, Clément Hibert, and Anne Mangeney

Abstract We present an automatic *P*- and *S*-wave onset-picking algorithm, using kurtosis-derived characteristic functions (CF) and eigenvalue decompositions on three-component seismic data. We modified the kurtosis CF (Saragiotis *et al.*, 2002) to improve pick precision by computing the CF over several frequency bandwidths, window sizes, and smoothing parameters. Once phases are picked, our algorithm determines the onset type (*P* or *S*) using polarization parameters, removes bad picks using a clustering procedure and the signal-to-noise ratio (SNR) and assigns a pick quality index based on the SNR.

We tested our algorithm on data from two different networks: (1) a 30-station, $100 \times 100 \text{ km}$ array of mostly onland wideband seismometers in a subduction context and (2) a four-station, 7 × 4 km array of ocean-bottom seismometers over a midocean ridge volcano. We compared picks from the automatic algorithm with manual and shortterm average/long-term average (STA/LTA)-based automatic picks on subsets of each dataset. For the larger array, the automatic algorithm resulted in more locations than manual picking (133 versus 93 locations out of 163 total events detected), picking as many P onsets and twice as many S onsets as with manual picking or the STA/ LTA algorithm. The difference between manual and automatic pick times for P-wave onsets was 0.01 ± 0.08 s overall, compared with -0.18 ± 0.19 s using the STA/LTA picker. For S-wave onsets, the difference was -0.09 ± 0.23 s, which is comparable to the STA/LTA picker, but our picker provided nearly twice as many picks. The pick accuracy was constant over the range of event magnitudes $(0.7-3.7 M_l)$. For the smaller array, the time difference between our algorithm and manual picks is $0.04 \pm 0.17\,$ s for P waves and 0.07 ± 0.08 s for S waves. Misfit between the automatic and manual picks is significantly lower using our procedure than using the STA/LTA algorithm.

Introduction

Earthquake hypocenter locations are needed to map existing faults and to document their activity, both of which are of prime importance in defining hazards and forecasting events. The number of seismic stations around the world is rapidly growing, which should provide much more detailed information about seismically active regions, but only if seismic events can be accurately and uniformly picked on each station. Automatic picking procedures (APP) are needed to handle the larger datasets and they must be reliable, precise, and capable of distinguishing different phase onsets and adapting to different site and/or instrument characteristics. Compared with manual picking, APP save time and should be more consistent, because manual picks can differ between analysts (Freedman, 1966; Zeiler and Velasco, 2009).

In seismology, the most commonly used event detection algorithm is the short-term average/long-term average (STA/LTA) detector proposed by Allen (1982), which is based on the ratio of the two averages calculated on sliding

windows over the trace. This algorithm is rapid and remains useful for detecting events in continuous databases, but it generally gives significantly different results from manual picking (Saragiotis et al., 2002). The STA/LTA algorithm can be applied to raw traces or to derived traces function called characteristic functions (CF). Baer and Kradolfer (1987) improved the STA/LTA by introducing the envelope function as the CF and by using a dynamic threshold to detect signals buried in noise.

Takanami and Kitigawa (1993), Sleeman and van Eck (1999), and Leonard and Kennett (1999) proposed another approach for automatic picking, derived from auto-regressive (AR) methods. These methods involve calculating AR models for two stationary segments. These two models will be most different, when one contains only seismic noise and the others mostly signal. The Akaike Information Criterion (AIC; Akaike, 1974), which indicates the unreliability of the model fit, is then used to precisely pick the onset. These





Journal of Geophysical Research: Solid Earth

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2014JB011853

Key Points:

- Shallow bulge of the subduction interface in front of the seamount
- The upper mantle wedge is not significantly serpentinized
- The maximum width of the seismogenic zone is 80 km (~7.6 M_w earthquake)

Supporting Information

 Texts S1–S3, Figures S1–S6, and Tables S1 and S2

Correspondence to:

C. Baillard, baillard@ipgp.fr

Citation:

Baillard, C., W. C. Crawford, V. Ballu, M. Régnier, B. Pelletier, and E. Garaebiti (2015), Seismicity and shallow slab geometry in the central Vanuatu subduction zone, J. Geophys. Res. Solid Earth, 120, 5606–5623. doi:10.1002/2014JB011853.

Received 19 DEC 2014 Accepted 1 JUL 2015 Accepted article online 14 JUL 2015 Published online 13 AUG 2015

Seismicity and shallow slab geometry in the central Vanuatu subduction zone

Christian Baillard¹, Wayne C. Crawford¹, Valérie Ballu², Marc Régnier³, Bernard Pelletier⁴, and Esline Garaebiti⁵

¹Institut de Physique du Globe de Paris, Université Paris Diderot-PRES Sorbonne Paris Cité, Paris, France, ²Littoral Environnement et Sociétés, Université de La Rochelle, La Rochelle, France, ³Géoazur, Université Nice Sophia-Antipolis, Valbonne, France, ⁴Institut pour la Recherche et le Développement, Nouméa, New Caledonia, ⁵Vanuatu Meteorology and Geohazards Department. Port Vila. Vanuatu

Abstract The Vanuatu arc in the southwest Pacific Ocean is one of the world's most seismically active regions, with almost 39 magnitude 7+ earthquakes in the past 43 years. Convergence rates are around 90–120 mm/yr along most of the arc, but drop to 25–43 mm/yr in the central section, probably due to the subduction of the d'Entrecasteaux ridge. We characterize the slab geometry and tectonic state in this central section by analyzing data from a 10 month deployment of 30 seismometers over this section. We located more than 30,000 events (all less than magnitude 5.5), constructed an improved 1-D velocity model, calculated focal mechanisms and cluster geometries, and determined the 3-D geometry of the interplate seismogenic zone. The seismogenic zone has a shallow bulge in front of the d'Entrecasteaux ridge, which could be explained by the ridge's buoyancy contributing to the uplift of the fore-arc islands. The seismogenic zone extends to ~45 km depth, significantly below the 26–27 km depth of the fore-arc Moho, indicating that the upper mantle wedge is not significantly serpentinized, which is consistent with the relatively high thermal parameter of the subducting plate. The maximum width of the seismogenic zone is 80 km, indicating an upper earthquake magnitude limit of M_w 7.85 \pm 0.4, assuming standard rupture zone aspect ratios. The data also reveal a double seismic zone, 20 to 30 km below the seismogenic zone, which is presumably caused by flexure of the downgoing plate.

1. Introduction

Subduction zones create some of the Earth's most important geohazards, including megathrust earthquakes, tsunamis, and intense volcanic eruptions. Despite great efforts by the scientific community to understand subduction zones, many questions remain unanswered, including What parameters control the occurrence of megathrust earthquakes and the propagation of ruptures during these earthquakes? What is the role of the topography of the subducting plate (i.e., the presence of seamounts or the existence of fracture zones) in the generation and propagation of mega-earthquakes? How far does the seismogenic zone extends and is its downdip limit controlled by the crust-mantle contact on the subduction interface or by thermal conditions?

The Vanuatu subduction zone $(12-22^\circ\text{S}, 166-171^\circ\text{E})$ is among the world's most seismically active subduction zones, with approximately $22~M_w~5.5+$ earthquakes per year in the National Earthquake Information Center (NEIC) catalog (only the Tonga trench and Japan have similar rates over as long a stretch of plate boundary [Heuret et al., 2011]). This intense activity is probably caused by the high convergence rate between the Australian Plate and the New Hebrides Plate across the subduction zone [Ide, 2013], which varies from 90 mm/yr (oriented 83° CW of N) at 13°S to 125~mm/yr (oriented 80° CW of N) at 22.5°S , according to the MORVEL model and assuming a fixed New Hebrides Plate [DeMets et al., 2010]. There is, however, no evidence of great megathrust earthquakes ($M_w \ge 8.5$) in this zone, an observation shared with several intraoceanic subduction zones, such as Tonga and the Lesser Antilles [Heuret et al., 2011]. This lack of great earthquakes correlates with a low seismic coupling coefficient (0.14, compared to a mean of 0.26 over all subduction zones [Heuret et al., 2011]), defined as the ratio between the observed seismic slip rate and the globally calculated convergence rate.

The central section of the Vanuatu arc (15°S–17°S) is a remarkable area for studying subduction processes because there are large islands close to the subduction front. This section has the following singularities with respect to the rest of the arc: (1) the convergence rate across the trench, derived from local GPS studies, is

©2015. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

BAILLARD ET AL. SEISMICITY IN CENTRAL VANUATU 5606



Contents lists available at ScienceDirect

Earth and Planetary Science Letters

www.elsevier.com/locate/ensl



Hydrothermal activity along the slow-spreading Lucky Strike ridge segment (Mid-Atlantic Ridge): Distribution, heatflux, and geological controls



J. Escartin ^{a,*}, T. Barreyre ^b, M. Cannat ^a, R. Garcia ^c, N. Gracias ^c, A. Deschamps ^{d,1}, A. Salocchi ^e, P.-M. Sarradin ^f, V. Ballu ^g

- ^a Laboratoire de Géosciences Marines, IPGP, CNRS UMR7154, Paris, France
- b Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA, USA
- c VICOROB, University of Girona, Spain d Laboratoire Domaines Océaniques, CNRS & Université de Bretagne Occidentale, Brest, France
- ^e University of Modena and Reggio Emilia, Modena, Italy
- f EEP, IFREMER, Brest, France g Université de La Rochelle, La Rochelle, France

ARTICLE INFO

Article history Received 7 July 2015
Received in revised form 11 September 2015 Accepted 15 September 2015 Available online xxxx Editor: A. Yin

Keywords: hydrothermalism mid-ocean ridge heat flux faulting oceanic crust Mid-Atlantic Ridge

ABSTRACT

We have reviewed available visual information from the seafloor, and recently acquired microbathymetry for several traverses across the Lucky Strike segment, to evaluate the distribution of hydrothermal activity, We have identified a new on-axis site with diffuse flow, Ewan, and an active vent structure \sim 1.2 km from the axis. Capelinhos. These sites are minor relative to the Main field, and our total heatflux estimate for all active sites (200–1200 MW) is only slightly higher than previously published estimates. We also identify fossil sites W of the main Lucky Strike field. A circular feature \sim 200 m in diameter located on the flanks of a rifted off-axis central volcano is likely a large and inactive hydrothermal edifice, named Grunnus. We find no indicator of focused hydrothermal activity elsewhere along the segment, suggesting that the enhanced melt supply and the associated melt lenses, required to form central volcanoes, also sustain hydrothermal circulation to form and maintain large and long-lived hydrothermal fields. Hydrothermal discharge to the seafloor occurs along fault traces, suggesting focusing of hydrothermal circulation in the shallow crust along permeable fault zones.

© 2015 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction and geological setting

Hydrothermal activity along mid-ocean ridges controls cooling of the oceanic lithosphere, and impacts its thermal structure and the processes operating there (e.g., magmatic emplacement, faulting, seismicity, diking and melt delivery to the seafloor). Understanding the distribution of hydrothermal activity and its nature is necessary to quantify the associated heatflux, its partition between diffuse and focus flow recognizable at the seafloor, and to evaluate the amount of cooling with no expression at the seafloor (e.g., conductive cooling or low-temperature, diffuse percolation).

* Corresponding author.

E-mail address: escartin.javier@gmail.com (J. Escartin).

http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2015.09.025 0012-821X/© 2015 Elsevier B.V. All rights reserved.

Slow spreading ridge sections with significant melt supply typically define linear ridge segments with lengths of a few tens of kilometers to up to ${\sim}100$ km. These segments typically develop ridge-parallel normal faults on both flanks, and thick crust at their center indicating melt-focusing along-axis. As in the case of the Lucky Strike segment, sustained volcanism may lead to the development of central volcanoes (Escartín et al., 2014). The slow-spreading Lucky Strike segment is unique in that it has been extensively studied during more than two decades, following the discovery of the Lucky Strike hydrothermal field, from hereon referred to as the Main Lucky Strike hydrothermal field (MLSHF), located at its segment center and at the summit of the central volcano (Langmuir et al., 1997). This is one of the most extensive hydrothermal fields discovered to date, and it is located along a recent graben dissecting the Lucky Strike central volcano (Humphris et al., 2002; Ondréas et al., 2009; Barreyre et al., 2012; Escartín et al., 2014). Water-column studies have also revealed hydrothermal plumes at greater depths than that of the MLSHF

This article is dedicated to the memory and contributions of the co-author Anne Deschamps, who passed away in late 2014 during the preparation and writing of





Journal of Geophysical Research: Oceans

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2014JC010657

- Two midlatitude coastal regions dominate deep North Atlantic Ocean IG wave generation • The source parameters are weaker in
- the source regions than they are at higher latitudes

 Site characteristics appear to be more
- important than absolute source

- Supporting Information:
 Supporting Information S1
 Movie S1

Correspondence to: W. Crawford, crawford@ipgp.fr

Citation

Crawford, W., V. Ballu, X. Bertin and deep ocean infragravity waves observed in the North Atlantic Ocean J. Geophys. Res. Oceans, 120, 5120-5133, doi:10.1002/2014JC010657.

Received 22 DEC 2014 Accepted 10 JUN 2015 Accepted article online 16 JUN 2015 Published online 23 JUL 2015

The sources of deep ocean infragravity waves observed in the **North Atlantic Ocean**

Wayne Crawford¹, Valerie Ballu², Xavier Bertin², and Mikhail Karpytchev²

¹Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Université Paris Diderot, UMR 7154 CNRS, Paris, France, ²UMR 7266 LIENSs CNRS-Université de La Rochelle, La Rochelle, France

Abstract Infragravity waves are long-period (25-250 s) ocean surface gravity waves generated in coastal zones through wave-wave interactions or oscillation of the breaking point. Most of the infragravity wave energy is trapped or dissipated near coastlines, but a small percentage escapes into the open oceans. The source of deep ocean infragravity waves is debated, specifically whether they come mostly from regions with strong source waves or from sites with particular morphologies/orientations. We correlate measurements of infragravity waves in the deep North Atlantic Ocean with infragravity wave generation parameters throughout the Atlantic Ocean to find the dominant sources of deep ocean infragravity wave energy in the North Atlantic Ocean. The deep ocean infragravity wave data are from a 5 year deployment of absolute pressure gauges west of the Azores islands (37°N, 35°W) and shorter data sets from seafloor tsunami gauges (DART buoys). Two main sources are identified: one off of the west coast of southern Europe and northern Africa (25°N-40°N) in northern hemisphere winter and the other off the west coast of equatorial Africa (the Gulf of Guinea) in southern hemisphere winter. These regions have relatively weak source waves and weak infragravity wave propagation paths to the main measurement site, indicating that that the site morphology/orientation dominates the creation of deep ocean infragravity waves. Both regions have also been identified as potential sources of global seismological noise, suggesting that the same mechanisms may be behind the generation of deep ocean infragravity waves and global seismological noise in the frequency band from 0.001 to 0.04 Hz

1. Introduction

Oceanic infragravity waves (hereafter, "IG waves") are ocean surface gravity waves with periods from 25 to more than 250 s. Two main mechanisms are usually proposed to explain their generation: (1) the secondorder nonlinear wave-wave interaction between wind waves [Hasselmann, 1962; Longuet-Higgins and Stewart, 1962; Okihiro et al., 1992] and (2) the time-varying oscillation of the nearshore breaking point [Symonds et al., 1982; Baldock, 2012; Pomeroy et al., 2012]. The first mechanism was shown to dominate on gently sloping beaches due to the shoaling of the bound waves [Herbers et al., 1995a], while the second mechanism occurs preferentially over steep bottoms [Baldock, 2012; Pomeroy et al., 2012]. When depth-limited breaking of short waves occurs in the nearshore, IG waves can be released as linear surface gravity waves ("free" IG waves) [e.g., Gallagher, 1971; Herbers et al., 1995a, 1995b]. IG waves are important in coastal sediment transport, can generate dangerous seiches in harbors [Okihiro et al., 1993; Rabinovich, 2009; Ardhuin et al., 2014], and may be the source of background-free oscillations of the earth [Rhie and Romanowicz, 2006; Webb, 2007; Uchiyama and McWilliams, 2008: Webb, 2008: Fukao et al., 2010: Traer et al., 2012: Ardhuin and Herbers, 20131.

Although most of the free IG wave energy is refractively trapped or dissipated at coastlines, some of the energy leaks into the deep ocean [Munk et al., 1964; van Dongeren and Svendsen, 2000; Thomson et al., 2007; Dolenc et al., 2008; Uchiyama and McWilliams, 2008]. Once there, free IG waves can propagate across the ocean basin with little attenuation [e.g., Snodgrass et al., 1966; Shillington, 1981]. They also create a seafloor pressure and acceleration signal that can both mask seismic wave arrivals [Webb and Crawford, 1999] and be used to determine the elastic properties of the underlying sediments and crust (the seafloor compliance method) [e.g., Yamamoto and Torii, 1986; Crawford et al., 1991; Zha et al., 2014]. Deep ocean IG waves may provoke ice shelf fracturing [Bromirski et al., 2010] and hinder satellite determination of ocean currents [Ardhuin et al., 2014]. Henceforth, when we discuss deep ocean IG waves, we are implicitly talking about free IG waves, as the bound waves are not detected at the seafloor [e.g., Webb et al., 1991].

© 2015. American Geophysical Union All Rights Reserved.

CRAWFORD ET AL

DEEP OCEAN INFRAGRAVITY WAVE SOURCES

5120



Contents lists available at ScienceDirect

Acta Oecologica

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



Original article

Shoreline changes in a rising sea level context: The example of Grande Glorieuse, Scattered Islands, Western Indian Ocean



Laurent Testut a , * , Virginie Duvat a , Valérie Ballu a , Rui M.S. Fernandes c , e , Frédéric Pouget a , Camille Salmon a , Jérome Dyment d

- a LIENSs UMR7266, University of La Rochelle-CNRS, Institut du Littoral et de l'Environnement, 2 rue Olympe de Gouges, 17000, La Rochelle, France
- LEGOS UMR5566 (CNRS/CNES/IRD/UPS), 14 Av. Edouard Belin, Toulouse, France
- Instituto Dom Luiz, University of Beira Interior, Rua Marquès d'Ávila e Bolama, 6201-001 Covilhā, Portugal d'Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, 1 rue Jussieu, 75005, Paris, France e Delft Institut for Earth-Oriented Space Research, TU Delft, Kluyverweg 1, 2629 HS Delft, Netherlands

ARTICLE INFO

Article history: Received 17 September 2015 Accepted 2 October 2015 Available online 23 October 2015

Keywords: Climate change Sea level rise Shoreline changes French overseas territories Indian Ocean Vertical land movement Scattered Islands

ABSTRACT

This paper provides baseline data on absolute and relative sea level variations and shoreline changes in the Scattered Islands region of the Indian Ocean, based on aerial image analysis, satellite altimetry and field observations and in situ measurements from the 2009 and 2011 TAAF scientific expeditions. The analysis shows the importance of regular observations and monitoring of these islands to better understand reef island responses to climate stressors. We show that Grande Glorieuse Island has increased in area by 7.5 ha between 1989 and 2003, predominantly as a result of shoreline accretion: accretion occurred over 47% of shoreline length, whereas 26% was stable and 28% was eroded. Topographic transects and field observations show that the accretion is due to sediment transfer from the reef outer slopes to the reef flat and then to the beach. This accretion occurred in a context of sea level rise; sea level has risen by about 6 cm in the last twenty years and the island height is probably stable or very slowly subsiding. This island expansion during a period of rising sea level demonstrates that sea level rise is not the primary factor controlling the shoreline changes. This paper highlights the key role of non-climate factors in changes in island area, especially sediment availability and transport. We also evidence rotation of the island, underscoring the highly dynamic nature of reef islands.

© 2015 Elsevier Masson SAS. All rights reserved.

1. Introduction

Long-term global sea level variability is a subject of major importance, due to its direct societal impact and to its association with climate change. Great efforts have been undertaken to better understand the mechanisms driving this variability, and numerous works highlight the complexity of the response both over temporal works highlight the complexity of the response both over temporar and geographical scales (Church et al., 2008). The global estimated rate of sea-level rise for 1993–2009 is 3.2 ± 0.4 mm year⁻¹ using satellite data and 2.8 ± 0.8 mm year⁻¹ using tide gauge data (Church and White, 2011). This rate is near to the upper end of the sea level projections of the Intergovernmental Panel on Climate

E-mail address: laurent.testut@legos.obs-mip.fr (L. Testut).

http://dx.doi.org/10.1016/i.actao.2015.10.002 1146-609X/© 2015 Elsevier Masson SAS. All rights reserved. Change (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2014). Even though satellite altimetry has proven to be a very powerful technique for deriving a global overview of variability, it only provides a picture since the start of satellite altimetry records in 1993, and is only valid for the open ocean. Accurate information about sea level variations in coastal regions and over longer periods is therefore of critical importance.

Among coastal zones, reef islands are widely acknowledged to be highly vulnerable to climate change, in particular to sea level rise (Woodroffe, 2008; Nurse et al., 2014), and to extreme climate events, such as tropical and non-tropical cyclones (Baines and McLean, 1976; Hoeke et al., 2013) and El Nino Southern Oscillation (ENSO) (Rankey, 2011), the frequency and intensity of which might be affected by climate change. Sea level rise is often perceived as casting doubt on their future habitability (Barnett and Adger, 2003; Mimura et al., 2007). In addition to hazards directly related to sea-level, the high vulnerability of these low-lying islands to climate change is augmented by other factors such as

^{*} Corresponding author. LIENSs UMR7266, University of La Rochelle-CNRS, Institut du Littoral et de l'Environnement, 2 rue Olympe de Gouges, 17000, La Rochelle, France.



Oceanographic Signatures and Pressure Monitoring of Seafloor Vertical Deformation in Near-coastal, Shallow Water Areas: A Case Study from Santorini Caldera

Géraud Vilaseca^a, Christine Deplus^a, Javier Escartín^a, Valérie Ballu^b, Paraskevi Nomikou^c, Catherine Mével^a, and Muriel Andreani^d

^aMarine Geosciences Group, Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS UMR 7154–Université Paris Diderot, Sorbonne Paris Cité, Paris, France; ^bLIENSs, UMR 7266, Université de La Rochelle, CNRS, La Rochelle, France; ^cFaculty of Geology and Geoenvironment, University of Athens, Athens, Greece; ^dDepartment of Geology, University of Lyon, Lyon, France

ABSTRACT

Bottom pressure, tilt, and seawater physical properties were monitored for a year using two instruments within the immerged Santorini caldera (Greece). Piggybacked on the CALDERA2012 cruise, this geodetic experiment was designed to monitor evolution of the 2011-2012 Santorini unrest. Conducted during a guiescent period, it allowed us to study oceanographic and atmospheric signal in our data series. We observe periodic oceanographic signals associated with tides and seiches that are likely linked to both the caldera and Cretan Basin geometries. In winter, the caldera witnesses sudden cooling events that tilt an instrument towards the Southeast, indicating cold water influx likely originating from a passage into the caldera between Thirasia island and the northern end of Thera island to the northwest. We did not obtain evidence of long-term vertical seafloor deformation from the pressure signal, although it may be masked by instrumental drift. However, tilt data suggest a local seafloor tilt event \sim 1/year after the end of the unrest period, which could be consistent with inflation under or near Nea Kameni. Seafloor geodetic data recorded at the bottom of the Santorini caldera illustrate that the oceanographic signature is an important part of the signal, which needs to be considered for monitoring volcanic or geological seafloor deformation in shallow water and/or nearshore areas.

ARTICLE HISTORY

Received 11 December 2015 Accepted 15 August 2016

KEYWORDS

Bottom current; Santorini caldera; seafloor deformation; seafloor pressure; seiches; tiltmeter

Introduction

Monitoring of ground movement is key to understand and assess volcanic and seismic hazard. To gain a comprehensive understanding of deformation patterns at volcanic islands and most active fault zones or margins, which is the main target of such studies, it is essential to couple both land and geodetic observations at the seafloor. On land, for instance, methods such as global positioning system (GPS), interferometric synthetic aperture radar (InSAR), or light detection and ranging

CONTACT Javier Escartín escartín escartín algorit algorit algorit escartín escartín escartín algorit escartín escartín

Color versions of one or more of the figures in the article can be found online at www.tandfonline.com/umgd.

■ Supplemental data for this article can be accessed on the publisher's website.

© 2016 Taylor & Francis Group, LLC





Geophysical Research Letters

RESEARCH LETTER

10.1002/2016GL069600

Anne Deschamps passed away on 26 December 2014; as PI she played a major role in designing and conducting the experiment.

Key Points:

- A seafloor monitoring experiment was initiated to quantify deformation across the Istanbul-Silivri segment of the North Anatolian Fault
- The first 6 months of data indicate no significant seafloor deformation across the fault
- Forward modeling suggests that the fault segment was partially or completely locked during the measurement period

Supporting Information:

Supporting Information S1

Correspondence to: V. Ballu.

v. Ballu, valerie.ballu@univ-lr.fr

Citation:

Sakic, P., et al. (2016), No significant steady state surface creep along the North Anatolian Fault offshore Istanbul: Results of 6 months of seafloor acoustic ranging, Geophys. Res. Lett., 43, 6817–6825, doi:10.1002/2016GL069600.

Received 15 MAY 2016 Accepted 20 JUN 2016 Accepted article online 21 JUN 2016 Published online 2 JUL 2016

©2016. American Geophysical Union All Rights Reserved.

SAKIC ET AL.

No significant steady state surface creep along the North Anatolian Fault offshore Istanbul: Results of 6 months of seafloor acoustic ranging

P. Sakic¹, H. Piété², V. Ballu¹, J.-Y. Royer², H. Kopp³, D. Lange³, F. Petersen³, M. S. Özeren⁴, S. Ergintav⁵, L. Geli⁶, P. Henry⁷, and A. Deschamps²

¹Laboratoire Littoral Environnement et Sociétés, Université de La Rochelle and CNRS, La Rochelle, France, ²Laboratoire Géosciences Océan, Université de Brest and CNRS, Plouzané, France, ³F84 Dynamik des Ozeanbodens, GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung, Kiel, Germany, ⁴Eurasian Institute of Earth Sciences, Istanbul Teknik Üniversitesi, Istanbul, Turkey, ⁵Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute, Department of Geodesy, Bogazic University, Istanbul, Turkey, ⁶Laboratoire Aléas géologiques et Dynamique sédimentaire, UR Géosciences Marines, IFREMER, Institut Carnot EDROME, Plouzané, France, ⁷CEREGE, Aix Marseille Université CNRS IRD and Collège de France, Aix en Provence, France

Abstract The submarine Istanbul-Silivri fault segment, within 15 km of Istanbul, is the only portion of the North Anatolian Fault that has not ruptured in the last 250 years. We report first results of a seafloor acoustic ranging experiment to quantify current horizontal deformation along this segment and assess whether the segment is creeping aseismically or accumulating stress to be released in a future event. Ten transponders were installed to monitor length variations along 15 baselines. A joint least squares inversion for across-fault baseline changes, accounting for sound speed drift at each transponder, precludes fault displacement rates larger than a few millimeters per year during the 6 month observation period. Forward modeling shows that the data better fit a locked state or a very moderate surface creep—less than 6 mm/yr compared to a far-field slip rate of over 20 mm/yr—suggesting that the fault segment is currently accumulating stress.

1. Introduction

The North Anatolian Fault (NAF) is a major right-lateral strike-slip fault accommodating 20-27 mm/yr relative motion between the Anatolia and Eurasia Plates [e.g., Hergert and Heidbach, 2010]. Over the past century, the NAF has produced major damaging earthquakes along most of its extent, except in the Marmara Sea [e.g., Sengor et al., 2005] (Figure 1). To the east, ruptures have propagated toward Istanbul since 1939, with a last event of magnitude 7.4 in Izmit in 1999 [e.g., Barka et al., 2002]. To the west, the NAF failed in 1912 in Ganos (M7.4 event) [e.g., Aksoy et al., 2010]. In the central Marmara Sea, the 70 km long Istanbul-Silivri segment (ISS) of the NAF has had no significant seismic events since at least 1766 and perhaps as far back as 989 [Ambraseys, 2002]. The probability of rupture of NAF segments in the central part of the Marmara Sea is considered to be significant [Murru et al., 2016; Aochi and Ulrich, 2015; Parsons, 2004], and Schmittbuhl et al. [2015] recently interpreted the low level of present-day seismicity along the ISS as the signature of a locked behavior. Although Bohnhoff et al. [2016] suggest that the maximum expected earthquake in the Istanbul area would probably not exceed a magnitude 7.5, geomechanical models generally predict high strain accumulation along the ISS, sufficient to produce a magnitude 7+ event [Hergert and Heidbach, 2010; Pondard et al., 2007; Armijo et al., 2005; Le Pichon, 2003]. Conversely, Ergintav et al. [2014] proposed that the ISS is aseismically creeping with strain accumulation less than 2 mm/yr, based on GPS data from distant and sparsely distributed land stations. Assessing whether the ISS is locked or aseismically creeping is crucial for estimating its seismic hazard potential and a major challenge using conventional methods.

Acoustic ranging has been successfully used to measure local deformation on the seafloor for more than a decade, in different geodynamic contexts and with resolutions ranging from centimeters to millimeters, mostly in seafloor spreading environments [e.g., Burgmann and Chadwell, 2014; Osada et al., 2012; Chadwick and Stapp, 2002; Chadwell et al., 1999; Chadwick et al., 1999].

In October 2014, during the Marsite cruise (R/V Pourquoi Pas?), we installed a ranging network of 10 acoustic transponders across the Istanbul-Silivri fault segment (Figure 1) at a depth of about 800 m, for up to 5 years. The targeted fault segment was identified using high-resolution mapping from utonomous Underwater

ACOUSTIC RANGING IN THE MARMARA SEA

6817

Trajectories of exposure and vulnerability of small islands to climate change



Virginie K.E. Duvat, ^{1*} Alexandre K. Magnan, ^{1,2} Russell M. Wise, ³ John E. Hay, ⁴ Ioan Fazey, ⁵ Jochen Hinkel, ⁶ Tim Stojanovic, ⁷ Hiroya Yamano ⁸ and Valérie Ballu ¹

Edited by Louis Lebel, Domain Editor, and Mike Hulme, Editor-in-Chief

This article advocates for a dynamic and comprehensive understanding of vulnerability to climate-related environmental changes in order to feed the design of adaptation future pathways. It uses the trajectory of exposure and vulnerability (TEV) approach that it defines as 'storylines of driving factors and processes that have influenced past and present territorial system exposure and vulnerability to impacts associated with climate variability and change.' The study is based on the analysis of six peer-reviewed Pacific island case studies covering various geographical settings (high islands vs low-lying reef islands, urban vs rural) and hazards associated with climate variability and change; that addressed the interactions between natural and anthropogenic driving factors; and adopted multidecadal past-to-present approaches. The findings emphasize that most urban and rural reef and high islands have undergone increasing exposure and vulnerability as a result of major changes in settlement and demographic patterns, lifestyles and economies, natural resources availability, and environmental conditions. The article highlights three generic and successive periods of change in the studied islands' TEV: from geopolitical and political over the colonizationto-political independence period; to demographic, socio-economic, and cultural from the 1960s to the 1980s; culminating in the dominance of demographic, socio-economic, cultural, and environmental drivers since the 1980s. Based on these empirical insights, the article emphasizes the existence of anthropogenicdriven path-dependency effects in TEV, thus arguing for the analysis of the temporal dimensions of exposure and vulnerability to be a prerequisite for science to be able to inform policy- and decision-making processes toward robust adaptation pathways. © 2017 Wiley Periodicals, Inc.

> How to cite this article: WIREs Clim Change 2017, 8:e478. doi: 10.1002/wcc.478

© 2017 Wiley Periodicals, Inc.

Volume 8, November/December 2017

1 of 14

^{*}Correspondence to: virginie.duvat@univ-lr.fr

¹Department of Geography, UMR LIENSs 7266, University of la Rochelle-CNRS, la Rochelle, France

²Institute for Sustainable Development and International Relations (IDDRI), Paris, France

³Black Mountain Laboratories, Commonwealth Scientific Industrial and Research Organisation (CSIRO), Canberra, Australia

⁴University of the South Pacific, Cook Islands Campus, Rarotonga, Cook Islands

⁵School of the Environment, University of Dundee, Dundee, UK

⁶Global Climate Forum (GCF), Berlin, Germany

⁷School of Geography and Sustainable Development, Scottish Oceans Institute, University of St Andrews, St Andrews, UK

⁸Center for Environmental Biology and Ecosystem Studies, National Institute for Environmental Studies, Tsukuba, Japan

Conflict of interest: The authors have declared no conflicts of interest for this article.





Geophysical Research Letters

RESEARCH LETTER

10.1002/2017GL076388

Key Points

- Holocene sediment/ocean loads generate up to 1.6 mm/yr of the present-day subsidence in the Ganges-Brahmaputra delta
- Highest subsidence rates occur at the Bengal coast and the subaqueous data
- Past climate affects present-day vulnerability of the Bengal Basin populations

Supporting Information:

Supporting Information S

Correspondence to:

M. Karpytchev, mikhail.karpytchev@univ-lr.fr

Citation:

Karpytchev, M., Ballu, V., Krien, Y., Becker, M., Goodbred, S., Spada, G., . . . Khan, Z. (2018). Contributions of a strengthened early Holocene monsoon and sediment loading to present-day subsidence of the Ganges-Brahmaputra Delta. Geophysical Research Letters, 45. https://doi.org/10.1002/2017GL076388

Received 14 NOV 2017 Accepted 19 JAN 2018 Accepted article online 25 JAN 2018

Contributions of a Strengthened Early Holocene Monsoon and Sediment Loading to Present-Day Subsidence of the Ganges-Brahmaputra Delta

M. Karpytchev¹ [0], V. Ballu¹ [0], Y. Krien¹ [0], M. Becker¹ [0], S. Goodbred² [0], G. Spada³ [0], S. Calmant⁴ [0], C. K. Shum^{5,6} [0], and Z. Khan⁷

¹LIENSs UMR 7266 CNRS, University of La Rochelle, La Rochelle, France, ²Department of Earth and Environmental Sciences, Vanderbilt University, Nashville, TN, USA, ³Dipartimento di Scienze Pure e Applicate, University of Urbino "Carlo Bo", Urbino, Italy, ⁴LEGOS UMR5566/CNRS/CNES/IRD/UPS, Toulouse, France, ⁵School of Earth Sciences, Ohio State University, Columbus, OH, USA, ⁶Institute of Geodesy and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan, China, ⁷Institute of Water Modelling, Dhaka, Banqladesh

Abstract The contribution of subsidence to relative sea level rise in the Ganges-Brahmaputra delta (GBD) is largely unknown and may considerably enhance exposure of the Bengal Basin populations to sea level rise and storm surges. This paper focuses on estimating the present-day subsidence induced by Holocene sediment in the Bengal Basin and by oceanic loading due to eustatic sea level rise over the past 18 kyr. Using a viscoelastic Earth model and sediment deposition history based on in situ measurements, results suggest that massive sediment influx initiated in the early Holocene under a strengthened South Asian monsoon may have contributed significantly to the present-day subsidence of the GBD. We estimate that the Holocene loading generates up to 1.6 mm/yr of the present-day subsidence along the GBD coast, depending on the rheological model of the Earth. This rate is close to the twentieth century global mean sea level rise (1.1–1.7 mm/yr). Thus, past climate change, by way of enhanced sedimentation, is impacting vulnerability of the GBD populations.

Plain Language Summary This paper estimates the land subsidence induced by sediments deposited in the Bengal Basin and by the sea level rise over the past 18,000 years. The results of numerical modeling demonstrate that the coast of the Ganges-Brahmaputra delta subsides at a rate of about 1–1.6 mm/yr depending on the lithospheric thickness and the Earth mantle viscosity. This is comparable to the rate of global mean sea level rise during the twentieth century. Thus, the intense sedimentation generated by climate changes in the past contributes significantly to the present-day subsidence of the Bengal coast.

1. Introduction

The densely populated Ganges-Brahmaputra delta (GBD) is among the most exposed low-lying regions (Figure 1) of the world where the future sea level rise has the potential to induce large land loss and put millions of people at risk (Nicholls, 2011; IPCC, 2013). Like in the majority of large deltas (Syvitski et al., 2009), subsidence contributes to relative sea level rise along the GBD coast and results in faster rates than those driven solely by climate-induced global sea level (Brammer, 2014; Ostanciaux et al., 2012; Pethick & Orford, 2013; Woppelmann & Marcos, 2016). In the GBD, the trends in coastal tide gauge records are typically about 4–6 mm/yr (Brown & Nicholls, 2015). As a result, the GBD subsidence increases the exposure of the Bengal Basin populations to flooding and erosion (Ericson et al., 2006) and the practical need for a regional climate adaptation strategy calls for measuring, understanding, and predicting the delta subsidence as a contributor to rates of local sea level rise.

The limited studies to date suggest great variability in the rates of subsidence throughout the GBD, although these results are determined by methods that consider a variety of spatial and temporal scales. Using Interferometric Synthetic Aperture Radar and Global Navigation Satellite System techniques, Higgins et al. (2014) and Steckler et al. (2012) detected present-day subsidence rates varying between 0 and 18 mm/yr in different areas of the GBD. The expected spatial and temporal variability of land subsidence rates results from interaction of numerous natural processes that may also be enhanced by human activities (Syvitski et al., 2009). These natural processes include Earth deformation induced by sediment/water loading,

©2018. American Geophysical Union All Rights Reserved.

KARPYTCHEV ET AL.





Acoustic Ray Tracing Comparisons in the Context of Geodetic Precise off-shore Positioning Experiments

Pierre Sakic (Da,*, Valérie Ballu (Da, Wayne C. Crawfordb, and Guy Wöppelmannb

^aLaboratoire Littoral Environnement et Sociétés, UMR7266 – Univ La Rochelle and CNRS, La Rochelle, France; ^bInstitut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, UMR7154 – CNRS, Paris, France

ABSTRACT

The GNSS-Acoustics (GNSS-A) method couples acoustics with GNSS to allow the precise localization of a seafloor reference in a global frame. This method can extend on-shore GNSS networks and allows the monitoring of hazardous oceanic tectonic phenomena. The goal of this study is to test the influence of both acoustics ray tracing techniques and spatial heterogeneities of acoustic wave speed on positioning accuracy. We test three different ray tracing methods: the eikonal method (3D sound speed field), the Snell-Descartes method (2D sound speed profile), and an equivalent sound speed method. We also compare the processing execution time. The eikonal method is compatible with the Snell-Descartes method (by up to 10 ppm in term of propagation time difference) but takes approximately a thousand times longer to run. We used the 3D eikonal ray tracing to characterize the influence of a lateral sound speed gradient on acoustic ray propagation and positioning accuracy. For a deep water (\geq 3,000 m) situation, frequent in subduction zones such as the Lesser Antilles, not accounting for lateral sound speed gradients can induce an error of up to 5 cm in the horizontal positioning of a seafloor transponder, even when the GNSS-A measurements are made over the barycenter of a seafloor transponder array.

ARTICLE HISTORY

Received 26 October 2017 Accepted 5 February 2018

KEYWORDS

Absolute position; acoustic ranging; geodesy; seafloor positioning; sound speed profile

1. Introduction

Over the last 30 years, Global Navigation Satellite Systems (GNSS) have become key components for monitoring the displacement and deformation of the Earth's crust (Bürgmann and Thatcher 2013). GNSS cannot be directly applied to the seafloor because the electromagnetic waves it uses do not propagate through the oceans, leaving us "geodetically blind" over the 70% of the Earth's surface covered by water, including most plate boundaries where hazardous tectonic phenomena are concentrated.

The GNSS-Acoustics (GNSS-A) method (Spiess et al. 1998) partially fills this void, by coupling acoustics with GNSS to precisely locate a seafloor reference within a global frame. The method divides the positioning problem into two parts, centered around a sea-surface platform (ship or buoy). The platform is precisely positioned in a global reference frame using GNSS and with respect to the seafloor reference using acoustics. If the process is repeated on a regular basis for several years, the reference's geodetic velocity can be estimated. This method has been used to constrain strain accumulation on some subduction zones with well-established seismic and tsunami risks, including Chile-Peru and

CONTACT Pierre Sakic pierre.sakic@gfz-potsdam.de Laboratoire Littoral Environnement et Sociétés, UMR7266 – Univ La Rochelle and CNRS, 17000 La Rochelle, France.

Color versions of one or more of the figures in the article can be found online at www.tandfonline.com/umgd. Supplemental data for this article can be accessed on the publisher's website.

*Now at GFZ German Research Centre for Geosciences, Telegrafenberg, 14473 Potsdam, Germany

© 2018 Informa UK Limited, trading as Taylor & Francis Group



Tracking subducted ridges through intermediate-depth seismicity in the Vanuatu subduction zone

Christian Baillard¹, Wayne C. Crawford², Valérie Ballu³, Bernard Pelletier⁴ and Esline Garaebiti⁵

School of Oceanography, University of Washington, 1503 NE Boat Street, Seattle, Washington 98105, USA

²Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS UMR 7154, Université Paris Diderot, 1 rue Jussieu, 75238 Paris cedex 05, France ³Littoral Environnement et Sociétés (LIENSs), CNRS UMR 7266, Université de La Rochelle, 2 rue Olympe de Gouges,

17000 La Rochelle, France ⁴Institut pour la Recherche et le Développement, Nouméa, New Caledonia

⁵Geohazards Section, Vanuatu Meteorology and Geohazards Department, PMB 9054, Lini Highway Number 2, Port Vila, Vanuatu

ARSTRACT

The distribution of intermediate-depth seismicity beneath the Vanuatu archipelago (South Pacific Ocean) includes several seismic clusters/alignments and gaps, including a remarkable 200 × 150 km gap beneath central Vanuatu. We show that a zone of enhanced seismicity beneath this gap corresponds to the most likely trace of the subducted D'Entreasteaux Ridge (DER), and that another region of aligned seismicity to the south may correspond to another significant, now-disappeared ridge. We suggest that regions of aligned intermediate-depth seismicity beneath Vanuatu are traces of subducted oceanic features on the downgoing plate, probably caused by enhanced hydration beneath them prior to subduction. The seismic gap above the DER trace, previously interpreted as a tear in the slab, may instead be a region of reduced hydration due to thick/unfractured input crust, low bending of this crust before subduction, and/or greater slab residence time at shallower subducted depths, the latter two being directly related to DER collision. We propose that an uneven distribution of intermediate-depth seismicity at subduction zones may provide a window to the history and effects of subducted oceanic features.

INTRODUCTION

The ~500-km-long Vanuatu archipelago (South Pacific Ocean) overlies one of world's most seismically active subduction zones, with an average of one M 7+ earthquake recorded per year since 1972 (National Earthquake Information Center, https://earthquake.usgs.gov). The present-day convergence rate between the Vanuatu islands and the subducting Australian plate varies from 120 mm/yr in the south to 160 mm/ yr in the north, but slows to 35 mm/yr in the center (Fig. 1) (Calmant et al., 2003; Bergeot et al., 2009). This slowing, and the existence of uplift sequences affecting part of the forearc islands (up to 6 mm/yr over the past 150 k.y.) (Taylor et al., 2005), can be linked to the subduction of a large and irregular bathymetric feature: the D'Entrecasteaux Ridge (DER). The DER, which extends back along the Australian plate to New Caledonia, appears to have entered into subduction at 2-3 Ma at the Epi island reentrant, ~160 km to the south (Fig. 1) (Greene et al., 1994; Meffre and Crawford, 2001).

Intermediate-depth seismicity (50–300 km depth) in the Vanuatu region is mostly constrained by the global seismic network. Shallow seismicity (<50 km depth) is constrained by a temporary network that focused on the

al., 2015). Intermediate-depth seismicity in the Vanuatu region falls on or near a Wadati-Benioff zone corresponding to the subducting slab and is highly variable along-strike, with several clusters or alignments of intense seismicity, as well as several regions almost completely lacking seismicity (Fig. 2A). Most authors associate variations in intermediate-depth seismicity with how much water is subducted, and the depth and temperatures at which dehydration embrittlement occurs (e.g., Hacker et al., 2003; Yamasaki and Seno, 2003; Omori et al., 2004; Milsch and Scholz, 2005) and the maximum depth of this seismicity is generally greater in colder subducting slabs than in warmer ones (Kirby et al., 1996; Omori et al., 2004; Abers et al., 2013), Most of these observations and models are derived from differences between subduction zones, but variations are also observed within some subduction zones (e.g., New Zealand, Eberhart-Phillips et al. [2013]; Alaska, Shillington et al. [2015]), where they are generally explained as local differences in hydration prior to subduction associated with differences in plate fabric orientation with respect to the trench axis.

In this study, we show that a region of enhanced seismicity in central Vanuatu (area C in Fig. 2A) corresponds to the most likely trace of the subducted DER. We suggest that the

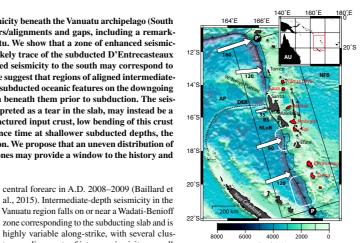


Figure 1. The Vanuatu archipelago in the South Pacific Ocean. Main islands with active volcances are filled in red. White arrows indicate the interseismic convergence rates along the subduction front (Calmant et al., 2003; Bergeot et al., 2009). Contour line with triangles shows subduction front, and solid black contour is the 3500 m depth contour on the island arc side of the subduction front. White outlines surround the Epi and Tanna reentrants. Black rectangle shows the bounds used for the along-arc view in Figure 2; P-P' is cross section in Figure 2. AU—Australia; AP—Australian plate; BS—Bougainville Seamount; DER—D'Entrecasteaux Ridge; NFB—North Fiji Basin; NLoB—North Loyalty Basin.

enhanced seismicity results from dehydration processes of the oceanic crust and upper mantle beneath the DER, and that the aseismic region above it could be caused by lower hydration of the surrounding slab. Other alignments of intermediate-depth seismicity beneath Vanuatu could also correspond to subducted bathymetric features, including one just north of the DER trace (area N in Fig. 2A) and another 400 km to the

GEOLOGY, September 2018; v. 46; no. 9; p. 767–770 | GSA Data Repository item 2018279 | https://doi.org/10.1130/G45010.1 | Published online 19 July 2018

L® 2018 Geological Society of America. For permission to copy, contact editing@geosociety.org. Downloaded from https://pubs.geosocienceworld.org/gsa/geology/article-pdf/46/9/767/4324492767.pdf
by CNRS. INSU user

or 24 Sentember 2018.

767

^{*}E-mail: baillard@uw.edu