



HAL
open science

GPS statique, cinématique et haute-fréquence appliqué à l'étude de déformations de zones sismiques

Rana Charara

► **To cite this version:**

Rana Charara. GPS statique, cinématique et haute-fréquence appliqué à l'étude de déformations de zones sismiques. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie, 2010. Français. NNT : 2010PA066152 . tel-04763289

HAL Id: tel-04763289

<https://hal.science/tel-04763289v1>

Submitted on 1 Nov 2024

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

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



Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License

**Thèse de Doctorat de l'Université Paris 6
Pierre et Marie Curie**

spécialité
Géophysique interne

présentée par
Rana Charara

pour obtenir le titre de docteur de
l'Université Pierre et Marie Curie (Paris 6)

**GPS statique, cinématique et haute
fréquence appliqué à l'étude de
déformations de zones sismiques**

soutenue le 7 Juillet 2010 devant le jury composé de :

Pascal Bernard	Institut de physique du Globe de Paris (IPGP)	Rapporteur
Pierre Briole	Ecole Normale Supérieure (ENS)	Directeur de thèse
Philippe Huchon	Université de Paris 6 (UPMC)	Rapporteur
François Jouanne	Université de Savoie	Rapporteur
Christophe Vigny	Ecole Normale Supérieure (ENS)	Directeur de thèse

thèse préparée au Laboratoire de Géologie
de l'Ecole Normale Supérieure de Paris-Ulm

A l'âme de ma mère et de mon père,

Remerciements

Comme le veut la tradition, je vais essayer de satisfaire au "difficile" exercice de la page de remerciements : la difficulté réside, non dans l'expression de la gratitude pour les personnes qui m'ont soutenue, mais dans le fait de n'oublier personne.

Je tiens d'abord à remercier mes directeurs de thèse Pierre Briole et Christophe Vigny pour la liberté et la confiance qu'ils m'ont accordés pendant les années de préparation de ma thèse, et aussi pour les conseils, les informations et l'aide qu'ils m'ont fournis pour accomplir ce travail.

Je remercie Pascal Bernard et François Jouanne de m'avoir fait l'honneur d'être les rapporteurs de cette thèse. Un remerciement spécial à Pascal Bernard pour ses conseils, son écoute, son regard critique et les discussions scientifiques intéressantes qui m'ont beaucoup aidé à avancer.

Un très grand merci à Françoise qui m'a accompagné au quotidien, dans toutes les étapes de préparation de ce travail et qui m'a beaucoup aidé à garder le sourire même dans les moments les plus difficiles. Je la remercie aussi pour tout le soutien, l'amour et l'attention qu'elle m'a prodigués surtout ces 6 derniers mois. Françoise, merci beaucoup pour ta patience, ta générosité et ton amour inépuisables.

Je tiens aussi à adresser mes remerciements et ma gratitude pour Maria (FioFio) pour son amitié, sa générosité, son soutien, ses mots consolants, ses conseils scientifiques, son regard critique et avisé, et pour l'intérêt qu'elle a porté à mon travail. Je remercie aussi Claudio pour son encouragement.

Mes remerciements s'adressent aussi à M. Gilles Druilhe du service des ressources humaines de l'ENS pour tous les efforts qu'il a faits pour m'aider à régulariser mon séjour en France.

Je remercie en vrac toutes les personnes que j'ai eu la chance de rencontrer au laboratoire de géophysique, en particulier, Marie-Pierre et Raul Madariaga pour leurs soutien et leurs conseils avisés surtout ces derniers mois ; mes bureauxriotes : Merci Amaya d'avoir toujours été disponible et prête à m'aider, Maya, Sergio, Laurence, Cédric et Aurore et bien sûr à Carlo ; mes remerciements s'adressent aussi à Sylvain, Sébastien, Eugénie, Baptiste et Pierre-Paulo ;

Je remercie aussi le directeur et le co-directeur du laboratoire de géophysique, M. Chopin et Hélène de m'avoir accueillis au sein du laboratoire.

Cela va de soi de remercier la famille et les amis :

Tout d'abord, je remercie mon père qui a beaucoup sacrifié pour me permettre d'être là où je suis ; je remercie aussi ma mère qui aurait aimé voir mon travail accompli mais que la vie et la maladie n'ont pas épargnée pour qu'elle puisse réaliser ce rêve ; maman qui a tout fait pour que je sois toujours meilleure ; maman qui, même pendant les moments les plus difficiles de sa maladie et jusqu'à son dernier souffle, n'a pas arrêté de me donner la force nécessaire pour continuer. Mes parents, je vous remercie énormément et je sais que vous êtes très fiers de moi.

Je remercie ma soeur Afaf pour son amour intarissable, ses encouragements et sa patience ; je remercie ses enfants Mohamad, Nama et surtout Nadim (Dido) pour les moments de bonheur, le sourire et la gaîté qu'ils ont ajoutés à ma vie.

Je remercie aussi mon frère Bahaa, sa femme Rima et leurs enfants Ali et Bissan pour tout ce qu'ils ont fait et tout ce qu'il continue à faire pour me soutenir et m'encourager.

Ma tante Widad mérite également un énorme remerciement et une gratitude infinie pour son amour, sa confiance et tout ce qu'elle a fait pour aider maman et alléger mes responsabilités.

Je remercie également Zeinab (Zouzou) pour son inconditionnel et irremplaçable soutien. Elle a été présente pour partager aussi bien les moments de joies que les moments de tristesse ; je la remercie aussi pour sa patience inépuisable, son infinie générosité, son amitié inconditionnelle. Merci aussi Zouzou pour les corrections et la lecture de mon manuscrit (don d'ubiquité, ha????!!).

Enfin, je remercie mes chers amis Hiba, Mohamad et leur fille Mira ; grand merci à Farah et Anthony, à Mohamad et enfin à Wissam sans lesquels j'aurais eu du mal à continuer.

A tout ceux que j'ai mentionnés et ceux que j'ai oubliés de citer, je vous remercie et je vous dédie ce travail.

Résumé

Dans notre étude, nous avons cherché à utiliser plusieurs techniques GPS (Global Positioning System) pour des applications en géophysique. Dans un premier temps, le GPS à travers des campagnes effectuées en 2003, 2006 et 2008, permet de quantifier les déplacements relatifs de la région du golfe de Patras et ses mouvements par rapport à l'Europe fixe, et d'identifier les structures tectoniques sur lesquelles ces déplacements ont été accommodés au cours du temps. Dans un deuxième temps, nous avons utilisé le GPS cinématique pour étudier la corrélation entre des profils topographiques différents, sur la même trajectoire, en l'absence de tout événement particulier. Cette méthode expérimentale est basée sur un positionnement différentiel dynamique (acquisition des mesures toutes les secondes) afin de déterminer la trajectoire du véhicule en mode trajectographie et d'évaluer l'amplitude de la déformation du terrain après un certain événement. Des applications sur des données acquises dans la région de Psaromita en Grèce et de simulation du séisme d'Aigion sont faites pour étudier la précision de cette méthode. Enfin, le GPS à haute fréquence (10hz, 20hz) permet de mieux comprendre les mécanismes de rupture surtout que les déformations transitoires ne laissent pas de traces visibles en surface puisque les données sismologiques ne permettent pas de travailler à très longues périodes ($>$ quelques minutes). Le GPS haute-fréquence permet de déterminer le déplacement en surface à toutes les périodes au delà de 2s. Les analyses viennent donc pour compléter les observations sismologiques. Des tests ont été faits pour quantifier le déplacement sur le séisme d'Aysen au Chili.

Mots-clefs : GPS, cinématique, GPS à haute fréquence, Golfe de Patras, Aysen.

Abstract

In our study, we sought to use more technical GPS (Global Positioning System), for applications in geophysics. Initially, the GPS through campaigns conducted in 2003, 2006 and 2008 in the gulf of Patras in Greece to quantifies the relative movements of the region and movements from Fixed Europe and identifies the structures on which these tectonic movements have been accommodated over time. The second step involved us using the kinematics GPS to study the correlation between different topographic profiles on the same trajectory in the absence of any specific event. This experimental method is based on dynamic differential positioning (taking measurements every second) to determine the trajectory of the vehicle's trajectory and evaluating the magnitude of ground deformation after a certain event. Applications on data acquired in the region of Psaromita Greece and simulation of earthquake Aigion are made to study the accuracy of this method. Finally, we used high frequency GPS (10 Hz, 20 Hz) to better understand the failure mechanisms most transient deformations that leave no visible traces on the surface since the seismic data do not work for extended periods (greater than few minutes). This high-frequency GPS was used to determine the surface displacement at all periods beyond 2S. Analysis therefore complement seismological observations. The tests were used to quantify the displacement on the earthquake Aysen (Chili).

Key word : GPS, kinematic GPS to high frequency, Gulf of Patras, Aysen.

Table des matières

Introduction	17
1 Cadre géodynamique de la région de Patras	19
1.1 Géodynamique de la Méditerranée	20
1.1.1 Cinématique des plaques	20
1.1.2 Faille Nord-Anatolienne	22
1.1.3 Zone de subduction : Arc Hellénique	23
1.1.4 Faille de Céphalonie	24
1.2 Géodynamique du Bloc Egéen et de la Grèce	24
1.2.1 Tectonique de la Grèce	24
1.2.2 Modèles tectoniques	26
1.3 Golfe de Patras	28
1.3.1 Cadre Géographique	28
1.3.2 Tectonique de la région de Patras	28
1.3.3 Modèles Tectoniques	32
2 Réseaux et traitement des données GPS	35
2.1 Réseaux GPS	36
2.2 Réseaux IGS et EUREF	36
2.3 Les réseaux de GPS en Grèce	38
2.3.1 Les stations permanentes	38
2.4 Le réseau GPS du golfe de Patras	39
2.4.1 Les campagnes de mesures	41
2.5 Analyse des données GPS	42
2.5.1 Traitement des données en session journalière (le principe de fonctionnement de Gamit)	42
2.5.2 La répétabilité	43
2.5.3 Combinaison des sessions journalières (GLOBK)	45
2.5.4 Combinaison des données	46
2.6 Variabilité de la solution suivant le mode de résolution de l'ambiguïté : Lc_help et Lc_autcln	46
2.7 Données 1998,1999 et 2000	49
3 Analyse de la cinématique régionale et du séisme de 2008	51
3.1 Le champ de vitesse à l'Ouest de la Grèce	52
3.1.1 Golfe de Patras : Avallone et al.,2004 - Floyd et al., 2009	52

3.1.2	Cephalonie Zone : Hollenstein et al. 2006, 2008	53
3.2	Champs de vitesses	55
3.3	Ouverture du golfe de Patras	60
3.4	Lac de Trichonis	61
3.4.1	Géologie	61
3.4.2	Résultat GPS	63
3.5	Modélisation du séisme de 8 juin 2008	65
3.6	Faille de Psathopyrgos	71
3.6.1	Mesure Géodésique	71
4	GPS Cinématique	73
4.1	Principe de GPS cinématique	74
4.2	Expérimentation et acquisition des données	75
4.3	Traitement des données	75
4.3.1	Le logiciel PNAV	75
4.3.2	Calcul de la courbe moyenne	77
4.3.3	Interpolation	78
4.3.4	Calcul des résidus	80
4.4	Analyse	81
4.4.1	Précision de conduite	81
4.4.2	Nombre de satellites	82
4.4.3	Ambiguïté	82
4.4.4	Moyenne pondérée de l'ambiguïté	83
4.4.5	Déviatiion standard et Tube	84
4.5	Simulation	85
4.5.1	Faille d'Aigion et le séisme de 1995	85
4.5.2	Inversion de données : INVERSE3	86
4.5.3	Etude de la précision de la méthode	87
5	GPS à haute fréquence	89
5.1	Le GPS à haute fréquence	90
5.2	Etudes précédentes	90
5.3	Acquisition des données	91
5.4	Traitement des données	92
5.4.1	Etude par rapport à la longueur de ligne de base	96
5.4.2	Application	96
5.4.3	Limitation de la méthode	98
	Conclusion et perspectives	101
	Annexe	110

Table des figures

1.1	Tectonique simplifiée de la région de l'est méditerranéen	20
1.2	Mécanismes aux foyers dans la Région de l'est méditerranéen	21
1.3	Situation de la Grèce entre les grandes structures tectoniques	22
1.4	Les principaux résultats d'études GPS effectuées entre 1988 et 1997	23
1.5	Sismicité de la Méditerranée de l'est	25
1.6	Les failles actives et les mécanismes aux foyers dans la région égéenne	26
1.7	Modèle de partitionnement de la déformation sur des failles décrochantes	27
1.8	Evolution tectonique de la région égéenne	28
1.9	Carte géologique de la région de Patras	29
1.10	La sismicité de la région de Patras	30
1.11	Epicentres et mécanismes au foyer des séismes dans la région de Patras	31
1.12	Cartographie schématique des microplaques stables	32
1.13	Déformation tectonique du golfe de Corinthe	33
1.14	La relation structurelle des deux sous-parallèles grabens Corinthe et Trichonis	34
2.1	Station IGS incluse dans le calcul	37
2.2	Répartition des stations GPS à Patras.	39
2.3	Occupation des sites pendant la campagne de 2003.	41
2.4	Occupation des sites en 2006.	41
2.5	Occupation des sites en 2008.	42
2.6	La répétabilité de la campagne de 2003.	44
2.7	La répétabilité de la campagne 2006.	45
2.8	La répétabilité de la campagne 2008.	45
2.9	Les vitesses des deux solutions de GAMIT	48
2.10	Comparaison des résultats de 5 points permanents	49
3.1	Résultat d'Avallone et al. 2004	53
3.2	Vitesse de déplacement le long de l'Arc hellénique par rapport à l'Eurasie fixe	54
3.3	Le champ de vitesse horizontaux du golfe de Patras	55
3.4	Le champ de vitesse des solutions GPS dans la région de Patras	57
3.5	L'application d'un rotation	58
3.6	Le champ de vitesse pour toutes les solutions GPS dans la région.	58
3.7	Les résidus des vecteurs de vitesse des stations au Sud et au Nord du golfe	59
3.8	Les résidus des vecteurs de vitesse après l'application d'un pôle de rotation	60
3.9	Minimisation des vitesses des points situées au Nord-Ouest du golfe	61
3.10	La situation du lac de Trichonis dans la région d'Etolie	62

3.11	Champs de vitesse obtenus après la minimisation du vecteur de station PRSL	63
3.12	Minimisation des vecteurs de vitesse par soustraire la moyenne des vitesses	64
3.13	Minimisation des vecteurs de vitesse par l'application d'un pôle de rotation	64
3.14	Localisation du séisme de 8 juin 2008 et de ses répliques et réseau GPS de Patras.	66
3.15	Zoom sur le séisme de 8 juin 2008 avec les sites GPS proches.	67
3.16	Modèle de déformation du séisme de 8 juin 2008 avec une profondeur de 22.5 km. .	68
3.17	Série temporelle du station permanente RLS0	70
3.18	Champs de vitesse de la région de Psathopyrgos	71
3.19	La série temporelle du point J000 situé à la base de la faille	72
4.1	Le déplacement d'une antenne GPS sur un véhicule pour les mesures cinématique.	74
4.2	Le trajet qui a été effectué dans la région de Psaromita en Grèce.	75
4.3	Les offsets horizontaux	76
4.4	Les offsets verticaux	77
4.5	Profil mesuré dans l'expérience du GPS cinématique.	78
4.6	Zoom qui montre l'interpolation linéaire appliqué sur le profil mesuré.	79
4.7	Résidus obtenus pour chaque profil.	80
4.8	Le regroupement des résidus sur 5 profils dans le même Track.	81
4.9	Les écarts types de chaque profil.	81
4.10	Le résidu d'un profil et les changements de nombre de satellites.	82
4.11	Les changements de résidu par rapport à l'ambiguïté.	83
4.12	La moyenne pondérée avec un poids X5	84
4.13	Déviations standard de moyenne pondérée des profils.	84
4.14	La faille d'Aigion et la localisation du séisme de 15 juin 1995	85
4.15	Localisation de la faille d'Aigion par rapport à notre trajet.	86
4.16	Simulation sur le séisme d'Aigion	87
5.1	Le manip pour acquérir les données GPS à haute fréquence.	91
5.2	Carte des stations permanentes à 1hz utilisées en France.	92
5.3	Comparaison des plusieurs contraintes sur l'atmosphère	95
5.4	L'influence de la longueur de ligne de base	96
5.5	Photo Aérienne de la localisation du séisme d'Aysen 2007	97
5.6	Traitement de GPS à haute fréquence de station GPS proche	98
5.7	Déplacement due au séisme dans une fenêtre de mesure de 10 min	98

Liste des tableaux

2.1	Coordonnées des stations IGS incluse dans le calcul.	37
2.2	Etude GPS dans la région de Grèce.	38
2.3	Les station GPS mesurées lors des 3 campagnes 2003, 2006, 2008.	40
3.1	Vitesse des stations GPS par rapport à l' "Europe fixe".	56
3.2	Les déformations associées au sites GPS proche du séisme	69
4.1	Paramètre de faille d'Aigion utilisé pour inverser un profil.	85
5.1	Les stations GPS utilisées comme référence	93

Introduction

La zone de Patras en Grèce est une zone de transition entre le rift de Corinthe et l'extrémité nord-ouest de l'Arc Hellénique. Cette zone est caractérisée par une sismicité élevée et un risque sismique non seulement pour la ville de Patras, mais aussi pour les villes avoisinantes. Ces zones se caractérisent par la présence de séismes de subduction et de décrochement à l'ouest et de séismes en faille normale dans le Golfe de Corinthe.

Depuis les années 1990, des réseaux GPS ont été mis en place en Grèce, notamment par les équipes françaises pour apporter des contraintes sur les déformations tectoniques dans la région. Les résultats disponibles montrent que la déformation est extrêmement localisée dans le rift de Corinthe avec un taux d'extension allant de 3mm/an au niveau de Corinthe à l'est à 15mm/an au niveau d'Aigion au centre ouest. Le taux d'extension augmente encore un peu dans les vingt kilomètres à l'ouest d'Aigion, puis on passe dans une région de transition où la déformation semble être beaucoup plus diffuse et complexe.

Les études réalisées jusqu'à présent (Avallone, thèse d'Université, 2003) ont porté sur le golfe de Corinthe et en particulier les séismes de 1992 et 1995 près d'Aigion. Dans notre travail, nous nous intéresserons à la région de Patras et à la zone où l'on attend des gradients de déformation (localisés ou diffus, on ne sait pas encore) au nord de Patras. Cette zone est caractérisée sur le terrain par des failles actives sur lesquelles les taux de déformation ne sont pas encore connus précisément.

L'objectif de notre travail de recherche est d'approfondir les connaissances sur la déformation tectonique dans la zone charnière située entre la subduction de l'Arc Hellénique et le rift de Corinthe, et d'interpréter les résultats obtenus en liaison avec la connaissance tectonique et sismologique de la région. Les données géodésiques qui seront utilisées dans la thèse sont les données GPS des campagnes de mesure en 2003, 2006 et 2008 et de stations permanentes.

A partir de 2003 la région du golfe de Patras a été équipée de points GPS. Ce réseau a été, par la suite, mesuré en 2006 et après le séisme de 8 juin 2008. Nous avons participé à ces deux dernières. Les données des campagnes sont calculées à l'aide du logiciel GAMIT. Nous pensons que l'analyse des données GPS dans le golfe de Patras et au nord de celui-ci va apporter des informations nouvelles très importantes sur la déformation dans cette région et la façon dont on passe d'une zone d'extension rapide et localisée (le rift de Corinthe) à une zone de déformation plus diffuse.

Nous analysons les données de stations GPS permanentes pour obtenir des contraintes sur les vitesses et gradients spatiaux de vitesse dans la région. L'une des grandes questions est de savoir si ce déficit de sismicité est réel ou non, autrement dit de savoir s'il est possible que le processus de subduction puisse se dérouler de manière largement asismique.

Cette thèse est divisée donc en deux parties : un volet tectonique et un volet méthodologique.

La première partie est composée de trois chapitres où nous traiterons respectivement la tectonique de la Grèce et du golfe de Patras ; les campagnes GPS, le traitement et l'analyse des données. Dans le premier chapitre, nous présenterons dans un premier temps, le contexte géodynamique de la région d'étude, à l'échelle de la Méditerranée, puis à l'échelle de Grèce, puis à celle du golfe de Patras. Nous rappellerons les différents modèles proposés pour l'évolution de la déformation du golfe de Patras.

Dans le chapitre 2, nous présenterons l'acquisition, le traitement et l'exploitation des données que nous avons utilisées.

Le chapitre 3 porte sur l'étude cinématique de la région de Patras, contrainte par les données GPS (campagnes et stations permanentes), et l'étude du séisme de 8 juin 2008 où nous avons calculé le signal co-sismique et le séparer de la composante de déformation inter-sismique.

Nous nous intéresserons aussi aux déplacements transitoires associés au séisme de 8 Juin 2008, et à d'éventuels mouvements transitoires associés à des séismes lents autour du lac de Trichonis.

Dans la deuxième partie, nous présenterons le volet méthodologique de notre recherche. Dans notre travail, nous avons étudié deux autres méthodes GPS autre que la méthode statique utilisée pour l'étude tectonique du golfe de Patras.

Dans le chapitre 4, nous avons étudié la corrélation entre des profils topographiques différents mesurés à travers le GPS cinématique (GPS installé sur une voiture) sur la même trajectoire, en l'absence de tout événement particulier. En suite, différents profils sont interpolés et un seul profil est généré que nous appelons "tube". Nous avons également étudié et analysé l'impact de différents paramètres tels que la longueur de base et le nombre de profils sur la précision du tube obtenu. Selon le cas de l'événement (tremblement de terre, éruptions volcaniques, les glissements de terrain,...), cette technique peut être utilisée pour évaluer l'amplitude de la déformation du terrain.

Dans le chapitre 5, nous avons travaillé sur le traitement des données GPS haute fréquence (1-10hz). A la suite du séisme d'Aysen (Chili, Avril 2007), l'équipe de géophysique du laboratoire a acquis des données GPS à 10 Hz en champ proche. Afin de déployer d'autres stations GPS haute fréquence près des failles actives que nous étudions, nous avons entrepris des travaux méthodologiques portant sur le GPS haute fréquence, à la fois pour l'acquisition et pour le calcul des données à l'aide d'une variante d GAMIT dédiée à la cinématique "TRACK".

Chapitre 1

Cadre géodynamique de la région de Patras

Sommaire

1.1	Géodynamique de la Méditerranée	20
1.1.1	Cinématique des plaques	20
1.1.2	Faille Nord-Anatolienne	22
1.1.3	Zone de subduction : Arc Hellénique	23
1.1.4	Faille de Céphalonie	24
1.2	Géodynamique du Bloc Egéen et de la Grèce	24
1.2.1	Tectonique de la Grèce	24
1.2.2	Modèles tectoniques	26
1.3	Golfe de Patras	28
1.3.1	Cadre Géographique	28
1.3.2	Tectonique de la région de Patras	28
1.3.3	Modèles Tectoniques	32

Le golfe de Patras prolonge à l'ouest le golfe de Corinthe qui sépare le Péloponnèse de la Grèce continentale. Il se situe dans une zone de transition entre trois structures tectoniques actives : les failles normales du golfe de Corinthe à l'Est, la zone de subduction de l'arc hellénique au Sud et Sud-Ouest et la faille décrochante de Céphalonie au Nord-Ouest. Le golfe de Corinthe est l'une des zones d'extensions continentales les plus rapides du monde est un laboratoire tectonique naturel exceptionnel. Afin de comprendre les mécanismes de déformation, il faut considérer la tectonique et la géodynamique au niveau régional. Dans ce chapitre, nous présenterons dans un premier temps le cadre géodynamique de la Méditerranée ; et dans un deuxième temps celui du bloc égéen, en nous attardant enfin sur la géodynamique du golfe de Patras, où nous avons effectué les mesures géodésiques utilisées dans notre recherche.

1.1 Géodynamique de la Méditerranée

1.1.1 Cinématique des plaques

La tectonique de la Méditerranée est conditionnée par la collision des plaques Arabique et Africaine avec l'Eurasie [Jackson and McKenzie, 1988]. Le modèle tectonique NNR-NUVEL-1A [DeMets et al., 1990, 1994] montre que l'Arabie remonte vers le NNW par rapport à l'Eurasie à une vitesse d'environ 25 mm/an, et que la plaque africaine se déplace également vers le nord par rapport à l'Europe avec une vitesse de 10mm/an au niveau de la zone de subduction de l'Arc Hellénique [voir Reilinger et al., 1997, figure 1.1].

Une amélioration significative à ce simple modèle de trois plaques est apportée par l'étude sismique. La figure 1.2 montre les mécanismes aux foyers des tremblements de terre entre 1976 et 2009 avec une magnitude $M_s > 5$ et profondeur < 100 km d'après le catalogue CMT de Harvard. Cette sismicité délimite bien les zones de convergence, notamment l'arc Hellénique [Baker et al., 1997], et les déformations au nord de Péloponnèse, dans le golfe de Corinthe.

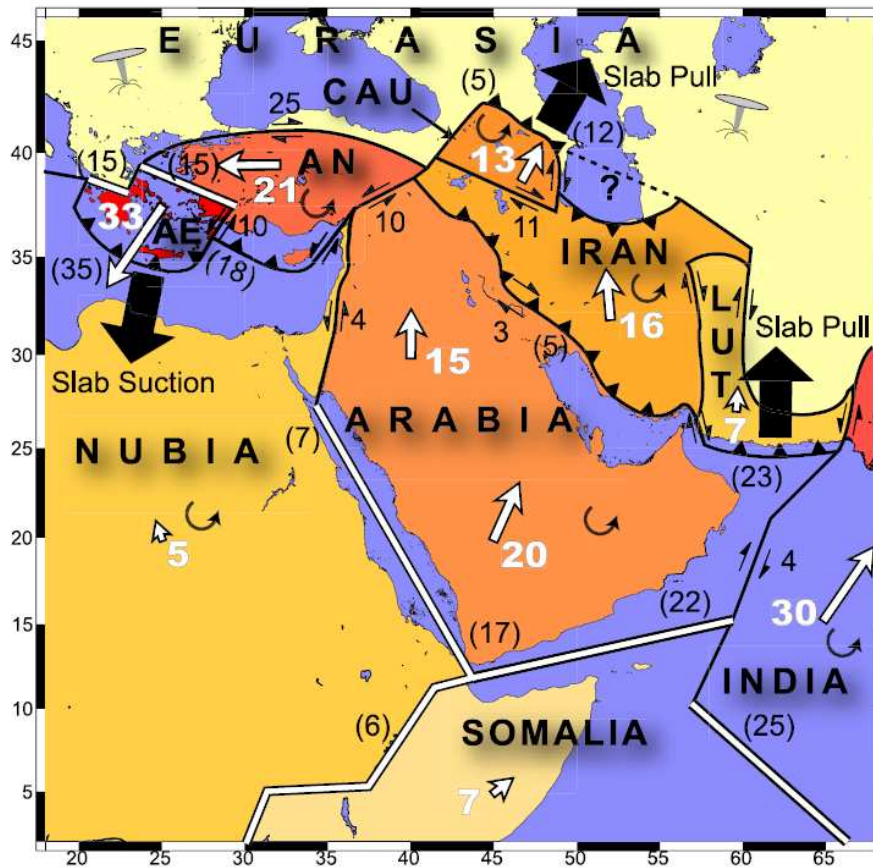


FIG. 1.1 – Carte schématique de la tectonique simplifiée de la région de l'est méditerranéen montrant l'intersection des plaques principales de la zone de l'Arabie-Afrique-Eurasie : Les flèches blanches et les numéros correspondants montrent les vitesses GPS des plaques (mm/an) par rapport à l'Eurasie. D'après Reilinger et al. [1997].

Les directions précises de déplacement des plaques sont obtenues par les observations GPS. Une compilation des données entre 1988 et 2005 faites par *Reilinger et al.* [2006] confirme et améliore les résultats de NNR-NUVEL-1A et les observations sismologiques.

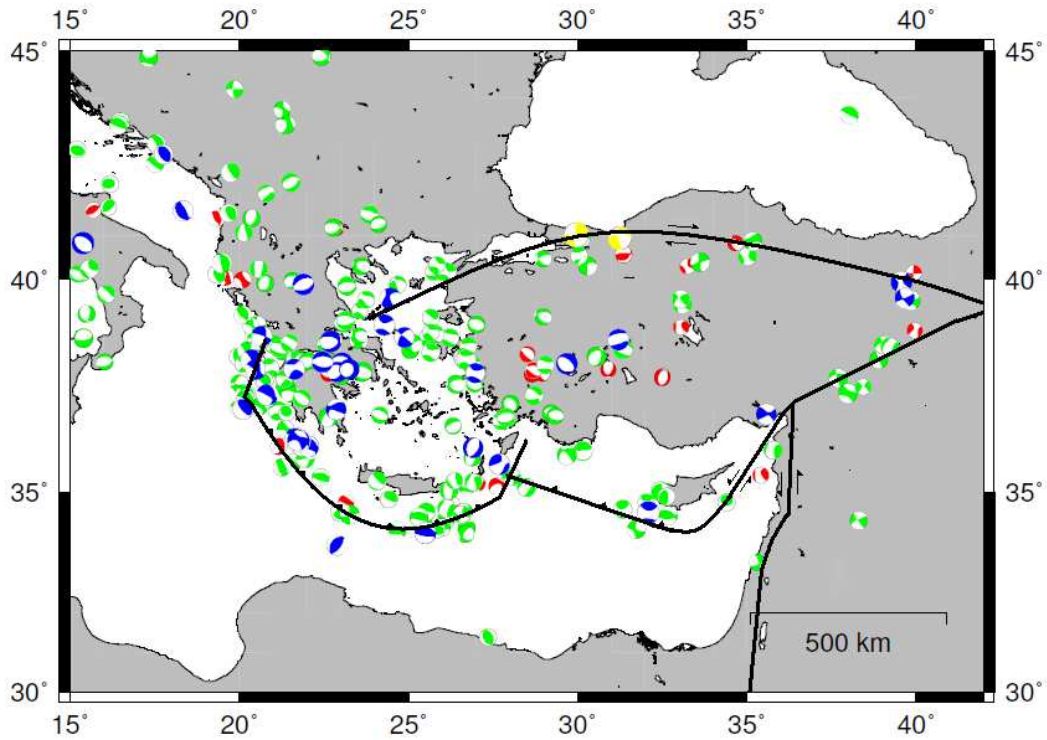


FIG. 1.2 – Mécanismes aux foyers dans la Région de l'est méditerranéen pour des tremblements de terre entre 1976 et 2009 d'après le catalogue CMT de Harvard, profondeur < 100 km et de magnitude > 5 : les couleurs : Rouge=M5, vert=M6, bleu=M7 et jaune=M8.

Les combinaisons de ces études définissent les mouvements au niveau des structures tectoniques majeures sont la reponse aux effets de déplacement de chaque plaque :

- *Afrique-Europe* : par rapport à l'Europe stable, la vitesse de l'arc de subduction est de 33 ± 3 mm/an vers le sud, en direction de la plaque africaine. La vitesse de celle-ci est de 5 ± 1 mm/an vers le nord. La plaque d'Afrique plonge sous l'arc Hélienique avec un retrait de la fosse de subduction et une extension Nord-Sud dans l'Egée [*Le Pichon et al.*, 1979; *Jolivet and Faccenna*, 2000].
- *Afrique-Arabie* : le mouvement différentiel entre l'Afrique et l'Arabie est de 15 mm/an. Il se traduit par l'ouverture de la Mer rouge, et il est accommodé par le système décrochant senestre des failles du Levant.
- *Arabie-Europe* : la collision Arabie-Europe a pour conséquence une extrusion vers l'ouest de l'Anatolie et vers le S-SW de l'Egée le long de la faille Nord-anatolienne et de la faille Est-Anatolienne.

La Grèce est directement touchée par les déplacements des trois blocs. La figure 1.3 [Clément *et al.*, 2000] montre la situation de la Grèce centrale et du Péloponnèse avec : le décrochement Anatolie-Europe par continuation de la faille Nord-Anatolienne au Nord-Est, la zone de convergence Afrique-Europe au sud et la faille de Céphalonie au Nord-Ouest.

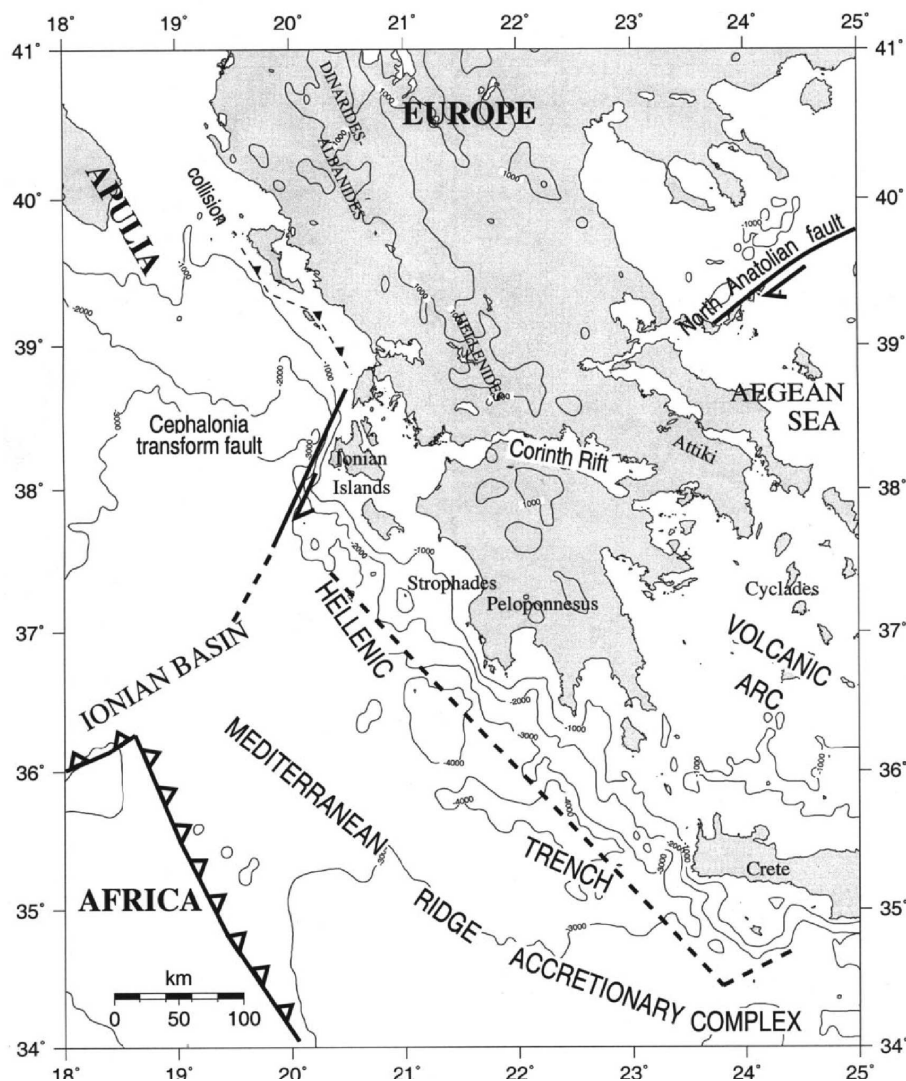


FIG. 1.3 – Le schéma montre la situation de la Grèce entre les grandes structures tectoniques : au Sud : la subduction hellénique, à l’Ouest : la collision continentale liée par la faille de Céphalonie, et au Nord la continuité de la faille Nord-Anatolienne. D’après Clément *et al.* [2000].

Pour étudier les déformations du golfe de Patras, il faut considérer le mouvement de chacun de ces structures.

1.1.2 Faille Nord-Anatolienne

Le dernier événement important de la tectonique de la Méditerranée est la croissance et la propagation de la faille Nord-Anatolienne vers l’ouest. Cette dernière a atteint la Mer

de Marmara au Pliocène [Le Pichon *et al.*, 1995; Armijo *et al.*, 1999]. Le Pichon *et al.* [1995] et Reilinger *et al.* [1997] montrent que le décrochement dextre le long de la faille Nord-Anatolienne, longue de 1200 km, peut être décrit comme une rotation anti-horaire (24° /Ma) autour d'un pôle des coordonnées : 32.72° N, 32.03° E, situé près du delta du Nil en Egypte [McClusky *et al.*, 2000]. Les études cartographiques de surface et les mécanismes aux foyers des séismes indiquent que la faille Nord-Anatolienne devient plus compliquée à l'ouest de 31° E [Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Barka, 1992] où la faille se prolonge dans le nord de la Mer Egée, puis elle disparaît vers l'ouest pour laisser place à une série de failles normales en relais formant des grabens.

Une branche nord, formant l'arc de Marmara, diverge pour s'étendre jusqu'au golfe de Saros sur 385 km alors qu'une branche sud, dans la direction de la faille principale, ne présente pas de réelle continuité. [McClusky *et al.*, 2000] ont montré que cette faille avait un taux moyen de 24 mm/an (figure 1.5) et qu'elle entraînait l'Anatolie en première approximation de manière rigide.

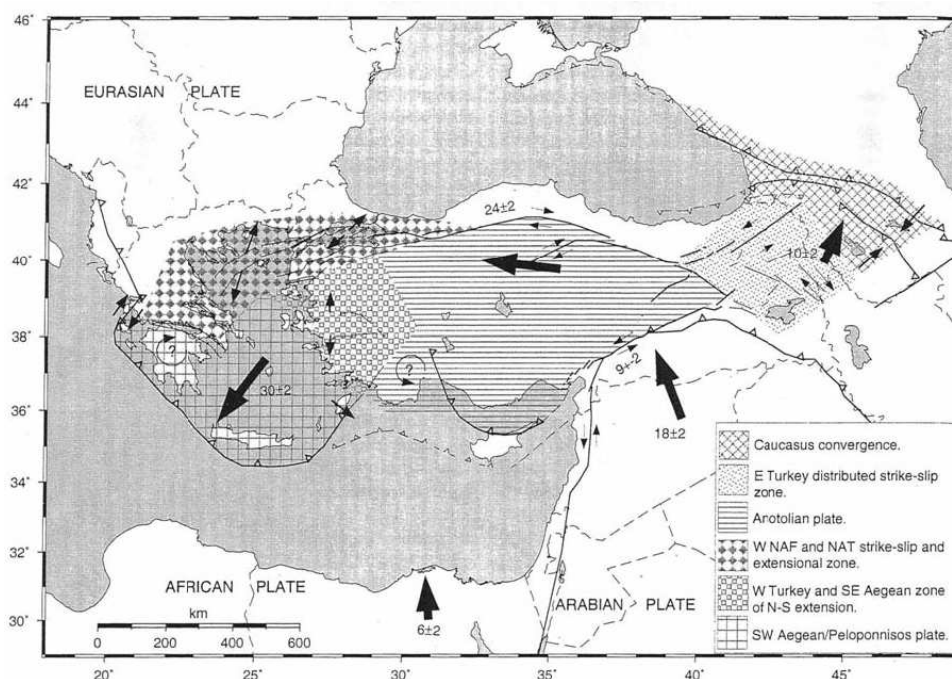


FIG. 1.4 – Les principaux résultats d'études GPS effectuées entre 1988 et 1997. Les zones hachurées montrent certaines régions de mouvement cohérent et des zones de déformation répartie. Les flèches indiquent les déplacements régionaux [McClusky *et al.*, 2000].

1.1.3 Zone de subduction : Arc Hellénique

La faille Nord-Anatolienne déplace la région pour atteindre 30 mm/an au sud d'Égée jusqu'à la zone de subduction qui forme la limite structurale essentielle entre l'Afrique et le domaine égéen. Cette subduction est aussi supposée se produire tout le long de l'arc de Chypre et en correspondance avec la région de Florence au sud de la Turquie. À l'intérieur de l'arc de subduction, de la Crète jusqu'à la faille de Céphalonie, l'axe d'extension est orienté Est-Ouest [Lyon-Caen *et al.*, 1988; Hatzfeld *et al.*, 1990; Armijo *et al.*, 1992].

Les données de géodésie montrent que la vitesse de subduction actuelle de la lithosphère africaine sous le domaine égéen peut atteindre 35mm/an.

1.1.4 Faille de Céphalonie

La troisième structure qui limite la région de Patras est la faille de céphalonie. Comme le proposent *Goldsworthy et al.* [2002], l'ouverture du golfe de Corinthe vers l'ouest compense l'ouverture des zones de distension plus au Nord et vers l'Est et permet au bloc Egée de se déplacer vers le Sud-Sud-Ouest par rapport à l'Europe sans rotation significative. La zone de la faille de Céphalonie présente une déformation décrochante dextre [*Baker et al.*, 1997] et une intense activité sismique, qui comprennent des séismes historiques de magnitude $M_s > 7.0$ [*Papazachos et al.*, 1991]. Elle marque la transition entre la collision continentale au nord et la subduction dans l'arc hellénique au Sud (Fig. 1.4).

La faille de Céphalonie se situe en mer, avec une direction NNE-SSW parallèle aux côtes des îles de Céphalonie et de Levkas [*Louvari et al.*, 1999]. Les mesures GPS convergent vers une vitesse de glissement sur la faille comprise entre 25 et 35 mm/an [*Kahle et al.*, 1995; *Cocard et al.*, 1999]. Cette faille limite deux régions dynamiquement différentes : au Nord, la subduction continentale Apulie/Eurasie à une vitesse lente de 5 mm/an et se comportant comme une zone de résistance au front de l'arc ; et au Sud, la subduction océanique plus facile à une vitesse rapide de 40mm/an.

Cette faille correspond à la même cinématique que la faille Nord-Anatolienne dans sa partie européenne, alors que le mouvement décrochant est interrompu entre le bord oriental de l'Eubée et la faille de Céphalonie sur plus de 150 km [*Hatzfeld et al.*, 2000; *Goldsworthy et al.*, 2002]. Ce qui montre que le mouvement se fait grâce à des zones de distension orientées $N110^\circ E$ qui permettent une forte rotation horaire des vecteurs de mouvements.

1.2 Géodynamique du Bloc Egéen et de la Grèce

1.2.1 Tectonique de la Grèce

Toutes les études précédentes montrent clairement que la mer Egée est actuellement la plus active dans le domaine Méditerranéen. Depuis son origine, il y a environ 25 à 30 Ma [*Jolivet and Faccenna*, 2000], une extension Nord-Sud est cumulée et estimée entre 300 à 450 km [*McKenzie*, 1972]. Au nord du Péloponnèse et dans les golfes de Corinthe et d'Evvia [*Rigo et al.*, 1996; *Hatzfeld et al.*, 2000] le régime est aussi extensif d'orientation Nord-Sud. La déformation est accommodée par des failles normales orientées Est-Ouest dans les golfes Evvia et Corinthe [*McKenzie*, 1978]. Par contre, à l'intérieur de l'arc Hellénique, l'axe d'extension est orienté Est-Ouest [*Lyon-Caen et al.*, 1988; *Hatzfeld et al.*, 1990; *Armijo et al.*, 1992]. Probablement à cause de la collision de l'arc avec la plaque africaine, un changement de régime s'est produit il y a 2 à 4 Ma [*Armijo et al.*, 1992]. Cette collision a provoqué la réorientation des contraintes de Nord-Sud à Est-Ouest et l'actuelle convergence, qui se poursuit vers le Sud-Ouest et le Sud-Est [*Lyon-Caen et al.*, 1988].

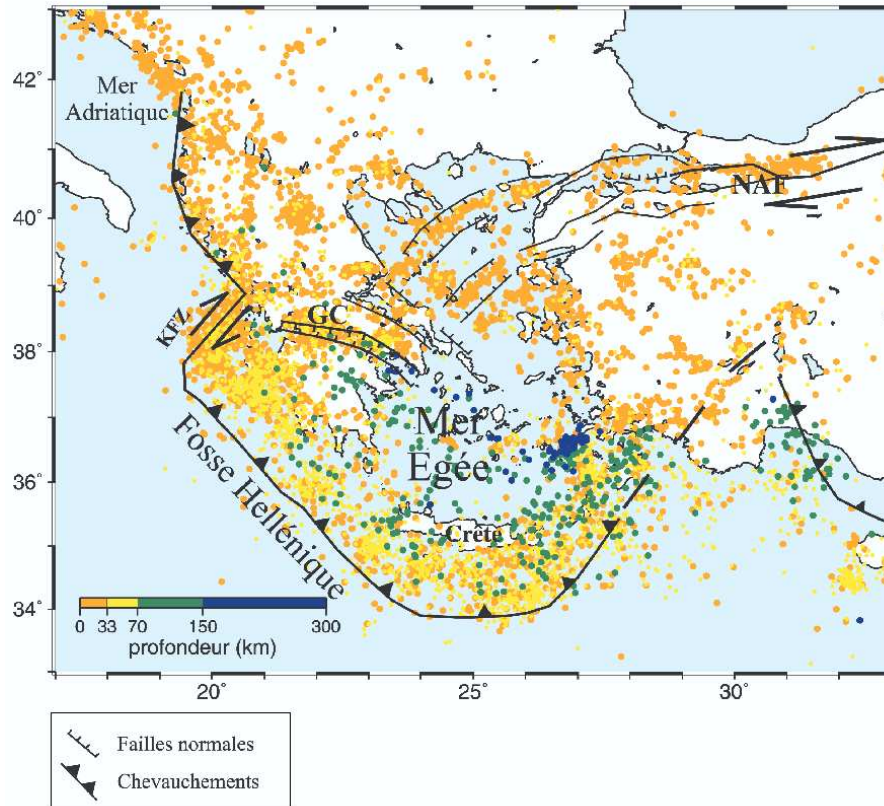


FIG. 1.5 – Sismicité de la Méditerranée de l'est enregistrée entre 1973 et 2004, selon le catalogue USGS/NEIC avec des magnitudes < 4 : Les failles sont d'après Reilinger et al. [1997]. GC, Golfe de Corinthe; KFZ, Faille de Céphalonie; NAF, Faille Nord-Anatolienne [Papazachos, 1990].

La situation de la Grèce dans ce cadre tectonique se traduit par une sismicité très importante. La figure 1.5 montre la sismicité entre 1973 et 2004 enregistrée en Grèce [Papazachos, 1990]. En dehors de cette concentration de la sismicité autour de la mer Égée, les grands séismes sont distribués principalement sur les ceintures Orogénique comme les Dinarides et les Hélienides près de la Grèce. La plupart des zones sont caractérisées par des séismes superficiels (profondeur < 25 km), cette profondeur augmente jusqu'à environ 200 km [Papazachos et al., 1991] où des séismes sont observés en relation avec la subduction Africaine. Les résultats de la tomographie sismique de l'arc hellénique montrent l'existence d'une plaque plongeante qui atteint au minimum 600 km de profondeur [Spakman et al., 1988], cette plaque décrit d'abord un faible pendage de 10° qui s'accroît plus au nord pour atteindre environ 40° [Papazachos et al., 1991]. La plus forte concentration des grands séismes ($M > 6$ et 7) se trouve le long des frontières de la microplaque Anatolie-Egée. Cependant la distribution de la sismicité en Grèce ne semble pas seulement suivre les linéaments tectoniques principaux, tels que l'arc hellénique, la faille de Céphalonie et la côte nord-occidentale de la Grèce; mais elle met aussi en évidence une activité relativement concentrée dans d'autres régions de la Grèce septentrionale et centrale.

Le facteur le plus remarquable de la distribution de la sismicité et des grands séismes présentés par les mécanismes au foyer dans la Figure 1.6 est représenté par l'intense activité

tout au autour du golfe de Patras.

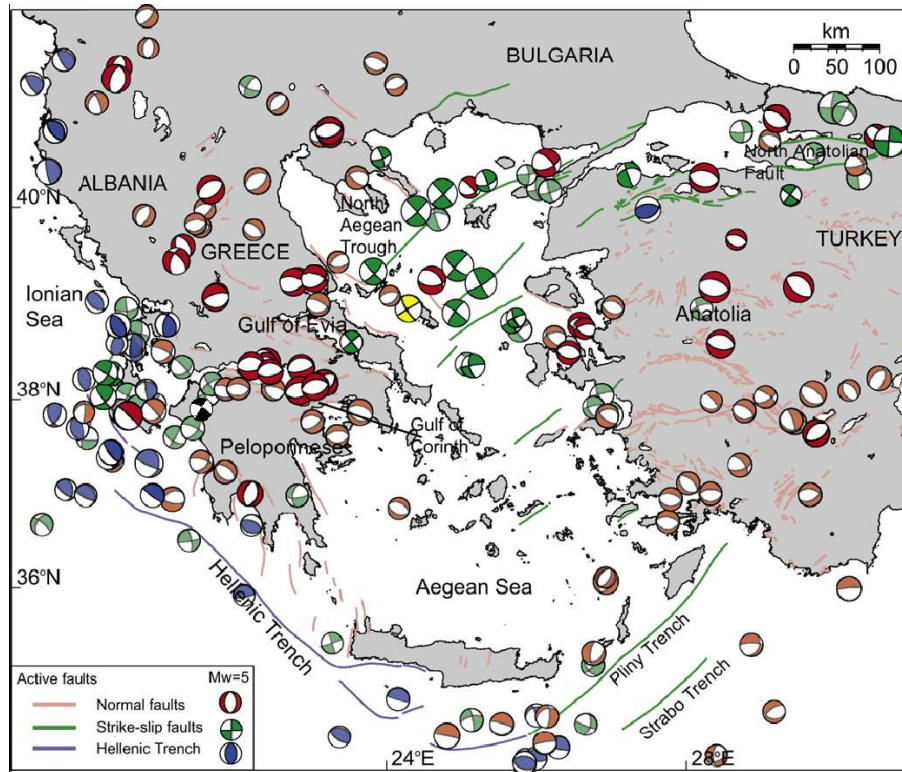


FIG. 1.6 – Les failles actives et les mécanismes aux foyers dans la région égéenne [Nyst and Thatcher, 2004], la solution en noir indique le séisme de 8 juin 2008.

1.2.2 Modèles tectoniques

Ces plusieurs structures rendent le domaine d'Égée un Laboratoire pour les études tectoniques. Alors, différents modèles ont été proposés par divers auteurs pour expliquer le champ de vitesse existant dans la mer d'Égée :

le premier modèle tectonique pour la région est celui de McKenzie [McKenzie, 1970, 1972] qui interprète le déplacement de l'Anatolie comme une extrusion vers l'ouest provoquée par la poussée de l'Arabie. Son argument est que c'est la meilleure solution pour minimiser le travail impliqué par la collision arabo-eurasienne. Le déplacement de l'Arabie est effectivement transmis en grande partie directement à l'Anatolie [Le Pichon et al., 1995], comme le démontrent la continuité et la cohérence de résultat des vecteurs GPS (voir Fig 1.1 - page 20) à la frontière Arabie-Anatolie.

Taymaz et al. [1991] et Goldsworthy et al. [2002] suggèrent un modèle de partitionnement de la déformation sur des failles décrochantes qui sont bloquées à l'ouest par l'Aoulie, ce qui engendre l'extension et le développement des rifts (Fig. 1.7). Le modèle est basé sur la poussée qu'exerce l'Anatolie sur l'Égée, ce qui implique que l'extension est étroitement liée à la propagation vers l'ouest de la faille Nord-Anatolienne.

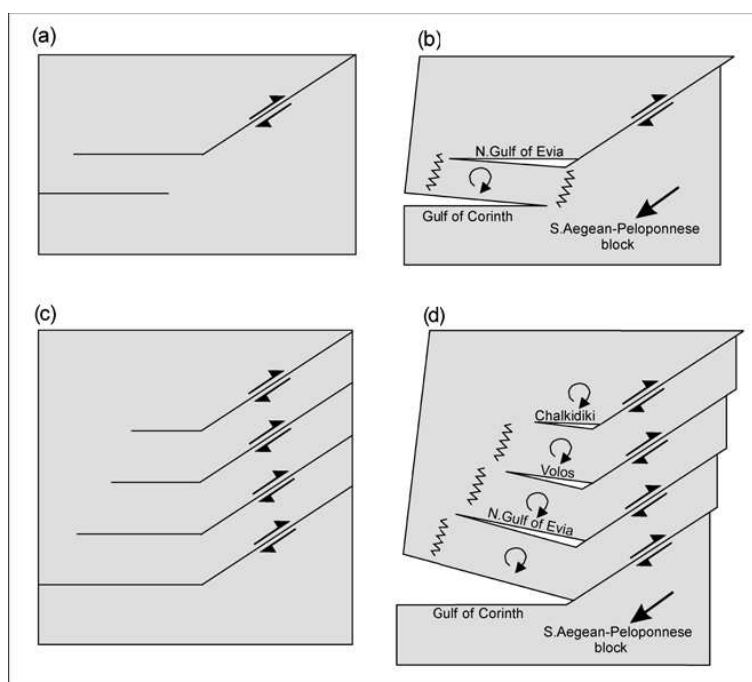


FIG. 1.7 – Le schéma qui représente un modèle simple, fait avec une feuille de papier, montre le partitionnement de la déformation sur des failles décrochantes, bloquées sur la côte gauche. Les zigzags désignent les déformations mineures qui sont requises à la fin des blocs en rotation. D'après *Goldsworthy et al.* [2002].

La figure 1.8 montre quatre étapes proposées par [*Armijo et al.*, 1996] : selon ces auteurs, la courbure de l'arc égéen a commencé il y a 15 Ma sur des rifts équidistants avec l'initiation de l'extension crustale en Egée qui va dans la direction N-S. A 5 Ma, les déplacements des rifts sont devenus plus importants au centre et décroissent latéralement vers l'Est et l'Ouest. Ce qui induit la courbure du front d'extension ayant pour effet une rotation anti-horaire de la branche orientale à l'Est et une rotation horaire de la branche occidentale à l'Ouest. Ces rotations activent des structures extensives, surtout le graben d'Eubée et le golfe de Corinthe.

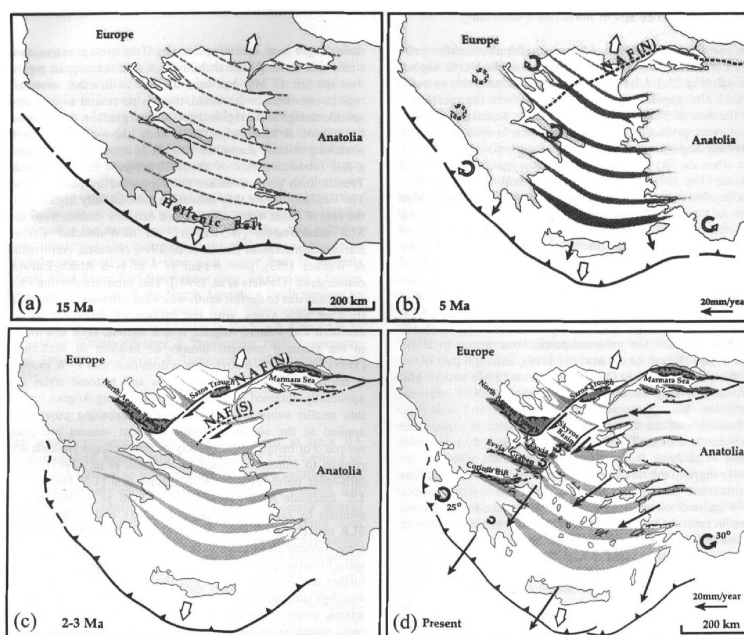


FIG. 1.8 – Evolution tectonique de la région égéenne depuis le Miocène jusqu'à nos jours. D'après [Armijo et al., 1996].

1.3 Golfe de Patras

1.3.1 Cadre Géographique

Le golfe de Patras long d'environ 50 km se trouve entre le golfe de Corinthe à l'est et les îles de Céphalonie à l'ouest. La jonction entre le golfe de Patras et celui de Corinthe est suffisamment étroite et peu profonde pour avoir permis la construction d'un pont à Rio (3 km de largeur et 65 m de profondeur), puis il s'élargit de plus en plus pour rejoindre la mer Ionienne. Autour du golfe, il y a des grandes villes, la plus grande est Patras qui est située au nord du Péloponnèse avec à peu près 170,000 habitants.

1.3.2 Tectonique de la région de Patras

A la bordure du golfe de Patras, le golfe de Corinthe est un système de direction Est-Ouest constitué des failles qui recoupent perpendiculairement les anciennes structures plissées de la chaîne des Hellénides (Fig. 1.9). Le golfe de Corinthe a été coupé dans le début du tertiaire par les structures NO-SE des montages du Pinde [Doutsos and Piper, 1990; Doutsos and Poulimenos, 1992]. Plus à l'Ouest, dans le golfe de Patras, il y a peut-être la continuité des failles normales Est-Ouest du golfe de Corinthe [Brooks and Ferentinos, 1984; Ferentinos et al., 1985; Brooks et al., 1988; Doutsos et al., 1988], et le graben Trichonis [Doutsos et al., 1987]. L'extension Nord-Sud dans le golfe de Patras et le graben Trichonis est également observée dans l'étude de micro-sismicité [Hatzfeld et al., 1995].



FIG. 1.9 – Les golfes de Corinthe et Patras séparent le Péloponnèse de la Grèce continentale. Dans la partie ouest du golfe de Corinthe se trouve notamment les nappes du Pinde (Vert) et du Gavovro-Tripolitza (orange), zone ionienne (mauve foncé).

Aujourd'hui, la cinématique et la géodynamique de la région ne sont pas liées directement aux frontières géologiques, mais aux failles tectoniques, ce qui est confirmé par : l'activité sismique, les grands séismes et par les résultats géodésiques et géophysiques.

La zone de Patras est caractérisée non seulement par une sismicité élevée et un risque sismique fort pour la ville de Patras, mais aussi pour les villes avoisinantes. La figure 1.10 montre la sismicité dans le golfe de Patras, où on remarque une lacune de sismicité. Les limites de cette lacune sont le golfe de Corinthe et le Pindos à l'Est, le lac de Trichonis au Nord, les îles Ioniens à l'Ouest.

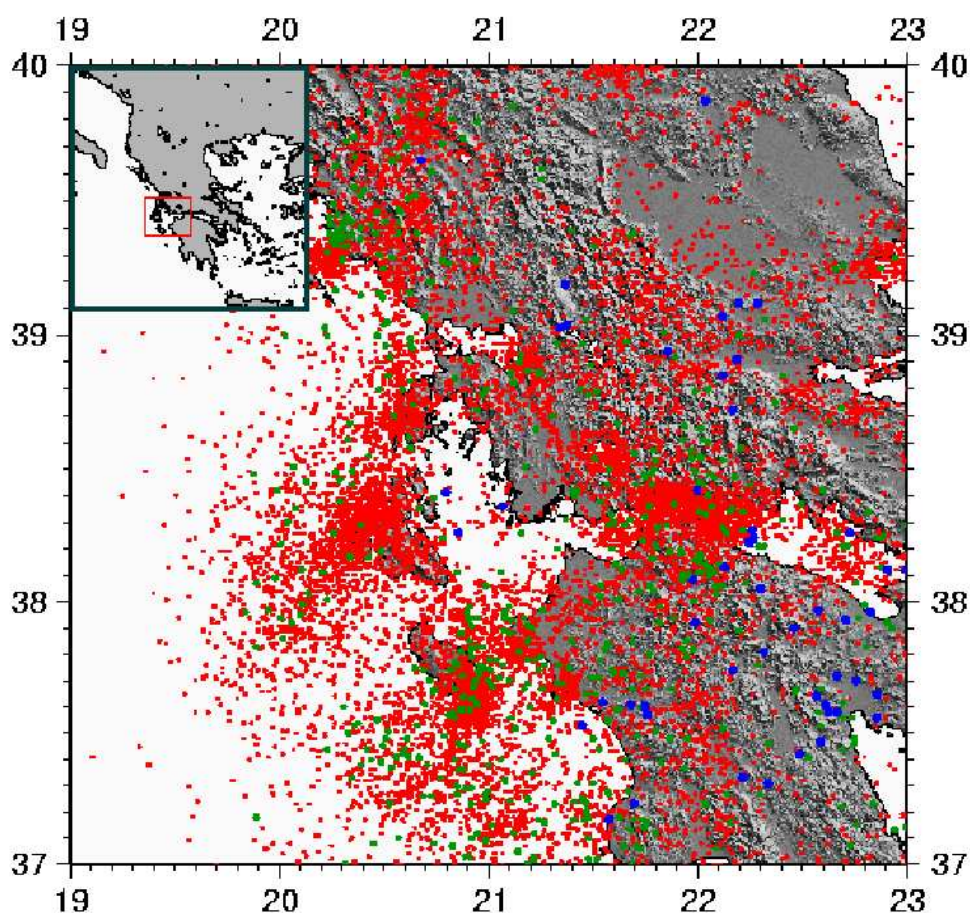


FIG. 1.10 – La sismicité de la région de Patras des magnitudes < 4 et des profondeurs : $0\text{km} < \text{rouge} < 40\text{km}$, $40\text{km} < \text{vert} < 80\text{km}$, $\text{bleu} > 80\text{km}$. On y aperçoit la zone de gap de sismicité au milieu du golfe.

Plusieurs études ont été faites pour comprendre la région nord du golfe de Patras, où se trouve le bassin contenant des lacs Trichonis et Lisimakia, qui est délimitée sur son côté sud par un système important de faille normale [Doutsos *et al.*, 1987]. L'étude du séisme de 31 Décembre 1975 et de 23 autres événements durant une crise sismique en 2007 montre qu'une faille Normale de direction NNW-ESE ($N316^\circ E$) a été activée et elle présente parfois des mouvements latéral-gauche [Kiratzi *et al.*, 2008].

Plus à l'Ouest, au Nord du lac de Trichonis, il n'y a pas, apparemment, de grands séismes historiques associés à ces failles, mais il y a des signes de jeunesse dans la géomorphologie et le drainage [Goldsworthy and Jackson, 2001].

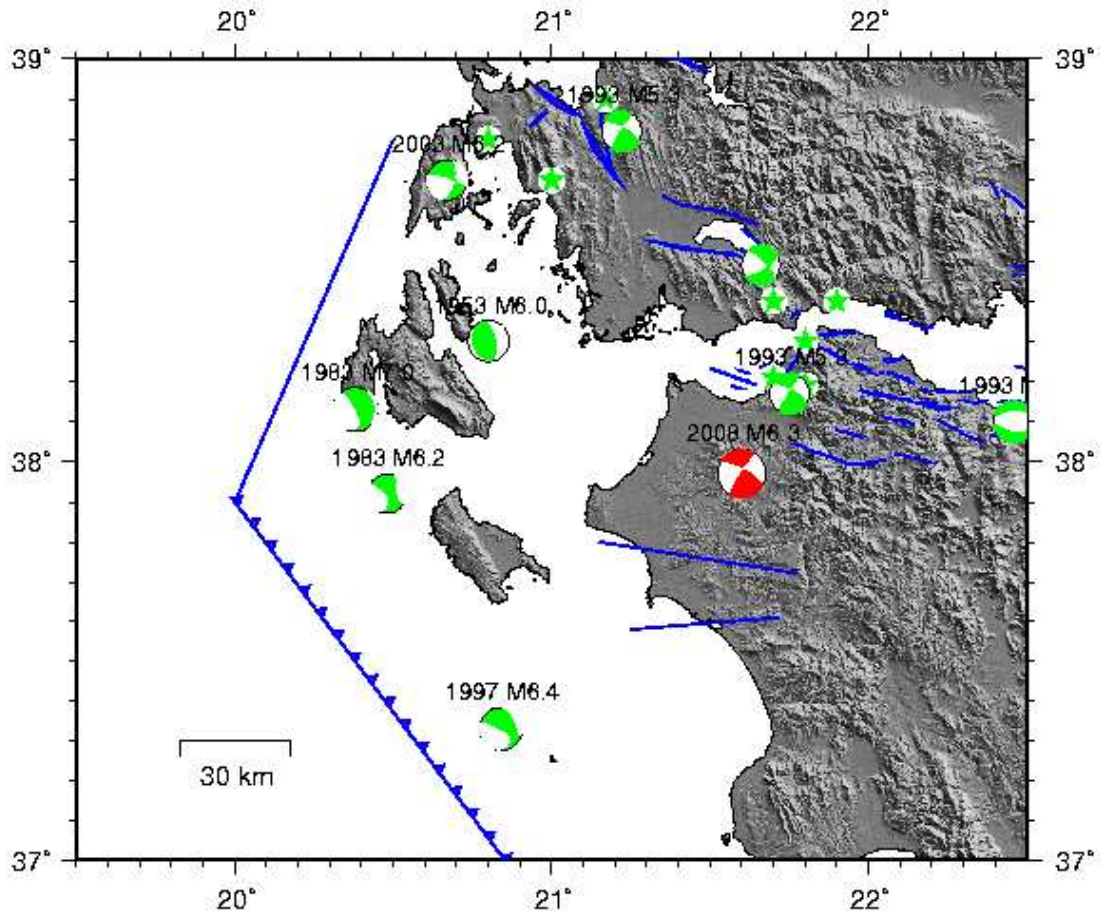


FIG. 1.11 – Epicentres et mécanismes au foyer des séismes historiques et instrumentaux. Les étoiles vertes représentent les épcentres des séismes de magnitude $M > 6$ qui ont eu lieu dans la région avant 1911. Les mécanismes au foyer sont illustrés pour les séismes de magnitude $M_s > 5$ qui ont eu lieu dans la région de Patras depuis 1953. Depuis *Kiratzí et al.* [2008], CMT.

La limite sud reste mal connue et le séisme de 6 juin 2008 donne un éclairage nouveau. Ce séisme est tombé directement sur la bordure sud de ce gap de sismicité. Le mécanisme au foyer (figure 1.11) montre qu'elle a la même direction avec la bordure Sud-Est de ce gap.

Plusieurs questions se posent alors :

1. Est ce que ce gap montre l'existence d'un bloc rigide, surtout qu'il n'y a pas des séismes historiques notés dans la région ?
2. Quel est le taux de déformation de la zone située au nord du golfe (Lac de trichonis), qui est caractérisée par des failles actives selon plusieurs études ?
3. Y-a-t-il des déformations au Sud ?

4. Est ce que le taux d'extension du golfe de Corinthe continue vers le golfe de Patras, ou la déformation est-elle beaucoup plus diffusée ?

Pour répondre à ces questions, une mesure géodésique a été nécessaire dans la région dont l'installation, le calcul, les résultats et l'interprétation des résultats sont l'objet du 2ème chapitre. Mais avant d'installer le réseau et afin de choisir les sites GPS, il était important d'étudier les modèles tectoniques proposés pour la région Corinthe-Patras.

1.3.3 Modèles Tectoniques

D'après l'étude de [Goldsworthy *et al.*, 2002], l'ouverture du golfe de Corinthe croissante d'Est en Ouest et la rotation horaire rapide du bloc du (Parnasse) permet au Péloponnèse de se déplacer vers le Sud-Sud-Ouest par rapport à l'Europe sans rotation significative. Ce déplacement et l'étude des microplaques en Grèce bénéficient du dense réseau GPS installé à partir des années 1990. L'étude de [Nyst and Thatcher, 2004] a regroupé toutes les données obtenues précédemment par les campagnes GPS effectuées dans la région. La figure 1.12 montre les microplaques supposées, leurs limites approximatives et la distribution des failles actives.

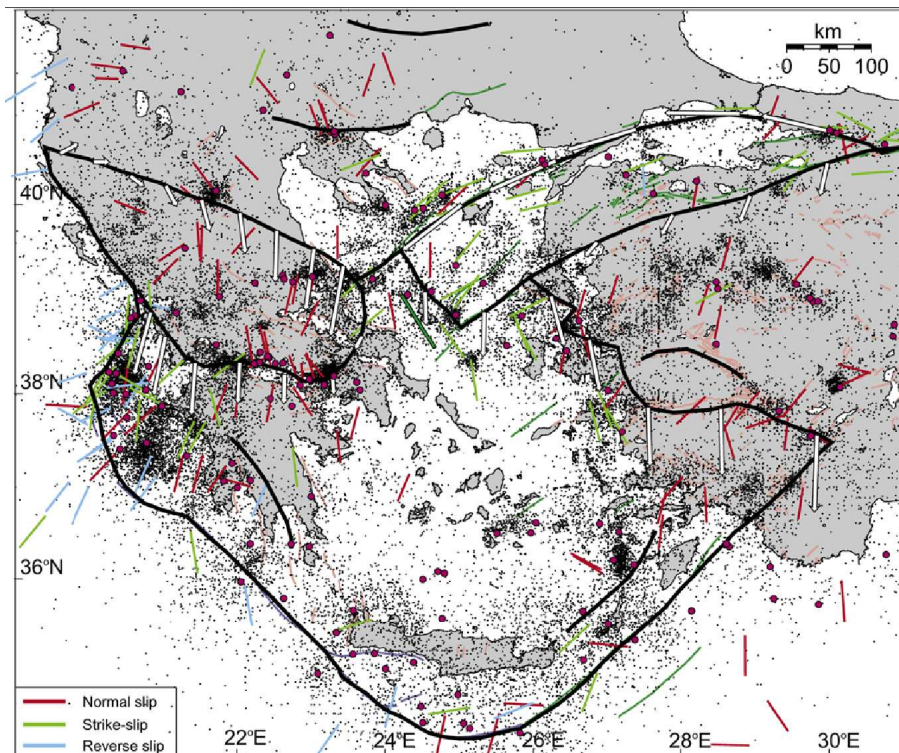


FIG. 1.12 – cartographie schématique des microplaques stables et leurs limites approximatives déduites à partir des résultats GPS avec la distribution des failles actives. [Nyst and Thatcher, 2004].

La figure 1.13 d'Avallone *et al.* [2004] montre la déformation distribuée au golfe de Corinthe et de Patras, où les vitesses des points situées sur la côte nord indiquent une rotation horaire du bloc nord de $7 \pm 0.5^\circ/\text{Ma}$ relativement à l'Europe stable, avec un pôle à l'extrémité Nord-Ouest. Ce qui est compatible avec une ouverture du golfe croissante d'Est en Ouest. La rotation horaire du Péloponnèse est modérée avec $2,8 \pm 0.8^\circ/\text{Ma}$ par rapport au même référentiel.

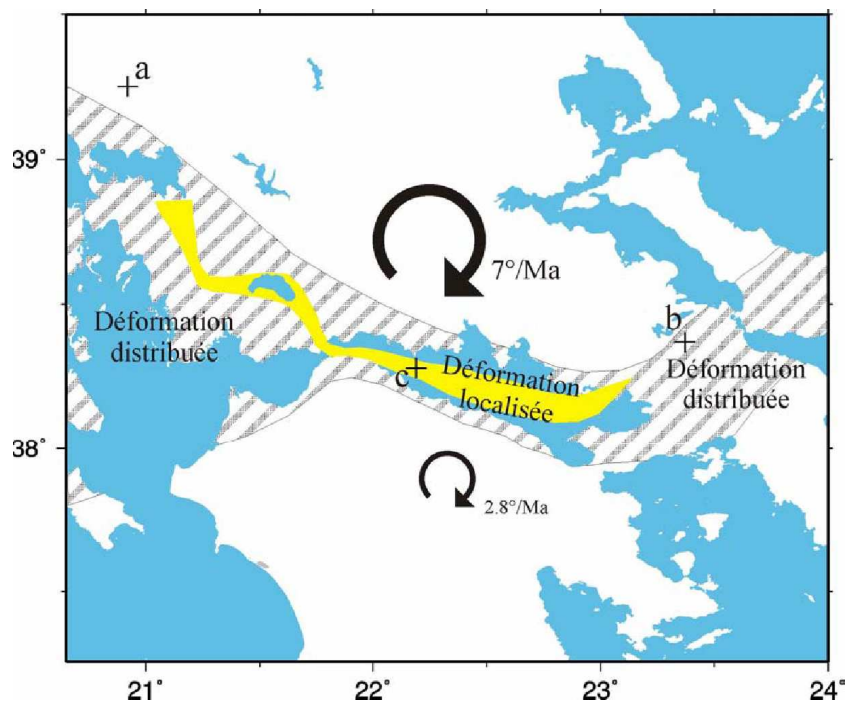


FIG. 1.13 – La carte montre Les zones où la déformation au golfe de Corinthe. Les flèches indiquent le sens de rotation des régions du côté nord du golfe de Corinthe et du Péloponnèse. a=pôle de rotation du nord par rapport à "l'Europe fixe" ; b=pôle de rotation du bloc nord par rapport au "Péloponnèse fixe" ; c=pôle de rotation du Péloponnèse par rapport à "l'Europe fixe". D'après la thèse d'Avallone 2004.

Une partie de la déformation pourrait être localisée en une série de grabens située au nord du golfe de Patras (lac Trichonis et le golfe d'Amvrakikos) où des structures extensives et une activité sismique existent. *Kiratzi et al.* [2008] montrent une relation structurelle des deux sous-parallèle grabens Corinthe et Trichonis, et l'origine du cisaillement latérale-gauche le long de la direction NW-SE entre Nafpaktos et le lac Trichonis. En raison de la différence de rotation des blocs de chaque côté du golfe de Corinthe, la déformation est dominée par des failles normales avec une extension NE-SW (Fig. 1.14).

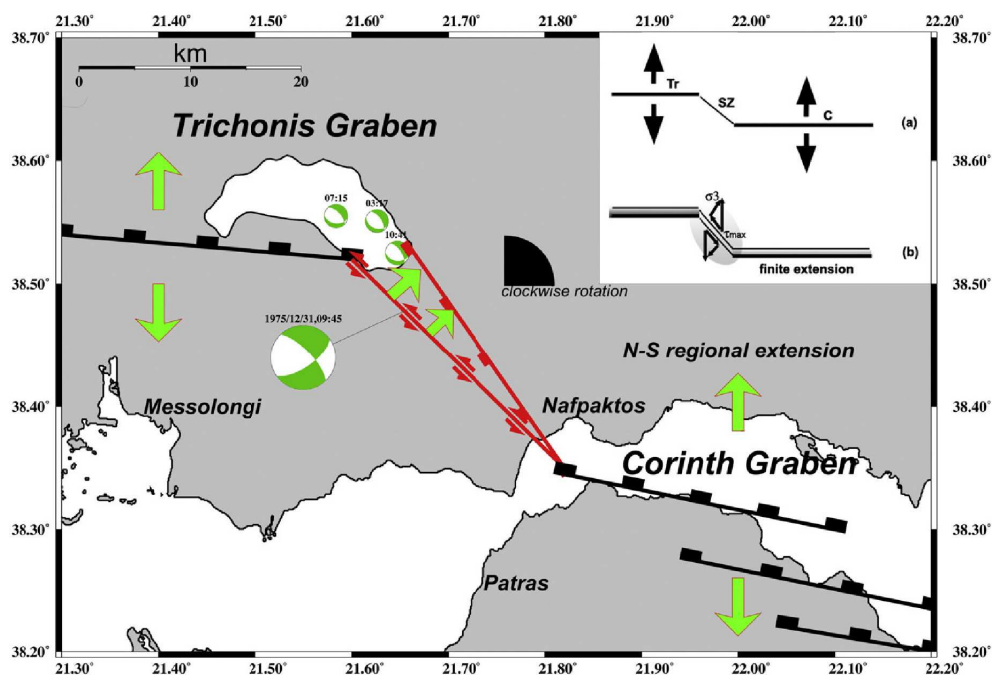


FIG. 1.14 – La carte montre la relation structurelle des deux sous-parallèles grabens Corinthe et Trichonis, et l'origine de la faille de cisaillement senestre le long de la direction NW-SE entre Nafpaktos et le lac Trichonis. Les solutions des mécanismes au foyer sont le séisme du 31 Décembre 1975 et les trois plus forts séismes de 2007.

Toutes les études montrent la nécessité de l'extension du réseau GPS à l'ouest du golfe de Corinthe pour comprendre les processus intervenant à la jonction entre le rift de Corinthe et l'arc Hellénique.

Chapitre 2

Réseaux et traitement des données GPS

Sommaire

2.1	Réseaux GPS	36
2.2	Réseaux IGS et EUREF	36
2.3	Les réseaux de GPS en Grèce	38
2.3.1	Les stations permanentes	38
2.4	Le réseau GPS du golfe de Patras	39
2.4.1	Les campagnes de mesures	41
2.5	Analyse des données GPS	42
2.5.1	Traitement des données en session journalière (le principe de fonctionnement de Gamit)	42
2.5.2	La répétabilité	43
2.5.3	Combinaison des sessions journalières (GLOBK)	45
2.5.4	Combinaison des données	46
2.6	Variabilité de la solution suivant le mode de résolution de l’ambiguïté : Lc_help et Lc_autcln	46
2.7	Données 1998,1999 et 2000	49

En 1998, 1999, 2000, 2003, 2006 et 2008, des mesures GPS ont été effectuées autour du golfe de Patras. L’objectif principal de ce réseau est d’obtenir des coordonnées précises, des séries temporelles et des vitesses fiables avec des précisions millimétriques pour étudier le mouvement de la croûte dans la région

Pour situer les résultats dans un cadre de référence cohérent, les mesures en Grèce ont été évaluées avec les données de 11 stations IGS et EUREF situées en Europe afin de mettre les coordonnées, les vitesses, les orbites des satellites et les paramètres de rotation de la terre utilisés pour le traitement dans le même système de référence. Dans notre travail, l’ensemble des données ont été référées à l’ITRF2000 [Boucher *et al.*, 1999] qui a été effectivement le système de référence initial lors du début de cette thèse.

Dans ce chapitre nous présenterons, premièrement, les réseaux GPS dans la région ainsi que notre réseau dans le golfe de Patras, puis les traitements et les combinaisons des données avec les logiciels GAMIT et GLOBK. Ensuite nous modélisons le séisme de 8 juin 2008 et

nous présenterons les champs des vitesses avant de conclure par les interprétations de nos résultats.

2.1 Réseaux GPS

Il existe deux différents types de réseaux GPS en Grèce qui forment la base de ce projet :

1. un réseau de stations GPS permanentes (CGPS) dont l'objectif est de surveiller et de déterminer les mouvements crustaux avec une haute résolution temporelle et de détecter de possibles discontinuités (des mouvements non-linéaires), tels que oscillations et effets pré-, co- et post-sismiques, comme le cas de séisme de 8 juin 2008, où on a estimé un modèle de déformation du séisme à travers la station permanente RLSO située proche du centre du séisme.
2. Un ensemble de points mesurés lors de campagnes GPS périodiques. L'objectif premier de la réoccupation du réseau est d'obtenir la vitesse de déformation avec une haute résolution spatiale.

2.2 Réseaux IGS et EUREF

Le réseau de l'IGS (International GPS Service, <http://igsb.jpl.nasa.gov>) a plus de 200 stations GPS permanentes distribuées à l'échelle mondiale. Les stations du réseau EUREF (European Reference Frame, <http://euref.iag.gov>) constituent une sorte de densification du réseau mondial IGS en Europe. Pour les deux réseaux, les données d'observation ainsi que des informations sur les sites (comme les coordonnées, les vitesses, les types d'antennes et les récepteurs) peuvent être téléchargées à partir des serveurs de l'IGS et l'EUREF.

Pour notre projet, ces stations ont été choisies, au plan méthodologique, de manière à avoir la meilleure couverture azimutale possible par rapport à notre région d'étude et, au plan géophysique, de manière à posséder un nombre suffisant de points dans ce que l'on considère être "l'Europe stable".

La figure 2.1 présente les stations IGS dont les coordonnées sont exposées dans le tableau 2.1. Ces onze stations IGS permanentes ont été incluses dans le calcul de GAMIT. Ce qui sert dans un premier temps à augmenter le nombre des données et peut servir ultérieurement à stabiliser l'ensemble du réseau dans un même système de référence (lors de la combinaison réalisée avec GLOBK).

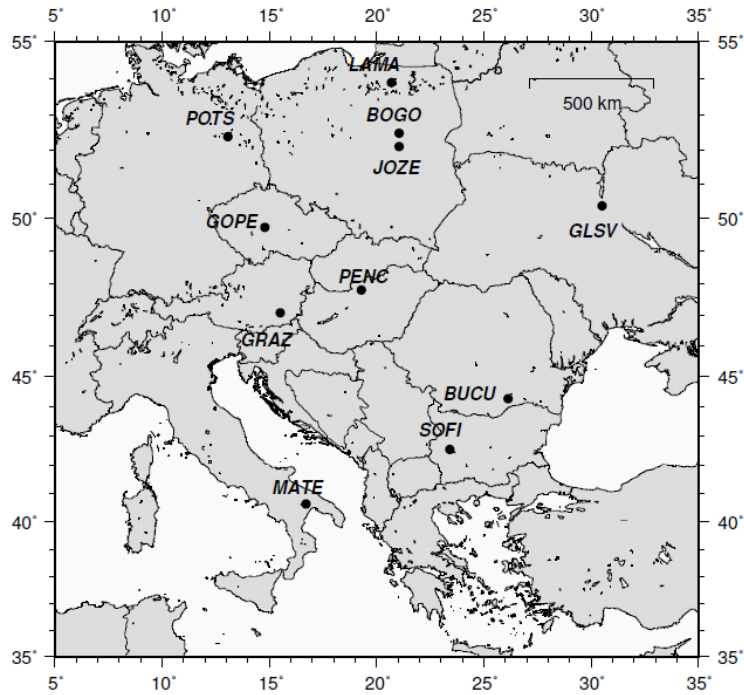


FIG. 2.1 – Station IGS incluse dans le calcul GAMIT du réseau de Patras, pour les 3 campagnes de mesure 2003,2006 et 2008.

Site	Pays	Lon. (deg.)	Lat. (deg.)
BOGO	Pologne	21.035	52.476
BUCU	Roumanie	26.117	44.267
GLSV	Ukraine	30.497	50.364
GOPE	République tchèque	14.783	49.717
GRAZ	Autriche	15.493	47.067
JOZE	Pologne	21.032	52.097
LAMA	Pologne	20.670	53.892
MATE	Italie	16.704	40.649
PENC	Hongrie	19.282	47.790
POTS	Allemagne	13.066	52.379
SOFI	Bulgarie	23.395	42.556

TAB. 2.1 – Coordonnées des stations IGS incluse dans le calcul.

2.3 Les réseaux de GPS en Grèce

Plusieurs projets ont été réalisés pour étudier les aspects sismologiques, géodésiques, les mécaniques relatives aux principales failles actives et les caractéristiques du cycle sismique aux grandes échelles en Grèce, surtout dans le rift de Corinthe.

Le tableau 2.2 donne un aperçu des réseaux GPS en Grèce. Le premier réseau a été mesuré en 1988 en réoccupant des points déjà mesurés par triangulation dans les années des 1890. Ce réseau est décrit notamment par *Billiris et al.* [1991] et *Davies et al.* [1997].

Les résultats des études GPS obtenus au cours de la dernière décennie, ont commencé à alimenter quantitativement les modèles des déformations contemporains de la mer Égée et à fournir des indices essentiels à la cinématique à grande échelle [*Billiris et al.*, 1991; *Le Pichon et al.*, 1995; *Davies et al.*, 1997; *Clarke et al.*, 1998; *Cocard et al.*, 1999; *Briole et al.*, 2000; *McClusky et al.*, 2000; *Avallone et al.*, 2004]. En particulier, *Avallone et al.* [2004] utilise un réseau dense autour du golfe de Corinthe mesuré entre les années 1991 et 2002 pour quantifier la cinématique du centre de la Grèce et du Péloponnèse et pour étudier l'extension du golfe de Corinthe. *Hollenstein et al.* [2008] ont aussi utilisé un vaste ensemble de données GPS à l'ouest de la Grèce et dans la région des îles de Céphalonie pour étudier les mouvements tout le long de la croûte de l'ouest de l'arc Hellénique. La conception, la configuration, l'installation et l'exploitation du réseau de CRL dans le golfe de Corinthe de 1990 jusqu'au 2002 ont fait l'objet d'une grande partie de la thèse d'Avallone, [2004].

Réseau	Temps de mesure	Référence
Egée	88 - 89 - 92 - 96	<i>McClusky et al.</i> [2000]
l'ouest de l'Arc Hellénique	93 - 94 - 96	<i>McClusky et al.</i> [2000]
l'Anatolie	91 - 92 - 93 - 94 - 95 - 96	<i>McClusky et al.</i> [2000]
Marmara	90 - 92 - 94 - 96	<i>McClusky et al.</i> [2000]
Grèce centrale	89 - 91 - 93 - 95 - 96 - 97	<i>Clarke et al.</i> [1998]
l'ouest de l'Arc Hellénique	93 - 94 - 95 - 96 - 97 - 98	<i>Cocard et al.</i> [1999]
Corinthe	90 - 91 - 92 - 93 - 94 - 95(1)	
	95(2) - 97 - 99 - 00 - 01	<i>Avallone et al.</i> [2004]
Patras	98 - 99 - 00 - 03 - 06 - 08	Notre étude

TAB. 2.2 – Etude GPS dans la région de Grèce.

2.3.1 Les stations permanentes

En Grèce, il existe deux réseaux de stations GPS permanentes fournissant des données en ligne :

- Le réseau de CRL (Corinth Rift Laboratory, <http://crlab.eu>) qui comporte 7 sites : EYPA, LIDO, PSAR, KOUN, TRIZ, PAT0, LAMB .
- Le projet de NOA (national observatory of Athens, <http://www.gein.noa.gr/gps.html>) qui a commencé en 2006 et contient maintenant 13 points. Pour notre calcul, nous avons utilisé deux stations (RLS0 ET VLS0), dont la station RLS0 était la plus proche du centre de séisme de 8 juin 2008.

En plus de la modélisation du séisme de 8 juin 2008, nous avons intégré les données des points NOA dans nos calculs de campagnes.

2.4 Le réseau GPS du golfe de Patras

Le golfe de Patras est situé à la jonction entre le rift de Corinthe et l'arc Hellénique, une densification du réseau précédent a été nécessaire pour mesurer la déformation dans cette région. Le réseau du golfe de Patras crée en 1998 a été mesuré au cours de sessions courtes en 1998, 1999 et 2000. La première campagne avec observation longue a été organisée en 2003. Le réseau a ensuite été remesuré en 2006, puis aussitôt après le séisme du 8 juin 2008. La figure 2.2 montre la couverture de notre réseau dans la région de Patras et les points mesurés avec leurs coordonnées sont présentés dans le tableau 2.3.

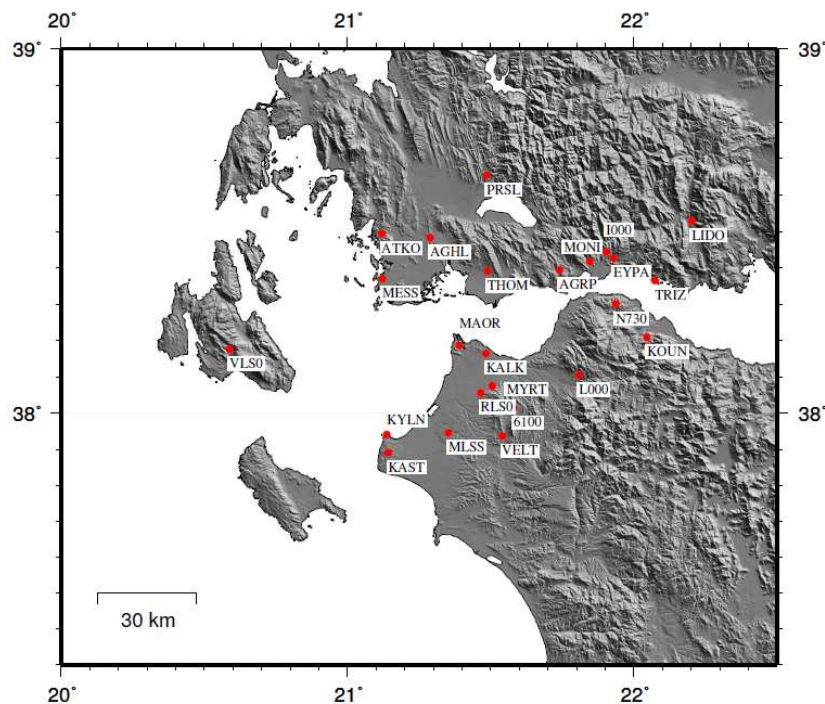


FIG. 2.2 – Répartition des stations GPS à Patras.

Site	Longitude	Latitude	H	Interval de temp
	(deg)	(deg)	(m)	(an)
6100	21.58	38.01	287.17	2003-2008
AGHL	21.29	38.48	240.45	2003-2008
AGRP	21.74	38.40	536.97	2003-2008
ATKO	21.12	38.49	163.83	2003-2008
EYPA	21.93	38.43	196.80	2003-2008
I000	21.90	38.45	553.12	2003-2006
KALK	21.48	38.16	92.79	2003-2008
KAST	21.14	37.89	268.90	2003-2006
KOUN	22.05	38.21	594.56	2006-2008
KYLN	21.14	37.94	47.94	2003-2008
L000	21.81	38.11	588.75	2003-2008
LIDO	22.20	38.53	594.15	2003-2008
MAOR	21.39	38.19	73.33	2003-2008
MESS	21.12	38.37	26.41	2003-2008
MLSS	21.35	37.95	119.52	2006-2008
MONI	21.85	38.42	364.23	2006-2008
MYRT	21.50	38.08	153.82	2003-2008
N730	21.94	38.30	760.37	2003-2006
PRSL	21.49	38.66	716.91	2003-2008
PSAR	22.18	38.32	43.42	2003-2008
RLS0	21.47	38.06	132.88	2006-2008
THOM	21.49	38.39	152.85	2003-2008
TRIZ	22.07	38.37	56.52	2003-2008
VELT	21.54	37.94	362.00	2006-2008
VLS0	20.59	38.18	437.19	2006-2008

TAB. 2.3 – Les station GPS mesurées lors des 3 campagnes 2003, 2006, 2008.

2.4.1 Les campagnes de mesures

La campagne 2003 :

Les mesures se sont déroulées du 11 au 16 octobre 2003 à l'aide des récepteurs Ashtech, Trimble, Topcon. La configuration du réseau installé en 2003 comprend 15 sites autour du golfe de Patras. L'occupation des sites est représentée sur la figure 2.3.

L'ensemble des sites ont été mesurés sur des sessions de 24h sur une durée moyenne de 2 jours (3 jours pour 6100).

La campagne 2006 :

L'occupation des sites pendant cette campagne de mesure, effectué entre le 26 Septembre au 6 Octobre est représentée sur la figure 2.3. L'ensemble du réseau a été mesuré à l'aide des récepteurs Ashtech, Trimble, Topcon.

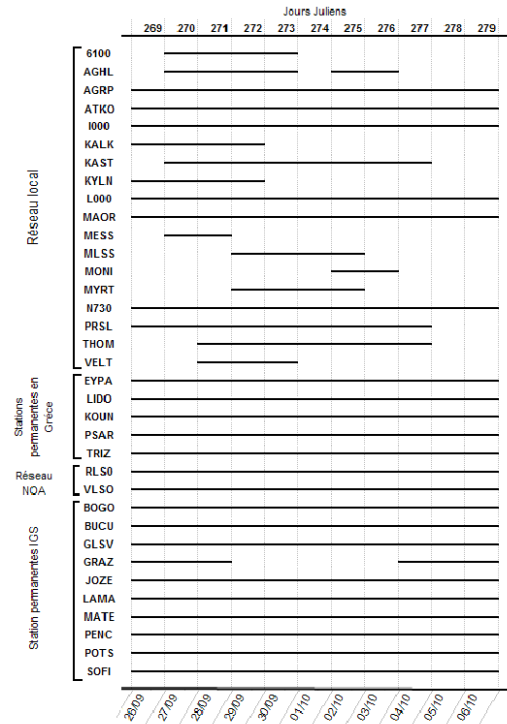
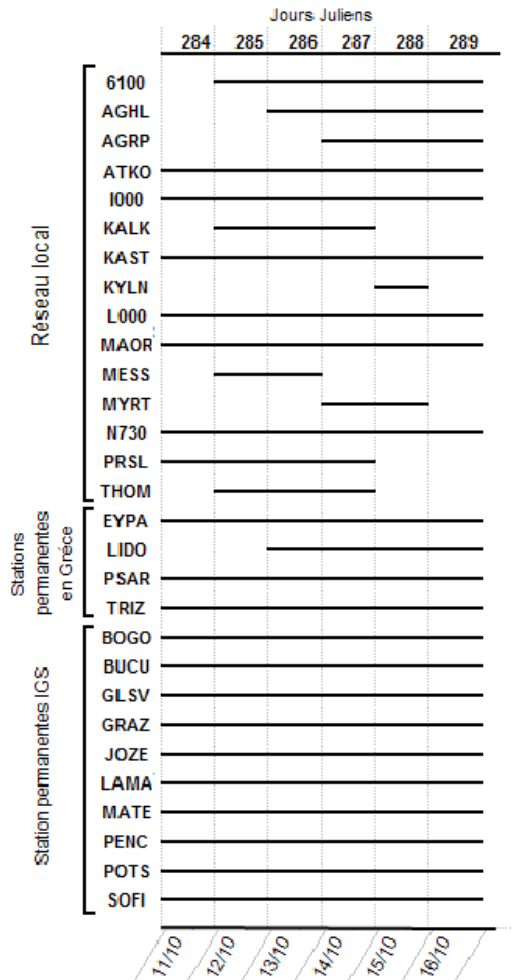


FIG. 2.4 – Occupation des sites en 2006.

FIG. 2.3 – Occupation des sites pendant la campagne de 2003.

La campagne 2008 :

Cette troisième campagne effectuée juste après le séisme de 8 juin 2008 du 9 juin au 18 juin, a permis d'étudier la déformation co-sismique dû au séisme, et de créer 3 nouveaux sites au nord du lac de Trichonis qui seront remesurés lors de prochaines campagnes, afin de mieux quantifier l'ouverture entre le golfe de Amvrakikos et le golfe de Patras.

L'ensemble du réseau a été mesuré à l'aide des récepteurs Ashtech, Trimble, Topcon. Le planning d'occupation des sites est représenté sur la figure 2.5.

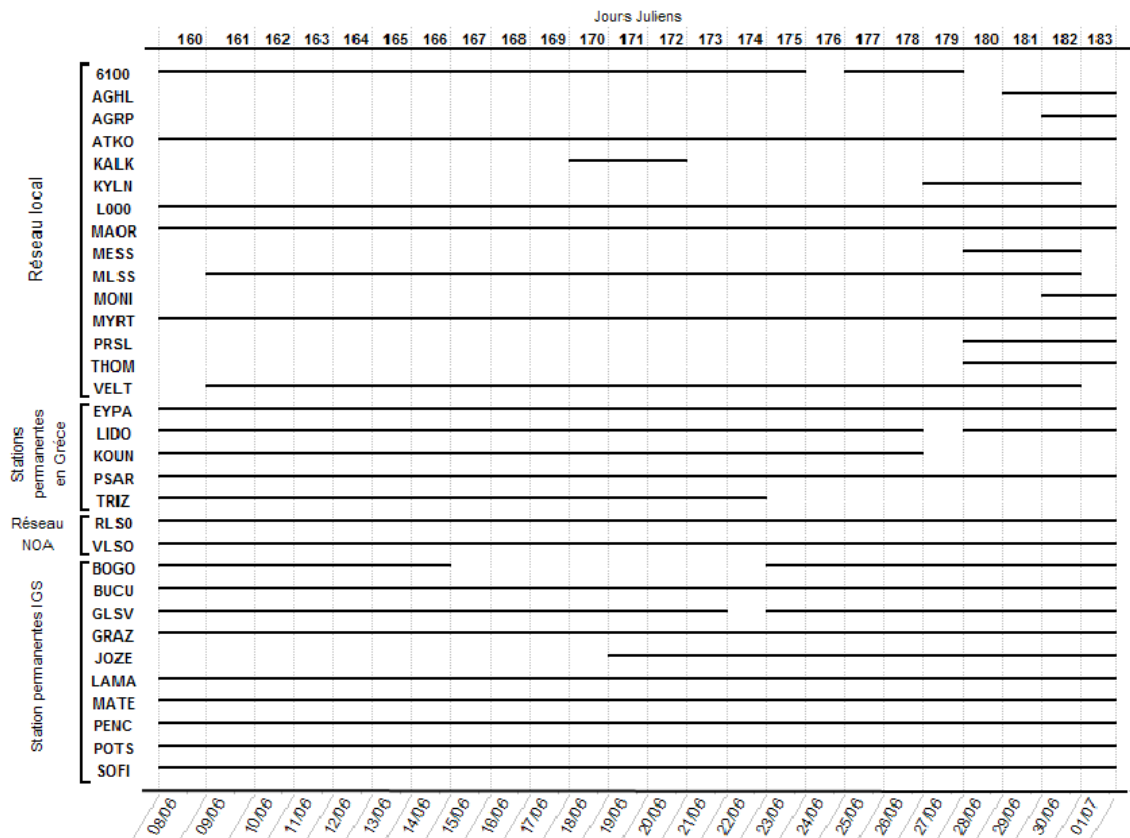


FIG. 2.5 – Occupation des sites en 2008.

2.5 Analyse des données GPS

2.5.1 Traitement des données en session journalière (le principe de fonctionnement de Gamit)

Les données acquises aux différentes campagnes ont été traitées avec le même logiciel utilisé dans des conditions rigoureusement semblables afin de comparer parfaitement le résultats.

La première étape de traitement a été réalisée avec la version 10.23 du Logiciel GAMIT (GPS Analysis package of MIT, *King and Bock* [1999]). Elle consiste à déterminer, pour

chaque campagne et pour chaque jour de mesure, indépendamment des autres jours, les positions des stations mesurées. GAMIT, à partir d'un jeu de coordonnées a priori des sites GPS et de contraintes sur ces coordonnées, calcule et ajuste par minimisation de moindre carrés les nouvelles coordonnées, ainsi que les autres inconnues du problème (les ambiguïtés, les délais troposphériques et éventuellement les réestimations des orbites des satellites). Les coordonnées a priori et les contraintes imposées sur ces coordonnées permettent respectivement d'initialiser l'itération et de contrôler les ajustements sur les coordonnées. Tout paramètre mal pris en compte dans le modèle initial, de même que des contraintes trop fortes et irréalistes sur les coordonnées a priori des stations peuvent introduire un biais et entraîner un ajustement erroné sur les coordonnées

Le logiciel GAMIT calcule les valeurs théoriques des observations de phase pour les deux fréquences L1 et L2 du GPS et pour chaque combinaison station-satellite. Une combinaison linéaire LC "ionosphère-free" des fréquences L1 et L2 est aussi utilisée pour s'affranchir des erreurs d'horloge des récepteurs et des satellites, des perturbations ionosphérique du premier ordre et sont connues aux ambiguïtés près. On modélise des observables théoriques (double différence théoriques sur le code LC) en utilisant les éphémérides des satellites, ainsi que les coordonnées a priori des stations, les valeurs des paramètres de rotation de la Terre et les relations standards des phénomènes de précession et nutation. Les orbites utilisées pour les calculs sont les orbites combinées finales distribuées par l'IGS (International GPS Service, <http://igsb.igs.nasa.gov>). Les variations de la rotation terrestre au cours des différentes campagnes de mesure ainsi que les marées solides lunaires et solaires sont prises en compte à partir de paramètres fournis par l'IERS (International Earth Rotation System, <http://hpiers.obspm.fr>). La variation de la position du centre de phase de l'antenne en fonction de l'élévation et de l'azimut des satellites est modélisée suivant des tables publiées par l'IGS.

2.5.2 La répétabilité

Une première façon d'évaluer la qualité des données est d'examiner la répétabilité sur l'ensemble des sessions journalières de chaque campagne. Les répétabilités caractérisent la dispersion de chaque composante d'une ligne de base (Nord, Est, Verticale) mesurée plusieurs fois par rapport à sa valeur moyenne [*Larson and Agnew, 1991*]. Plus la dispersion est faible, meilleure sera la répétabilité et donc la qualité du calcul.

Les répétabilités calculées pour des lignes de base mesurées au moins trois fois sont représentées sur les figures 2.6, 2.7, 2.8. La répétabilité moyenne est représentée par la courbe noir sur les figures.

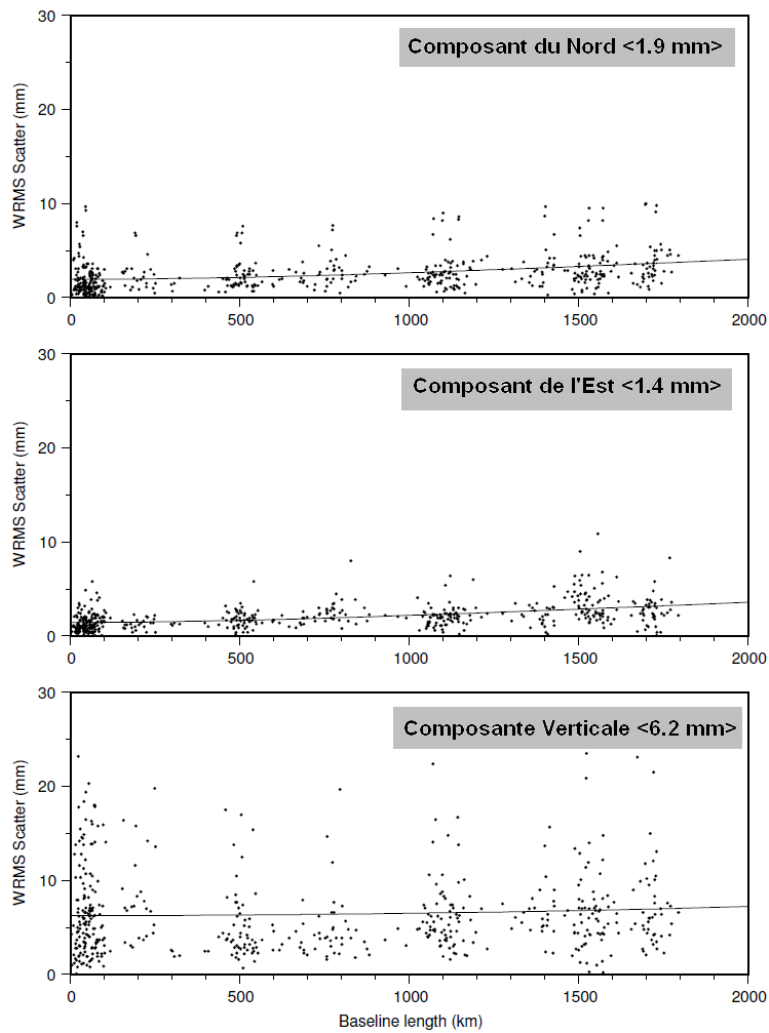


FIG. 2.6 – La répétabilité de la campagne de 2003.

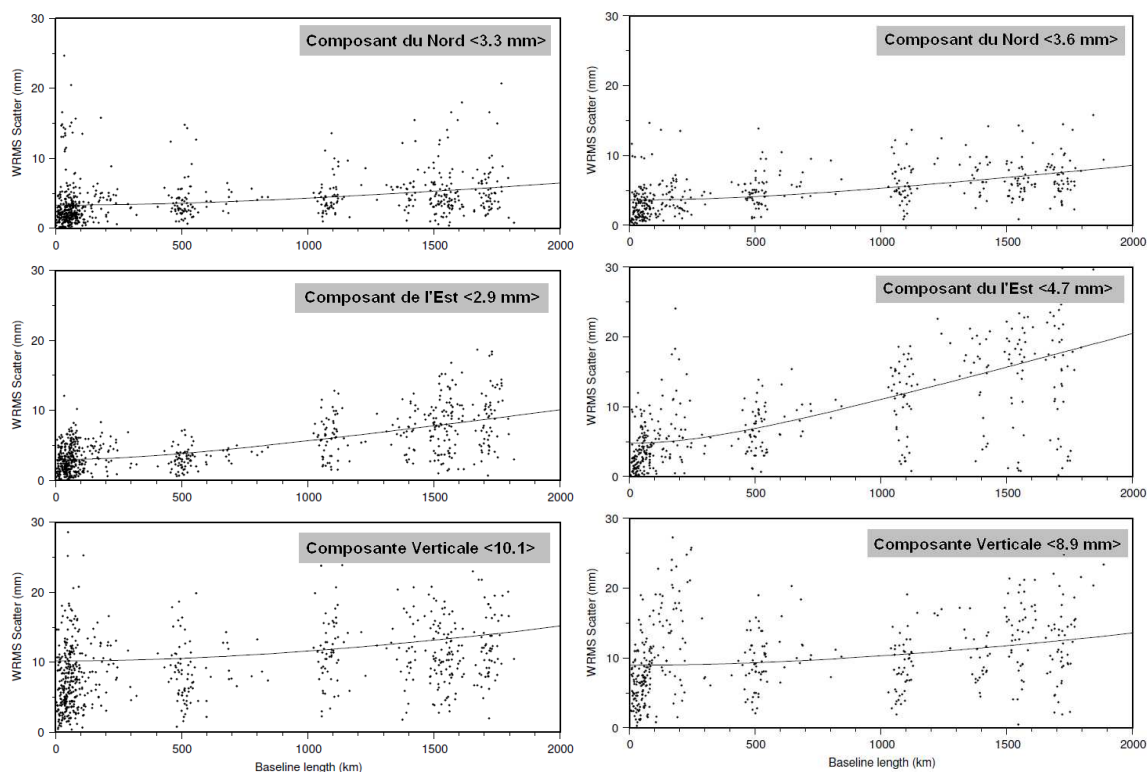


FIG. 2.7 – La répétabilité de la campagne 2006. FIG. 2.8 – La répétabilité de la campagne 2008.

Les valeurs moyennes de répétabilités pour les composantes horizontales sont comprises entre 1.4 mm et 4.7 mm. La dispersion autour de la composante verticale, sont compris entre 6.2 et 10.1, est classiquement plus importante que pour les composantes horizontales en raison de la répartition inhomogène des satellites autour du globe.

2.5.3 Combinaison des sessions journalières (GLOBK)

A l'issu du calcul en session journalière (GAMIT) de l'ensemble des campagnes, toutes les solutions journalières sont combinées dans une seule solution à l'aide du logiciel GLOBK (GLOBal Kalman filter) reposant sur l'algorithme du filtre de Kalman, filtre prédictif décrit dans *Maybeck* [1979]; *Herring* [1999]; *Hofmann et al.* [1997]. Un filtre de Kalman, développé à l'origine pour la combinaison de données VLBI [*Herring*, 1998], est une technique de régression linéaire incrémentale. Il estime en première solution à partir d'un sous ensemble minimum de données nécessaire et suffisant pour réaliser une régression linéaire ; Ce programme convertit les fichiers de solution issus de GAMIT en fichiers binaires pour :

1. traiter les fichiers indépendamment les uns des autres, ce qui permet de générer des séries temporelles puis d'estimer des répétabilités pour les coordonnées des stations.
2. combiner les fichiers journaliers pour obtenir l'estimation de la position des stations pour la campagne de mesure considérée, et appliquer une transformation Helmert à 6 paramètres (translation et rotation) de façon à minimiser, au sens de moindres

carrés, les résidus (en vitesses et coordonnées) entre la solution brute et le système de référence choisi.

2.5.4 Combinaison des données

Les solutions globales des campagnes 2003, 2006 et 2008, dans cette dernière étape de calcul, ont été combinées par GLOBK afin d'obtenir un jeu de coordonnées et de vitesses des stations dans la référentiel ITRF2000. On a stabilisé l'ensemble des données dans un système de référence global grâce à la liste des stations IGS introduisent dans une des étapes de calcul de GAMIT, dont les coordonnées et les vitesses sont bien connues et contraintes dans ce même référentiel.

Projection dans l'ITRF2000

La solution ITRF (International Terrestrial Reference Frame) est la solution issue de l'ITRS (International Terrestrial Reference System). Ce système de référence est un jeu de positions et de vitesses de stations choisies, calculé en combinant des solutions de cinq techniques différentes de géodésie spatiale : Le VLBI (Very Long Baseline Interferometry), LLR (Lunar Laser Ranging), SLR (Satellite Lazer Ranging), DORIS (Doppler orbitography Radiopositionning Integrated by Satellite) et le GPS. La solution ITRF est ajustée, en minimisant le taux global de rotation entre les vitesses obtenues et celles données par le modèle NNR (No Net Rotation) NUVEL1-A [DeMets et al., 1990, 1994; Argus and Gordon, 1991]. Cet ajustement est réalisé uniquement pour certaines stations choisies situées dans des régions inter-plaques considérées comme stables.

Notre solution est ramenée dans l'ITRF2000 [Altamimi et al., 2002] à travers une minimisation des écarts des positions des stations IGS utilisées par rapport à leurs coordonnées. Cela a été fait afin, d'une part, d'obtenir des séries journalières des positions pour vérifier la qualité du traitement pour chaque site, et, d'autre part, d'estimer un seul ensemble de coordonnées par campagne pour en déduire ensuite des valeurs de vitesses.

Nous avons choisi comme définition de la Plaque Eurasie celle donnée par le modèle cinématique NUVEL & A-NNR [Argus and Gordon, 1991], d'une part pour qu'il présente l'avantage d'être comparable aux résultats d'études antérieurs dans toute la région de la Grèce (voir notamment Nyst and Thatcher [2004]), et d'autre part due à la présence d'un grand nombre de stations IGS bien déterminées dans l'ITRF et très proches les unes des autres. Cela permet d'avoir une influence très faible de la définition du référentiel "Europe fixe" sur les vitesses ($< 2\text{mm/an}$, [Nocquet et al., 2001]) surtout compte tenu de l'amplitude des mouvements dans notre région.

2.6 Variabilité de la solution suivant le mode de résolution de l'ambiguïté : Lc_help et Lc_autcln

Le Logiciel GAMIT calcule les valeurs théorique des observations de phase pour les deux fréquences L1 et L2 du GPS et pour chaque combinaison station-satellite. Vu l'étendue de notre réseau qui couvre plus que 100 km^2 , nous avons utilisé des doubles différences sur la combinaison linéaire LC sur les deux fréquences L1 et L2. Cette combinaison est menée par une analyse de moindre carrée pour estimer les coordonnées des stations et les paramètres

d'ambiguïtés de phase. Après le calcul de LC, il reste les ambiguïtés à fixer. La résolution des ambiguïtés est décrite par *Dong and Bock* [1989] qui cherche à résoudre les ambiguïtés de Wide-Lane (L2-L1) et de Narrow Line (L1), cette procédure comporte six étapes, et cette option dans Gamit s'appelle Lc_help :

1. Utiliser le LC observable pour estimer tous les paramètres pour chaque combinaison double différence. Cette solution devient la solution "ambiguïté Free".
2. fixer tous les paramètres géodésiques obtenus dans l'étape 1, et estimer l'ambiguïté de Wide-Line, en utilisant cette fois les observations L1 et L2 séparément avec des contraintes sur l'ionosphère.
3. fixer le plus grand nombre possible des ambiguïtés de Wide-Lane afin d'intégrer des valeurs plus précises.
4. fixer le Wide-Line estimé dans l'étape 3, et utiliser les observables LC pour estimer les paramètres géodésiques et l'ambiguïté de Narrow-Line (L1).
5. répéter l'étape 3 mais avec le Narrow-Line pour intégrer les valeurs.
6. utiliser le LC observables avec le Narrow-Line et Wide-Line fixe pour estimer les paramètres géodésiques. Cette étape donne la solution "Ambiguïté fixe".

Grâce à des récepteurs modernes, qui utilisent le code P pour les deux signaux L1 et L2 pour résoudre des ambiguïtés de la mesure de phase, *Blewitt* [1990] présente une alternative : si les ambiguïtés de wide-lane ne sont pas résolues par la méthode de Lc_help et pseudo-distances précises sont disponibles, alors, l'estimation de pseudo-distance est également utilisée. Cette méthode est meilleure pour les grandes lignes de base. Mais cette approche ne marche plus lorsqu'il y a beaucoup de bruits sur pseudo-distance à cause des multi-trajets ou bien d'un mauvais fonctionnement du récepteur, et dans GAMIT cette option s'appelle Lc_autcln.

Dans notre calcul, nous avons traité les données par les deux méthodes Lc_help et Lc_autcln, avec des contraintes a priori sur les coordonnées des stations IGS de 1 à 3 mm, afin de choisir la méthode la plus compatible avec notre réseau. Les résultats de champs de vitesse pour Lc_autcln et Lc_help sont représentés consécutivement par les deux couleurs vert et bleu dans la figure 2.9.

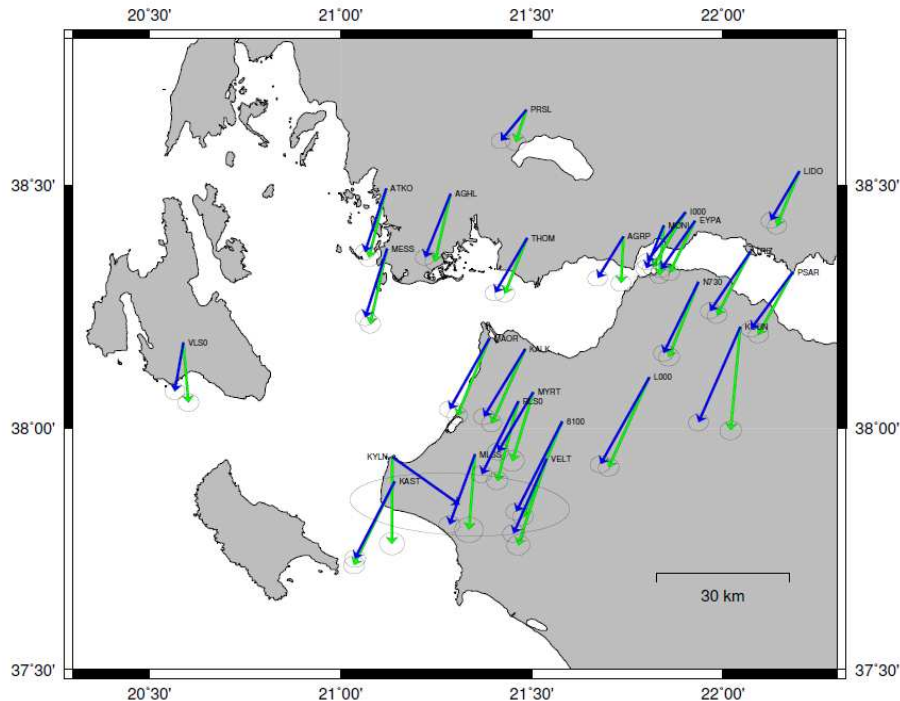


FIG. 2.9 – Les vitesses des deux solutions de GAMIT : *Lc_autcln* (en vert) et *Lc_help* (en bleu).

Dans cette figure, on remarque notamment le point KYLN :

- Pour *Lc_help* (flèche en bleu), cette station a une grande erreur, qui est inacceptable dans le résultat de GAMIT. Normalement cette station est directement rejetée et n'est pas utilisée pour les ajustements de réseau, afin de ne influencer d'autre station.
- Pour *Lc_autcln* (flèche en vert), le cercle de confiance est petit, mais la direction de vitesse de cette station n'est pas compatible avec les autres points dans la région. La trajectoire de KYLN révèle que ce site se caractérise par un problème de mesure, peut être des mesures trop courtes pour produire un résultat vitesse utilisable.

En revanche, la vitesse du site MONI, qui n'est pas mesuré depuis longtemps, est encore utilisée, car il montre un comportement linéaire et sa trajectoire et sa vitesse s'adaptent au mouvement des points à l'entour.

En conséquence, la vitesse de site KYLN a été exclue du champ de vitesse final et n'est ni utilise dans les résultats final ni pour l'interpolation des résultats locaux.

Puisque dans les deux calculs, nous avons utilisés les mêmes stations IGS de référence, alors la rotation entre les deux solutions est due au fait d'ajustement fait pour le réseau entier.

- Pour *Lc_help* (bleu), nous l'avons mentionné, la station KYLN n'est pas été pris en compte dans le calcul
- Pour *Lc_autcln* (vert), KYLN a été pris en compte, et pour ajuster cette station par rapport aux autres stations, une rotation à été appliquée sur tous les autres points.

Un autre exemple le point Kounina (KOUN) : Cette station est une station permanente dans le réseau de GPSCOPE. La figure 2.10 présente nos résultats : Lc_help (en bleu), Lc_autcln (en vert) et les résultats du réseau GPSCOPE publiés par *Floyd et al.* [2009] (en jaune) pour les cinq stations permanentes : TRIZ, EYPA, LIDO, KOUN ET PSAR. Le résultat de GPSCOPE (en jaune) indique que les directions de toutes les stations permanentes sont les mêmes, ce qui est compatible avec notre résultat de Lc_help.

Notons que la différence en rotation entre notre résultat et celui de GPSCOPE est due aux différentes stations de référence utilisées. Dans ce cas, il faut chercher et appliquer un autre pôle fictif de rotation pour avoir le champ des vitesses finales (nous reviendrons sur ces résultats dans le chapitre suivant).

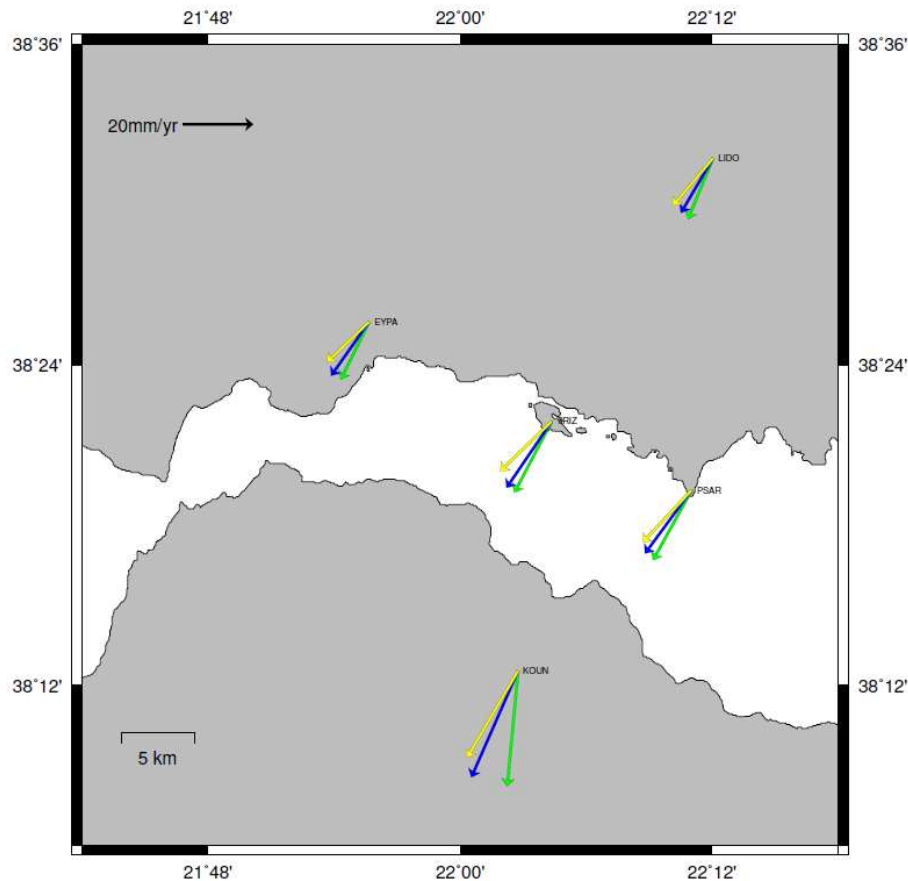


FIG. 2.10 – Comparaison des résultats de 5 points permanents : Lc_help (en bleu), Lc_autcln (en vert) et du réseau GPSCOPE (en jaune). Ce qui montre la compatibilité du résultat de Lc_help avec celui de GPSCOPE.

2.7 Données 1998,1999 et 2000

Comme nous l'avons déjà souligné, les mesures GPS dans la région ont commencé en 1999. Des points dans le golfe de Patras ont été mesurés dans les années 1998, 1999 et 2000 au cours du projet SING (Strain IN Greece), où les stations, dans ces 3 campagnes, sont

mesurées pour des sessions courtes, entre 2 et 3h.

D'après plusieurs études, les règles de temps de mesure pour obtenir un positionnement précis sont de mesurer par sessions longues pendant plusieurs jours, parce que :

- pour 6 heures de mesure : on commence à avoir un positionnement relatif de précision centimétrique, mais avec une telle session, la résolution des ambiguïtés ne se fait pas toujours bien.
- Pour 12 h consécutives : on peut résoudre les ambiguïtés, par contre les paramètres physiques variant de façon cyclique (la différence diurne / nocturne de la troposphère, les effets de marée...) ne seront pas moyennés.
- Pour 24h : les variations cycliques seront atténuées, de plus les trajectoires des satellites seront observées dans leur totalité, ce qui accroît encore la précision.

Finalement, plusieurs sessions de 24 h sont préférables dans la mesure de GPS pour réduire les effets du bruit aléatoire, des multi-trajets...

L'ajout des mesures 1998, 1999, 2000 à nos campagnes de 2003, 2006, 2008 a fortement perturbé le réseau, et puisque les stations depuis 2003 sont bien mesurées pour plusieurs sessions de 24h, nous avons décidé de ne pas prendre en compte ces mesures.

Les vitesses finales et les interprétations des données pour comprendre les mouvements cinématiques dans la région sont présentées dans le troisième chapitre de cette thèse.

Chapitre 3

Analyse de la cinématique régionale et du séisme de 2008

Sommaire

3.1	Le champ de vitesse à l'Ouest de la Grèce	52
3.1.1	Golfe de Patras : Avallone et al.,2004 - Floyd et al., 2009	52
3.1.2	Cephalonie Zone : Hollenstein et al. 2006, 2008	53
3.2	Champs de vitesses	55
3.3	Ouverture du golfe de Patras	60
3.4	Lac de Trichonis	61
3.4.1	Géologie	61
3.4.2	Résultat GPS	63
3.5	Modélisation du séisme de 8 juin 2008	65
3.6	Faïlle de Psathopyrgos	71
3.6.1	Mesure Géodésique	71

L'objectif de cette recherche est d'étudier le mouvement relatif dans le golfe de Patras et de mesurer l'ouverture de ce golfe, ainsi que les limites des micro-blocs. Dans un premier temps, nous avons traité les données du réseau de Patras en incluant les données des stations permanentes de Grèce et des stations IGS situées en Europe fixe.

Dans cette section, le champ de vitesse dans la région sont présentés ainsi que les résultats pour la région du golfe de Patras et les résultats détaillés des différentes parties du golfe.

3.1 Le champ de vitesse à l'Ouest de la Grèce

La zone de Patras en Grèce est une zone de transition entre le rift de Corinthe et l'extrémité nord-ouest de l'Arc Hellénique, où des études GPS ont été effectuées. Une mesure GPS dense était nécessaire pour trouver la continuité des déformations du golfe de Corinthe jusqu'à l'Arc Hellénique. La déformation au sein du golfe de Corinthe a été grandement améliorée grâce au réseau GPS constitué dans le cadre du CRL avec des résultats publiés par *Avallone et al.* [2004]. Un certain nombre de vecteurs GPS de stations permanentes situées dans l'Arc Hellénique sont également publiées par *Hollenstein et al.* [2006, 2008] mais les données brutes ne sont pas publiques.

3.1.1 Golfe de Patras : *Avallone et al., 2004 - Floyd et al., 2009*

Depuis les années 1990, des réseaux GPS ont été mis en place en Grèce, pour apporter des contraintes sur les déformations tectoniques dans la région. Les résultats sont disponibles dans *Clarke et al.* [1998]; *Briole et al.* [2000]. *Avallone et al.* [2004] reprend des données et analyse des nouvelles campagnes jusqu'en 2001.

Ces premiers résultats montrent que le golfe de Corinthe s'ouvre avec une vitesse de 1.5 cm/an avec une déformation très localisée en mer. Il confirme que la déformation est extrêmement localisée dans le rift de Corinthe avec un taux d'extension allant de 3mm/an au niveau de Corinthe à l'est à 16mm/an au niveau d'Aigion au centre ouest (Fig. 3.1). Grâce à la densité et la cohérence de ces vecteurs de vitesse ainsi que leurs incertitudes, les estimations des taux de rotation du Péloponnèse et de la Grèce centrale sont très nettement plus précises. Les vitesses des points situés sur la côte nord indiquent une rotation horaire du bloc nord de $7 \pm 0.5^\circ$ /Ma relativement au Péloponnèse, avec un pôle à l'extrémité nord-est, ce qui est compatible avec une ouverture du golfe vers l'ouest. Une rotation horaire du Péloponnèse existe également mais est plus modérée avec $2.8 \pm 0.8^\circ$ /Ma par rapport à ce même référentiel.

Un étude plus récente a été faite par *Floyd et al.* [2009] dans la région, combinant les mesures faites par *Clarke et al.* [1998]; *Briole et al.* [2000]; *McClusky et al.* [2000]; *Avallone et al.* [2004]; *Reilinger et al.* [2006]. Dans la partie de Patras, la plupart des points sont ceux d'*Avallone et al.* [2004] plus quelques points des autres études. Dans nos cartes, nous avons utilisé les vecteurs de vitesses publiés par *Floyd et al.* [2009]. De plus, des résultats des champs de vitesse des stations permanentes en Grèce sont ajoutés de manière séparée de notre étude (<http://gpscope.dt.insu.cnrs.fr/spip>).

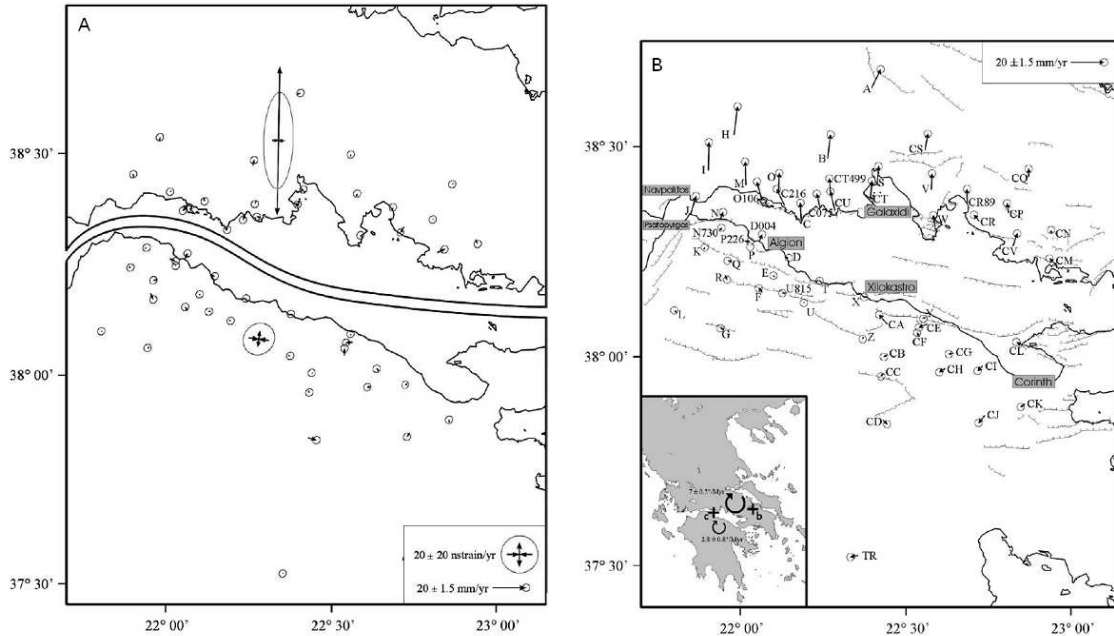


FIG. 3.1 – A gauche se trouve la carte des déplacements GPS définis dans un référentiel "Péloponnèse fixe". De ces données, sont déduits aussi les tenseurs de déformation horizontale autour du golfe de Corinthe, présentes à droite, depuis *Avallone et al.* [2004].

3.1.2 Céphalonie Zone : Hollenstein et al. 2006, 2008

Afin de suivre et de comprendre les mouvements tectoniques de la croûte dans la région de l'Ouest de l'Arc Hellénique (WHA) et la faille de Céphalonie, un réseau de GPS permanent composé de 8 stations a été installé dans la région par l'ETH Zurich dès 1995.

Les résultats de *Hollenstein et al.* [2008] (Fig. 3.2) ont confirmé et affiné les résultats de *Cocard et al.* [1999], qui montrent que les taux de vitesse horizontale augmentent du nord au sud, et que les déplacements co-sismiques horizontaux causés par le séisme de Strofades de $M_w = 6.6$ en 1997 dans l'île de Zakinthos sont maximum de 12 cm.

Les mouvements de la plupart des sites sont très linéaires au cours des 6 ans d'analyse. Un seul écart de linéarité est causé par le séisme de Strofades de 1997.

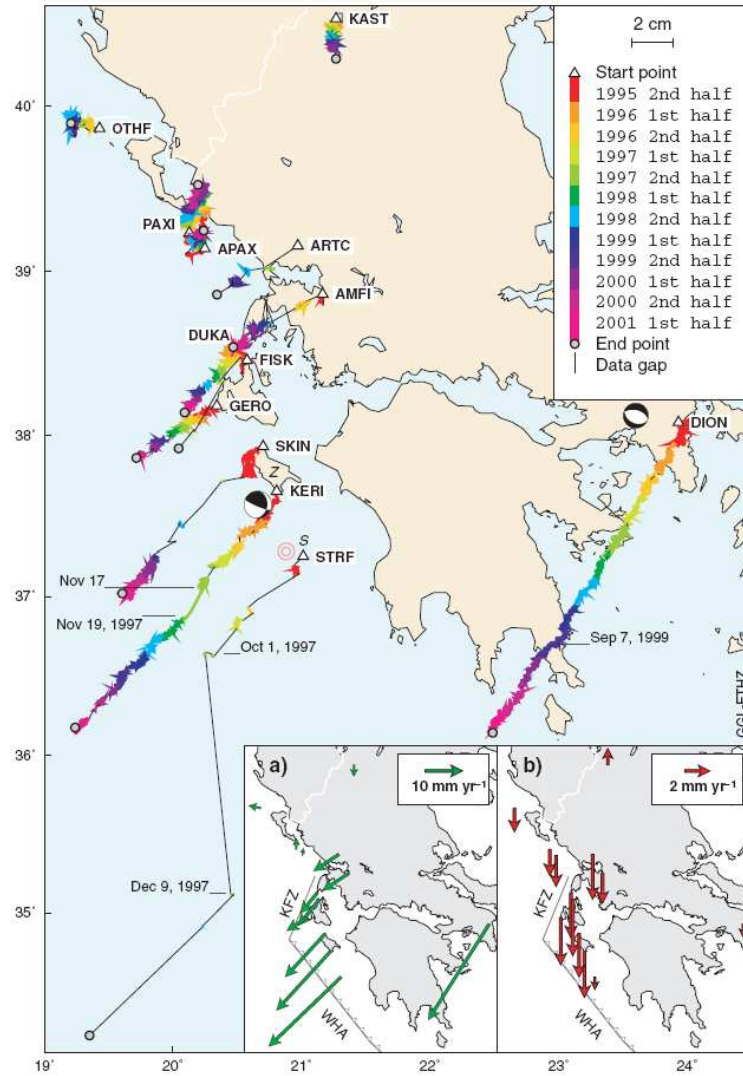


FIG. 3.2 – Vitesse de déplacement le long de l’Arc hellénique par rapport à l’Eurasie fixe, basés sur des mesures GPS entre 1993 et 2003. D’après [Hollenstein et al., 2008].

3.2 Champs de vitesses

Les vitesses horizontales par rapport à l'Eurasie sont présentées dans la figure 3.3 dont les vitesses des points sont exposées dans le tableau 3.1.

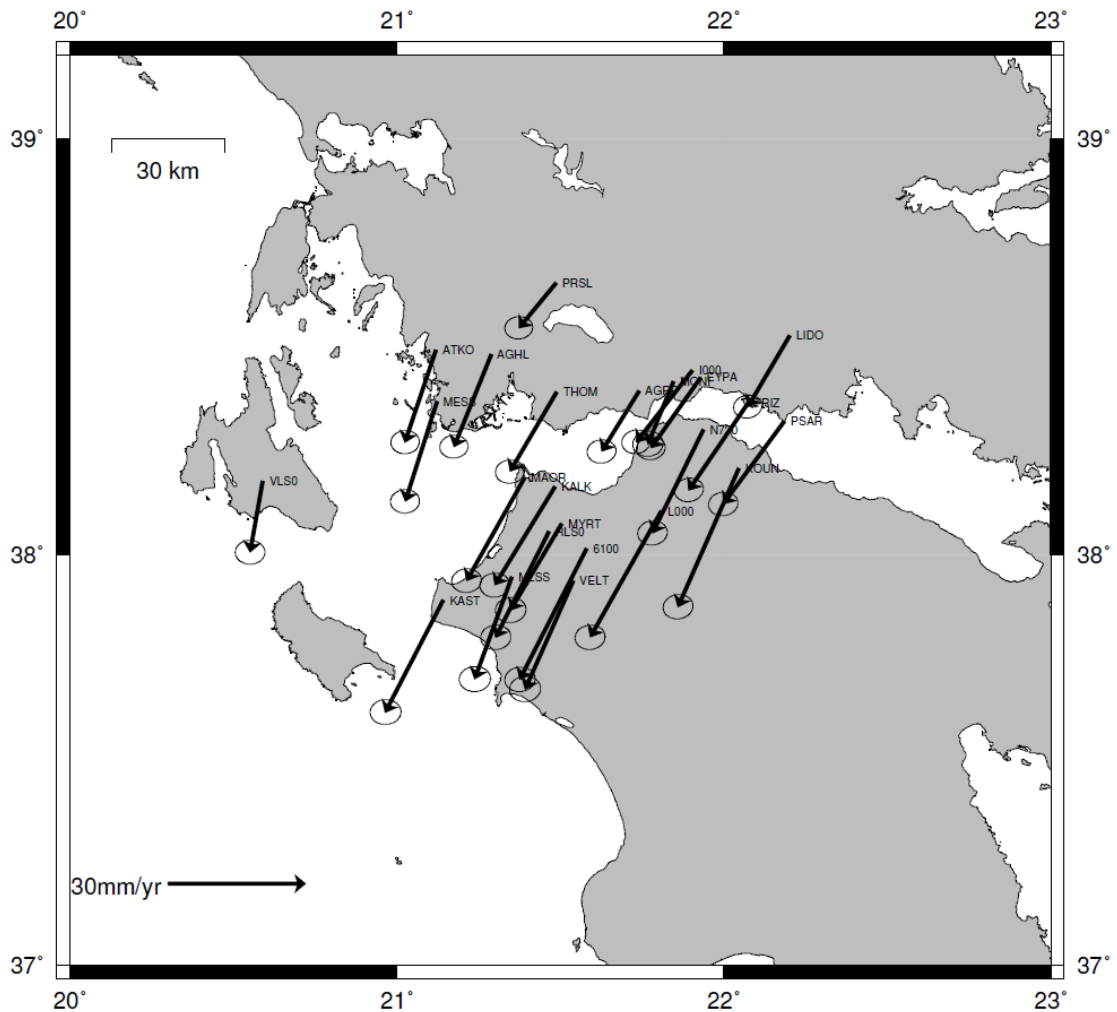


FIG. 3.3 – Le champ de vitesse horizontaux du golfe de Patras représenté dans l'ITRF 2000 pour les solutions 2003-2006 et 2008.

A grande échelle, pour mieux comprendre le mouvement dans le golfe de Patras, nous avons ajouté les points de *Hollenstein et al.* [2008] et *Floyd et al.* [2009] et GPSCOPE en passant par 2 étapes :

1. Ajouter les points par rapport à Europe Fixe (Figure 3.4). Nous avons seulement ajouté les vitesses qui existent dans *Floyd et al.* [2009] et *Hollenstein et al.* [2008] et GPSCOPE.

Site	Lon (deg)	Lat (deg)	H (m)	Ve (mm/yr)	Vn (mm/yr)	Vhor (mm/yr)	σ_e (mm/yr)	σ_n (mm/yr)
6100	21.58	38.01	287.2	-17.8	-24.4	30.2	1.4	1.1
AGHL	21.29	38.48	240.4	-10.6	-15.7	18.9	1.3	1.0
AGRP	21.74	38.40	537.0	-10.8	-9.3	14.2	1.3	1.0
ATKO	21.12	38.49	163.8	-9.3	-15.5	18.0	1.3	1.0
EYPA	21.93	38.43	196.8	-13.4	-11.7	17.8	1.3	1.0
I000	21.90	38.45	553.1	-14.8	-11.9	19.0	1.3	1.1
KALK	21.48	38.16	92.8	-16.1	-17.2	23.6	1.3	1.1
KAST	21.14	37.89	268.9	-16.1	-19.8	25.5	1.4	1.1
KOUN	22.05	38.21	594.6	-16.2	-26.7	31.3	1.3	1.1
KYLN	21.14	37.94	47.9	-4.5	-22.2	22.7	1.6	1.3
L000	21.81	38.11	588.7	-18.6	-23.7	30.1	1.3	1.1
LIDO	22.20	38.53	594.2	-11.5	-12.2	16.8	1.3	1.0
MAOR	21.39	38.19	73.3	-15.6	-18.1	23.9	1.3	1.1
MESS	21.12	38.37	26.4	-9.6	-17.2	19.7	1.3	1.1
MLSS	21.35	37.95	119.5	-11.5	-17.9	21.3	1.4	1.1
MONI	21.85	38.42	364.2	-8.2	-9.9	12.8	1.4	1.1
MYRT	21.50	38.08	153.8	-14.3	-14.7	20.5	1.4	1.1
N730	21.94	38.30	760.4	-13.9	-18.9	23.4	1.3	1.1
PRSL	21.49	38.66	716.9	-10.3	-5.6	11.7	1.2	1.0
PSAR	22.18	38.32	43.4	-16.0	-14.7	21.7	1.3	1.1
RLS0*	21.47	38.06	132.9	-14.8	-18.9	24.0	1.4	1.1
THOM	21.49	38.39	152.8	-12.8	-13.1	18.3	1.3	1.0
TRIZ	22.07	38.37	56.5	-15.5	-15.4	21.8	1.3	1.1
VELT	21.54	37.94	362.0	-13.9	-19.5	23.9	1.4	1.1
VLS0*	20.59	38.18	437.2	-5.8	-10.1	11.6	1.3	1.1

TAB. 3.1 – Vitesse des stations GPS par rapport à l’"Europe fixe".

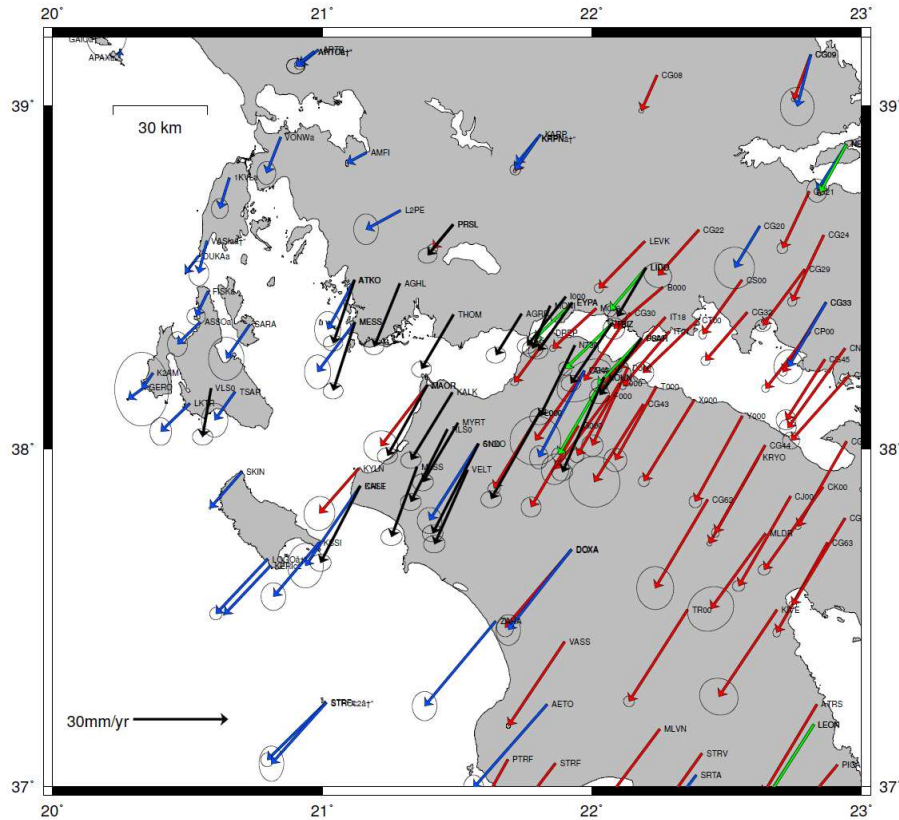


FIG. 3.4 – Le champ de vitesse représenté dans l'ITRF 2000 pour toutes les solutions GPS dans la région, la vitesse de Hollenstein représentée en bleu ; de Floyd en rouge ; GPScope en vert et notre résultat en noir.

2. Combiner les données : afin de pouvoir interpréter le champ de vitesse régional, nous avons essayé de combiner l'ensemble des solutions afin de les placer dans un même système de référence. La principale difficulté de l'exercice est la comparaison de solutions très différentes tant d'un point de vue de la méthode de mesure que de la qualité des données. Pour chaque solution, les quelques stations communes ont une vitesse différente en norme et en orientation. Les solutions n'ont par conséquent, pas exactement convergé vers le même système de référence l'ITRF2000.

Pour réaliser l'ajustement nécessaire entre les réseaux, nous avons calculé un pôle fictif et une rotation fictive autour de ce pôle. Ce calcul a été réalisé en se basant sur les stations communes aux réseaux. Dans notre cas nous avons utilisé les données des 5 stations permanentes situées dans le golfe de Patras (EYPA, KOUN, TRIZ, PSAR, LIDO), le champ de vitesse de ces points sont calculés par CRL (voir <http://crlab.eu>) qui montre un résultat cohérent avec les autres études dont la nôtre. Les différentes solutions présentent des petits écarts d'orientation liés à des choix différents de stations de référence ou de mode de fixation de coordonnées de référence. Ces écarts sont minimisés en "alignant" les solutions.

Un petit angle de rotation minimisant les résidus est recherché.

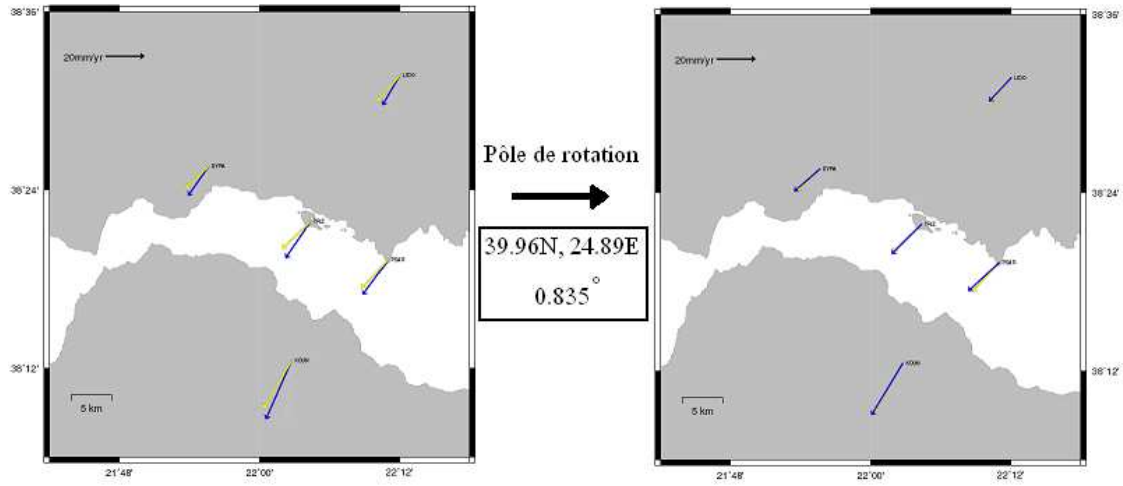


FIG. 3.5 – L'application d'un rotation permet d'aligner les solutions.

Le pôle de rotation appliqué sur nos points est situé à : 39.96° N , 24.89° E , $0.835^\circ / \text{Ma}$.

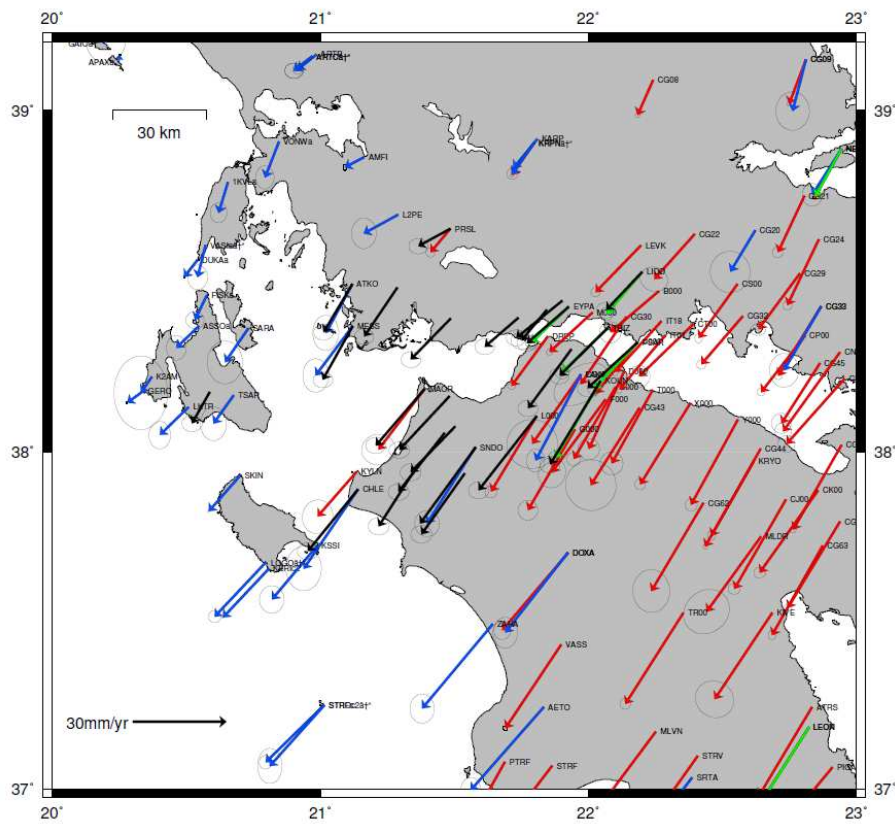


FIG. 3.6 – Le champ de vitesse pour toutes les solutions GPS dans la région.

Les résultats pour les composantes de vitesse horizontale (Fig. 3.6) confirment généralement les conclusions des études précédentes [Cocard *et al.*, 1999; Peter, 2000; McClusky *et al.*, 2000; Briole *et al.*, 2000; Avallone *et al.*, 2004; Hollenstein *et al.*, 2008]. La cinématique est dominé par des grands mouvements de direction ouest-sud-ouest au sud-ouest avec un taux de déplacement de 25-30 mm/an dirigé par un mouvement anti-horaire de la zone de la mer Égée, et l'augmentation des taux d'environ 20-26 mm/an dans le nord-est jusqu'à la mer Égée à 30-36 mm/an dans le sud-ouest.

Le champ de vitesse tracé montre une remarquable différence entre le côté nord et le côté sud du golfe de Patras. Par rapport au référentiel Europe fixe, le côté sud du golfe de Patras, les directions des vecteurs de vitesse apparaissent très cohérentes entre elles, en montrant une orientation moyenne de N215° E, similaire à la partie Est du côté nord. Des légères différences apparaissent tout de même en ce qui concerne le module des vecteurs de vitesses entre les parties Est et Ouest du nord du Péloponnèse.

Plus précisément, les vecteurs de vitesse des trois points ATKO, MESS, AGHL à l'Est de Patras (Fig.3.3, Page 55) ont une déviation légère mais significative du mouvement de direction anti-horaire. En outre, les normes des vecteurs de vitesse qui correspondent dans la partie Nord sont plus petites que celles qu'on trouve dans le Sud, et cela est montré dans la graphe 3.7 où la vitesse des points au Nord ne dépasse pas 20 mm/an.

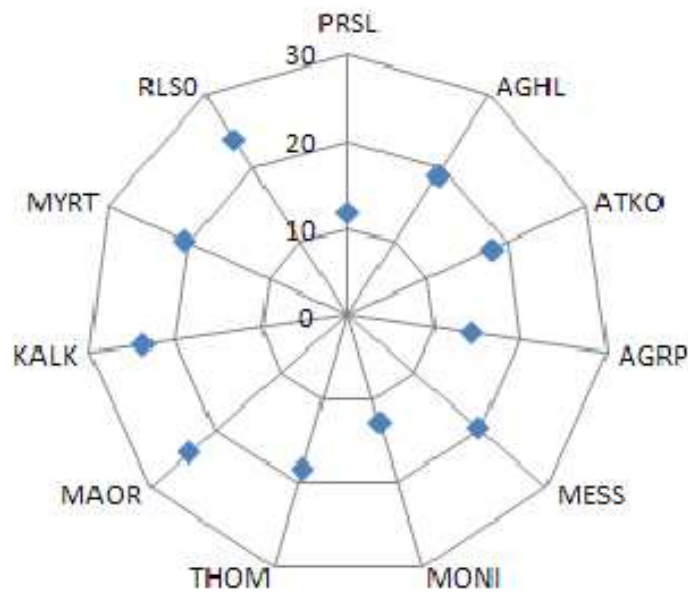


FIG. 3.7 – Les résidus des vecteurs de vitesse des stations au Sud et au Nord du golfe, la vitesse présentée est par rapport à l'Europe stable.

Une explication probable est que le frottement de la partie ouest de la subduction hellénique déplace la plaque africaine vers le nord-ouest ce qui tire les domaines de la mer Égée vers la tranche hellénique. Une autre explication est qu'il y a toujours une continuité de la faille nord anatolienne vers le golfe de Corinthe dans la direction anti-horaire et que cette continuation ne touche pas la partie ouest dans le golfe de Patras.

Les nouveaux résultats confirment la lenteur de la frontière nord de la Grèce, mais en même temps, ils montrent clairement que ces taux sont sensiblement différents du déplacement de l'Eurasie.

3.3 Ouverture du golfe de Patras

Les stations situées sur le côté nord, entre le golfe et le Lac de Trichonis montrent des valeurs de vitesse qui décroissent d'Est (Antirio) en Ouest (golfe d'Amvrakikos).

Les mouvements différentiels reconnaissables entre ces points montrent la présence d'une légère rotation en sens horaire autour d'un pôle localisé dans le Péloponnèse. On peut le considérer comme étant un pôle de rotation, aux coordonnées 22.92° E , 37.54° N , avec une vitesse dans le sens des aiguilles d'une montre de 1.7 mm/an .

Pour chercher ce pôle de rotation, plusieurs exercices ont été faits en utilisant les 6 points ATKO, AGHL, MESS, THOM, MONI, AGRP.

Les résidus des vecteurs de vitesse après l'application de ce pôle de rotation sont présentés sur le graphe 3.8.

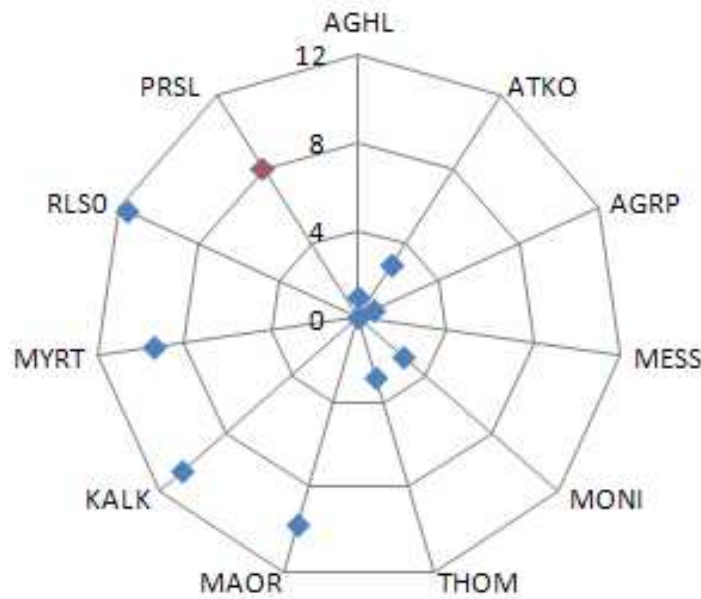


FIG. 3.8 – Les résidus des vecteurs de vitesse après l'application d'un pôle de rotation situé au 22.92° E , 37.54° N pour étudier l'ouverture du golfe.

Cette minimisation des vecteurs de vitesse suggère un taux d'ouverture moyen du golfe de 8 mm/an .

Ces résultats ne montrent pas seulement l'ouverture du golfe de Patras, mais aussi, raffinent l'existence d'une faille, ou d'un ensemble de failles, situées dans la région du Lac de Trichonis et s'illustre par la différence de vecteur de vitesse de points PRSL au nord du Lac avec les autres points.

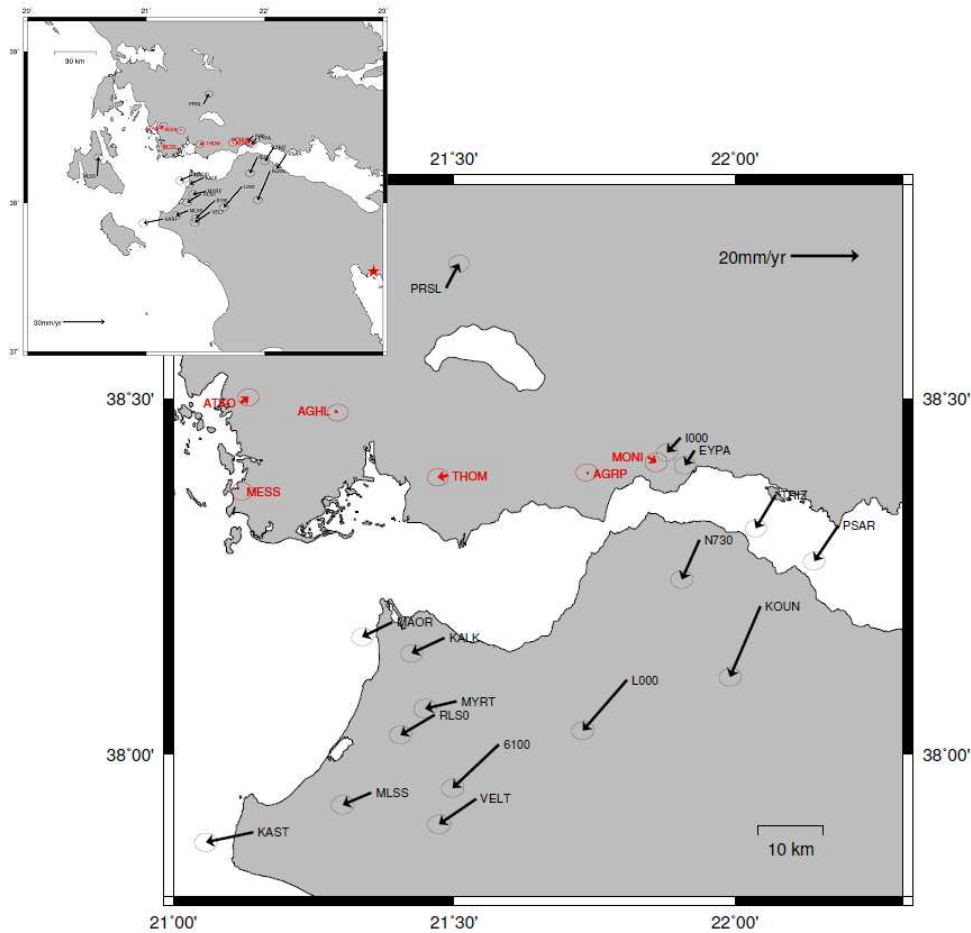


FIG. 3.9 – Minimisation des vitesses des points situées au Nord-Ouest du golfe après l'application de pôle de rotation située au Péloponnèse avec coordonnées 22.92 ° E, 37.54 ° N (étoile dans le petit cadre).

3.4 Lac de Trichonis

3.4.1 Géologie

Le Bassin étolien (Fig. 3.10) est une zone de dépression tectonique qui occupe le coeur du pays étolien, avec les lacs Trichonis et de Lysimacheia (comme le montre la figure de *Kiratzi et al.* [2008]). Au Nord-Est du lac Trichonis, il entre en contact direct avec la zone escarpée du Pinde. Agrinion est connue en Grèce pour être souvent exposé aux tremblements de terre [Sorel, 1989; Brooks et al., 1988]. Dans plusieurs localités du Bassin étolien est signalée la présence de sources chaudes : à Therma Piga (au Sud du lac de Lysimacheia), à Myrtia et à Stranoma, et surtout au lac Trichonis.

L'Étolie est aussi un pays de lacs d'origine tectonique qui se trouvent au coeur du Bassin étolien. Le plus grand, le lac Trichonis, qu'on appelle aussi le graben Trichonis est une structure quaternaire bien connue à l'ouest de la Grèce, entre les villages de Angelokastron et Kato Makrinou, d'une dimension d'environ 32 Km de longueur et 10 Km de largeur [Doutsos

et al., 1987]. Sa profondeur peut atteindre 36 m. Le plus petit, le lac de Lysimacheia, est profond de 19 m.

Ce graben coupait au début du Tertiaire les structure NW-SE de chevauchement des montagnes du Pinde avec une structure quasi parallèle au golfe de Patras et à 30 km environ au sud [Brooks and Ferentinos, 1984; Doutsos *et al.*, 1988; Melis *et al.*, 1989; Kokkalas *et al.*, 2006]. L'orientation du graben Trichonis, l'altitude élevée du "footwall" (près de 900 m) et la formation d'un petit bassin sédimentaire, l'extension nord-sud de la croûte, sont également indiquées par les mécanismes au foyer des séismes de magnitude modérée [Hatzfeld *et al.*, 1995; Kiratzi and Louvari, 2003].



FIG. 3.10 – La situation du lac de Trichonis dans la région d’Etolie avec les séismes historiques et instrumentales enregistrés de magnitude > 6. Et les failles de décrochements (lignes noires et des flèches), qui relie le golfe de Patras et le golfe d’Amvrakikos., Kiratzi *et al.* [2008]

Une étude de Goldsworthy *et al.* [2002] rapporte les données géomorphologiques de la faille de Trichonis. Un chemin ancien causé par le drainage est conservé dans le bloc inférieur de la faille principale, formant une gorge escarpée et profonde (Kleisoura). Comme Goldsworthy *et al.* [2002] le souligne, la gorge a été creusé par une rivière qui coulait dans le passé au sud de la montagne Panaitolikon vers le golfe de Patras. Il est important de noter que désormais la gorge est abandonnée et le drainage est détourné vers l’ouest, et le débit est inversé, puisqu’il coule à présent vers le nord.

La faille de Trichonis est la plus grande faille dans la région, a été touché par l’ensemble du processus, où la topographie est contrôlé par une faille normale enterrée sur place dans les dépôts du Pléistocène et des cônes épais et alluviaux [Goldsworthy *et al.*, 2002].

3.4.2 Résultat GPS

Pour étudier le mouvement relatif entre le nord et le sud du lac Trichonis, en premier temps, nous avons minimisé le vecteur de vitesse du point PRSL, où nous l'avons considéré ce point comme fixe avec un vitesse zéro par rapport à Europe fixe.

Les résultats de cette minimisation sont montrés dans la figure 3.11.

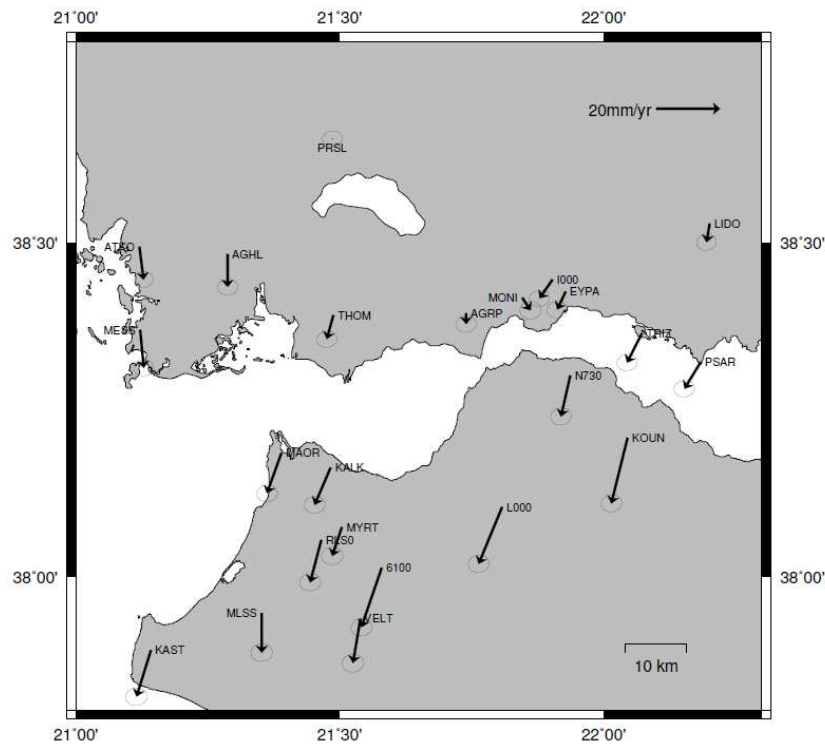


FIG. 3.11 – Champs de vitesse obtenus après la minimisation du vecteur de station PRSL (PRSL fixe).

Toutefois, ce résultat est pour l'instant basé sur un seul point PRSL. Nous avons donc ajouté les points de *Hollenstein et al.* [2008] dans le calcul du champ de vecteurs. Les mouvements différentiels de cette région par rapport au reste peuvent être accommodés par des failles à système décrochant dextre, telles qu'elles ont été cartographiées par *Ferentinos et al.* [1985].

La différence dans le comportement des deux côtés du Lac de Trichonis est mise nettement plus en évidence en présentant le champ de vitesse par rapport aux points situés au nord du lac (surtout le point PRSL de notre étude). Nous avons fixé ces points en calculant la vitesse moyenne des points situés au Nord du Lac (PRSL, L2PE, KRPN, AMFI, KARP), mais cette méthode risque de changer les résidus des autres points. Nous avons donc minimisé les vecteurs en cherchant la pôle de rotation qui minimise la vitesse de ces points, ce pôle est situé $-54.505^\circ \text{ N } 134.6327^\circ \text{ E } 0.128^\circ / \text{Ma}$.

Ces deux méthodes indiquent les mêmes résultats présentés dans les figures 3.12 et 3.13

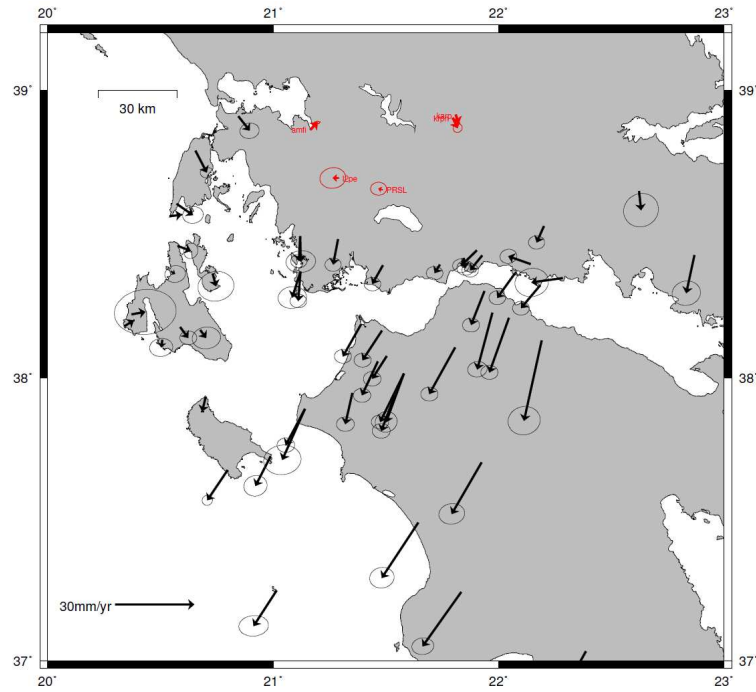


FIG. 3.12 – Minimisation des vecteurs de vitesse par soustraction la moyenne des vitesses des stations au nord du lac Trichonis.

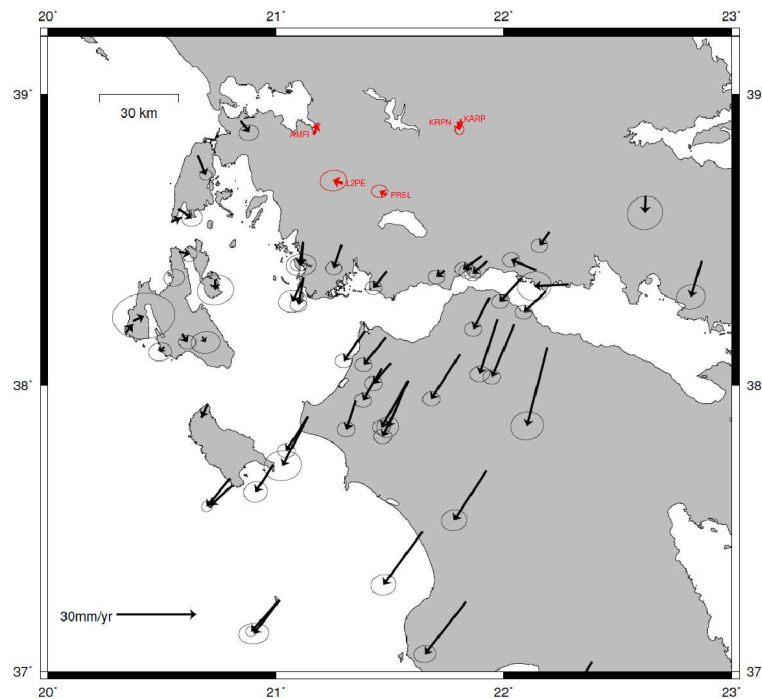


FIG. 3.13 – Minimisation des vecteurs de vitesse par l'application d'un pôle de rotation situé à $-54.505^\circ \text{ N } 134.6327^\circ \text{ E } 0.128^\circ / \text{Ma}$.

On remarque que les vitesses des points AGRP, THOM, AGHL, ATKO, MESS augmentent de l'Est à l'Ouest. Cette variation suggère l'existence d'une faille décrochante et extensive qui passe de Nafpaktos jusqu'au golfe d'Amvrakikos en passant par le lac de Trichonis.

En plus, l'existence des mesures GPS autour de lac indique une différence de module de vitesse entre le Nord (site PRSL) et le Sud (ATKO, AGHL, MESS, THOM).

Plusieurs modèles sont proposés pour étudier le fonctionnement des failles, qui traverse le lac de l'Est à l'Ouest, et le modèle de frottement entre les plaques :

1. la déformation n'est pas constante dans le temps produisant de la micro sismicité, où la somme des petits séismes est égale à la valeur des vecteurs GPS.
2. le glissement asismique, où le contact entre les limites des plaques est très lisse, alors la faille va glisser en continue, et ce genre de déformation ne produit jamais un grand séisme.
3. s'il y a de rugosité du contact, alors la faille se bloque et ne glisse pas, c'est donc la bordure des plaques qui va se déformer par accumulation de déformation élastique jusqu'au moment du séisme.

En 2007, une crise sismique a été enregistrée [Kiritzi *et al.*, 2008]. Les épicentres de cette crise sont limités à la rive est du lac délimitée par deux failles normales de direction NNW-ESE. A proximité des épicentres, les plus forts événements sont enregistrés par des instruments dans la région du graben Trichonis, le 30 juin et 21 et 31 décembre de magnitude Mw 5.6, Mw 5.5 et Mw 6.0 consécutivement.

L'inversion des données de Kiritzi *et al.* [2008] par la méthode d'Okada, montre qu'il n'y a pas d'effets de micro-sismicité sur le point le plus proche PRSL ; et que la micro-sismicité ne change pas la valeur de vecteur de vitesse.

Le mécanisme au foyer du séisme le plus fort, celui de 31 décembre (Mw 6.0), a été étudié par Kiritzi *et al.* [2008] en inversant les ondes télé-sismiques de la crise de 2007. Les résultats montrent qu'il a été produit par une faille normale avec des composantes décrochantes NNW-ESE de direction N316° E, combinée avec la composante de la faille de chevauchement.

Les mécanismes au foyer pour 23 événements de cette crise sismique de 2007 impliquent clairement une faille NNW-ESE, présentant parfois un mouvement latéral gauche.

L'importance de l'étude de Kiritzi *et al.* [2008] réside dans les résultats obtenus ; en effet, elle démontre que tous ces événements ne se rattachent pas à la faille du sud Trichonis, mais sont causés par la faille normale NW-SE qui borde la rive Sud-est du lac et plonge vers le NE.

Comme il n'y a pas de grands séismes historiques marqués sur la faille de Trichonis, il nous reste donc le modèle de glissement asismique

Ces résultats montrent aussi la nécessité d'implanter des sites autour du Lac, surtout au Nord, étant si possible à une distance perpendiculaire identique des deux côtés du lac.

3.5 Modélisation du séisme de 8 juin 2008

Le 8 Juin 2008, un tremblement de terre de magnitude Mw= 6.4 et de profondeur environ 20 km correspondant à une faille décrochant à été enregistré au milieu de notre réseau GPS (figure 3.14). Son foyer est localisé à 21.57° E de longitude et à 37.98° N de latitude.

Ce tremblement de terre s'est produit dans une zone où aucun séisme historique n'a été enregistré, aucune faille active n'a pas été cartographiée par les géologues. Les campagnes GPS précédentes ne présentent non plus aucune accumulation de la déformation dans la zone de l'épicentre.

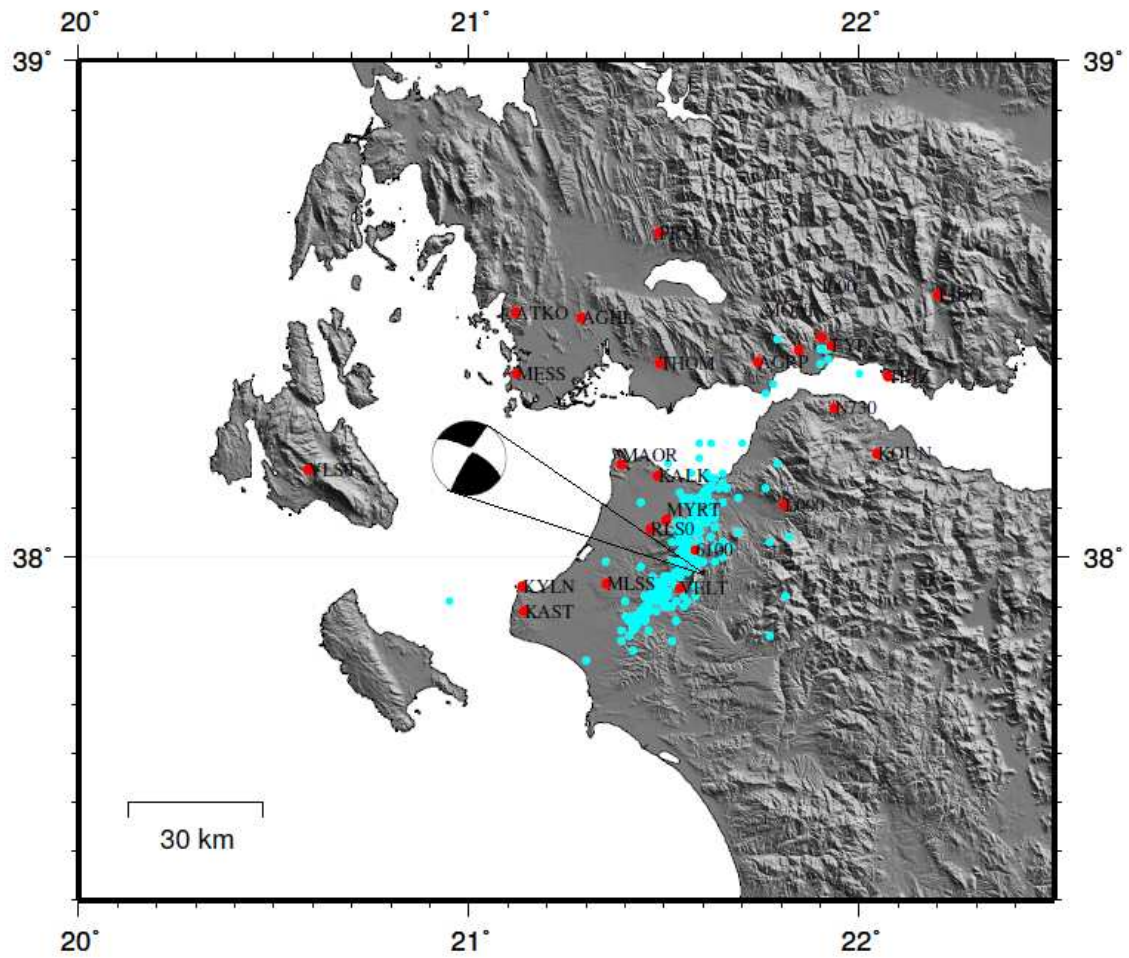


FIG. 3.14 – Localisation du séisme de 8 juin 2008 et de ses répliques et réseau GPS de Patras.

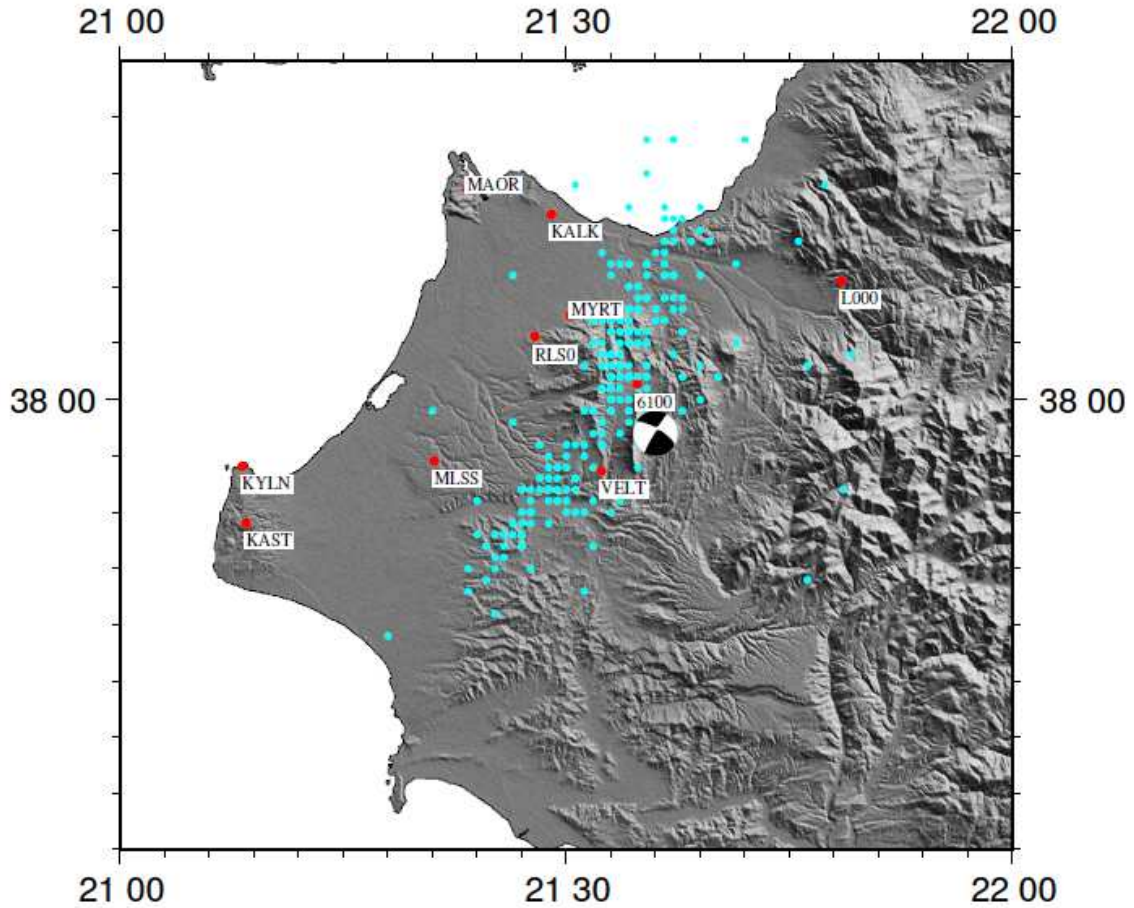


FIG. 3.15 – Zoom sur le séisme de 8 juin 2008 avec les sites GPS proches.

Un effort multidisciplinaire a été soutenu par le CNRS-INSU pour analyser cet événement en utilisant diverses méthodes notamment le GPS.

Durant les deux semaines suivant le tremblement de terre, nous avons remesuré 25 points GPS déjà mesurés en 2003 et 2006 autour de la zone du séisme et dans le golfe de Patras (voir également la figure 3.14). Six de ces points sont situés à proximité de l'épicentre.

Ce tremblement de terre semble être une clé pour comprendre comment l'accumulation de la déformation dans le rift de Corinthe est transférée plus à l'ouest, surtout que cette faille est localisée dans la limite Sud-Est de la zone de lacune de sismicité.

Les données de la station permanente RLS0 du réseau NOA ont également été incluses dans le traitement, ce qui a permis d'améliorer la profondeur estimée à partir des données mondiales (USGS earthquake). Ceci montre l'intérêt des données de surface pour améliorer la modélisation des paramètres de la faille.

Aussi, des études par interférométrie radar ont été effectuées directement après le séisme montrant des franges presque inexistantes, ce qui est normal avec un séisme de cette profondeur (22.5 km). Alors, comme le tremblement de terre est grand, mais profond, la déformation du signal peut être observée même dans les stations KALK, MAOR, MYRT, 6100, L000. Le champ de déplacement pour les stations proches de notre réseau est estimé

par un modèle de séisme ou le centroïde associé est assez bien centré sur les répliques du séisme (Fig. 3.16).

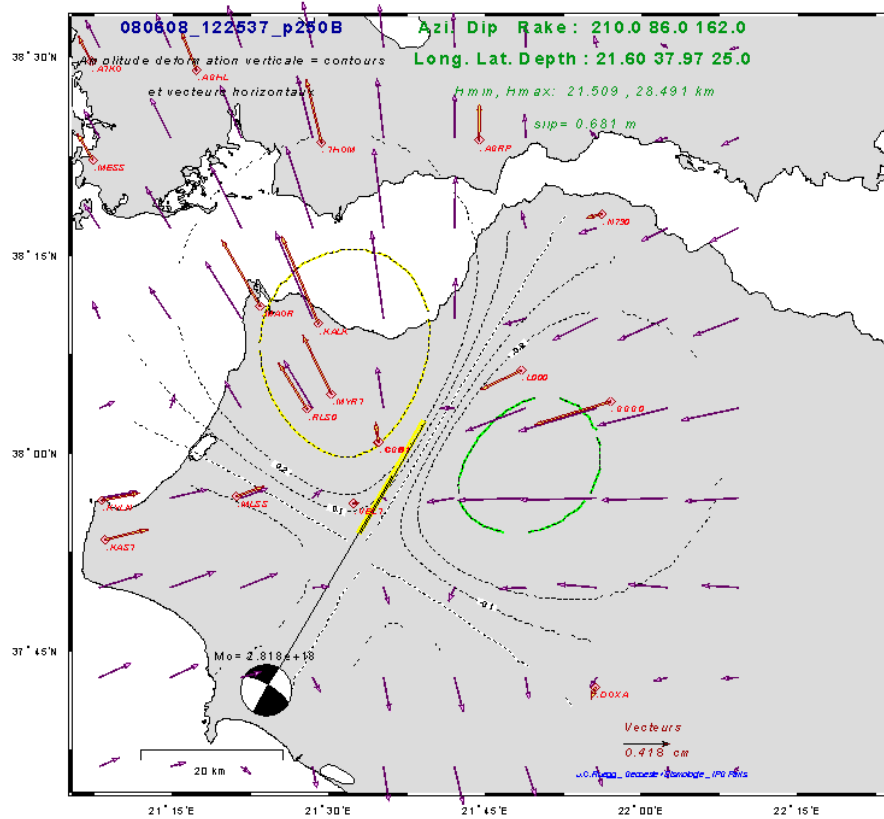


FIG. 3.16 – Modèle de déformation du séisme de 8 juin 2008 avec une profondeur de 22.5 km.

Ce modèle montre que les vecteurs des déplacements sur les stations qui avaient été mesurées après le séisme ont des ordres de grandeur comparables aux observations. C'est à dire de l'ordre de quelques millimètres, ou les vecteurs maximum prédits sont sur KALK et MAOR sont respectivement de 8.6 et 7.2 mm.

Le vecteur horizontal prédit sur la station permanente RLS0 est de l'ordre de 5 mm avec un vecteur principalement vers le Nord ($dE = -2.57$, $dN = 4.17$, $dU = 6.74$ mm). Alors que la série temporelle indique un déplacement horizontal de l'ordre de 6 mm vers le Nord ($dE = 0.0 \pm 2$, $dN = 6 \pm 2$, $dU = 6 \pm 2$ mm). Donc les déplacements prédits sont des ordres de grandeur admissibles pour les autres stations de notre réseau.

Site	Long (deg)	Lat (deg)	dE (mm)	dN (mm)	dU (mm)	Vhor (mm)
AGHL	21.28	38.48	-1.42	3.52	0.82	3.80
AGRP	21.74	38.39	0.04	3.37	1.16	3.37
ATKO	21.12	38.49	-1.17	2.31	0.44	2.59
CG61	21.58	38.01	-0.28	1.82	5.17	1.84
DOXA	21.93	37.70	-0.39	-1.04	-0.32	1.11
GGG0	21.95	38.06	-6.89	-2.09	-4.16	7.20
KALK	21.48	38.16	-3.34	7.93	7.31	8.61
KAST	21.14	37.89	3.9	0.94	-1.23	4.01
KYLN	21.14	37.94	3.45	0.67	-0.97	3.51
L000	21.81	38.10	-3.72	-1.76	-3.25	4.12
MAOR	21.39	38.18	-3.53	6.09	4.66	7.04
MESS	21.12	38.37	-1.38	2.37	0.69	2.74
MLSS	21.35	37.94	2.47	0.91	-0.86	2.63
MYRT	21.50	38.07	-2.63	5.42	8.37	6.03
N730	21.94	38.30	-1.45	-0.37	-0.37	1.49
RLS0	21.46	38.05	-2.57	4.17	6.74	4.90
THOM	21.49	38.39	-1.38	5.75	2.09	5.91
VELT	21.53	37.93	0.5	0.10	1.39	0.51

TAB. 3.2 – Les déformations associées au sites GPS proche du séisme à travers le modèle de déformation.

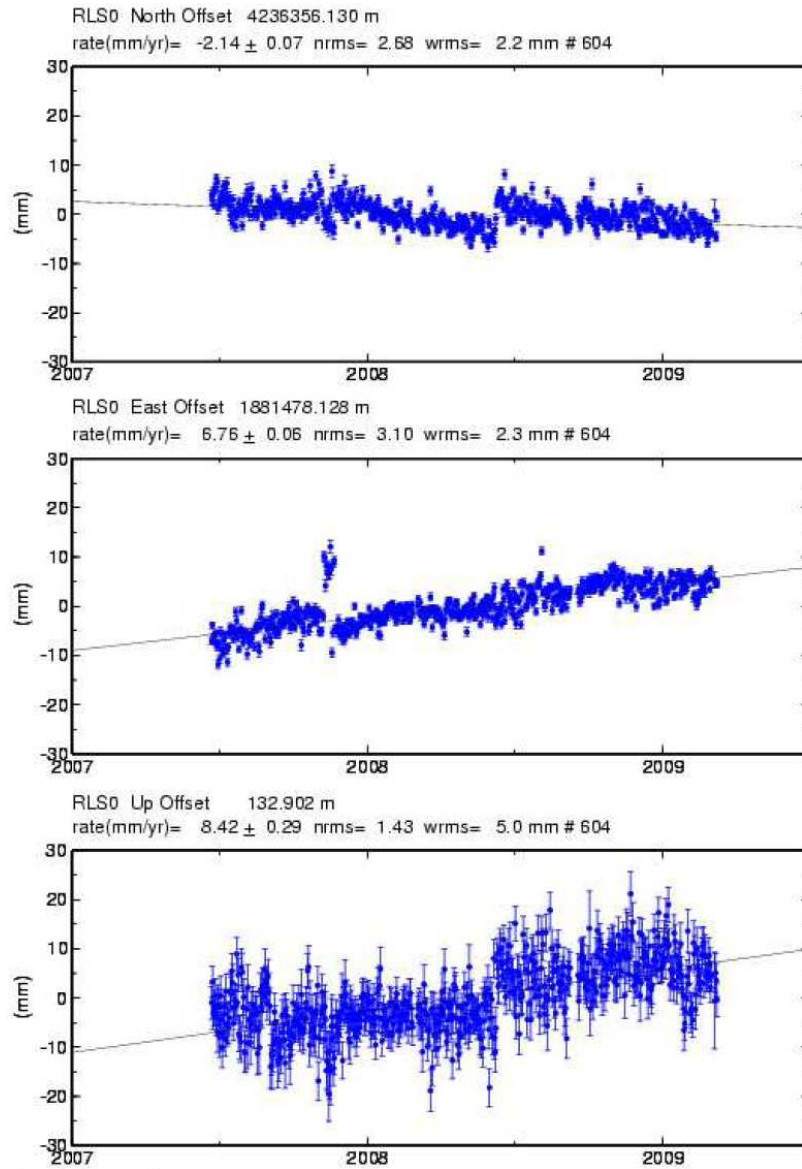


FIG. 3.17 – Série temporelle du station permanente RLS0 calculé par les traitements automatique du parc Insu (<https://gpscope.dt.insu.cnrs.fr/chantiers/corinthe>).

Ces déplacements sont intégrés avec le champ de vitesse annuelle qui a un intervalle de temps de 5 ans, ou les résiduelles sur les vitesses par rapport à l'Europe fixe sont de l'ordre de 2 mm par ans. L'influence maximum du séisme est alors de 1,8 mm/an, qui est plus petit que les résiduelles.

Ces résultats en premier temps montrent que les mesures GPS ne donnent pas des résultats pour ce séisme puisqu'il est profond et il n'y a pas de déformation de surface. Dans un deuxième temps que le séisme n'a pas perturbé les vitesses des stations, c'est-à-dire que les vitesses qui sont calculées sans l'effet du séisme sont considérées comme des vitesses tectoniques.

3.6 Faille de Psathopyrgos

La faille de Psathopyrgos se situe à l'extrémité Est du golfe de Patras et Ouest du golfe de Corinthe; Ses caractéristiques géomorphologiques suggèrent qu'elle est peut être caractérisée par un ensemble des structures passant de $N66^{\circ}E$ à $N98-105^{\circ}$.

Elle présente des facettes triangulaires caractéristiques des failles récentes et actives [Keller *et al.*, 1996] avec un dénivelé de 430m. Elle affleure sur près de 10km et se prolonge à ses deux extrémités. Elle est considérée comme une structure de l'intersection des deux systèmes, la faille d'Aigion et la faille Rion-Patras.

Rigo [1994] suppose que les séismes historiques et instrumentaux dont les épicentres sont situés sur la côte nord du golfe correspondent à des ruptures sur cette faille, avec un plan de faille à $50-60^{\circ}$ de pendage.

En 2002, une crise sismique a été détectée dans la région de la faille, et elle a duré 2 mois (novembre et décembre). Les épicentres sont concentrés surtout à l'Est de Rio, avec une magnitude entre 1 et 3. Les déplacements dus à cette Crise semblent apparaître dans les résultats GPS.

3.6.1 Mesure Géodésique

Les vecteurs GPS pour la période 1991-2006 [période 1991 à 2001 déjà citée dans le travail de thèse d'Avallone (2004)] sont montrés dans la Figure 3.18. Il s'agit de champs de vitesse des stations GPS par rapport au "Péloponnèse fixe". Ce résultat montre des déplacements vers le nord de trois points J000, N000, N730.

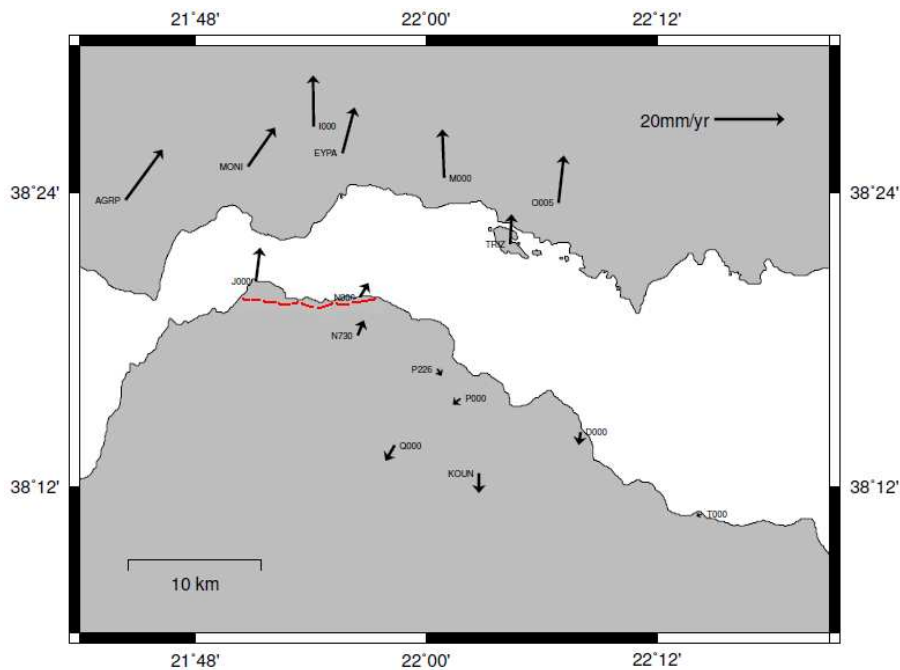


FIG. 3.18 – Champs de vitesse de la région de Psathopyrgos par rapport au Péloponnèse fixe, Les lignes rouge montrent la faille de Psathopyrgos depuis Palyvos *et al.* [2007].

La série temporelle du point J000, situé à la base de la faille, et mesuré 5 fois entre 1991 et 2006 montre un déplacement vertical entre les années 2002 et 2006 de l'ordre de $8\text{cm} \pm 3\text{cm}$, et vers le nord de l'ordre de 2cm.

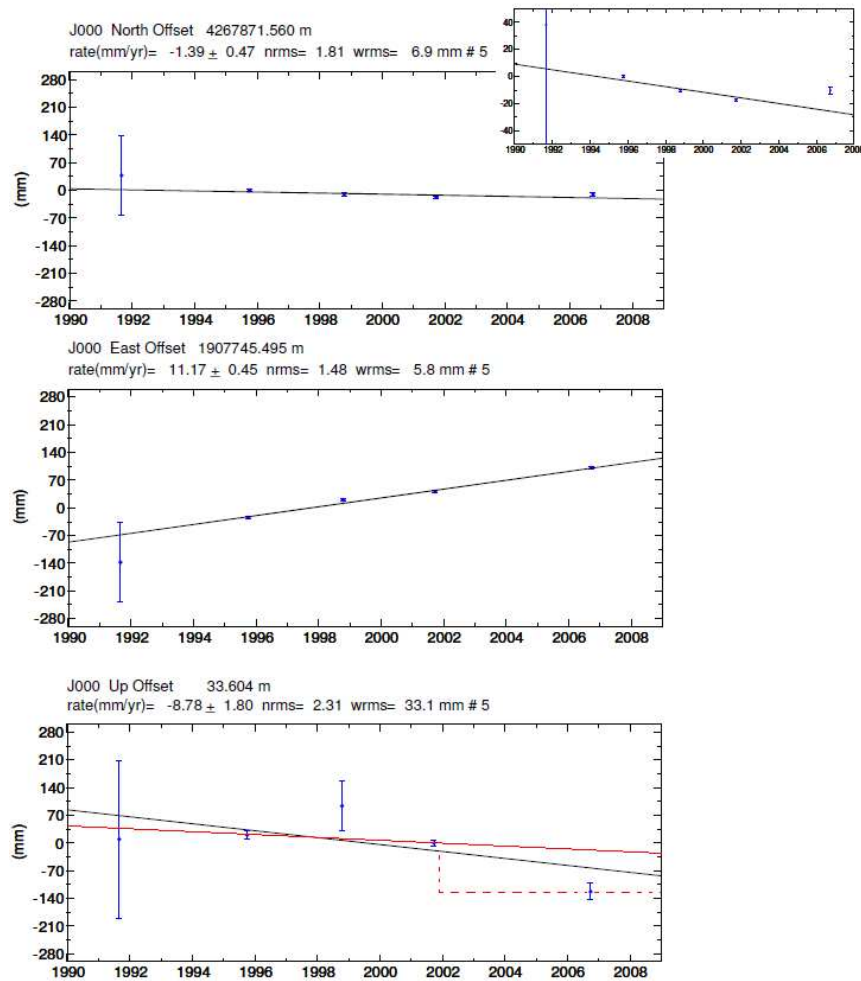


FIG. 3.19 – La série temporelle du point J000 situé à la base de la faille, montre un déplacement vertical et vers le Nord.

Ces données permettent d'estimer approximativement la déformation sur la faille causée par la crise sismique de 2002 et d'estimer la quantité d'extension horizontale vers le nord de 2 cm et d'extension verticale de -5 cm environ. Cette estimation est en accord avec les interprétations de *Melis et al.* [1989] qui propose que la faille de Psathopyrgos se connecte à une faille à faible pendage vers le nord.

Ce travail est en cours en collaboration avec Pascal Bernard

Chapitre 4

GPS Cinématique

Sommaire

4.1	Principe de GPS cinématique	74
4.2	Expérimentation et acquisition des données	75
4.3	Traitement des données	75
4.3.1	Le logiciel PNAV	75
4.3.2	Calcul de la courbe moyenne	77
4.3.3	Interpolation	78
4.3.4	Calcul des résidus	80
4.4	Analyse	81
4.4.1	Précision de conduite	81
4.4.2	Nombre de satellites	82
4.4.3	Ambiguïté	82
4.4.4	Moyenne pondérée de l'ambiguïté	83
4.4.5	Déviatiion standard et Tube	84
4.5	Simulation	85
4.5.1	Faïlle d'Aigion et le séisme de 1995	85
4.5.2	Inversion de données : INVERSE3	86
4.5.3	Etude de la précision de la méthode	87

Le GPS Statique est le plus utilisée dans le domaine de la Géophysique. Mais dans le domaine d'application du GPS il y a d'autres méthodes. Dans ce chapitre, nous allons étudier l'application de GPS cinématique sur la déformation de surface. Cette méthode n'est pas coûteuse et rapide. Nous avons d'abord étudié la corrélation entre des profils différents sur la même trajectoire, en l'absence de tout événement particulier. Ensuite, différents profils sont interpolés et un seul profil est généré que nous appelons "tube". Nous avons également étudié et analysé l'impact de différents paramètres tels que la longueur de base et le nombre de profils sur la précision du tube obtenu. Nous présenterons les résultats des expériences qui ont été effectuées en Grèce et nous montrerons comment les résultats peuvent être influencés par la longueur des lignes de base et par la topographie. Dans le cas d'un événement (tremblement de terre, éruptions volcaniques, les glissements de terrain,...) cette technique peut être utilisée pour évaluer l'amplitude de la déformation du terrain. Nous estimons les seuils en terme d'amplitude et de l'extension spatiale de la détection des signaux. Cette

méthode expérimentale est basée sur un positionnement différentiel dynamique (acquisition des mesures toutes les secondes) afin de déterminer la trajectoire du véhicule en mode trajectographie à partir du logiciel de post-traitement PNAV. En conséquence, les différents profils de trajectoires cinématiques peuvent être réalisés dans différents contextes (pentes du volcan, failles actives,...).

4.1 Principe de GPS cinématique

Le GPS cinématique consiste à placer un récepteur GPS qui enregistre sa position, avec une fréquence élevée, sur un véhicule en mouvement. La fréquence de l'acquisition des données est choisie en fonction du nombre de points et la précision nécessaires pour caractériser la trajectoire de récepteur mobile. La position du récepteur mobile peut être déterminée par rapport à une autre station de référence GPS avec une précision de quelques centimètres. Le positionnement de niveau centimétrique avec le GPS, et la stabilité à long terme des solutions, font appel à certaines stratégies de calcul. On effectue un positionnement différentiel qui exige la combinaison des observations de deux récepteurs GPS, au minimum ; les coordonnées d'au moins une station doivent être connues. La position de récepteur mobile peut alors être estimée relativement à cette station de référence. Les observations de phase de la porteuse sont utilisées et la stratégie de calcul repose sur l'estimation de lignes de base. En général, les observations différentielles permettent d'éliminer les erreurs communes des satellites, des horloges des récepteurs et autres erreurs. Ce mode de traitement s'est avéré très efficace et commence à être très répandu.



FIG. 4.1 – Le déplacement d'une antenne GPS sur un véhicule pour les mesures cinématique.

4.2 Expérimentation et acquisition des données

L'expérience du GPS cinématique a été menée dans la région de Psaromita en Grèce. Les trajets effectués sont présentés dans la figure 4.2.

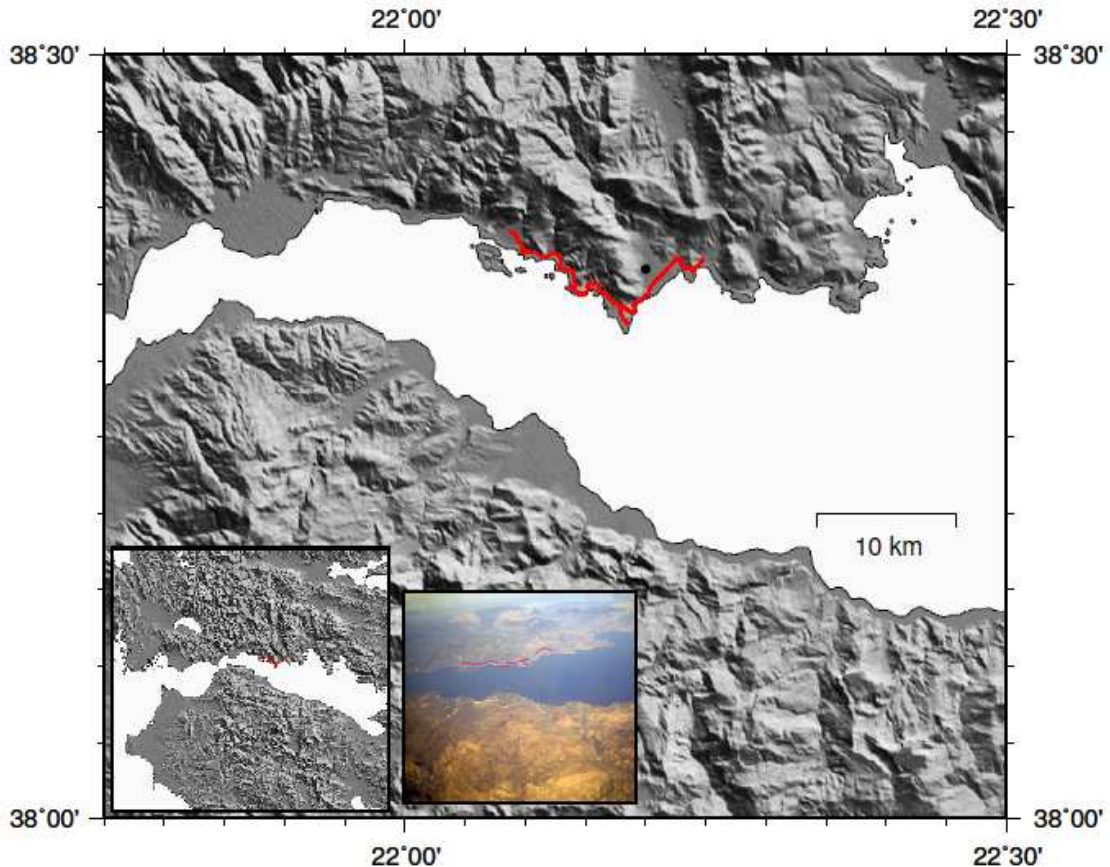


FIG. 4.2 – Le trajet qui a été effectué dans la région de Psaromita en Grèce.

Chaque mesure durait 4,5 heures, ce qui correspondait au temps pour un récepteur Ashtech de 6 Mb de mémoire de se remplir avec un pas d'échantillonnage de 1s. Près de 135 km de route ont été observés avec une vitesse moyenne de 30 km/h. Ce trajet a été effectué dans la région du séisme d'Aigion de magnitude $M_s = 6.2$ qui a eu lieu le 15 juin 1995.

4.3 Traitement des données

4.3.1 Le logiciel PNAV

Le traitement des données a été réalisé en utilisant le logiciel de post-traitement PNAV pour Ashtech, sans utiliser ni d'orbites précises ni de paramètres spéciaux (troposphère, ionosphère, rotation de la terre, ...).

Dans cette partie, nous avons fait la mesure à l'aide de 2 récepteurs sur 5 allers/retours, où nous appelons chaque trajet avec un seul récepteur : "Profil", et plusieurs profils sur le même trajet et avec le même récepteur GPS : "Track". Dans ces figures nous présentons la moyenne de chaque track en horizontale et verticale.

Pour l'offset horizontal, nous pouvons remarquer la différence de la position de l'antenne sur le chemin par rapport à chaque track, on peut même remarquer que cette différence ne dépasse pas 1 m (fig. 4.3).

Pour les offsets verticales (fig.4.4), on peut remarquer la différence verticale entre les 2 récepteurs sur la voiture, où cette différence est à peu près de 10 cm. Ce qui est compatible avec les positions des récepteurs sur la voiture.

Ce résultat montre que ce genre de mesure est efficace pour détecter le changement de topographie. Cette précision est suffisante pour cartographier la topographie, mais elle a besoin de traitement pour être adaptée à la précision demandée en géophysique.

Après le traitement de données, les résultats ont été similaires d'un profil à un autre pour une même Track, avec une différence horizontale de 3cm maximum et une différence en altitude ne dépassant pas 15 cm. Une partie de la route a été bien mesurée, montré dans la figure 4.2, à l'aide des deux récepteurs GPS placés sur le même véhicule. Cette partie a été mesurée 20 fois ($5 * 2$ aller / retour), c'est-à-dire 4 tracks et chaque track contient 5 profil. Notre but est de montrer une méthode de corrélation entre les profils. Nous présentons dans les figures l'interprétation sur un seul Track (un seul aller avec le même récepteur).

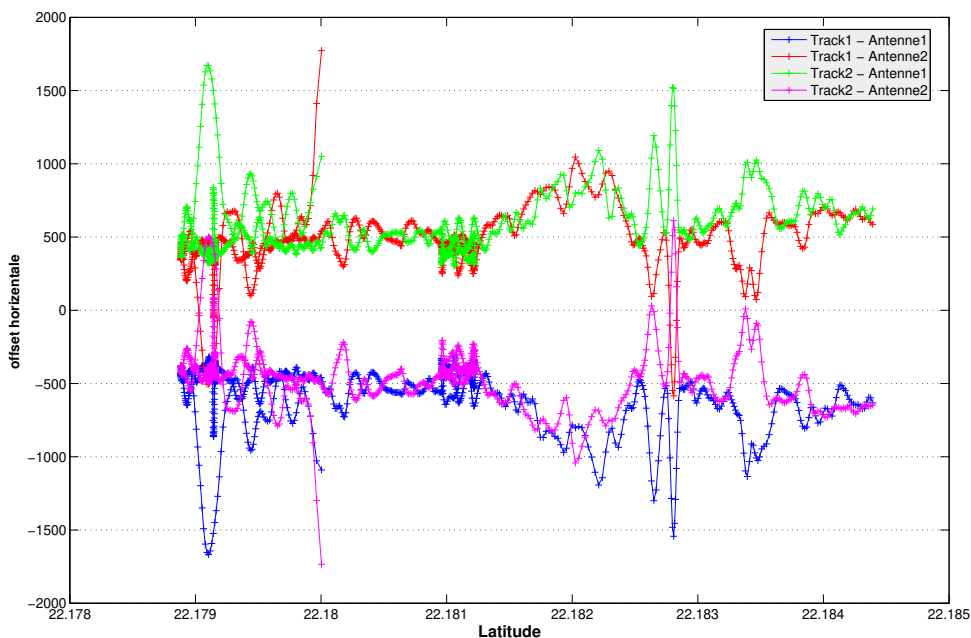


FIG. 4.3 – Les offsets horizontaux en mm. Chaque couleur présente la moyenne d'un track.

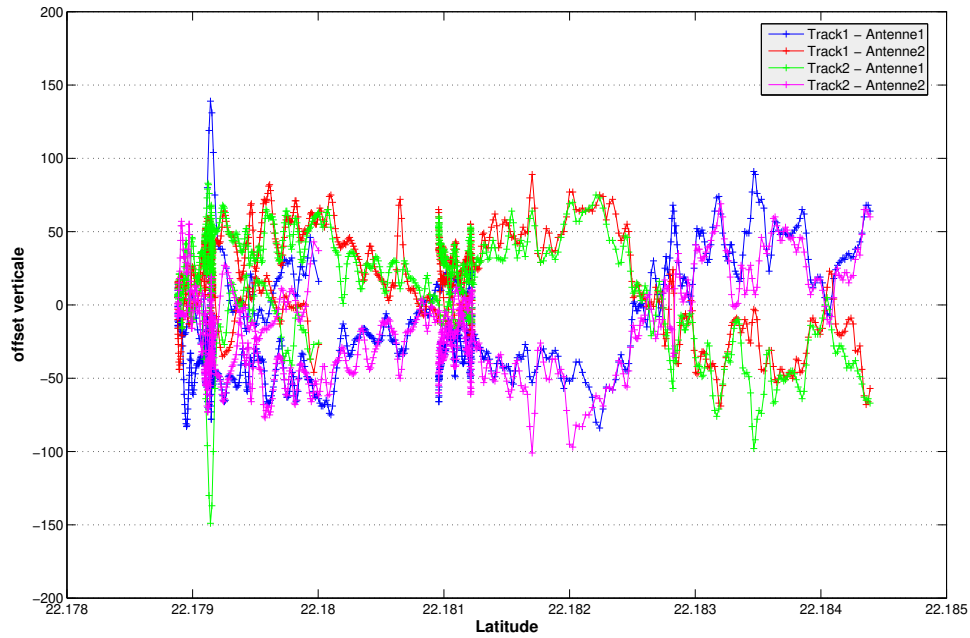


FIG. 4.4 – Les offsets verticaux en mm, qui montrent la différence des déplacements verticaux de chaque moyen de track.

4.3.2 Calcul de la courbe moyenne

Nous disposons alors de N séries de données issues de N essais expérimentaux (dans notre exemple $N=5$).

Nous présentons toujours ici, dans notre figure, les coordonnées (Latitude, Verticale), puisque notre trajet est plus étendu en Latitude qu'en Longitude et on voit mieux la différence en verticale qu'en horizontale.

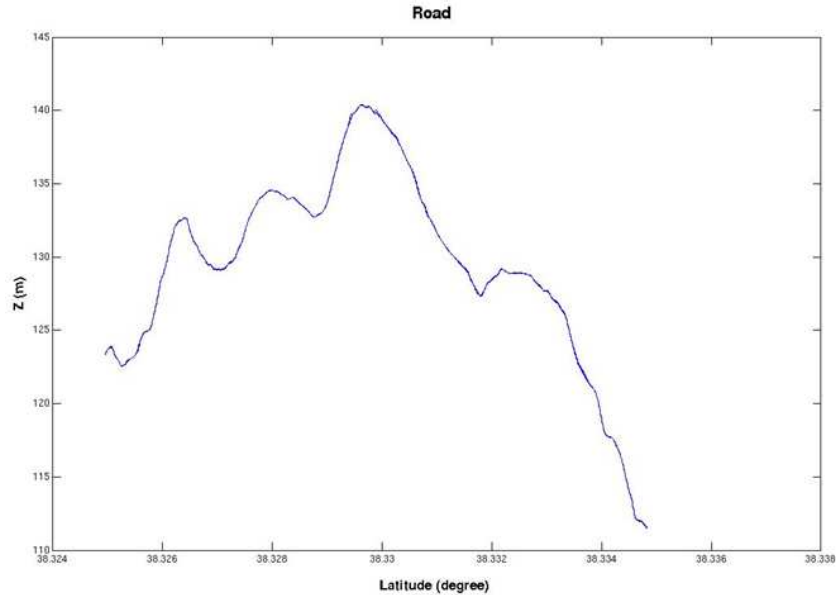


FIG. 4.5 – Profil mesuré dans l'expérience du GPS cinématique.

Nous avons donc N courbes qui se ressemblent et se superposent à peu près, et nous avons besoin de construire une courbe qui représente la moyenne de ces N courbes. Le problème est que ces courbes ont été formées à partir de couples de points dont les abscisses (Latitude ou Longitude) ne sont pas les mêmes. Donc, pour pouvoir calculer avec les tableurs une moyenne pour chaque abscisse, nous avons besoin d'interpoler les données de chaque trajet pour un pas égal pour les latitudes ou bien les longitudes.

4.3.3 Interpolation

L'interpolation pour chaque profil a été effectuée pour calculer le profil moyen de chaque Track.

L'interpolation linéaire est certainement la méthode la plus simple d'interpolation qui consiste à "joindre les points" donnés. À partir d'une table trigonométrique, elle peut servir à estimer les valeurs situées entre les données de la table. L'interpolation doit être distinguée de l'approximation de fonction, qui consiste à chercher la fonction la plus proche possible, selon certains critères, d'une fonction donnée. Dans le cas de l'approximation, il n'est, en général, pas imposé de passer exactement par les points donnés initialement. Ceci permet de mieux prendre en compte le cas des erreurs de mesure, et c'est ainsi que l'exploitation de données expérimentales pour la recherche de lois empiriques relève plus souvent de la régression linéaire, ou plus généralement de la méthode des moindres carrés.

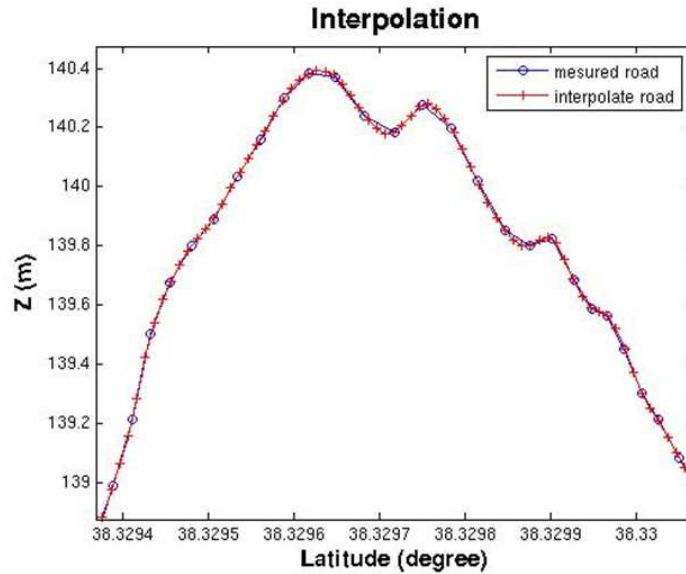


FIG. 4.6 – Zoom qui montre l'interpolation linéaire appliqué sur le profil mesuré.

Dans le cas où il n'y a pas de répétition de latitude et de longitude (c'est un cas un peu spécial), on peut utiliser la méthode d'interpolation Spline. Cette méthode est souvent préférée à l'interpolation polynomiale, car on obtient des résultats similaires. Dans le domaine du design et en construction automobile par exemple, les splines sont utilisées pour approcher des contours complexes. Leur simplicité d'implémentation les rend très populaires et elles sont fréquemment utilisées dans les logiciels de dessin.

Sinon, on applique l'interpolation linéaire mais entre chaque deux époques. La difficulté de cette étape est d'ajouter le pas d'interpolation entre le dernier point interpolé d'un couple et le premier point du couple qui le suit. Ci dessous la charte d'interpolation :

```

if debutx<stopx
    d=delta;
else
    d=-1*delta;
end
if mod(debutx,delta)~=0
    quotient=debutx/delta;
    if debutx>stopx
        quotient=ceil(quotient);
    else
        quotient=floor(quotient);
    end
    debutx=quotient*delta;
end
if i~=1
    if debutx<stopx
        debutx=debutx+delta;
    
```



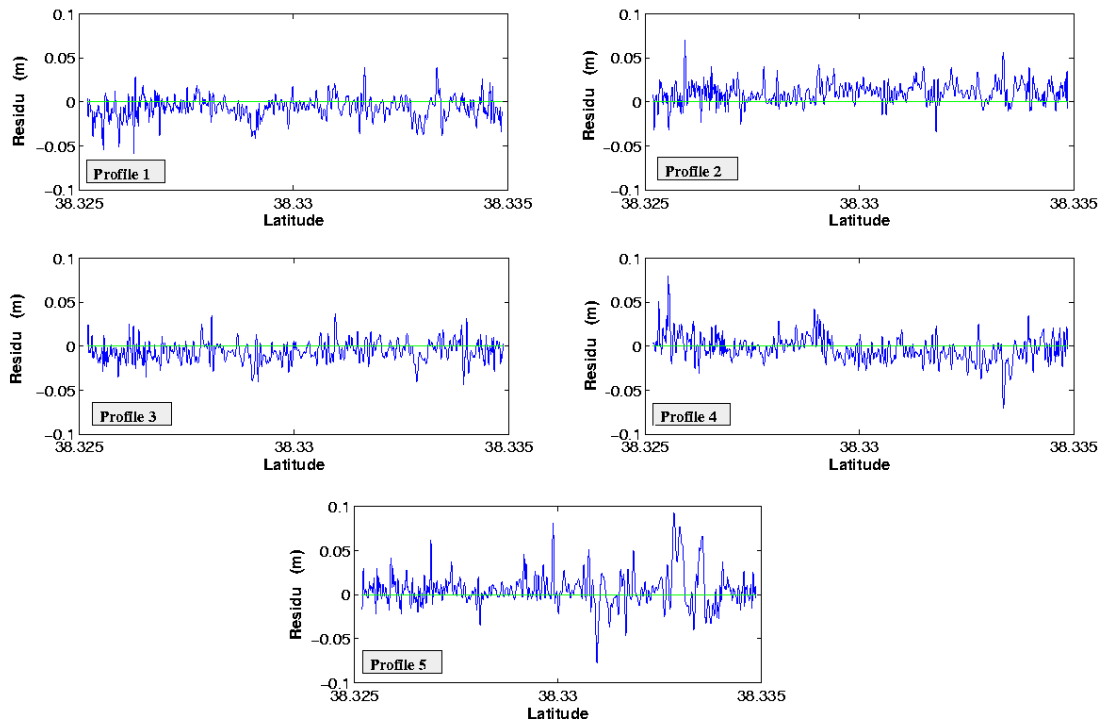
```
else
    debutx=debutx-delta;
end
end
```

Afin de calculer le trajet moyen, nous avons besoin d'interpoler chaque trajet pour estimer la longitude et la hauteur chaque 0.00001 degré de latitude, c'est-à-dire chaque 1 mètre.

4.3.4 Calcul des résidus

Le résidu qui est la différence entre un profil et la moyenne de tous les profils, est présenté dans la figure 4.7.

Le regroupement de ces résidus (fig. 4.8) montre que le résidu varie entre 5 et 10 cm en vertical. Cette variation dépend de plusieurs facteurs que nous allons étudier, comme la manière de conduire la voiture, le nombre de satellites détecté par l'antenne sur chaque profil et les ambiguïtés. Ensuite, nous avons calculé l'écart type de chaque point interpolé. La figure 4.9 montre l'écart type positif et négatif qui correspond à un tube qui entoure le profil moyen.



/

FIG. 4.7 – Résidus obtenus pour chaque profil.

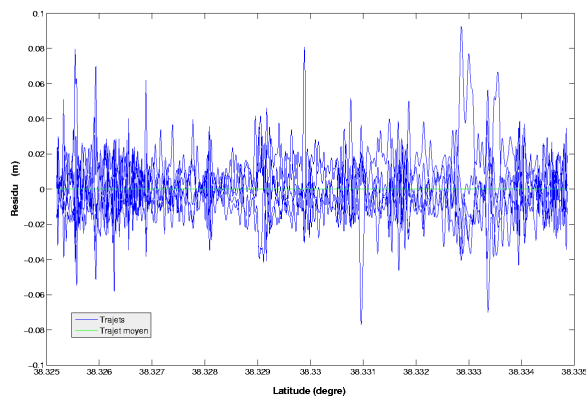


FIG. 4.8 – Le regroupement des résidus sur 5 profils dans le même Track.

4.4 Analyse

4.4.1 Précision de conduite

Afin d'étudier la précision de conduite, nous avons calculé l'écart type de chaque trajet par rapport à la moyenne (fig4.9), en cm :

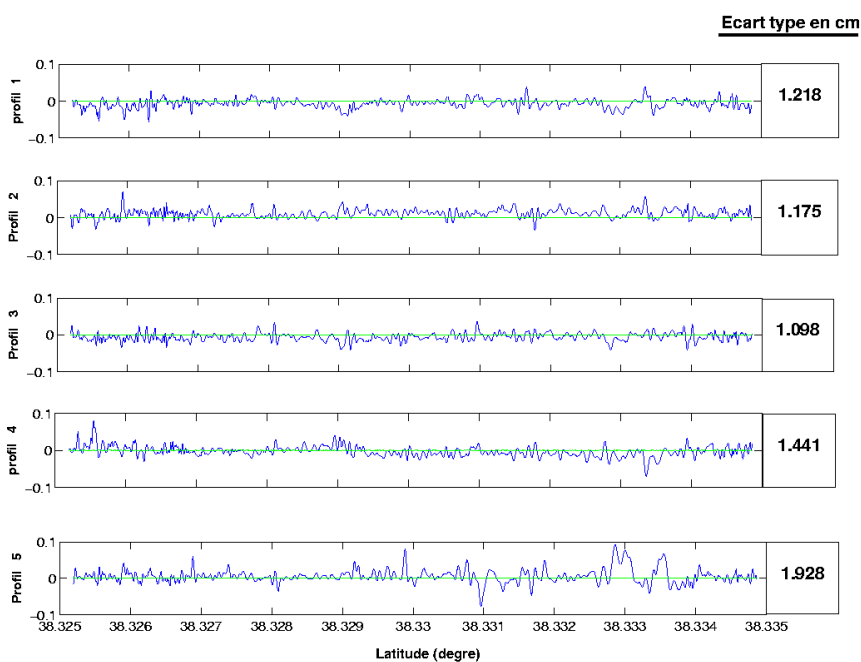


FIG. 4.9 – Les écarts types de chaque profil.

Plus l'écart type est petit, plus la précision est meilleure. Nous remarquons, par exemple, que la précision de conduite dans le profil 5 est moins bon que les autres profils. Nous pouvons éviter ce genre d'erreur en diminuant la vitesse de conduite.

4.4.2 Nombre de satellites

Nous avons étudié les variations des résidus par rapport au changement du nombre de satellites pour chaque trajet. La figure 4.10 montre nos résultats. Ces résultats montrent qu'il n'y a pas de lien entre le changement de nombre de satellite et la précision, puisque le nombre de satellite n'est pas inférieur de 6.

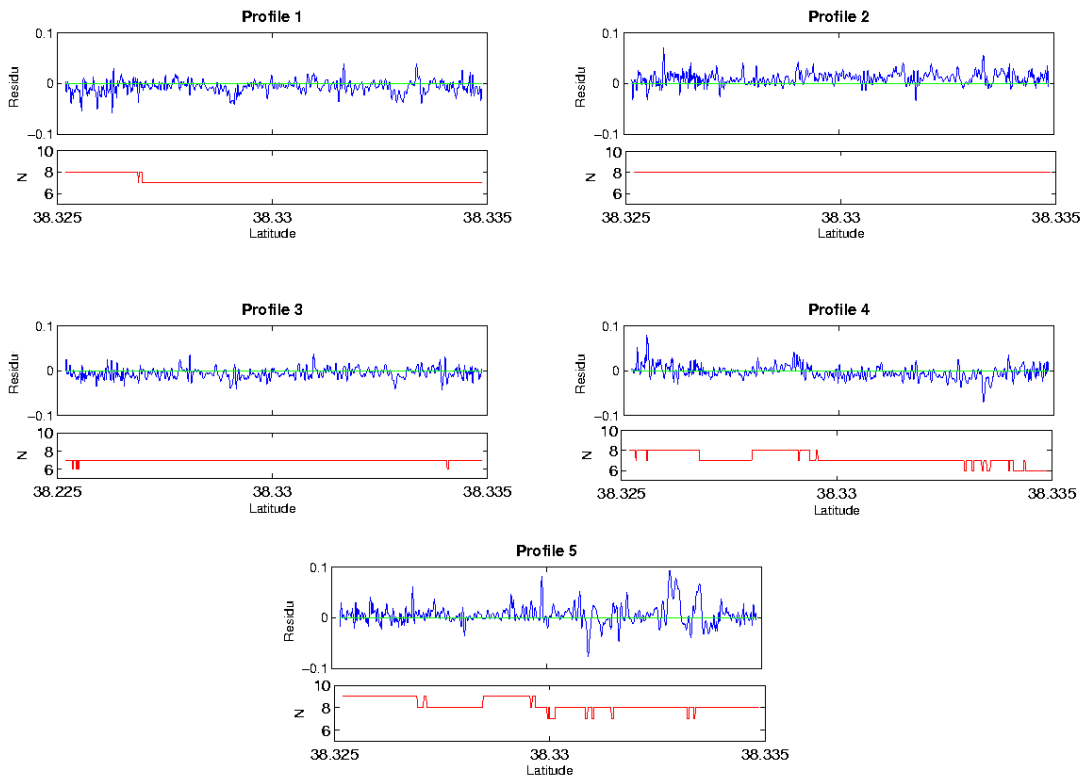


FIG. 4.10 – Comparaison entre chaque résidu d'un profil et les changements de nombre de satellites.

4.4.3 Ambiguïté

Sur certains récepteurs, la distance satellite-récepteur peut être calculée à partir de la mesure du déphasage entre les ondes porteuses reçues et celles générées par le récepteur. Seule la partie décimale du déphasage totale peut être obtenue directement. Le déphasage n'est donc connu qu'à un nombre entier N de cycle près, correspondant au nombre entier de longueurs d'onde du signal le long du trajet satellite-récepteur, lors de la première mesure. Ce nombre de longueur d'onde est appelé ambiguïté, qui est une inconnue identique pour toutes les mesures tant que le signal n'est pas interrompu. Les interruptions provoquent

des sauts de cycles et sont principalement causées par les obstructions (édifices, montagnes, arbres, ...) entre les satellites et le récepteur.

Un compteur permet, en revanche, de connaître le nombre entier de cycles n reçus par le récepteur depuis le début de la mesure. La partie décimale de déphasage (delta phi) est mesurée avec une grande précision. La résolution des ambiguïtés indispensable pour déterminer la position des récepteurs, nécessite des traitements postérieurs aux mesures et ne peut se faire correctement qu'avec un positionnement relatif. Toutefois, elle ne permet pas un positionnement relatif millimétrique après traitement.

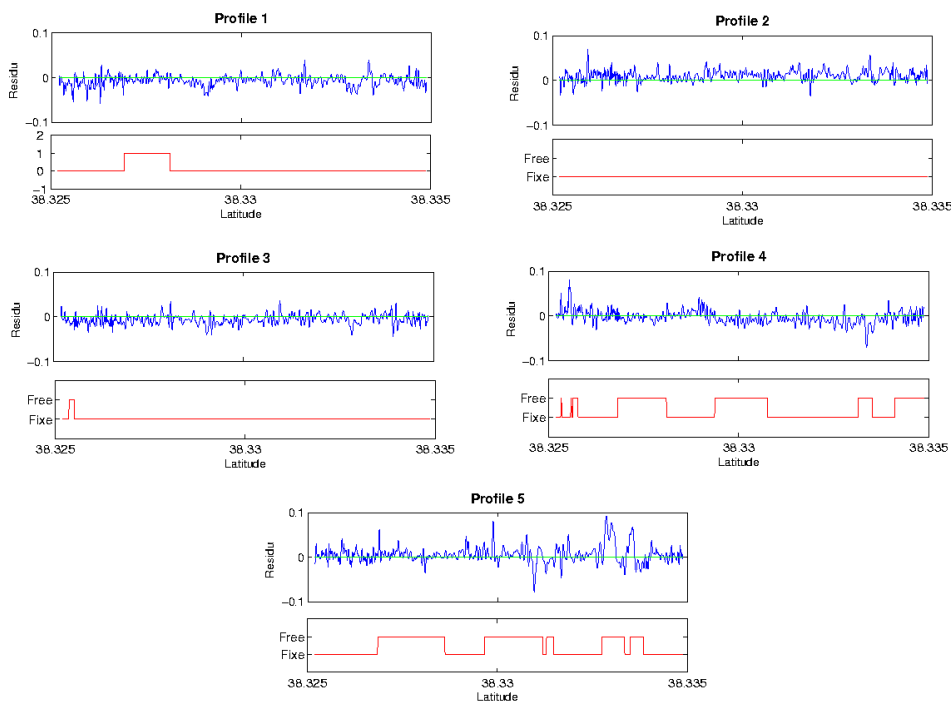


FIG. 4.11 – Les changements de résidu par rapport à l'ambiguïté.

Chaque profil a été étudié quand l'ambiguïté est Libre (Free) et Fixe. On ne peut pas dire que le résidu augmente avec l'ambiguïté, mais dans la plupart des cas, il est plus grand quand on perd l'ambiguïté, ce qui se remarque surtout dans les profils 4 et 5, où les écarts type de ces deux profils sont plus grands que les autres (1.44 et 1.93 cm respectivement). En plus, les changements de nombre de satellites dans ces 2 profils sont beaucoup plus remarquables.

4.4.4 Moyenne pondérée de l'ambiguïté

Les recherches scientifiques récentes ont porté plus d'attention aux méthodes de pondération des observations. Puisque les différentes méthodes de pondération apportent différentes solutions en particulier pour l'altitude, des poids appropriés doivent être donnés aux observations.

Le poids des mesures, permettent de préciser la contribution de chaque observation dans

la solution finale. Par exemple, on peut donner des poids plus petits aux observations les plus bruitées.

Puisque la plus grande erreur est due à la perte d'ambiguïté, nous avons proposé de donner un poids de 5 des trajets où l'ambiguïté est fixe, et le poids de 1 quand elle est libre.

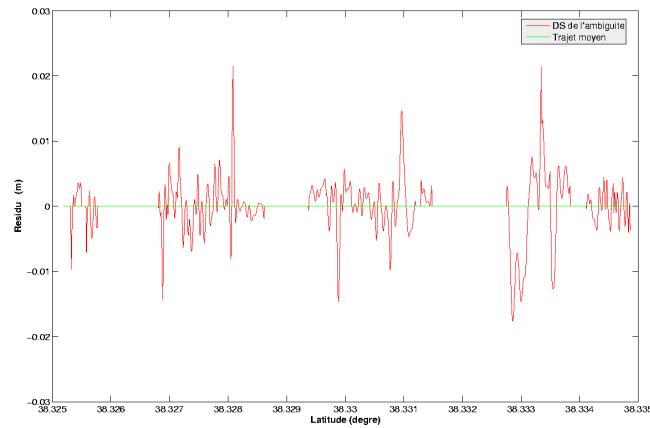


FIG. 4.12 – Le nouvelle moyenne calculée à travers la moyenne pondérée avec un poids X5 quand l'ambiguïté est fixe.

La figure 4.12 montre la nouvelle moyenne calculée à travers la moyenne pondérée des ambiguïtés, cette moyenne oscille entre -2cm et 2cm de la moyenne normale.

4.4.5 Déviation standard et Tube

Nous avons calculé la déviation standard positive et négative de ces profils avec la nouvelle moyenne de ce qui est considéré comme un tube autour des profils.

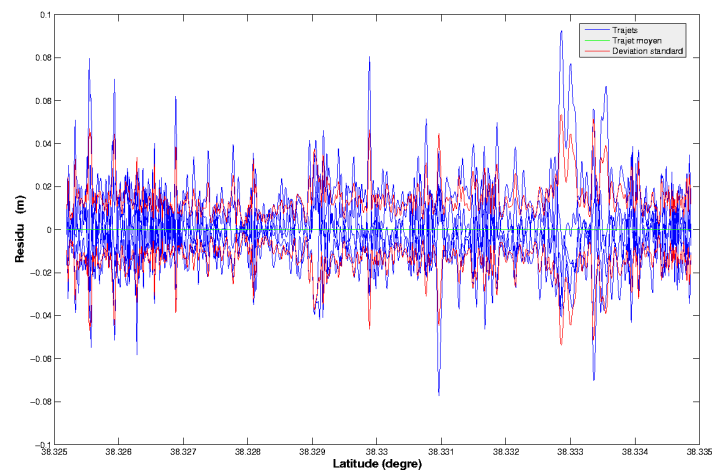


FIG. 4.13 – Déviation standard de moyen pondérée des profils.

4.5 Simulation

4.5.1 Faille d'Aigion et le séisme de 1995

Le tremblement de terre d'Aigion du 15 Juin 1995 a fait l'objet de plusieurs articles dans la littérature. Les études les plus récentes sur la modélisation de la déformation produite par ce séisme sont discutées par *Bernard et al.* [1997] et *Briole et al.* [2000]. Le modèle proposé est basé sur une étude multidisciplinaire qui a permis le rassemblement de toutes les données disponibles récoltées lors des campagnes de mesure menées dans la zone épacentrale après le séisme : données sismologiques (mesure de l'événement principal et des répliques à partir de registrations locales, régionales et télé-sismiques), données géodésiques (GPS et interférométrie radar) et observations tectoniques (cartographies de fractures de surface).

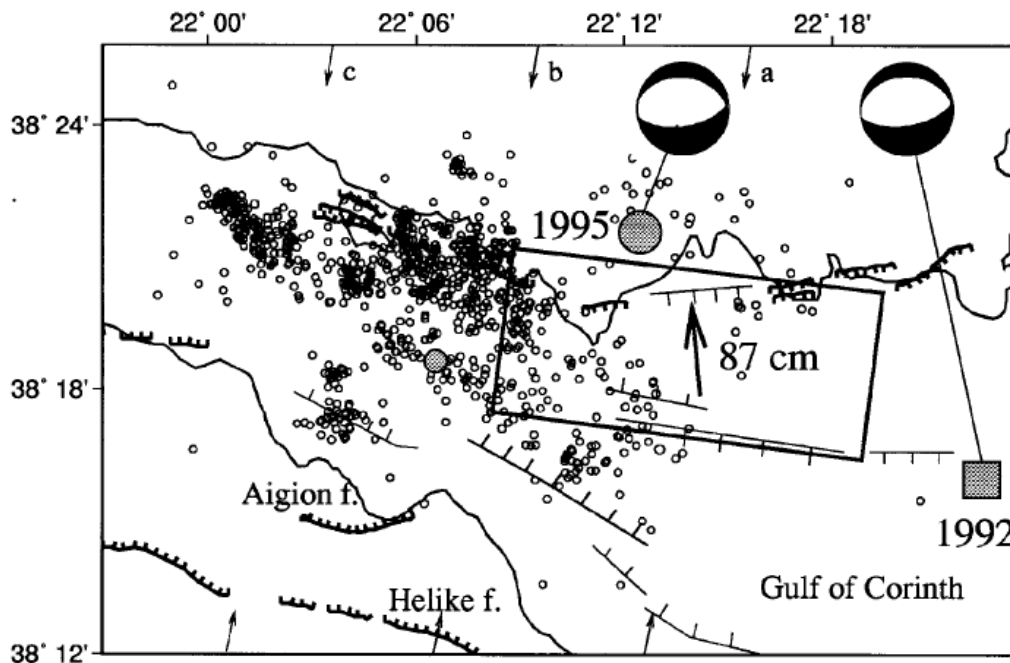


FIG. 4.14 – La faille d'Aigion et la localisation du séisme de 15 juin 1995, d'après *Bernard et al.* [1997].

Les paramètres utilisés sont ceux trouvés par l'étude sismique de *Bernard et al.* [1997].

Fault	East	North	Strike	Dip	Rake	Length (km)	hmin (km)	hmax(km)	Slip (m)	M0
A	22 ° 13.20'	38 ° 16.90'	275 °	35 °	83 °	15	4.5	9.7	0.87	3.910^{18} N.m
B	22 ° 13.20'	38 ° 16.90'	275 °	35 °	83 °	15	2.5	7.7	0.87	3.910^{18} N.m

TAB. 4.1 – Paramètre de faille d'Aigion utilisé pour inverser un profil.

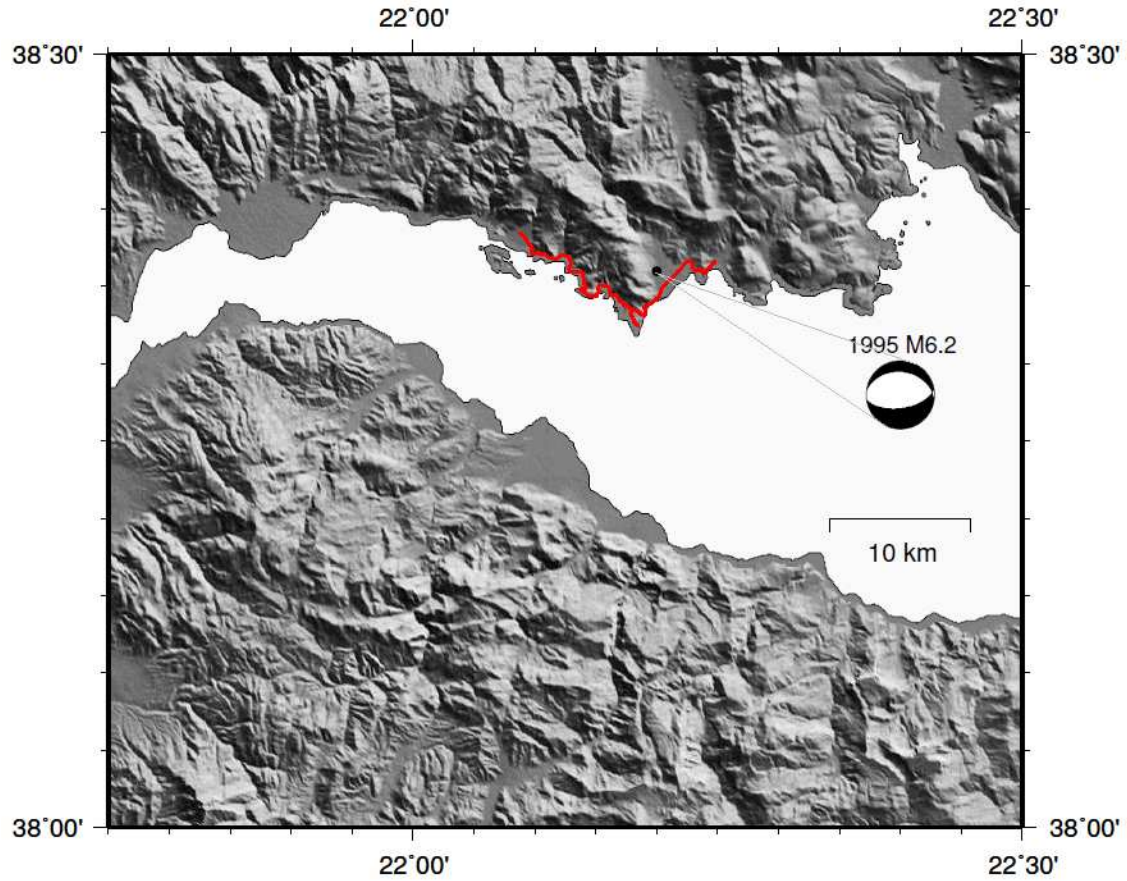


FIG. 4.15 – Localisation de la faille d'Aigion par rapport à notre trajet.

4.5.2 Inversion de données : INVERSE3

Nous avons utilisé un programme d'inversion [*Briole et al.*, 1986] basé sur l'algorithme de moindre carré développé par *Tarantola and Valette* [1982]. Le programme utilise la formule de dislocation uniforme sur un plan de faille rectangulaire situé à une demi-espace élastique [*Okada*, 1985], et en utilisant 9 paramètres de plan de la faille.

4.5.3 Etude de la précision de la méthode

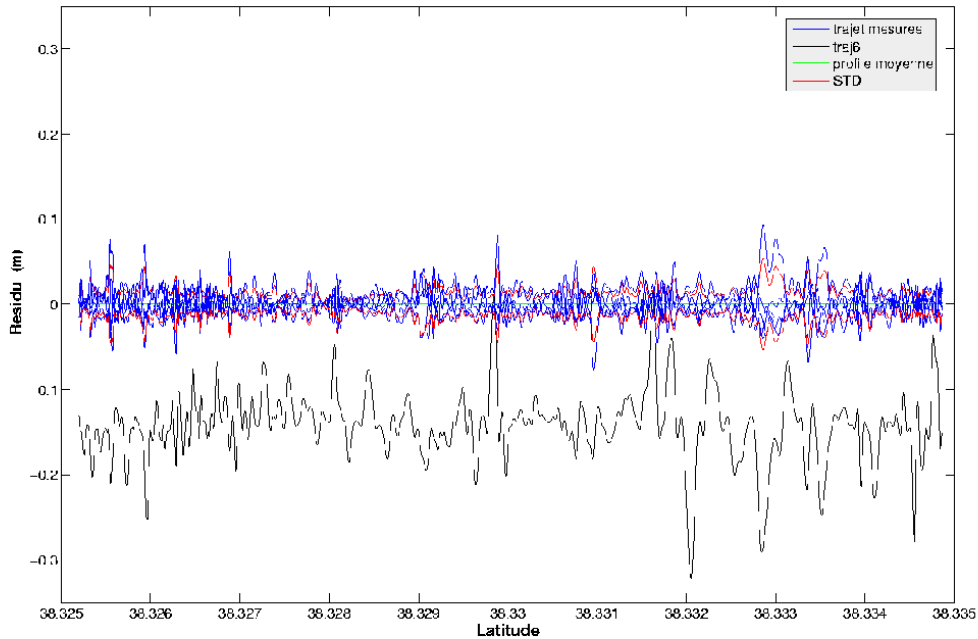


FIG. 4.16 – Simulation sur le séisme d'Aigion pour étudier la précision de la méthode de GPS cinématique.

Ici, on utilise la méthode d'inversion juste pour démontrer ce que donne notre programme, mais normalement on peut utiliser l'inversion pour ajuster les paramètres des failles par la mesure avant et après un tremblement de terre.

L'inversion des données montre des résultats similaires obtenus par l'étude de déplacement vertical du au séisme d'Aigion [Bernard *et al.*, 1997]. Ce qui est impressionnant pour une technique en cours d'essai et qu'elle n'a pas besoin des repères au sol.

Cette technique du GPS cinématique présente tout de même des inconvénients qui en réduisent l'efficacité : une précision limitée à quelque centimètre dans le meilleurs cas ; une technique qui est applicable seulement en zones bien dégagées, où au moins 6-7 satellites peuvent être vus ; un décalage systématique dans les données représentées par l'éventualité d'un nouveau goudron déployé sur les routes étudiées entre les différentes campagnes de mesures.

Le développement du nouveau système de positionnement européen GALILEO permettra peut être de dynamiser cette méthode dans l'avenir. Dans tous les cas, les données de GPS cinématique déjà acquises dans le golfe de Corinthe constituent un patrimoine qu'il convient d'archiver soigneusement. En effet, ces coordonnées tridimensionnelles constituent une mémoire de l'altitude absolue (ITRF2000) du sol en dizaines de milliers de points, en l'absence de tout repère au sol.

L'acquisition massive de données GPS cinématique peut permettre à long-terme non seulement de mesurer les déformations du sol là où l'interférométrie radar ne fonctionne

pas mais donne aussi une référence absolue de la forme fine de surface terrestre dans la région considérée. Ces données seront en particulier essentielles en association aux futurs modèles numériques de terrain métriques attendus à l'horizon 2010 avec des satellites imageurs submétriques actuels et futurs.

À la survenance d'un tremblement de terre, une nouvelle mesure sera effectuée, qui utilisera les mêmes techniques utilisées dans la période précédente.

Chapitre 5

GPS à haute fréquence

Sommaire

5.1	Le GPS à haute fréquence	90
5.2	Etudes précédentes	90
5.3	Acquisition des données	91
5.4	Traitement des données	92
5.4.1	Etude par rapport à la longueur de ligne de base	96
5.4.2	Application	96
5.4.3	Limitation de la méthode	98

L'objectif de ce chapitre est de mieux comprendre l'utilisation de GPS à haute fréquence pour des mesures sismiques. Nous présenterons l'analyse des données avec le logiciel TRACK développé par le MIT (Massachusetts Institut of Technology), conçu pour analyser des données GPS cinématiques et nous étudierons la limitation de cette méthode par rapport à la longueur de la ligne de base et le délai troposphérique. Cette méthode, jusqu'aux dernières recherches les plus récentes ne montrent pas des résultats précis. Les analyses montrent la possibilité de détecter les mouvements co-sismiques, et l'utilisation du GPS-sismique à haute fréquence dans le domaine de la Géophysique est encore limitée surtout pour les applications en temps réel.

5.1 Le GPS à haute fréquence

L'outil GPS a déjà largement montré son importance pour l'étude des risques naturels : risque sismique, pour lequel le GPS permet la mesure des déformations co-, post- et inter-sismiques ; risque gravitaire, pour lequel le GPS permet le suivi en continu des mouvements de terrain ; et risque associé aux pluies intenses entraînant des crues et des inondations, pour lequel le GPS permet la détermination de la quantité d'eau précipitable dans la troposphère. L'apparition et le déploiement de l'outil GPS sont cependant encore récents, de sorte que de nombreux développements méthodologiques restent à faire pour exploiter au mieux et au plus vite cet outil qui se révèle incontournable pour l'étude quantitative des risques naturels.

Le développement de GPS de haute fréquence nous a permis de compléter les observations sismologiques dans le domaine des longues périodes. Actuellement les observations sismologiques permettent analyser la source sismique et le procès de rupture à haute fréquence d'une manière très détaillée. Par contre, pour les phénomènes de période plus importantes ($> 2s$), c'est le GPS qui obtienne la mesure plus précise du déplacement en surface. De cette manière il est capable de détecter les phénomènes transitoires telles que les séismes silencieux et la déformation post sismique. Dans les frontières de ses applications, le GPS est récemment utilisé en comparaison aux sismomètres pour le déplacement co-sismique.

5.2 Etudes précédentes

La première expérience sur les sismomètres GPS a été signalée en 1994. Elle a été réalisée dans l'Université de Kyoto au Japon par le "Disaster Prevention Research Institute (DPRI)" en décembre 2004 [Hirahara *et al.*, 1994]. L'intervalle d'échantillonnage des récepteurs a été d'une seconde, une précision horizontale de 1 à 2 cm a été réalisée en post-traitement et on a conclu que le GPS utilisé comme un sismomètre souche permet d'obtenir de grande amplitude, et que le mouvement du sol en champ proche était possible. Une autre expérience sismomètre GPS a été réalisée par l'Institut géographique (GSI) du Japon, impliquant le traitement de certaines données cinématiques GEONET pour tirer le mouvement du sol du au séisme de Hokkaido-Toho-Oki (M 8.1) le 4 Octobre 1994 [Hatanaka *et al.*, 1994]. Le taux d'échantillonnage du récepteur a été de 30 sec.

Après ces expériences, plusieurs équipes géodésiques américaines ont pu mesurer les déformations [Larson *et al.*, 2003] et détecter les ondes de surface [Bock *et al.*, 2004] causées par le séisme de la faille Denali en Alaska le 3 Novembre 2002, en utilisant des données GPS 1Hz. Par ailleurs, le déplacement causé par le séisme de San Simeon en 2003 a pu être retracé en analysant des données GPS 1Hz et en les comparant à des données sismologiques [Ji *et al.*, 2004]. L'équipe de Miyazaki au Japon a pu, elle, modéliser la rupture du séisme de Tokachi-Oki du 25 septembre 2003 en utilisant des données GPS 1Hz [Miyazaki *et al.*, 2004]. D'autres observations ont été réalisées avec ce type d'acquisition, entre autres dans la zone de Parkfield [Langbein and Bock, 2004] ou encore autour du volcan Mt. Augustine en Alaska [Mattia *et al.*, 2004]. Ce type d'acquisition haute fréquence est en pleine expansion depuis plus de 5 ans et les équipes géodésiques se penchent notamment sur un meilleur traitement et une meilleure analyse des données pour améliorer la précision de résultats [Choi *et al.*, 2004; Elósegui *et al.*, 2006; Larson *et al.*, 2007; Ragheb *et al.*, 2007].

Encore une fois, l'expérience suggère la faisabilité d'un sismographe GPS si le récepteur

peut observer avec un taux d'échantillonnage suffisamment élevé (typiquement 1Hz-5Hz). Même avec taux d'échantillonnage de 30 sec, le GPS peut détecter les séismes lents silencieux et les événements pré-sismiques.

5.3 Acquisition des données

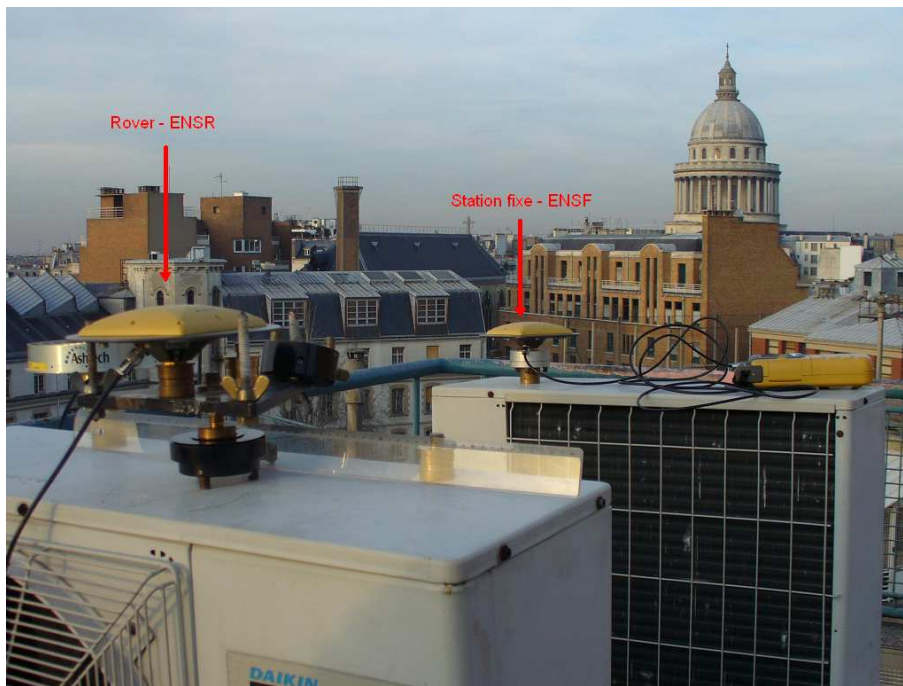


FIG. 5.1 – Le manip pour acquies les données GPS à haute frequence.

L'expérience à été mené sur le toit de l'Ecole Normale Supérieure pour détecter le mouvement GPS. Ensuite, nous avons utilisé deux récepteurs GPS proche l'un de l'autre de distance à peu près de 2m, l'un des récepteurs est fixe et l'autre est mobile. Nous l'avons bougé avec des distances mesurées au Nord, Est et Up.

En plus, nous avons utilisé des données des stations permanentes en France RENAG

http://webrenag.unice.fr/cgis.php?Page=serie_temporelle

distribuées avec des distances différentes de la station fixe. Les stations et les distances sont présentées dans la figure 5.2 et le tableau 5.1

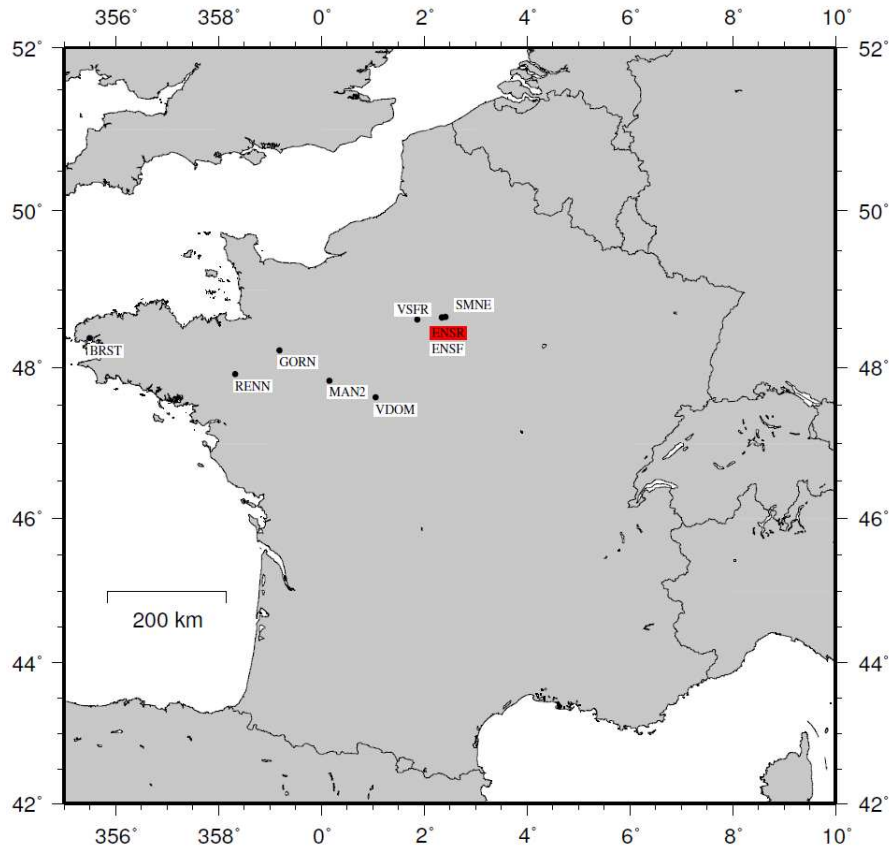


FIG. 5.2 – Carte des stations permanentes à 1hz utilisées en France.

5.4 Traitement des données

Le traitement des données a été effectué par le logiciel TRACK, qui a été conçu par le MIT (Massachusetts Institute of Technology) pour traiter des données GPS cinématiques. Il se base sur le positionnement relatif pour déterminer le vecteur entre deux points, c'est-à-dire la ligne de base, et contrairement à tous les logiciels de ce type, Track pré-lit toutes les données avant de les traiter.

Pour le positionnement relatif sur des lignes de base de plusieurs centaines de kilomètres, il est possible d'atteindre une précision millimétrique en exploitant les mesures de phases porteuses des signaux GPS.

Tout l'enjeu du TRACK est de résoudre au mieux les ambiguïtés. Track utilise l'algorithme de "relative-rank" qui résout au mieux un maximum d'ambiguïtés. Il cherche à minimiser la valeur de Chi-square afin de fixer l'ambiguïté.

Track utilise la technique de Wide-Line :

- Calcul de LC et l'utilise pour estimer les paramètres pour chaque combinaison double

Site	Distance (Km)
ENSF	2
SMNE	6
VSFR	35
MAN2	220
VDOM	250
GORN	250
RENN	375
BRST	600

TAB. 5.1 – Les stations GPS utilisées comme référence et leur distance de point ENSR en mouvement.

différence.

- Estimer l’ambiguïté de Wide-Line en utilisant les observations L1 et L2 séparément avec la minimisation du retard ionosphérique pour être proche de zéro.

Si le nombre d’ambiguïtés est résolu, la longueur de la ligne de base entre les deux sera obtenue de manière très précise.

Le but est de calculer les coordonnées précises de la station de référence avec élimination ou estimation des différents effets et erreurs qui s’exercent sur les mesures.

Dans le calcul avec Track, les paramètres utilisés sont :

- *Orbites précis* : Nous avons utilisé les orbites précis de satellites ceux de l’IGS, pour minimiser l’erreur due à la précision des orbites des satellites.
- *Contraintes sur les coordonnées* : Puisque le positionnement est statique, le changement essentiel entre deux époques est l’effet périodique de la marée terrestre. Il était de 20 m sur chaque coordonnée. Les contraintes des coordonnées pour le changement de position entre une époque et une autre est proche de zéro (0.0001).
- *Saut de cycle (BF-SET)* : Le saut de cycle est le changement rapide d’une mesure de phase en nombre entier. La cause d’un saut de cycle est la perte de réception du signal d’un satellite pendant un certain temps, ou des problèmes matériels. Il y a plusieurs méthodes pour la détection et la correction des sauts de cycle. La détection se fait habituellement par les différentes combinaisons des mesures. Pour plus de 2 gaps de mesures d’au moins 60 secondes les données sont supprimées.

- *Les fréquences utilisées (L1, L2, LC)* : Quand la ligne de base augmente, la différence de retard ionosphérique augmente, et la différence de retard atmosphérique augmente aussi. Pour une courte ligne de base (<10 km), le retard ionosphérique peut être considéré comme nul et les ambiguïtés sur L1 et L2 sont réglées séparément. Pour les longues lignes de base, nous utilisons la combinaison linéaire LC, le MW-WL et les contraintes sur le retard ionosphérique, où le MW-WL supprime les effets de retard ionosphérique et les changements de gamme en utilisant les mesures de distance pour estimer la différence de phase entre L1 et L2. Dans notre calcul, pour les points de distance proche (< 1 km), nous avons utilisé L1+L2 entre les points ENSR et ENSF. Même L1-L2 a donné une meilleure solution. Pour la grande distance, entre ENSR et les autres points. Le signal LC a été utilisé.
- *Délai atmosphérique* : En ce qui concerne les effets atmosphériques, on doit choisir des stratégies différentes pour les effets ionosphériques et troposphériques. A cause de ses variations instantanées et de sa valeur importante, l'utilisation d'un modèle prédictif de l'ionosphère pour les applications précises (centimétriques) est impossible et la seule façon de contourner cela est d'éliminer cet effet par différentes combinaisons d'observations (c'est aussi le cas pour le positionnement relatif, si on considère que l'erreur ionosphérique est égal pour deux stations).
- *Délai troposphérique* : TRACK calcule le délai troposphérique à chaque époque d'enregistrement. Il est alors possible de contraindre la variation de ce délai (paramètre atmosphérique atm-stats) en imposant une variation maximale entre deux époques. Ainsi, si on connaît les variations troposphériques attendues sur une période données, on est capable d'estimer des délais réalistes. Nous avons fait des tests pour choisir la meilleure valeur de ce délai (Fig 5.3) qui montre que la meilleur valeur a priori de ce délai est de 1 mm et accepte le changement de 0.1 mm entre chaque deux époques.

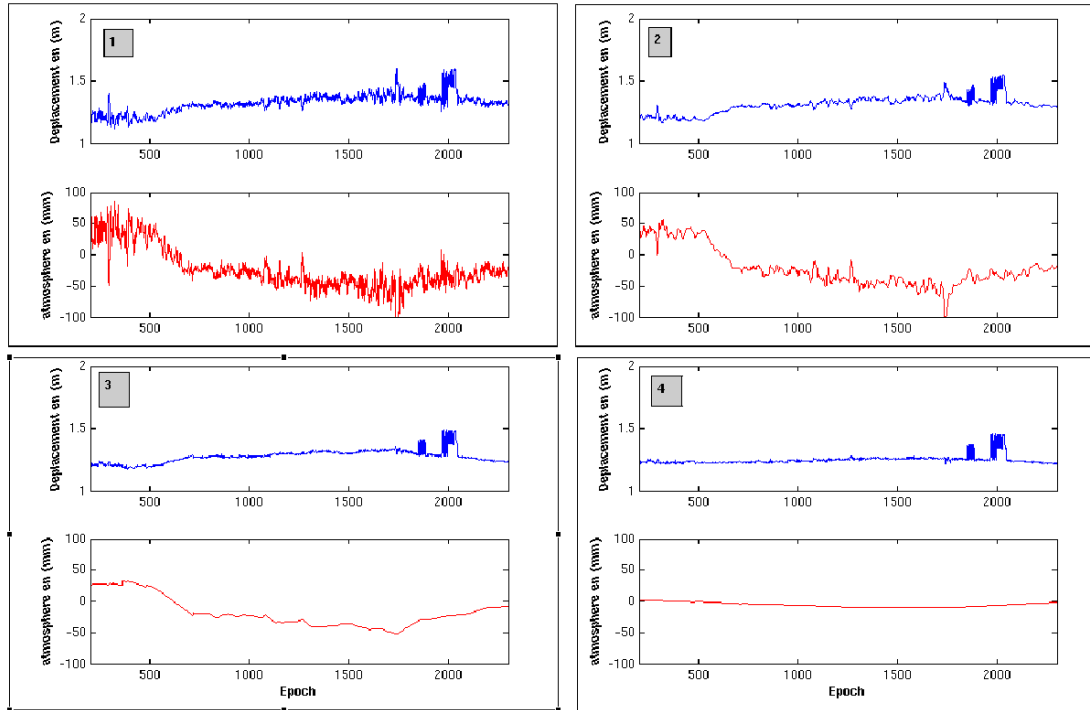


FIG. 5.3 – Comparaison des plusieurs contraintes sur l’atmosphère afin de choisir les meilleurs paramètres.

1. délai est de 10 cm et accepte le changement de 10 cm entre chaque deux époques.
2. délai est de 1 cm et accepte le changement de 1 cm entre chaque deux époques.
3. délai est de 1 mm et accepte le changement de 1 cm entre chaque deux époques.
4. délai est de 1 mm et accepte le changement de 0.1 mm entre chaque deux époques.

5.4.1 Etude par rapport à la longueur de ligne de base

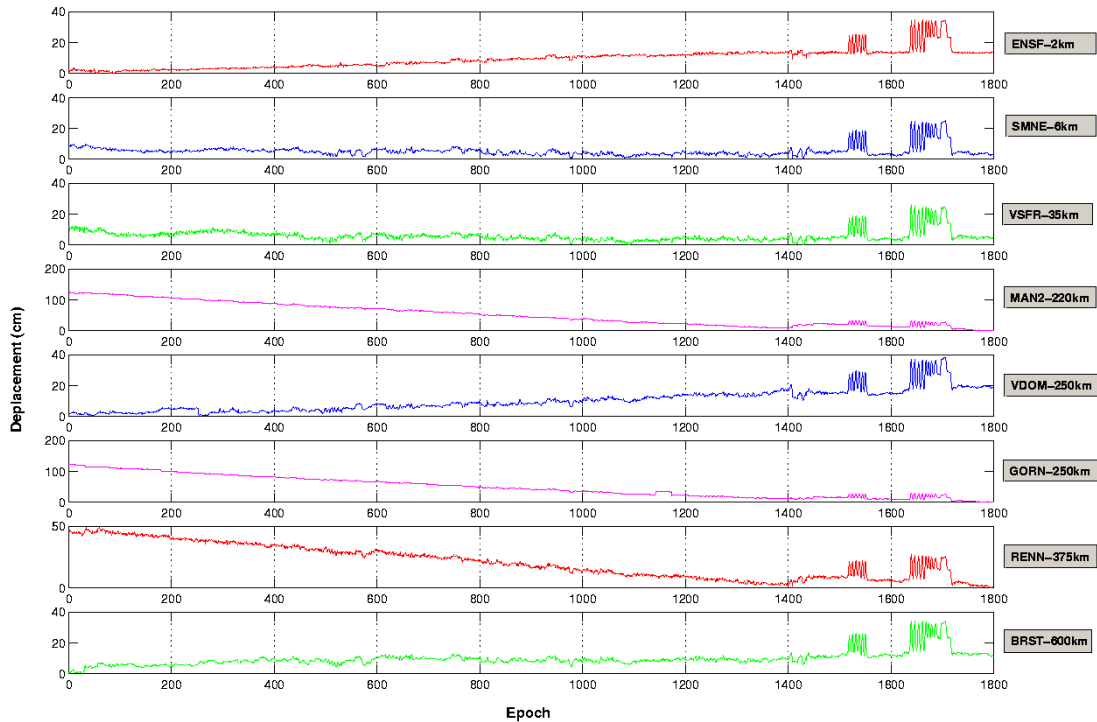


FIG. 5.4 – Etude de l'influence de la longueur de ligne de base à la précision de GPS à haute fréquence.

Nous avons cherché à comparer les lignes de bases citées précédemment. Les résultats montrent qu'il n'y a pas d'influence jusqu'au 600 km de ligne de base. Il y a des résultats moins bons sur les stations MAN2 et GORN, qui peuvent être dus à des problèmes sur ces deux stations.

5.4.2 Application

A la suite du séisme d'Aysen (Chili, 17 Avril 2007) de magnitude 6.2, l'équipe de géophysique du laboratoire de géologie de l'ENS a acquis des données GPS à 10 Hz en champ proche.

Les enregistrements de station GPS (à 10Hz) situées à Punta Tortuga (TORG) ont été utilisés pour calculer le déplacement en champ proche lors du séisme, l'autre station utilisée comme référence était la station CONZ qui est loin de centre du séisme (fig.5.5). Cette station enregistre les données à 1Hz. Alors pour les traitements, nous avons été obligé d'utiliser les données à 1 Hz et non pas à 10 Hz.

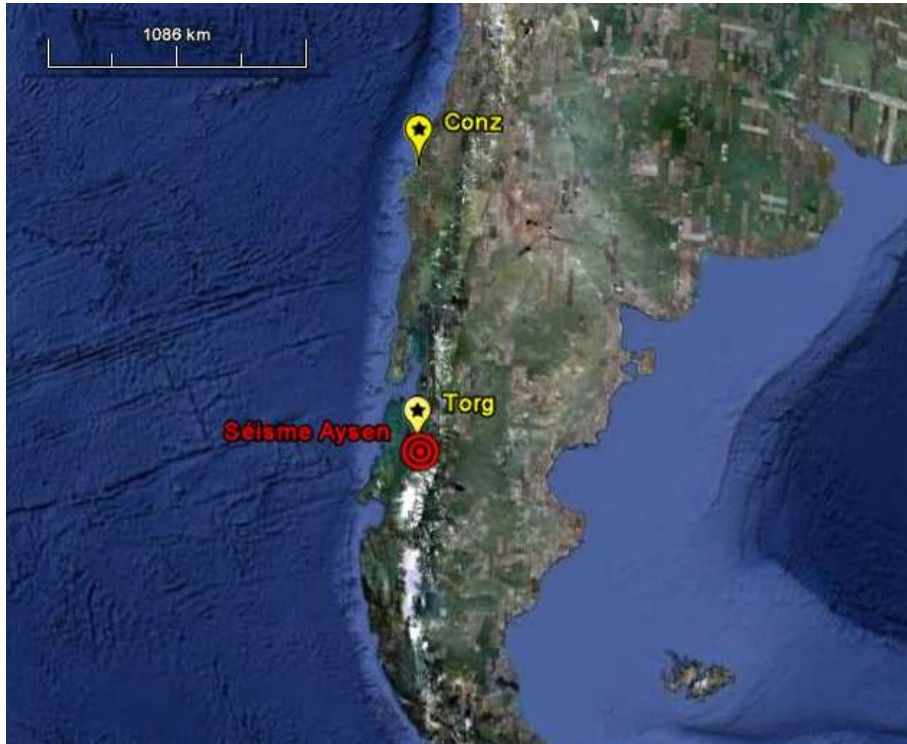


FIG. 5.5 – Photo Aérienne gérée par google earth des deux stations Conz et Torg et la localisation du séisme d’Aysen 2007.

Le résultat de traitement des données avec un intervalle de temps de 1h (Fig. 5.6) montre le choc principal du séisme avec beaucoup de bruit. Et quand l’intervalle de temps augmente nous avons des difficultés à détecter les signaux. En zoomant sur le temps exacte du choc, à 10 mn, (Fig 5.7), le GPS montre très clairement le déplacement de la surface au champ proche du au séisme puis l’onde du choc du au glissement de terrain qui a eu lieu juste après le séisme.

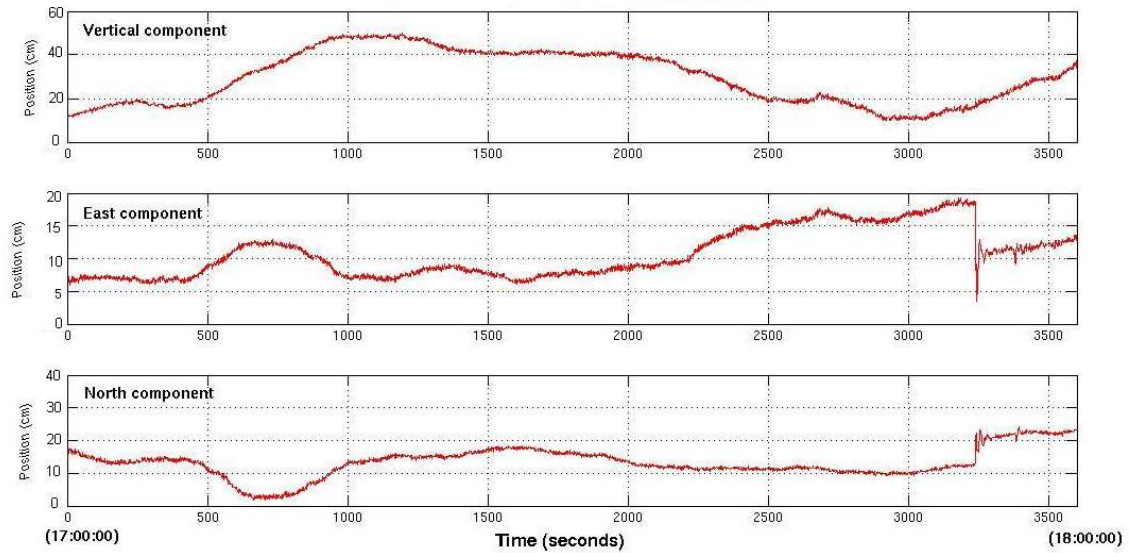


FIG. 5.6 – Traitement de GPS à haute fréquence de station Torg par rapport à une station fixe "Conz" située à 900 km.

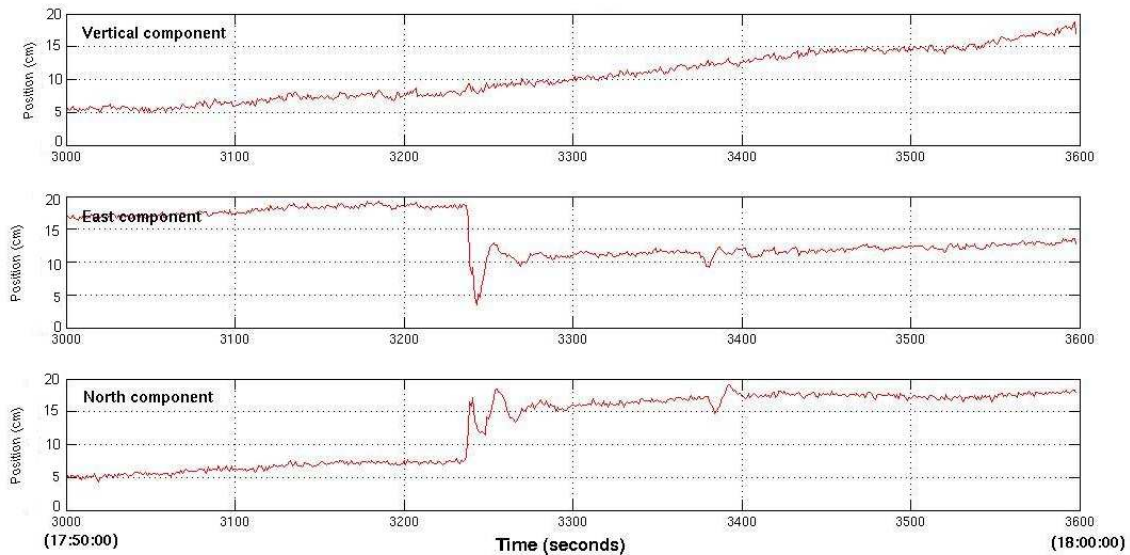


FIG. 5.7 – Le déplacement de la station Torg dans une fenêtre de mesure de 10 min durant le séisme.

5.4.3 Limitation de la méthode

- Petite fenêtre de mesure : dans un premier temps, quand on regarde les déplacements pour la station sur une grande fenêtre de temps, on ne peut pas détecter facilement

- la date du séisme à cause des bruits sur les coordonnées.
- Rover fixe : cette méthode de calcul a donné des résultats précis seulement dans le cas de station Rover fixe. Nous avons essayé de l'appliquer et d'utiliser le logiciel TRACK pour le GPS cinématique déjà cité dans le chapitre 4, mais la précision en verticale était supérieure à 15 cm de différence entre deux trajets.
 - Ligne de base pas trop grande : la qualité de la mesure dépend de la longueur de la ligne de base, et c'est normal à cause du grand changement du délai troposphérique.

Conclusion et perspectives

Pour notre thèse, nous avons effectué un travail à la fois expérimental, lors de la conception et l'utilisation de plusieurs méthode GPS pour étudier la déformation de surface (GPS cinématique et à haute fréquence). Et théorique, en reprenant des concepts préexistants de calcul GPS statique pour étudier la déformation tectonique au Golfe de Patras et les comparer avec les autres études dans les régions alentour.

Dans le Golfe de Patras : L'étude des vitesses faites à partir des campagnes GPS en 2003, 2006 et après le séisme de 8 juin 2008, sur un réseau de 25 points environ, a permis l'échantillonnage de la plupart des failles actives dans la région de Patras. Le Golfe de Patras se déplace avec une vitesse de 20 mm/an avec une incertitude de 1.5 mm/an par rapport à l'Europe fixe, ce qui est moins que l'extension de la Grèce centrale qui présente une moyenne de 30 mm/an d'après les études précédentes. Une explication probable de cette lenteur est que le frottement de la cette partie de la tranche Hellénique cause le déplacement de la plaque africaine vers le nord ouest ce qui tire les domaines de la mer Egée près de la tranche hellénique avec elle.

– **L'ouverture du golfe de Patras :**

Les taux d'extension mesurés sur 5 ans montrent des valeurs de vitesse de 8 mm/an avec une orientation N260° E dans la partie sud de Golfe de Patras, où cette dernière se déplace plus vite avec un pôle de rotation située à l'est de Péloponnèse avec coordonnées 22.92° E, 37.54° N.

– **L'ouverture du lac de Trichonis :**

En considérant que les points qui existent au nord du lac sont fixes, nous avons calculé le taux d'extension du Lac qui a des valeurs de vitesse qui augmentent de l'Est à l'Ouest, ce qui suggère l'existence d'une faille décrochant avec un glissement asismique qui passe de Naphpaktos jusqu'au golfe d'Amvrakikos en passant par le lac de Trichonis. Pour mieux comprendre la déformation des deux côtes du Lac de Trichonis, nous avons besoin d'installer d'autre stations GPS au Nord du Lac pour effectuer des mesures dans les prochains campagnes.

– **Séisme de 8 juin 2008 :**

le séisme a eu lieu, dans un endroit où il n'y a pas d'enregistrements de failles actives et de séismes historiques. Cela montre l'existence d'une faille profonde qui se prolonge sous le golfe de Rio jusqu'à la bordure sud-ouest du Golfe de Patras.

Les modèles de mesure GPS pour ce séisme, qui sont comparables avec la seule station permanente proche de centre de séisme, montrent que les déplacements de surface sont de l'ordre de 1,8 mm/an au maximum, ce qui est plus petit que les résiduelles sur les vitesses des stations GPS par rapport à l'Europe fixe. Cela montre que le séisme n'a pas perturbé les vitesses des stations.

Le séisme de 8 Juin 2008 a répondu à la question du gap de sismicité de la région et il a montré que la sismicité est localisée tout autour du golfe de Patras qui est borduré par des failles actives, et que le golfe de Patras n'est pas un block rigide puisqu'il y a une différence de vitesse entre les deux côtés. Cela confirme que la déformation est distribuée dans le golfe et ouvre la question sur la possibilité d'une existence d'une faille ou d'une série de failles en profondeur du Golfe. Cela nécessite donc des remesures des stations GPS pour avoir des séries temporelles pendant plusieurs années afin d'étudier la déformation verticale précise.

En ce qui concerne **la méthodologie**, nous avons étudié deux méthodes GPS, la cinématique et la haute fréquence.

– **GPS cinématique :**

Le GPS cinématique qui consiste à placer un récepteur GPS sur un véhicule en mouvement, pour enregistrer sa position sur un profil précis, est une méthode rapide et peu coûteuse pour étudier la déformation sur un profil précis. Une expérience faite dans la région de Psaromita en Grèce, et traitée par un logiciel de post-traitement << PNAV >> montre des résultats impressionnants par rapport au temps de mesure, et de précision de 3 cm sur la composante verticale. Cette technique peut être améliorée surtout en utilisant une autre technique GPS cinématique "Stop & Go", utilisée dans le domaine de la Topographie, qui consiste à déplacer le GPS de véhicule sur des points précis sur le chemin et le laisser pour quelques minutes sur ces points. Ce genre de mesure est moins rapide mais il va stabiliser les profils, surtout en vertical.

– **GPS à haute fréquence :**

Pour mieux comprendre l'utilisation de GPS à haute fréquence pour des mesures sismiques, nous avons fait une manip pour acquérir des données GPS à haute fréquence sur deux récepteurs, un fixe et l'autre avec des mouvements horizontaux et verticaux bien mesurés. Nous avons utilisé le logiciel TRACK développé par le MIT (Massachusetts Institut of Technology), conçu pour analyser des données GPS cinématiques et nous avons étudié la limitation de cette méthode par rapport à la longueur de la ligne de base, troposphère,... Les analyses montrent la possibilité de détecter les mouvements co-sismiques. L'utilisation du GPS-sismique à haute fréquence dans le domaine de la Géophysique est encore limitée surtout pour les applications en temps réel, et nous avons besoin de l'heure précise du séisme pour calculer ces déplacements. Sinon, nous ne pouvons pas détecter les déplacements pré-sismique.

Bibliographie

- Altamimi, Z., P. Sillard, and C. Boucher, ITRF2000 : A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications, *J. geophys. Res.*, *107*, 2214, 2002.
- Argus, D., and R. Gordon, No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1, *Geophysical Research Letters*, *18*, 2039–2042, 1991.
- Armijo, R., H. Lyon-Caen, and D. Papanastassiou, East-west extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic arc, *Geology*, *20*, 491–494, 1992.
- Armijo, R., B. Meyer, G. King, A. Rigo, and D. Papanastassiou, Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean, *Geophysical Journal International*, *126*, 11–53, 1996.
- Armijo, R., B. Meyer, A. Hubert, and A. Barka, Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean : Timing and kinematics, *Geology*, *27*, 267, 1999.
- Avallone, A., et al., Analysis of eleven years of deformation measured by GPS in the Corinth Rift Laboratory area, *Comptes rendus-Géoscience*, *336*, 301–311, 2004.
- Baker, C., D. Hatzfeld, H. Lyon-Caen, E. Papadimitriou, and A. Rigo, Earthquake mechanisms of the Adriatic Sea and Western Greece : implications for the oceanic subduction-continent collision transition, *Geophysical Journal International*, *131*, 559–594, 1997.
- Barka, A., The North Anatolian fault zone (supplement), *Ann. Tectonicae*, *6*, 164–195, 1992.
- Barka, A., and K. Kadinsky-Cade, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, *7*, 663–684, 1988.
- Bernard, P., et al., The $M_s = 6.2$, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece) : evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift, *Journal of Seismology*, *1*, 131–150, 1997.
- Billiris, H., et al., Geodetic determination of tectonic deformation in central Greece from 1900 to 1988, *Nature*, *350*, 124–129, 1991.
- Blewitt, G., An automatic editing algorithm for GPS data, *Geophysical Research Letters*, *17*, 1990.

- Bock, Y., L. Prawirodirdjo, and T. Melbourne, Detection of arbitrarily large dynamic ground motions with a dense high-rate GPS network, *Geophysical Research Letters*, *31*, L06,604, 2004.
- Boucher, C., Z. Altamimi, and P. Sillard, Results and analysis of the ITRF97, *IERS Technical note*, *27*, 191, 1999.
- Briole, P., G. De Natale, R. Gaulon, F. Pingue, and R. Scarpa, Inversion of geodetic data and seismicity associated with the Friuli earthquake sequence (1976-1977)= Inversion des données géodésiques et sismicité associée au tremblement de terre de Frioul (1976-1977), in *Annales geophysicae. Series B. Terrestrial and planetary physics*, vol. 4, pp. 481-492, 1986.
- Briole, P., et al., Active deformation of the Corinth rift, Greece- Results from repeated Global Positioning System surveys between 1990 and 1995, *Journal of Geophysical Research*, *105*, 25, 2000.
- Brooks, M., and G. Ferentinos, Tectonics and sedimentation in the Gulf of Corinth and the Zakynthos and Kefallinia channels, western Greece, *Tectonophysics*, *101*, 25-54, 1984.
- Brooks, M., J. Clews, N. Melis, and J. Underhill, Structural development of Neogene basins in western Greece, *Basin Research*, *1*, 129-138, 1988.
- Choi, K., A. Bilich, K. Larson, and P. Axelrad, Modified sidereal filtering : Implications for high-rate GPS positioning, *Geophys. Res. Lett*, *31*, 22, 2004.
- Clarke, P., et al., Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements the interval 1989-1997, *Geophysical Journal International*, *135*, 195-214, 1998.
- Clément, C., A. Hirn, P. Charvis, M. Sachpazi, and F. Marnelis, Seismic structure and the active Hellenic subduction in the Ionian islands, *Tectonophysics*, *329*, 141-156, 2000.
- Cocard, M., H. Kahle, Y. Peter, A. Geiger, G. Veis, S. Felekis, D. Paradissis, and H. Billiris, *Earth and planetary science letters*, *172*, 39-47, 1999.
- Davies, R., P. England, B. Parsons, H. Billiris, D. Paradissis, and G. Veis, Geodetic strain of Greece in the interval 1892-1992, *Journal of Geophysical Research*, *102*, 24,571, 1997.
- DeMets, C., R. Gordon, D. Argus, and S. Stein, Current plate motions, *Geophysical journal international*, *101*, 425-478, 1990.
- DeMets, C., R. Gordon, D. Argus, and S. Stein, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophysical research letters*, *21*, 2191-2194, 1994.
- Dong, D., and Y. Bock, Global Positioning System network analysis with phase ambiguity resolution applied to crustal deformation studies in California, *Journal of Geophysical Research*, *94*, 3949-3966, 1989.
- Doutsos, T., and D. Piper, Listric faulting, sedimentation, and morphological evolution of the Quaternary eastern Corinth Rift, Greece ; first stages of continental rifting, *Bulletin of the Geological Society of America*, *102*, 812-829, 1990.

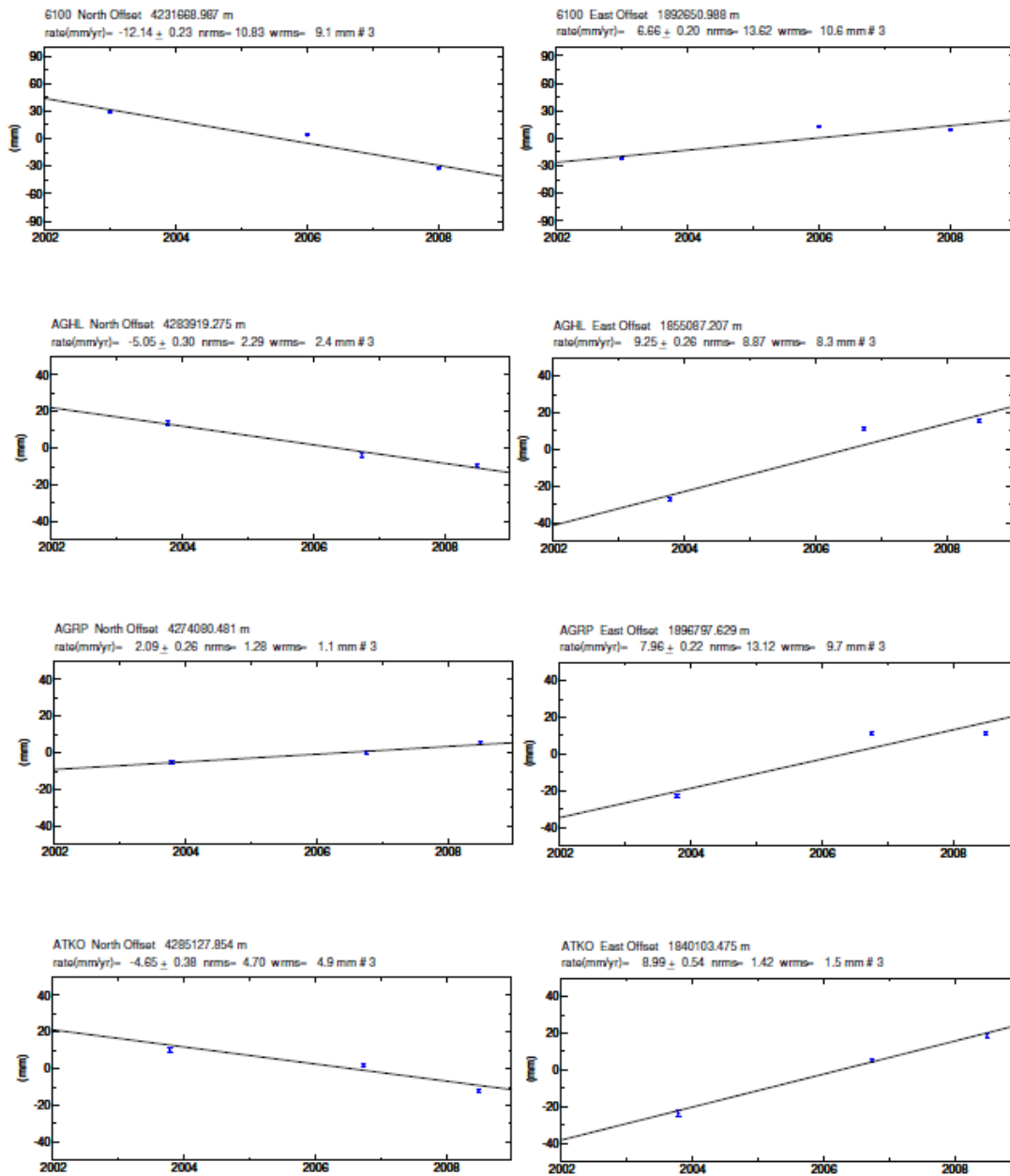
- Doutsos, T., and G. Poulimenos, Geometry and kinematics of active faults and their seismotectonic significance in the western Corinth-Patras rift (Greece), *Journal of Structural Geology*, *14*, 689, 1992.
- Doutsos, T., N. Kontopoulos, and D. Frydas, Neotectonic evolution of northwestern-continental Greece, *International Journal of Earth Sciences*, *76*, 433–450, 1987.
- Doutsos, T., N. Kontopoulos, and G. Poulimenos, The Corinth-Patras rift as the initial stage of continental fragmentation behind an active island arc (Greece), *Basin Research*, *1*, 177–190, 1988.
- Elósegui, P., J. Davis, D. Oberlander, R. Baena, and G. Ekström, Accuracy of high-rate GPS for seismology, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, 2006.
- Ferentinos, G., M. Brooks, and T. Doutsos, Quaternary tectonics in the Gulf of Patras, western Greece, *Journal of structural geology*, *7*, 713–717, 1985.
- Floyd, M. A., H. Billiris, D. Paradissis, A. A. G. Veis, P. Briole, S. McClusky, J.-M. Nocquet, B. Parsons, and P. C. England, A New Velocity Field for Greece : Implications for the Kinematics and Dynamics of the Aegean, 2009.
- Goldsworthy, M., and J. Jackson, Migration of activity within normal fault systems : examples from the Quaternary of mainland Greece, *Journal of Structural Geology*, *23*, 489–506, 2001.
- Goldsworthy, M., J. Jackson, and J. Haines, The continuity of active fault systems in Greece, *Geophysical Journal International*, *148*, 596–618, 2002.
- Hatanaka, Y., H. Tsuji, Y. Abe, Y. Iimura, K. Kobayashi, and H. Morishita, Coseismic crustal displacements from the 1994 Hokkaido-Toho-Oki earthquake revealed by a nationwide continuous GPS array in Japan-results of GPS kinematic analysis, in *Japanese Symposium on GPS (1994)*, pp. 15–16, 1994.
- Hatzfeld, D., G. Pedotti, P. Hatzidimitriou, and K. Makropoulos, The strain pattern in the western Hellenic arc deduced from a microearthquake survey, *Geophys. J. Int.*, *101*, 181–202, 1990.
- Hatzfeld, D., I. Kassaras, D. Panagiotopoulos, D. Amorese, K. Makropoulos, G. Karakaisis, and O. Coutant, Microseismicity and strain pattern in northwestern Greece, *Tectonics*, *14*, 773–785, 1995.
- Hatzfeld, D., V. Karakostas, M. Ziazia, I. Kassaras, E. Papadimitriou, K. Makropoulos, N. Voulgaris, and C. Papaioannou, Microseismicity and faulting geometry in the Gulf of Corinth (Greece), *Geophysical Journal International*, *141*, 438–456, 2000.
- Herring, T., GLOBK : Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program Version 4.17, *Internal Memorandum, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge*, 1998.
- Herring, T., Documentation for the GLOBK software version 5.01, *Mass. Inst. of Technol., Cambridge*, 1999.

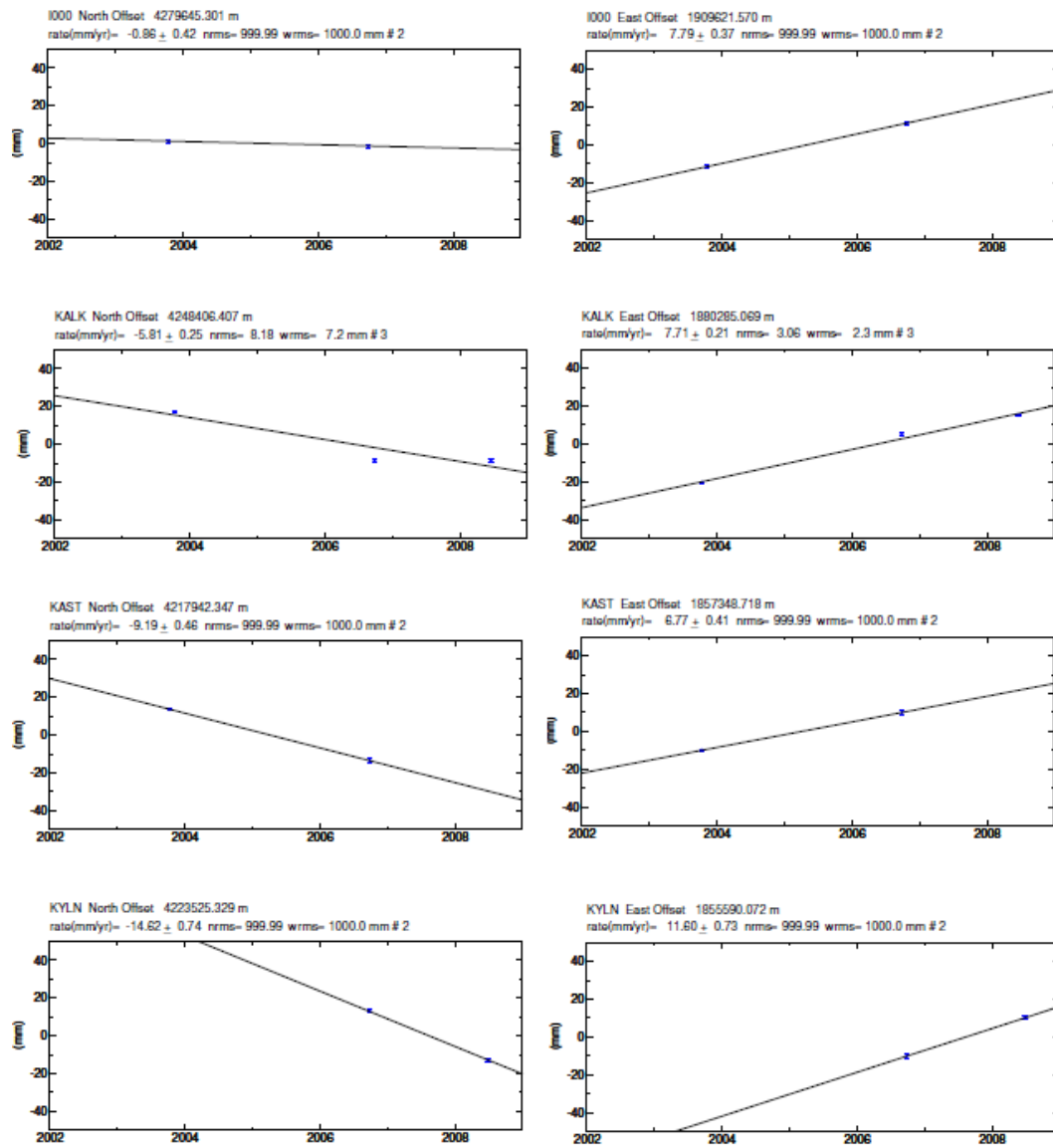
- Hirahara, K., T. Nakano, Y. Hosoi, S. Matsuo, and K. Obana, An experiment for GPS strain seismometer, in *Japanese Symposium on GPS*, pp. 15–16, 1994.
- Hofmann, B., H. Lichtenegger, and J. Collins, *GPS Theory and Practice*, New York, 1997.
- Hollenstein, C., A. Geiger, H. Kahle, and G. Veis, CGPS time-series and trajectories of crustal motion along the West Hellenic Arc, *Geophysical Journal International*, 164, 182–191, 2006.
- Hollenstein, C., M. Müller, A. Geiger, and H. Kahle, Crustal motion and deformation in Greece from a decade of GPS measurements, 1993–2003, *Tectonophysics*, 449, 17–40, 2008.
- Jackson, J., and D. McKenzie, The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophysical Journal*, 93, 45–73, 1988.
- Ji, C., K. Larson, Y. Tan, K. Hudnut, and K. Choi, Slip history of the 2003 San Simeon earthquake constrained by combining 1-Hz GPS, strong motion, and teleseismic data, *Geophysical Research Letters*, 31, 17,608–17,608, 2004.
- Jolivet, L., and C. Faccenna, Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision, *Tectonics*, 19, 2000.
- Kahle, H., M. Müller, A. Geiger, G. Danuser, S. Mueller, G. Veis, H. Billiris, and D. Paradissis, The strain field in northwestern Greece and the Ionian Islands : results inferred from GPS measurements, *Tectonophysics*, 249, 41–52, 1995.
- Keller, E., N. Pinter, and D. Green, *Active tectonics : earthquakes, uplift, and landscape*, Prentice Hall New Jersey, 1996.
- King, R., and Y. Bock, Documentation for the GAMIT analysis software, release 9.7, *Mass. Inst. of Technol., Cambridge*, 1999.
- Kiratzi, A., and E. Louvari, Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands determined by waveform modelling : a new database, *Journal of Geodynamics*, 36, 251–274, 2003.
- Kiratzi, A., et al., The April 2007 earthquake swarm near Lake Trichonis and implications for active tectonics in western Greece, *Tectonophysics*, 2008.
- Kokkalas, S., P. Xypolias, I. Koukouvelas, and T. Doutsos, Postcollisional contractional and extensional deformation in the Aegean region, *GSA Special Papers*, 409, 97, 2006.
- Langbein, J., and Y. Bock, High-rate real-time GPS network at Parkfield : Utility for detecting fault slip and seismic displacements, *Geophys. Res. Lett.*, 31, 15, 2004.
- Larson, K., and D. Agnew, Application of the Global Positioning System to crustal deformation measurement. I- Precision and accuracy, *Journal of Geophysical Research*, 96, 16,547–16,565, 1991.

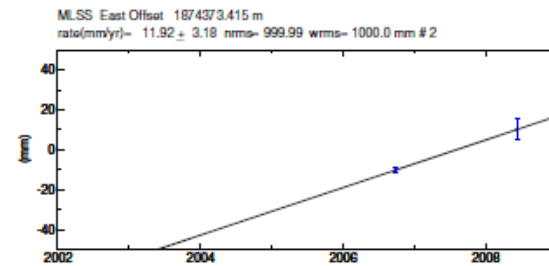
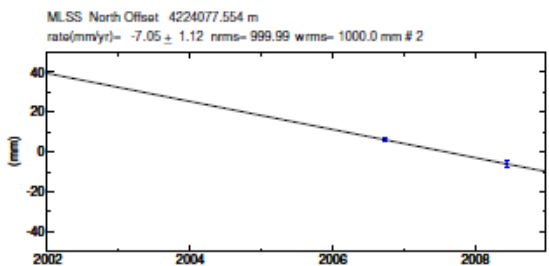
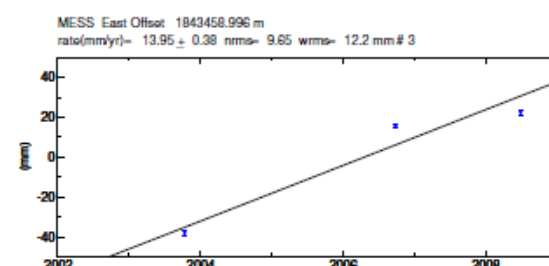
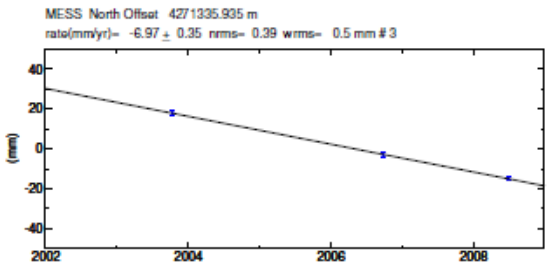
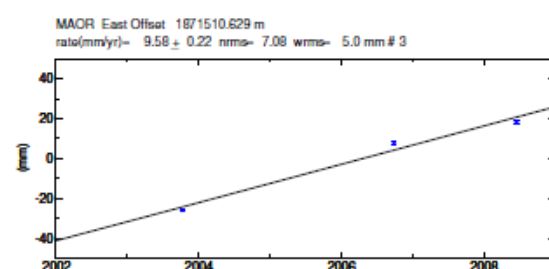
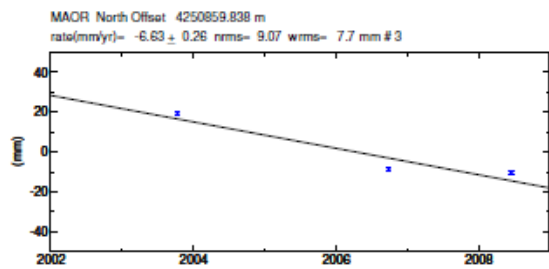
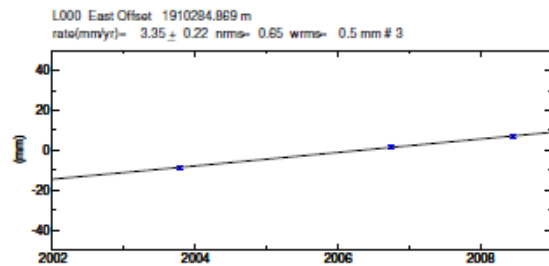
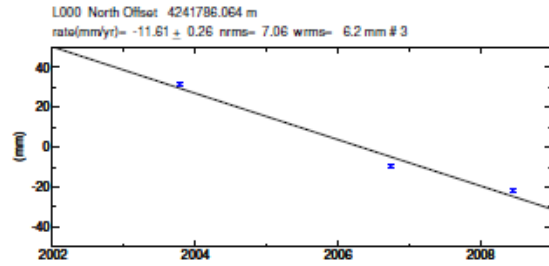
- Larson, K., P. Bodin, and J. Gomberg, Using 1-Hz GPS data to measure deformations caused by the Denali fault earthquake, *Science*, *300*, 1421, 2003.
- Larson, K., A. Bilich, and P. Axelrad, Improving the precision of high-rate GPS, *J. Geophys. Res.*, *112*, 2007.
- Le Pichon, X., N. Chamot-Rooke, S. Lallemand, R. Noomen, and G. Veis, Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe : Implications for eastern Mediterranean tectonics, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, *100*, 1995.
- Le Pichon, X., et al., From subduction to transform motion : a seabeam survey of the Hellenic trench system, *Earth and Planetary Science Letters*, *44*, 1979.
- Louvari, E., A. Kiratzi, and B. Papazachos, The Cephalonia Transform Fault and its extension to western Lefkada island (Greece), *Tectonophysics*, *308*, 223–236, 1999.
- Lyon-Caen, H., et al., The 1986 Kalamata (South Peloponnesus) Earthquake : detailed study of a normal fault, evidences for East-West extension in the Hellenic arc, *J. geophys. Res.*, *93*, 14,967–15,000, 1988.
- Mattia, M., a. F. G. Massimo Rossi, and M. Aloisi, The shallow plumbing system of Stromboli Island as imaged from 1 Hz instantaneous GPS positions, *Geophysical Research Letters*, *31*, L24,610, 2004.
- Maybeck, P., Stochastic models, estimation, and control, volume 141 of Mathematics in Science and Engineering, 1979.
- McClusky, S., et al., Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, *105*, 2000.
- McKenzie, D., Plate tectonics of the Mediterranean region, *Nature*, *226*, 239–243, 1970.
- McKenzie, D., Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, *30*, 109–185, 1972.
- McKenzie, D., Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt : the Aegean Sea and surrounding regions, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, *55*, 217–254, 1978.
- Melis, N., M. Brooks, and R. Pearce, A microearthquake network in the Gulf of Patras, western Greece, and its seismotectonic interpretation, *Geophys. JR Astr. Soc.*, *98*, 515–524, 1989.
- Miyazaki, S., P. Segall, J. Fukuda, and T. Kato, Space time distribution of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake : Implications for variations in fault zone frictional properties, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, 2004.
- Nocquet, J., E. Calais, Z. Altamimi, P. Sillard, and C. Boucher, Intraplate deformation in western Europe deduced from an analysis of the International Terrestrial Reference Frame 1997(ITRF 97) velocity field, *Journal of geophysical research*, *106*, 11, 2001.

- Nyst, M., and W. Thatcher, New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean, *J. geophys. Res.*, 109, 23, 2004.
- Okada, Y., Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75, 1135, 1985.
- Palyvos, N., D. Pantosti, L. Stamatopoulos, and P. De Martini, Geomorphological reconnaissance of the Psathopyrgos and Rion-Patras Fault Zones (Achaia, NW Peloponnesus), 2007.
- Papazachos, B., Seismicity of the Aegean and surrounding area, *Tectonophysics*, 178, 287–308, 1990.
- Papazachos, B., A. Kiratzi, and E. Papadimitriou, Regional focal mechanisms for earthquakes in the Aegean area, *Pure and Applied Geophysics*, 136, 405–420, 1991.
- Peter, Y., Present-day crustal dynamics in the Adriatic-Aegean plate boundary zone inferred from continuous GPS-measurements, Ph.D. thesis, SWISS FEDERAL INSTITUTE OF TECHNOLOGY ZURICH, 2000.
- Ragheb, A., P. Clarke, and S. Edwards, GPS sidereal filtering : coordinate-and carrier-phase-level strategies, *Journal of Geodesy*, 81, 325–335, 2007.
- Reilinger, R., S. McClusky, M. Oral, R. King, M. Toksoz, A. Barka, I. Kinik, O. Lenk, and I. Sanli, Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 102, 1997.
- Reilinger, R., et al., GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 111, B05,411, 2006.
- Rigo, A., Etude sismotectonique et geodesique du Golfe de Corinthe (Grece), *These d'Université, Paris 7, France*, 1994.
- Rigo, A., H. Lyon-Caen, R. Armijo, A. Deschamps, D. Hatzfeld, K. Makropoulos, P. Papadimitriou, and I. Kassaras, A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece) : Implications for large-scale normal faulting mechanisms, *Geophysical journal international*, 126, 663–688, 1996.
- Sorel, D., L'évolution structurale de la Grece nord-occidentale depuis le Miocene, dans le cadre géodynamique de l'arc Egéen, *These d'Etat, Univ. of Paris XI-Orsay, France*, 1989.
- Spakman, W., M. Wortel, and N. Vlaar, The Hellenic subduction zone : a tomographic image and its geodynamic implications, *Geophysical Research Letters*, 15, 1988.
- Tarantola, A., and B. Valette, Inverse problems= quest for information, *J. geophys.*, 50, 150–170, 1982.
- Taymaz, T., J. Jackson, and D. McKenzie, Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophysical Journal International*, 106, 433–490, 1991.

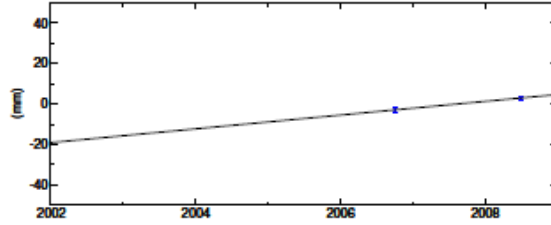
Annexe



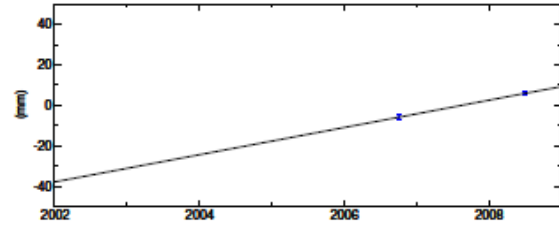




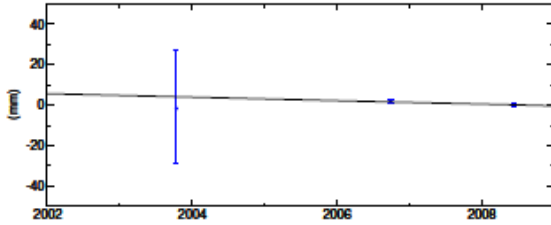
MONI North Offset 4276632.141 m
rate(mm/yr)= -3.40 ± 0.76 nrms= 999.99 wrms= 1000.0 mm # 2



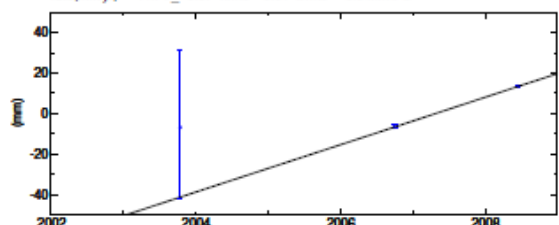
MONI East Offset 1905383.679 m
rate(mm/yr)= 6.72 ± 0.72 nrms= 999.99 wrms= 1000.0 mm # 2



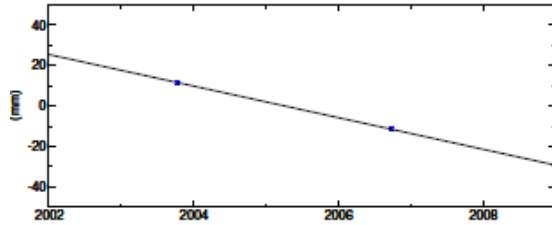
MYRT North Offset 4238455.747 m
rate(mm/yr)= -0.96 ± 0.78 nrms= 0.00 wrms= 0.0 mm # 3



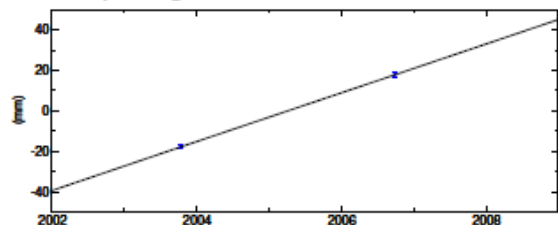
MYRT East Offset 1884425.523 m
rate(mm/yr)= 11.71 ± 0.67 nrms= 0.01 wrms= 0.0 mm # 3



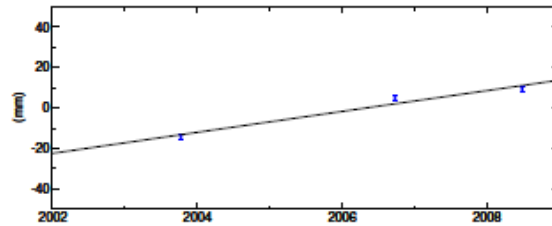
N730 North Offset 4263720.300 m
rate(mm/yr)= -7.80 ± 0.45 nrms= 999.99 wrms= 1000.0 mm # 2



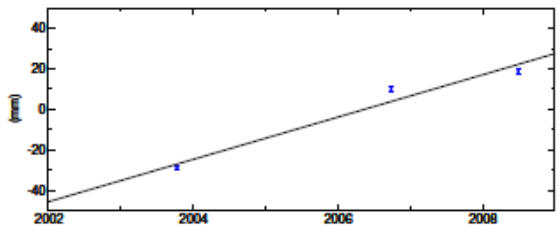
N730 East Offset 1916393.137 m
rate(mm/yr)= 12.07 ± 0.48 nrms= 999.99 wrms= 1000.0 mm # 2



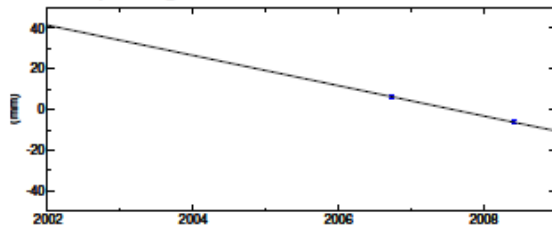
PRSL North Offset 4303072.347 m
rate(mm/yr)= 5.16 ± 0.31 nrms= 3.33 wrms= 3.5 mm # 3



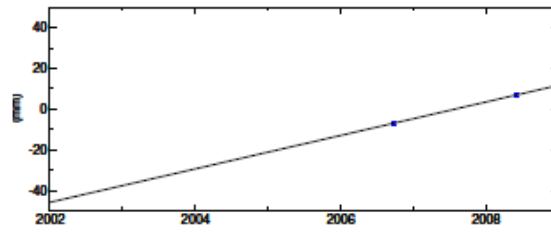
PRSL East Offset 1867864.595 m
rate(mm/yr)= 10.45 ± 0.31 nrms= 6.22 wrms= 6.7 mm # 3



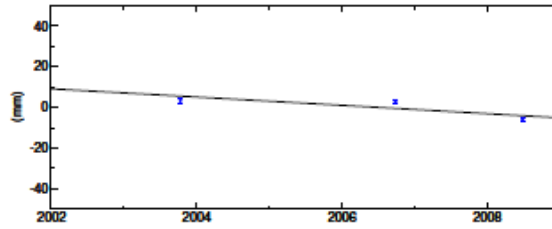
RLS0 North Offset 4236356.110 m
rate(mm/yr)= -7.43 ± 0.63 nrms= 999.99 wrms= 1000.0 mm # 2



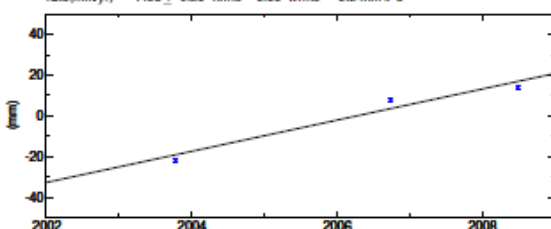
RLS0 East Offset 1881478.130 m
rate(mm/yr)= 8.22 ± 0.54 nrms= 999.99 wrms= 1000.0 mm # 2



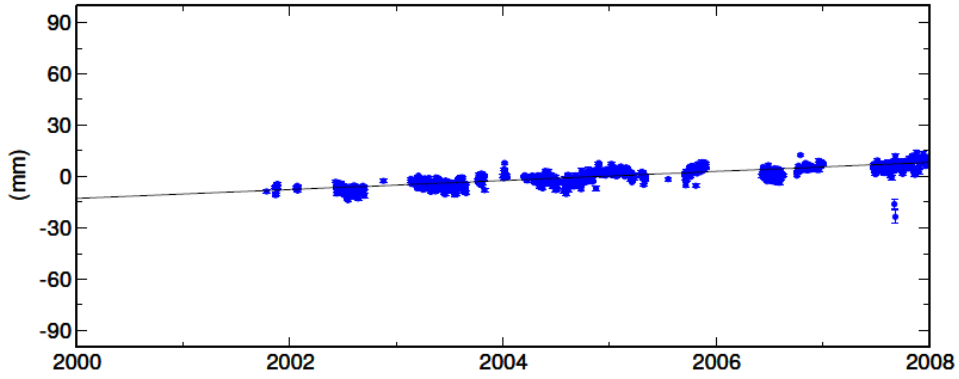
THOM North Offset 4273777.453 m
rate(mm/yr)= -2.04 ± 0.34 nrms= 4.49 wrms= 4.7 mm # 3



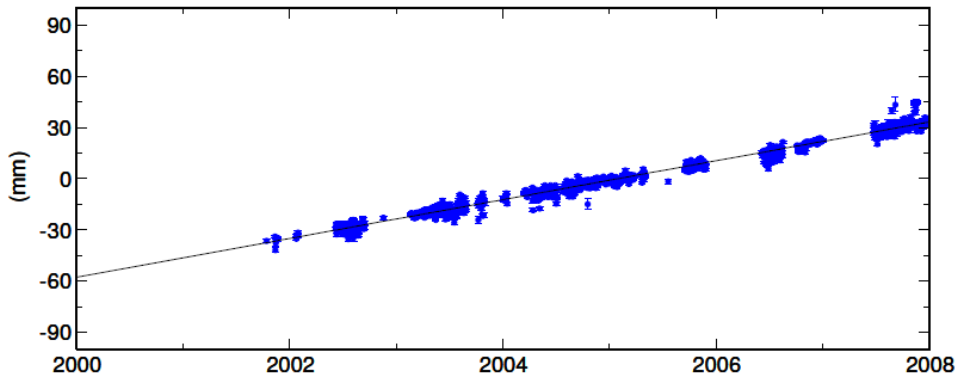
THOM East Offset 1874835.625 m
rate(mm/yr)= 7.65 ± 0.29 nrms= 6.86 wrms= 6.2 mm # 3



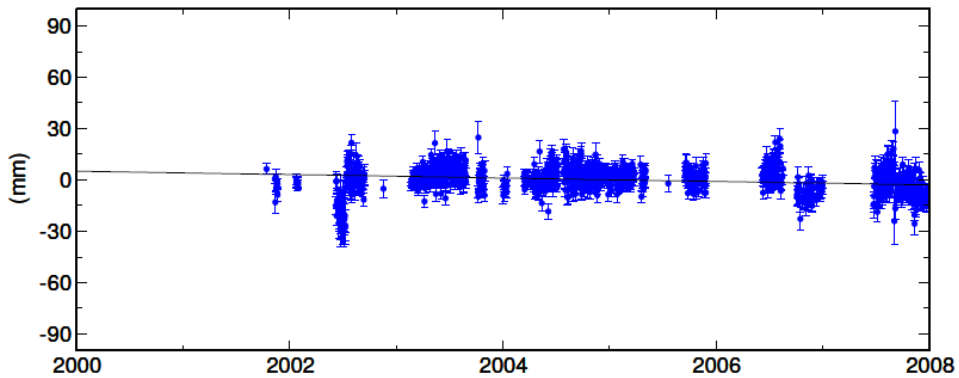
EYPA North Offset 4277647.206 m
rate(mm/yr)= 2.64 ± 0.02 nrms= 3.17 wrms= 2.6 mm # 1077



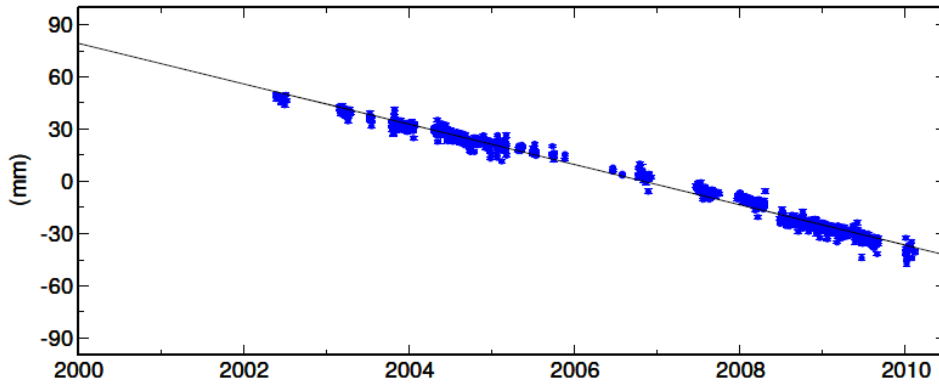
EYPA East Offset 1912298.059 m
rate(mm/yr)= 11.38 ± 0.02 nrms= 2.87 wrms= 2.2 mm # 1077



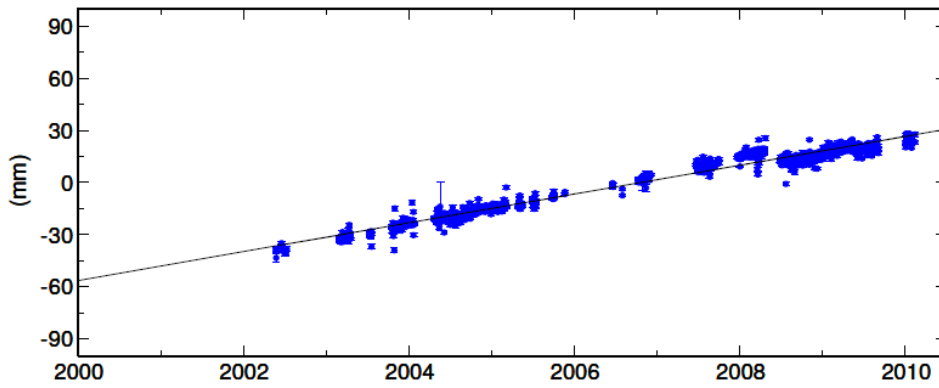
EYPA Up Offset 196.845 m
rate(mm/yr)= -1.02 ± 0.07 nrms= 1.58 wrms= 5.8 mm # 1077



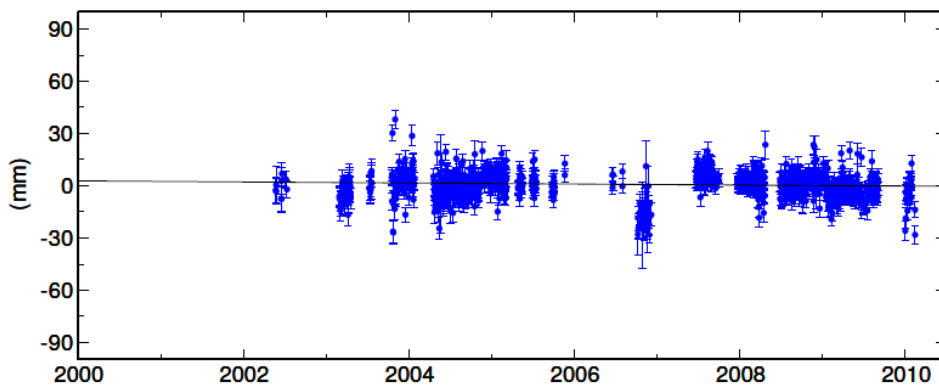
KOUN North Offset 4253457.181 m
rate(mm/yr)= -11.60 ± 0.01 nrms= 3.11 wrms= 2.6 mm # 1183



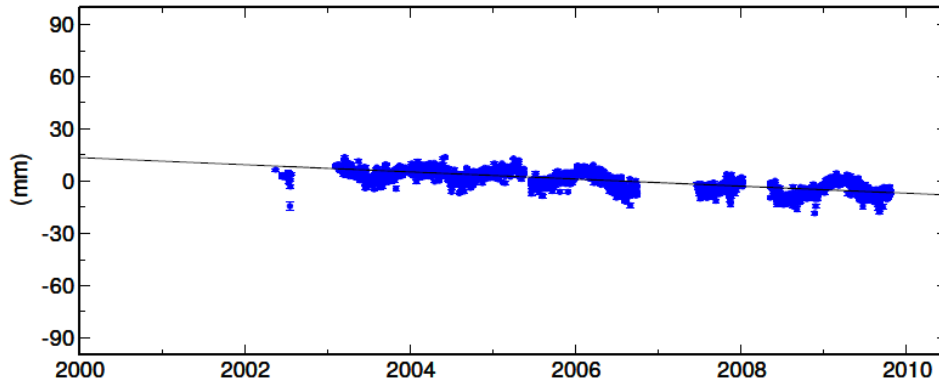
KOUN East Offset 1928320.466 m
rate(mm/yr)= 8.29 ± 0.01 nrms= 3.87 wrms= 3.0 mm # 1183



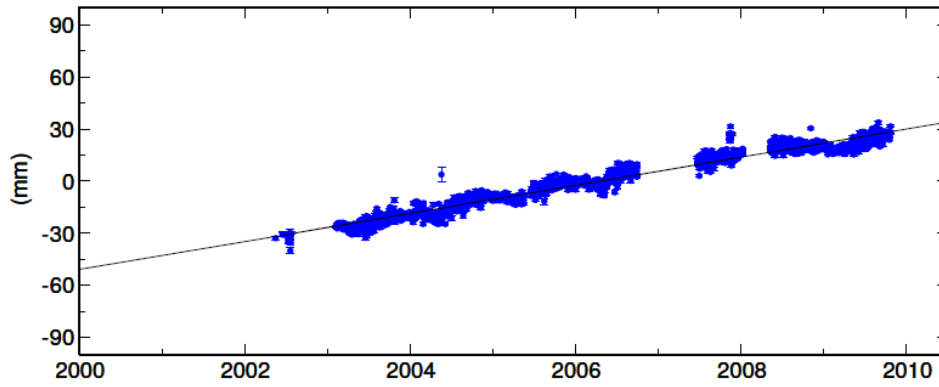
KOUN Up Offset 594.595 m
rate(mm/yr)= -0.29 ± 0.05 nrms= 1.56 wrms= 6.1 mm # 1183



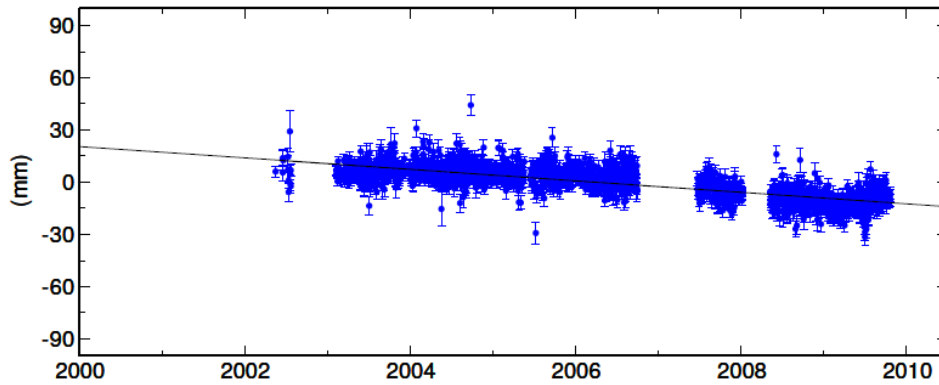
TRIZ North Offset 4270816.110 m
rate(mm/yr)= -2.06 ± 0.01 nrms= 4.76 wrms= 3.7 mm # 1969



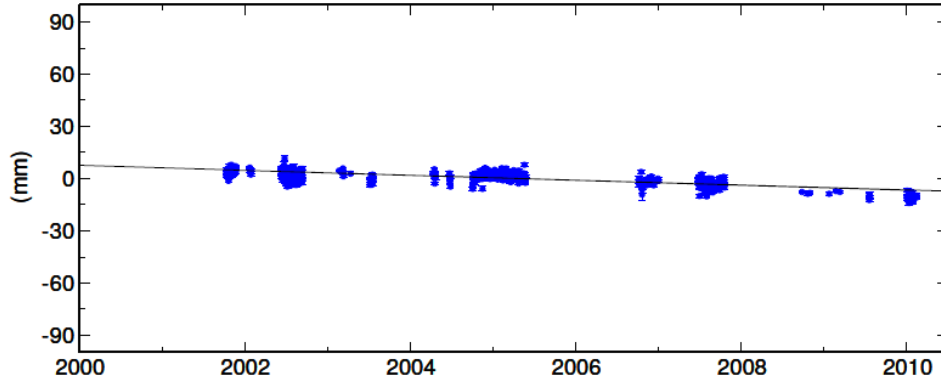
TRIZ East Offset 1926564.208 m
rate(mm/yr)= 8.09 ± 0.01 nrms= 4.17 wrms= 3.1 mm # 1969



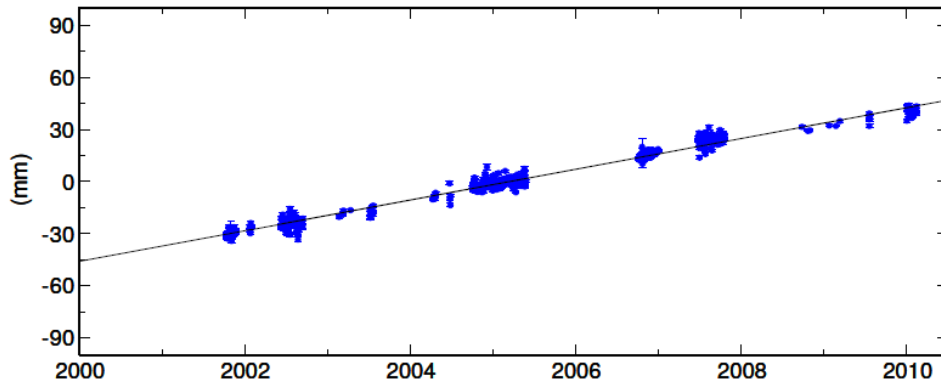
TRIZ Up Offset 56.560 m
rate(mm/yr)= -3.29 ± 0.04 nrms= 1.50 wrms= 5.1 mm # 1969



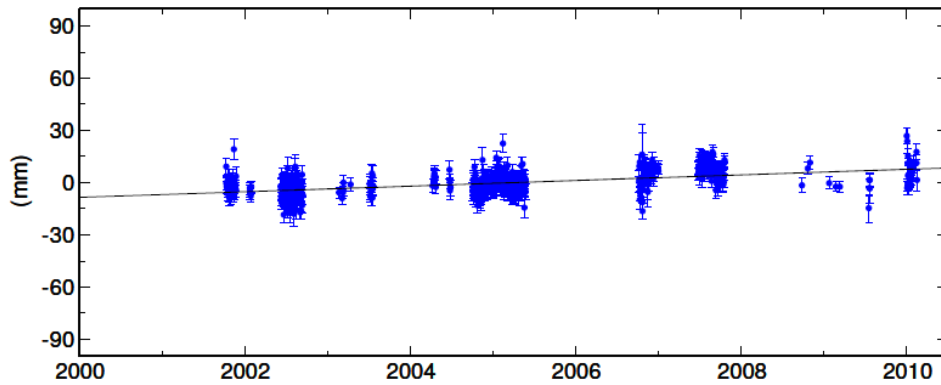
PSAR North Offset 4265957.150 m
rate(mm/yr)= -1.42 ± 0.02 nrms= 3.01 wrms= 2.7 mm # 590



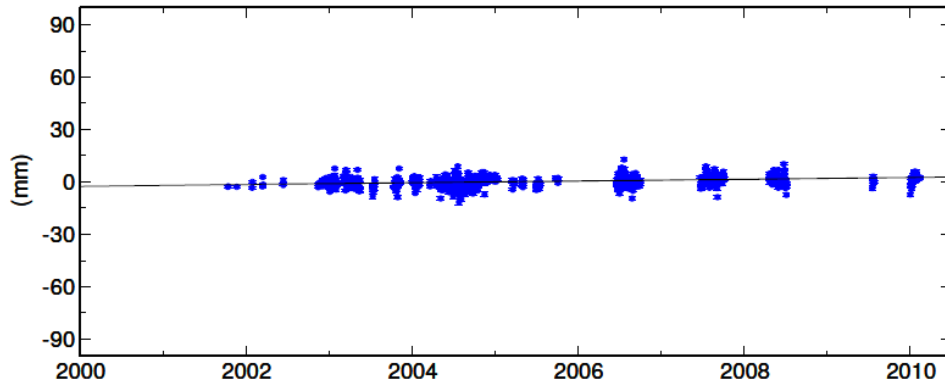
PSAR East Offset 1937450.830 m
rate(mm/yr)= 8.86 ± 0.02 nrms= 3.01 wrms= 2.5 mm # 590



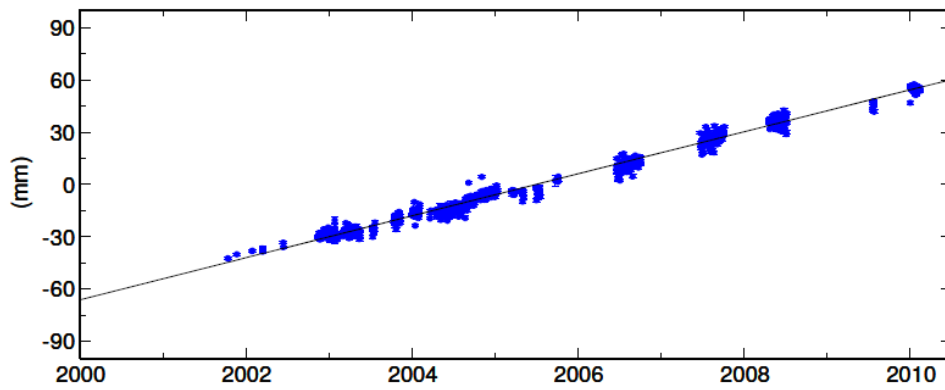
PSAR Up Offset 89.043 m
rate(mm/yr)= 1.62 ± 0.07 nrms= 1.30 wrms= 5.3 mm # 590



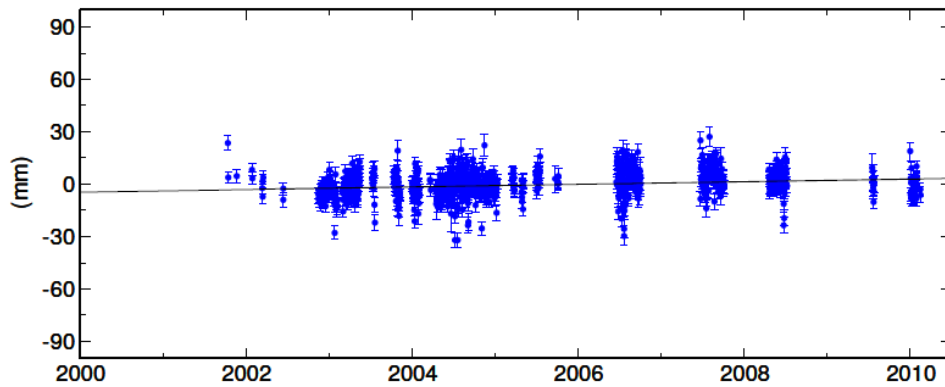
LIDO North Offset 4289027.509 m
rate(mm/yr)= 0.49 ± 0.01 nrms= 3.00 wrms= 2.5 mm # 880



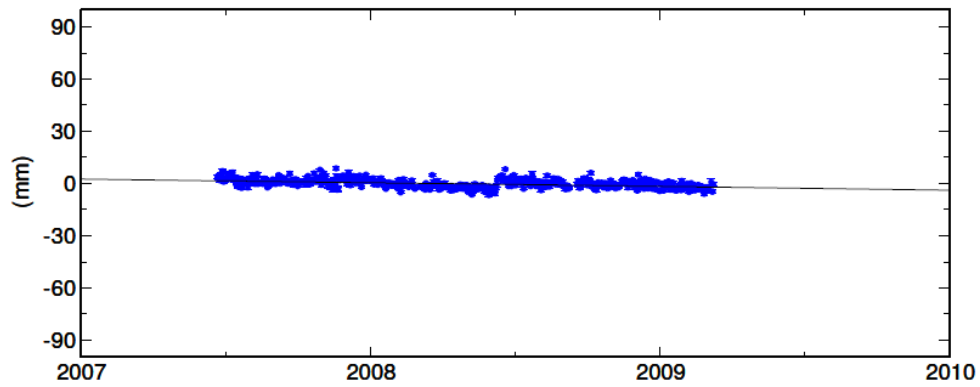
LIDO East Offset 1933381.402 m
rate(mm/yr)= 12.04 ± 0.01 nrms= 3.39 wrms= 2.6 mm # 880



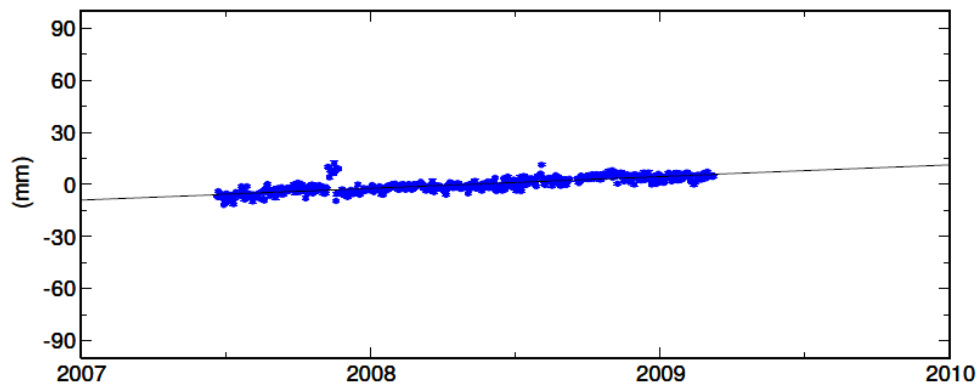
LIDO Up Offset 594.209 m
rate(mm/yr)= 0.74 ± 0.06 nrms= 1.69 wrms= 6.5 mm # 880



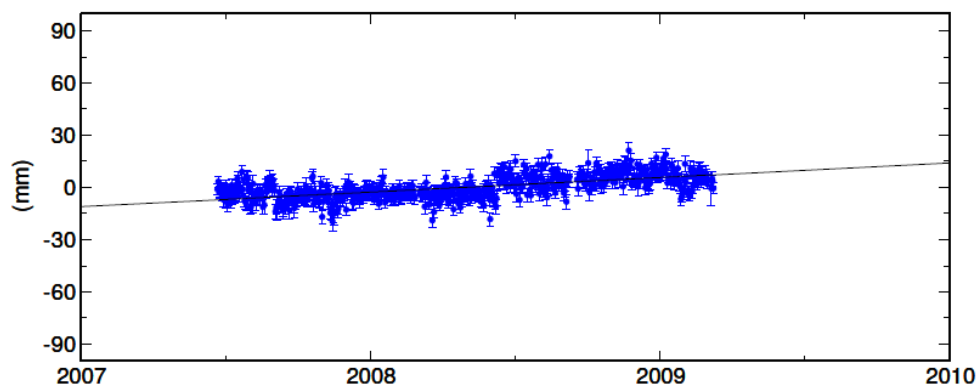
RLS0 North Offset 4236356.130 m
rate(mm/yr)= -2.14 ± 0.07 nrms= 2.68 wrms= 2.2 mm # 604



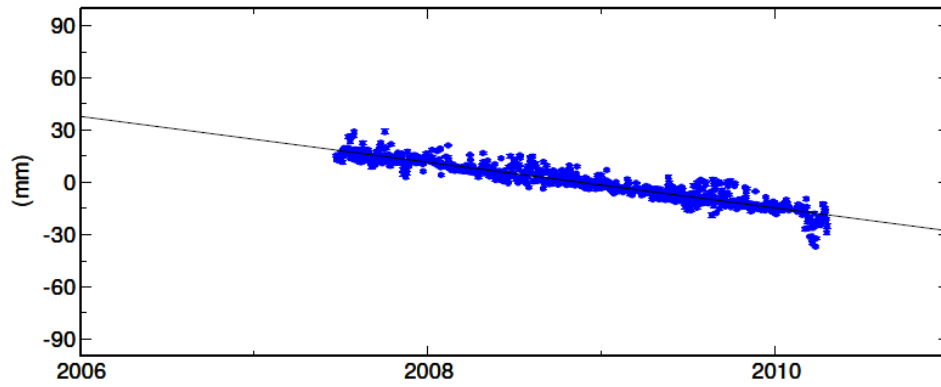
RLS0 East Offset 1881478.128 m
rate(mm/yr)= 6.76 ± 0.06 nrms= 3.10 wrms= 2.3 mm # 604



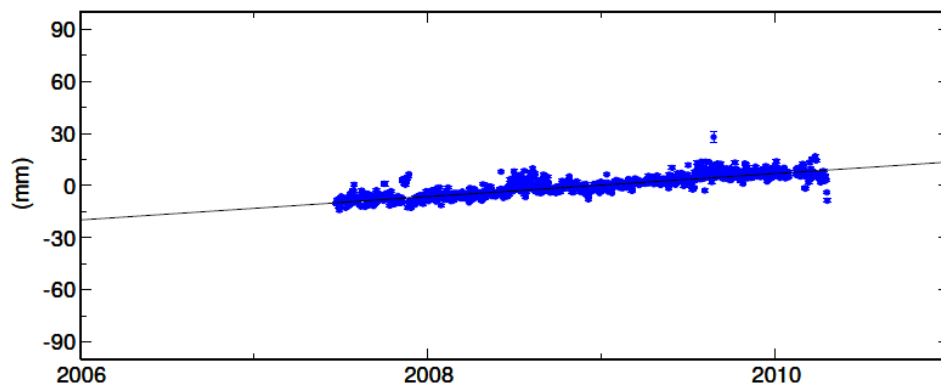
RLS0 Up Offset 132.902 m
rate(mm/yr)= 8.42 ± 0.29 nrms= 1.43 wrms= 5.0 mm # 604



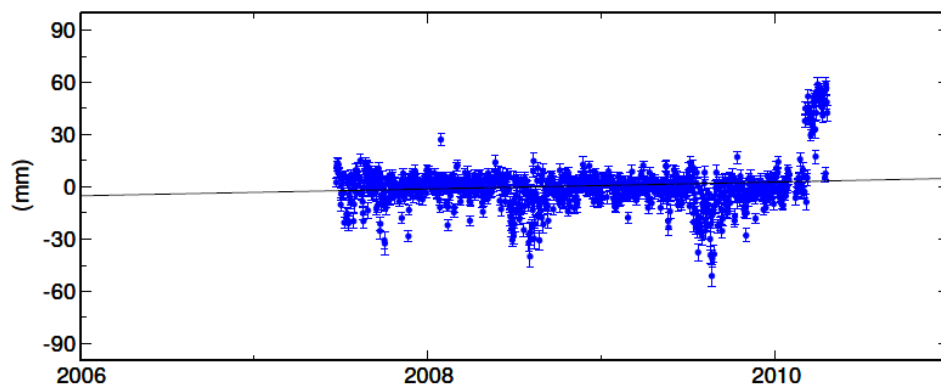
NOA1 North Offset 4235379.733 m
rate(mm/yr)= -13.17 ± 0.03 nrms= 4.87 wrms= 3.1 mm # 997



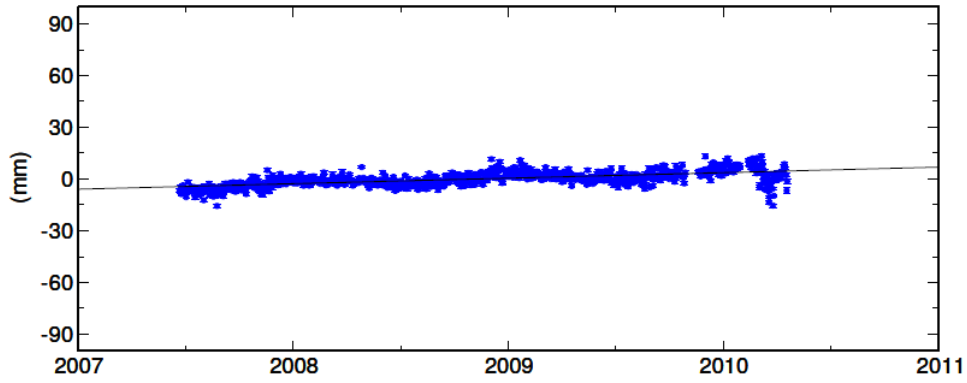
NOA1 East Offset 2092032.015 m
rate(mm/yr)= 6.65 ± 0.03 nrms= 4.27 wrms= 2.8 mm # 997



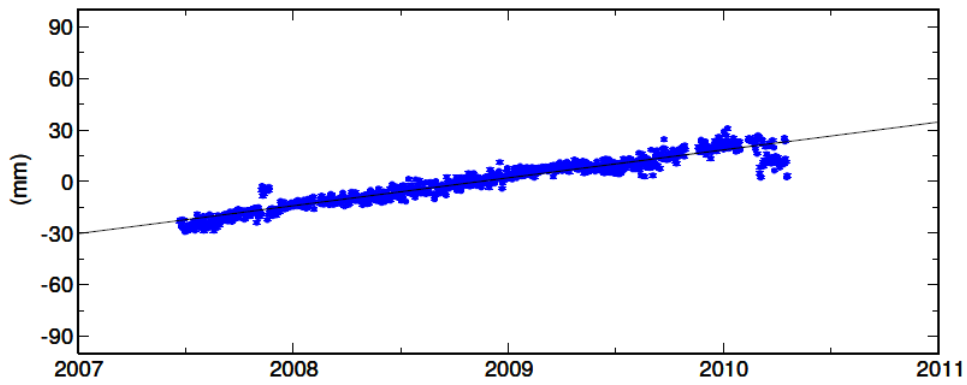
NOA1 Up Offset 537.783 m
rate(mm/yr)= 1.97 ± 0.12 nrms= 3.46 wrms= 10.1 mm # 997



VLS0 North Offset 4249824.961 m
rate(mm/yr)= 3.21 ± 0.04 nrms= 3.34 wrms= 3.1 mm # 973



VLS0 East Offset 1801713.461 m
rate(mm/yr)= 16.24 ± 0.03 nrms= 4.63 wrms= 3.6 mm # 973



VLS0 Up Offset 437.213 m
rate(mm/yr)= -0.21 ± 0.15 nrms= 2.37 wrms= 8.9 mm # 973

