



HAL
open science

Cinématique et tectonique active de l'Ouest de la Grèce dans le cadre géodynamique de la Méditerranée Centrale et Orientale

Eugénie Pérouse

► **To cite this version:**

Eugénie Pérouse. Cinématique et tectonique active de l'Ouest de la Grèce dans le cadre géodynamique de la Méditerranée Centrale et Orientale. Sciences de la Terre. Université Paris Sud - Paris XI, 2013. Français. NNT : 2013PA112061 . tel-00842274

HAL Id: tel-00842274

<https://theses.hal.science/tel-00842274v1>

Submitted on 14 Nov 2013

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

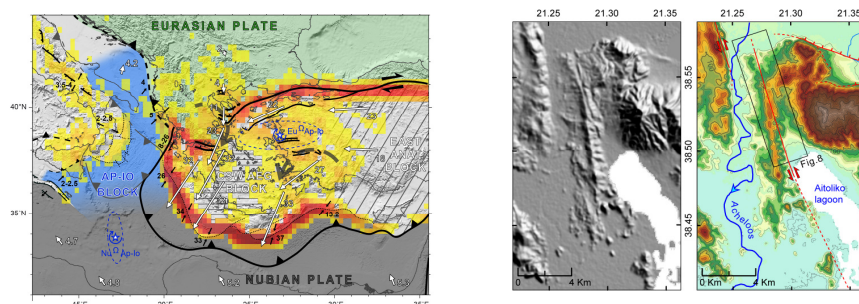
L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Thèse de DOCTORAT de l'Université Orsay - Paris Sud (Paris XI)
Spécialité Géosciences

Présentée par:
Eugénie PEROUSE

pour obtenir le grade de:
DOCTEUR de l'Université Orsay - Paris Sud (Paris XI)

CINÉMATIQUE ET TECTONIQUE ACTIVE DE L'OUEST DE LA GRÈCE DANS LE CADRE GÉODYNAMIQUE DE LA MÉDITERRANÉE CENTRALE ET ORIENTALE



Soutenue le 16 Mai 2013 devant un jury composé de :

Laurent JOLIVET (Professeur, ISTO, Orléans)..... Rapporteur
Daniela PANTOSTI (Directrice de Recherche, INGV, Roma, Italie)..... Rapporteur
Jean CHERY (Directeur de Recherche, CNRS, Géosciences Montpellier)..... Examineur
Anne DAVAILLE (Directrice de Recherche, CNRS, FAST, Orsay)..... Examineur
Stathis STIROS (Professeur, Université de Patras, Grèce)..... Examineur
Pierre BRIOLE (Directeur de Recherche, CNRS, ENS, Paris)..... Directeur de Thèse
Nicolas CHAMOT-ROOKE (Chargé de Recherche, CNRS, ENS, Paris)..... Directeur de Thèse
Michel SEBRIER (Directeur de Recherche, ISTeP, CNRS-UPMC, Paris)..... Directeur de Thèse

*Thèse effectuée au Laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure, 24 rue Lhomond,
75005 Paris*

REMERCIEMENTS...

J'attendais ce moment où il ne me resterait plus que les remerciements à écrire...le voilà !

Cet instant est particulier car une fois les choses finies, on prend du recul tout d'un coup. Pendant ces dernières années, j'étais dans la thèse. Ces derniers mois/semaines, j'étais sous l'eau... Je peux enfin dire merci à tous ceux qui m'ont soutenu tout au long de la thèse :

- Tout d'abord merci à vous, **membres du Jury**, qui allez lire cette thèse ! Une mention spéciale pour mes rapporteurs **Daniela Pantosti** et **Laurent Jolivet**, à qui je ne laisse pas beaucoup de temps pour rapporter ma thèse. Un grand merci à vous, je n'oublierai pas. Grazie mille.
- A mon directeur de thèse **Pierre Briole**, sans qui cette aventure n'aurait pas été possible. Je te remercie pour la confiance que tu m'as accordée tout au long de cette thèse. Cette thèse n'a peut être pas été toute tracée et conventionnelle, mais au final on s'en est bien sortis !
- Un énorme merci et une énorme reconnaissance à toi, **Nico (Nicolas Chamot-Rooke)**, pour ton encadrement durant cette thèse. Tu m'as appris la Cinématique des plaques (rien que ça !) et tu as toujours été disponible pour moi. Merci pour tes conseils, ton écoute, ta passion pour la géodynamique et tes idées, ta pédagogie, ton ouverture d'esprit, ton soutien...ta vision grande échelle.....et sur le plan humain aussi. Bref, tu m'as appris beaucoup, j'ai beaucoup aimé travailler avec toi et j'espère que tu seras fier de cette thèse.
- A toi **Michel (Sévrier)**, qui n'était pourtant pas prévu dans l'encadrement de ma thèse, et qui s'est tellement impliqué ! Grâce à toi, ma thèse a eu un volet tectonique active que je voulais tant. Merci de t'être impliqué comme ça, de m'avoir super bien suivie et encadrée pour cette étude tecto active et dans la thèse en générale. Sur le plan scientifique, j'ai eu la chance d'apprendre énormément de choses avec toi...et puis toujours dans la bonne humeur, en discutant, et tu es pédagogue et passionné en plus...bref, c'est fut un plaisir et une chance de travailler avec toi .
- A ceux qui m'ont aidé sur le chemin. **Alain Rabaute**, merci pour m'avoir aidé pour le STRAIN de Haines et Holt, la carto de manière générale, la Mapublisher touch et pour ta disponibilité. A toi **Frédérique (Rolandone)**, pour ce super moment en Grèce (campagne GPS). Merci de m'avoir appris des choses avec ton expérience du GPS avec ta bonne humeur, et de ton soutien quand je doutais. Je te dois une fière chandelle car c'est toi qui m'as orienté vers Michel. Un grand merci à **Denis Sorel**, pour la mission de terrain en Etolo-Akarnanie. Ta connaissance de la zone a été une mine d'or pour moi (d'ailleurs, les Sorel-communication personnelles viennent à plusieurs reprises dans mon manuscrit). Merci pour ton accueil à Daphnès, ta pédagogie et tes cônes Riss. A l'équipe du CEREGE: **Régis Braucher, Didier Bourlès, Lucilla Benedetti, et Valery, Karim, Georges, Laeticia, Anne**. Merci pour votre accueil, votre super encadrement (et votre expertise dans les cosmonucléides), pendant ces 1 mois passé au CEREGE.
- To **Fanis (Moschas)**, my team mate for the GPS campaign in Kefalonia. Thank you very much for the time you spent with me during this adventure-mission. You showed me how to measure points and it was a really good time. I hope we will do other missions in the Islands listening Ska-P and Lady Gaga ! Good luck for your Thesis. A **Stathis Stiros**, merci pour m'avoir si bien accueillie à l'Université de Patras. A bientôt j'espère !

- A vous les collègues thésards du labo....Alors là je vous préviens, ce sera dans le désordre... Une forte amitié s'est tissée durant ces 3 ans avec vous, et ça va clairement continuer. **Dim**, mon compagnon de fin de thèse. Merci pour nos joggings et nos soirées (2 choses très importantes dans la vie) et nos trips au quotidien. **Stavros**, tu m'as tellement aidé, merci pour ton soutien dans les derniers mois/semaines. A notre grande relation SIG-GMT fusionnelle. Pour toi :

psmerci stavros.dat -R19/25/34/39 -JM -Chot -Gperouse.grd -K > tournafrik.ps.

A mon co-bureau **Alexis**, avec qui nous avons élaboré une décoration de bon gout, subtile et jamais vulgaire dans notre bureau. Et à cette passion commune, la Chalga, qui nous aura bercés (en boucle) pendant plus de deux ans. Et rare sont les personnes à pouvoir écouter de la Chalga non stop pendant 2 ans (Je remercie au passage Andréa, Costi, Galena, Preslava, Alisia et toutes les autres). A **Céline Bauriong** (avé l'accent). Tout a commencé à Aix où le CEREGE nous a réunies. Le broyeur, le sanglier aux ongles corail, ces échantillons qu'on a mis à branler, le Murano, etc. Depuis, une belle amitié est née et je descends vite te voir à Pau ! A **Lucas, François et Aurélien**, vous êtes arrivés tard, je commençais ma phase stress-zombie fin de thèse. Mais merci pour ces pauses bien méritées et je vais voir plus maintenant. A celles qui ne sont plus là, mais qui été présentes les premières années de thèses : **Alex**...que de trips et SIG relation...**Adeline, Céline, Oyane, Silvia** (les Apples) je pense à vous. **Maury** ! Relation atypique car on s'est croisé pendant 3 ans sur le toit de l'ENS. Merci pour ces petites pauses-clope où on décompressait bien. A **Audrey**, que je connais depuis peu, mais bon feeling et surtout tu es ma sauveuse de fin de thèse. Promis je te dépanne en heures de TDs ou ce que tu veux !

- Merci également à tous les membres du labo de Géologie de l'ENS, que j'ai croisé au quotidien pendant ces 3 ans...**Angélique Manchon, Isabelle Lavaleix, Laeticia Quatrehomme, Micheline Rialet, Françoise Larincq, Jean Louis Moussapa et Dominique Janots** vous avez été adorables avec moi et vous mettez de la bonne humeur au labo. Les informaticiens **Pierpaolo, Nasser et Baptiste**. Et merci à tous les chercheurs du 2è et 3è avec qui j'ai interagis. D'abord toi **Julia (De Sigoyer)**, depuis qu'on s'est connues à Barles, je te considère comme une chercheuse certes, mais on est également devenues plus proche. Merci pour tes conseils (scientifiques ou pas) et ton soutien. A **Patrick (Meunier)**, je t'ai découvert tard, mais une bonne complicité est née, j'espère te revoir. Et tous les autres, **Mathias Delescluse, Manu Pubellier, Hélène Lyon-Cean, Yves Leroy**, etc...

- A ma bande de S..... **Mel, Chonch, Ali, Jo et Audrey**, que j'adore ! Merci d'être là les filles, on est une dream team, que de second degré, que de liens forts...merci pour tout, je vous aime. A mon mari également, **Bat**, toujours là. **Karlotta**, je suis contente on va se recroiser en congrès (Woo, woo, woo). Et **Péné**, je ne t'oublis pas et merci d'avoir cru en moi.

- J'en arrive au plus important, **la famille**. De manière générale, je vous remercie d'être intelligents et drôles ! Après, je vais me répéter dans cette partie, car je vous aime tous. Merci à toi ma sœur, **Picou**, que j'aime profondément. Merci d'être toujours là, de ton amour, et d'être une sœur comme ça. Tu m'as soutenue en fin de thèse, mais tu me soutiens toujours. Merci à vous les parents, je vous aime ! **Mimi**, tu es toujours là, toujours cool, toujours à l'écoute. Merci pour ton amour, tes conseils et d'être une maman comme ça. **Papoune**, je t'aime fort et merci pour ton soutien, pour tes conseils, toujours positif et avec humour. A **Tatou**, ma Tat, que j'aime, tu es géniale et tu es toujours là. A **Marie et Loul'**, je vous aime et je pense à vous souvent Sinon, j'étais peut être à l'Ouest pendant ces trois ans...et je vous ai pas assez dit à quel point vous comptiez tous pour moi. A **Néma** et **Paulo**, j'ai aussi une pensée pour vous.

- A mon **amoureuse**, que j'aime, qui m'a supportée durant cette dernière année de thèse. Vivement qu'on se revoit maintenant que tout ça est fini !

RÉSUMÉ

La Méditerranée se situe dans une zone de convergence lente entre les plaques Eurasienne et Africaine (~5 mm/an), où des restes d'anciens bassins Téthysiens sont progressivement consommés par le retrait rapide de zones de subductions (~ 20-30 mm/an sur la zone de subduction Hellénique). En Méditerranée Orientale, une transition collision-subduction se produit dans l'Ouest de la Grèce (collision de la Plateforme Apulienne au nord et subduction Hellénique au sud), pratiquement à l'extrémité du Golfe de Corinthe et dans une région de propagation potentielle de la faille Nord Anatolienne. Afin d'étudier la cinématique actuelle de l'Ouest de la Grèce, nous adoptons donc une approche multi-échelle de la déformation:

(1) Une modélisation grande échelle du champ de vitesses horizontale mesuré par géodésie est effectuée afin de contraindre la cinématique au voisinage de l'Ouest de la Grèce, à la fois à terre et en mer. Un résultat majeur est qu'une zone d'extension distribuée N-S s'étendant de la Bulgarie à l'Est du Golfe de Corinthe a pour conséquence de désactiver la terminaison Ouest de la faille Nord Anatolienne dans le nord de la Mer Egée. Cette extension d'échelle régionale pourrait être causée par le retrait du slab Hellénique.

(2) Une étude de tectonique active permet d'établir une cartographie précise des failles actives de la région, leur chronologie relative et une estimation de leur vitesse de déplacement. Le demi-graben actif du Golfe Amvrakikos et la faille active N155° de Katouna-Stamna, qui constituent les frontières Nord et Est d'un bloc Iles Ioniennes-Akarnanie (IAB), sont caractérisés par des vitesses géologiques d'au moins ~ 4 mm/an et des vitesses mesurées par GPS de l'ordre de ~10 mm/an. Ce bloc IAB est limité à l'Ouest par la faille transformante de Céphalonie et semble se comporter de manière rigide.

(3) Une fois les frontières du bloc IAB connues, nous montrons que le champ de vitesse GPS mesuré dans la région peut être entièrement expliqué par des effets transitoires de blocage élastique associés aux failles bordières de ce bloc. Le couplage sur l'interface de subduction n'a pas d'expression en surface, ce qui suggère qu'il doit être faible. Enfin, nous justifions l'existence d'un point triple de type Rift-Faille-Faille à la terminaison Ouest du Golfe du Corinthe.

ABSTRACT

The Mediterranean is a diffuse plate boundary zone between the slowly converging Eurasian and African plates (~ 5 mm/yr), where remnants of old Tethyan basins are progressively consumed by fast trench retreat (~ 20 - 30 mm/yr at the Hellenic subduction zone). In Eastern Mediterranean, a collision-subduction transition occurs in Western Greece (collision of the Apulian Platform to the north and Hellenic subduction zone to the south), close to the westward Corinth Rift termination and in a region that may be potentially affected by the westward propagation of the North Anatolian Fault. We used a multi-scale deformation approach to investigate Western Greece active kinematics:

(1) We run a large scale model of horizontal velocities measured by GPS to constrain the kinematic boundary conditions of Western Greece, either onshore and offshore. A major result is the occurrence of distributed N-S extension spreading from Bulgaria to the Eastern Corinth rift, resulting in de-activation of the western termination of the North Anatolian Fault in North Aegean Sea. This large scale extension could be associated to the retreat of the Hellenic slab.

(2) An active tectonics study has been performed to provide an accurate mapping of active faults in the region, to constrain their relative chronology and to estimate their geological slip-rate. The Amvrakikos Gulf active half-graben and the $N155^\circ$ active Katouna-Stamna Fault, which form the northern and eastern boundaries of a Ionian Island-Akarnania block (IAB), have geological slip rates of at least ~ 4 mm/yr and GPS slip-rates of ~ 10 mm/yr. The IAB is bounded to the west by the Kefalonia transform fault and appears to behave rigidly.

(3) Once the IAB boundaries are defined, we show that the velocity field measured by GPS in the region can be totally accounted by transient elastic loading along the IAB bordering faults. Subduction interface coupling has no surface expression, suggesting low coupling. Finally, we justify the occurrence of a Rift-Fault-Fault triple junction at the western termination of the Corinth Rift.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION GENERALE	1
-----------------------------	---

CHAPITRE I : MODELE CINEMATIQUE GRANDE ECHELLE DE LA MEDITERRANEE CENTRALE ET ORIENTALE	10
--	-----------

BRIDGING ONSHORE AND OFFSHORE PRESENT-DAY KINEMATICS OF CENTRAL AND EASTERN MEDITERRANEAN: IMPLICATIONS FOR CRUSTAL DYNAMICS AND MANTLE FLOW (<i>publié à Gcubed</i>)	12
--	----

CHAPITRE II : TECTONIQUE ACTIVE DES SYSTEMES DE FAILLES DE L'ETOLO-AKARNANIE (OUEST DE LA GRECE):	44
--	-----------

1. TRANSITION FROM COLLISION TO SUBDUCTION IN WESTERN GREECE: THE KATOUNA- STAMNA ACTIVE FAULT SYSTEM (<i>soumis à Terra Nova</i>)	48
2. LE GRABEN DE NIKOPOLIS: CONTRAINTES GÉOLOGIQUES SUR L'INITIATION DE L'OUVERTURE DU GOLFE AMVRAKIKOS.....	89
3. ZONE DU LAC TRICHONIS	95
3.1 Morphologie générale	95
3.2 Evidences de déformation active petites échelles le long des segments de la faille normale Sud Trichonis.....	97
3.3 Le méga glissement de terrain du segment de Pappadatès	104
3.4 Interprétations et discussion	105
4. SYNTHÈSE SUR LES FAILLES ACTIVES DE L'ETOLO-AKARNANIE ET TIMING DE LA DÉFORMATION.....	107

CHAPITRE III: CINEMATIQUE DU BLOC ILES IONIENNES-AKARNANIE (IAB) ET IMPLICATIONS REGIONALES..... 112

1. RAPPELS SUR LE CYCLE SISMIQUE ET LA NOTION DE MOUVEMENTS COURT TERME ET LONG TERME	117
2. DÉFINIR LE MOUVEMENT RIGIDE DU BLOC IAB ET ISOLER LES POTENTIELS EFFETS DE BLOCAGE ÉLASTIQUE	119
2.1 <i>Une rotation rigide n'explique pas le champ de vitesse du bloc IAB</i>	119
2.2 <i>Séparer le mouvement long terme IAB/IO des effets de couplage élastique</i>	120
3. MODÈLE 2D DE LA DÉFORMATION SUR LES FAILLES DE CÉPHALONIE ET KSF.....	130
3.1 <i>Méthodologie</i>	130
3.2 <i>Résultats</i>	130
3.3 <i>Conclusions</i>	136
4. MODÈLE DE BLOCS DE LA DÉFORMATION DE L'OUEST DE LA GRÈCE	137
4.1 <i>Méthodologie</i>	137
4.2 <i>Mouvement long terme des blocs entourant le IAB</i>	137
4.3 <i>La géométrie des frontières du bloc IAB</i>	141
4.4 <i>Résultats du modèle de blocs</i>	146
4.5 <i>Conclusions de ces modèles et implications quand au couplage lié à l'interface de subduction</i>	153
5. CARTE CINÉMATIQUE FINALE (CORRECTIONS DES EFFETS ÉLASTIQUES DANS LE IAB ET À SES FRONTIÈRES), DISCUSSION ET IMPLICATIONS RÉGIONALES.....	156
5.1 <i>Trois grands "domaines" au premier ordre ?</i>	157
5.2 <i>Le point triple Grèce Continentale- Péloponnèse-IAB</i>	160
5.3 <i>Une frontière de plaques en cours d'évolution ?</i>	166

DISCUSSION GENERALE SUR L'APPROCHE MULTI-ECHELLE DE LA CINEMATIQUE ET DE LA DEFORMATION ACTUELLE 170

1. DÉFORMATION CRUSTALE GRANDE ÉCHELLE / ÉCHELLE RÉGIONALE : DEUX VISIONS ET DEUX APPROCHES DIFFÉRENTES	170
2. COMPARAISON CINÉMATIQUE GRANDE ÉCHELLE/CINÉMATIQUE RÉGIONALE DANS L'OUEST DE LA GRÈCE	172
3. DEUX APPROCHES COMPLÉMENTAIRES ?	173

CONCLUSION GENERALE 176

REFERENCES 180

INTRODUCTION GÉNÉRALE

INTRODUCTION GÉNÉRALE

La Méditerranée se situe dans la zone de frontière de plaques entre l'Eurasie et l'Afrique (Nubie), qui convergent lentement l'une vers l'autre à ~ 5 mm/an suivant une direction NW-SE en Méditerranée Orientale, évoluant vers ~ 4 mm/an suivant une direction WNW-ESE en Méditerranée Occidentale [D'Agostino et al., 2008]. La distribution de la sismicité illustre une frontière de plaque diffuse, dont le tracé ne se devine pas au premier abord (Figure i.2). Cette complexité dans la géométrie de la frontière de plaque vient du fait que trois zones de subduction dissèquent cette frontière (Gibraltar, Calabraise et Hellénique, Figure i.3) et que des interactions de microplaques s'y produisent (Adriatique, Apulie et Anatolie, Figure i.4).

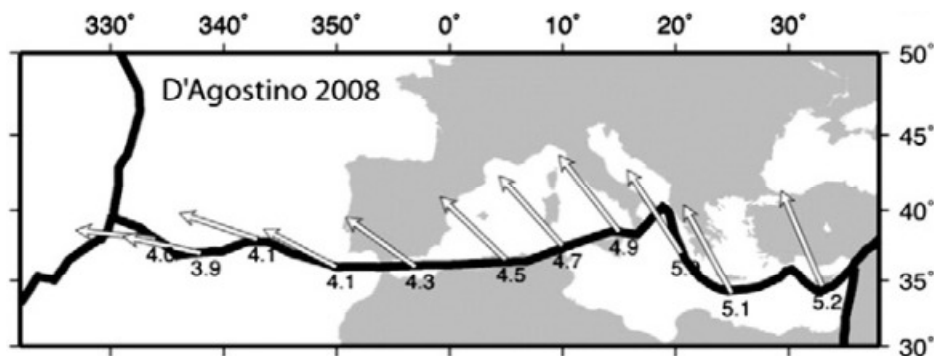


Figure i. 1: Mouvement de la plaque Nubie par rapport à l'Eurasie prédit par le pôle de rotation rigide Nubie/Eurasie de [D'Agostino et al., 2008]. Figure d'après [Nocquet, 2012].

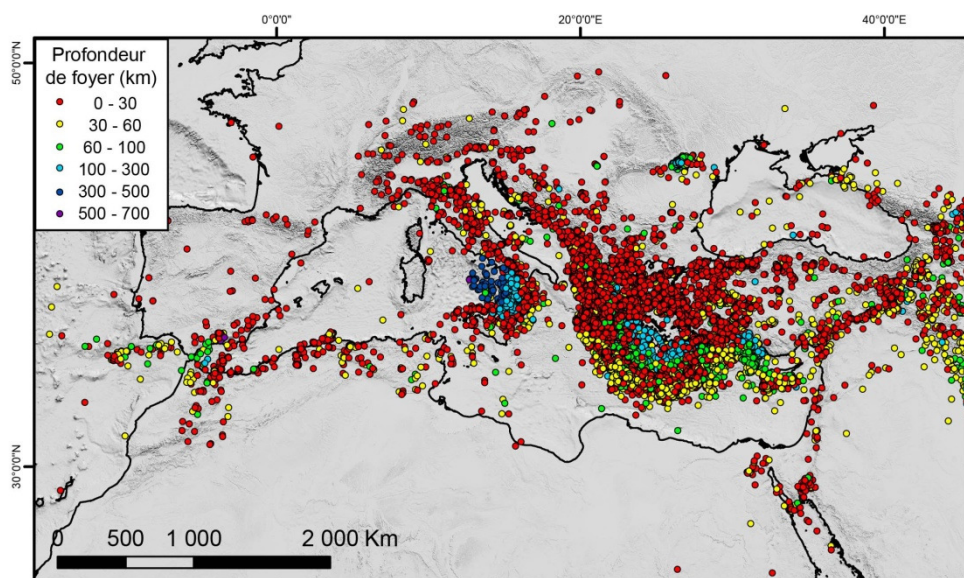


Figure i. 2: Distribution de la sismicité en Méditerranée. Catalogue ISC (1964-2008).



Figure i. 3: Carte cinématique de la Méditerranée. Les flèches indiquent les mouvements relatifs aux frontières de plaques, en mm/an. D'après [Chamot-Rooke et al., 2005].

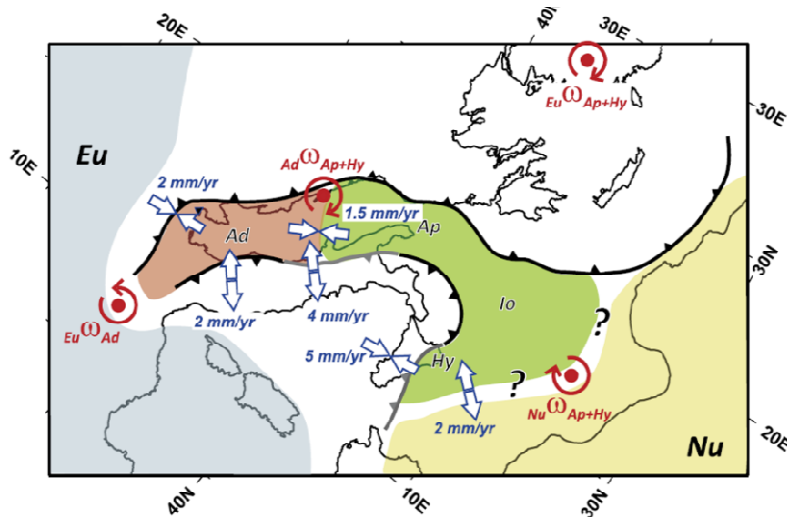


Figure i. 4: Carte cinématique de la Méditerranée Centrale figurant les microplaques issues de la fragmentation du promontoire Apulien.

Ad: plaque Adriatique; Ap: Apulie; Io: bassin Ionien; Hy: plateau Hybléen. L'Apulie, le bassin Ionien et le plateau Hybléen définissent une seule microplaque. D'après [D'Agostino et al., 2008].

Cette configuration actuelle de la Méditerranée résulte essentiellement de l'orogénèse, suivie de l'effondrement de la Chaîne Alpine durant le Cénozoïque. La collision entre l'Apulie et l'Eurasie, qui fait suite à la fermeture des bassins Téthysiens, est à l'origine de l'orogénèse de la Chaîne Alpine de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène [Dewey *et al.*, 1989]. A partir de ~30 Ma et jusqu'à l'actuel, le collapse de la Chaîne Alpine et le retrait des panneaux plongeant Ouest et Est Téthysien (Calabrais et Hellénique, respectivement) consomment progressivement l'étendue de l'ancienne lithosphère océanique Mésozoïque du Bassin Ionien pour atteindre leur position actuelle [Jolivet and Faccenna, 2000]. L'évolution du retrait des fosses de ~30 Ma à l'actuel est montrée en Figure i.5.

Concernant la cinématique actuelle, un contraste net peut être noté entre les zones de subduction Méditerranéennes. Les subductions de Gibraltar et de la Calabre présentent une sismicité faible à modérée. Les mouvements relatifs par rapport à la Nubie au voisinage de ces zones de subductions diffèrent peu du mouvement prédit par le pôle Eurasie/Nubie, suggérant des zones de subductions inactives ou ultra-lentes, compatibles avec des subductions dites "passives" (sans convergence, où le slab plonge simplement dans le manteau sous l'effet de son propre poids [Jolivet *et al.*, 2008]). Au contraire, la zone de subduction Hellénique est sismiquement très active (zone la plus sismique de la Méditerranée) et la convergence entre le domaine Egéen et la Nubie y atteint ~ 30 mm/yr (Figure i.3).

Présentation de l'Ouest de la Grèce, problématiques et approche

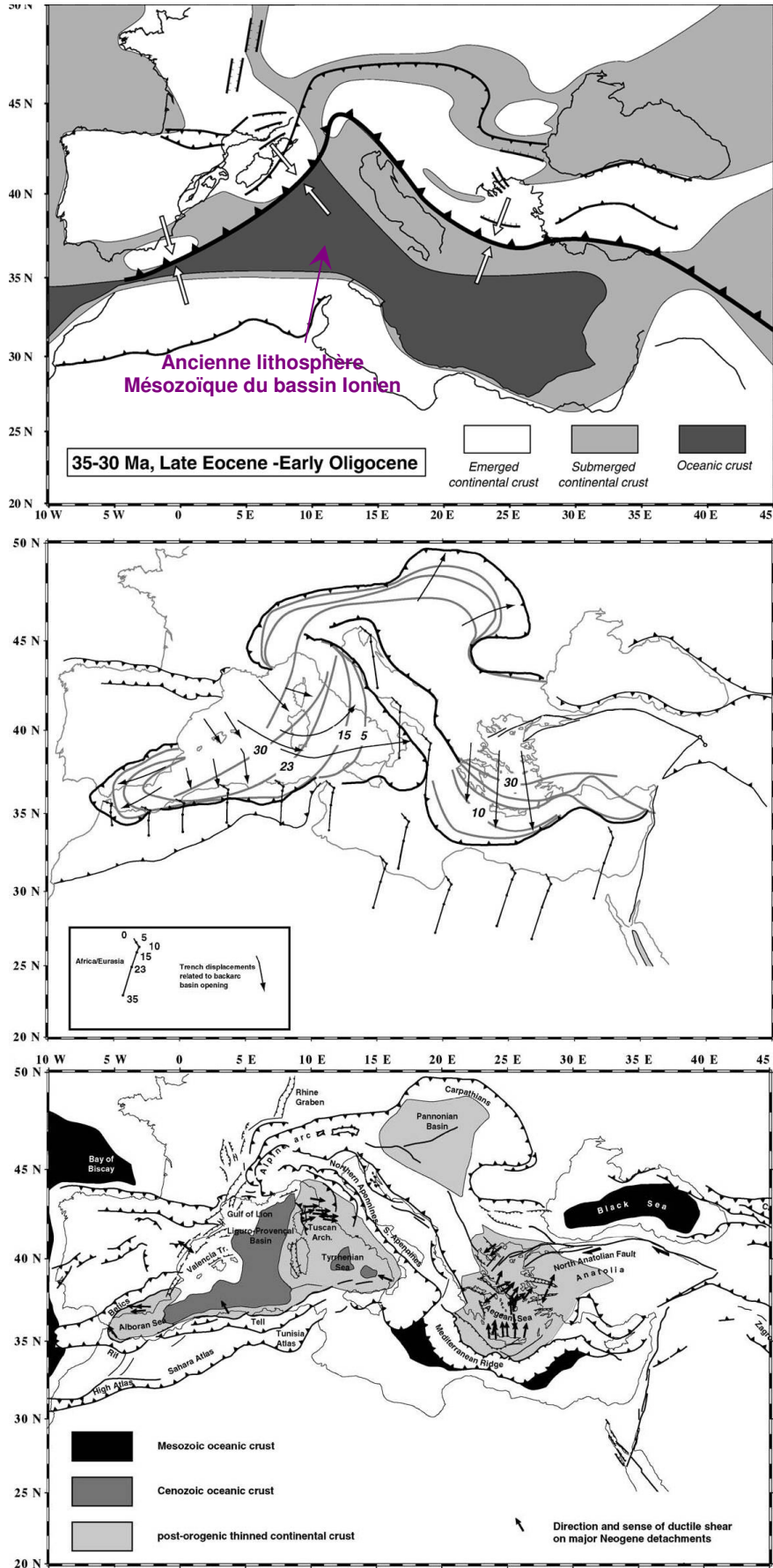
Notre zone d'étude, l'Ouest de la Grèce, est située dans la plaque chevauchante de la zone de subduction Hellénique et plus précisément, au niveau de sa terminaison NW où **une transition collision continentale-subduction océanique se produit (Figure i.6)**. Au nord, la collision entre l'épaisse plateforme Apulienne et l'Eurasie est accommodée par environ 5 mm/an de raccourcissement NE-SW dans l'avant-pays Albanais-NW Grec des Hellénides. Au sud, l'ancienne lithosphère océanique Téthysienne [Speranza *et al.*, 2012] du bassin Ionien subducte sous le Péloponnèse où la convergence atteint ~ 30 mm/yr. La faille de Céphalonie (Figure i.7) joue le rôle de faille transformante entre le front de collision et le front de subduction [Pearce *et al.*, 2012] et se caractérise par un jeu dextre transpressif et une forte activité sismique [Louvari *et al.*, 1999]. Comment s'accommode la transition collision-subduction dans l'Ouest de la Grèce, à l'est de la faille transformante de Céphalonie ? Plusieurs hypothèses sont actuellement proposées. Une zone de cisaillement distribuée de

~100 km de large pourrait s'étendre de la faille de Céphalonie à la faille d'Achaïa, dans le NW du Péloponnèse (Figure i.6b). L'existence d'un bloc Iles Ioniennes-Akarnanie (IAB), borné à l'Est par un système NW de failles senestre qui connecteraient le Golfe Amvrakikos au Golfe de Patras-Corinthe a également été proposée [Le Pichon et al., 1995; Konstantinou et al., 2009; Vassilakis et al., 2011]. Cependant, le jeu actif senestre de ce système de failles NW est proposé sans évidences convaincantes.

Une situation de transition collision-subduction pose également la question de la géométrie du panneau plongeant Hellénique dans cette région. Déchirure ou pas ? Si de nombreuses études s'accordent sur l'existence d'une déchirure du panneau [Spakman et al., 1988; Wortel and Spakman, 2000; Suckale et al., 2009; Royden and Papanikolaou, 2011] , la localisation de cette déchirure reste discutée. D'autres études proposent plutôt une terminaison en rampe latérale au niveau de la faille de Céphalonie [Shaw and Jackson, 2010; Pearce et al., 2012].

S'ajoute aux effets de cette transition collision-subduction **la propagation vers l'Ouest de la faille Nord Anatolienne, qui pourrait influencer la cinématique de l'Ouest de la Grèce**. Plusieurs études suggèrent en effet que la faille Nord Anatolienne se propagerait jusqu'à la faille de Céphalonie [Papanikolaou and Royden, 2007; Reilinger et al., 2010].

Enfin, **le champ de vitesse mesuré par géodésie dans l'Ouest de la Grèce pourrait être affecté par des mouvements transitoires** associé au possible blocage élastique (pendant l'intersismique) de la faille de Céphalonie [Hollenstein et al., 2006] et des autres failles actives de la région. De plus, sous les Iles Ioniennes, des études de sismique réfraction ont imagé un horizon relativement plat (pendage de 5° vers le Nord-est) à 10-15 km de profondeur sur 54 km de long [Hirn et al., 1996]. Ce plan est associé à des séismes de failles inverses de faible pendage pouvant atteindre des magnitudes $M_w=6-7$ (voir Chapitre III). Si ce plan représente une interface de subduction bloquée, il pourrait également largement affecter le champ de vitesse mesuré dans les Iles Ioniennes [Laigle et al., 2002]. Cependant, de nombreuses études suggèrent un faible couplage de l'interface de subduction le long de la subduction Hellénique [Shaw and Jackson, 2010]. Enfin, des mouvements co-sismiques ne sont pas à exclure, comme ceux qui ont été mesurés suite au séisme d'Achaïa-Ilia de 2008 immédiatement à l'est du Golfe de Patras (M_w 6.4, environ 1m de déplacement, [Feng et al., 2010]).



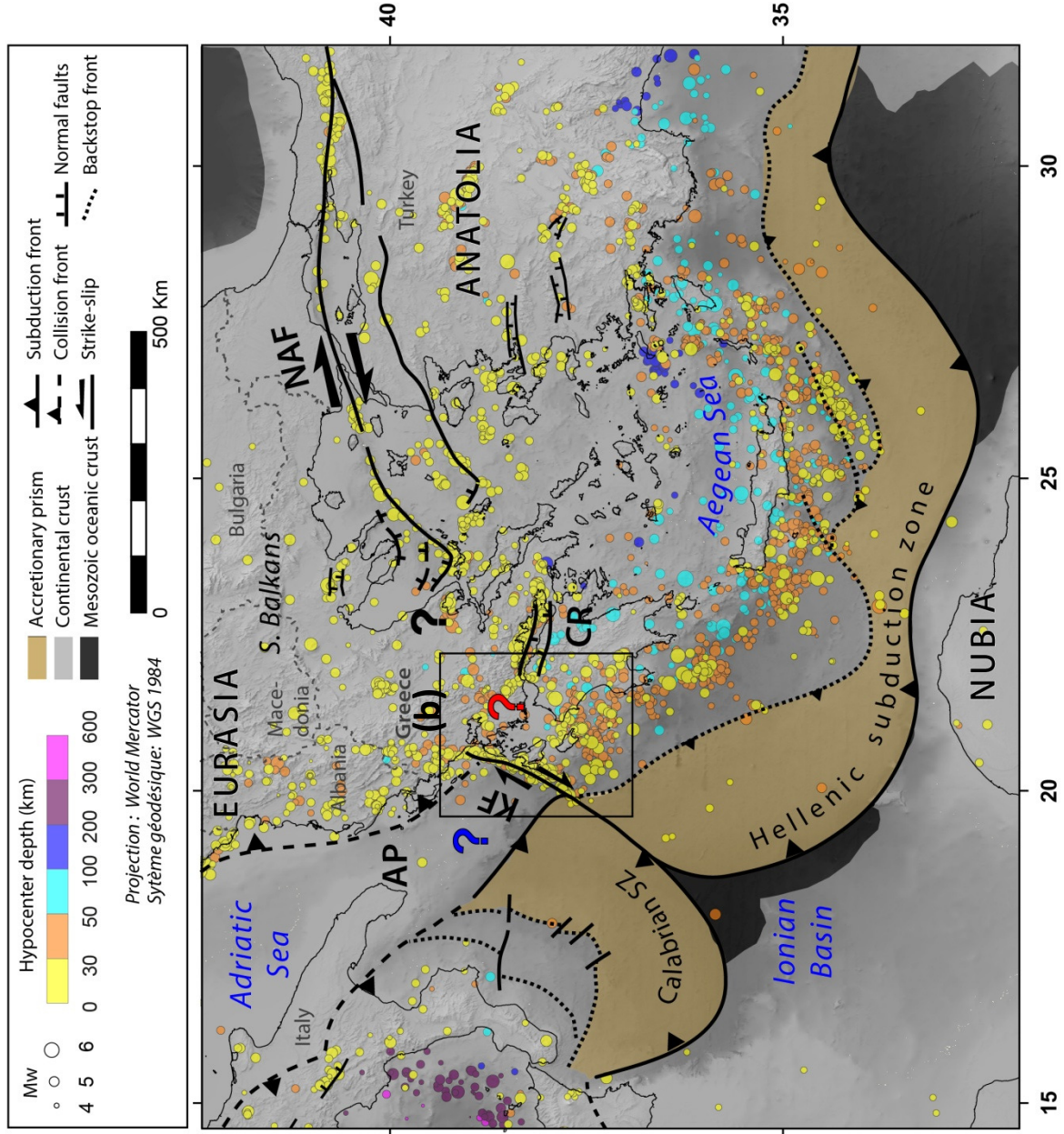


Figure i. 6 : Contexte géodynamique et tectonique de l'Ouest de la Grèce et principales problématiques.

AP: Apulian Platform; KF: Kefalonia Fault; CR: Corinth Rift; NAF: North Anatolian Fault; SZ: Subduction zone. Sismicité provenant du catalogue [Engdahl et al., 1998]. Structures tectoniques et nature de la croûte d'après [Chamot-Rooke et al., 2005] et [Papanikolaou et al., 2006].

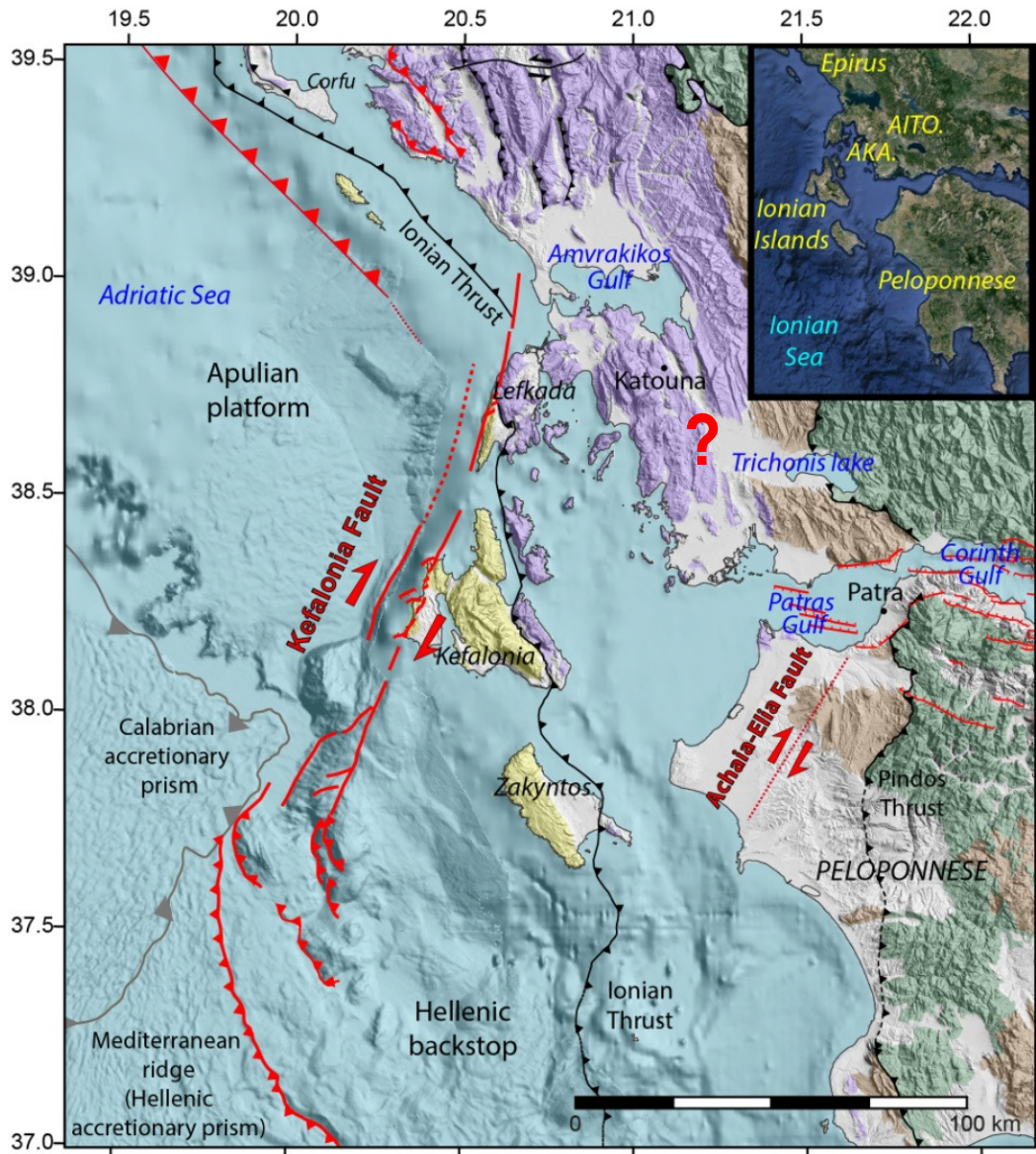


Figure i.7: Carte tectonique régionale de l'Étolo-Akarnanie et compilation de traces en surface de failles actives (en rouge) issues de différentes études.

Unités des Hélienides externes: zone pré-Apulienne (jaune); zone Ionienne (violet); zone du Gavravo-Tripolitza: (marron) et zone du Pinde (vert), d'après [Aubouin, 1959; *British Petroleum Co Ltd*, 1971; Karakitsios and Rigakis, 2007]. Traces en surface de failles actives : Îles Ioniennes [Cushing, 1985; Nielsen, 2003]; Golfe de Patras [Ferentinos et al., 1985]; Golfe de Corinthe [Jolivet et al., 2010]; front de collision de la plateforme Apulienne et prismes [Chamot-Rooke et al., 2005]. La faille d'Achaia-Elia est tracée schématiquement selon des données sismologiques uniquement (pas de traces morphologiques en surface), d'après le mécanisme au foyer et l'alignement des répliques du séisme Mw=6.4 de Juin 2008 [Feng et al., 2010]. Inset: Localisation de l'Étolo-Akarnanie: Aka: Akarnania; Aito: Aitolia.

De nombreuses questions se posent donc sur la cinématique de l'Ouest de la Grèce et les sources dynamiques de ses mouvements. Pour tenter d'y répondre, nous adoptons une **approche multi-échelle de la déformation actuelle**:

- **Dans le premier chapitre**, nous effectuons un modèle grande échelle de déformation d'une zone englobant la Méditerranée Centrale et la Méditerranée Orientale.

Les modèles cinématiques ou géodynamiques existant se sont jusque là soit focalisés sur la Méditerranée Centrale ou Orientale. De plus, les nombreux modèles proposés sur la Méditerranée Orientale (voir chapitre I) sont centrés sur l'Egée, l'Ouest de la Grèce étant systématiquement au "bord" des modèles proposés, rendant les interprétations géodynamiques délicates sur cette zone. Une raison à cela est notamment que la majeure partie du bassin Ionien est immergée (Figure i.6). Notre proposons ainsi un modèle cinématique qui, pour la première fois, englobe les subductions Calabraise et Hellénique, l'Ouest de l'Anatolie et le Sud des Balkans. Nous apportons ainsi de nouveaux résultats concernant l'hypothétique propagation de la faille Nord Anatolienne vers l'Ouest. L'occurrence d'une déchirure de slab et de flux mantelliques en Méditerranée Orientale sera également discutée. Enfin, notre modèle fait la connexion entre les mouvements à terre et en mer, permettant de contraindre le mouvement du Bassin Ionien. Cette étude est présentée sous la forme d'un article publié dans **Geochemistry, Geophysics Geosystems** en 2012.

- **Le chapitre II** est une étude tectonique des systèmes de failles actives de l'Etol-Akarnanie (de l'Est des Iles Ioniennes jusqu'au graben de Trichonis, Figure i.6).

Le but de cette étude est en premier lieu d'établir une cartographie précise des failles actives (et inactives) de cette région. Peu d'études des failles actives ont été menées sur cette région : les travaux de [Clews, 1989] et [Underhill, 1989] portaient essentiellement sur la formation des Hellenides externes, les failles actives étant secondaires dans leurs études. Une carte de failles actives est proposée par [Vassilakis et al., 2006] mais les évidences de jeu actif sur les failles de la région qu'ils proposent nous semble discutables. Nous apportons également des contraintes sur le jeu des failles, le style tectonique de la zone (bloc rigide ou déformation distribuée), l'initiation et la chronologie relative entre les failles, ainsi que des hypothèses sur leur comportement mécaniques (creep-slip ou stick slip). **Un article soumis à Terra Nova** porte sur la faille de Katouna-Stamna (système de failles actives NW reliant le Golfe Amvrakikos

au Golfe de Patras) et le bloc Iles Ioniennes-Akarnanie (IAB). Le reste du chapitre concerne les zones que nous n'avons pas pu aborder dans l'article : le graben de Nikopolis et le rift de Trichonis.

- **Dans le dernier chapitre**, nous abordons les effets transitoires de la déformation dans le champ de vitesse mesuré par le GPS dans l'Ouest de la Grèce.

En considérant les frontières de blocs et failles actives de la région déterminées dans le chapitre II et les conditions aux limites déterminées dans le chapitre I (mouvement du Bassin Ionien contraint), nous faisons une étude cinématique du bloc IAB afin d'isoler les différentes contributions entre mouvements court terme et long terme dans ce bloc. Un modèle élastique simple de type Okada [Okada, 1985] permettra de déterminer les vitesses des failles bordières du IAB (faille de Céphalonie et KSF) et leur couplage élastique. Le coulage élastique associé au plan de subduction sera lui aussi investigué. Enfin, une fois les effets élastiques corrigés du champ de vitesse mesuré, nous pouvons déterminer les domaines cinématiques de la région, déterminer les vitesses de glissements des frontières et analyser la configuration de ces frontières.

- Une courte **discussion générale** sur notre approche multi-échelle de la cinématique de l'Ouest de la Grèce, comparera et superposera les résultats du chapitre I à ceux des chapitres II et III, permettant d'explorer la notion de déformation crustale à différentes échelles spatiales.

Les outils que j'ai utilisé durant ce travail de thèse sont: la modélisation numérique, l'observation géologique et morphologique de terrain (3 semaines) et des datations cosmogéniques effectuées au CEREGE (1 mois) . J'ai également participé à une campagne GPS sur l'île de Céphalonie (préparation de la campagne, mesure des points, 3 semaines).

CHAPITRE I

MODÈLE CINÉMATIQUE GRANDE ÉCHELLE DE LA MÉDITERRANÉE CENTRALE ET ORIENTALE

MODÈLE CINÉMATIQUE GRANDE ÉCHELLE DE LA MÉDITERRANÉE CENTRALE ET ORIENTALE

Cette étude est présentée sous la forme d'un article publié dans **Geochemistry, Geophysics Geosystems** en 2012.

La méthode que nous avons utilisée est la méthode de [*Haines and Holt, 1993*].

Cette méthode repose sur l'hypothèse que lorsque la zone d'étude a une dimension représentant plusieurs fois l'épaisseur élastique de la lithosphère, la déformation peut être considérée comme un continuum [*England and Mckenzie, 1982*]. Pour cette raison, l'approche de [*Haines and Holt, 1993*] est utilisée pour faire de la cinématique globale et établir des modèles globaux de déformation aux frontières de plaques [*Kreemer et al., 2003*]. Cette méthode est également adaptée pour étudier la déformation continentale où la déformation peut être distribuée sur une très large zone, comme dans la cas du Plateau Tibétain [*Flesch et al., 2001*]. Enfin, cette méthode permet également de pouvoir distinguer dans le champ de vitesse les zones affectées par de la déformation distribuée, localisée ou se comportant comme des blocs rigides [*Kreemer and Chamot-Rooke, 2004*].



Bridging onshore and offshore present-day kinematics of central and eastern Mediterranean: Implications for crustal dynamics and mantle flow

Eugénie Pérouse and Nicolas Chamot-Rooke

Laboratoire de Géologie, UMR CNRS 8538, Ecole Normale Supérieure, 24 Rue Lhomond, FR-75005 Paris, France (perouse@geologie.ens.fr)

Alain Rabaute

Laboratoire de Géologie, UMR CNRS 8538, Ecole Normale Supérieure, 24 Rue Lhomond, FR-75005 Paris, France

Now at Institut des Sciences de la Terre de Paris, UMR CNRS 7193, Université Paris VI Pierre et Marie Curie, FR-75252 Paris CEDEX 05, France

Pierre Briole

Laboratoire de Géologie, UMR CNRS 8538, Ecole Normale Supérieure, 24 Rue Lhomond, FR-75005 Paris, France

François Jouanne

Institut des Sciences de la Terre, UMR CNRS 5275, Université de Savoie, Campus Scientifique, FR-73370 Le Bourget-du-Lac, France

Ivan Georgiev and Dimitar Dimitrov

Department of Geodesy, National Institute of Geophysics, Geodesy and Geography, Bulgarian Academy of Sciences, Acad. G. Bonchev str, bl. 3, 1113 Sofia, Bulgaria

[1] We present a new kinematic and strain model of an area encompassing the Calabrian and Hellenic subduction zones, western Anatolia and the Balkans. Using Haines and Holt's (1993) method, we derive continuous velocity and strain rate fields by interpolating geodetic velocities, including recent GPS data in the Balkans. Relative motion between stable Eurasia and the western Aegean Sea is gradually accommodated by distributed N-S extension from Southern Balkans to the Eastern Corinth Gulf, so that the westward propagation of the North Anatolian Fault (NAF) throughout continental Greece or Peloponnesus is not required. We thus propose that the NAF terminates in north Aegean and that N-S extension localized in the Corinth Gulf and distributed in Southern Balkans is due to the retreat of the Hellenic slab. The motion of the Hyblean plateau, Apulia Peninsula, south Adriatic Sea, Ionian Basin and Sirte plain can be minimized by a single rigid rotation around a pole located in the Sirte plain, compatible with the opening the Pelagian rifts (2–2.5 mm/yr) and seismotectonics in Libya. We interpret the trenchward ultraslow motion of the Calabrian arc (2–2.5 mm/yr) as pure collapse, the Calabrian subduction being now inactive. In the absolute plate motion reference frame, our modeled velocity field depicts two toroidal crustal patterns located at both ends of the Hellenic subduction zone, clockwise in NW Greece and counter-clockwise in western Anatolia. We suggest the NW Greece toroidal pattern is the surface expression of a slab tear and consequent toroidal asthenospheric flow.



Components: 13,700 words, 13 figures, 2 tables.

Keywords: Balkans; Mediterranean; North Anatolian Fault; current plate motion; strain modeling; toroidal flow.

Index Terms: 8120 Tectonophysics: Dynamics of lithosphere and mantle: general (1213); 8150 Tectonophysics: Plate boundary: general (3040); 8158 Tectonophysics: Plate motions: present and recent (3040).

Received 13 June 2012; **Revised** 20 August 2012; **Accepted** 21 August 2012; **Published** 26 September 2012.

Pérouse, E., N. Chamot-Rooke, A. Rabaute, P. Briole, F. Jouanne, I. Georgiev, and D. Dimitrov (2012), Bridging onshore and offshore present-day kinematics of central and eastern Mediterranean: Implications for crustal dynamics and mantle flow, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13, Q09013, doi:10.1029/2012GC004289.

1. Introduction

[2] The Mediterranean realm is one of these few natural laboratories where geodynamic processes can be studied through their interactions. Progressive closure of the space between the converging African and Eurasian plates has ultimately led to the present-day complex tectonic pattern, evolving – west to east – from tectonic inversion along the Maghrebian margin to ultraslow Calabrian subduction in the Central Mediterranean and to rapid subduction in the Hellenic trenches (Figure 1). Although the rates of motion are now well established following decades of geodetic measurements, the relative importance of the forces that drive the upper plate and lower plate deformation is still a matter of discussion.

[3] In the Central Mediterranean, the present-day motions are interpreted as micro-blocks interaction resulting from the fragmentation of the Apulian promontory [Serpelloni *et al.*, 2005; D'Agostino *et al.*, 2008]. Limits of these blocks remain unclear since a sizable portion of the Central Mediterranean is offshore (Ionian Basin, Adriatic Sea, Figure 1). In the Eastern Mediterranean, the kinematic pattern has been interpreted diversely as: a mosaic of rigid micro-blocks with deformation restricted to their boundaries [Taymaz *et al.*, 1991; Goldsworthy *et al.*, 2002; Nyst and Thatcher, 2004; Reilinger *et al.*, 2006; Shaw and Jackson, 2010]; large rigid domains combined with distributed deformation areas [Le Pichon *et al.*, 1995; McClusky *et al.*, 2000; Le Pichon and Kreemer, 2010; Reilinger *et al.*, 2010]; westward extrusion of Anatolia combined with widespread Aegean back-arc extension [Armijo *et al.*, 1996; Flerit *et al.*, 2004]; distributed deformation [Papazachos, 2002; Floyd *et al.*, 2010]. Whether active tectonics in the Aegean is caused by the westward propagation of the North Anatolian

Fault [Armijo *et al.*, 1996; Goldsworthy *et al.*, 2002; Flerit *et al.*, 2004; Shaw and Jackson, 2010] or by basal shear and gravitational collapse associated to the retreat of the Hellenic slab [Jolivet, 2001; Le Pourhiet *et al.*, 2003; Jolivet *et al.*, 2008; Jolivet *et al.*, 2010] is still debated.

[4] Previous kinematic and geodynamic works have focused either on Central or Eastern Mediterranean, and little effort has been made to produce a self-consistent kinematic solution that simultaneously fits Calabria and Hellenic geodetic data as well as onshore and offshore constraints. Deformation in the Balkans [Burchfiel *et al.*, 2006; Kotzev *et al.*, 2006], emphasized by recent GPS studies [Jouanne *et al.*, 2012; K. Matev *et al.*, Horizontal movements and strain rates obtained from GPS observations for the period 1996–2008 in southwest Bulgaria and northern Greece, manuscript in preparation, 2012] (Figure 2), has not always been considered, while fragmentation of the Nubian plate [D'Agostino *et al.*, 2008] is generally neglected.

[5] In this paper, we propose a large-scale kinematic model considering both subduction zones affecting and consuming the Nubian plate (Calabrian and Hellenic), as well as deformation of the Nubian plate itself (Ionian block) and of the entire Aegean-Anatolian-Balkans domain. Haines and Holt [1993]'s method is used to derive a continuous velocity and strain rate field by interpolating published GPS velocities, with particular attention to the offshore kinematics in the Ionian Basin and Adriatic Sea, that are key areas to bridge the gap between Central and Eastern Mediterranean. Our results are discussed in the light of: (1) the kinematic and possible dynamic interaction between the Southern Balkans, the Aegean and the supposed westward propagation of the NAF; (2) kinematics and boundaries of micro-blocks in the Central Mediterranean; (3) relationship

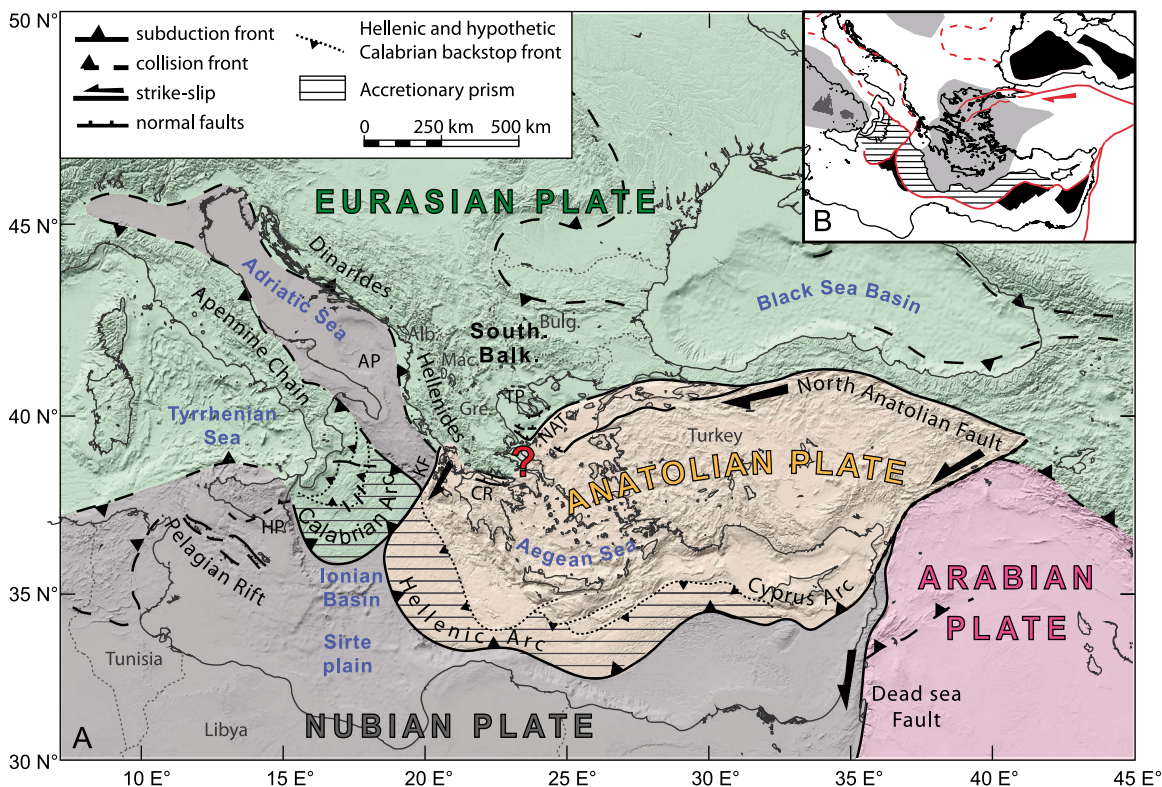


Figure 1. (a) Tectonic map of the Central and Eastern Mediterranean region with simplified plates model, modified from Chamot-Rooke *et al.* [2005]. South. Balk.: Southern Balkans; Alb.: Albania; Mac.: Macedonia; Bulg.: Bulgaria; Gre.: Greece; AP: Apulian platform; HP: Hyblean Plateau; KF: Kefalonia Fault; CR: Corinth Rift; TP: Thessaloniki Peninsula; NAT: North Aegean Trough. (b) Inset showing the nature of the crust in the region [Chamot-Rooke *et al.*, 2005; Jolivet *et al.*, 2008]. Black: Mesozoic remnant oceanic crust; dark gray: Neogene oceanic crust; light gray: Miocene post-orogenic thinned continental crust; white: continental crust; dashed line: accretionary prism over the crust.

between crustal dynamics and subduction induced mantle flows and slab tears.

2. Tectonic Settings

[6] Geological evolution of the Central and Eastern Mediterranean has been largely controlled by the build up and collapse of the Alpine orogenic belt during Cenozoic times, coeval with Mesozoic to present-day Africa-Arabia convergence toward Eurasia. Closure of the Tethyan basins and subsequent collision of the Apulian continent against Eurasia led to the Alpine belt orogeny in Late Cretaceous - Late Eocene (Apennines and Rhodope-Hellenides belts in Western and Eastern Mediterranean respectively [e.g., Dewey *et al.*, 1989]). The Apulian continent has been separated from the African margin by the opening of the Ionian Sea (westernmost branch of the Neo-Tethys [Stampfli and Borel, 2002]) that would have ceased in Early Jurassic [Rosenbaum *et al.*, 2004]. From that time,

Africa and Apulian continents remained attached and moved together [Channell, 1996; Rosenbaum *et al.*, 2004]. Collapse of the Alpine belt in the Mediterranean region occurred in Miocene times. A drastic change in boundary conditions around Late Miocene – Pliocene times affected both the Central and Eastern Mediterranean. We briefly describe below the Miocene to present-day geodynamics.

2.1. Eastern Mediterranean

[7] Gravitational collapse of thickened crust associated with southward retreat of the Hellenic slab, consuming the remnant Mesozoic Ionian Sea oceanic crust toward the south, and back arc extension in the Aegean Sea took place from Early Miocene to Late Miocene [Gautier *et al.*, 1999; Brun and Faccenna, 2008; Jolivet *et al.*, 2008; Jolivet and Brun, 2010]. In addition to low-angle detachment faults in the Aegean Sea, western Anatolia [e.g., Jolivet and Brun, 2010], northern Greece and SW Bulgaria [e.g., Burchfiel *et al.*, 2008; Brun and

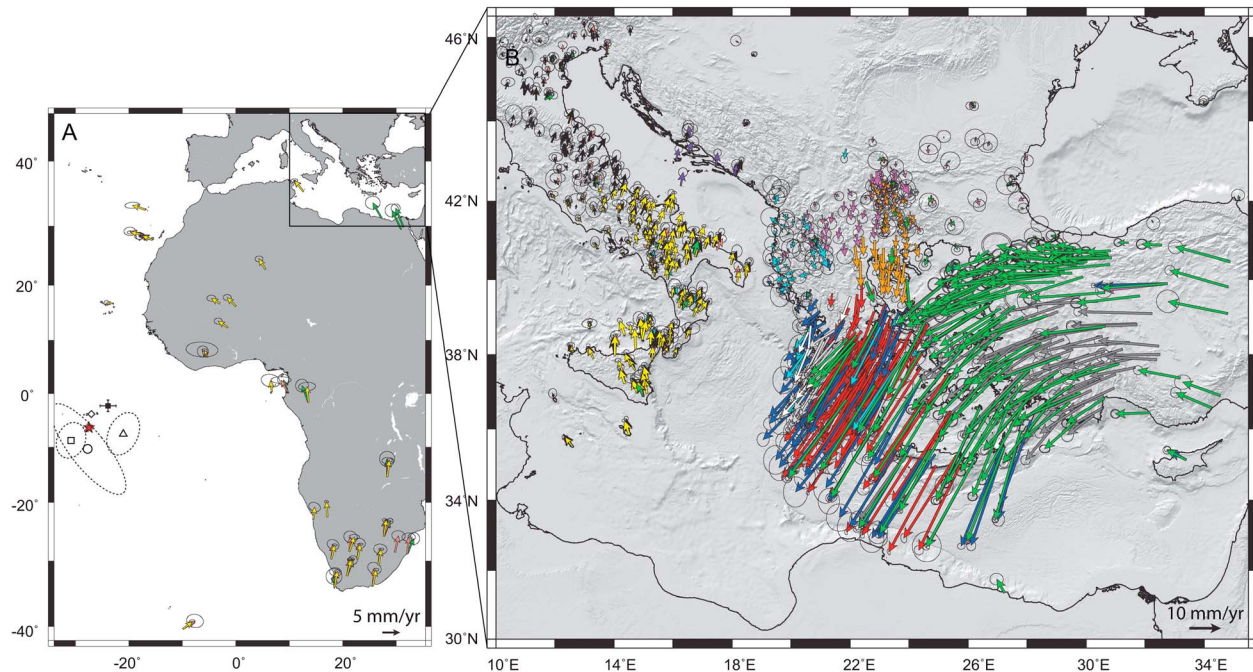


Figure 2. Input GPS velocities of the model. Velocities are in Eurasia fixed reference frame with their respective 95% confidence ellipse. Velocity vectors are color coded relative to the study they have been taken from: green, *Reilinger et al.* [2006]; dark gray, *Aktug et al.* [2009]; magenta, *Kotzev et al.* [2006]; orange, *Matev et al.* (manuscript in preparation, 2012); turquoise, *Jouanne et al.* [2012]; red, *Floyd et al.* [2010]; light gray, *Charara* [2010]; white, O. Charade and A. Ganas (permanent GPScope network, available at <https://gpscope.dt.insu.cnrs.fr/chantiers/corinthe/>); blue, *Hollenstein et al.* [2008]; coral, *D'Agostino et al.* [2008]; yellow, *D'Agostino et al.* [2011a]; purple, *Bennett et al.* [2008]; black, *Devoti et al.* [2011]. (a) GPS velocities of the entire Nubia–Eurasia relative motion. Nubia–Eurasia rotation pole defined in this and previous studies used to constrain the Nubia–Eurasia rotation pole defined in this and previous studies are shown with their 1σ confidence ellipse: circle, *Calais et al.* [2003]; diamond, *Le Pichon and Kreemer* [2010]; open square, *D'Agostino et al.* [2008]; triangle, *Argus et al.* [2010]; filled square, *Reilinger et al.* [2006]; red star, present study. Parameters of these rotation poles are summarized in Table 2. (b) Focus on the GPS velocities in the Central and Eastern Mediterranean region.

Sokoutis, 2010], the Miocene Aegean extensional system may extend further north (Figure 1b). The E–W trending grabens of Central Bulgaria are proposed to be the northward limit of the Miocene Aegean extensional system, and would have initiated around 9 Ma [*Burchfiel et al.*, 2000].

[8] Ongoing subduction in the Eastern Mediterranean led to the collision of the Apulian platform against Albania and western Greece in Late Miocene–Early Pliocene. Continued subduction of the remnant oceanic Ionian lithosphere resulted in the formation of the dextral Kefalonia Fault to accommodate the transition from continental collision in Western Greece (west of the fault) to oceanic subduction below Peloponnesus (east of the fault) [*van Hinsbergen et al.*, 2006; *Brun and Sokoutis*, 2010; *Royden and Papanikolaou*, 2011]. Recent studies confirm that the crust of the lithosphere subducting below the

Peloponnesus is thin (ca. 8 km [*Suckale et al.*, 2009]), suggesting an oceanic nature, whereas crustal thickness increases to 20 km northwest of the Kefalonia Fault below western Greece [*Pearce et al.*, 2012]. In western Anatolia, E–W steep normal faults of Pliocene age crosscut the older Early Miocene low-angle detachment fault in the Büyük Menderes and Gediz Grabens [*Yilmaz et al.*, 2000; *Bozkurt and Sozbulir*, 2004]. In the Balkans, activity of NW trending detachment fault in northern Greece–SW Bulgaria ceased after ~ 3.5 Ma [*Dinter and Royden*, 1993]. From that time, extension is purely N–S directed in western Bulgaria and Northern Greece, accommodated by E–W trending neo-formed or reactivated normal faults [*Burchfiel et al.*, 2008]. Right-lateral displacement along the North Anatolian Fault (NAF) started in Middle Miocene time in Eastern Anatolia (ca. 11–12 Ma [*Şengör et al.*, 2005]) and reached the north Aegean in Early Pliocene times (~ 5 Ma [*Armijo et al.*, 1999]). The NAF thus

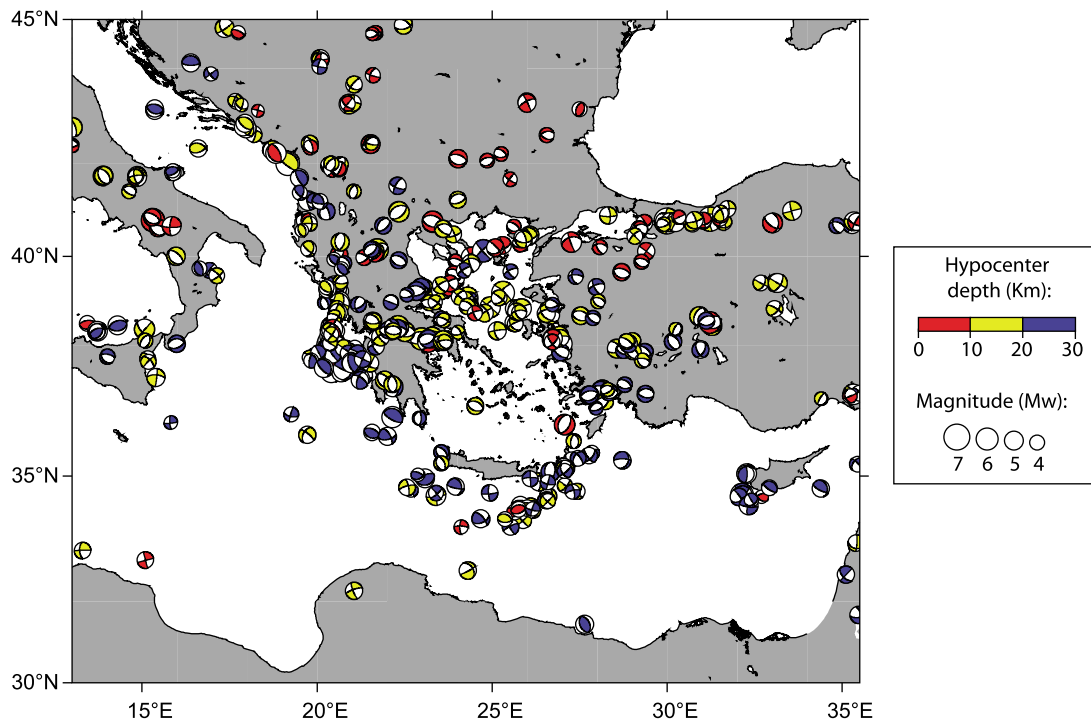


Figure 3. Input seismic moment tensors of the model. Fault plane solutions are from the Harvard CMT catalog (from 1976 to 2007) and the Regional Centroid Moment Tensor (RCMT) catalog (from 1995 to 2007). Location and hypocenter depth of the events are relocalized according to the *Engdahl et al.* [1998] catalog.

perturbed the continued extension in the Balkans and Aegean in Early Pliocene times, the Eastern Balkans becoming decoupled and isolated from the main Aegean extension system south of the NAF [Burchfiel *et al.*, 2008]. The main recent E-W trending extensional structure is the Gulf of Corinth in Western Greece which began to rift in Early Pliocene age (~4 Ma [Collier and Dart, 1991]). Detailed stratigraphic studies of the Plio-Pleistocene infill of the basin document an increase of tectonic activity and narrowing of the Corinth rift in Early Pleistocene ages [Rohais *et al.*, 2007].

[9] Today, geodetic data document active N-S extension on both sides of the Aegean block, while the Aegean domain itself is not deforming anymore [e.g., Le Pichon *et al.*, 1995]. East, extension spreads over the entire western Anatolia (~20 mm/yr extension rate over the whole western Turkey [Aktug *et al.*, 2009]) and west, it is localized in the Gulf of Corinth (~15 mm/yr [Briole *et al.*, 2000]). Focal mechanisms distribution shows that N-S extension also occurs in northwestern Aegean Sea (Figure 3). Northeastern Aegean Sea is affected by dextral active strike-slip related to the NAF (~25 mm/yr [McClusky *et al.*, 2000]). In the Balkan

Peninsula, geodetic data suggest small but still active N-S extension [Burchfiel *et al.*, 2006], emphasized by historic seismic activity in Bulgaria revealed by morphotectonic and paleoseismic studies [Meyer *et al.*, 2007]. High seismic activity and transpression on the active Kefalonia Fault is well documented [Louvari *et al.*, 1999].

2.2. Central Mediterranean

[10] The Calabrian slab started to retreat toward the south and east in late Oligocene, the remnant oceanic Ionian lithosphere being progressively consumed at the Calabrian subduction zone [e.g., Faccenna *et al.*, 2001, 2004]. This retreat was associated with widespread back-arc extension, successively opening the Liguro-Provençal basin from 30 to 35 to 15 Ma and the Tyrrhenian basin from 15 Ma to present-day [Malinverno and Ryan, 1986; Faccenna *et al.*, 2001]. During Miocene times, the eastward retreating trench reached the western border of the Apulian continent, causing shortening and forming the present-day Apennines. Trench retreat at the Calabria subduction has been active until very recent time, according to the latest pulse of Pliocene oceanic accretion in the Marsili



Table 1. Angular Velocities That Rotate Original Geodetic Studies Into a Self-Consistent Eurasian Reference Frame^a

	Lat. (°N)	Long. (°E)	ω Pole (°/Myr)	Number of Common Sites	Original RMS	RMS After Rotation
O. Charade and A. Ganas (permanent GPScope network, available at https://gpscope.dt.insu.cnrs.fr/chantiers/corinthe/)	39.95	19.67	0.238	5	1.35	0.74
<i>Charara</i> [2010]	45.37	20.71	0.116	4	1.61	1.23
<i>Floyd et al.</i> [2010]	43.90	12.98	0.042	31	1.01	0.60
<i>Hollenstein et al.</i> [2008]	43.98	26.00	0.132	15	2.16	1.37

^aVelocity vectors of the following studies are rotated in order to minimize the root-mean square (RMS) difference with velocities of *Reilinger et al.* [2006] used as the common reference frame.

and Vavilov basins, at high rates (~ 6 cm/yr [Malinverno and Ryan, 1986]). Back-arc extension behind the Calabria Arc has now stopped, or has been reduced below the detection level of GPS measurements [D'Agostino et al., 2008]. Since the cessation of spreading in the Tyrrhenian Sea, slab retreat slowed down or stopped, and a new geodynamic setting was established, including collapse within the upper plate (Calabrian Arc [D'Agostino et al., 2011a]), fragmentation of the remaining lower plate (oceanic Ionian Sea and margins [D'Agostino et al., 2008] and re-activation of the Pelagian grabens [Torelli et al., 1995]. The entire Central Mediterranean is now slowly deforming, the present-day strain rate field being dominated by the collapse of the Apennines [D'Agostino et al., 2011b; Devoti et al., 2011] along NW-SE trending large-scale normal faults attesting Holocene activity [Palumbo et al., 2004].

3. Deriving Crustal Horizontal Velocity and Strain Rate Fields

3.1. Geodetic and Seismologic Input Data

[11] Many geodetic studies have been carried out during the last decades over the Central Mediterranean, the Eastern Mediterranean and the Balkans. The increasing number of permanent stations and a mean 10 years time span for temporary stations now allow for the derivation of a reliable velocity field, not only for plate-scale motion, but also for slowly deforming regions. Central to our analysis is a compilation of 1415 velocity vectors, measured either by our group [Charara, 2010; Jouanne et al., 2012; Matev et al., manuscript in preparation, 2012] (see also O. Charade and A. Ganas, permanent GPScope network, available at <https://gpscope.dt.insu.cnrs.fr/chantiers/corinthe/>), or published by other groups (Figure 2): central Mediterranean [Bennett et al., 2008; D'Agostino et al., 2008, 2011a; Devoti et al., 2011]; western Aegean [Hollenstein et al., 2008; Floyd et al., 2010],

Southern Balkans [Kotzev et al., 2006], eastern Aegean and Turkey [Reilinger et al., 2006; Aktug et al., 2009], whole Nubian plate [Reilinger et al., 2006; D'Agostino et al., 2008, 2011a].

[12] Each of these geodetic studies gives their velocity solution in their own Eurasian reference frame. Following Kreemer et al. [2003], we make the assumption that differences between reference frames consist solely in a rigid body rotation for regional studies. Since the velocities of *Reilinger et al.* [2006] are the most numerous and were computed with the longest time span, we chose their Eurasian reference frame as the frame of reference for the entire compilation. Root-mean square (RMS) differences at common sites have been computed for each possible pairs of studies (RMS table is available in the auxiliary material).¹ For each study, the rotation that minimizes the RMS difference with *Reilinger et al.* [2006] was determined, in order to rotate the velocity vectors to the common frame. For studies having an original RMS very small (< 1.3 mm/yr) with *Reilinger et al.* [2006], no rotation could improve the RMS minimization (except for *Floyd et al.*'s [2010] study, see table in auxiliary material). These were thus maintained in their original Eurasian reference frame [Bennett et al., 2008; D'Agostino et al., 2008; Aktug et al., 2009; D'Agostino et al., 2011a; Devoti et al., 2011; Jouanne et al., 2012]. Other studies could not be rotated since there were not enough common sites with *Reilinger et al.* [2006] or the few common sites showed too large uncertainties to be reliable [Kotzev et al., 2006; Matev et al., manuscript in preparation, 2012]. The angular rotation applied to each set of velocity vectors is given in Table 1.

[13] In combination with the geodetic measurements, we use moment tensors extracted from the Harvard Centroid Moment Tensor (Harvard CMT) catalog for events with magnitude > 6.5 , and from the Regional Centroid Moment Tensor (RCMT)

¹Auxiliary materials are available in the HTML. doi:10.1029/2012GC004289.

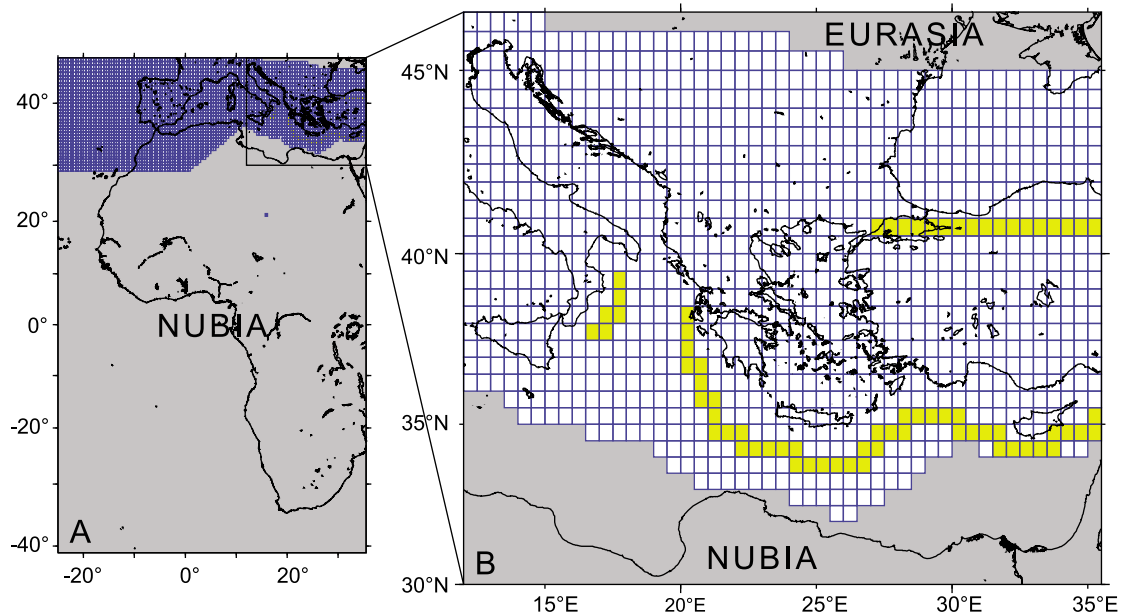


Figure 4. Presentation of the model. (a) The whole size of the box model and (b) a close-up of the model in the Mediterranean region. The model grid cells are $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ in dimension. Grey domains are not-allowed-to-deform cells (“rigid” cells), in order to mimic rigid tectonic plate. Cells outlined in blue are the deforming cells. The yellow cells are allowed to deform at a higher rate than the white ones.

catalog for events with magnitude comprised between 4.5 and 6.5. Duplicate between these two catalogs have been removed. We finally select 498 shallow events (≤ 30 km) which locations have been corrected using the Engdhal relocated catalog [Engdahl *et al.*, 1998]. The corresponding 498 focal mechanisms are plotted in Figure 3.

3.2. Description of the Model

[14] We use *Haines and Holt’s* [1993] method, which consists in deriving a continuous velocity and strain rate field by interpolating model velocities that are fitted in a least square sense to observed GPS velocities. To obtain this continuous velocity and strain rate field, we define a model grid of cells 0.5° by 0.5° in dimension. Cells located over stable Eurasian and Nubian plates are not allowed to deform in order to mimic rigid tectonic plates. All other cells, i.e., cells in the Mediterranean region, are free to deform (Figure 4). Strength anisotropy is introduced based on the focal mechanisms, where available. In this case, the direction of the strain rate field is controlled by the principal axis of deformation derived from seismic moment tensor of the Harvard CMT and RCMT catalog (note that only the direction of the strain rate field is constrained, not the sign of strain rate).

[15] The region covered by our model is much larger than our study area, since the modeled grid

stretches from central Europe to South Africa and from western Morocco to eastern Cyprus (Figure 4). The advantage of a larger grid is twofold: edge effects are avoided and a self-consistent Nubia/Eurasia motion can be directly derived from the model, since three of the studies [Reilinger *et al.*, 2006; D’Agostino *et al.*, 2008, 2011a] include velocity vectors not only in the Mediterranean region, but also across whole Nubia. The Eurasia-Nubia rotation pole obtained in this study is defined in Table 2.

3.3. Long-Term Versus Transient Deformation

[16] Central and Eastern Mediterranean domains are subjected to blocks interactions [D’Agostino *et al.*, 2008] and/or diffuse deformation [Floyd *et al.*, 2010]. Our approach is to model the entire region using *Haines and Holt’s* [1993] method to derive a continuous velocity field without a priori statements on the geometry of rigid blocks [Haines and Holt, 1993]. We do not deny that these blocks may exist and that the GPS measurements close to the major faults contain a significant component of transient deformation such as interseismic loading and post-seismic relaxation. However, little information is available to map the boundaries of these blocks and even less to model the contact between them. Previous studies that have used *Haines and Holt’s*



Table 2. Rotation Poles of Plate Pairs Derived in This and Previous Studies^a

Plate Pair	Lat. (°N)	Long. (°E)	Ω (°.Myr ⁻¹)	σ_{maj} (deg)	σ_{min} (deg)	Azimuth (deg)	$\sigma\Omega$ (°.Myr ⁻¹)	Reference
NU–EU	–7.5	–21.1	0.061	4.2	2.7	25.0	0.009	<i>Argus et al.</i> [2010]
NU–EU	–3.9	–27.1	0.049	1.4	0.2	84.1	0.002	<i>Le Pichon and Kreemer</i> [2010]
NU–EU	–8.7	–30.8	0.049	3.4	2.6	22.4	0.001	<i>D’Agostino et al.</i> [2008]
NU–EU	–2.3	–23.9	0.059	see note ^b	see note ^b	see note ^b	0.001	<i>Reilinger et al.</i> [2006]
NU–EU	–10.3	–27.7	0.063	10.3	3.3	142.0	0.004	<i>Calais et al.</i> [2003]
NU–EU	–6.4	–27.5	0.051	0.7	0.7	74.15	0.001	this study
AP–EU	38.6	26.4	–0.299	3.1	0.3	–72.3	0.088	<i>D’Agostino et al.</i> [2008]
(AP–IO)–EU	38.7	26.8	–0.272	0.8	0.3	–86.6	0.018	this study
AP–NU	34.3	17.4	–0.318	2.5	0.3	–3.0	0.088	<i>D’Agostino et al.</i> [2008]
(Ap–Hy)–NU	33.0	17.5	–0.265	1.7	0.3	–5.1	0.041	<i>D’Agostino et al.</i> [2008]
(AP–IO)–NU	33.8	17.1	–0.295	0.5	0.2	–4.1	0.018	this study

^aAngular velocities are for the first plate relative to the second. NU: Nubia; EU: Eurasia; Ap: “Apulian Block” defined by *D’Agostino et al.* [2008]; AP–IO: Apulian–Ionian block defined in this present study; (Ap–Hy): Block containing Apulia and Hyblean plateau in *D’Agostino et al.* [2008]. σ_{maj} and σ_{min} are the length in degrees of the semi-major and semi-minor axes of the 2-D 1σ error ellipse, with the azimuth of the semi-major axis given clockwise from the north.

^bNU/EU rotation pole parameters are given differently in *Reilinger et al.* [2006]: σ_{lat} (deg): 1.1; σ_{long} (deg): 1.5.

[1993] method have shown the possibility to distinguish a posteriori whether an area is moving as a rigid block or is affected by diffuse deformation [*Kreemer and Chamot-Rooke*, 2004]. Inter-seismic and post-seismic effects are thus included in the continuous velocity field that we derive, and it may thus be difficult to separate them from the long-term velocities. We however argue that long-term (i.e., steady state) motions dominate our velocity field. The inter-seismic loading at the North Anatolian Fault, for example, is restricted to the vicinity of the fault: 50 km on both sides of the fault translate to two nodes maximum in our model. Coupling immediately above the subductions may potentially induce deformation at larger distances, but the Hellenic subduction seems to be largely un-coupled, except perhaps in the vicinity of the Kefalonia Fault. Finally, no great earthquake ($M_w > 8$) broke the Calabria or Hellenic subduction plane during the last centuries, so that large-scale post-seismic effect can be excluded.

3.4. Homogeneous Versus Heterogeneous Runs

[17] As the model is purely kinematic, rigidity is not included *sensu stricto*. However, a cell strength parameter that controls the ability of cells to deform is introduced through the use of isotropic strain rate variances [see *Haines and Holt*, 1993]. Strength can be uniform – all cells deform equally – or non-uniform if some cells are allowed to strain at higher rates in the process of fitting observed velocities [*Beavan and Haines*, 2001].

[18] The core of the results presented is based on heterogeneous models (non-uniform cell strength),

but results for uniform cells strength are available in the auxiliary material, for comparison. The advantage of the heterogeneous models is to allow for strain localization on some of the main tectonic boundaries. In order to keep the model as simple as possible (and reduce a priori assumptions), we choose to perform runs with uniform cell strength throughout the deforming grid, except along three weak areas (Figure 4). The first weak area is along the North Anatolian Fault. The fault system is well established in the field, underlined by a narrow band of seismicity and punctuated by high magnitude earthquakes. The North Anatolian Fault is thus seen as a mature plate boundary where strain is localized. The second and third weak areas are respectively along the Hellenic subduction zone and the Calabrian subduction zone. Again, to keep the model simple, we do not take into account the deformation within the accretionary prisms, i.e., the Calabrian prism and the Mediterranean Ridge. Weak areas are however placed in the region of transition from the wedges to the backstops, both on the Calabrian and Hellenic sides. Details of the accommodation of the Nubia–Aegean convergence within the Mediterranean Ridge can be found in the study of *Kreemer and Chamot-Rooke* [2004]. The Kefalonia Fault zone, which is a mature fault system at the northwestern termination of the Hellenic subduction zone, is also modeled as a weak area.

4. Results

[19] The obtained velocity field is plotted by default in the same reference frame than that of the input GPS data, i.e., the Eurasia fixed reference frame (Figure 7). Second invariant strain rate and strain

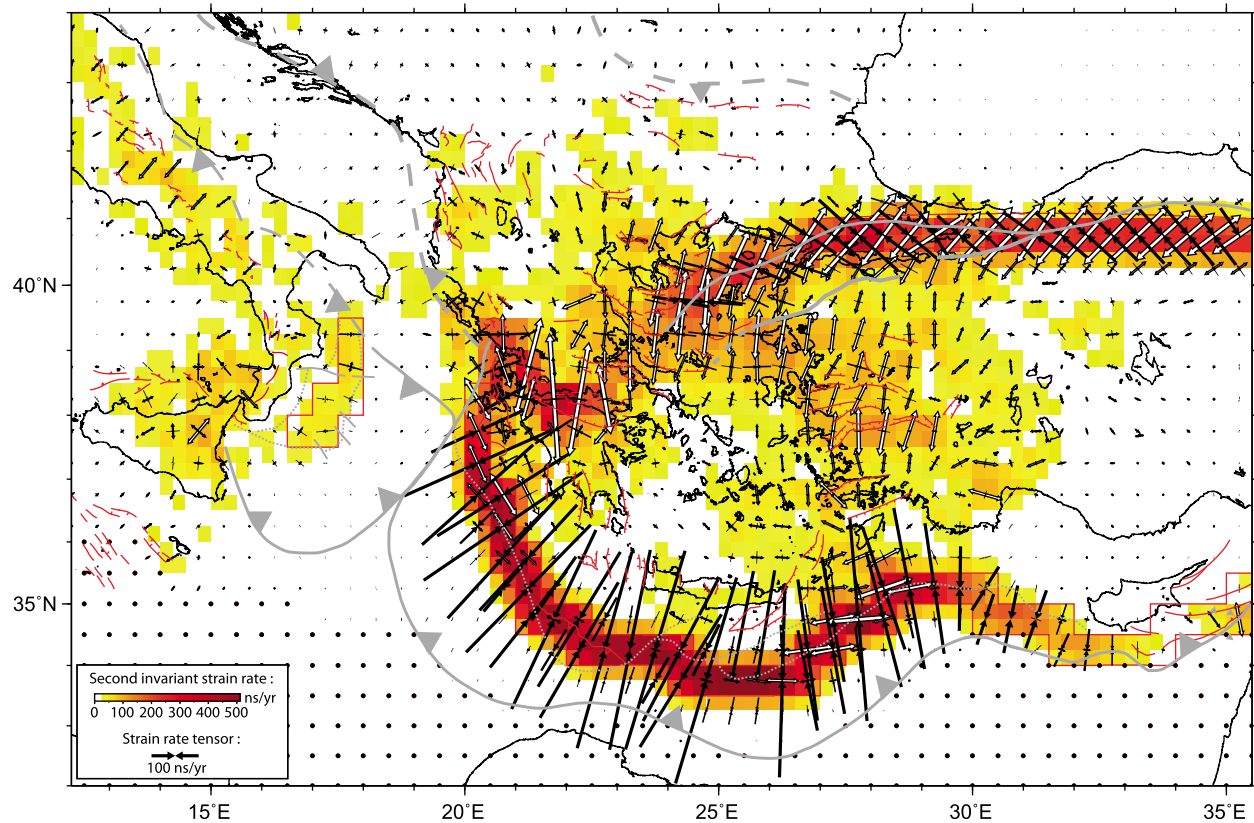


Figure 5. Strain map of the Central and Eastern Mediterranean (i.e., second invariant strain rate and strain rate tensors). The second invariant of horizontal strain represents the “magnitude” of strain and is defined as $\sqrt{\epsilon_{xx}^2 + \epsilon_{yy}^2 + 2\epsilon_{xy}^2}$ where ϵ_{xx} , ϵ_{yy} , ϵ_{xy} are the horizontal components of strain rate tensor. Strain unit “ns/yr” is nanostrain/year (10^{-9} /yr). Major tectonic structures are plotted in gray. Also superimposed are active faults in red (seismic and/or Holocene activity), compiled from various studies [Benedetti, 1999; Bozkurt and Sozbilir, 2004; Palumbo et al., 2004; Chamot-Rooke et al., 2005; Papanikolaou et al., 2006; Burchfiel et al., 2008]. Black dots are the nodes of the “rigid” Nubia cells (see Figure 4).

rate tensors derived from the model are plotted in Figure 5. The second invariant was split into its dilatational component and maximal shear component (Figures 6a and 6b). We briefly outline in this section the main characteristics of the modeled field, region by region.

4.1. Anatolia-Aegean Domain

[20] The velocity field that we obtain in the Anatolia-Aegean domain is similar to the solutions discussed in many previous studies [McClusky et al., 2000; Reilinger et al., 2006; Floyd et al., 2010; Le Pichon and Kreemer, 2010]. We emphasize here some of the elements that will become important in the discussion. Anatolia-Aegean domain is characterized by a circular counter-clockwise motion relative to Eurasia (Figure 7): velocities are ~ 2 cm/yr, W directed, in eastern Anatolia and reach ~ 3 cm/yr, SW directed in Aegean. This domain is bounded to

the north by the North Anatolian Fault (NAF), Eurasia-Anatolia plate boundary, which shows an expected strike-slip behavior with high value of second invariant strain rate of 300–400 ns/yr (nanostrain/year= 10^{-9} /year, Figures 5 and 6). The westward limit of high values of shear component is located in the North Aegean Trough south of the Thessaloniki Peninsula (long. 24°E; lat. 39.75°N). Strain localizes along the NAF, even if weak cells along the fault are not included (see the homogeneous run in the auxiliary material). The southern boundary of Anatolian-Aegean domain is the Hellenic and Cyprus subduction zones (backstop front). In addition to a main compressional component, the Hellenic subduction shows a substantial amount of shear component along the western and eastern Hellenic fronts (respectively dextral and sinistral), except in southwestern Crete where strain is purely compressional (Figure 6). Furthermore, the relative plate motions at the Hellenic trench calculated with our modeled velocities show a relative convergence

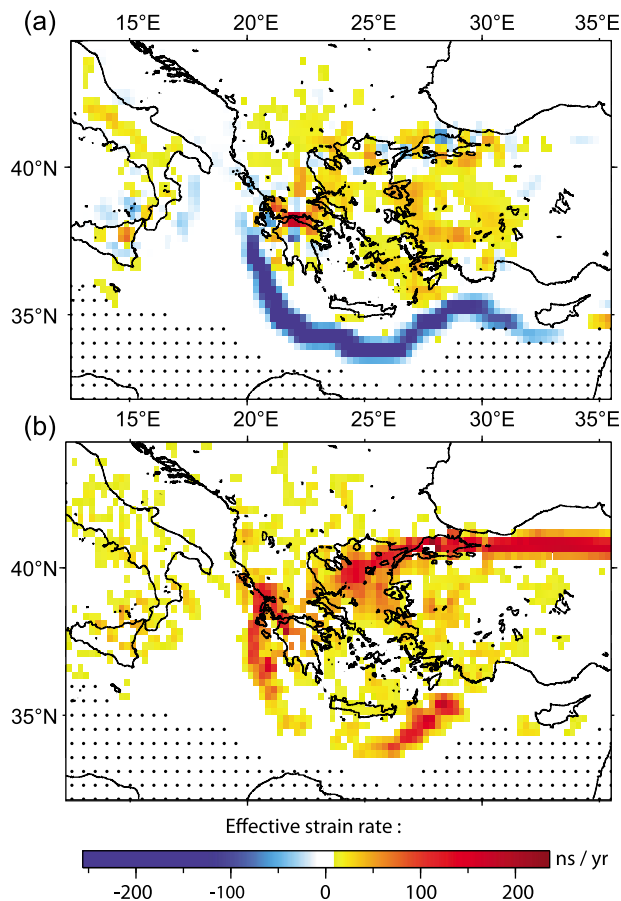


Figure 6. (a) Dilatational strain rate (σ). Dilatation is positive, compression is negative. (b) Maximal shear strain rate (γ_{\max}). σ and γ_{\max} are defined as: $\sigma = 0.5(\epsilon_{xx} + \epsilon_{yy})$ and $\gamma_{\max} = \sqrt{[(0.5(\epsilon_{xx} - \epsilon_{yy}))^2 + \epsilon_{xy}^2]}$ where ϵ_{xx} , ϵ_{yy} , ϵ_{xy} are the horizontal components of strain rate tensor. Black dots are the nodes of the “rigid” Nubia cells (see Figure 4).

direction that is not perpendicular to the direction of the Hellenic trench (Figure 13). Those elements are in agreement with occurrence of strain partitioning along the Hellenic subduction zone due to the oblique relative convergence between Nubia and the Aegean domain [Le Pichon *et al.*, 1995; Kreemer and Chamot-Rooke, 2004].

[21] Eastern Anatolia and central-southwestern Aegean are the only regions that seem to behave rigidly (Figure 5), in agreement with results of previous studies [Kahle *et al.*, 1999; McClusky *et al.*, 2000; Kreemer and Chamot-Rooke, 2004; Reilinger *et al.*, 2006; Le Pichon and Kreemer, 2010]. The remaining areas are affected by localized N-S directed extension in the Gulf of Corinth and diffuse N-S extension spread over western Turkey and eastern Aegean Sea [Briole *et al.*, 2000;

Jolivet, 2001; Aktug *et al.*, 2009]. Values of strain rate are high in the Gulf of Corinth (~ 300 ns/yr) and comprised between 50 ns/yr and 180 ns/yr in western Turkey.

4.2. Southern Balkans

[22] Our study suggests that the Balkans do not belong to stable Eurasia, a result that is central to our interpretation. South directed residuals (>1 mm/yr) relative to Eurasia become significant south of the latitude 43°N and gradually increase southward (Figure 7). In the eastern Balkans, those residuals are small (1 to 3 mm/yr) and the second invariant suggests that the area is either rigid, or very slowly straining. On the contrary, Southern Balkans (Macedonia and western Bulgaria), Albania and continental Greece are affected by diffuse deformation with strain rate values comprised between 50 ns/yr and 150 ns/yr (Figure 5). As noticed in previous studies [Burchfiel *et al.*, 2006; Kotzev *et al.*, 2006], our model emphasizes the complexity of active strain in this region: from west to east, strain rate tensors show strike-slip along the Albanian coast; E-W directed extension in Macedonia and distributed N-S directed extension from western Bulgaria to northern Greece. However, distributed N-S extension is not limited to the Southern Balkans, but is actually spreading and increasing further south, and reaches the eastern Gulf of Corinth (Figure 5). The entire area of diffuse deformation in Albania-Southern Balkans-continental Greece has a significant southward motion relative to Eurasia where a double gradient of motion occurs: the velocities are increasing from west to east (Figure 7, long. 21°E to 24°E); the velocities are increasing from north to south starting from 1.5 mm/yr near the Sofia graben (lat. 43°N) and gradually reaching 11 mm/yr in the N Aegean (lat. 40°N). From this point, the velocities vectors gradually rotate clockwise and increase to reach ~ 30 mm/yr, SW directed, at the eastern Gulf of Corinth.

4.3. Central Mediterranean

[23] The Ionian Basin, the Hyblean plateau (Miocene nappes and platform of Sicily), the Apulia Peninsula and the Adriatic Sea are behaving rigidly (Figure 5). Relative motions in the Ionian/Calabrian region cannot be straightforward evidenced in a fixed Eurasia or Nubian reference frame, as noticed by D’Agostino *et al.* [2008]. In this reference frame, the Nubian plate is moving toward the NW, the Tyrrhenian Sea is moving toward the North and the

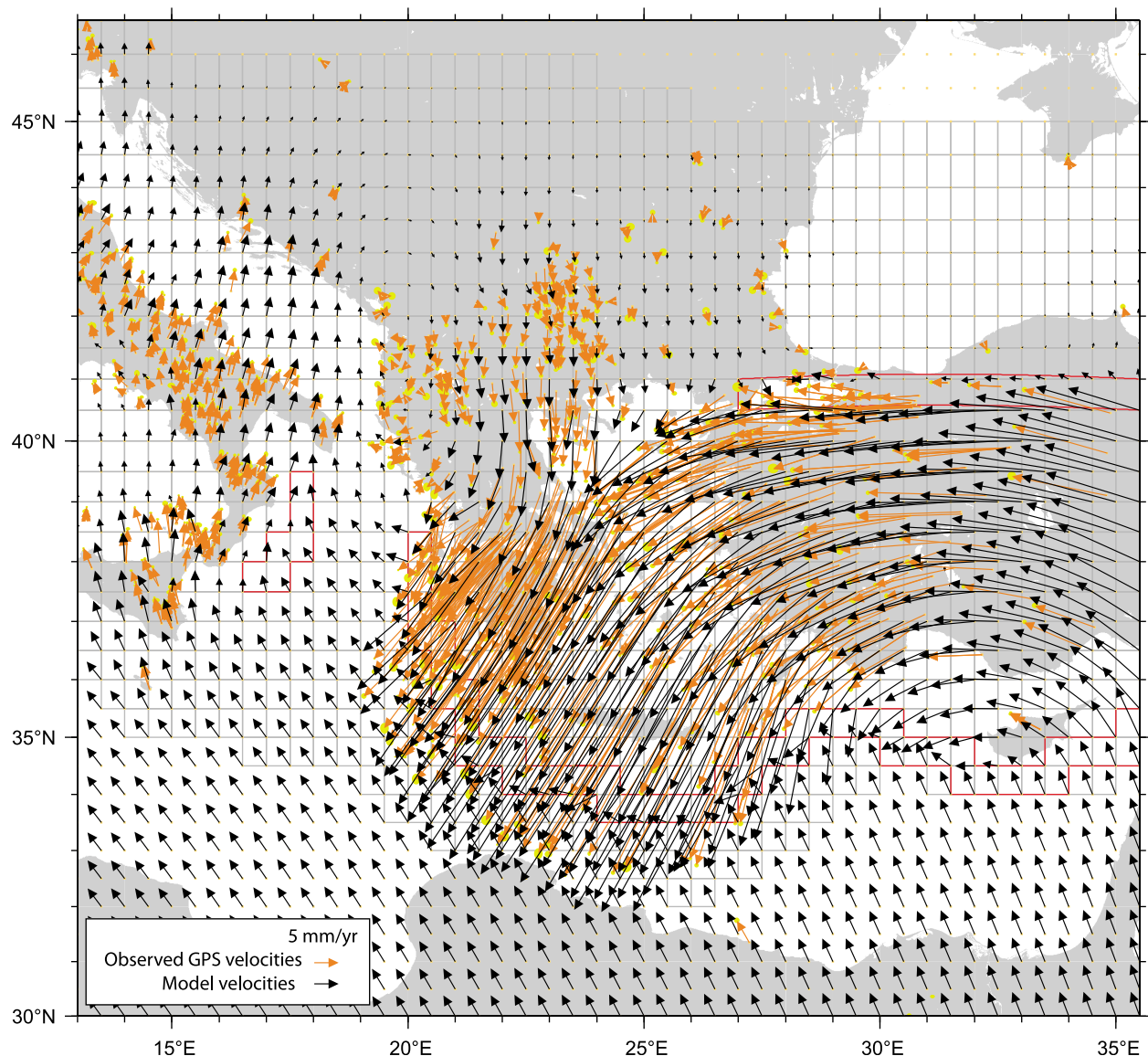


Figure 7. Observed and interpolated model velocities with respect to Eurasia. Red polygons outline the weak cells defined in the model.

Adriatic platform is moving toward the NE (Figure 7). Following *D'Agostino et al.* [2008], we minimize velocity vectors of the Hyblean plateau and Apulia Peninsula to derive a rigid rotation pole for an Apulian-Ionian block. We find that the rigid rotation that minimizes (residuals <1 mm/yr) the Hyblean plateau and the Apulia Peninsula actually minimizes model velocities of a much larger area, including the Ionian Basin, the south Adriatic Sea, the Sirte Basin and its margins toward Libya (Figure 8). We call the minimized area “Apulian-Ionian block.” Significant motion occurs in Eurasia, Nubia, the North Adriatic Sea, the Tyrrhenian Sea and Calabria relative the fixed Apulian-Ionian block reference frame.

[24] To constrain the possible spatial extent of the Nubian plate in Central Mediterranean, we show in Figure 9 grid notches that have velocities less 1 mm/yr in Nubia fixed reference frame (modeled velocity field relative to Nubia is available in the auxiliary material). Combining the rotation pole of the Apulian-Ionian block relative to Eurasia with the Nubia-Eurasia pole, we derive the rotation pole of the Apulian-Ionian block with respect to Nubia, which is located in the Sirte plain (Figures 8 and 9). Parameters of the rotation poles of Apulian-Ionian block relative to Eurasia and Nubia defined in this study are given in Table 2. Not surprisingly, we find rotation poles parameters very close to those of *D'Agostino et al.* [2008] as we minimized motions

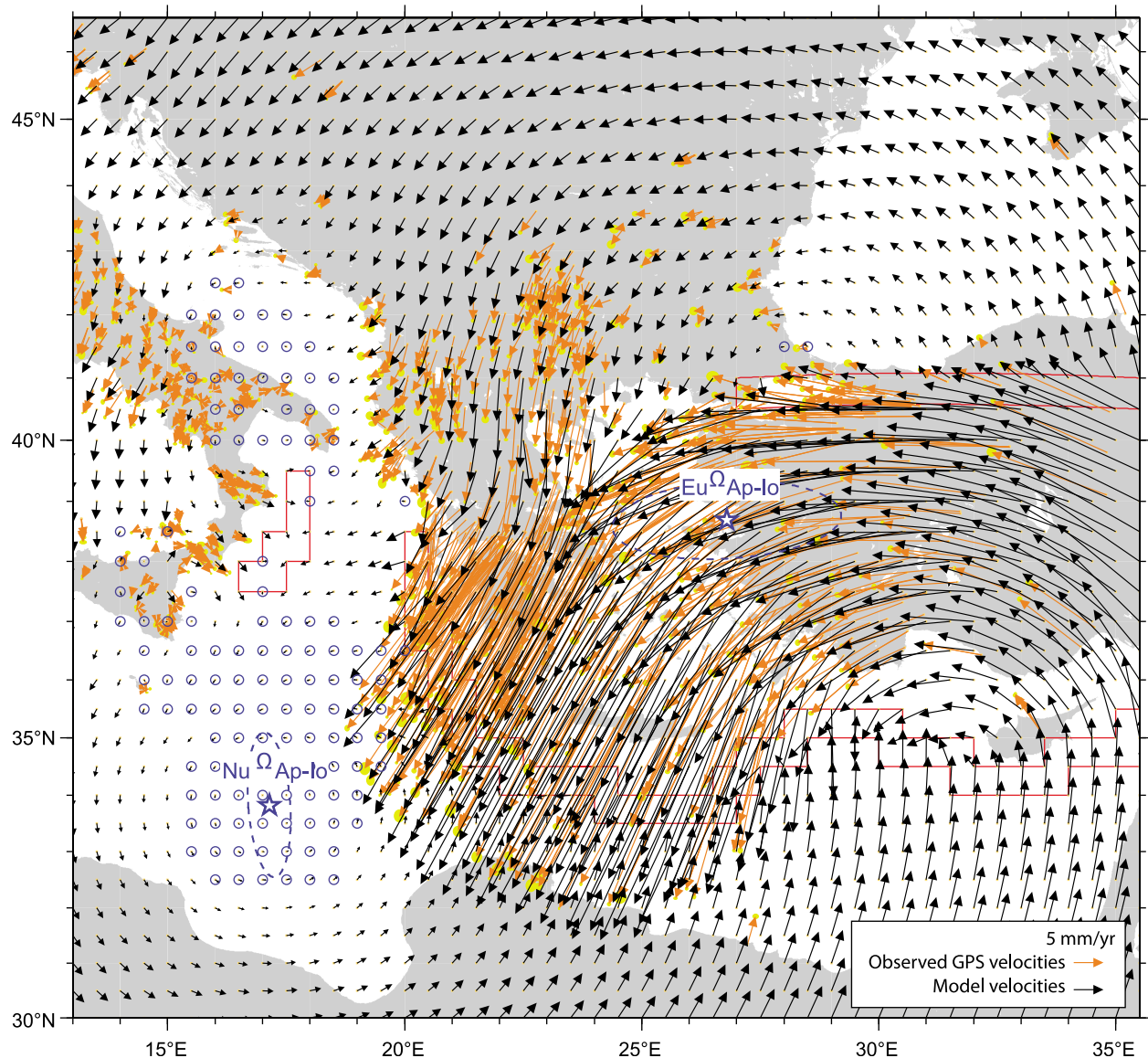


Figure 8. Observed and interpolated model velocities in the fixed Apulian-Ionian block reference frame defined in this study. Grid notches circled in blue have velocities < 1 mm/yr in this reference frame. Rotation pole of this Apulian-Ionian block relative to Eurasia ($\text{Eu}^{\Omega}\text{Ap-Io}$) and to Nubia ($\text{Nu}^{\Omega}\text{Ap-Io}$) are shown with their 95% confidence ellipse. Parameters of these Eulerian poles are given in Table 2.

in the same regions to determine the Eurasia/Apulian-Ionian block rotation pole.

[25] Deformation starts to be significant in NW Albania with a high oblique convergence, NNE-SSW directed, of ~ 4 mm/yr. Further south, along the western Greece coast, the convergence turns to pure frontal with value of ~ 5 mm/yr (Figures 5 and 9). A jump of convergence rate occurs southeast of the Kefalonia Fault to reach 34 mm/yr in Southern Greece. A NE-SW extension of ~ 2.2 mm/yr occurs south of the Apulian-Ionian block in the Pelagian Sea. The Calabria Arc has a small trenchward

motion with respect to the Apulian-Ionian block, of the order of 2–2.5 mm/yr whereas compression occurs north of Sicily (strain rate values around 50 ns/yr). Finally, localized SW-NE directed extension of 4–5 mm/yr occurs along the Apennines chain with strain rate value around 100 ns/yr (Figure 5), consistent with the values of *Devoti et al.* [2011].

4.4. Absolute Plate Motions

[26] One way to examine the relationship between crustal motions and hypothetical mantle flows is to use the Absolute Plate Motion (APM) reference

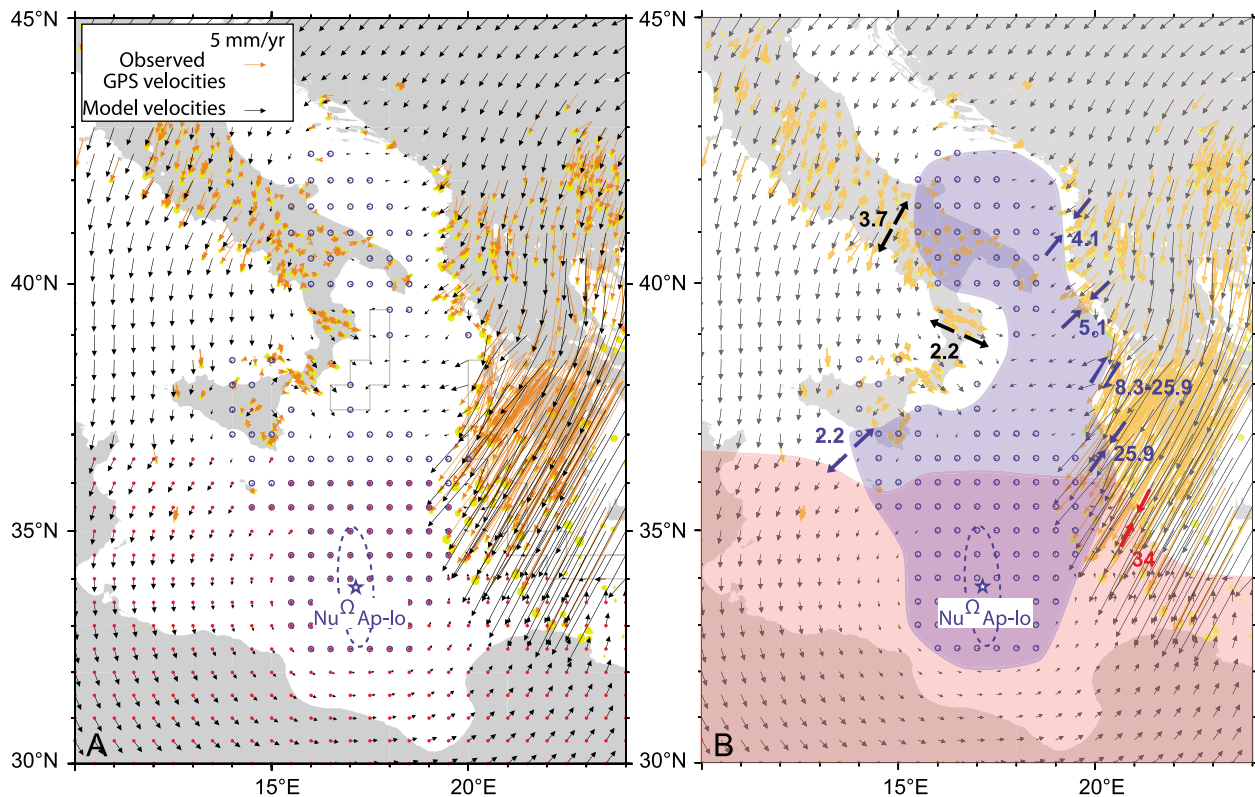


Figure 9. (a) Close-up of the observed and interpolated model velocities with respect to the Apulian-Ionian block. Grid notches circled in blue: velocities < 1 mm/yr in this reference frame; grid notches circled in red: velocities < 1 mm/yr in fixed Nubia reference frame. (b) Kinematic sketch of the Central Mediterranean. Cells within the blue domain have small residuals with respect to the Apulian-Ionian block, whereas cells within the red domain have small residuals with respect to Nubia. Relative motions have been measured at the boundaries of the Apulian-Ionian block (blue arrows), Nubian plate (red arrows) and in internal Apennines and Calabria (black arrows). Boundaries of these domains should not be taken as true tectonic boundaries: they simply help in defining regions that are kinematically undistinguishable, at the 1 mm/yr level, from the Apulian-Ionian block and/or Nubia.

frame. APM reference frames based on hot spot track data like the HS3-NUVEL1A [Gripp and Gordon, 2002] are well adapted for fast-moving plates containing reliable hot spot tracks data, but errors are large on the motion of slow moving plates such as Nubia, Eurasia and Antarctica. We thus chose the absolute plate motion reference frame GSRM-APM-1 defined by Kreemer [2009] in which the motion of the slow-moving Nubian and Eurasian plates are constrained by the orientation of SKS shear wave splitting observation from oceanic islands and cratons. Net rotation of the entire lithosphere relative to the lower mantle induces a shear component on upper mantle deformation. Becker [2008] shown that the amount of net rotation has to be moderate ($\sim 50\%$ of HS3-NUVEL1A) to match global azimuthal anisotropy. GSRM-APM-1 predicts a net rotation which is about half of the HS3-NUVEL1A [Kreemer, 2009], suggesting that the GSRM model may be more appropriate to discuss

APM and seismic anisotropy directions in further sections.

[27] In the GSRM-APM-1 absolute plate motion reference frame, Nubian and Eurasian plates are moving together toward the NE (Figure 10): motions are 11 mm/yr NNE directed for the Nubian plate and 6.5 mm/yr NE directed for the Eurasian plate. The most striking properties of the modeled velocity field are the twin toroidal patterns found at both ends of the Hellenic subduction zone (Figure 10). Anatolia and Aegean follow a counter-clockwise circular motion with an approximate radius of 500 km centered on the eastern end of the Hellenic subduction zone, while Northern and Western Greece show a clockwise circular motion with a radius of ~ 200 km centered on the western ending region of the Hellenic subduction zone. The centers of these toroidal cells are shown as red dots in Figure 10. The eastern toroidal flow has previously been discussed in Le Pichon and Kreemer

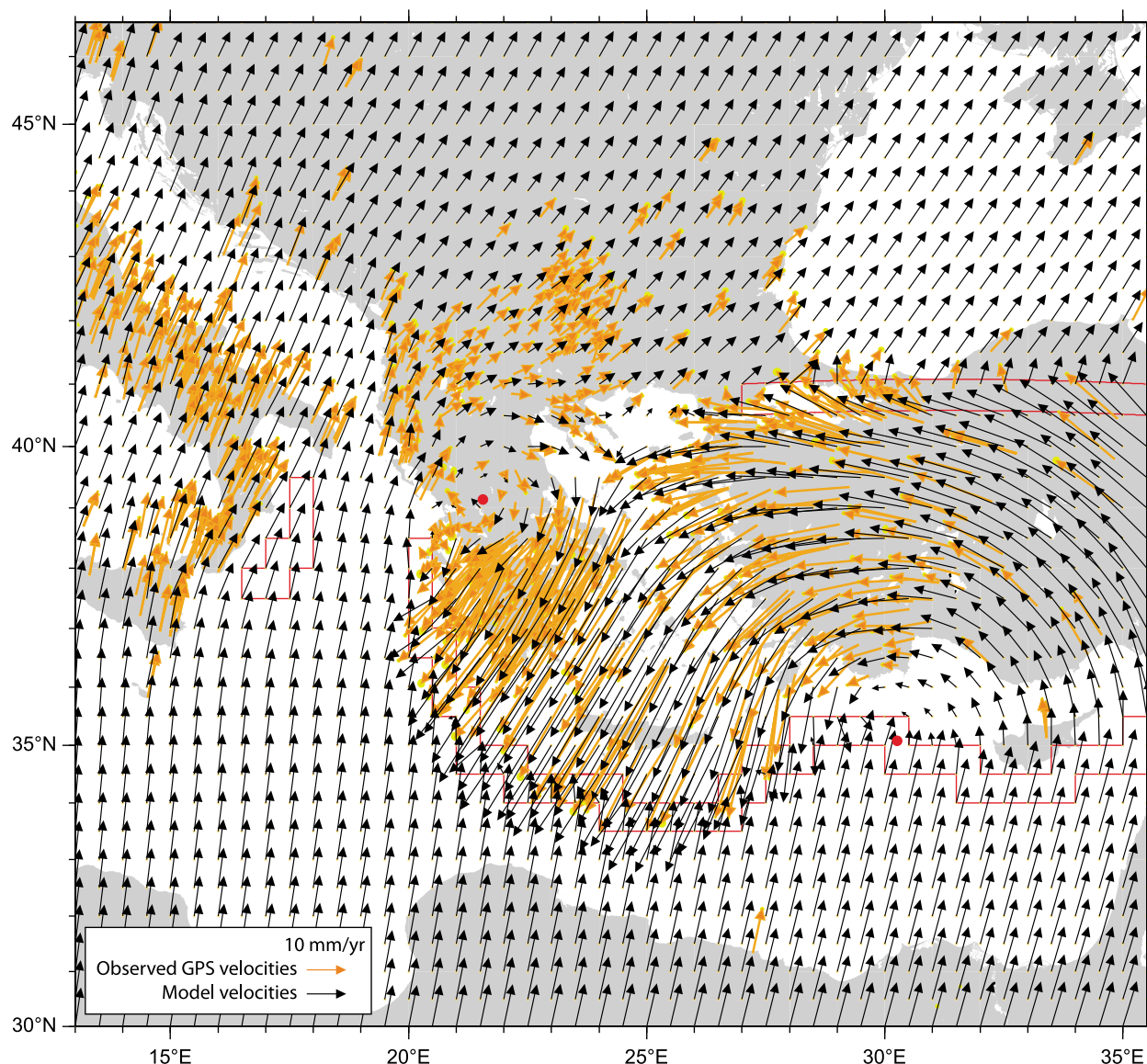


Figure 10. Observed and interpolated model velocities in absolute plate motion (APM) reference frame (GSRM-APM-1, reference frame defined by *Kreemer* [2009]). The red dots locate the centers of the two surface toroidal patterns, which are located at both ends of the Hellenic subduction zone.

[2010] and interpreted as the result of mantle flow in the vicinity of a slab tear [*Govers and Wortel*, 2005; *Faccenna et al.*, 2006; *Keskin*, 2007].

5. Discussion

5.1. Extension in the Southern Balkans and the Western Termination of the North Anatolian Fault (NAF)

[28] A clear output of our model is that the Southern Balkans move southward with respect to Eurasia. This was suggested by previous studies [*Burchfiel*

et al., 2006; *Matev et al.*, manuscript in preparation, 2012], but our results, combined with morphological and tectonic evidences, allows discussing the relationship between the Southern Balkans kinematics and the supposed westward propagation of the NAF throughout the entire northern Aegean Sea.

[29] In the north Aegean, our results demonstrate a lateral variation of the velocity and strain rate field from east to west. Other features such as bathymetry, fault network geometry of the NAF and focal mechanism are also evolving from east to west, depicting three main areas (Figure 11c): (1) In NW Turkey (east of the longitude 25°E), the NAF has a

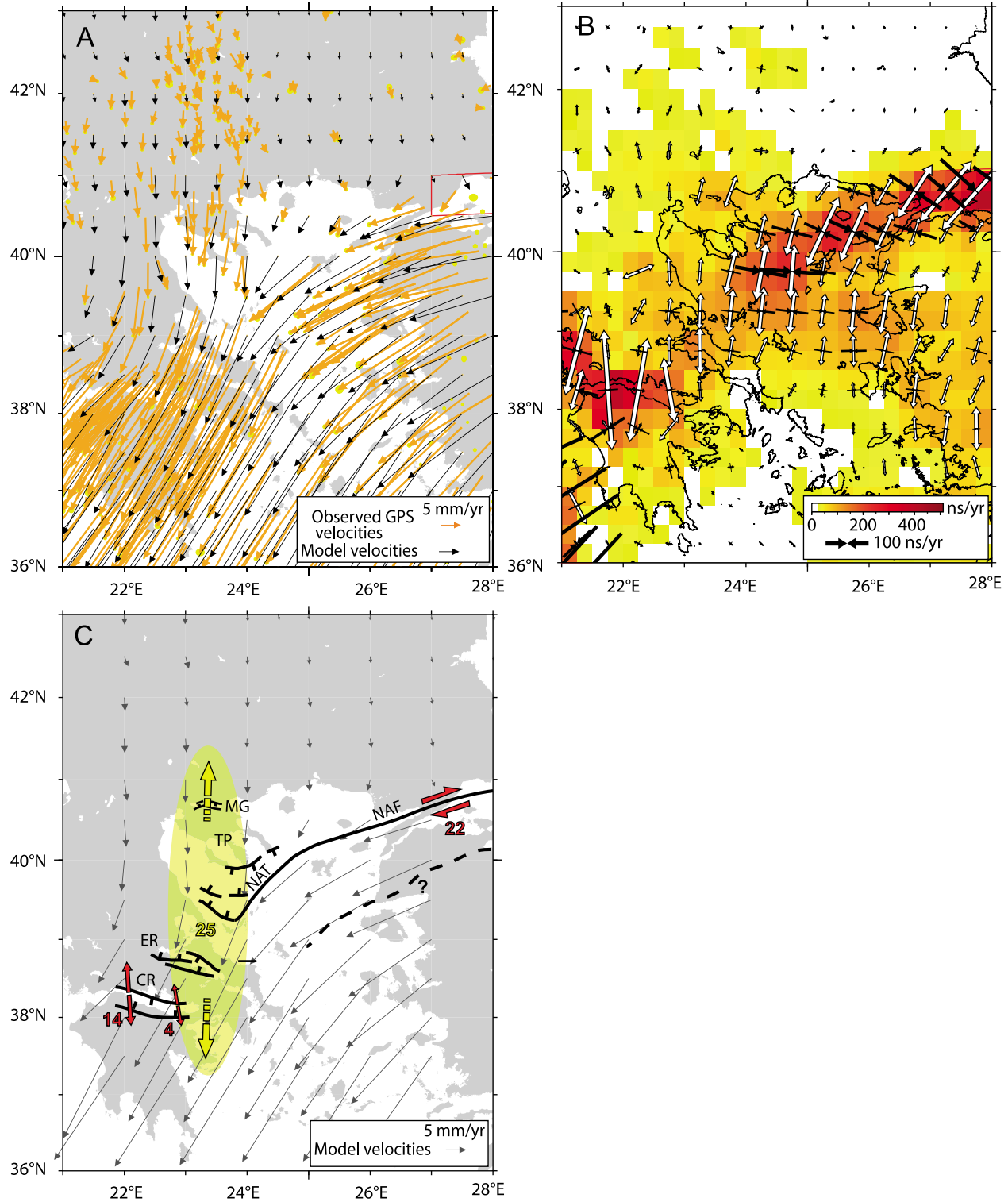
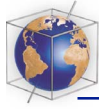


Figure 11. (a and b) Extracted from Figures 7 and 5 respectively. (c) Sketch showing the kinematic and tectonic junction between Anatolia, the Southern Balkans and western Aegean. Faults in the North Aegean Trough are from *Papanikolaou et al.* [2006]. Red arrows are the relative motions accommodated by localize strain across the NAF and the Corinth Rift (CR); yellow ellipse and yellow arrows emphasize the distributed N-S extension over the Southern Balkans and western Aegean. MG: Mygdonian graben; TP: Thessaloniki Peninsula; NAT: North Aegean Trough; ER: Evia Rift.



ENE-WSW direction and major localized dextral strike-slip accommodate the relative motions between the slowly moving Eastern Balkans and the fast westward moving Anatolia-Aegean domain (~ 22 mm/yr relative to Eurasia); (2) When southward motion increases in the Balkans (between the longitude 25°E and 24°E), the strain regime along the NAF becomes transtensional as revealed by strain rate tensors and the occurrence of both strike-slip and extensional focal mechanisms (Figures 3, 11a, and 11b). Coherently, the direction of the NAF segments turns from ENE-WSW to NE-SW and are associated with a transtensional related basin, the north Aegean trough [e.g., Papanikolaou *et al.*, 2006]; (3) West of the longitude 24°E , southward motion becomes significant (~ 10 – 11 mm/yr) so that the relative motion between the Balkans and Central Aegean is accommodated by distributed N-S directed extension spreading from eastern Macedonia-SW Bulgaria to the eastern Gulf of Corinth (Figures 11a and 11b). Potential structures accommodating this N-S directed extension are E-W trending normal fault distributed over Southern Balkans and western Aegean, which show morphological evidences for Quaternary activity and historic or present-day seismicity: the Kocani-Kruptnik-Bansko faults system [Meyer *et al.*, 2007], Mygdonian graben [e.g., Stiros and Drakos, 2000], the Evia rift and the eastern Corinth rift (Figures 3 and 11c). The NE-SW directed dextral segments of the North Aegean Trough terminate into spoon shaped E-W trending normal faults (Figure 11c).

[30] Kinematically, the net result is that in the north Aegean, we find no evidence for a high shear component west of the Thessaloniki Peninsula (longitude 24°E , Figure 11b), as would be expected if the NAF was crossing the Aegean Sea and reaching the eastern Gulf of Corinth as proposed by many studies [Armijo *et al.*, 1996; Goldsworthy *et al.*, 2002; Flerit *et al.*, 2004; Reilinger *et al.*, 2010; Shaw and Jackson, 2010]. Extension occurs on both the northern side and the southern side of the western tip of the NAF (Figure 11b). In other words, the relative motion between stable Eurasia and western Aegean domain is gradually accommodated by distributed N-S extension, so that the propagation of the NAF throughout continental Greece or Peloponnesus is not required (Figure 11c). In addition, the east to west fault network geometry evolution of the NAF in the north Aegean can be interpreted as the transition from strike-slip fault system to normal faults system in response to lateral variations of the kinematic boundary conditions. We thus locate the western termination of the dextral NAF south of the

Thessaloniki Peninsula where the fault system turns into spoon-shaped E-W normal faults (Figure 11c).

[31] The velocity field with respect to Eurasia further shows that the motion of Southern Balkans is diffuse. Velocities are increasing southward in a ~ 300 km wide corridor, from W Albania, N Bulgaria to Eastern Gulf of Corinth (Figure 7 or 11a). The entire Southern Balkans thus seem to be spreading southward, in a flow-like pattern. This flow-like pattern is clearly toroidal in the APM reference frame (Figure 10). Southward spreading and flow-like pattern affecting the Southern Balkans may be driven either by lateral drag in response to the SW motion of the Aegean domain (sometimes referred as the Central Hellenic Shear Zone), horizontal gradient of gravitational potential energy [Floyd *et al.*, 2010; Özeren and Holt, 2010], flow located in the ductile lower crust (analogous to crustal channel flows models proposed for eastern Himalaya [Beaumont *et al.*, 2004]) or flow located deeper in the asthenosphere. Whatever the depth of the flow, it seems to be associated with the retreating Hellenic slab. If the correct interpretation is flow in the asthenosphere, it needs to be transferred to the crust. Recent numerical modeling studies investigated the viscous coupling at the lithosphere-asthenosphere boundary and have shown that in some cases, plates motion can be driven by basal drag from strong asthenospheric flow [Hoink *et al.*, 2011]. Basal traction related to asthenospheric flow is also proposed to contribute to continental domains motions, in the light of geological or seismic anisotropy arguments [Alvarez, 1990, 2010; Bokelmann, 2002; Jolivet *et al.*, 2008]. Surface flow would mimic a deeper asthenospheric flow associated with the “feeding” of the fast retreating Hellenic slab. The possibility of flow related to a slab break-off is discussed in a further section.

[32] Whatever the mechanism at work, lithospheric side drag or lower crust/asthenospheric flow, the main consequence of the southward motion of the Southern Balkans is the termination of the localized shear along the NAF in the North Aegean, south of the Thessaloniki Peninsula: extension in the Balkans de-activates the tip of the NAF. This extension ultimately leads to the opening of the Corinth Gulf: north of the Corinth Gulf, motion is increasing eastward, whereas south of the Gulf, the entire Peloponnesus is moving SW at a constant velocity. The net effect is a westward increase of the opening rate in the Gulf of Corinth, from 4 mm/yr to 14 mm/yr (Figure 11c). Locally, at the scale of the Corinth Gulf, our model is kinematically not different from the blocks model proposed by Goldsworthy *et al.* [2002] or Shaw and Jackson [2010]. The main

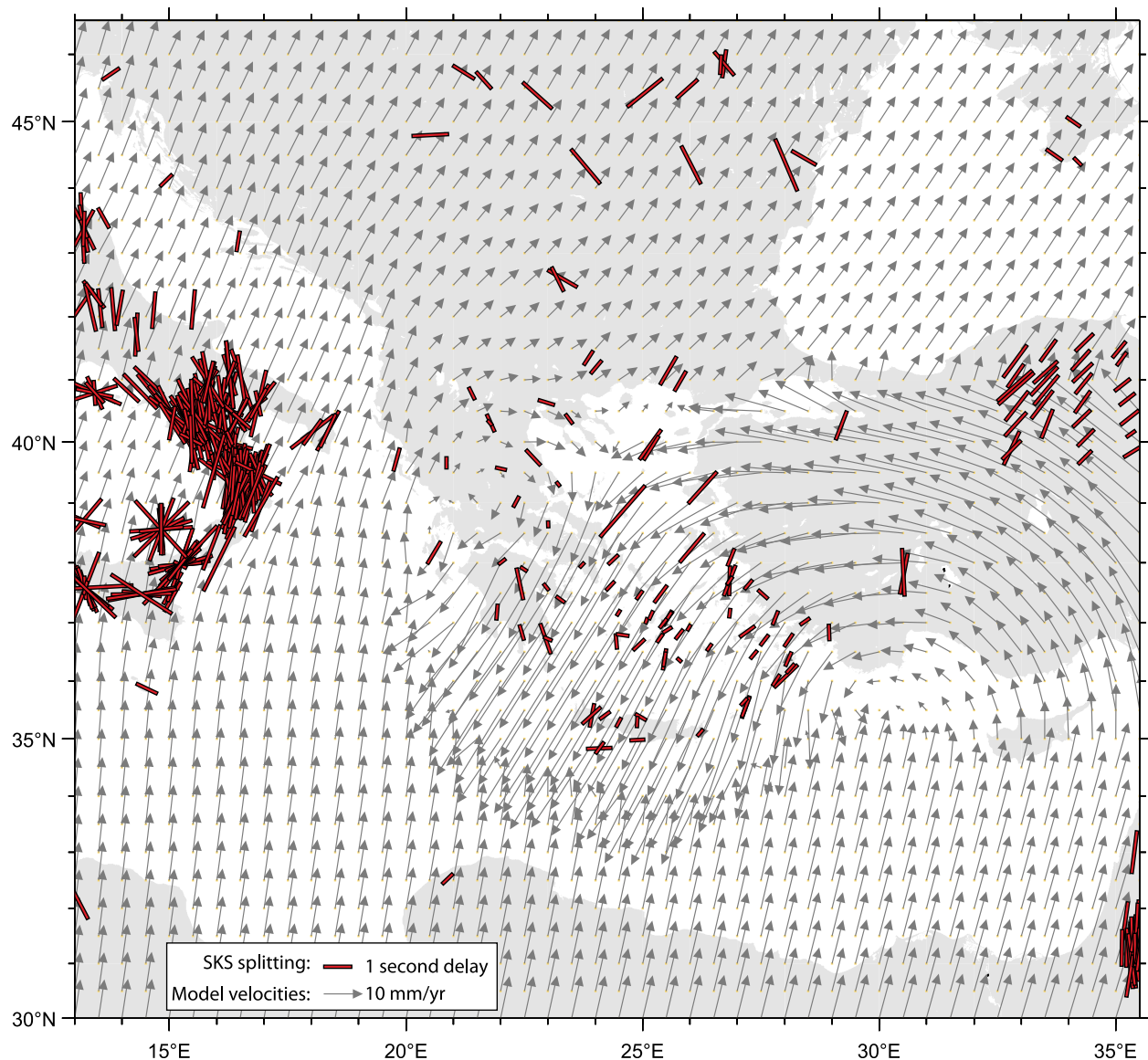


Figure 12. SKS splitting observations in Central and Eastern Mediterranean superimposed on our modeled Absolute Plate Motion. Shear wave splitting compilation is from *Wüstefeld et al.* [2009], database available online at <http://www.gm.univ-montp2.fr/splitting/DB/>.

difference is that extension is not restricted to the tip of a propagating fault, but spread over a wide region. The dynamic source for the extension is not the propagation of a throughgoing Anatolian Fault, but the regional retreat of the Hellenic slab.

5.2. Tectonic Boundaries and Kinematics of the Apulian-Ionian Block

[33] Figure 9 helps in visualizing groups of cells that have similar motion (i.e., Apulian-Ionian block and/or Nubia motion). The rotation pole of the Apulian-Ionian block relative to Nubia, located in

the Sirte plain, nicely describes the opening of the Pelagian grabens (Figures 9 and 12). Our prediction for the opening of the Pelagian grabens is around 2–2.5 mm/yr, similar to the results of *D'Agostino et al.* [2008]. *D'Agostino et al.* [2011a] also recently suggested that the western boundary of this ill-defined Apulian-Ionian block may follow the Malta scarp.

[34] Since the pole of rotation of the Apulian-Ionian block with respect to Nubia is in the Sirte Plain, little deformation is expected in this region. However, fragmentation of the deep Ionian Sea and its margins or reactivation of WNW-ESE Mesozoic faults



of the offshore continental shelf of Libya may well be responsible for the seismotectonics of Libya, frequently affected by earthquakes both offshore and onshore [Westaway, 1990; Suleiman and Doser, 1995; Capitanio et al., 2011]. The tectonic regime inferred from the focal mechanisms in Libya is not conclusive. In any case, we propose that seismicity in Libya is related to the motion of the Apulian-Ionian block relative to Nubia.

[35] The small trenchward motion of the Calabria Arc with respect to the Apulian-Ionian block ($\sim 2\text{--}2.5$ mm/yr) may correspond to a residual trench retreat [D'Agostino et al., 2011a], Calabria being seen as one of the ultraslow subduction of the Mediterranean domain (together with Gibraltar [Gutscher et al., 2006]). The alternative is that this motion is purely gravity driven and accommodated by large-scale collapse structures. Such structures are clearly seen within the Calabria wedge, in particular at the contact between the wedge and the backstop. We thus propose that the Calabria subduction is now inactive.

[36] Continental collision (or continental subduction?) between the Apulian-Ionian block and the Albania-western Greece is compatible with the ~ 5 mm/yr of shortening, purely frontal or with an oblique component (Figure 9). Jump of convergence rate from this ~ 5 mm/yr to ~ 26 mm/yr below Peloponnesus is accommodated by the dextral Kefalonia Fault and coincides with the transition from continental collision to oceanic subduction respectively [Pearce et al., 2012]. The fault-parallel component increases SE away from the Kefalonia Fault (Figure 9). This remains complex to interpret as there might be a trade-off between distributed dextral strike-slip deformation [Shaw and Jackson, 2010], rigid clockwise rotation of upper plate blocks [Cocard et al., 1999] and interseismic elastic loading [Hollenstein et al., 2006] either on a vertical shear fault or on a more complex lateral ramp [Govers and Wortel, 2005; Shaw and Jackson, 2010; Royden and Papanikolaou, 2011]. As a result, the long-term slip rate of the Kefalonia Fault is difficult to assess and further studies would be required to better constrain the velocity field around the Ionian Islands. Our model suggests a long-term range of slip bracketed between 8 to 26 mm/yr (Figure 9).

5.3. Relationship Between Surface Plate Motions and Asthenospheric Flows

[37] In subduction zones affected by slab roll-back, toroidal flows in the asthenosphere (flow transferring

around a slab edge asthenosphere from the bottom side to the top side of the slab) is a well established concept validated by analogue [e.g., Schellart, 2004; Funicello et al., 2006] and numerical experiments [e.g., Piromallo et al., 2006; Stegman et al., 2006]. Deep asthenospheric toroidal flows have been invoked in several subduction zones to account for the circular pattern of the fast-axis direction of SKS shear wave splitting around slab edges, such as in the Western U.S. [Zandt and Humphreys, 2008] or Calabria [Civello and Margheriti, 2004].

[38] A striking feature of our velocity field in the APM reference frame (Figure 10) is the occurrence of two apparent toroidal patterns located above both ends of the Hellenic subduction zone. Crustal toroidal motions may possibly be the surface expression of deep asthenospheric toroidal flows around slab edges. Dynamic models of mantle flows based on tomographic data suggest significant contribution of mantle flows to account for surface motions in the Mediterranean [Boschi et al., 2010; Faccenna and Becker, 2010]. Would this apply at both ends of the Hellenic subduction?

[39] *Le Pichon and Kreemer* [2010] propose a direct link between the surface toroidal surface motion located around the eastern edge of the Hellenic subduction zone and flow of the mantle below. The Upper Miocene uplift and volcanism in the East Anatolian Plateau has been attributed to an asthenospheric rise [Şengör et al., 2003] due to slab tear [Govers and Wortel, 2005; Faccenna et al., 2006; Keskin, 2007] which is now well imaged by high resolution seismic tomography [Paul et al., 2012]. The roll-back and the break-off of the Eastern Hellenic slab would enable the occurrence of an underlying asthenospheric toroidal flow which would account for the circular counter-clockwise motion extending from the Levant to the Aegean in APM reference frame [Le Pichon and Kreemer, 2010]. Discussing the mantle flow issue at the NW end of the Hellenic subduction zone is more complex as the geometry of the Hellenic slab is still debated in this region. *Wortel and Spakman* [2000] propose an along-strike slab tear in the western Aegean to account for the increase of the arc curvature south of the Kefalonia Fault. Other studies propose a perpendicular slab tear below the Kefalonia transform [Suckale et al., 2009; Royden and Papanikolaou, 2011].

[40] The simplest interpretation is toroidal motions located at both ends of the Hellenic subduction zone (Figure 11) are reflecting the same mechanism, which could be slab tearing and subsequent toroidal



mantle flow. Interestingly, proposing a symmetric mechanism at both end of the Hellenic subduction zone could explain the similarities in direction and in opening rate between the Gulf of Corinth and the western Turkey grabens. Nevertheless, a size dissymmetry exists between the two toroidal patterns, the radius being ~ 200 km in NW Greece versus ~ 500 km in Anatolia-Aegean. Our hypothesis is that the eastern flow started before the western one, triggering the large-scale rotation motion of the Anatolia-Aegean. Our results show that the western toroidal pattern is centered in NW continental Greece, so that the slab tear would presently be located in the northern Aegean, as suggested by recent high-resolution tomography [Paul *et al.*, 2012], rather than below the Ionian islands [Suckale *et al.*, 2009; Royden and Papanikolaou, 2011].

5.4. Relationship Between Surface Plate Motions and Anisotropy

[41] Recent seismic anisotropy studies reveal that the NNE-SSW direction of fast-axis SKS previously measured in the Aegean domain [Hatzfeld *et al.*, 2001] actually spread over the entire Anatolian domain [Wüstefeld *et al.*, 2009; Mutlu *et al.*, 2010; Paul *et al.*, 2010]. The shear wave splitting database of Wüstefeld *et al.* [2009] is plotted in Figure 12. This result seems to invalidate previous interpretation of mantle flow in the Aegean exclusively linked to slab roll-back induced flows, following a model initially proposed by Long and Silver [2008]. Following this model, NW-SE directed SKS above Peloponnesus would represent trench parallel flow in the sub-slab domain, while NE-SW directed SKS in the Aegean domain – collinear with Miocene stretching lineations – would be due to the trench perpendicular corner flow in the mantle wedge of the overriding plate [Jolivet *et al.*, 2009; Brun and Sokoutis, 2010].

[42] The NE-SW oriented anisotropy measured over eastern and western Anatolia is more or less aligned with Eurasia or Nubia motion in an absolute frame. This could imply that the various blocks that form today Anatolia had a motion – backward or forward – more or less parallel to Nubia APM. Comparison of SKS splitting with absolute plate motions must however be considered with caution in the Eastern Mediterranean. SKS splitting most probably relates to global mantle circulation, but uncertainties remain at regional scale for areas with tectonic complexities, such as subduction systems [Long and Becker, 2010]. In any case, the anisotropy does not follow the Anatolia absolute plate motion,

as already noticed by Le Pichon and Kreemer [2010], as if this motion had yet no imprint in the olivine Latticed Preferred Orientation (LPO) [Kreemer *et al.*, 2004]. The observed anisotropy may also be the result of several processes superimposed in time and space: the fast-axis directions may partly reflect frozen fossil olivine-LPO contained in the lithosphere as found in continental areas [Silver, 1996; Fouch and Rondenay, 2006], eventually superimposed onto a present-day flow or being the integration of a complex layered anisotropy [Le Pichon and Kreemer, 2010; Lebedev *et al.*, 2012].

[43] Our results show that the toroidal surface motion observed in NW Greece is not associated with a rotation of the SKS fast axis direction, which are dominantly NNE-SSW and NW-SE directed (Figure 12). On the other hand, the transition from localized shear along the NAF to distributed extension in the Southern Balkans coincides with a drop in the delay split time and a 90° change in the orientation of the fast-axis (high splitting with a NNE-SSW direction east of Thessaloniki Peninsula versus low splitting with a NW-SE direction west of Thessaloniki Peninsula, Figure 12). This drop in anisotropy in northern Aegean coincides with the slab tear location proposed by Paul *et al.* [2012] inferred from high-resolution tomography. Occurrence of clockwise toroidal pattern in APM at the same location is one more argument in favor of slab tearing.

5.5. When Was the Present-Day Strain Rate Field Established?

[44] An interesting but challenging point is to assess how far back in time can the present-day strain field be extrapolated. As mentioned in the introduction, a number of tectonic events still at work today actually started in the Late Miocene-Early Pliocene: earliest extension in the Corinth Gulf [Collier and Dart, 1991], switch of orientation of the normal faults in western Bulgaria – northern Greece from NW to purely E-W (ca. 3.6 Ma) [Dinter and Royden, 1993; Burchfiel *et al.*, 2008], E-W steep normal fault in western Turkey initiated in Pliocene times [Yilmaz *et al.*, 2000; Bozkurt and Sozbilir, 2004], dextral strike-slip activity on the North Anatolian Fault (NAF) in Northern Aegean in Early Pliocene times [Armijo *et al.*, 1999]. This tectonic regime was firmly established in Pleistocene time, with the acceleration and narrowing of the extension in the Gulf of Corinth [Rohais *et al.*, 2007], and the change from

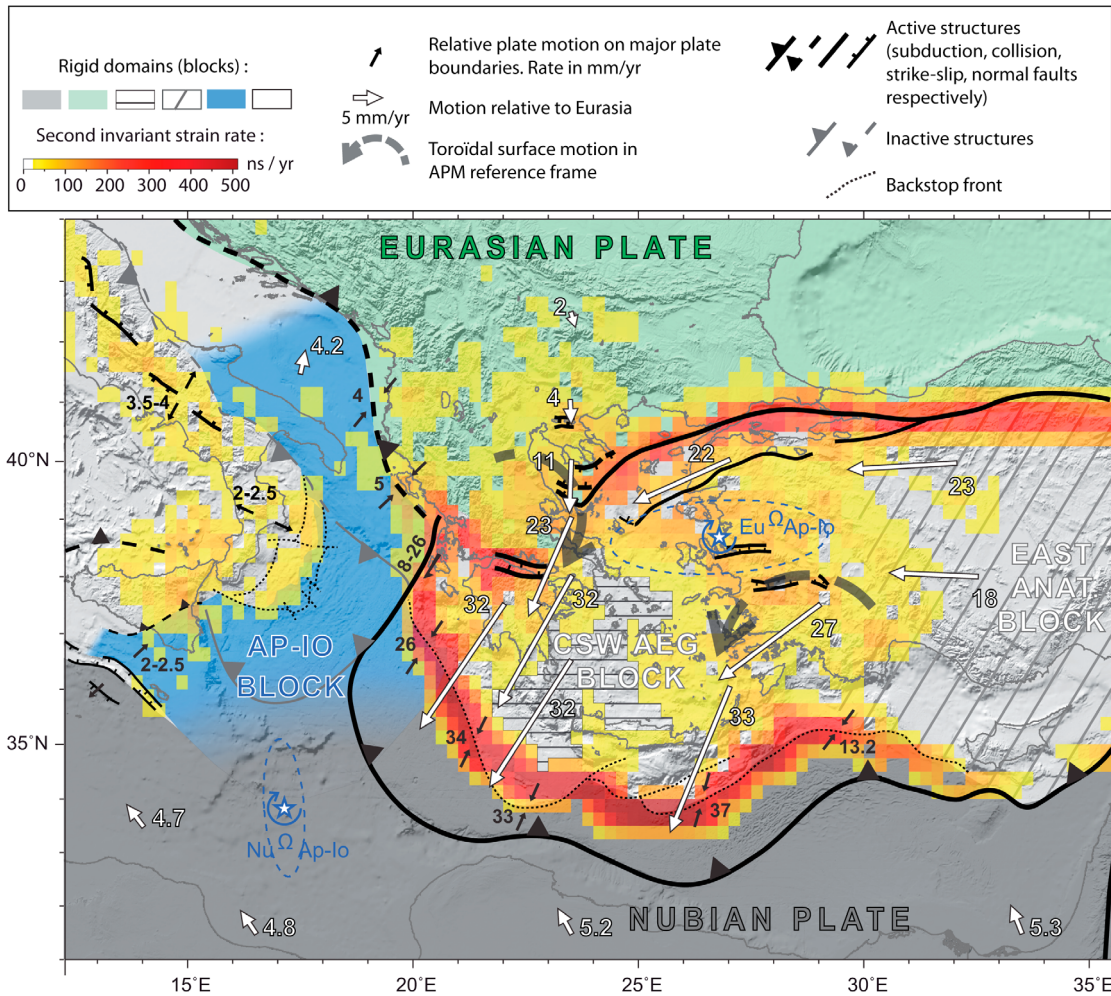


Figure 13. Present-day kinematic and tectonic map encompassing the Central and Eastern Mediterranean, summarizing our main results and interpretations. Our kinematic model includes rigid-block motions as well as localized and distributed strain. Central-SW Aegean block (CSW AEG block) and East Anatolian block (East Anat. block) are purely kinematic and directly results from strain modeling (Figure 5). AP-IO Block is our Apulian-Ionian block with tentative tectonic boundaries. Rotation pole of this Apulian-Ionian block relative to Nubia ($Nu^{\Omega} Ap-Io$) and to Eurasia ($Eu^{\Omega} Ap-Io$) are shown with their 95% confidence ellipse.

transpression to transtension along the western portion of the NAF [Bellier *et al.*, 1997].

[45] According to many studies, the westward propagation of the NAF in the Aegean in Pliocene times is the dynamic source that triggered the opening of E-W trending gulfs in western Aegean [Armijo *et al.*, 1996; Goldsworthy *et al.*, 2002; Flerit *et al.*, 2004; Reilinger *et al.*, 2010; Shaw and Jackson, 2010].

[46] The timing of the events affecting the Eastern Mediterranean since Late Miocene is compatible with an alternative scenario: A single recent stage of slab retreat, initiated in the Late Miocene-Early Pliocene and still active today, caused N-S rifting in

the Gulf of Corinth and in western Anatolia and turned extension in Southern Balkans to purely N-S directed. The NAF, accommodating Eurasia/Anatolia relative motion, reached the Aegean in Pliocene times. However, the NAF did not propagate westward of the Thessaloniki peninsula as the relative motion between stable Eurasia and the south Aegean was gradually accommodated by widespread N-S extension from the Southern Balkans to the eastern Gulf of Corinth. This scenario is in agreement with studies that propose rifting in the Gulf of Corinth to be due to basal shear and gravitational collapse associated to the retreat of the Hellenic slab [Jolivet, 2001; Le Pourhiet *et al.*, 2003; Jolivet *et al.*, 2008, 2010].



[47] Quaternary temporal markers are less abundant in the Central Mediterranean (Sirte, Libya and the Pelagian rifts). We propose that the present-day strain field settled during the Plio-Quaternary, after the slow-down of slab retreat of the Calabrian slab and the last episode of back-arc extension in the Tyrrhenian Basin in the late Pliocene. This is in agreement with the Plio-Pleistocene reactivation of the NW-SE extensive structures of the Pelagian rift [Torelli *et al.*, 1995] and the Holocene activity of normal faults in the Apennines [Palumbo *et al.*, 2004].

6. Conclusions

[48] We performed kinematic and strain modeling of an area that encompasses Central Mediterranean and Eastern Mediterranean, applying Haines and Holt's [1993] method to derive a continuous velocity field compatible with GPS velocities and focal mechanisms. As it is large-scale, our model allows connecting the kinematics of regions that have often been studied independently: Calabrian subduction zone, Ionian Basin, Hellenic subduction zone, western Greece, Balkans, Aegean domain, Anatolia. The main results are the following:

[49] (1) The Southern Balkans (Western Bulgaria, Macedonia) and continental Greece do not belong to stable Eurasia and are moving southward with respect to Eurasia. We show that the distributed N-S directed extension occurring in the Thessaloniki Peninsula [Burchfiel *et al.*, 2006; Kotzev *et al.*, 2006] is actually spreading and increasing further south, and reaches the eastern Gulf of Corinth. Relative motion between stable Eurasia and the Aegean domain in the western Aegean is thus gradually accommodated by distributed extension, so that the westward propagation of the NAF throughout continental Greece or Peloponnesus is not required (i.e., extension in Southern Balkans deactivates the western tip of the NAF). Consequently, termination of the dextral NAF would be located south of the Thessaloniki Peninsula, where the NAF fault system turns into spoon-shaped E-W normal faults (Figure 11c).

[50] The southward (and trenchward) motion of the entire Southern Balkans-continental Greece follows a flow-like pattern. This pattern, clearly toroidal in the APM reference frame, mimics a deeper flow located either in the ductile lower crust or deeper in the asthenosphere, probably associated with the retreating Hellenic slab.

[51] (2) We further constrain the fragmentation of the oceanic Ionian lithosphere offshore. Following D'Agostino *et al.* [2008], we show that a single rigid rotation can minimize the motion of the Hyblean Plateau, the Apulia Peninsula, the south Adriatic Sea, the Ionian Basin and the Sirte plain. This Apulian-Ionian block (Figures 9 and 13) has a clockwise motion relative to Nubia around a pole located in the Sirte Plain. Relative motion of this Apulian-Ionian block with respect to the Nubian plate explains the seismotectonics of Libya and the opening of the Pelagian rifts (2–2.5 mm/yr). The Apulian-Ionian block collides against the Eurasian plate along the Albania-Western Greece coast (~5 mm/yr of shortening). Our results emphasize the contrasting velocities of trenchward motion affecting the subducting Nubian plate: ultraslow in the Calabrian subduction zone (2–2.5 mm/yr) and fast in the Hellenic subduction zone (~30 mm/yr). It suggests that the Calabrian subduction zone is now inactive, so that ultraslow trenchward motion of Calabria can be considered as pure gravitational collapse rather than trench retreat. On the contrary, fast trench retreat is consuming the Ionian lithosphere along the Hellenic subduction zone.

[52] (3) Finally, the modeled velocity field in the Absolute Plate Motion reference frame depicts two crustal toroidal patterns located at both ends of the Hellenic subduction zone. These crustal toroidal motions are respectively clockwise at the NW end of the Hellenic subduction zone and counter-clockwise at its eastern end (Figure 10). The simplest solution is that both toroidal flows are related to slab tears, the Hellenic slab now being detached from its two buoyant pieces of continental lithosphere on either sides, respectively the Apulian platform to the west and continental fragments off Anatolia to the east.

Acknowledgments

[53] We are grateful to the Editor T. Becker, N. D'Agostino and an anonymous reviewer and for their constructive reviews and suggestions which led to considerable improvements in our manuscript. We also thank A. Paul and L. Jolivet for fruitful discussions and for having shown us pre-print or not yet published materials. This research has benefited from funding provided by the Laboratoire Yves-Rocard (LRC).

References

Aktug, B., *et al.* (2009), Deformation of western Turkey from a combination of permanent and campaign GPS data: Limits to



- block-like behavior, *J. Geophys. Res.*, *114*, B10404, doi:10.1029/2008JB006000.
- Alvarez, W. (1990), Geologic evidence for the plate-driving mechanism: The continental undertow hypothesis and the Australian-Antarctic Discordance, *Tectonics*, *9*(5), 1213–1220, doi:10.1029/TC009i005p01213.
- Alvarez, W. (2010), Protracted continental collisions argue for continental plates driven by basal traction, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *296*(3–4), 434–442, doi:10.1016/j.epsl.2010.05.030.
- Argus, D. F., R. G. Gordon, M. B. Heflin, C. Ma, R. J. Eanes, P. Willis, W. R. Peltier, and S. E. Owen (2010), The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's centre from space geodesy, *Geophys. J. Int.*, *180*(3), 913–960, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04463.x.
- Armijo, R., B. Meyer, G. C. P. King, A. Rigo, and D. Papanastassiou (1996), Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean, *Geophys. J. Int.*, *126*(1), 11–53, doi:10.1111/j.1365-246X.1996.tb05264.x.
- Armijo, R., B. Meyer, A. Hubert, and A. Barka (1999), Westward propagation of the North Anatolian Fault into the northern Aegean: Timing and kinematics, *Geology*, *27*(3), 267–270, doi:10.1130/0091-7613(1999)027<0267:WPOTNA>2.3.CO;2.
- Beaumont, C., R. A. Jamieson, M. H. Nguyen, and S. Medvedev (2004), Crustal channel flows: I. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen, *J. Geophys. Res.*, *109*, B06406, doi:10.1029/2003JB002809.
- Beavan, J., and J. Haines (2001), Contemporary horizontal velocity and strain rate fields of the Pacific-Australian plate boundary zone through New Zealand, *J. Geophys. Res.*, *106*(B1), 741–770, doi:10.1029/2000JB900302.
- Becker, T. W. (2008), Azimuthal seismic anisotropy constrains net rotation of the lithosphere, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L05303, doi:10.1029/2007GL032928.
- Bellier, O., S. Over, A. Poisson, and J. Andrieux (1997), Recent temporal change in the stress state and modern stress field along the North Anatolian Fault Zone (Turkey), *Geophys. J. Int.*, *131*(1), 61–86, doi:10.1111/j.1365-246X.1997.tb00595.x.
- Benedetti, L. (1999), Sismotectonique de l'Italie et des régions adjacentes: Fragmentation du promontoire adriatique, PhD thesis, 358 pp., Univ. Paris VII, Paris.
- Bennett, R. A., S. Hreinsdottir, G. Buble, T. Basic, Z. Bacic, M. Marjanovic, G. Casale, A. Gendaszek, and D. Cowan (2008), Eocene to present subduction of southern Adria mantle lithosphere beneath the Dinarides, *Geology*, *36*(1), 3–6, doi:10.1130/G24136A.1.
- Bokelmann, G. H. R. (2002), Which forces drive North America?, *Geology*, *30*(11), 1027–1030, doi:10.1130/0091-7613(2002)030<1027:WFDNA>2.0.CO;2.
- Boschi, L., C. Faccenna, and T. W. Becker (2010), Mantle structure and dynamic topography in the Mediterranean Basin, *Geophys. Res. Lett.*, *37*, L20303, doi:10.1029/2010GL045001.
- Bozkurt, E., and H. Sozbilir (2004), Tectonic evolution of the Gediz Graben: Field evidence for an episodic, two-stage extension in western Turkey, *Geol. Mag.*, *141*(1), 63–79, doi:10.1017/S0016756803008379.
- Briole, P., A. Rigo, H. Lyon-Caen, J. C. Ruegg, K. Papazissi, C. Mitsakaki, A. Balodimou, G. Veis, D. Hatzfeld, and A. Deschamps (2000), Active deformation of the Corinth rift, Greece: Results from repeated Global Positioning System surveys between 1990 and 1995, *J. Geophys. Res.*, *105*(B11), 25,605–25,625, doi:10.1029/2000JB900148.
- Brun, J. P., and C. Faccenna (2008), Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *272*(1–2), 1–7, doi:10.1016/j.epsl.2008.02.038.
- Brun, J. P., and D. Sokoutis (2010), 45 m.y. of Aegean crust and mantle flow driven by trench retreat, *Geology*, *38*(9), 815–818, doi:10.1130/G30950.1.
- Burchfiel, B. C., R. Nakov, T. Tzankov, and L. H. Royden (2000), Cenozoic extension in Bulgaria and northern Greece: The northern part of the Aegean extensional regime, in *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, edited by E. Bozkurt, J. A. Winchester, and J. D. A. Piper, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, *173*, 325–352, doi:10.1144/GSL.SP.2000.173.01.16.
- Burchfiel, B. C., R. W. King, A. Todosov, V. Kotzev, N. Durmurdzanov, T. Serafimovski, and B. Nurce (2006), GPS results for Macedonia and its importance for the tectonics of the Southern Balkan extensional regime, *Tectonophysics*, *413*(3–4), 239–248, doi:10.1016/j.tecto.2005.10.046.
- Burchfiel, B. C., R. Nakov, N. Durmurdzanov, D. Papanikolaou, T. Tzankov, T. Serafimovski, R. W. King, V. Kotzev, A. Todosov, and B. Nurce (2008), Evolution and dynamics of the Cenozoic tectonics of the South Balkan extensional system, *Geosphere*, *4*(6), 919–938, doi:10.1130/GES00169.1.
- Calais, E., C. DeMets, and J. M. Nocquet (2003), Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia Eurasia North America plate motions?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *216*(1–2), 81–92, doi:10.1016/S0012-821X(03)00482-5.
- Capitani, F. A., C. Faccenna, R. Funicello, and F. Salvini (2011), Recent tectonics of Tripolitania, Libya: An intraplate record of Mediterranean subduction, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, *357*, 319–328, doi:10.1144/SP357.17.
- Chamot-Rooke, N., C. Rangin, X. Le Pichon, and Dotmed Working Group (2005), DOTMED: A synthesis of deep marine data in the eastern Mediterranean, *Mem. Soc. Geol. Fr.*, *177*(64), 64 pp.
- Channell, J. E. T. (1996), Palaeomagnetism and palaeogeography of Adria, in *Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*, edited by A. Morris and D. H. Tarling, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, *105*, 119–132.
- Charara, R. (2010), GPS statique, cinématique et haute fréquence appliqué à l'étude de déformations de zones sismiques, PhD thesis, 103 pp., Lab. de Géol., l'Ecole Normale Supérieure, Paris.
- Civello, S., and L. Margheriti (2004), Toroidal mantle flow around the Calabrian slab (Italy) from SKS splitting, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L10601, doi:10.1029/2004GL019607.
- Cocard, M., H. G. Kahle, Y. Peter, A. Geiger, G. Veis, S. Felekis, D. Paradissis, and H. Billiris (1999), New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: Recent results inferred from GPS measurements (1993–1998) across the West Hellenic Arc, Greece, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *172*(1–2), 39–47, doi:10.1016/S0012-821X(99)00185-5.
- Collier, R. E. L., and C. J. Dart (1991), Neogene to Quaternary rifting, sedimentation and uplift in the Corinth Basin, Greece, *J. Geol. Soc.*, *148*, 1049–1065, doi:10.1144/gsjgs.148.6.1049.
- D'Agostino, N., A. Avallone, D. Cheloni, E. D'Anastasio, S. Mantenuto, and G. Selvaggi (2008), Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors, *J. Geophys. Res.*, *113*, B12413, doi:10.1029/2008JB005860.
- D'Agostino, N., E. D'Anastasio, A. Gervasi, I. Guerra, M. R. Nedimovic, L. Seeber, and M. Steckler (2011a), Forearc extension and slow rollback of the Calabrian Arc from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, *38*, L17304, doi:10.1029/2011GL048270.



- D'Agostino, N., S. Mantenuto, E. D'Anastasio, R. Giuliani, M. Mattone, S. Calcaterra, P. Gambino, and L. Bonci (2011b), Evidence for localized active extension in the central Apennines (Italy) from global positioning system observations, *Geology*, *39*(4), 291–294, doi:10.1130/G31796.1.
- Devoti, R., A. Esposito, G. Pietrantonio, A. R. Pisani, and F. Riguzzi (2011), Evidence of large scale deformation patterns from GPS data in the Italian subduction boundary, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *311*(3–4), 230–241, doi:10.1016/j.epsl.2011.09.034.
- Dewey, J. F., M. L. Helman, E. Torco, D. H. W. Hutton, and S. D. Knott (1989), Kinematics of the western Mediterranean, in *Alpine Tectonics*, edited by M. P. Coward, D. D. Dietrich, and R. G. Park, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, *45*, 265–283.
- Dinter, D. A., and L. Royden (1993), Late Cenozoic extension in northeastern Greece: Strymon Valley detachment system and Rhodope metamorphic core complex, *Geology*, *21*(1), 45–48, doi:10.1130/0091-7613(1993)021<0045:LCEING>2.3.CO;2.
- Engdahl, E. R., R. van der Hilst, and R. Buland (1998), Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *88*(3), 722–743.
- Faccenna, C., and T. W. Becker (2010), Shaping mobile belts by small-scale convection, *Nature*, *465*(7298), 602–605, doi:10.1038/nature09064.
- Faccenna, C., T. W. Becker, F. P. Lucente, L. Jolivet, and F. Rossetti (2001), History of subduction and back-arc extension in the central Mediterranean, *Geophys. J. Int.*, *145*(3), 809–820, doi:10.1046/j.0956-540x.2001.01435.x.
- Faccenna, C., C. Piromallo, A. Crespo-Blanc, L. Jolivet, and F. Rossetti (2004), Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs, *Tectonics*, *23*, TC1012, doi:10.1029/2002TC001488.
- Faccenna, C., O. Bellier, J. Martinod, C. Piromallo, and V. Regard (2006), Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian Fault, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *242*(1–2), 85–97, doi:10.1016/j.epsl.2005.11.046.
- Flerit, F., R. Armijo, G. King, and B. Meyer (2004), The mechanical interaction between the propagating North Anatolian Fault and the back-arc extension in the Aegean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *224*(3–4), 347–362, doi:10.1016/j.epsl.2004.05.028.
- Floyd, M. A., et al. (2010), A new velocity field for Greece: Implications for the kinematics and dynamics of the Aegean, *J. Geophys. Res.*, *115*, B10403, doi:10.1029/2009JB007040.
- Fouch, M. J., and S. Rondenay (2006), Seismic anisotropy beneath stable continental interiors, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *158*(2–4), 292–320, doi:10.1016/j.pepi.2006.03.024.
- Funiciello, F., M. Moroni, C. Piromallo, C. Faccenna, A. Cenedese, and H. A. Bui (2006), Mapping mantle flow during retreating subduction: Laboratory models analyzed by feature tracking, *J. Geophys. Res.*, *111*, B03402, doi:10.1029/2005JB003792.
- Gautier, P., J. P. Brun, R. Moriceau, D. Sokoutis, J. Martinod, and L. Jolivet (1999), Timing, kinematics and cause of Aegean extension: A scenario based on a comparison with simple analogue experiments, *Tectonophysics*, *315*(1–4), 31–72, doi:10.1016/S0040-1951(99)00281-4.
- Goldsworthy, M., J. Jackson, and J. Haines (2002), The continuity of active fault systems in Greece, *Geophys. J. Int.*, *148*(3), 596–618, doi:10.1046/j.1365-246X.2002.01609.x.
- Govers, R., and M. J. R. Wortel (2005), Lithosphere tearing at STEP faults: Response to edges of subduction zones, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *236*(1–2), 505–523, doi:10.1016/j.epsl.2005.03.022.
- Gripp, A. E., and R. G. Gordon (2002), Young tracks of hot-spots and current plate velocities, *Geophys. J. Int.*, *150*(2), 321–361, doi:10.1046/j.1365-246X.2002.01627.x.
- Gutscher, M. A., J. Roger, M. A. Baptista, J. M. Miranda, and S. Tinti (2006), Source of the 1693 Catania earthquake and tsunami (southern Italy): New evidence from tsunami modeling of a locked subduction fault plane, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L08309, doi:10.1029/2005GL025442.
- Haines, A. J., and W. E. Holt (1993), A procedure for obtaining the complete horizontal motions within zones of distributed deformation from the inversion of strain-rate data, *J. Geophys. Res.*, *98*(B7), 12,057–12,082, doi:10.1029/93JB00892.
- Hatzfeld, D., E. Karagianni, I. Kassaras, A. Kiratzi, E. Louvari, H. Lyon-Caen, K. Makropoulos, P. Papadimitriou, G. Bock, and K. Priestley (2001), Shear wave anisotropy in the upper mantle beneath the Aegean related to internal deformation, *J. Geophys. Res.*, *106*(B12), 30,737–30,753, doi:10.1029/2001JB000387.
- Hoink, T., A. M. Jellinek, and A. Lenardic (2011), Viscous coupling at the lithosphere-asthenosphere boundary, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *12*, Q0AK02, doi:10.1029/2011GC003698.
- Hollenstein, C., A. Geiger, H. G. Kahle, and G. Veis (2006), CGPS time-series and trajectories of crustal motion along the West Hellenic Arc, *Geophys. J. Int.*, *164*(1), 182–191, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02804.x.
- Hollenstein, C., M. D. Muller, A. Geiger, and H. G. Kahle (2008), Crustal motion and deformation in Greece from a decade of GPS measurements, 1993–2003, *Tectonophysics*, *449*(1–4), 17–40, doi:10.1016/j.tecto.2007.12.006.
- Jolivet, L. (2001), A comparison of geodetic and finite strain pattern in the Aegean, geodynamic implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *187*(1–2), 95–104, doi:10.1016/S0012-821X(01)00277-1.
- Jolivet, L., and J. P. Brun (2010), Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean, *Int. J. Earth Sci.*, *99*(1), 109–138, doi:10.1007/s00531-008-0366-4.
- Jolivet, L., R. Augier, C. Faccenna, F. Negro, G. Rimmelé, P. Agard, C. Robin, F. Rossetti, and A. Crespo-Blanc (2008), Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, *179*(6), 525–550, doi:10.2113/gssgfbull.179.6.525.
- Jolivet, L., C. Faccenna, and C. Piromallo (2009), From mantle to crust: Stretching the Mediterranean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *285*(1–2), 198–209, doi:10.1016/j.epsl.2009.06.017.
- Jolivet, L., L. Labrousse, P. Agard, O. Lacombe, V. Bailly, E. Lecomte, F. Mouthereau, and C. Mehl (2010), Rifting and shallow-dipping detachments, clues from the Corinth Rift and the Aegean, *Tectonophysics*, *483*(3–4), 287–304, doi:10.1016/j.tecto.2009.11.001.
- Jouanne, F., J. L. Mugnier, R. Koci, S. Bushati, K. Matev, N. Kuka, I. Shinko, S. Kociu, and L. Duni (2012), GPS constraints on current tectonics of Albania, *Tectonophysics*, *554–557*, 50–62, doi:10.1016/j.tecto.2012.06.008.
- Kahle, H. G., R. Cocard, Y. Peter, A. Geiger, R. Reilinger, S. McClusky, R. King, A. Barka, and G. Veis (1999), The GPS strain rate field in the Aegean Sea and western Anatolia, *Geophys. Res. Lett.*, *26*(16), 2513–2516, doi:10.1029/1999GL900403.
- Keskin, M. (2007), Eastern Anatolia: A hotspot in a collision zone without a mantle plume, in *Plates, Plumes, and Planetary Processes*, edited by G. R. Foulger and D. M. Jurdy, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, *430*, 693–722, doi:10.1130/2007.2430(32).



- Kotzev, V., R. Nakov, T. Georgiev, B. C. Burchfiel, and R. W. King (2006), Crustal motion and strain accumulation in western Bulgaria, *Tectonophysics*, 413(3–4), 127–145, doi:10.1016/j.tecto.2005.10.040.
- Kreemer, C. (2009), Absolute plate motions constrained by shear wave splitting orientations with implications for hot spot motions and mantle flow, *J. Geophys. Res.*, 114, B10405, doi:10.1029/2009JB006416.
- Kreemer, C., and N. Chamot-Rooke (2004), Contemporary kinematics of the southern Aegean and the Mediterranean Ridge, *Geophys. J. Int.*, 157(3), 1377–1392, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02270.x.
- Kreemer, C., W. E. Holt, and A. J. Haines (2003), An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation, *Geophys. J. Int.*, 154(1), 8–34, doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01917.x.
- Kreemer, C., N. Chamot-Rooke, and X. Le Pichon (2004), Constraints on the evolution and vertical coherency of deformation in the northern Aegean from a comparison of geodetic, geologic and seismologic data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 225(3–4), 329–346, doi:10.1016/j.epsl.2004.06.018.
- Lebedev, S., E. Neenan, B. Knapmeyer-Endrun, T. Meier, M. R. Agius, A. J. Schaeffer, C. Tirel, and W. Friederich (2012), Lithospheric dynamics in eastern Mediterranean: Insights from seismic structure and anisotropy, *Geophys. Res. Abstr.*, 14, EGU2012-6626-2012.
- Le Pichon, X., and C. Kreemer (2010), The Miocene-to-present kinematic evolution of the eastern Mediterranean and Middle East and its implications for dynamics, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 38(1), 323–351, doi:10.1146/annurev-earth-040809-152419.
- Le Pichon, X., N. Chamot-Rooke, S. Lallemand, R. Noomen, and G. Veis (1995), Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics, *J. Geophys. Res.*, 100(B7), 12,675–12,690.
- Le Pourhiet, L., E. Burov, and I. Moretti (2003), Initial crustal thickness geometry controls on the extension in a back arc domain: Case of the Gulf of Corinth, *Tectonics*, 22(4), 1032, doi:10.1029/2002TC001433.
- Long, M. D., and T. W. Becker (2010), Mantle dynamics and seismic anisotropy, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 297(3–4), 341–354, doi:10.1016/j.epsl.2010.06.036.
- Long, M. D., and P. G. Silver (2008), The subduction zone flow field from seismic anisotropy: A global view, *Science*, 319(5861), 315–318, doi:10.1126/science.1150809.
- Louvari, E., A. A. Kiratzi, and B. C. Papazachos (1999), The Cephalonia Transform Fault and its extension to western Lefkada Island (Greece), *Tectonophysics*, 308(1–2), 223–236, doi:10.1016/S0040-1951(99)00078-5.
- Malinverno, A., and W. B. F. Ryan (1986), Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere, *Tectonics*, 5(2), 227–245, doi:10.1029/TC005i002p00227.
- McClusky, S., et al. (2000), Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, 105(B3), 5695–5719.
- Meyer, B., M. Sebrier, and D. Dimitrov (2007), Rare destructive earthquakes in Europe: The 1904 Bulgaria event case, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 253(3–4), 485–496, doi:10.1016/j.epsl.2006.11.011.
- Mutlu, A. K., H. Karabulut, and A. Paul (2010), Seismic anisotropy and upper mantle velocity structure beneath Turkey and surrounding regions from Pn and SKS measurements, paper presented at 32nd General Assembly, Eur. Seismol. Comm., Montpellier, France.
- Nyst, M., and W. Thatcher (2004), New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean, *J. Geophys. Res.*, 109, B11406, doi:10.1029/2003JB002830.
- Özeren, M. S., and W. E. Holt (2010), The dynamics of the eastern Mediterranean and eastern Turkey, *Geophys. J. Int.*, 183(3), 1165–1184, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04819.x.
- Palumbo, L., L. Benedetti, D. Bourles, A. Cinque, and R. Finkel (2004), Slip history of the Magnola fault (Apennines, central Italy) from Cl-36 surface exposure dating: Evidence for strong earthquakes over the Holocene, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 225(1–2), 163–176, doi:10.1016/j.epsl.2004.06.012.
- Papanikolaou, D., M. Alexandri, and P. Nomikou (2006), Active faulting in the north Aegean basin, in *Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia, Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 409, 189–209, doi:10.1130/2006.2409(11).
- Papazachos, B. C. (2002), The active crustal deformation field of the Aegean area inferred from seismicity and GPS data, paper presented at 11th General Assembly, WEGENER Proj., Athens.
- Paul, A., W. Ben Mansour, D. Hatzfeld, H. Karabulut, D. M. Childs, C. Péquegnat, P. Hatzidimitriou, and the Simbaad Team (2010), Mantle flow in the Aegean-Anatolia region by SKS splitting measurements, *Geophys. Res. Abstr.*, 12, EGU2010-8807-2011.
- Paul, A., G. Salaün, H. Karabulut, H. A. Pedersen, and A. Köméc Mutlu (2012), Traces of subduction and their relation to seismic anisotropy beneath Greece and Turkey: New evidences and questions from seismic tomography, *Geophys. Res. Abstr.*, 14, EGU2012-2913.
- Pearce, F. D., S. Rondenay, M. Sachpazi, M. Charalampakis, and L. H. Royden (2012), Seismic investigation of the transition from continental to oceanic subduction along the western Hellenic Subduction Zone, *J. Geophys. Res.*, 117, B07306, doi:10.1029/2011JB009023.
- Piromallo, C., T. W. Becker, F. Funicello, and C. Faccenna (2006), Three-dimensional instantaneous mantle flow induced by subduction, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L08304, doi:10.1029/2005GL025390.
- Reilinger, R., et al. (2006), GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *J. Geophys. Res.*, 111, B05411, doi:10.1029/2005JB004051.
- Reilinger, R., S. McClusky, D. Paradissis, S. Ergintav, and P. Vernant (2010), Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone, *Tectonophysics*, 488(1–4), 22–30, doi:10.1016/j.tecto.2009.05.027.
- Rohais, S., R. Eschard, M. Ford, F. Guillocheau, and I. Moretti (2007), Stratigraphic architecture of the Plio-Pleistocene infill of the Corinth Rift: Implications for its structural evolution, *Tectonophysics*, 440(1–4), 5–28, doi:10.1016/j.tecto.2006.11.006.
- Rosenbaum, G., G. S. Lister, and C. Duboz (2004), The Mesozoic and Cenozoic motion of Adria (central Mediterranean): A review of constraints and limitations, *Geodin. Acta*, 17(2), 125–139, doi:10.3166/ga.17.125-139.
- Royden, L. H., and D. J. Papanikolaou (2011), Slab segmentation and late Cenozoic disruption of the Hellenic arc, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12, Q03010, doi:10.1029/2010GC003280.



- Schellart, W. P. (2004), Kinematics of subduction and subduction-induced flow in the upper mantle, *J. Geophys. Res.*, *109*, B07401, doi:10.1029/2004JB002970.
- Şengör, A. M. C., S. Özeren, T. Genc, and E. Zor (2003), East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north–south shortened domal structure, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(24), 8045, doi:10.1029/2003GL017858.
- Şengör, A. M. C., O. Tuysuz, C. Imren, M. Sakinc, H. Eyidogan, G. Gorur, X. Le Pichon, and C. Rangin (2005), The North Anatolian Fault: A new look, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *33*, 37–112, doi:10.1146/annurev.earth.32.101802.120415.
- Serpelloni, E., M. Anzidei, P. Baldi, G. Casula, and A. Galvani (2005), Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions: New results from the analysis of permanent and non-permanent GPS networks, *Geophys. J. Int.*, *161*(3), 861–880, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02618.x.
- Shaw, B., and J. Jackson (2010), Earthquake mechanisms and active tectonics of the Hellenic subduction zone, *Geophys. J. Int.*, *181*(2), 966–984.
- Silver, P. G. (1996), Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of geology, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *24*, 385, doi:10.1146/annurev.earth.24.1.385.
- Stampfli, G. M., and G. D. Borel (2002), A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *196*(1–2), 17–33, doi:10.1016/S0012-821X(01)00588-X.
- Stegman, D. R., J. Freeman, W. P. Schellart, L. Moresi, and D. May (2006), Influence of trench width on subduction hinge retreat rates in 3-D models of slab rollback, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *7*, Q03012, doi:10.1029/2005GC001056.
- Stiros, S. C., and A. Drakos (2000), Geodetic constraints on the fault pattern of the 1978 Thessaloniki (northern Greece) earthquake (M_s = 6.4), *Geophys. J. Int.*, *143*(3), 679–688, doi:10.1046/j.1365-246X.2000.00249.x.
- Suckale, J., S. Rondenay, M. Sachpazi, M. Charalampakis, A. Hosa, and L. H. Royden (2009), High-resolution seismic imaging of the western Hellenic subduction zone using teleseismic scattered waves, *Geophys. J. Int.*, *178*(2), 775–791, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04170.x.
- Suleiman, A. S., and D. I. Doser (1995), The seismicity, seismotectonics and earthquake hazards of Libya, with detailed analysis of the 1935 April 19, M = 7.1 earthquake sequence, *Geophys. J. Int.*, *120*(2), 312–322, doi:10.1111/j.1365-246X.1995.tb01820.x.
- Taymaz, T., J. Jackson, and D. McKenzie (1991), Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.*, *106*(2), 433–490, doi:10.1111/j.1365-246X.1991.tb03906.x.
- Torelli, L., M. Grasso, G. Mazzoldi, D. Peis, and D. Gori (1995), Cretaceous to Neogene structural evolution of the Lampedusa Shelf (Pelagian Sea, central Mediterranean), *Terra Nova*, *7*(2), 200–212, doi:10.1111/j.1365-3121.1995.tb00689.x.
- van Hinsbergen, D. J. J., D. G. van der Meer, W. J. Zachariasse, and J. E. Meulenkaamp (2006), Deformation of western Greece during Neogene clockwise rotation and collision with Apulia, *Int. J. Earth Sci.*, *95*(3), 463–490, doi:10.1007/s00531-005-0047-5.
- Westaway, R. (1990), The Tripoli, Libya, earthquake of September 4, 1974: Implications for the active tectonics of the central Mediterranean, *Tectonics*, *9*(2), 231–248, doi:10.1029/TC009i002p00231.
- Wortel, M. J. R., and W. Spakman (2000), Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region, *Science*, *290*(5498), 1910–1917, doi:10.1126/science.290.5498.1910.
- Wüstefeld, A., G. Bokelmann, G. Barruol, and J. P. Montagner (2009), Identifying global seismic anisotropy patterns by correlating shear-wave splitting and surface-wave data, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *176*(3–4), 198–212, doi:10.1016/j.pepi.2009.05.006.
- Yılmaz, Y., S. C. Genç, O. F. Gürer, M. Bozcu, K. Yılmaz, Z. Karacik, S. Altunkaynak, and A. Elmas (2000), When did the western Anatolian grabens begin to develop?, in *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, edited by E. Bozkurt, J. A. Winchester, and J. D. A. Piper, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, *173*, 353–384, doi:10.1144/GSL.SP.2000.173.01.17.
- Zandt, G., and E. Humphreys (2008), Toroidal mantle flow through the western US slab window, *Geology*, *36*(4), 295–298, doi:10.1130/G24611A.1.

This auxiliary material contains additional tables and figures that summarize some of the elements that are not shown in the core of the paper:

Table S1. The number of common sites and Root-Mean-Square (RMS) difference between pairs of GPS studies used in our compilation of input velocity vectors, both before and after the application of the rotations that bring the studies into one common Eurasian reference frame.

Figure S1. The results of a homogeneous run, shown as two figures: (a) strain map, i.e. second invariant strain rate and strain rate tensors and (b) observed and interpolated model velocities with respect to Eurasia. The homogenous run has a uniform cell-strength, all deforming cells being free to deform at the same rate.

Figure S2. The observed and interpolated model velocities in the Nubia frame for the heterogeneous run discussed in the text.

Original RMS (RMS are in mm/yr) :

	Reilinger	Dago_08	Bennet	Floyd	Hollen_c	Hollen_p	Kotzev	Matev	Charara	Aktug	Charade	Jouanne	Ayhan*	Dago_11	Devoti
Reilinger	0	0.88	0	1.01	2.16	1.03	1.34	1.87	1.61	0.96	1.35	0.89	2.52	0.94	1.06
Dago_08	0	0	0	0	0	0.58	0.68	0.73	0	0.56	0	1.02	0	0.71	0.87
Bennet	0	0	0	0	0	0.73	0	0	0	0.32	0	0.98	0	0.35	1.45
Floyd	0	0	0	0	1.98	0.9	0	2.92	3.88	1.09	1.7	1.77	0	0	0
Hollen_c	0	0	0	0	0	0.77	0	0	2.3	2.32	0	3.64	0	0	0
Hollen_p	0	0	0	0	0	0	1.1	0.71	0	0.87	0	1.04	2.55	0.66	0.91
Kotzev	0	0	0	0	0	0	0	0.95	0	0.79	0	1.79	2.94	0	0.52
Matev	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.33	0	0.34	0	0	0.51
Charara	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.88	1.83	0	0	0
Aktug	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.64	3.1	0.3	0.63
Charade	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.44	0	0	0
Jouanne	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.41	1.11
Ayhan*	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Dago_11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.79
Devoti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

RMS after rotation of several studies (RMS are in mm/yr, studies rotated are in bold):

	Reilinger	Dago_08	Bennet	Floyd	Hollen_c	Hollen_p	Kotzev	Matev	Charara	Aktug	Charade	Jouanne	Ayhan*	Dago_11	Devoti
Reilinger	0	0.88	0.71	0.60	1.37	1.03	1.34	1.87	1.23	0.96	0.74	0.89	1.82	0.92	1.06
Dago_08	0	0	0.78	0	0	0.58	0.68	0.73	0	0.56	0	1.02	0	0.7	0.87
Bennet	0	0	0	0	0	0.73	0	0	0	0.32	0	0.98	0	0.35	1.45
Floyd	0	0	0	0	1.79	1.33	0	2.72	2.78	0.38	1.83	1.65	0	0	0
Hollen_c	0	0	0	0	0	1.82	0	0	2.4	1.53	0	4.8	0	0	0
Hollen_p	0	0	0	0	0	0	1.1	0.71	0	0.87	0	1.04	2.08	0.66	0.91
Kotzev	0	0	0	0	0	0	0	0.95	0	0.79	0	1.79	0.96	0	0.52
Matev	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.33	0	0.34	0	0	0.51
Charara	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.03	2.46	0	0	0
Aktug	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.64	2.38	0.3	0.63
Charade	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.49	0	0	0
Jouanne	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.41	1.11
Ayhan*	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Dago_11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.79
Devoti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Legend:

Reilinger: [Reilinger et al., 2006]; Dago_08: [D'Agostino et al., 2008]; Bennet: [Bennett et al., 2008]; Floyd: [Floyd et al., 2010]; Kotzev: [Kotzev et al., 2006]; Matev: [Matev et al., in prep.]; Charara: [Charara, 2010]; Aktug: [Aktug et al., 2009]; Charade: [Charade and Ganas, permanent GPScope network]; Jouanne: [Jouanne et al., 2012]; Ayhan: [Ayhan et al., 2002]; Dago_11: [D'Agostino et al., 2011]; Devoti: [Devoti et al., 2011].

Hollen_c and Hollen_p: GPS velocities of [Hollenstein et al., 2008] study have been splitted into campaign GPS sites (Hollen_c) and permanent GPS stations (Hollen_p) including IGS sites and EUREF network.

* Velocity vectors of Ayhan et al. [2002] have not been included in the final compilation since most sites are in common with [Reilinger et al., 2006].

- Aktug, B., et al. (2009), Deformation of western Turkey from a combination of permanent and campaign GPS data: Limits to block-like behavior, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 114.
- Ayhan, M. E., C. Demir, O. Lenk, A. Kilicoglu, Y. Altiner, A. A. Barka, S. Ergintav, and H. Ozener (2002), Inter-seismic strain accumulation in the Marmara Sea region, *B Seismol Soc Am*, 92(1), 216-229.
- Bennett, R. A., S. Hreinsdottir, G. Buble, T. Basic, Z. Bacic, M. Marjanovic, G. Casale, A. Gendaszek, and D. Cowan (2008), Eocene to present subduction of southern Adria mantle lithosphere beneath the Dinarides, *Geology*, 36(1), 3-6.
- Charade, O., and A. Ganas (permanent GPScope network), *on-line data available at <https://gpscope.dt.insu.cnrs.fr/chantiers/corinthe/>*.
- Charara, R. (2010), GPS statique, cinématique et haute fréquence appliqué à l'étude de déformations de zones sismiques, 103 pp, Laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure, Paris.
- D'Agostino, N., A. Avallone, D. Cheloni, E. D'Anastasio, S. Mantenuto, and G. Selvaggi (2008), Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 113(B12).
- D'Agostino, N., E. D'Anastasio, A. Gervasi, I. Guerra, M. R. Nedimovic, L. Seeber, and M. Steckler (2011), Forearc extension and slow rollback of the Calabrian Arc from GPS measurements, *Geophysical Research Letters*, 38.
- Devoti, R., A. Esposito, G. Pietrantonio, A. R. Pisani, and F. Riguzzi (2011), Evidence of large scale deformation patterns from GPS data in the Italian subduction boundary, *Earth and Planetary Science Letters*, 311(3-4), 230-241.
- Floyd, M. A., et al. (2010), A new velocity field for Greece: Implications for the kinematics and dynamics of the Aegean, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 115.
- Hollenstein, C., M. D. Muller, A. Geiger, and H. G. Kahle (2008), Crustal motion and deformation in Greece from a decade of GPS measurements, 1993-2003, *Tectonophysics*, 449(1-4), 17-40.
- Jouanne, F., J. L. Mugnier, R. Koci, S. Bushati, K. Matev, N. Kuka, I. Shinko, S. Kociu, and L. Duni (2012), GPS constrains on current tectonics of Albania, *Tectonophysics*, 554-557, 50-62, doi:10.1016/j.tecto.2012.1006.1008, in press.
- Kotzev, V., R. Nakov, T. Georgiev, B. C. Burchfiel, and R. W. King (2006), Crustal motion and strain accumulation in western Bulgaria, *Tectonophysics*, 413(3-4), 127-145.
- Matev, K., I. Georgiev, F. Jouanne, P. Briole, D. Dimitrov, A. Mouratidis, M. Ilieva, and P. Bascou (in prep.), Horizontal movements and strain rates obtained from GPS observations for the period 1996-2008 in southwest Bulgaria and northern Greece.
- Reilinger, R., et al. (2006), 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(B5).

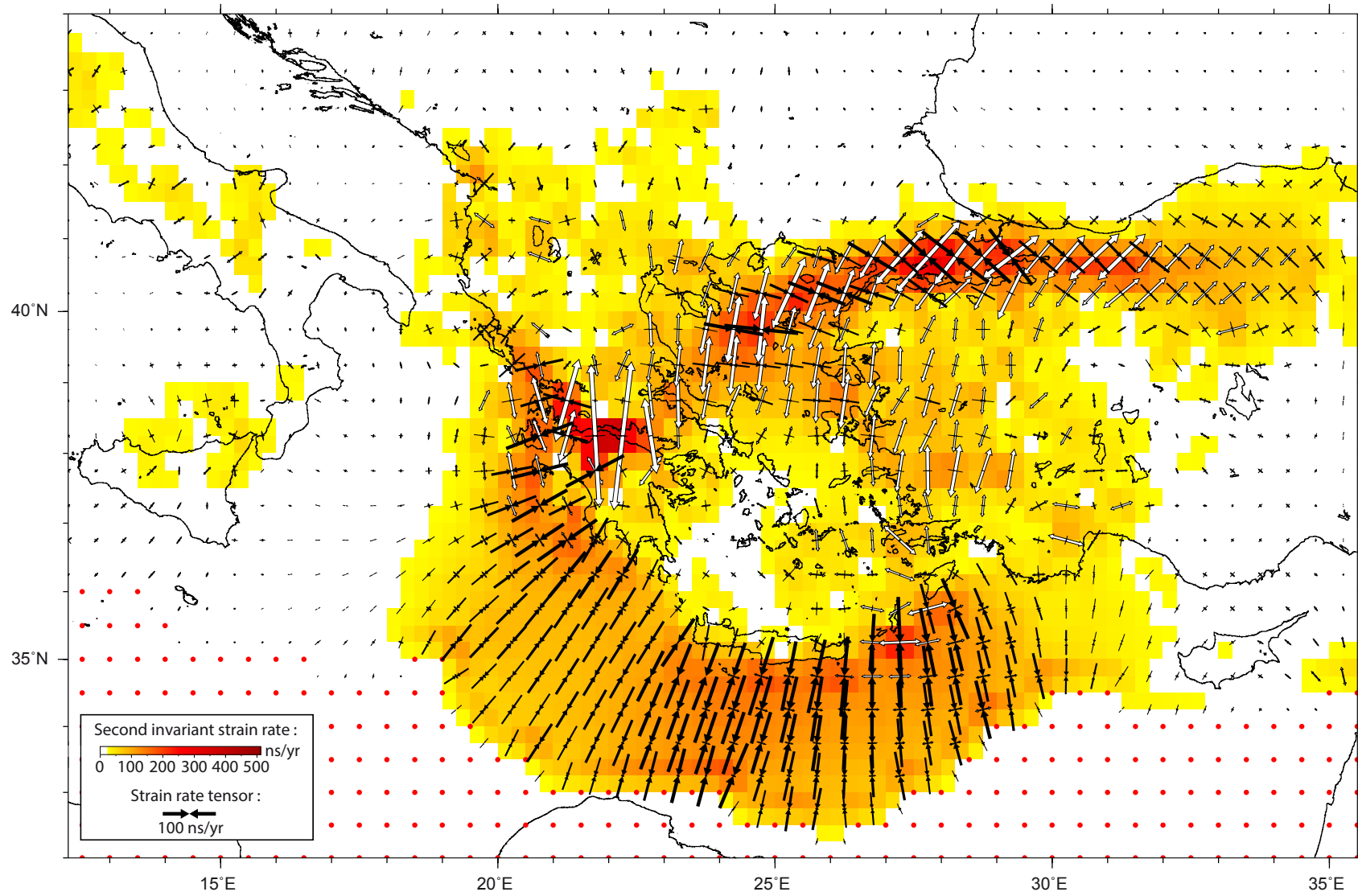


Figure S1 (a)

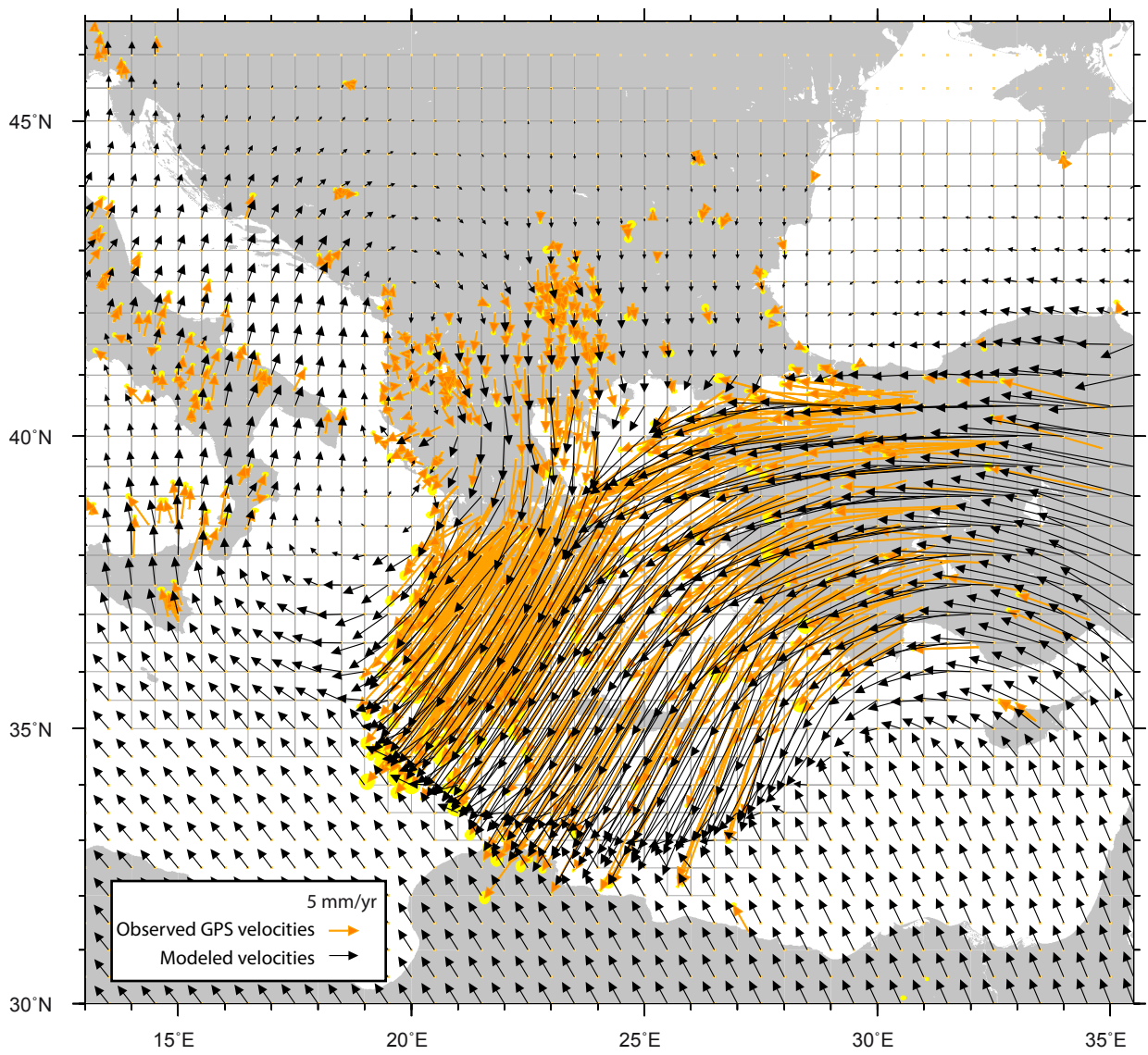


Figure S1(b)

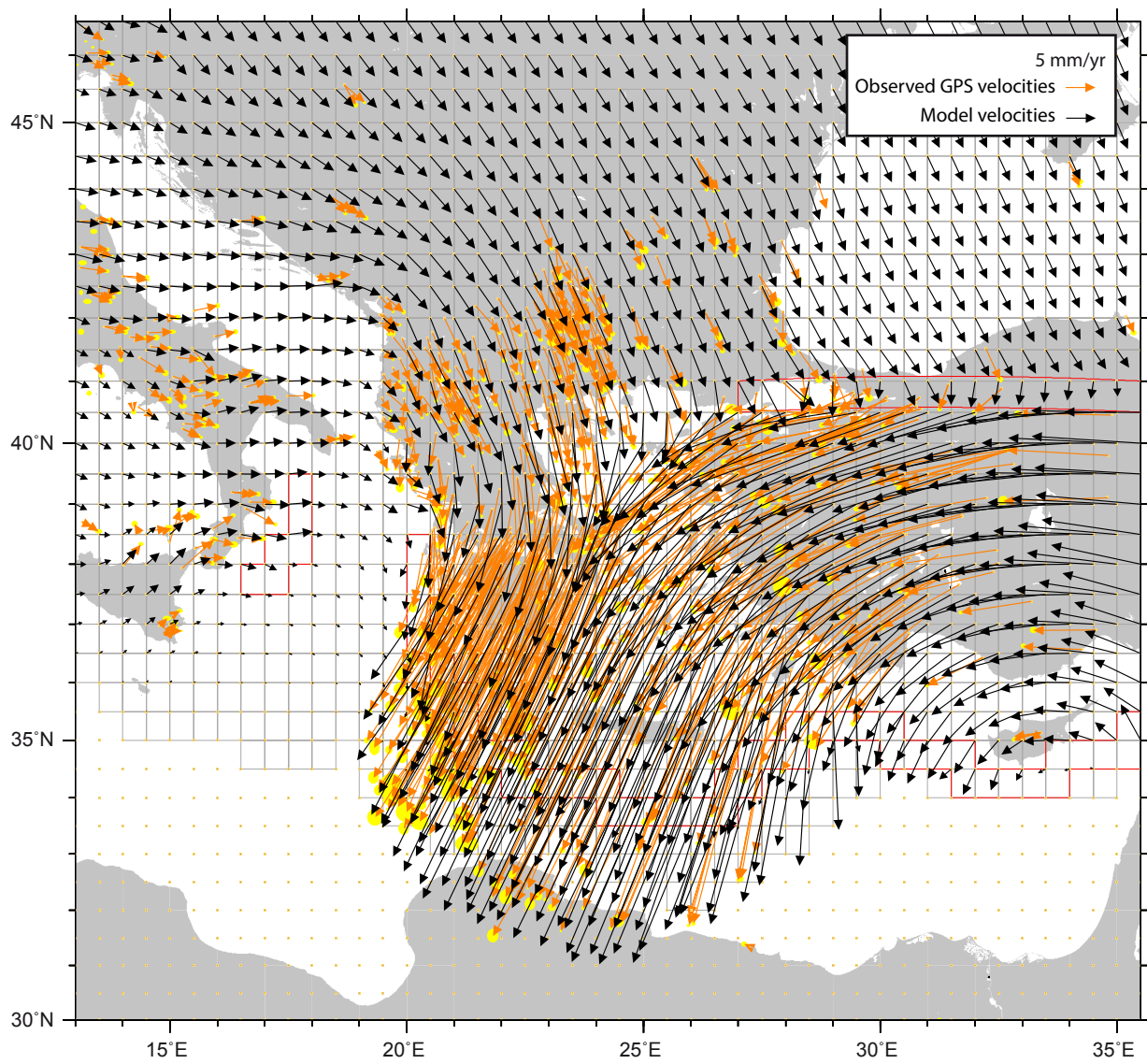


Figure S2

CHAPITRE II

TECTONIQUE ACTIVE DES SYSTÈMES DE FAILLES DE L'ÉTOLO-AKARNANIE (OUEST DE LA GRÈCE):

GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE ET MORPHOLOGIE

Dans ce chapitre...

1. TRANSITION FROM COLLISION TO SUBDUCTION IN WESTERN GREECE: THE KATOUNA-STAMNA ACTIVE FAULT SYSTEM (<i>soumis à Terra Nova</i>).....	48
2. LE GRABEN DE NIKOPOLIS: CONTRAINTES GEOLOGIQUES SUR L'INITIATION DE L'OUVERTURE DU GOLFE AMVRAKIKOS	89
3. ZONE DU LAC TRICHONIS	95
3.1 Morphologie générale	95
3.2 Evidences de déformation active petites échelles le long des segments de la faille normale Sud Trichonis.....	97
3.3 Le méga glissement de terrain du segment de Pappadatès	104
3.4 Interprétations et discussion.....	105
4. SYNTHÈSE SUR LES FAILLES ACTIVES DE L'ÉTOLO-AKARNANIE ET TIMING DE LA DEFORMATION.....	107

TECTONIQUE ACTIVE DES SYSTÈMES DE FAILLES DE L'ETOLO-AKARNANIE (OUEST DE LA GRÈCE): GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE ET MORPHOLOGIE

Beaucoup d'études proposent des hypothèses sur la cinématique et l'accommodation de la transition collision-subduction dans l'Ouest de la Grèce (Voir Introduction générale). Cependant, les failles actives de l'Etolo-Akarnanie, région clé pour comprendre la géodynamique de cette zone, ont finalement été très peu étudiées. Les seules cartes tectoniques détaillées de l'Etolo-Akarnanie faisant figurer les failles Quaternaires de la région sont présentées dans les Figures II.1, II.2 et II.3. Les travaux de [Clews, 1989] et [Underhill, 1989] portaient essentiellement sur la formation des Hellenides externes pendant le Cénozoïque, les failles actives étant secondaires dans leurs études. La carte de failles actives proposée par [Vassilakis *et al.*, 2006] est plus exhaustive mais les évidences de jeu actif sur les failles de la région qu'ils proposent nous semblent discutables.

Notre étude de tectonique active de l'Etolo-Akarnanie a donc pour but d'établir une cartographie précise des failles actives (et inactives) dans cette région, mais également d'apporter des observations permettant d'aller plus loin dans l'étude de ces failles actives : jeu des failles, vitesse géologique, style tectonique de la zone (bloc rigide ou déformation distribuée), initiation et chronologie relative des failles, hypothèse sur le comportement mécanique (creep-slip ou stick-slip).

Notre approche, essentiellement orientée vers la géologie du Quaternaire et morphologie, se base sur l'analyse d'images satellite (images QuickBird, Google Earth), de la topographie (Digital Elevation Model, résolution 3" arc) et sur une mission de terrain de 3 semaines, effectuée en Juin 2010, avec Michel Sébrier, Denis Sorel et Stavros Arsenikos. Nous comparons nos résultats avec les données géodésiques et de sismicité de la zone afin de mieux contraindre la tectonique active de l'Etolo-Akarnanie.

La partie 1 de ce chapitre porte sur la faille de Katouna-Stamna (système de failles actives NW reliant le Golfe Amvrakikos au Golfe de Patras) et le bloc Iles Ioniennes-Akarnanie (IAB). Elle est présentée sous forme d'un article soumis à *Terra Nova*. Les parties 2 et 3 concernent le graben de Nikopolis (terminaison Ouest du Golfe Amvrakikos) et la zone du lac Trichonis (que nous comparerons avec la KSF et la faille de Loutraki, partie 1). La dernière partie est une synthèse sur ces failles et un timing de la déformation, illustrant les possibles implications régionales de nos travaux.

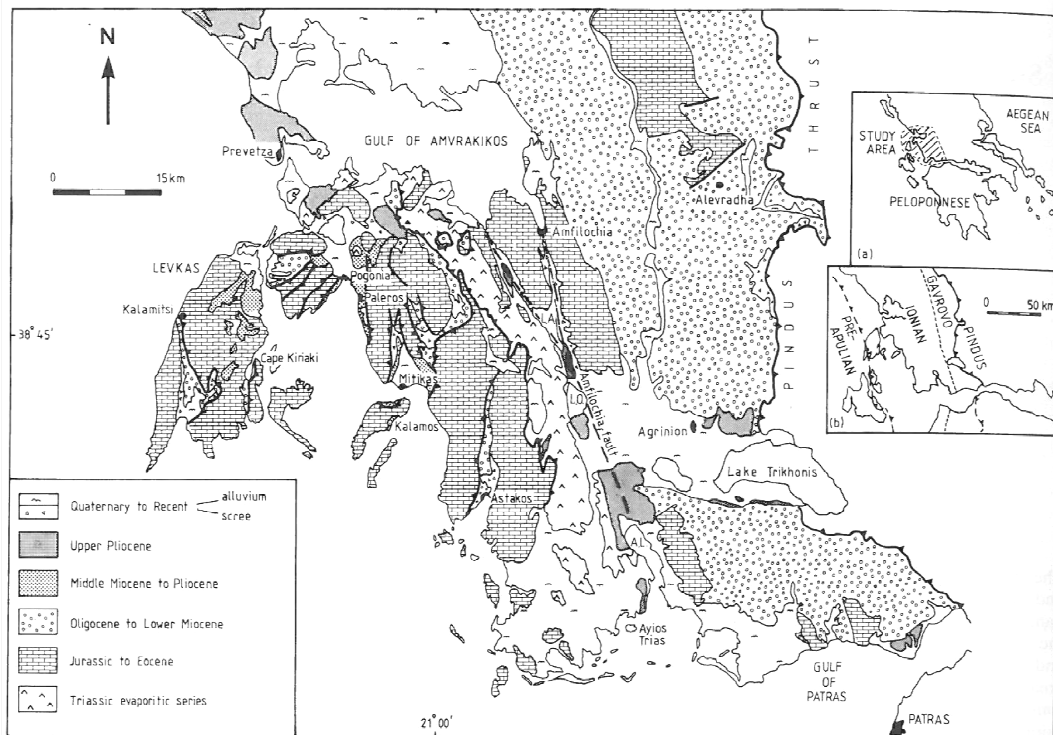


Figure II. 1 : Carte géologique et tectonique de l'Etolo-Akarnanie d'après [Clews, 1989]

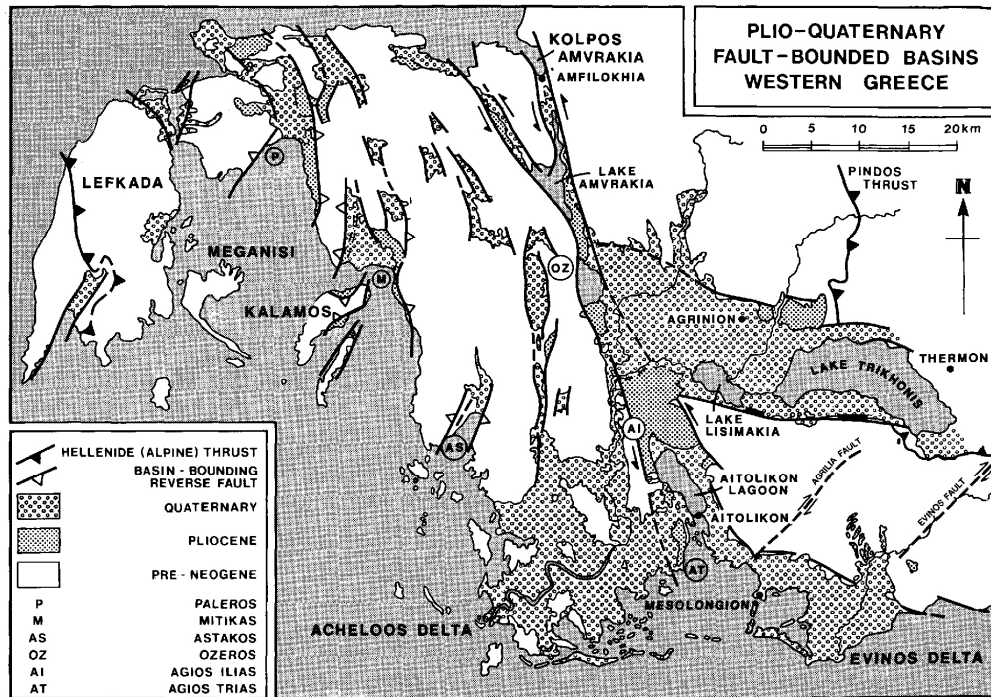


Figure II. 2 : Carte géologique et tectonique de l'Étolo-Akarnanie d'après [Underhill, 1989].

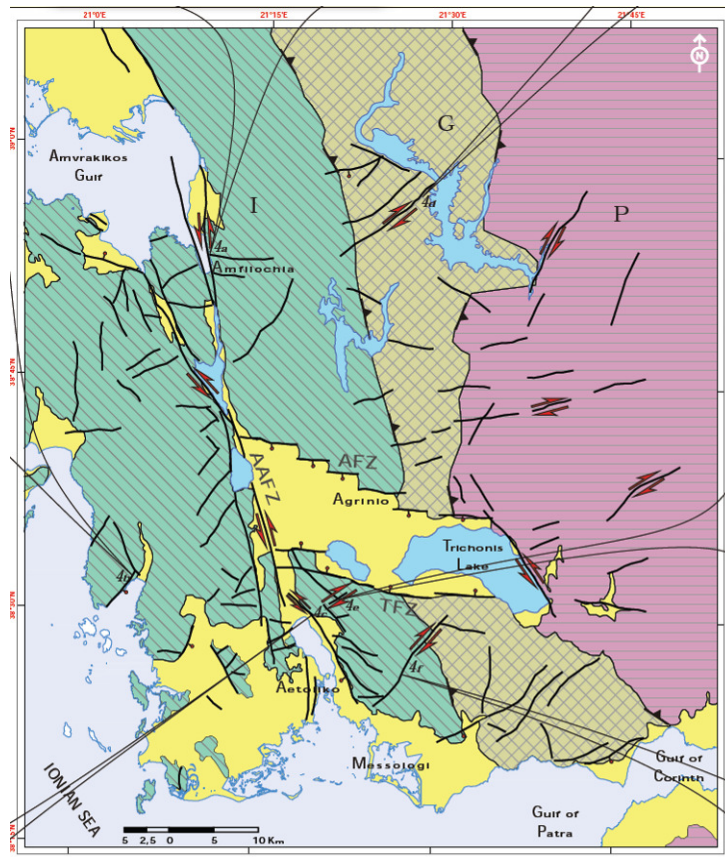


Figure II. 3 : Carte de failles actives de l'Étolo-Akarnanie d'après [Vassilakis et al., 2006].

1. TRANSITION FROM COLLISION TO SUBDUCTION IN WESTERN
GREECE: THE KATOUNA-STAMNA ACTIVE FAULT SYSTEM

Article soumis à *Terra Nova*

Transition from collision to subduction in Western Greece: The Katouna-Stamna active fault system

**Pérouse¹ E., M. Sébrier^{2,3}, R. Braucher⁴, N. Chamot-Rooke¹, Didier Bourlès⁴, P. Briole¹,
D. Sorel⁵, D. Dimitrov⁶, S. Arsenikos¹**

1: Laboratoire de Géologie, UMR CNRS 8538, Ecole Normale Supérieure, 24 Rue Lhomond, FR-75005, Paris, France (perouse@geologie.ens.fr).

2: Institut des Sciences de la Terre de Paris, UMR 7193, Université Paris VI Pierre et Marie Curie, FR-75252 Paris CEDEX 05, France.

3: UMR 7193, CNRS, UPMC, case 129, FR-75252 Paris CEDEX 05, France.

4: Aix-Marseille Université, CNRS-IRD-Collège de France, UM 34 CEREGE, Technopôle de l'Arbois, BP80, 13545 Aix-en-Provence, France.

5: Denis Sorel, Saint Jayet, 36190 ORSENNES

6: Department of Geodesy, National Institute of Geophysics, Geodesy and Geography, Bulgarian Academy of Sciences, Acad. G. Bonchev str, bl. 3, 1113 Sofia, Bulgaria.

Running head : The Katouna-Stamna active fault system in Western Greece

Abstract

Transition from subduction to collision in Western Greece is underlined by the Kefalonia right-lateral fault that transfers the Hellenic subduction front to the collision one. Farther east, inland, the overriding plate trenchward motion resulting from the Ionian slab pull induces E-W grabens connected by the NW-striking, left-lateral, Katouna Stamna Fault (KSF). This KSF forms the eastern limit of IAB (Ionian Islands-Akarnania Block). We provide an accurate fault mapping, and evidence for left-lateral motion. We also estimate a minimum left-lateral slip rate of ~4 mm/yr using *in-situ* cosmogenic radionuclides and confirm high GPS slip-rates (~10 mm/yr). IAB appears rigid as no internal active deformation is observed and has been individualized during Pleistocene (younger than ~1.5 Ma).

Introduction

Transition from oceanic subduction to continental collision induces deformation in the overriding plate. Western Greece offers the opportunity to investigate the tectonic implications of such a transition. The old Ionian oceanic lithosphere [*Speranza et al.*, 2012] subducts below Peloponnesus while the nearby thick Apulian platform, carried by the same tectonic plate, abuts against the NW Greece-Albania foreland (Figures 1, 2). The highly seismic right-lateral Kefalonia transform fault (Figures 1, 2), between the collision and subduction fronts, has been extensively studied [*Louvari et al.*, 1999; *Pearce et al.*, 2012]. Farther east inland, ~N-striking external Hellenides units and Neogene fold and thrust system [*Clews*, 1989; *Underhill*, 1989] are truncated by active E-W striking grabens (Figure 3). Localized extension within the upper plate - possibly in relation with the Hellenic slab retreat [*Jolivet et al.*, 2010; *Perouse et al.*, 2012] - leads to the opening of the Gulf of Corinth, first as a slowly stretching graben around 4 Ma [*Collier and Dart*, 1991] and then as an active rift since ~1.7 Ma [*Rohais et al.*, 2007].

In the Aitolos-Akarnania region (Figure 3), a NW-striking left-lateral fault zone [*Melis and Burton*, 1988; *Clews*, 1989; *Underhill*, 1989] connects a set of active E-W striking grabens of Late Pliocene age (Amvrakikos Gulf, Trichonis Lake and Patras Gulf). Several studies suggested the existence of a Ionian islands-Akarnania block (IAB), bounded to west by the Kefalonia fault, to the north by the Amvrakikos graben and to the east by the NW-striking left-lateral system joining southward the Patras-Corinth rift [*Le Pichon et al.*, 1995; *Konstantinou et al.*, 2009; *Vassilakis et al.*, 2011]. However, this left-lateral faulting has been proposed without clear evidence. In addition, post Pliocene out-of-sequence reactivation of the N-striking Neogene thrusts in Akarnania [*Clews*, 1989] as well as present-day normal faulting [*Vassilakis et al.*, 2006] point to possible active internal deformation within the IAB.

The aim of our study is to define accurately the eastern boundary of the IAB, here informally termed the Katouna-Stamna Fault (KSF), and determine whether internal block deformation occurs. We performed a critical reappraisal of published data, conducted an accurate mapping of active fault traces along the KSF, and realized multi-scale geomorphologic observations that provide evidence for active normal and strike-slip faulting, especially left-lateral displacement, along the KSF. We further estimated a minimal geological slip rate for the KSF measuring *in-situ* ^{10}Be and ^{36}Cl cosmogenic radionuclides. Our new results on the active tectonics of Akarnania are discussed in the light of existing and new GPS data.

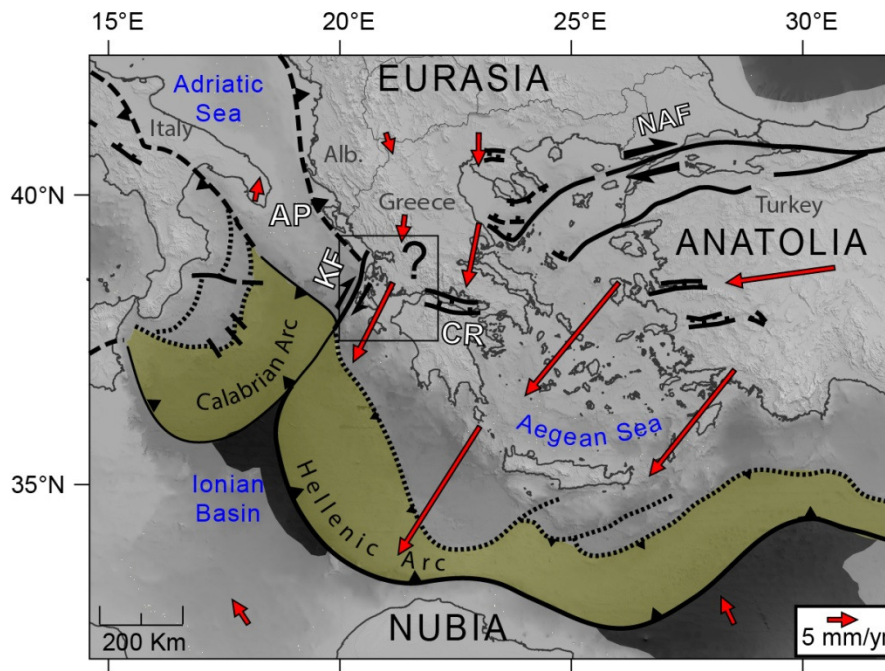


Figure 1: Geodynamic settings of Western Greece.

Tectonic structures and crust nature are from [Chamot-Rooke *et al.*, 2005; Papanikolaou *et al.*, 2006]. Velocity vectors, relative to fixed Eurasia, are from regional interpolated velocity field [Perouse *et al.*, 2012]. Solid thrust: subduction zones; dash thrust: collision zones; dotted line: backstop front. Colored domains represent accretionary prism (yellow), continental crust (light grey) and oceanic crust (dark grey); AP: Apulian Platform; KF: Kefalonia Fault; CR: Corinth Rift; NAF: North Anatolian Fault; Alb.: Albania.

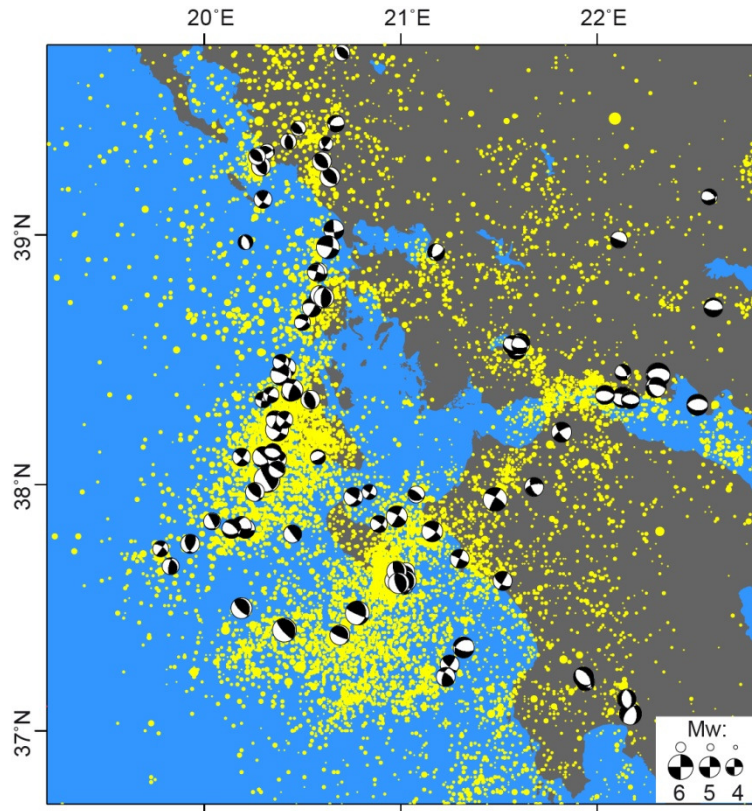


Figure 2: Instrumental seismicity in Western Greece and surrounding regions.

Focal mechanism of superficial events (< 30 km) from Harvard CMT catalog (1976 to 2007) and Regional CMT catalog (1995 to 2007) are relocated according to the Engdahl catalog [Engdahl *et al.*, 1998]. Seismicity distribution of superficial events (hypocenter depth < 30 km,), with magnitude $M_I > 3.7$, is plotted in yellow (from NOA catalog, 1970 to 2008).

The Katouna-Stamna Fault (KSF) in Western Greece

Figure 3 summarizes active and inactive major structures of Western Greece from our reappraisal of the tectonics of the Akarnania region. Based on the active fault traces from satellite images coupled with the analysis of Digital Elevation Model (3" resolution) and controlled by field studies, the NNW-striking KSF is mapped as a 65-km long structure extending from the Patras Gulf to the Amvrakikos Gulf (Figures 3 and 4). Northward, the KSF terminates onto the E-W-striking Loutraki normal fault (Figure 4), a northward dipping fault interpreted as the onshore southern main bounding fault of the Amvrakikos half-graben. Moreover, the deepest bathymetric point of the Amvrakikos Gulf stands right offshore the Loutraki fault [Kapsimalis *et al.*, 2005]. The KSF trace locates at the foot of escarpments (Katouna valley, Amvrakia and Ozeros lake, W Acheloos river) or along linear hanged valley (Stamna area, Figure 4a). Geologically, the KSF bounds to the east an elongated area of Triassic breccias and gypsum, which forms the base of the Ionian pile, suggesting structural

inheritance (Figure 4 b). KSF segments are ~10 km-long in the north (Katouna area) and reach 10-15 km in the south (Stamna area). The western E-W striking Trichonis graben branches eastward of the KSF, approximately in its middle part. Westward of KSF, N-striking Neogene thrusts are presently inactive (See further section). No evidence for active fault trace was found along the Amphilokia valley (Amph on Figure 4a).

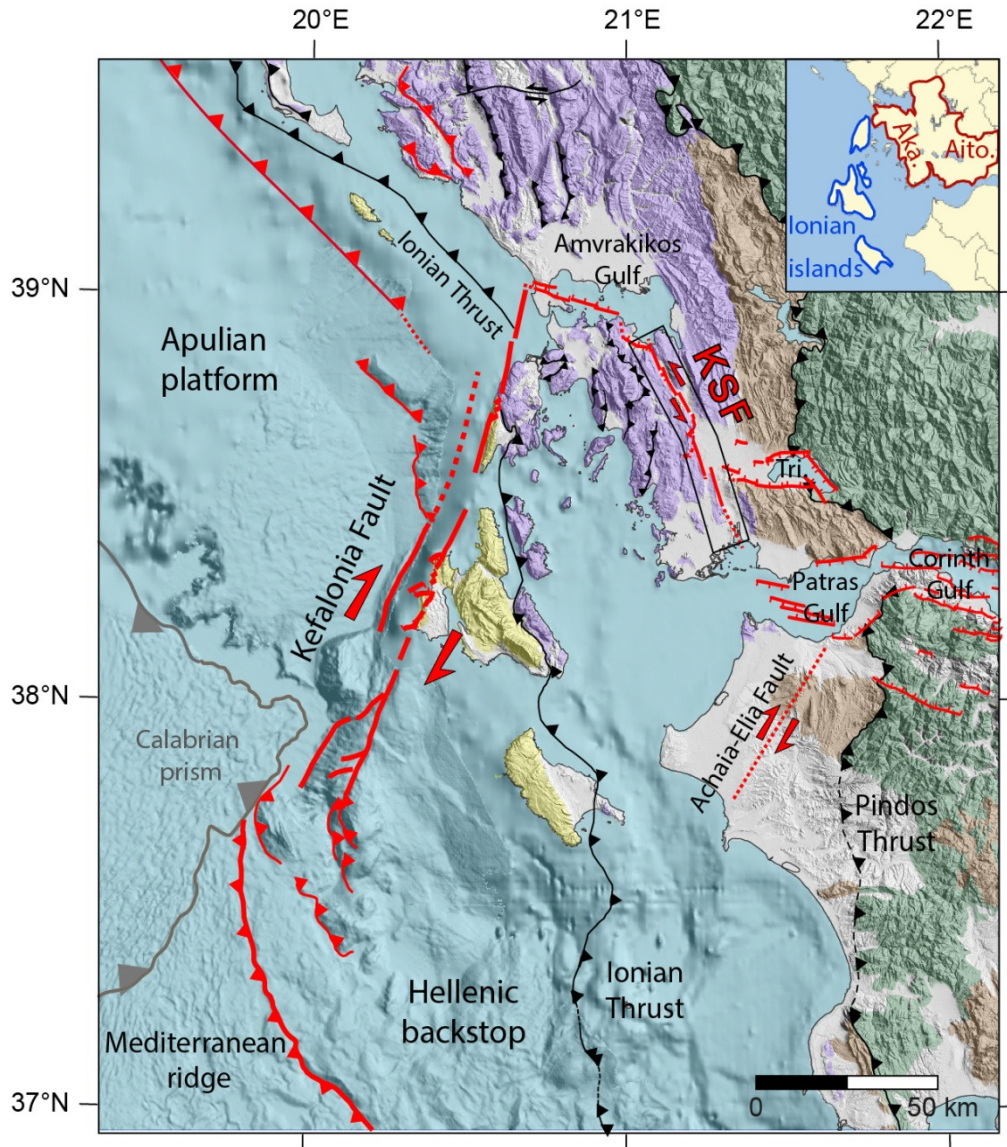


Figure 3: Tectonic map of Western Greece showing active (red) and inactive (black) faults.

Colored domains are the Pindos unit (green) and isopic zones of the external Hellenides: Pre-Apulian (yellow), Ionian (purple) and Gavrovo-Tripolizza (brown), from [Aubouin, 1959; British Petroleum Co Ltd, 1971; Karakitsios and Rigakis, 2007]. Faults traces from previous studies: onshore Ionian islands [Cushing, 1985; Nielsen, 2003]; offshore Amvrakikos [Anastasakis et al., 2007]; Patras Gulf [Ferentinos et al., 1985]; Corinth [Jolivet et al., 2010]; Apulian collision front, Hellenic backstop, Calabrian prism [Chamot-Rooke et al., 2005]. Fault traces from the present study: Loutraki, KSF and Trichonis graben. Inset: Ionian islands, Akarnania (Aka.) and Aitolia (Aito.) regions.

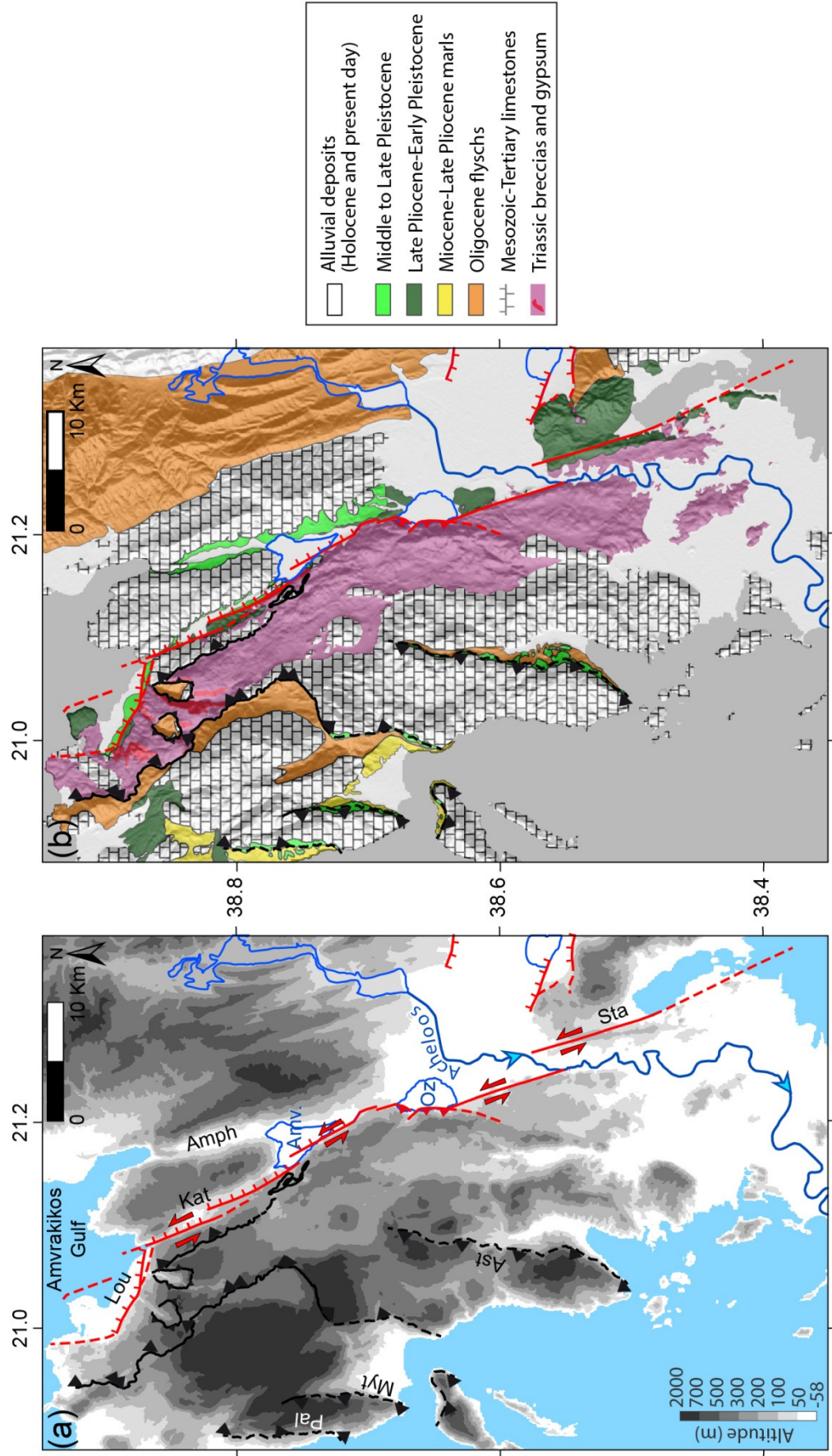


Figure 4: Map of the KSF system and its surrounding area. Active (red) and inactive (black) faults traces.

Lou: Loutraki Fault; Kat: Katouna Fault; Sta: Stamna Fault; Amph: Amphiloikia valley; Amv: Amvrakia Lake; Oz: Ozeros Lake; Myt: Mytikas thrust; Pal: Paleros thrust; Ast: Astakos thrust. (a) **Topography background**; (b) **Simplified geological background based on our reappraisal and geological maps** [British Petroleum Co Ltd, 1971; Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME), 1987]. Sealed thrusts are dashed.

Vertical slip component along the northern KSF: the Katouna area

One prominent geomorphic feature in Akarnania is the remnant of a large hanged paleo surface on Triassic breccias, tilted $\sim 4^\circ$ southward, ~ 700 -m high, south of the Amvrakikos Gulf nearby the Katouna valley (Figures 4 and 5). This paleo surface ends abruptly northward where the ESE-striking Loutraki fault shows a typical active normal fault escarpment morphology: overall upward convex-shaped profile, wineglass valleys, and triangular facets (Figures 5 and 6). The $\sim 4^\circ$ southward tilt of the paleo surface is highlighted by a reverse sense of drainage in the windgap shown on Figure 5. It should result from footwall uplift and flexure associated with the northward dipping Loutraki normal fault, expected for rift flank morphology of flexural origin.

South of the Loutraki fault, the paleo surface is bounded to the east by pronounced N158°- to N152°-striking, linear E-facing slopes with upward convex profiles (Figures 5a and 6). Such features suggest active normal fault escarpments, so that the Katouna valley appears morphologically controlled by active fault segments with normal slip components. In comparison, the Amphilokia valley is more likely a mature valley; moreover, no evidence for active fault traces is observed (Figure 6). Amphilokia valley might have a tectonic origin; nevertheless, fault is no longer active, an hypothesis that differs from previous interpretation [Vassilakis *et al.*, 2011]. Therefore, most of the northern KSF deformation is presently accommodated along the Katouna valley.

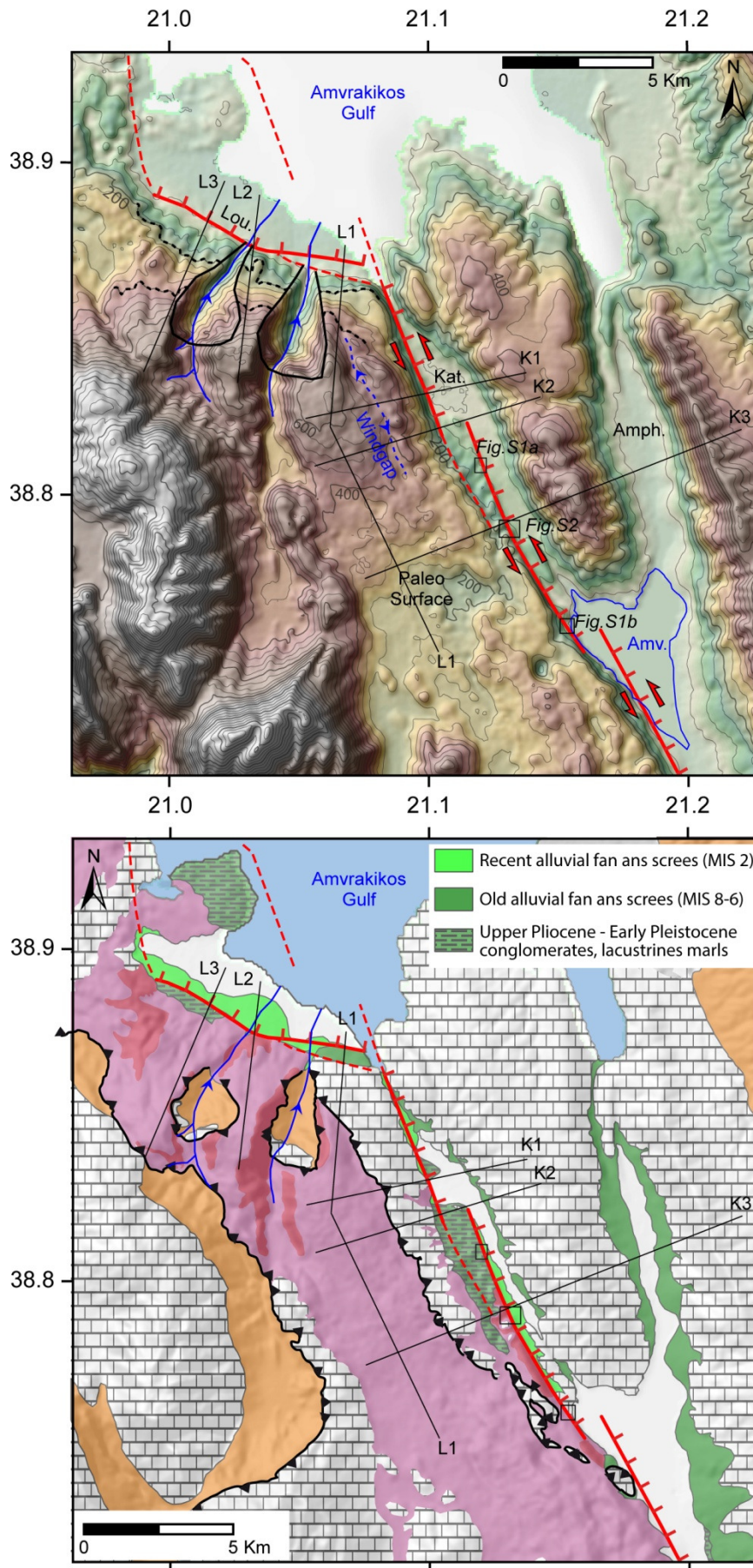


Figure 5: (a) Morphological map of Loutraki and Katouna Faults.

Topography background with height contours. Main drainage network is in blue. Solid black line: Wine glass valleys; dashed black line: benches on Loutraki fault escarpment.

(b) Simplified geological background (same captions than Figure 4b).

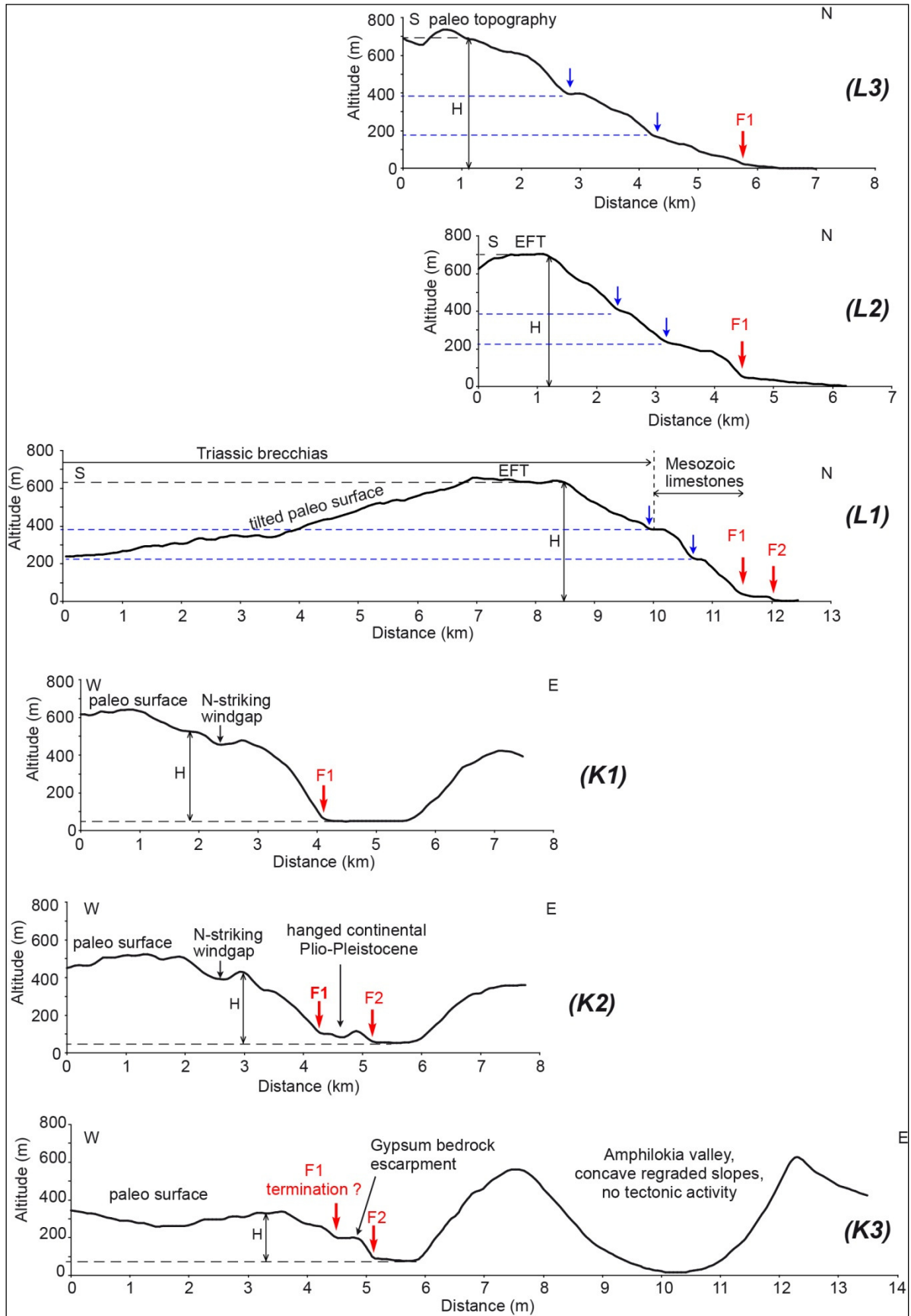


Figure 6: Topographic profiles across the Loutraki and Katouna Faults.

Profile lines are plotted in Figure 5. H: escarpment height; blue arrows: benches. The two benches in the Loutraki fault escarpment could represent either structural landscape reflecting several parallel migrating faults

(i.e. "paleo" scarps) or interaction between footwall uplift and notching due to headward erosion from high stand sea-levels. On (L1) profile, F1 segment would be now inactive, the deformation migrating northward on a younger fault segment F2, owing to the growing depression caused by rifting in the Amvrakikos Gulf. (K2) profile crosscuts segments step-over, showing a segment F2 that have uplifted Plio-Pleistocene alluvio-lacustrine deposits. (K3) profile crosscuts the end of the F1-F2 step-over. The well preserved escarpment made of easy-erodible gypsum attests to the active vertical component of F2.

Large scale evidences for active left-lateral motion along the KSF

The conspicuous difference in escarpment heights (with 2 to 1 ratio, Figures 5 and 6) between the Loutraki normal fault and the Katouna valley faults, which are connected, indicates that either the Loutraki fault initiated earlier or the Katouna valley faults are not purely normal. Indeed, the Katouna valley faults show a typical en-echelon pattern with left oversteps that agree with a left-lateral slip component (Figure 4).

The Stamna area exhibits a N162°-striking linear depression that extends along ~5.5 km from the southern side of the Acheloos valley up to Stamna (Figures 4 and 7). Farther south, it is eroded by the stream incision related to the Aitoliko lagoon. This depression is carved within Plio-Pleistocene deposits, close to the limit with Triassic breccias, forming a 300-400 m wide, flat bottomed, hanged valley. This hanged valley is drained only by small streams, appearing thus oversized (Figure 8). This should result from the differential erosion of the sheared zone along an active strike-slip fault as attested by the perturbed drainage network (Figure 8). Moreover, a small fault plane observed within Plio-Pleistocene deposits close to the eastern edge of the valley fault shows N162° striking left-lateral slip (Figure 9), consistent with pure left-lateral strike-slip faulting along the KSF.

Therefore, motion along the KSF evolves southward from left-lateral transtension on faults segments striking N158°-N152° (Katouna area) to nearly pure left-lateral strike-slip on segments striking N162° (Stamna area). Consequently, we interpret the ~7.5 km-long, N-striking, Ozeros lake escarpment as an active restraining bend, accounting for high topography in easy-erodible Triassic breccias and gypsum (Figure 4).

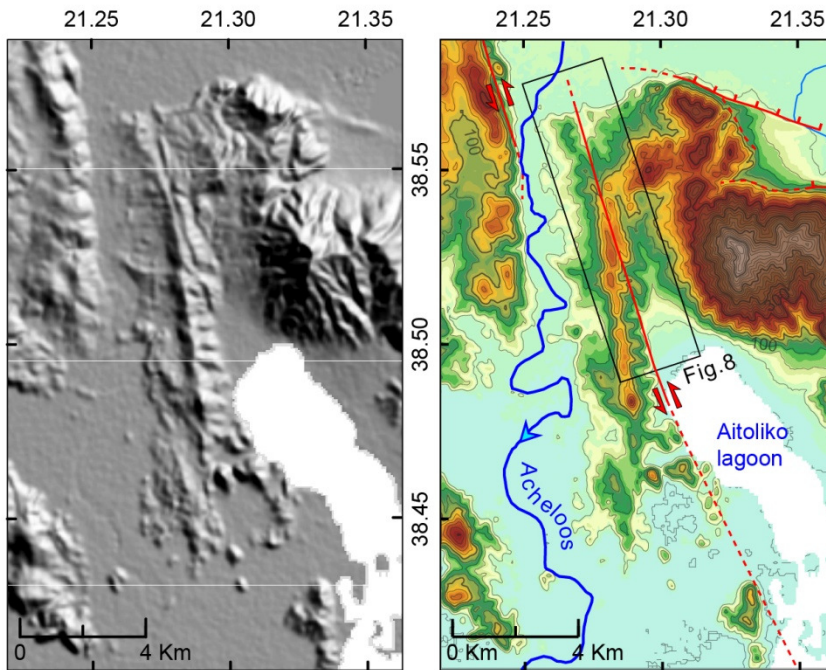


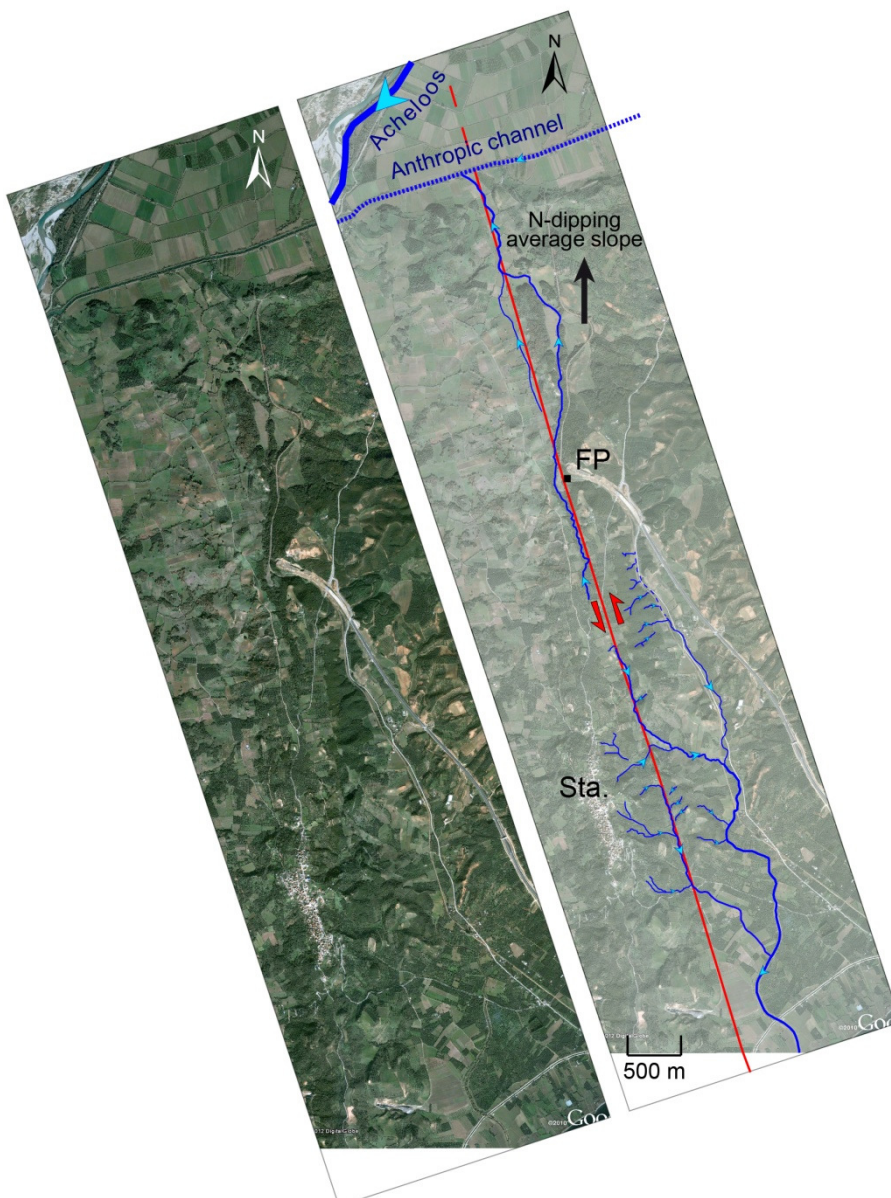
Figure 7: (a) DEM (3'' resolution) of Stamna region and (b) interpreted Stamna active Fault segment.

Figure 8: Drainage network

along the Stamna Fault

(satellite image from Google Earth, see Figure 7 for location).

Streams have directions parallel or oblique to the hanged valley. These are nearly orthogonal to the south and striking parallel to slope dip to the north. The along-valley streams have opposite senses of drainage: the northern stream flow northward, captured by the Acheloos river, whereas the southern ones are flowing toward the Aitoliko lagoon. FP: Fault Plane location of Fig. 9, close to the freeway bridge. Sta: Stamna village.



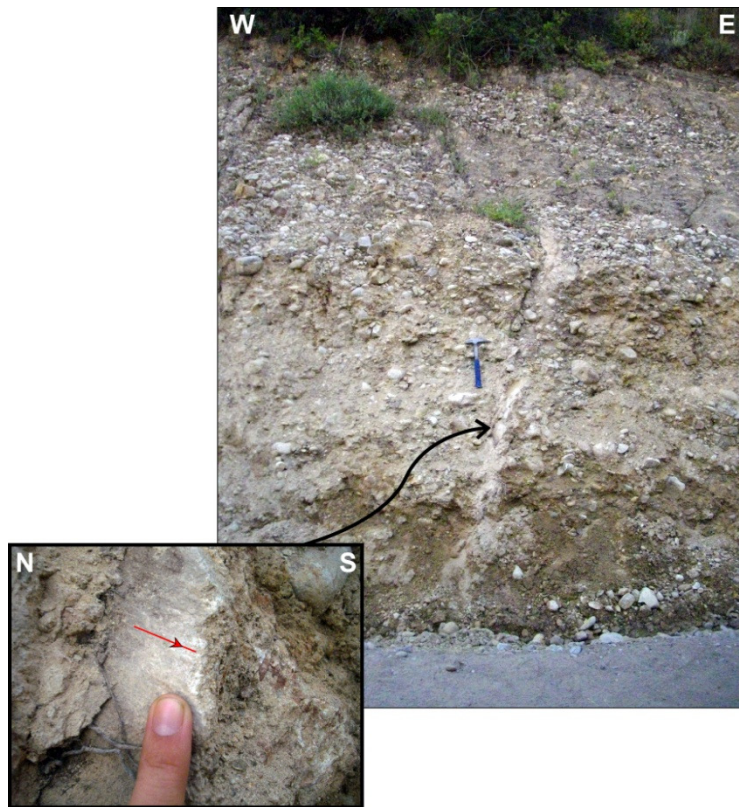


Figure 9: Fault plane measured within Plio-Pleistocene alluvial deposits (location on Figure 8).

Fault plane is N162° 65°W, with a 13° S dipping slickenside (underline by red line), compatible with pure left-lateral slip.

Left-lateral offsets along the KSF and minimum geological slip-rate

In the Katouna valley, along the southern fault segment, some streams are seen left-laterally offset with finite displacements ranging from 10 to 40-50 m (see Supplementary Material, Figures S1, S2). We analyzed the most developed one, where a Quaternary alluvial fan is seen in front of a gully outlet forming a shutter ridge with a left-lateral offset of the river (Figures S2, S3). The steep slope of this ridge suggests it consists partly of displaced scree and proximal alluvial fan. The minimal measured left-lateral offset amounts to ~50 m (Figure S2). At this site, the aggradation of the alluvial fan predates the offset channel incision, this latter alternating with some flood and colluvium deposits partly coeval with historical time (see Supplementary Material). We sampled alluvial fan material along two profiles (sampling site location on Figure 5 and S2) and measure *in-situ* ^{10}Be and ^{36}Cl cosmogenic radionuclides to

determine its abandonment age. Sampling site description, CRE dating results and age interpretation are detailed in Supplementary Material. The performed CRE results allowed only to assess a maximum abandonment age for the alluvial fan surface of 12-14 ka, yielding a minimum geological slip-rate of ~4 mm/yr.

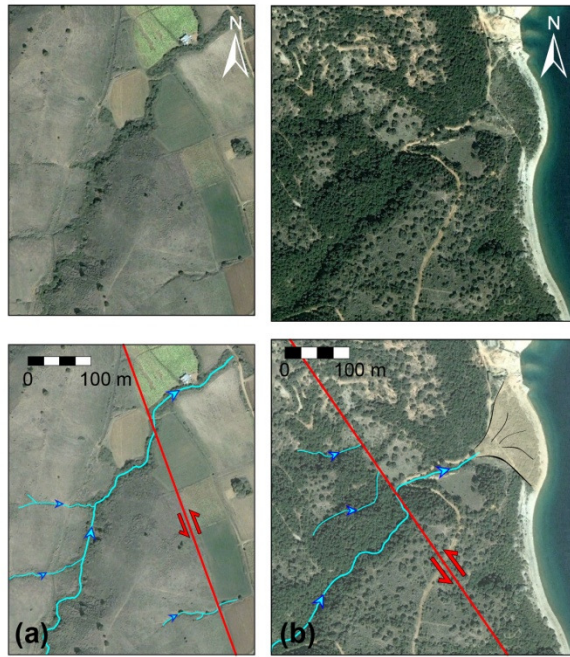


Figure S1: Possible offset streams along the southern Katouna fault.

Site (a) illustrates offsets of ~40 m and ~10 m while site (b) displays some ~50 m. See Figure 5 for location. Satellite images from Google Earth.

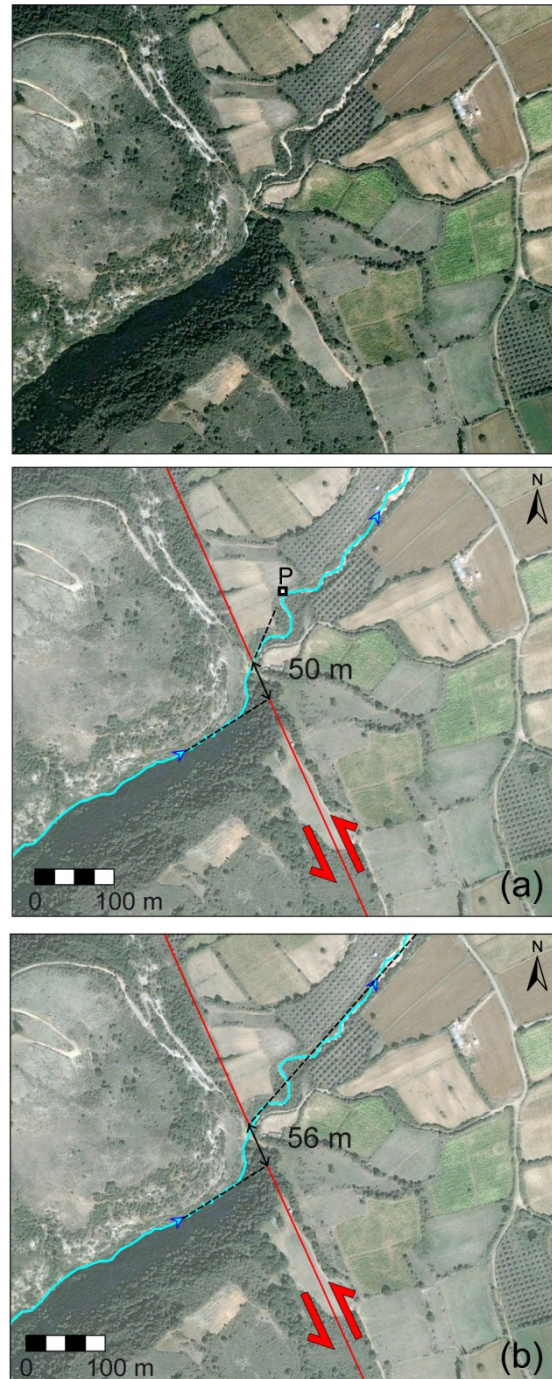


Figure S2: Offset stream with shutter ridge along the southern Katouna fault segment.

(a) Measured offset stream considering a near-field eastern piercing point is ~50m; (b) Measured offset stream considering a far-field eastern piercing point is ~56m. P: sampling site of depth profiles for cosmogenic dating. See Figure 5 for location. Satellite images from Google Earth.

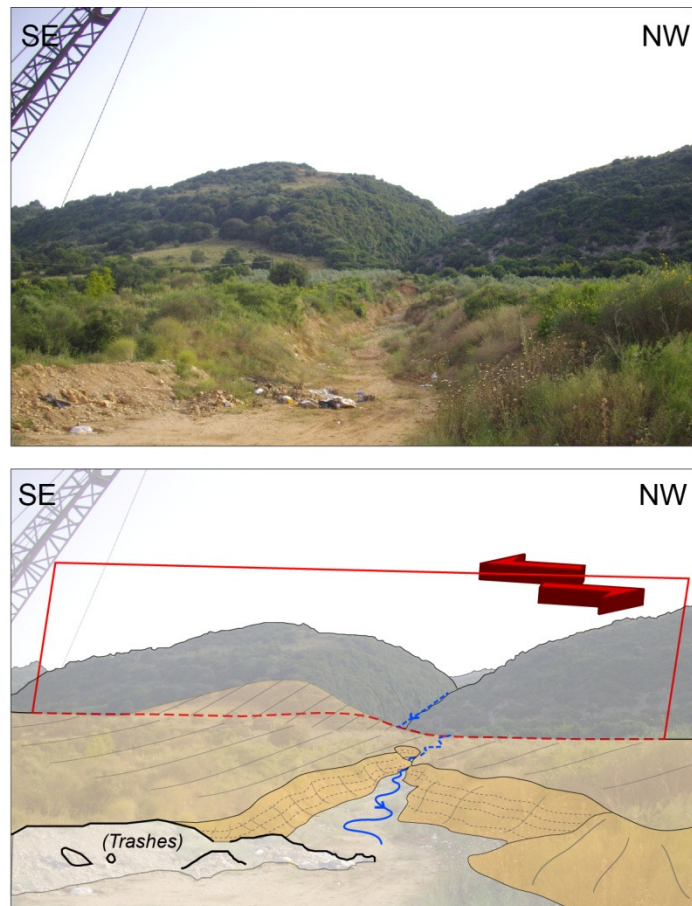


Figure S3: Field photograph looking SW of the Figure S2 offset with shutter ridge and its interpretation.

Grey wooded area in the background is the Triassic breccias bedrock; in the foreground, yellow color corresponds to alluvial fan material and slope screens.

Internal deformation within the Akarnania block?

N-striking thrusts bound Tertiary molasse-flysch basins in Akarnania (Paleros, Mitkikas and Astakos thrusts, Figure 4) and may have been reactivated during Quaternary [Clews, 1989; Underhill, 1989]. According to our field observations, these thrusts are presently inactive as they are sealed by strongly cemented and weathered slope debris that result from slope regularization, gravity, and erosional processes (Figure 10). Astakos thrust has been mentioned as reactivated by normal faulting [Vassilakis *et al.*, 2006]. There, gravity-controlled head normal fault bounds a local landslide at the limit between the Ionian limestones and the Tertiary flysch (Figure 10b). Thus, there is no evidence of significant active deformation within the Akarnania block that may be considered as rigid.

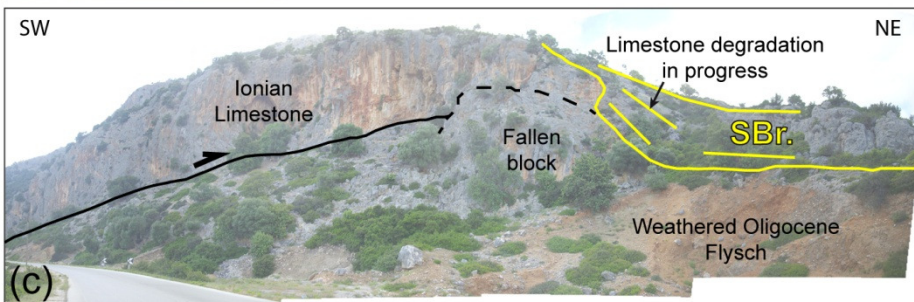
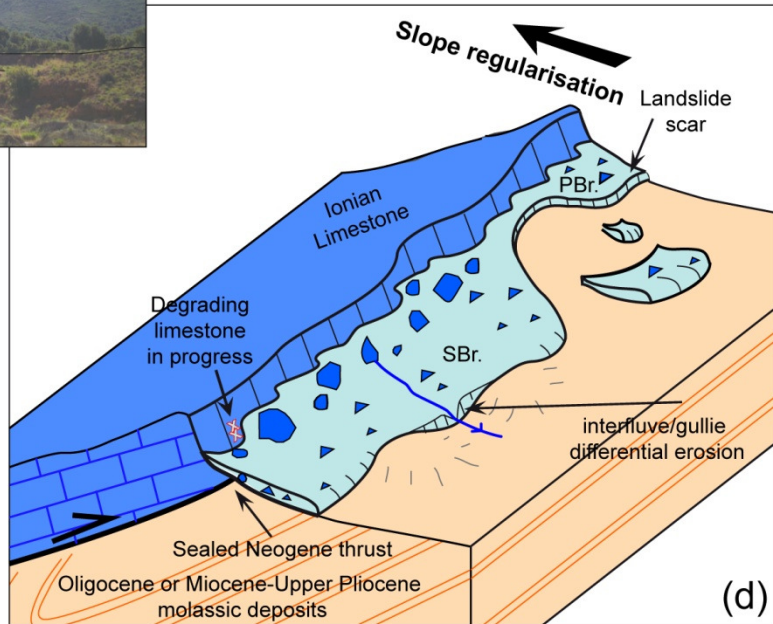
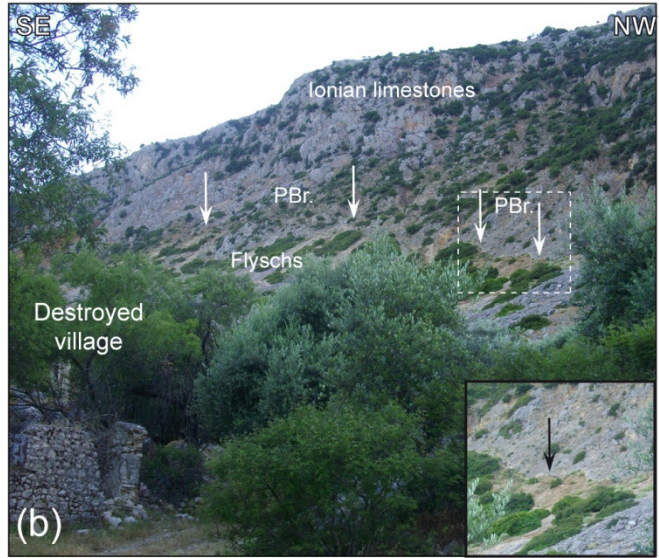
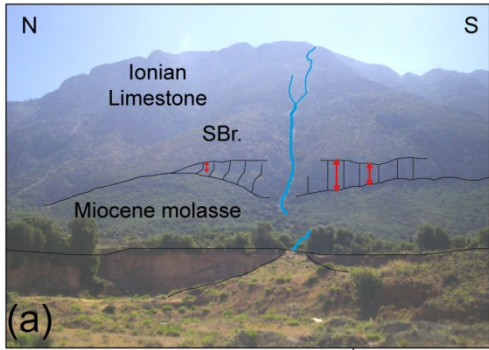


Figure 10: Field photographs of the N-striking Neogene thrusts in Akarnania (a), (b), (c) and 3D block diagram summarizing observations and interpretations (d).

(a) Strongly cemented slope breccias along Paleros thrust showing a W facing discontinuous slope break. The N-S along strike variation of the cliff height indicates it results from interfluves/gullies differential erosion between the Miocene sandy molasse and cemented breccias, respectively, demonstrating this cliff is not a fault scarp. (b) Landslide head scar along the Astakos thrust. White arrows underline this head scar. On the left, a destroyed house is seen, it results from repeated landslide movements; Inset shows the scar of the last movement; PBr, poorly consolidated slope breccias. PBr. correlates with either Holocene or the last climatic crisis coeval with LGM (i.e., MIS 2). (c) Cross section view of the Astakos thrust sealed by strongly calcite-cemented breccias (SBr.); SBr consist of cryoclastic angular elements with no clayed matrix; SBr. relate to cold climate attributed to the Middle Pleistocene [Sorel, 1976].

Active kinematics of Western Greece from GPS data

We used the GPS data compilation of Perouse *et al.* (2012) adding new data. Original GPS vectors [Hollenstein *et al.*, 2008; Floyd *et al.*, 2010; Charade and Ganas, permanent GPScope network] and [Briole, 2013] have been rotated into a self-consistent Eurasian reference frame. GPS velocities in Akarnania can be minimized by a single rigid rotation defining an Akarnania fixed reference frame (Figure 11). The absence of gradient in fault parallel component of velocity vectors across the KSF attests to localized deformation implying either low elastic coupling (i.e., superficial elastic locking depth) or/and creeping behavior. Residuals exist in Ionian Islands, trending parallel to the Kefalonia (Figure 11). Thus, Ionian Islands and Akarnania move as a single rigid block (IAB), residuals in Ionian Islands resulting possibly from interseismic elastic loading along the Kefalonia fault.

The Kefalonia fault (western IAB boundary) accommodates IAB/Apulia relative motion by dextral strike-slip, whereas the Amvrakikos Gulf and the KSF (northern and eastern IAB boundaries, respectively) accommodate IAB/continental Greece relative motion as ~10 mm/yr of N-S extension across the Amvrakikos Gulf and approximately the same amount of left-lateral motion along the KSF. The northern KSF accommodates the IAB motion relative to continental Greece as transtension: ~11 mm/yr of fault-parallel left-lateral motion and ~3 mm/yr of fault perpendicular extension.

The Southern Trichonis region belongs neither to continental Greece, nor to IAB as it was previously proposed [Vassilakis *et al.*, 2011]. This region moves ~6 mm/yr toward the NW relative to IAB, accommodated by pure left-lateral strike-slip along the southern KSF, resulting in ~3-4 mm/yr of N-S extension across the Trichonis graben. Motions in southern Trichonis increase eastward to reach values close to those of Continental Greece, resulting in no significant relative motion between the southern Trichonis and the western Gulf of Corinth (Figure 11).

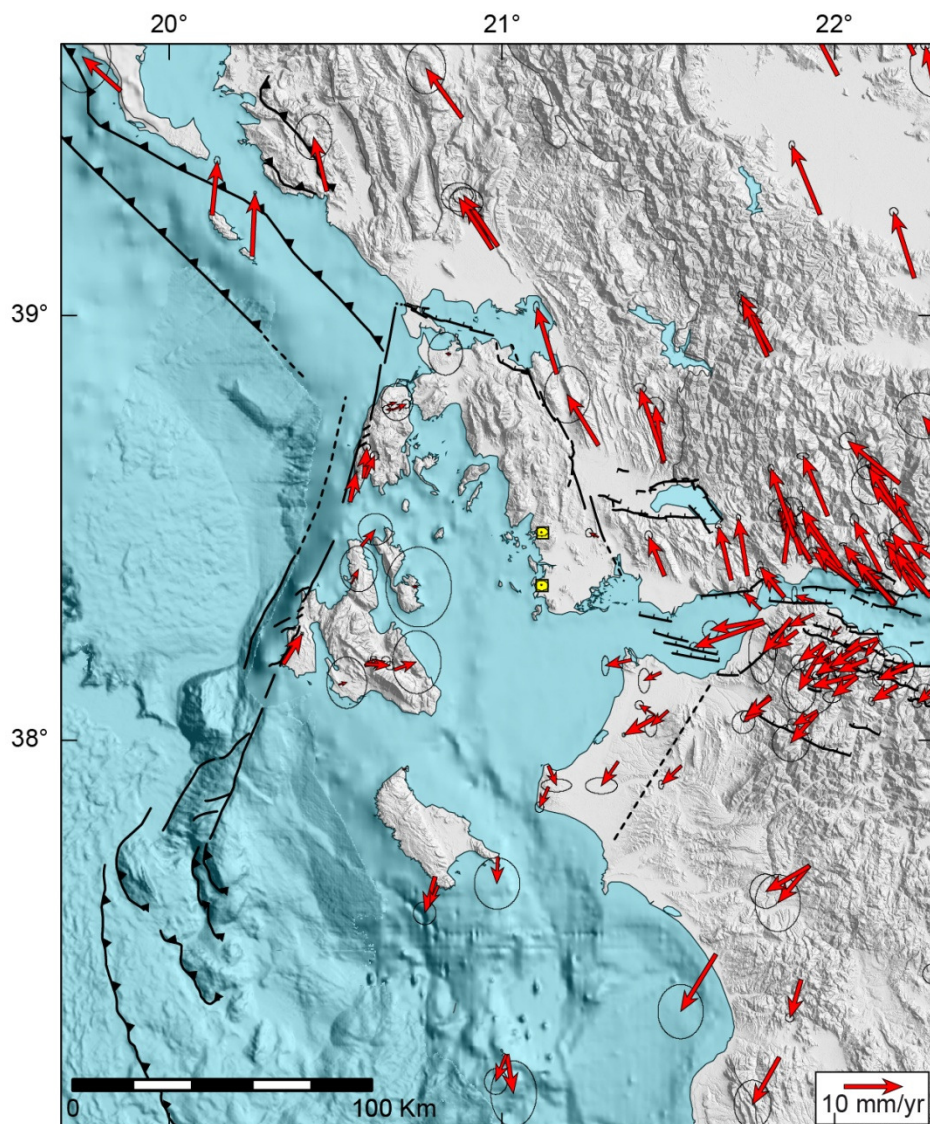


Figure 11: Red arrows, GPS velocity field relative to fixed Akarnania.

GPS sites minimized to define this reference frame are shown with yellow squares. GPS vectors are shown with their 95% confidence ellipses.

Discussion

High slip-rate on the KSF (even considering geological slip-rate of at least 4 mm/yr) contrasts with the subdued morphological evidence for tectonic activity (This paper) and the relatively low level of historical [*Papazachos and Papazachou, 1997*] and instrumental seismicity (Figure 2). If the mesoscale deformation is well expressed along the KSF (escarpments, fault valley), small scale one is missing. The fault shows neither clear "earthquake-related" scarps, nor conspicuous dogleg stream offsets. This suggests that either the young tectonic landscape is not preserved due to the high level of anthropogenic activity and/or most of the fault displacement is aseismic, enabling erosion to act at the same time that fault slips. A stick-slip behavior on a fast slipping KSF should preserve at least some evidence of earthquake-related landform even with high anthropogenic activity. Creeping may be favored by the gypsum-breccias nature of the KSF Triassic bedrock.

In addition, such a high slip rate on short segments suggests the KSF system is not mature. The present-day Loutraki fault escarpment height is ~700 m (Figure 6). According to half graben numerical models, at least ~2 km of finite extension is required to generate a footwall uplift of this range on a planar fault [*Bott, 1996*]. Considering the ~10 mm/yr of GPS extension rate across the Amvrakikos Gulf, it would thus imply a rifting initiation before ~200 ka. GPS opening rates in the Amvrakikos Gulf and in the Corinth Rift (10-15 mm/yr, [*Briole et al., 2000*]) are thus of comparable magnitude. However, their finite deformations are not: total escarpment height of northward dipping Corinth Rift master faults range between 1500 and 2000 m [*Armijo et al., 1996; Poulimenos and Doutsos, 1997; McNeill and Collier, 2004*]. Thus, rifting in the Amvrakikos Gulf initiated later than in Corinth, i.e., post ~1.7 Ma [*Rohais et al., 2007*]. As a consequence, initiation of the Loutraki fault and its connected KSF would

be younger than dextral initiation along the Kefalonia fault (ca. 1.5-1.3 Ma, [Sorel, 1976; Cushing, 1985; Nielsen, 2003]).

The Corinth rift-Trichonis lake link is even less mature, representing an incipient block boundary, seismically "crackling" (Figure 2 and Kiratzi *et al.*, 2008). However, active faulting is not yet observed either in the morphology or with the geodesy (Figure 11), contrasting with Vassilakis *et al.* (2011) model. Indeed, the Trichonis graben appears propagating southeastward to connect with the Corinth Rift.

Finally, the IAB southeastern boundary might be located in NW Peloponnese, along the potential right-lateral fault associated to the 2008 M_w 6.4 Achaia-Elia earthquake (Figure 3). This fault is considered immature as no coseismic surface rupture occurred [Feng *et al.*, 2010] and no morphological evidence attests long-term fault activity [Stiros *et al.*, in press.].

Conclusion

We bring multi-scale geomorphic, tectonic, and geodetic evidence to characterize the KSF. The northern KSF accommodates Ionian Islands-Akarnania Block (IAB) motion relative to continental Greece by active left-lateral transtension along the Katouna valley, the Amphilokia valley appearing presently inactive. The southern KSF accommodates relative motion between IAB and southern Trichonis by left-lateral slip along the Stamna fault. The KSF slip-rate is high: at least 4 mm/yr of geological slip-rate determined by CRE dating, in agreement with ~10 mm/yr estimated from GPS data. The IAB appears rigid as no internal active deformation is seen both by field observation and GPS data. We suggest the localized strain and high slip rate along the KSF is mainly released by aseismic creep, compatible with a gypsum-breccias bedrock along the fault and a low level of seismicity. IAB has been individualized progressively from Pleistocene time to present day.

Acknowledgments

We thank V. Guillou, L. Léanni, L. Benedetti, G. Aumaître, K. Keddadouche, M. Arnold, and F. Chauvet for their warm welcome and help during chemistry preparation and AMS measurements at the CEREGE.

References

- Anastasakis, G., Piper, D.J.W. and Tziavos, C., 2007. Sedimentological response to neotectonics and sea-level change in a delta-fed, complex graben: Gulf of Amvrakikos, western Greece *Marine Geology*, **236**, 27-44.
- Armijo, R., Meyer, B., King, G.C.P., et al., 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean *Geophysical Journal International*, **126**, 11-53.
- Aubouin, J., 1959. Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale; les confins de l'Épire et de la Thessalie *Annales Géologiques des pays Helléniques*, **9**.
- Bott, M.H.P., 1996. Flexure associated with planar faulting *Geophysical Journal International*, **126**, F21-F24.
- Briole, P., 2013. Ground deformation across the Corinth rift from 22 years of GPS observations *Geophysical Research Abstracts*, **15**, EGU2013-13183, EGU General Assembly, Vienna, Austria.
- Briole, P., Rigo, A., Lyon-Caen, H., et al., 2000. Active deformation of the Corinth rift, Greece: Results from repeated Global Positioning System surveys between 1990 and 1995 *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **105**, 25605-25625.
- British Petroleum Co Ltd, 1971. The Geological Results of Petroleum Exploration in Western Greece. Institute of Geology and Mineral Exploration, IGME, Special Report, 10, Athens.
- Chamot-Rooke, N., Rangin, C., Le Pichon, X. and group, D.w., 2005. DOTMED: A synthesis of deep marine data in the eastern Mediterranean *Mém. Soc. géol. France*, **177**, 64p.
- Charade, O. and Ganas, A., permanent GPScope network *on-line data available at <https://gpscope.dt.insu.cnrs.fr/chantiers/corinthe/>*.

- Clews, J.E., 1989. Structural controls on basin evolution: Neogene to Quaternary of the Ionian zone, Western Greece *Journal of the Geological Society, London*, **146**, 447-457.
- Collier, R.E.L. and Dart, C.J., 1991. Neogene to Quaternary Rifting, Sedimentation and Uplift in the Corinth Basin, Greece *Journal of the Geological Society*, **148**, 1049-1065.
- Cushing, M., 1985. Evolution structurale de la marge nord ouest Hellenique dans l'île de Levkas et ses environs (Grèce nord-occidentale), Université Paris-Sud, Orsay, France.
- Engdahl, E.R., van der Hilst, R. and Buland, R., 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination *Bulletin of the Seismological Society of America*, **88**, 722-743.
- Feng, L.J., Newman, A.V., Farmer, G.T., et al., 2010. Energetic rupture, coseismic and post-seismic response of the 2008 M-W 6.4 Achaia-Elia Earthquake in northwestern Peloponnese, Greece: an indicator of an immature transform fault zone *Geophysical Journal International*, **183**, 103-110.
- Ferentinos, G., Brooks, M. and Doutsos, T., 1985. Quaternary Tectonics in the Gulf of Patras, Western Greece *Journal of Structural Geology*, **7**, 713-717.
- Floyd, M.A., Billiris, H., Paradissis, D., et al., 2010. A new velocity field for Greece: Implications for the kinematics and dynamics of the Aegean *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **115**.
- Hollenstein, C., Muller, M.D., Geiger, A. and Kahle, H.G., 2008. Crustal motion and deformation in Greece from a decade of GPS measurements, 1993-2003 *Tectonophysics*, **449**, 17-40.
- Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME), 1987. Geological map of Greece, Amphilochoia sheet (1:50 000).
- Jolivet, L., Labrousse, L., Agard, P., et al., 2010. Rifting and shallow-dipping detachments, clues from the Corinth Rift and the Aegean *Tectonophysics*, **483**, 287-304.
- Kapsimalis, V., Pavlakis, P., Poulos, S.E., et al., 2005. Internal structure and evolution of the Late Quaternary sequence in a shallow embayment: The Amvrakikos Gulf, NW Greece *Marine Geology*, **222**, 399-418.
- Karakitsios, V. and Rigakis, N., 2007. Evolution and petroleum potential of Western Greece *Journal of Petroleum Geology*, **30**, 197-218.
- Kiratzi, A., Sokos, E., Ganas, A., et al., 2008. The April 2007 earthquake swarm near Lake Trichonis and implications for active tectonics in western Greece *Tectonophysics*, **452**, 51-65.

- Konstantinou, K.I., Melis, N.S., Lee, S.J., et al., 2009. Rupture Process and Aftershocks Relocation of the 8 June 2008 M-w 6.4 Earthquake in Northwest Peloponnese, Western Greece *Bulletin of the Seismological Society of America*, **99**, 3374-3389.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., et al., 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics *J. Geophys. Res.*, **100**, 12675-12690.
- Louvari, E., Kiratzi, A.A. and Papazachos, B.C., 1999. The Cephalonia Transform Fault and its extension to western Lefkada Island (Greece) *Tectonophysics*, **308**, 223-236.
- McNeill, L.C. and Collier, R.E.L., 2004. Uplift and slip rates of the eastern Eliki fault segment, Gulf of Corinth, Greece, inferred from Holocene and Pleistocene terraces *Journal of the Geological Society*, **161**, 81-92.
- Melis, N.S. and Burton, P.W., 1988. Seismicity and Crustal Deformation in Regions of Central Greece *Geophysical Journal-Oxford*, **92**, 529-529.
- Nielsen, C., 2003. Etude des zones de subduction en convergence hyper-oblique: exemples de la ride méditerranéenne et de la marge indo-birmane, Université Paris-Sud, Orsay, France.
- Papanikolaou, D., Alexandri, M. and Nomikou, P., 2006. Active faulting in the north Aegean basin *Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia*, **409**, 189-209.
- Papazachos, B. and Papazachou, C., 1997. *The Earthquakes of Greece*. P. Ziti and Co, Thessaloniki, Greece.
- Pearce, F.D., Rondenay, S., Sachpazi, M., et al., 2012. Seismic investigation of the transition from continental to oceanic subduction along the western Hellenic Subduction Zone *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, doi:10.1029/2011JB009023, in press.
- Perouse, E., Chamot-Rooke, N., Rabaute, A., et al., 2012. Bridging onshore and offshore present-day kinematics of central and eastern Mediterranean: Implications for crustal dynamics and mantle flow *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **13**.
- Poulimenos, G. and Doutsos, T., 1997. Flexural uplift of rift flanks in central Greece *Tectonics*, **16**, 912-923.
- Rohais, S., Eschard, R., Ford, M., et al., 2007. Stratigraphic architecture of the Plio-Pleistocene infill of the Corinth Rift: Implications for its structural evolution *Tectonophysics*, **440**, 5-28.

- Sorel, D., 1976. Etude néotectonique dans l'arc Egéen externe occidental : les îles Ioniennes de Céphalonie et Zante et de l'Elide occidentale (Grèce), Université de Paris-Sud, Orsay, France.
- Speranza, F., Minelli, L., Pignatelli, A. and Chiappini, M., 2012. The Ionian Sea: The oldest in situ ocean fragment of the world? *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **117**.
- Stiros, S., Moschas, F., Feng, L.J. and Newman, A.V., in press. Long-term versus short-term deformation of the meizoseismal area of the 2008 Achaia-Elia (MW 6.4) earthquake in NW Peloponnese, Greece: Evidence from historical triangulation and morphotectonic data. *Tectonophysics*.
- Underhill, J.R., 1989. Late Cenozoic deformation of the Hellenide foreland, western Greece *Geological Society of America Bulletin*, **101**, 613-634.
- Vassilakis, E., Royden, L. and Papanikolaou, D., 2006. Extensional neotectonic structures adjacent and sub-parallel to the Hellenic trench *GSA Abstracts with Programs, Vol. 38/7, Philadelphia*.
- Vassilakis, E., Royden, L. and Papanikolaou, D., 2011. Kinematic links between subduction along the Hellenic trench and extension in the Gulf of Corinth, Greece: A multidisciplinary analysis *Earth and Planetary Science Letters*, **303**, 108-120.

Supplementary Material:

Description of the sampling site used for Cosmic Ray Exposure (CRE) dating

Several left-lateral stream offsets may be seen along the southern Katouna fault (Figure S1), the most developed one being observed at 38.7858°N, 21.1329°E where upslope part of a displaced alluvial fan forms a shutter ridge facing a ravine incised within the escarpment of the southern Katouna fault (Figure S2, S3). To the east of the fault, the downstream prolongation of this ravine form a gully ~6 m-incised within the alluvial fan. The minimal value of the gully offset is ~50m (Figure S2a). As alluvial fan aggradation and abandonment predate the gully incision, the age of the alluvial fan abandonment provides the upper bound age of the gully incision. Then, dating this abandonment using *in situ*-produced cosmogenic nuclides should permit to estimate the minimum geological horizontal slip-rate of the Katouna fault.

The selected sampling site is a natural active cliff outcrop located within the external part of an active meander. As there are remnants of flood deposits within the bottom of the gully incision we are confident the outcrop is frequently rejuvenated and consequently has not been exposed for long time. As the top of the alluvial fan is covered by ~1.20 m-thick sherd-bearing, historical colluviums, we sampled ~5.30 m-high depth profiles without collecting any surface sample (Figure S4). The alluvial material consists of proximal debris flow with sub-angular to sub-rounded elements (gravels and cobbles), which are reworked from Mesozoic limestones and flints from the Ionian sedimentary pile. Due to the nature of these elements, we sampled along two depth profiles: one including only cherts and the other only carbonates to perform concentration measurements of *in situ*-produced ^{10}Be and ^{36}Cl cosmogenic nuclides, respectively.

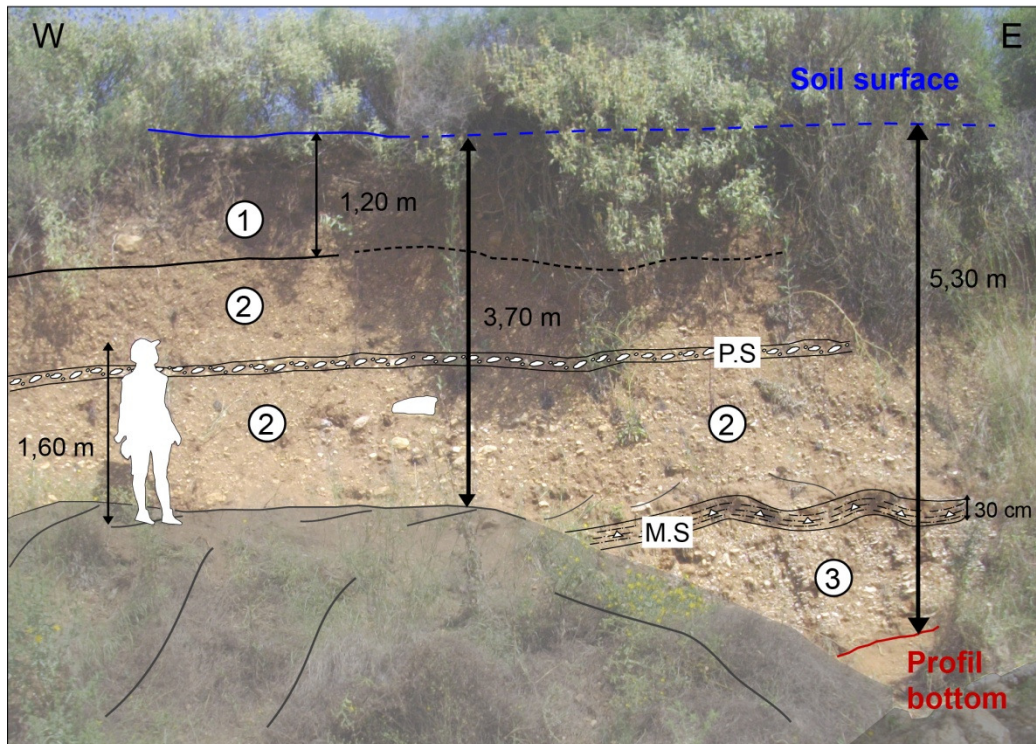


Figure S4: Sampling site of depth profiles used for cosmogenic radionuclides measurements.

Geographic coordinates: 38.7858°N, 21.1329°E. Profile altitude: 95m. No significant shielding affects the sampling site (maximal values ~10 %). (1) are historic colluviums with heterometric elements and anthropic elements (tiles, bricks, pottery sherds); (2) alluvial fan material with heterometric carbonates and cherts elements within a sandy matrix; PS : pebbly layer; MS: muddy layer with sparse and small angular elements within a silty-clayed matrix; (3) alluvial fan material with fairly homometric carbonates and cherts elements within a sandy matrix.

Sample preparations and AMS measurements

Sample preparations, and AMS measurements were performed at CEREGE, Aix-en-Provence.

In situ-produced ^{10}Be resulting from spallation and muonic reactions on Silicon and Oxygen were measured in cherts. After sieving, the selected fraction comprised between 1 and 0.250 mm passed through magnetic separation and the separated non-magnetic fraction undergone selective etchings in fluorosilicic and hydrochloric acids to eliminate all mineral phases but silicates. Obtained silicates were etched in hydrofluoric acid to eliminate potential contamination by atmospheric ^{10}Be (e.g., Brown *et al.*, 1991). The cleaned cherts were then completely dissolved in hydrofluoric acid after addition in each sample of 100 μl of an in-house 3×10^{-3} g/g ^9Be carrier solution prepared from deep-mined phenakite (Merchel *et al.*, 2008). Beryllium was separated from the obtained solutions using both cation and anion exchange chromatography which eliminate iron, aluminum, manganese and other elements, followed by precipitation of the Be oxy-hydroxydes at pH=8. After their oxidation at 800°C, the resulting beryllium oxide was mixed to 325-mesh niobium powder prior to measurements by Accelerator Mass Spectrometry (AMS). All ^{10}Be concentrations are normalized to $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ SRM 4325 NIST reference material with an assigned value of $(2.79 \pm 0.03) \cdot 10^{-11}$. This standardization is equivalent to 07KNSTD within rounding error. The ^{10}Be half-life of $(1.39 \pm 0.01) \cdot 10^6$ years used is that recommended by Korschinek *et al.* (2010) and Chmeleff *et al.* (2010) according to their two independent measurements. Analytical uncertainties (reported as 1σ) include a conservative 0.5% external uncertainty based on long-term measurements of standards, a one-sigma statistical error on counted ^{10}Be events, and the uncertainty associated with the chemical blank correction $((3.4 \pm 0.8) \times 10^{-15})$ (Arnold *et al.*, 2010). To determine production rates, scaling factors for latitude and altitude corrections were

calculated according to Stone (2000) and using a modern ^{10}Be production rate at sea level and high latitude of 4.5 ± 0.3 atoms/g-SiO₂/yr to account for the reevaluation of absolute calibration of ^{10}Be AMS standards proposed by Nishiizumi *et al.* (2007).

Regarding the carbonate samples, after crushing and sieving (250-500 μm fractions), the chemical extraction of ^{36}Cl was performed following the chemical procedure recommended by Ivy-Ochs *et al.* (2004). The total ^{36}Cl production rate depending on the bulk rock composition (main target elements are Ca, K, Ti and Fe, see details in Schimmelpfennig *et al.*, 2009), a few grams of each sample were powdered (size fraction $< 50 \mu\text{m}$) and the major and trace element concentrations were measured by ICP OES and ICP-MS at the SARM laboratory (Nancy, France) (Table 4). One and a half milligram of a ^{35}Cl -enriched chlorine carrier ($^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl} = 712$ from Oak Ridge National Laboratory) was added after the first successive leachings in ultra pure water (resistivity: $\sim 18 \text{ MOhm}$) followed by partial dissolution ($\sim 10\%$ weight) in 2N HNO₃ of the samples, allowing simultaneous determination of natural Cl by AMS isotopic dilution. Samples were then completely dissolved in 2N HNO₃ and Cl precipitated as AgCl by the addition of AgNO₃ solution. To reduce ^{36}S isobaric interference during AMS measurement, the AgCl precipitate was then re-dissolved using NH₄OH and sulfur co-precipitated along with BaCO₃ as BaSO₄ by addition of a slightly basic saturated Ba(NO₃)₂ solution. The final AgCl-target was produced by re-precipitation using HNO₃, repeated washing cycles with HNO₃ and H₂O, and drying at 80°C. The AgCl was then directly packed into nickel cathodes. All ^{36}Cl concentrations were normalized to the KNSTD1600 calibration material ($^{35}\text{Cl}/^{36}\text{Cl} = 1.6 \times 10^{-12}$ provided by K. Nishiizumi). The decay constant of $2.303 \pm 0.016 \times 10^{-6} \text{ an}^{-1}$ used corresponds to a ^{36}Cl half-life ($T_{1/2}$) of 3.014×10^5 years. Analytical uncertainties (reported as 1σ) include a conservative 0.5% external uncertainty, a one-sigma statistical error on counted ^{36}Cl events, and the uncertainty associated with the blank correction ($^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ blank ratio was on the order of $(0.816 \pm$

0.098) $\times 10^{-14}$). All ^{10}Be and ^{36}Cl measurements were performed at the 5 MV French national AMS facility, ASTER, located at CEREGE, Aix en Provence, France (Arnold *et al.*, 2010).

Cosmic Ray Exposure (CRE) dating results

The CRE dating method is widely used to constrain exposure ages of geomorphic features. Applied to an alluvial fan, the CRE age reflects the abandonment age of the alluvial surface after its aggradation and before its subsequent incision.

Cosmogenic nuclide concentrations measured as a function of depth are controlled by three parameters: 1/ the exposure duration to cosmic rays at the sampling depth; 2/ the denudation rate affecting the sampled surface and, 3/ the cosmogenic nuclide concentration that may accumulate during exposure to cosmic rays in the source region and/or during the transport from the source region to the studied deposit (the inherited component). In case of no or homogeneous inheritance, the *in-situ* produced cosmogenic nuclide concentrations decrease exponentially with depth and tend to a zero or an asymptotic concentration corresponding to the inherited component concentration (e.g., [Siame *et al.*, 2004; Braucher *et al.*, 2009]). In this case, the three unknown parameters can be determined from measured depth-profile concentrations.

The presented results do not show such a distribution (Tables S1, S3, and S4; Figure S5). Indeed, measured ^{10}Be and ^{36}Cl concentrations are scattered and do not exhibit an exponential decrease with depth, indicating that the samples were deposited in the alluvial fan with a highly variable inherited component. Nonetheless, the ^{36}Cl concentrations are less scattered than the ^{10}Be ones, suggesting that carbonates samples may have had a simpler pre-exposure history than cherts. In addition, considering that ^{36}Cl surface *in situ*-production rate is significantly higher than ^{10}Be surface *in situ*-production rate, for an identical pre-exposure history *in-situ*-produced ^{36}Cl concentrations should be significantly higher than *in-situ*-

produced ^{10}Be concentrations (Schimmelpfennig *et al.*, 2009; Nishiizumi *et al.*, 2007). As ^{36}Cl concentrations are significantly lower than ^{10}Be ones along the presented profile, this implies that chert samples have undoubtedly been exposed to cosmic ray prior to their deposition in the alluvial fan for a much longer period than carbonate samples, leading to a more concentrated ^{10}Be inherited component in cherts than the ^{36}Cl inherited component in carbonates. The carbonate and chert samples must thus come from two different source regions. Moreover, measured *in situ*-produced ^{10}Be concentrations largely exceed the maximum ^{10}Be concentration that is allowed in the most favorable conditions, that is an infinite exposure duration on a non eroding surface. We may thus not exclude potential adsorption of ^{10}Be at the surface of amorphous silica as recently evidenced by [Zerathe *et al.*, in press]. Anyway, minimal ^{10}Be CRE ages modeled considering that the measured ^{10}Be concentrations only result from *in-situ* production yield exposure duration over several Ma (Table S1), whereas historical colluviums, for example, cannot be older than a couple of ka.

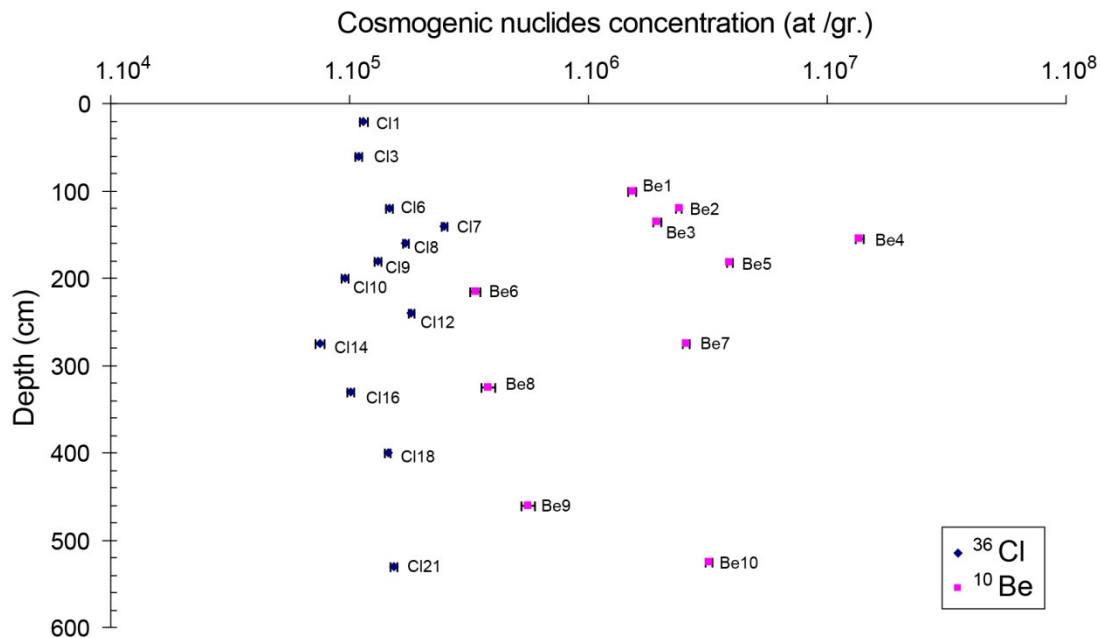


Figure S5: Plot of measured ^{36}Cl and ^{10}Be concentrations as a function of depth (Values are in Table S1 and S3). ^{36}Cl and ^{10}Be have been measured in carbonates and cherts, respectively. This plot emphasizes two distinct origins and exposure histories for carbonates and cherts.

This confirms: 1/ that most of the measured ^{10}Be concentrations result from inheritance and, 2/ that the fan aggradation and abandonment is recent relative to the pre-exposure history. Considering the ^{10}Be concentrations accumulated during an infinite pre-exposure duration allowing to reach steady-state, maximum denudation rates (ϵ_{max}) can be calculated. Most of these calculated ϵ_{max} are lower than 5 m/Ma (Table S2). As cherts are found in several formations of the Ionian zone (see Figure S6), a possible explanation to account for such high inheritance would be that these cherts have been spread as residual elements onto the Katouna paleo surface that eroded most of the Ionian pile, up to the Triassic breccias. This paleo-surface is presently eroded by the upstream catchments of the alluvial fan (Figure S6) allowing cherts to have been transported and aggraded downstream in the alluvial fan. Hence, the maximum denudation rates (ϵ_{max}) we determined on cherts would thus correspond to the denudation of the Katouna paleo-surface, where the cherts were pre-exposed, and not to the denudation rate of the alluvial fan, where the cherts have been aggraded after their pre-exposure.

The less scattered measured *in situ*-produced ^{36}Cl concentrations ranging from 1×10^5 at/g to 2.5×10^5 at/g suggest that the carbonate samples may have had a different pre-exposure history (Figure S7 and Table S3). It is likely that these carbonates have a more local origin and were only recently (during the last climatic degradation?) eroded during a major ravine incision from the limestones of the escarpment substratum (Figure S6). In this section, we will only consider the alluvial part of the sampled profile removing thus the upper 1.20 m of historical colluviums. Then, we test different ^{36}Cl age modeling for the alluvial samples of the depth profile. The first profile modeling is based on all the alluvial samples (Figure S8a), it yields a young exposure age of ~ 6 ka and a high denudation rate of ~ 30 m/Ma with a high misfit so that most of the samples are far from the modeled curve and thus do not fit the curve trend. Moreover, four samples stand on the left of the curve, i.e., with negative ^{36}Cl inheritances.

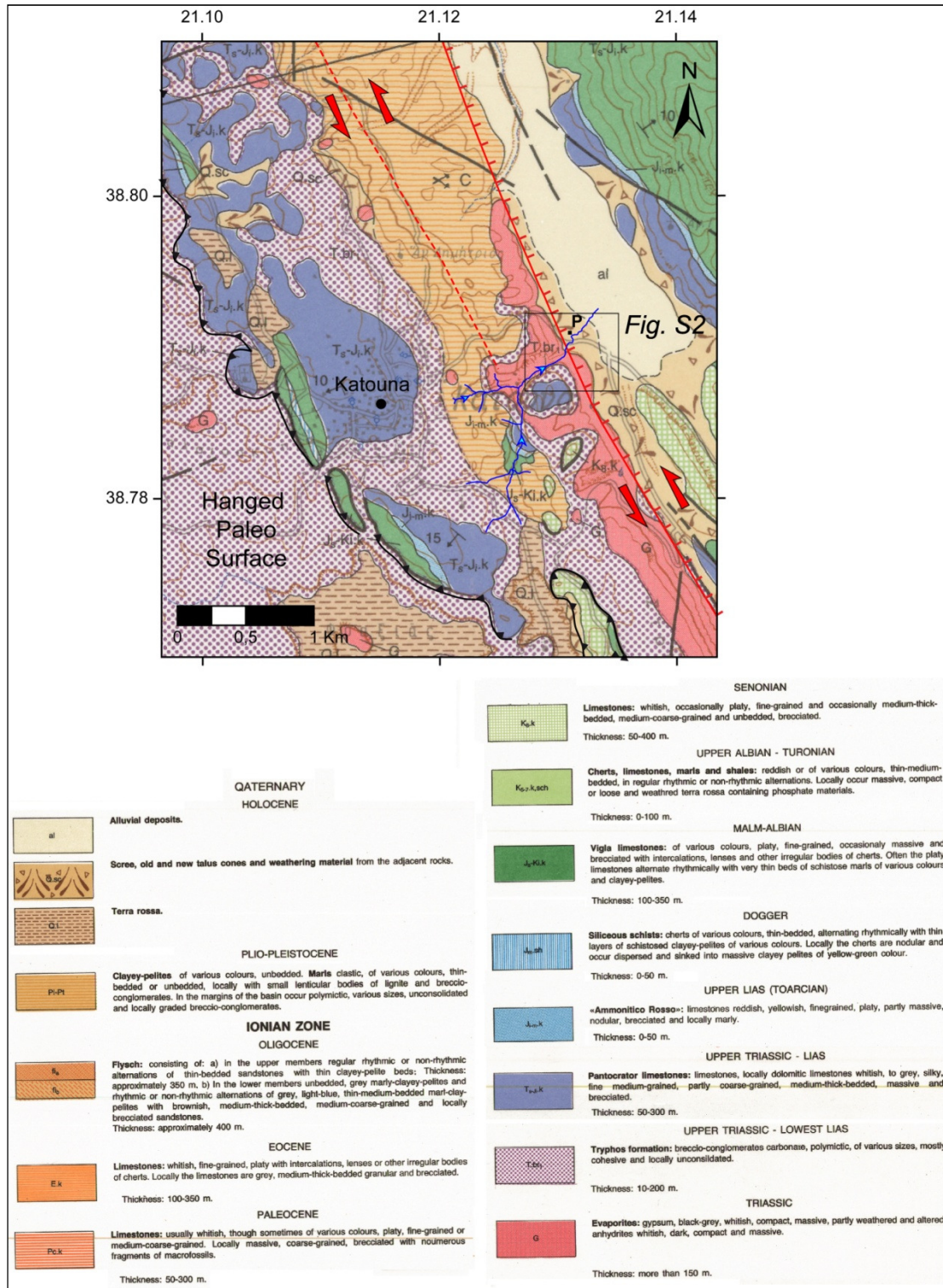


Figure S6: Geological map of Katouna area and its legend [Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME), 1987].

Blue drainage figures the catchment area of the stream that is left-laterally offset by ~50 m along the Katouna fault. Ionian zone formations containing cherts are: the Dogger siliceous schist, the Malm-Albian Vigla limestone, the Upper Albian-Turonian Cherts and the Eocene limestones; nearly none of these formations crop out within the catchment area. The upper catchments of the offset stream are presently eroding the paleo-surface cut on the Triassic formations, which are more likely the origin of cherts. In contrast, the carbonates elements are eroded essentially from the Triassic Breccias and Upper Triassic-Lias Pantocrator limestones that crop out within the catchment area.

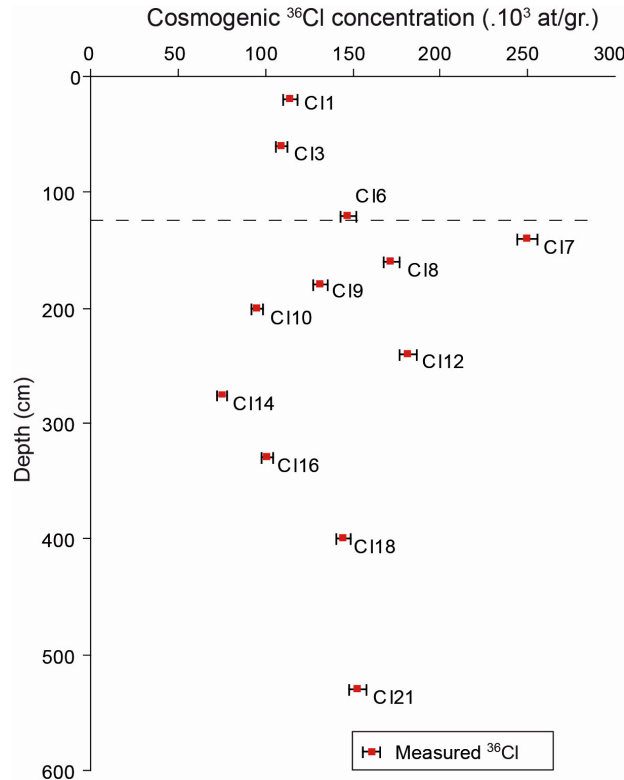


Figure S7: Plot of measured ^{36}Cl concentrations in carbonate elements as a function of depth.

The dashed line represents the limit between alluvial fan material and the overlapping historical colluviums.

This model is thus neither mathematically nor physically meaningful. Secondly, we calculated a model excluding the three highest ^{36}Cl concentrated samples (C112, C118 and C1 21). The fit between the modeled and measured ^{36}Cl concentrations is much better as four samples follow the curve trend (Figure S8b). Samples not accounted by the model are on the right side of the curve, which is compatible with variable inheritance. This model, which explains only four samples out of nine, yields an age 13-14 ka associated with a low denudation rate of $\sim 5\text{m/Ma}$. Finally, we performed a rejuvenation depth profile analysis [Le Dortz *et al.*, 2012] because the scattering of profile concentrations may result from variable inheritance and the denudation should be negligible because of the suggested very young ages of the above modeling as well as the low denudation rates provided by the ^{10}Be samples on the neighboring Katouna paleo-surface. This rejuvenation analysis provides a maximal abandonment age for the alluvial fan surface of ~ 10 ka with zero denudation (Figure S9 and

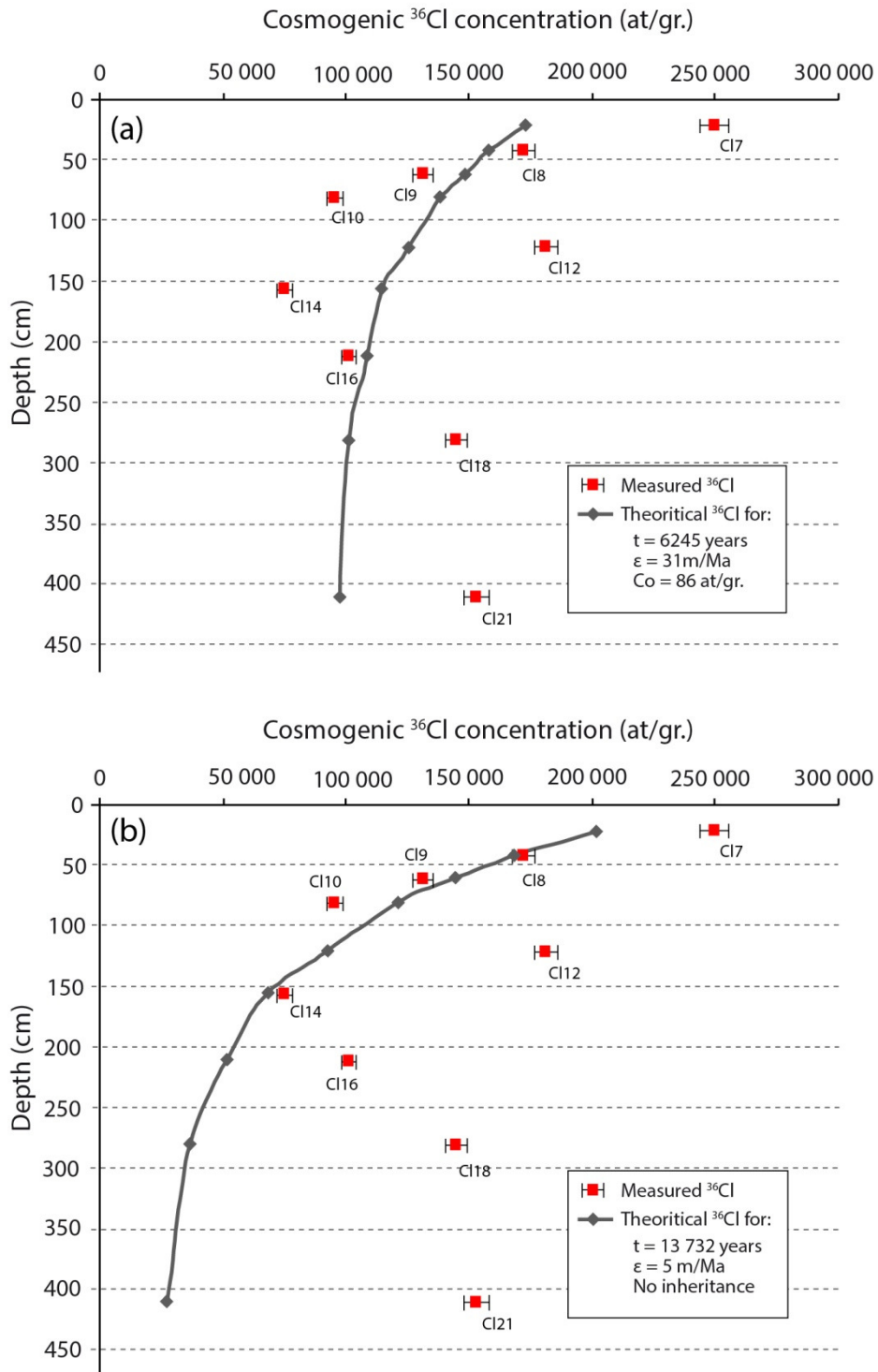


Figure S8: Models of ^{36}Cl concentrations for alluvial samples of the carbonate depth profile (historic colluviums are removed and then neglected, so that the 1.20 m depth is considered as the initial fan surface, see Figure S7). (a) Model calculated on all samples; (b) Model excluding the three highest ^{36}Cl concentrated samples (C112, C118 and C121).

Table S5). Then, we test the sensitivity of this age to different denudation rates of 5, 20, and 30 m/Ma. This yields to maximal exposure times ranging between 10.3 and 11.7 ka. We thus retain a maximum abandonment age of 10-12 ka. Considering the historical colluviums should have an age of ~2 ka, this leads to a maximum abandonment age for the fan surface of 12-14 ka. This coincides approximately with the transition between the Marine Isotopic Stages 2 and 1, suggesting that the fan aggraded at most, after the Last Glacial Maximum, close to the beginning of Holocene. Therefore, the stream incision offset of at least 50 m should have started at most 12-14 kyr ago, allowing to estimate a Holocene, minimum left-lateral slip rate of ~4 mm/yr for the southern Katouna fault.

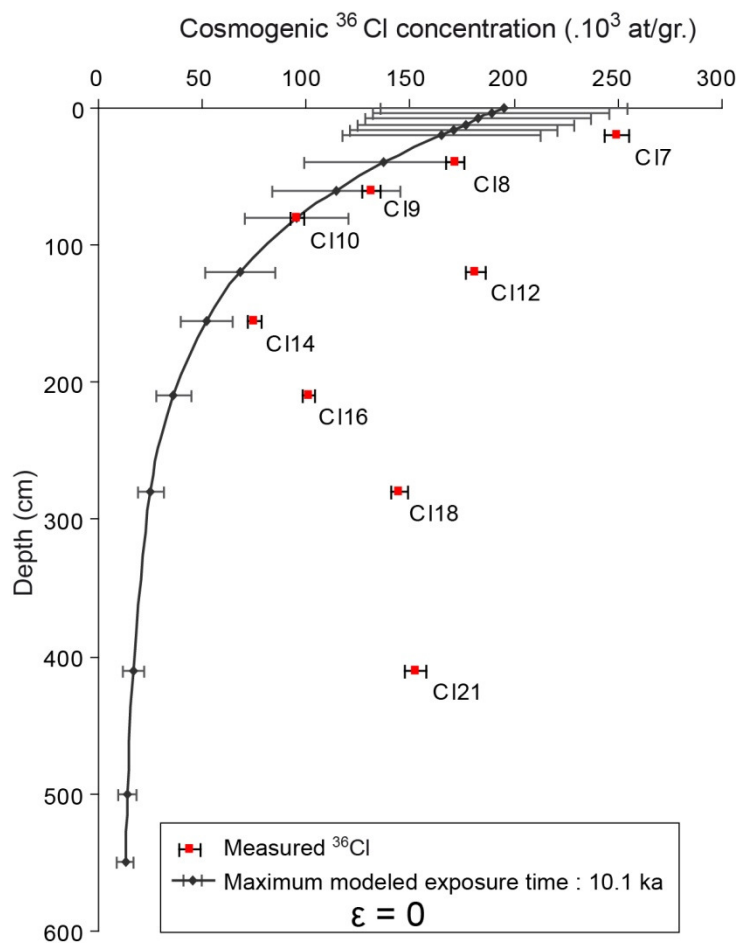


Figure S9: Rejuvenation depth profile (alluvial part of the carbonate sampled profile).

The best fit is obtained for zero denudation and C110 sample with a measured ³⁶Cl concentration carrying zero inheritance. This yields a maximal abandonment age of ~10 ka for the alluvial fan.

References

- Arnold, M., S. Merchel, D. L. Bourlès, R. Braucher, L. Benedetti, R. C. Finkel, G. Aumaître, A. Gottsdang, and M. Klein (2010), The French Accelerator Mass Spectrometry Facility ASTER: Improved Performance and Developments, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B, Beam Interactions with Materials and Atoms*, **268**, 1954-1959.
- Braucher, R., Brown, E.T., Bourles, D.L. and Colin, F., 2003. In situ produced Be-10 measurements at great depths: implications for production rates by fast muons *Earth and Planetary Science Letters*, **211**, 251-258.
- Braucher, R., Del Castillo, P., Siame, L., et al., 2009. Determination of both exposure time and denudation rate from an in situ-produced Be-10 depth profile: A mathematical proof of uniqueness. Model sensitivity and applications to natural cases *Quaternary Geochronology*, **4**, 56-67.
- Braucher, R., Merchel, S., Borgomano, J. and Bourles, D.L., 2011. Production of cosmogenic radionuclides at great depth: A multi element approach *Earth and Planetary Science Letters*, **309**, 1-9.
- Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K. and Jakob, D., 2010. Determination of the Be-10 half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research Section B-Beam Interactions with Materials and Atoms*, **268**, 192-199.
- Gosse, J.C. and Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application *Quaternary Science Reviews*, **20**, 1475-1560.
- Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME), 1987. Geological map of Greece, Amphilochia sheet (1:50 000).

- Ivy-Ochs, S., Synal, H.A., Roth, C., Schaller, M., 2004. Initial results from isotope dilution for Cl and ^{36}Cl measurements at the PSI/ETH Zurich AMS facility. *Nucl.Instrum. Meth. Phys. Res. Sect. B* 223-224, 623e627.
- Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., et al., 2010. A new value for the half-life of Be-10 by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research Section B-Beam Interactions with Materials and Atoms*, **268**, 187-191.
- Le Dortz, K., Meyer, B., Sebrier, M., et al., 2012. Interpreting scattered in-situ produced cosmogenic nuclide depth-profile data *Quaternary Geochronology*, **11**, 98-115.
- Merchel, S., Arnold, M., Aumaître, G., Benedetti, L., Bourlès, D.L., Braucher, R., Alfimov, V., Freeman, S.P.H.T., Steier, P., Wallner, A., 2008. Towards more precise ^{10}Be and ^{36}Cl data from measurements at the 10^{-14} level: influence of sample preparation. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B:Beam Interactions with Materials and Atoms* 266 (22), 4921–4926.
- Nishiizumi K., M. Imamura, M. W. Caffee, J. R. Southon, R. C. Finkel, and J. McAninch (2007), Absolute calibration of ^{10}Be AMS standards, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, B258, 403-413.
- Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Finkel, R., et al., 2009. Sources of in-situ Cl-36 in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates *Quaternary Geochronology*, **4**, 441-461.
- Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Garreta, V., et al., 2011. Calibration of cosmogenic Cl-36 production rates from Ca and K spallation in lava flows from Mt. Etna (38 degrees N, Italy) and Payun Matru (36 degrees S, Argentina) *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, **75**, 2611-2632.

- Siame, L., Bellier, O., Braucher, R., et al., 2004. Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France) *Earth and Planetary Science Letters*, **220**, 345-364.
- Stone, J.O., Allan, G.L., Fifield, L.K. and Cresswell, R.G., 1996. Cosmogenic chlorine-36 from calcium spallation *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, **60**, 679-692.
- Stone J.O., (2000), Air pressure and cosmogenic isotope production, *J. geophys. Res.*, **105**(B10), 23 753–23 759.
- Vermeesch, P., 2007. CosmoCalc: An Excel add-in for cosmogenic nuclide calculations *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **8**.
- Zerathe, S., Braucher, R., Lebourg, T., et al., in press. Dating chert (diagenetic silica) using in-situ produced ^{10}Be : Possible complications revealed through a comparison with ^{36}Cl applied to coexisting limestone *Quaternary Geochronology*.

Supplementary Material Tables

Table S1: Measured cosmogenic ^{10}Be concentrations of samples collected along a depth profile at the sampling site (Figure S4) and minimal ^{10}Be modeled age assuming measured ^{10}Be concentrations would only result from *in-situ* ^{10}Be production at the surface (no inheritance and zero denudation rate). ^{10}Be half life is (1.39 ± 0.01) Ma [Chmeleff *et al.*, 2010; Korschinek *et al.*, 2010]. We estimated bulk rock density ~ 1.8 . Scaling factor for surface nucleonic production rate as a function of latitude and altitude is 1,01 [Stone *et al.*, 1996]. Effective apparent attenuation lengths for neutrons, slow muons and fast muons are respectively: 160 g.cm^{-2} , 1500 g.cm^{-2} and 4320 g.cm^{-2} (Braucher *et al.*, 2011). The relative contributions of the three reactions (P_{spall} , P_{sm} , P_{fm}) to total ^{10}Be production have been calculated following [Braucher *et al.*, 2003]. P_{spall} : neutron-induced spallation; P_{sm} : slow muon capture; P_{fm} : fast-muon induced reaction. $\chi^2 = (\text{Modeled } ^{10}\text{Be} - \text{Measured } ^{10}\text{Be})^2 / (\text{Error measured } ^{10}\text{Be})$.

Sample	Depth (cm)	Depth g/cm ²	Stone scaling	Pspall	Psm	Pfm	Measured ^{10}Be ($\cdot 10^6$ at/gr)	Error measured ^{10}Be (\pm at/gr.)	Modeled in-situ ^{10}Be ($\cdot 10^6$ at/gr)	Denudation rate	Modeled exposure time (years)	χ^2	Geological Material
Be 1	100	180	1.01	4.535	0.012	0.037	1 527 833	54 587	1 527 833	0	1 399 239	0.0000	Historic
Be 2	120	216	1.01	4.535	0.012	0.037	2 395 529	74 342	2 395 529	0	7 907 254	0.0000	colluviums
Be 3	135	243	1.01	4.535	0.012	0.037	1 934 296	74 304	1 934 297	0	5 366 534	0.0000	
Be 4	155	279	1.01	4.535	0.012	0.037	13 615 976	523 927	1 674 953	0	53 687 091	519.4475	
Be 5	182.5	328.5	1.01	4.535	0.012	0.037	3 914 113	122 053	1 251 297	0	53 687 091	475.9754	
Be 6	215	387	1.01	4.535	0.012	0.037	336 784	18 001	336 784	0	947 302	0.0000	
Be 7	275	495	1.01	4.535	0.012	0.037	2 573 496	87 750	493 546	0	53 687 091	561.8389	Alluvial fan
Be 8	325	585	1.01	4.535	0.012	0.037	380 714	25 873	314 241	0	53 687 091	6.6010	
Be 9	460	828	1.01	4.535	0.012	0.037	560 376	34 294	125 306	0	53 687 091	160.9425	
Be 10	525	945	1.01	4.535	0.012	0.037	3 194 212	109 046	96 054	0	53 687 091	807.2110	

Table S2: Maximal denudation rates obtained considering samples at the surface and infinite *in-situ* exposure time. Modeling parameters are in Table S1 caption.

Sample	Depth (cm)	Depth g/cm ²	Measured ¹⁰ Be (10 ⁶ at/gr)	Error measured ¹⁰ Be (± at/gr.)	Modeled in-situ ¹⁰ Be (.10 ⁶ at/gr)	Denudation Rate (m/Myr)	Modeled time exposure (years)	χ ²
Be 1	0	0	1 527 833	54 587	1 527 833	2.33302	20 000 000 000	0.0000
Be 2	0	0	2 395 529	74 342	2 395 529	1.29966	20 000 000 000	0.0000
Be 3	0	0	1 934 296	74 304	1 934 296	1.73039	20 000 000 000	0.0000
Be 4	0	0	13 615 976	523 927	9 171 287	0.00000	20 000 000 000	71.9683
Be 5	0	0	3 914 113	122 053	3 914 113	0.60995	20 000 000 000	0.0000
Be 6	0	0	336 784	18 001	336 784	13.16404	20 000 000 000	0.0000
Be 7	0	0	2 573 496	87 750	2 573 496	1.17567	20 000 000 000	0.0000
Be 8	0	0	380 714	25 873	380 714	11.51360	20 000 000 000	0.0000
Be 9	0	0	560 376	34 294	560 376	7.50736	20 000 000 000	0.0000
Be 10	0	0	3 194 212	109 046	3 194 212	0.85347	20 000 000 000	0.0000

Table S3: Measured cosmogenic ³⁶Cl and natural ³⁵Cl concentrations of samples collected through the depth profile sampling site (Figure S7).

Sample	Depth (cm)	Measured ³⁶ Cl (at/gr.)	Error measured ³⁶ Cl (± at/gr.)	Natural ³⁵ Cl (ppm)	Geologic material
Cl 01	20	114 310	4 290	25.55	Historic colluviums
Cl 03	60	109 270	3 614	15.93	
Cl 06	120	147 333	4 754	29.10	
Cl 07	140	249 731	5 883	6.89	Alluvial fan
Cl 08	160	171 920	4 357	4.06	
Cl 09	180	131 278	4 247	11.12	
Cl 10	200	95 645	3 297	11.01	
Cl 12	240	181 391	4 702	12.83	
Cl 14	275	75 182	2 964	1.23	
Cl 16	330	101 152	3 130	15.82	
Cl 18	400	144 827	4 134	6.04	
Cl 21	530	152 744	5 144	8.77	

Table S4: Chemical composition of major elements of samples collected for ^{36}Cl CRE dating. Measurements have been undertaken at the SARM facility (Nancy, France).

Sample	CaO %	MgO %	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	P ₂ O ₅ %	K ₂ O %	TiO ₂ %	Na ₂ O %	PF %
Cl 08	54.19	0.30	1.60	0.52	0.33	0.15	0.07	0.04	0.01	42.73
Cl 09	51.92	2.80	1.53	0.46	0.16	0.06	0.06	0.04	0.01	43.36
Cl 10	51.30	3.23	1.21	0.38	0.17	0.08	0.06	0.03	0.01	43.43
Cl 14	54.62	0.48	1.32	0.40	0.15	0.24	0.07	0.03	0.01	42.74
Mean value	53.00	1.70	1.42	0.44	0.20	0.13	0.06	0.03	0.01	43.07

Table S5: Measured ^{36}Cl concentrations and results of depth profile rejuvenations (Figure S9). ^{36}Cl half life is 301 ka [Gosse and Phillips, 2001]. Scaling factor for surface nucleonic and muonic production as a function of latitude and altitude are respectively 1.01 and 0.97 [Stone et al., 1996] and have been calculated using CosmoCalc [Vermeesch, 2007]. We input a bulk rock density of 1.8. Production ^{36}Cl rates and modeling results have been obtained using Excel spreadsheet of [Schimmelpfennig et al., 2009]. Spallation production rate from Ca is ~ 42 atoms $^{36}\text{Cl.g.Ca}^{-1}$ [Braucher et al., 2011; Schimmelpfennig et al., 2011].

Sample	Depth (cm)	Nmeas: Measured ^{36}Cl (at/gr.)	Error Nmeas (\pm at/gr.)	Nth: Theoretical ^{36}Cl for modeled age of 10.1 ka (at/gr.)	Error Nth (at/gr.)	Excess concentration (= Nmeas - Nth) (at/gr.)
Cl 07	20	249 731	5 883	164 721	47 657	85 009
Cl 08	40	171 920	4 357	137 440	38 296	34 480
Cl 09	60	131 278	4 247	114 464	30 875	16 814
Cl 10	80	95 645	3 297	95 645	25 004	0
Cl 12	120	181 391	4 702	68 085	16 749	113 306
Cl 14	155	75 182	2 964	51 971	12 240	23 211
Cl 16	210	101 152	3 130	36 091	8 319	65 061
Cl 18	280	144 827	4 134	25 281	6 239	119 545
Cl 21	410	152 744	5 144	16 810	4 922	135 934

2. LE GRABEN DE NIKOPOLIS: CONTRAINTES GÉOLOGIQUES SUR L'INITIATION DE L'OUVERTURE DU GOLFE AMVRAKIKOS

Le golfe Amvrakikos (ou Ambracique) est la structure en extension la plus septentrionale de la Grèce occidentale. La majorité des failles normales du golfe Amvrakikos sont offshore et connues grâce à des travaux de géologie et géophysique marines [Anastasakis *et al.*, 2007]. Les seules failles normales qui affleurent à terre sont la faille normale de Loutraki au sud (Article, chap. II.1) et le graben de Nikopolis à l'ouest.

L'isthme de Nikopolis est situé au nord de Préveza, et est marqué par une dépression d'orientation ESE qui suit l'alignement des failles ESE offshore du Golfe Amvrakikos (Figure II.4). Au nord de cet isthme affleure la formation plissée d'Arkhangelos qui s'étend du Miocène supérieur au Pléistocène inférieur tandis qu'au sud, la terrasse marine Quaternaire de Préveza-Nikopolis, épaisse d'environ 20 m, [Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME), 1967], forme une surface plane, légèrement basculée vers le Sud, dont la terminaison nord est marquée par un escarpement d'une trentaine de mètre au niveau de l'isthme de Nikopolis (Figure II.5-II.7). Cet escarpement montre un profil convexe et se situe dans la continuité occidentale des failles normales ESE offshore du Golfe Amvrakikos (Figure II.4-II.6). Nous l'interprétons donc comme un escarpement de faille normale à pendage nord. Le jeu de cette faille serait à l'origine du soulèvement et du basculement vers le sud de la terrasse de Préveza-Nikopolis.

La limite septentrionale de l'isthme de Nikopolis est marquée par un versant rectiligne en pente vers le sud qui borde des collines de la formation Arkhangelos. Les sommets de ces collines qui dominent au nord l'isthme de Nikopolis ont des altitudes comprises entre 150 m à l'ouest et 60 m à l'est (Figure II.6). Nous interprétons ce versant rectiligne comme un escarpement de faille normale à pendage sud, même si la convexité de son profil est peu marquée du fait d'un talus de régularisation plus développé à sa base. Enfin cette faille ne semble pas se prolonger vers l'est par une faille très marquée sur les profils offshore du golfe Amvrakikos.

Ces failles normales nord et sud qui bordent la dépression de l'isthme de Nikopolis permettent d'interpréter cette dépression comme un graben. Les différences entre les deux failles bordières suggèrent que la faille nord résulte d'une histoire plus longue que la faille sud.

Néanmoins, cette faille sud, qui est la prolongation des failles connues en mer dans le golfe Amvrakikos, pourrait être plus importante régionalement que la faille nord.

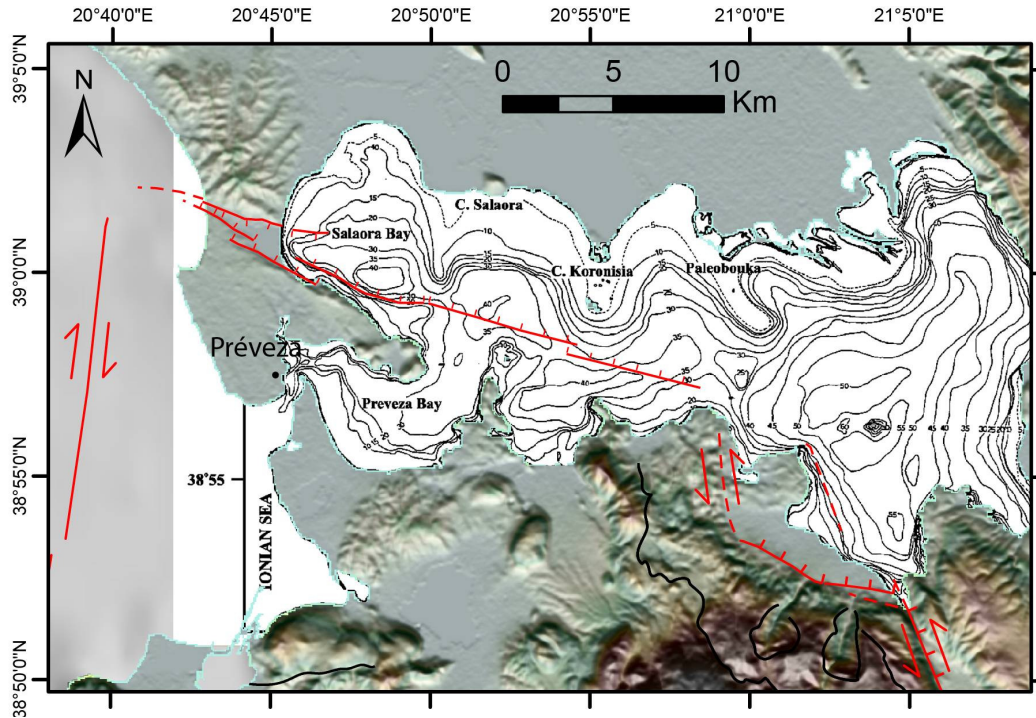


Figure II. 4 : Système de failles ESE du Golfe Amvrakikos et de Loutraki. La zone du graben de Nikopolis est figurée par le rectangle. Le fond bathymétrique est extrait de [Kapsimalis et al., 2005].

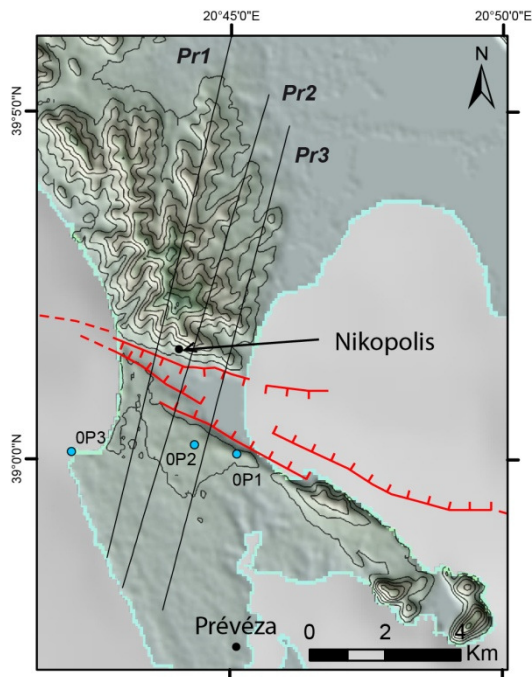


Figure II. 5 : Topographie de la zone de Nikopolis et localisation des profils topographiques Pr1, Pr2 et Pr3 de la Figure II.6.

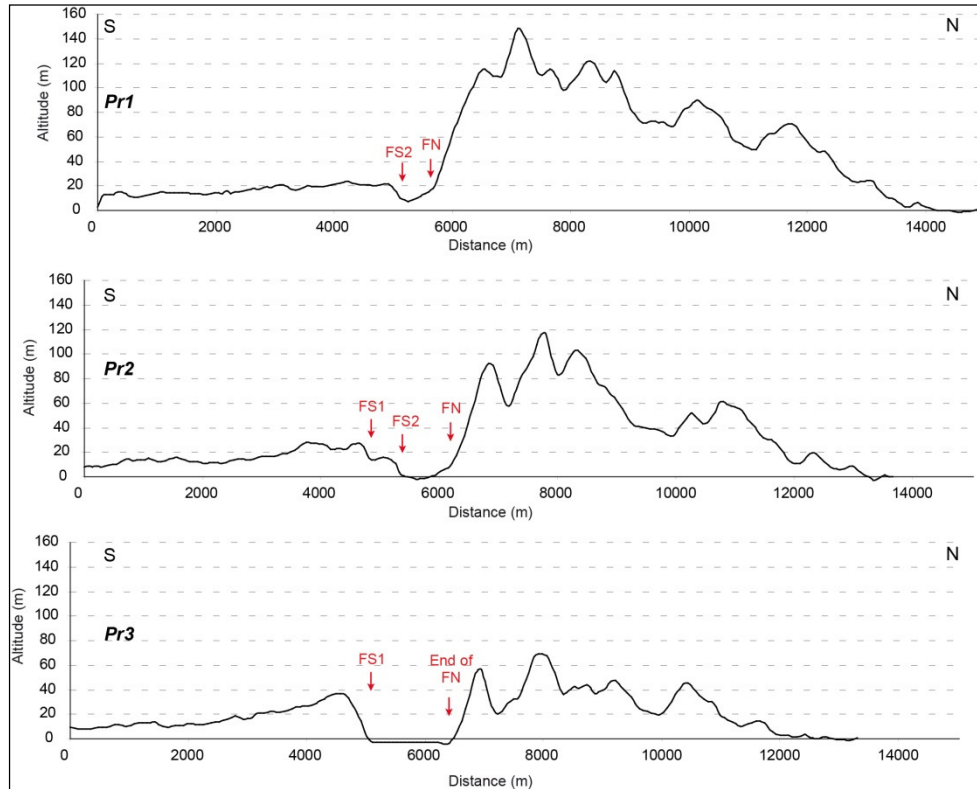


Figure II. 6: Profils topographiques perpendiculaires dans le graben de Nikopolis. Localisation des profils en II.5.

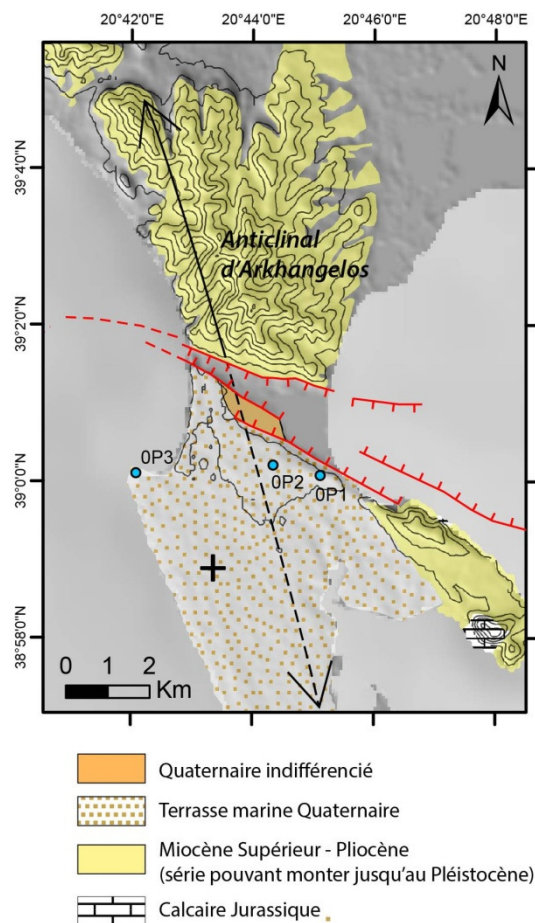


Figure II. 7: Carte géologique simplifiée de la zone de Nikopolis, d'après [Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME), 1987].

L'anticlinal d'Arkhangelos a été décrit par Cushing [1985].

Des observations de terrains plus détaillées dans la zone de Prévéza-Nikopolis permettent de mieux contraindre l'initiation de ces failles ESE du Golfe d'Amvrakikos.

Dans la formation d'Arkhangelos (Miocène Supérieur-Pliocène), la série atteint à certains endroits le Pléistocène inférieur [*Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME)*, 1967]. La phase de plissement de cette série à l'origine de l'anticlinal NW-SE d'Arkhangelos a été datée du Pléistocène inférieur et pourrait être associée à la phase compressive du Pléistocène inférieur qui affecta l'ensemble des Îles Ioniennes vers ~1.5 Ma, [*Cushing*, 1985]. L'initiation des failles normales ESE du graben de Nikopolis, qui tronquent l'anticlinal d'Arkhangelos, sont donc nécessairement postérieures à ce plissement, c'est-à-dire qu'elles sont plus récentes que ~1.5 Ma. Cette valeur correspond donc théoriquement à l'âge maximum possible du graben de Nikopolis. La terrasse de Prévéza-Nikopolis affleure au niveau du cap de Mitikas (Figure II.8). Elle présente une série transgressive (niveaux de sables et galets à la base évoluant vers des calcarénites à son sommet). Cette terrasse, qui n'est pas plissée, repose en discordance angulaire sur la formation plissée d'Arkhangelos (Sorel, communication personnelle). Les calcarénites du toit de la terrasse sont altérées et présentent une couleur brun-rouge caractéristique des altérites qui se forment au plus tard pendant la période Riss-Würm (MIS 5). Cela implique que la terrasse de Mitikas s'est déposée avant le MIS 5 (~130 000 ans), donc au plus tard lors de l'interglaciaire précédent, c'est-à-dire lors du MIS 7 (~200 000 ans). Considérant que les altérites de la terrasse de Mitikas sont aussi observées sur des dépôts marins des MIS 9 et 11 (Sorel, communication orale), l'âge de la terrasse de Mitikas doit donc être compris entre ceux des MIS 7 et MIS 11 (soit entre ~200 000 et 400 000 ans). Dans la mesure où cette terrasse de Mitikas est faillée par la faille bordière sud du graben de Mitikas, cela implique que l'initiation des failles normales du golfe Amvrakikos se fait au plus tard un peu après ~200 000 et 400 000 ans.

Cet âge d'initiation, basé sur des arguments géologiques, vient confirmer ce que nous avons suggéré dans l'article, à savoir que le golfe d'Amvrakikos devait être plus jeune que le Golfe de Corinthe (~1.7 Ma, [*Rohais et al.*, 2007]) étant donné leur vitesse d'ouverture du même ordre de grandeur pour des extensions finies différentes (Article, chap. II.1). Nous avons également pointé le fait que ces failles devaient au moins avoir 200 ka afin d'expliquer les 700 m de hauteur d'escarpement sur le demi-graben de Loutraki (en se basant sur des modèles numériques de demi-graben de [*Bott*, 1996], Article, chap. II.1).

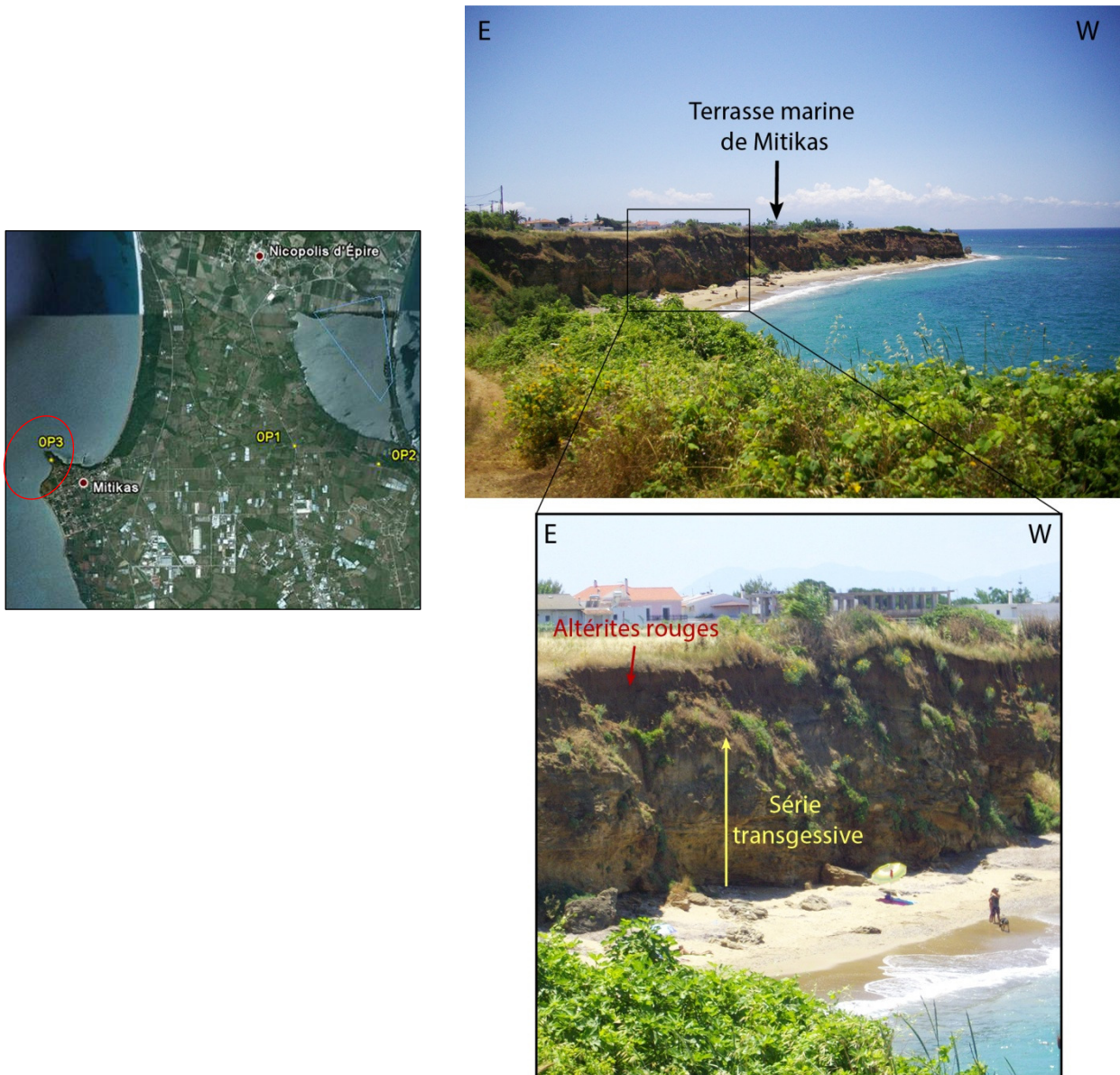


Figure II. 8 : Affleurement de la terrasse marine Quaternaire de Nikopolis-Prévéza dans la baie de Mitikas (dite terrasse de Mitikas).

La terrasse, de couleur beige-jaune sur la photo, présente une série transgressive avec des niveaux de sables et galets à la base, évoluant vers des calcarénites en son sommet. Le toit de la terrasse est carié par des altérites brun-rouge, caractéristiques des altérites qui se forment pendant la période interglaciaire Riss-Würm (MIS 5, ~140 ka).

3. ZONE DU LAC TRICHONIS

3.1 Morphologie générale

La zone du lac Trichonis forme une dépression E-W d'environ 30 km de long sur 10 km de large bordée par des reliefs de direction hellénique (NNW-SSE) qui sont formés préférentiellement par les unités des flysch de Gavrovo et des calcaires du Pinde (Figure II.9-10). Vers l'Est, cette dépression prend une direction NW-SE et devient plus étroite (~ 4-5 km de large), donnant au lac Trichonis sa forme particulière.

Au Sud du lac, la rupture de pente très rectiligne et de direction E-W est localisée entre la plaine alluviale que forment les cône-deltas subactuels et le front montagneux des unités essentiellement du Gavrovo. Les profils convexes vers le haut de ce front montagneux et la présence de "wine-glass valley" (Figure II.10) attestent que les reliefs du Sud Trichonis correspondent à un escarpement de faille normale à pendage nord. En analysant la topographie, plusieurs segments de faille peuvent être distingués. Leur longueur est d'environ 10 km. Ces segments ne sont pas distribués en échelon, (saut à gauche, puis saut à droite en suivant vers l'ouest les segments de Grammatikou, Pappadatès et Lysimachia, Figure II.10), ceci est classiquement observé le long des failles à composante fortement normale (à l'inverse de la segmentation en échelon sénestre le long des failles de la vallée de Katouna, Article, chap. II.1). Le soulèvement du mur de la faille a généré entre 500 et 700 m d'escarpement dans les flysch du Gavrovo, partie centrale et orientale de l'escarpement, et les conglomérats Pliocène, au sud du segment de Lysimachia, (Figure II.10).

Au nord du lac, un escarpement est également présent mais il est d'orientation moyenne ENE, moins rectiligne (failles plus superficielles?) et avec des hauteurs d'escarpement moins élevées (~300m). La morphologie d'ensemble est dominée par une flexure des montagnes du Pinde vers le Sud, qui se termine par un escarpement. Cette géométrie des flancs Nord et Sud du graben suggère que le graben de Trichonis est asymétrique, avec la faille majeure à pendage nord située au sud, les failles de la bordure nord étant des failles antithétiques.

A l'Est et au SE du lac Trichonis, on observe là encore des flexures dans le Pinde (vers l'ouest et vers le NW respectivement, Figure II.9 et II.10). Deux versants abrupts de direction $\sim N140^\circ$ et à profils convexes bordent le lac de chaque côté de son bras SE, suggérant deux escarpements de failles à composantes normales. Une paléo-surface située à $\sim 350\text{m}$ d'altitude, surplombe l'escarpement de la faille bordière Est dans les environs de la ville de Thermon (Figure II.10). Cette paléo-surface en pente vers l'W montre un drainage karstique ancien en cours de capture par l'érosion régressive en provenance de la partie orientale du lac de Trichonis. Le jeu de cette faille $\sim N140^\circ$ semble donc avoir soulevé et basculé vers l'Est le bord SW de cette paléo surface de Thermon (paléo lac Trichonis ?). Deux familles de failles normales actives, respectivement de directions E-W et $\sim N140^\circ$, expliquent donc la dépression du lac Trichonis. Le fait que la base de l'escarpement de la faille bordière $\sim E-W$, située au nord du graben de Trichonis, prend de l'altitude au niveau de sa terminaison orientale suggère que le mur de la faille $\sim N140^\circ$ bordant le lac au NE soulève la terminaison de cette faille $\sim E-W$ (Figure II.9-10) ; ainsi les failles $\sim E-W$ devraient être antérieures aux failles $\sim N140^\circ$. Ceci est en accord avec une largeur plus faible du graben $N140^\circ$ en comparaison du graben E-W (moins d'extension finie) et avec des escarpement $\sim N140^\circ$ moins élevées que les E-W.

En nous basant sur cette chronologie relative, nous proposons un modèle polyphasé pour la formation de la dépression du lac Trichonis : celle-ci s'initie d'abord en $\frac{1}{2}$ graben $\sim E-W$ qui évolue en graben avec une faille antithétique au nord, puis se propage vers le SE avec un graben $\sim N140^\circ$ (Figure II.11). Ce scénario permet d'expliquer: (1) la flexure majeure vers le sud des séries du Gavrovo et du Pinde au nord du bassin du Trichonis correspond pour l'essentiel au fonctionnement en $\frac{1}{2}$ graben sur la seule faille bordière sud ; (2) la pente vers l'Ouest de la paléo-surface de Thermon qui correspond à la terminaison orientale du graben $\sim E-W$; (3) la terminaison SE du lac, qui est marquée par une flexure du Pinde vers le NW à l'endroit où les failles $N140^\circ$ disparaissent.

3.2 Evidences de déformation active petites échelles le long des segments de la faille normale Sud Trichonis

Nous présentons ici les principaux types de déformations à petite échelle et des reliefs structuraux que nous avons trouvés le long de la faille majeure située au sud du bassin de Trichonis.

- Tout d'abord, des scarps sont visibles à peu près tout le long de la base de l'escarpement de cette faille majeure. Par exemple, le long du segment d'Angelocastro (Figure II.12-13), un scarp d'environ 20m affecte des terrains attribués au Würm (dépôts torrentiels attribuables à la dernière crise climatique). Si ces dépôts correspondaient au LGM ("Last Glacial Maximum" qui est contemporain du "Marine Isotopic Stage" 2, soit approximativement 24 à 12 ka) on aurait une vitesse de déplacement verticale de l'ordre de 1 à 2 mm/a. Au dessus de ce scarp, l'escarpement est jeune puisque qu'il est constitué par des conglomérats Pliocène?) et atteint 200 m de haut, impliquant une initiation quaternaire (Figure II.14).
- Le long du segment de Grammatikou, des "strath" terrasses (terrasses pelliculaires, 1-2 m d'épaisseur) sont incisées dans le mur de la faille. L'incision, qui est de l'ordre de 2-3m, montre sous la terrasse le substratum des flysch de Gavrovo (Figure II.17-18). De l'autre côté de la faille, dans le toit subsident, le substratum de flysch n'affleure jamais. Cela signifie que l'incision des terrasses est d'origine tectonique (soulèvement du mur de faille). Si l'incision était d'origine climatique, elle serait identique de part et d'autre de la faille.
- Des replats s'observent aussi sur les bordures des vallées incisées dans l'escarpement de la faille normale bordière sud. Certains correspondent à des "embayements" qui correspondent à d'anciens apex de cônes alluviaux, aujourd'hui perchés dans le mur de cette faille et dont leurs avals ont disparu au fur et à mesure de la subsidence de l'actuelle plaine alluviale située sur le toit de faille (Figure II.16).

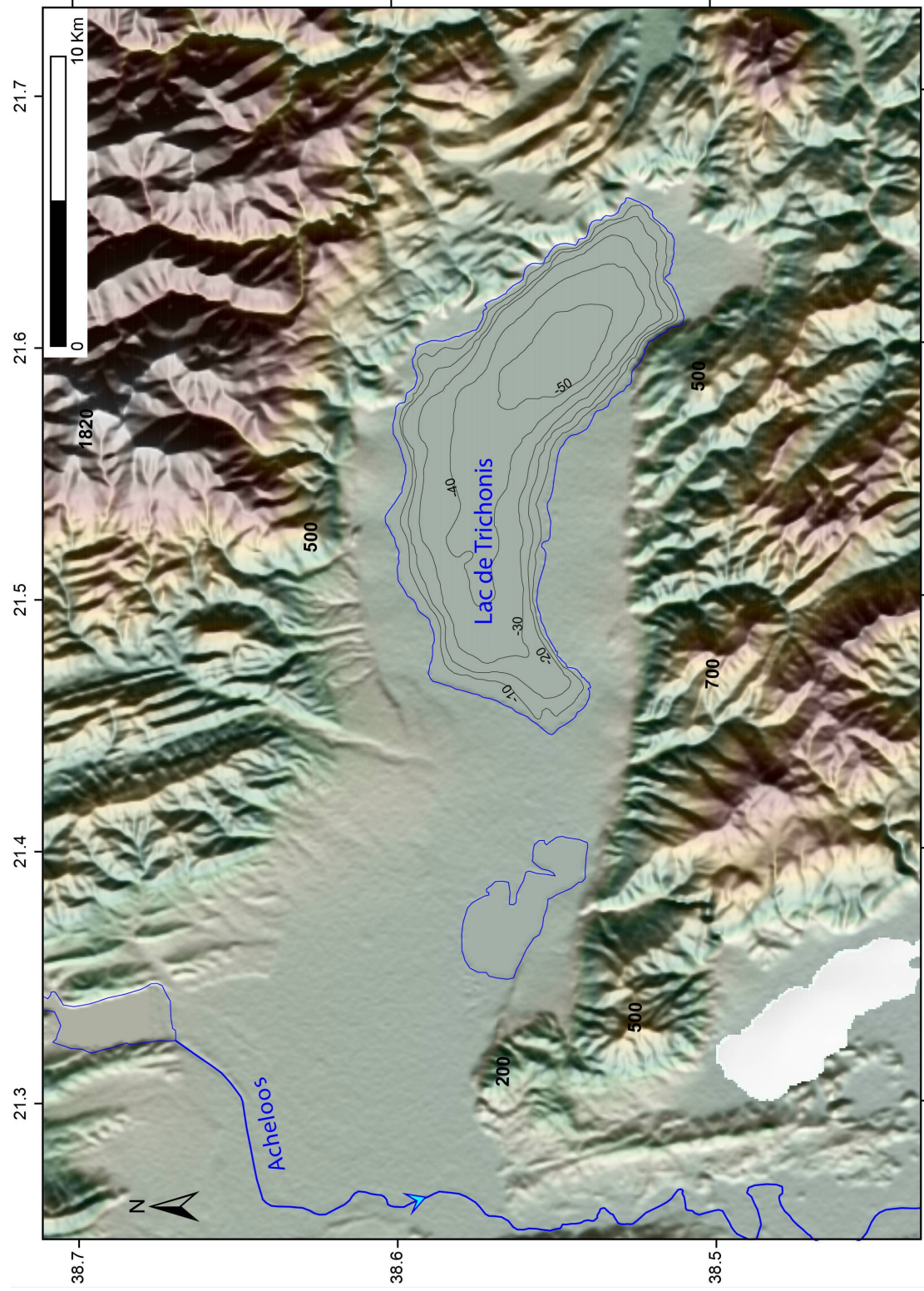


Figure II. 9 : Topographie de la zone du Lac Trichonis (SRTM 90m de résolution). Bathymétrie SRTM 3"arc résolution. Les nombres indiquent les altitudes en mètres.

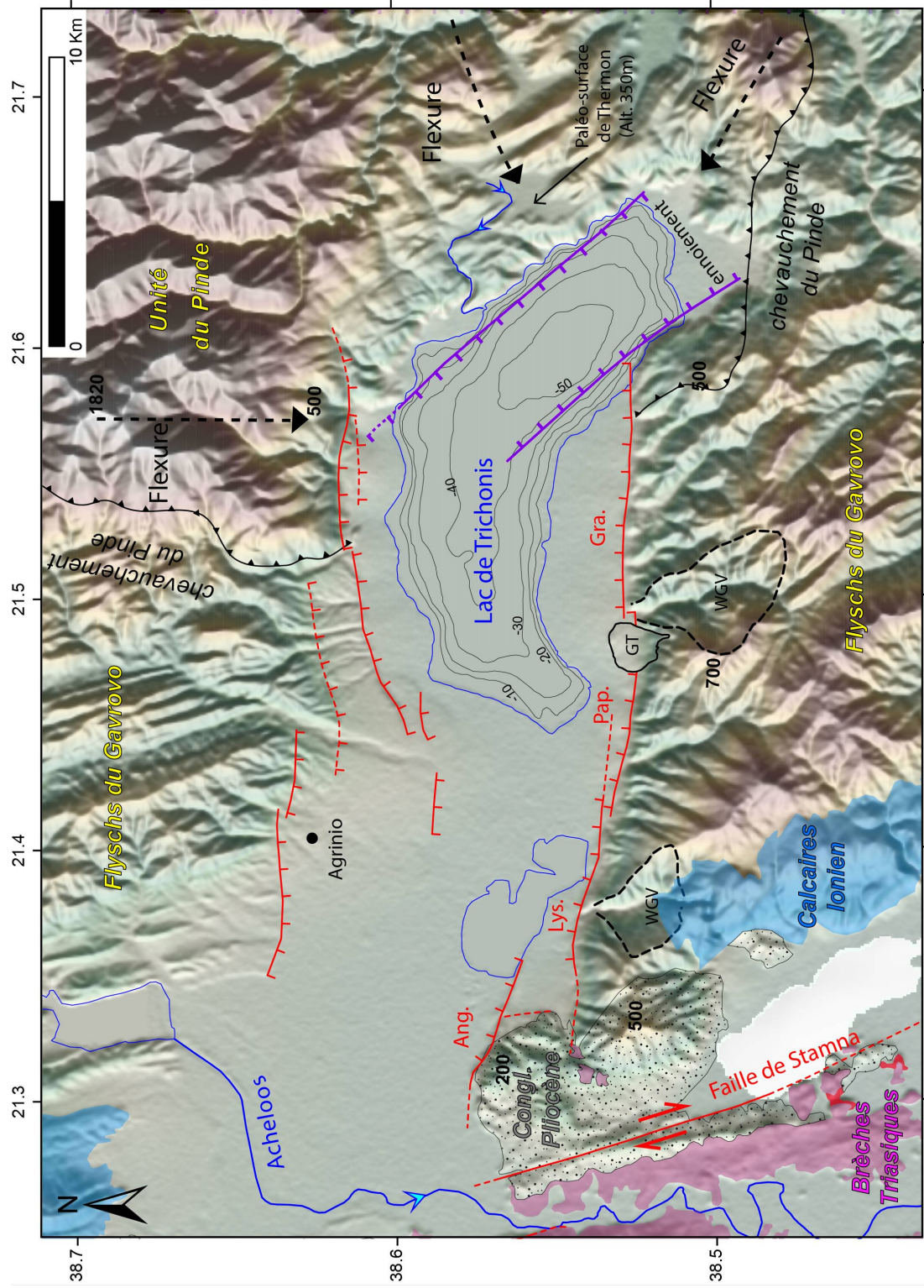


Figure II. 10 : Carte morpho-structurale de la région du lac Trichonis. Les failles rouges et violettes correspondent à deux familles de failles actives (Figure II.11). WGV: Wine glass valley; GT: Glissement de terrain; Gra., Pap., Lys. et Ang. indiquent respectivement les segments de Grammatikou, Pappadatès, Lysimachia et Angelocastro. Les nombres indiquent des altitudes en mètres.

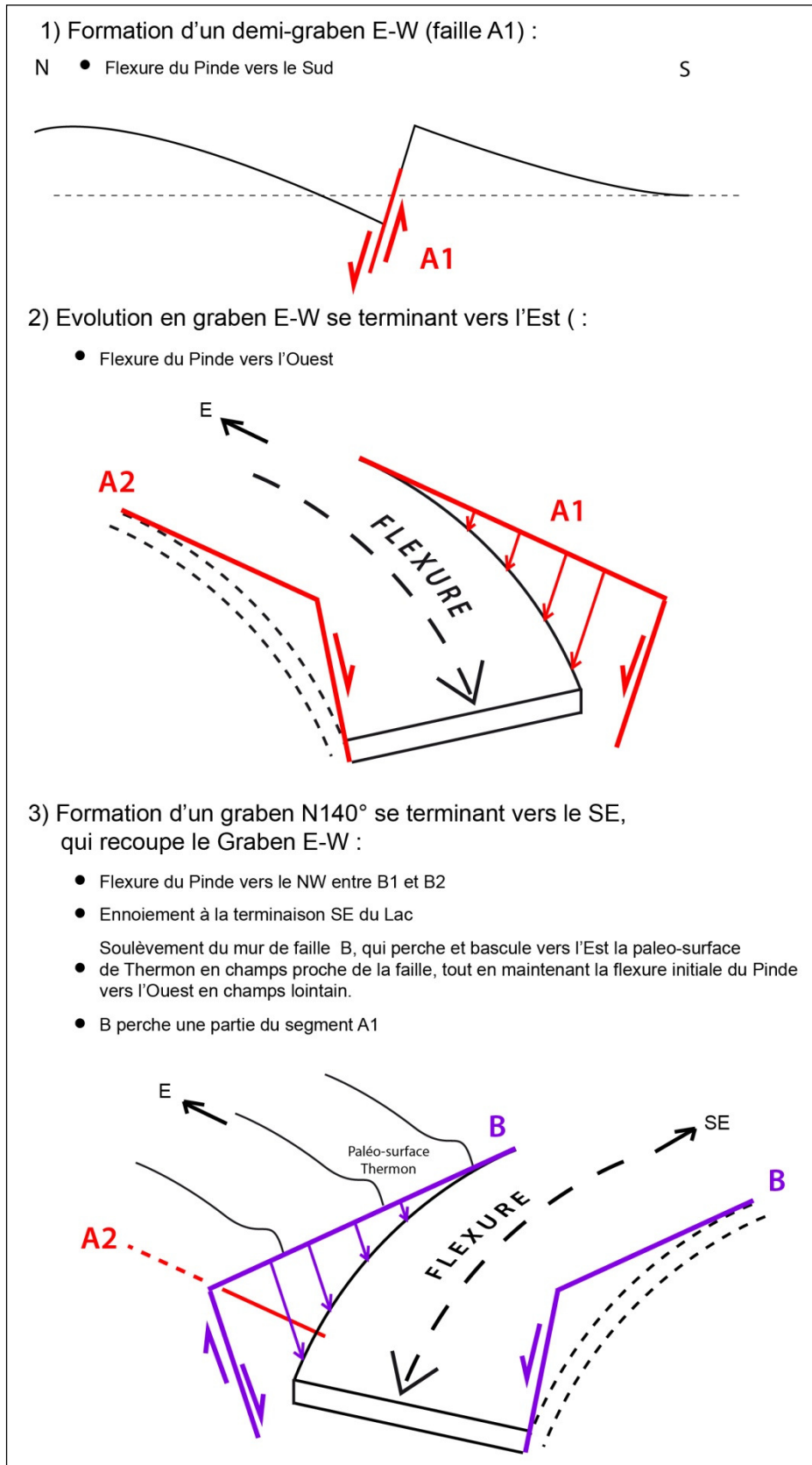


Figure II. 11 : Modèle en trois phases pour expliquer la morphologie actuelle du lac Trichonis. Les couleurs des failles sont les même que celles utilisées sur la Figure II.10. Les directions des structures sont exagérées pour plus de clarté.

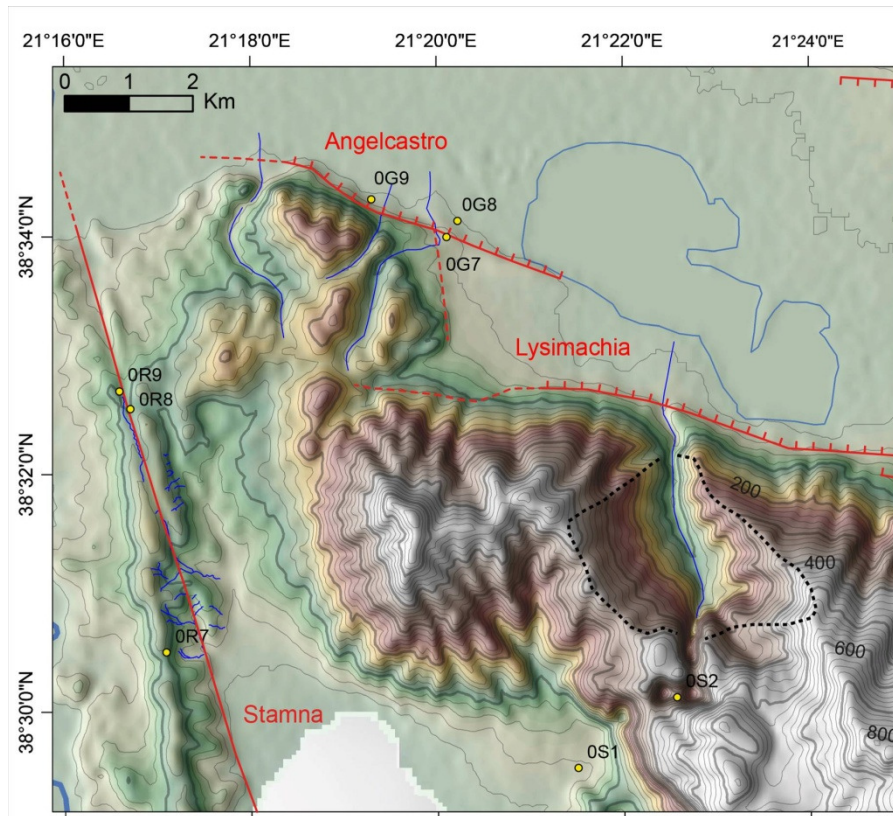


Figure II. 12 : Zoom sur la zone d'Angelcastro-Lysimachia. L'incision dans l'escarpement de Lysimachia forme un wine glass dans les flysch et une vallée encaissée dans les calcaires Ionien (OS2). L'escarpement de Lysimachia soulève des dépôts Pliocène à 500m d'altitude.



Figure II. 13: Panorama du scarp d'Angelcastro. La photo regarde vers le NE et a été prise près du point OG7 (Figure II.9). La hauteur du scarp mesurée entre OG8 et OG7 est de 23 m. Les terrains affectés sont des dépôts attribués au Würm.



Figure II. 14 : Wine glass valley dans le jeune escarpement d'Angelocastro. Photos prises depuis OG9 et qui regarde vers l'Ouest (photo de gauche) et le SW (photo de droite).

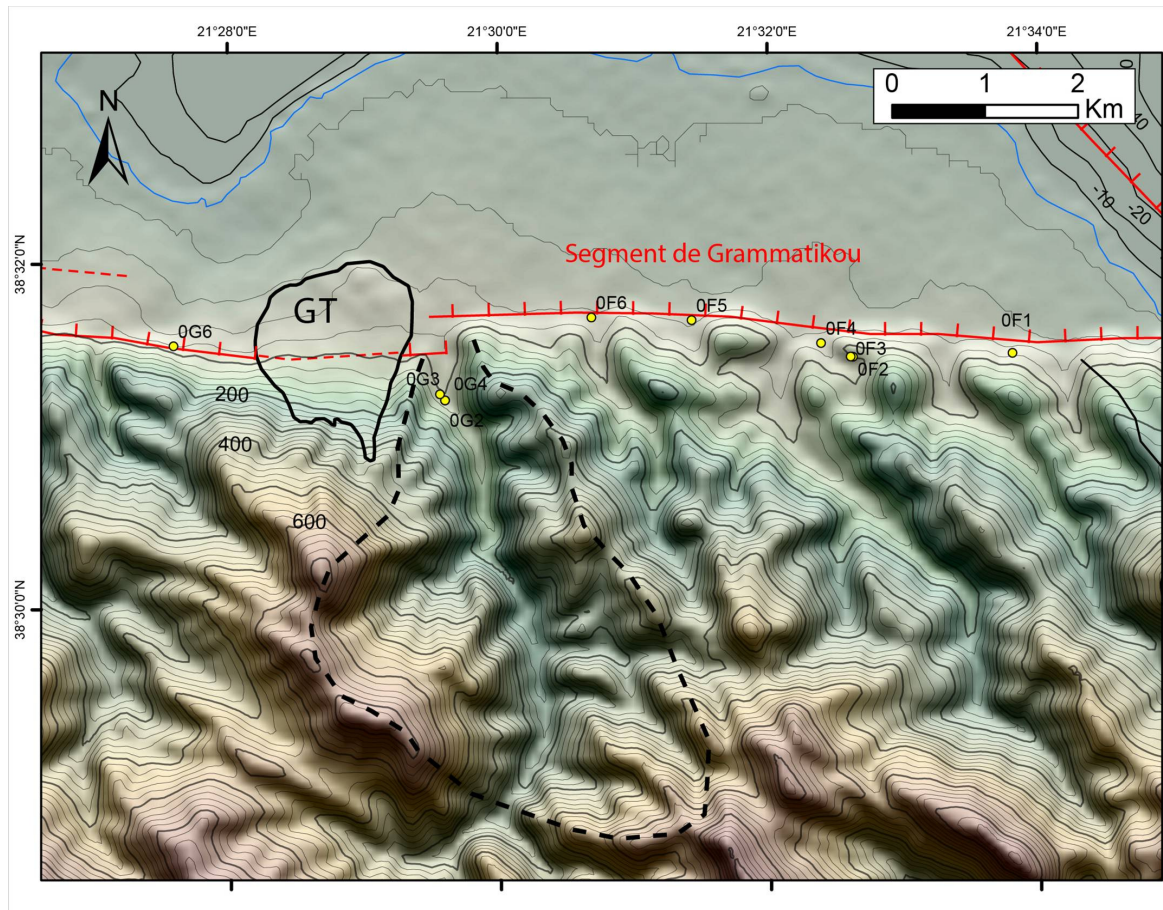


Figure II. 15 : Segments de Grammatikou et Pappadatès. GT: Glissement de terrain. Les pointillés soulignent une wine glass valley



Figure II. 16: Surface plane perchée en "embayement" dans l'escarpement. Nous l'interprétons comme un apex de cône alluvial perché par le jeu de la faille Sud Trichonis. Le sommet de l'embayement correspond au point OF1 (Figure II. 15)



Figure II. 17 : Strath terrasse dans le mur de faille, au point OF6. Les dépôts torrentiels Würm (W, ~1,50m d'épaisseur) reposent sur les flysch du Gavrovo (F). L'incision est de 2-3m.



Figure II. 18: Strath terrasse dans le mur de faille, au point OG3. Les dépôts Würm (W) repose les flysch du Gavrovo (F). L'incision est élevée car nous sommes en aval d'une cascade.

3.3 Le méga glissement de terrain du segment de Pappadatès

A l'extrémité Est du segment de Pappadatès, la trace de la faille au pied de l'escarpement devient difficile à identifier (absence de scarp et le profil du versant est concave, Figure II.10 et II.15). A cet endroit, on pourrait déceler un cône alluvial au pied de l'escarpement de faille. Cependant ce cône hypothétique domine les cônes adjacents d'une dizaine de mètres, montre une surface légèrement vallonnée, une forme polylobée et surtout il n'existe pas de vallée incisant l'escarpement susceptible d'alimenter un cône aussi vaste (Figure II.15) et d'aspect relativement chaotique. L'observation de ce site avec Google Earth (Figure II.19), montre que l'extrémité Est du segment de Pappadatès est affecté par un méga glissement de terrain (plus d'1,5 km en E-W sur 1 km en N-S) dont la bordure septentrionale correspond au bourrelet frontal du glissement de terrain.

Dans la mesure où le matériel de ce méga glissement de terrain apparaît partiellement "noyé" dans les cônes subactuels, il doit avoir eu lieu, au plus tôt à la fin de la dernière glaciation, ou pendant l'Holocène. Le matériel de ce glissement a enseveli le scarp holocène en cours de formation, puis la régularisation de la niche de départ par des dépôts de versant a éventuellement cacheté les traces de ruptures cosismiques postérieures au glissement de terrain. Cependant ce glissement de terrain ne semble pas non plus historique puisque les

terrains du bourrelet frontal sont cultivés et le bourg de Mataragka est partiellement construit sur le matériel glissé. Cette instabilité gravitaire semble résulter de la présence des flysch du Gavrovo et de la raideur de l'escarpement de faille

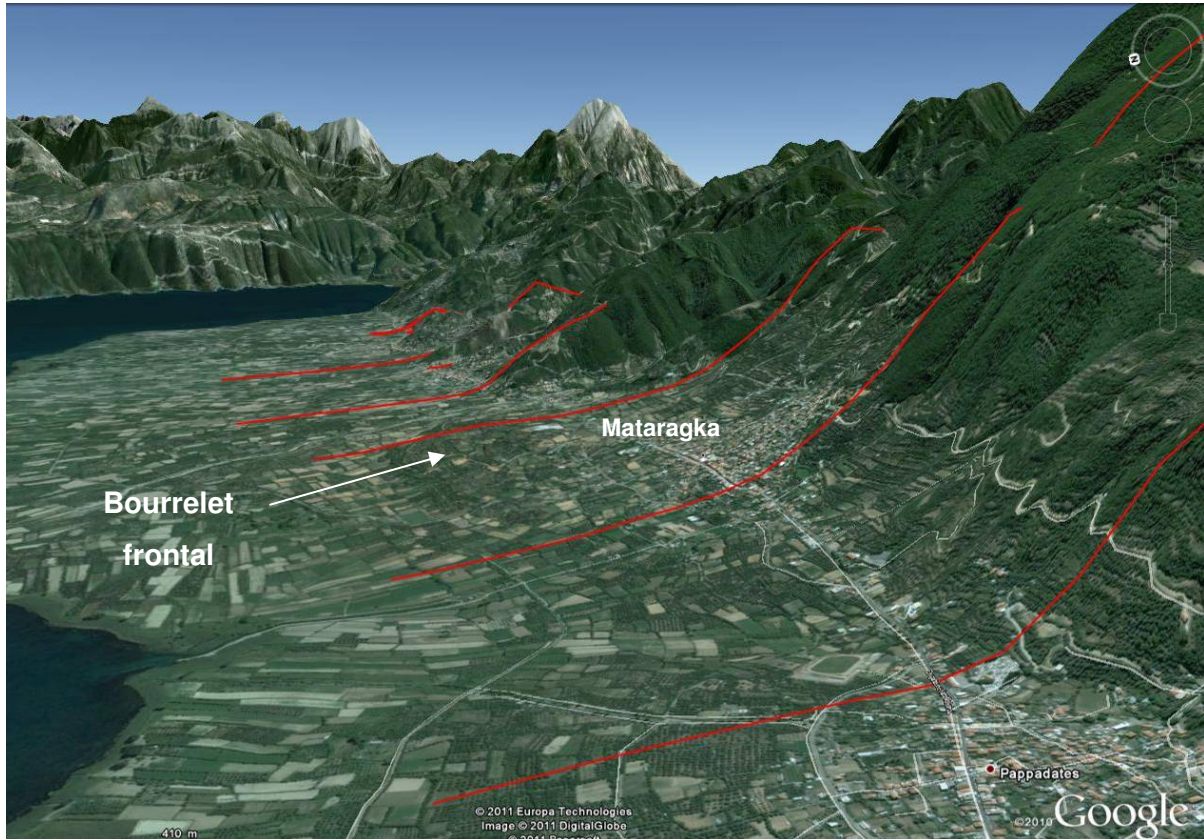


Figure II. 19 : Vue 3D du glissement de terrain du segment de Pappadatès (GT sur la Figure II.10).

Cette vue 3D regarde vers l'Est. Notez le profil concave du versant au niveau glissement de terrain et le bourrelet en contre bas, éléments typiques d'un glissement de terrain.

3.4 Interprétations et discussion

La présence de déformations à petite échelle et de reliefs structuraux à Trichonis contraste avec la morphologie des failles de Loutraki et KSF. En effet, le long de ces failles, la déformation grande échelle est nette (escarpements, segmentation, voir Article, chap. II.1) mais des scarps ou autres reliefs structuraux résultant de la trace d'anciennes ruptures cosismiques sont absents, et les décalages de ravines ne forment pas de baïonnettes très nettes. Nous avons conclu que cette petite échelle manquante de la déformation pouvait s'expliquer par du glissement continu (comportement mécanique de type "creep") sur les failles de Loutraki et KSF, i.e., l'érosion agit en même temps que la déformation (Voir Article, chap.

II.1). Par opposition, une déformation saccadée (comportement de type "stick-slip") permettrait de créer des reliefs structuraux. En effet, lors d'un séisme, des déplacements pluricentimétriques à décimétriques affectent le paysage de manière instantanée (plusieurs cm/seconde). Ces reliefs structuraux resteront imprimés dans le paysage pendant plusieurs milliers d'années jusqu'à la prochaine crise climatique qui les fera disparaître, ou atténuera ces témoignages "petite échelle" de l'activité sismique.

Nous suggérons donc que la faille de Trichonis pourrait avoir un comportement mécanique de type "stick-slip".

Ce comportement est en accord avec l'existence de crises sismiques dans la zone du lac Trichonis. En 2007, une crise sismique ($M_w=5.2$) a eu lieu près de la terminaison SE du Lac [Kiritzi *et al.*, 2008]. Les séismes étaient associés aux failles $N140^\circ$ (Figure II.10) et montraient des mécanismes extensifs avec une légère composante senestre (Figure 2 de l'article, chap. II.1). Dans la morphologie, la composante normale de ces failles $N140$ est clairement visible comme nous l'avons expliqué dans la section précédente (Figure II.9-10). Le fait que la composante décrochante ne soit pas visible est notamment dû au fait que le tracé des failles $N140$ est sous l'eau. Le foyer du séisme majeur de la crise de $M_w=5.2$, avait une profondeur de 23 km [Kiritzi *et al.*, 2008]. Cette forte profondeur de foyer suggère une profondeur d'ancrage élevée de la faille, qui est en accord avec un comportement "stick-slip" (faille bloquée). En revanche, peu de séismes sont documentés sur les failles E-W. Ces failles, vu la présence de reliefs structuraux petite échelle devraient cependant être elles aussi bloquées.

Un certain risque sismique est donc à prendre en compte pour la zone de Trichonis. En plus du risque sismique, un risque majeur que l'on a noté est celui associé aux glissements de terrains (glissement de terrains de Mataragka, Figure II.19). Un tel glissement de terrain a pu être déclenché par un séisme mais peut également avoir une origine purement gravitaire. Dans tous les cas, le long de la faille majeure du Sud Trichonis, la pente convexe des versants de l'escarpement et les niveaux marneux des flysch du Gavrovo (qui ont une faible friction) sont des conditions qui favorisent l'occurrence de glissement de terrain. De plus, de nombreuses villes ou bourgs sont construits au pied de l'escarpement de telle sorte qu'un glissement de terrain similaire aurait le potentiel de détruire complètement l'un de ces bourgs (Figure II.19).

4. SYNTHÈSE SUR LES FAILLES ACTIVES DE L'ÉTOLO-AKARNANIE ET TIMING DE LA DÉFORMATION

Nous résumons les principaux résultats et interprétations sur les failles de notre zone d'étude sous forme de deux tables tableaux (Table II.1 et II.2).

Dans la Table II.2, nous comparons les âges d'initiations et/ou la chronologie relative des failles de notre terrain avec la chronologie des structures voisines majeures (faille de Céphalonie et Golfe de Corinthe). Deux changements majeurs, d'ampleur régionale, se produisent entre le Pliocène et l'actuel. Vers ~4Ma, la migration vers l'Ouest du front des Héliénides active le chevauchement de la zone Pré-Apulienne (Figure 3, article), au même moment où s'initie l'ouverture à Corinthe (Table II.2). De ~4 Ma à ~1.5 Ma, de la compression pourrait affecter l'Akarnanie, expliquant les réactivations hors séquence des chevauchements Helléniques post-Pliocène [Clews, 1989]. La période ~1.5 Ma marque un tournant dans la tectonique régionale. Le jeu dextre s'initie sur Céphalonie et l'ouverture s'intensifie à Corinthe. Les failles de Loutraki et de la KSF s'initient post ~1.5 Ma, alors que les chevauchements N-S de l'Akarnanie se scellent (vers ~600 ka). Cela suggèrent une individualisation progressive du bloc IAB pendant le Pléistocène. Concernant les failles E-W du Trichonis, la seule certitude est qu'elles sont post Pliocène (d'après le segment de Lysimachia et d'Angelocastro).

Le graben du Trichonis présente une géométrie différente des autres grabens de la région : des failles actives purement E-W, avec un jeu purement normal, coexistent avec des failles actives N140° à composante normale. Les autres grabens de la région (Amvrakikos, Patras et Corinthe) ont des segments plutôt orientés ESE avec une distribution en échelon. Un effet "local" doit donc affecter la zone du Trichonis. Nous discuterons cet effet dans le chapitre suivant.

Enfin, une ligne de sismicité très nette d'orientation NW-SE connecte l'Ouest du Golfe de Corinthe aux failles N140° du Trichonis (Figure 2, Article chap. II.1). Cependant aucune déformation dans cette zone ne s'exprime dans la morphologie (Figure II.10) ou dans les mouvements mesurés avec le GPS (Figure 11, Article chap. II.1). Cela suggère que cette limite entre le SE Trichonis et l'ouest de Corinthe est une frontière en cours de formation, qui

"crépité", mais qui n'a pas encore permis de localiser la déformation sur une structure clairement identifiée et sans expression en surface.

Les principales zones d'ombre de cette synthèse concernent la vitesse de glissement sur les failles. Nous ne pouvons pour l'instant qu'estimer des ordres de grandeur de vitesse car nous ne tenons pas compte des effets de blocage élastique sur les vecteurs situés en champs proche des failles. Quant à l'approche géologique elle ne nous fourni qu'une vitesse minimale de 4 mm/an. Ces valeurs de vitesse seront mieux contraintes grâce au chapitre suivant qui a justement pour but de séparer les mouvements long termes et court termes (blocage élastique sur la faille pendant l'intersismique) des vecteurs GPS de l'Ouest de la Grèce.

	Failles E-W Trichonis	Failles N140° Trichonis	Failles ESE Amvrakikos	Faille de Katouna (~N155°)	Faille de Stamma (~N162°)
Mouvement	Purement normal	Transversive senestre d'après le mécanisme au foyer. Composante normale marquée dans la morphologie	Normale. Possible légère composante dextre vu la distribution en échelon avec sauts à droite	Transversive senestre (sauts à gauches). Composante normale bien marquée dans la morphologie.	Fortement senestre (légère composante normale ?)
Vitesse	Ouverture N-S mal contrainte par le GPS. Possible ouverture N-S à ~ 4-5 mm/an*	?	Vitesse GPS d'ouverture : ~ 10 mm/yr	Slip rate géologique minimal : ~ 4 mm/an Vitesse GPS : ~ 11.5 mm/an	Vitesse GPS : ~ 6 mm/an *
Comportement mécanique	Stick-slip ?	Stick-slip ?	Creep-slip ?	Creep-slip ?	Creep-slip ?
Initiation	Post Pliocène (d'après le segment d'Angelocastro) Synchrone de Loutraki, Patras ou Corinthe?	Post failles E-W Trichonis. Ces failles N140° seraient en cours de propagation vers le SE pour rejoindre l'Ouest du Golfe de Corinthe	Post 1.5 Ma (argument géologique du Graben de Nikopolis) et activité prolongée pendant le Quaternaire (terrasse ~200-400ka faillée)	Pléistocène, d'après les évidences dans la vallée de Katouna. Possible initiation synchrone du système ESE du Golfe d'Amvrakikos (la faille de Katouna se termine au Nord par le système ESE du Golfe d'Amvrakikos).	Post Pliocène et synchrone de la faille de Katouna

Table II. 1 : Synthèse des résultats et interprétations sur les failles actives d'Etolo-Akarnanie. * Vitesses mal contraintes car les vecteurs n'ont pas été corrigés de l'effet du blocage élastique en champs proche des failles.

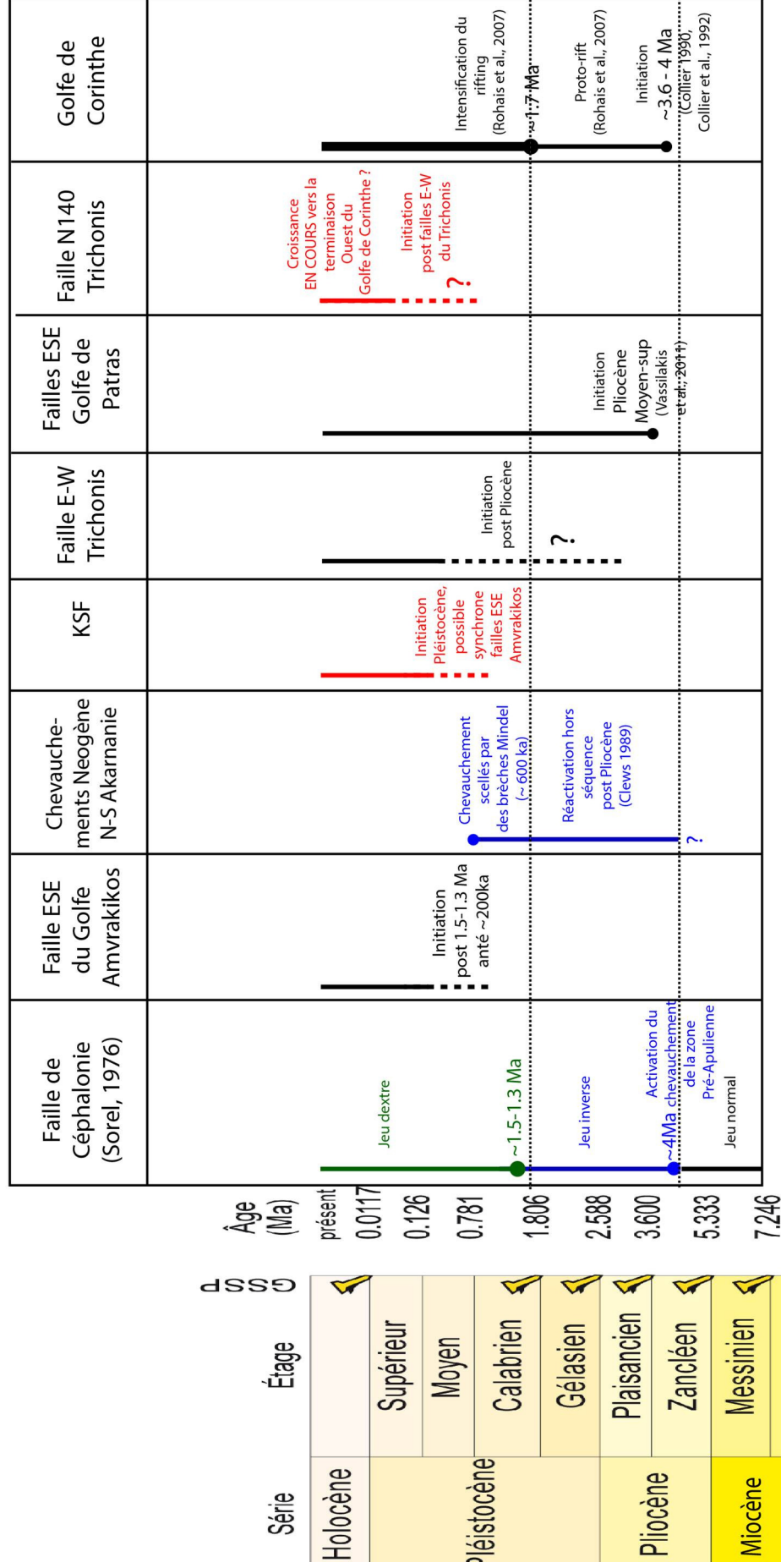


Table II. 2 : Chronologie des failles de notre terrain et des structures voisines majeures. En noir: failles normales; en rouge: failles transtensives senestres; en bleu : failles inverses; en vert faille dextre. Les traits pleins marquent l'activité des failles. Les pointillés noirs soulignent les deux changements majeurs qui se produisent vers ~4 Ma et ~1.5 Ma.

CHAPITRE III

CINÉMATIQUE DU BLOC ILES IONIENNES- AKARNANIE (IAB) ET IMPLICATIONS RÉGIONALES

Dans ce chapitre...

1. RAPPELS SUR LE CYCLE SISMIQUE ET LA NOTION DE MOUVEMENTS COURT TERME ET LONG TERME.....	117
2. DEFINIR LE MOUVEMENT RIGIDE DU BLOC IAB ET ISOLER LES POTENTIELS EFFETS DE BLOCAGE ELASTIQUE.....	119
2.1 Une rotation rigide n'explique pas le champ de vitesse du bloc IAB	119
2.2 Séparer le mouvement long terme IAB/IO des effets de couplage élastique	120
3. MODELE 2D DE LA DEFORMATION SUR LES FAILLES DE CEPHALONIE ET KSF.....	130
3.1 Méthodologie	130
3.2 Résultats	130
3.3 Conclusions	136
4. MODELE DE BLOCS DE LA DEFORMATION DE L'OUEST DE LA GRECE	137
4.1 Méthodologie.....	137
4.2 Mouvement long terme des blocs entourant le IAB.....	137
4.3 La géométrie des frontières du bloc IAB.....	141
4.4 Résultats du modèle de blocs.....	146
4.5 Conclusions de ces modèles et implications quand au couplage lié à l'interface de subduction.....	153
5. CARTE CINEMATIQUE FINALE (CORRECTIONS DES EFFETS ELASTIQUES DANS LE IAB ET A SES FRONTIERES), DISCUSSION ET IMPLICATIONS REGIONALES	156
5.1 Trois grands "domaines" au premier ordre ?.....	157
5.2 Le point triple Grèce Continentale- Péloponnèse-IAB.....	160
5.3 Une frontière de plaques en cours d'évolution ?	166

CINÉMATIQUE DU BLOC ILES IONIENNES-AKARNANIE (IAB) ET IMPLICATIONS RÉGIONALES

L'Ouest de la Grèce est une zone de transition entre collision continentale et subduction océanique. Au nord, la collision entre l'épaisse plateforme Apulienne et l'Eurasie est accommodée par environ 5 mm/an de raccourcissement NE-SW dans l'avant-pays Albanais-NW Grec des Hellénides (Figure III.1-2). Au sud, l'ancienne lithosphère océanique Téthysienne [Speranza *et al.*, 2012] du bassin Ionien subducte sous le Péloponnèse où la convergence atteint ~30 mm/yr (Figure III.1-2).

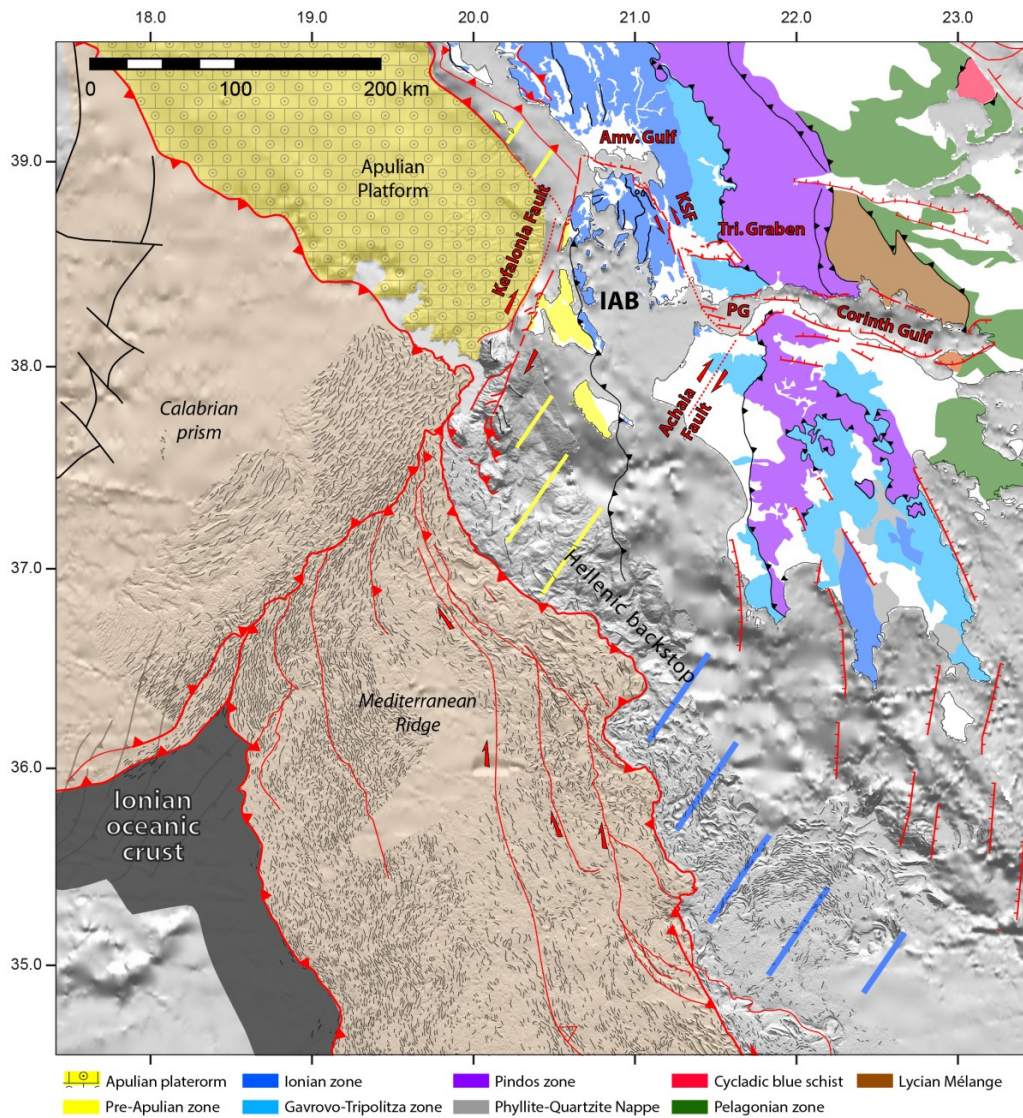


Figure III.1 : Carte structurale de la Méditerranée centrale et de l'Ouest de la Grèce. Structures actives en rouges, d'après [Cushing, 1985; Ferentinos *et al.*, 1985; Nielsen, 2003; Chamot-Rooke *et al.*, 2005], la compilation de [Jolivet and Brun, 2010] et nos travaux (Chapitre II). Unités Helléniques d'après [Jolivet and Brun, 2010]. KSF: Katouna-Stamna Fault; IAB: Ionian Islands-Akarnania Block; PG: Patras Gulf.

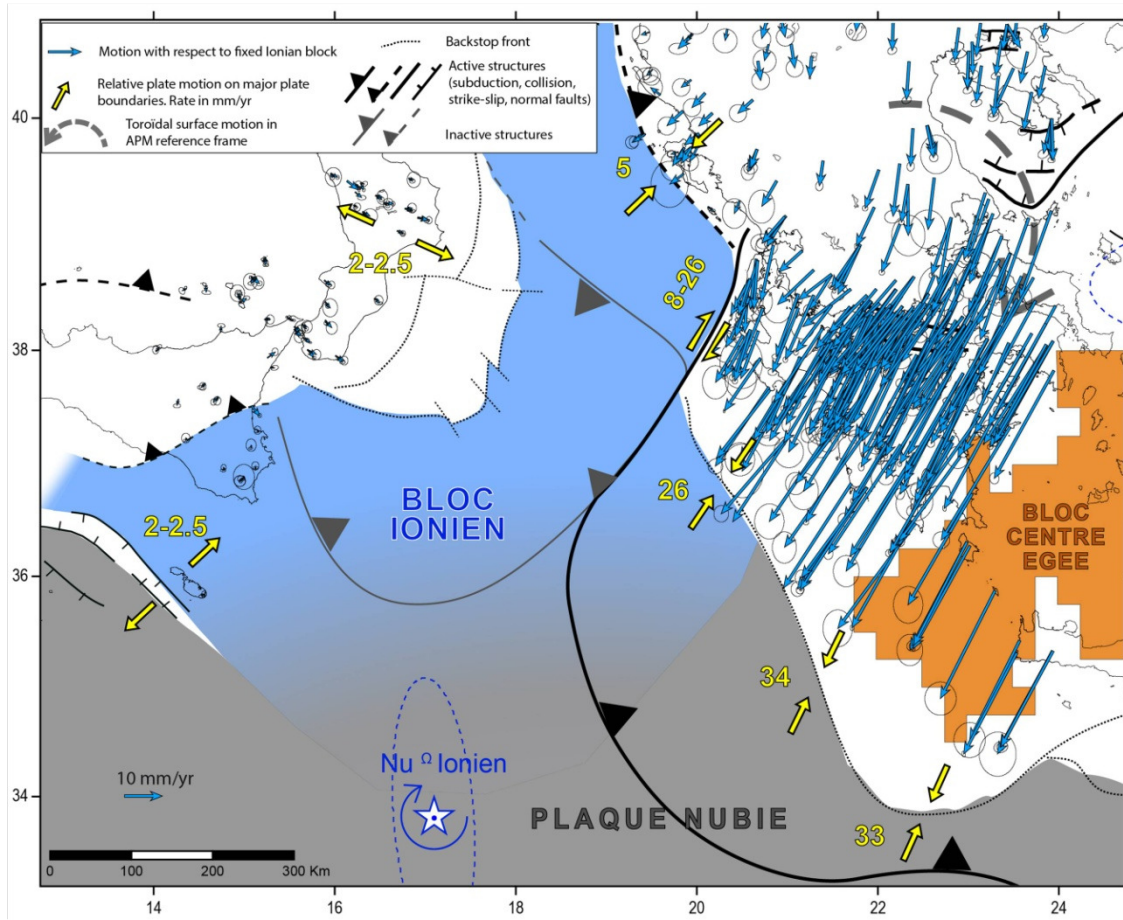


Figure III.2 : Carte cinématique de la Méditerranée Centrale et de l'Ouest de la Grèce obtenue avec nos résultats du Chapitre I.

La faille de Céphalonie joue le rôle de faille transformante entre le front de collision continentale et le front de subduction océanique ([Pearce *et al.*, 2012], Figure III.1) et se caractérise par un jeu dextre transpressif et une forte activité sismique ([Louvari *et al.*, 1999], Figure III.4). A l'issue du chapitre I, n'ayant pas tenu compte des effets de blocage élastique associés aux failles de la zone (Céphalonie, KSF, plan de subduction), nous avons proposé avec sécurité une vitesse de glissement de 8 à 26 mm/an pour la faille de Céphalonie. Comme nous l'avons vu dans le chapitre II, la transition collision-subduction dans la plaque chevauchante est accommodée par le système de failles Loutraki-Katouna-Stamna qui semble individualiser un bloc, que l'on a nommé IAB (Iles Ioniennes-Akarnanie Bloc, Figure III.1). L'Ouest de la Grèce est relativement bien couvert par les données GPS, à la fois grâce aux données des stations permanentes du réseau GPScope [Charade and Ganas, permanent GPScope network], aux données issues d'études existantes [Hollenstein *et al.*, 2006; Hollenstein *et al.*, 2008; Floyd *et al.*, 2010] et aux données issues de notre groupe [Briole *et al.* personal data]. La compilation de ces données est montrée en Figure III.3. Le champ de vitesse de la zone par

rapport à l'Eurasie fixe montre un mouvement d'ensemble de l'Ouest de la Grèce vers le SE. Les vecteurs diminuent graduellement vers le NW lorsque l'on s'approche de la faille de Céphalonie, ce qui est interprété comme: un effet de blocage élastique pendant l'intersismique le long de cette faille [Hollenstein et al., 2006], l'occurrence d'une shear zone distribuée dans tout le IAB [Shaw and Jackson, 2010] ou de la rotation rigide [Cocard et al., 1999]. De plus, si l'on envisage l'horizon relativement plat (5° vers le NE) à 10-20 km de profondeur sous les îles Ioniennes [Hirn et al., 1996] comme étant une interface de subduction bloquée, un chargement élastique pendant l'intersismique lié à la subduction Hellénique pourrait également affecter les vecteurs GPS mesurés dans les Iles Ioniennes [Laigle et al., 2002]. Le champ de vitesse mesuré par le GPS dans l'Ouest de la Grèce peut donc être potentiellement être la résultante de tous ces mouvements longs et court terme proposés. Ces études menées sont cependant limitées dans leurs interprétations car elles utilisent le champ de vitesse par rapport à l'Eurasie fixe (Figure III.3), ce qui empêche de caractériser précisément les mouvements aux frontières du bloc IAB. Le référentiel bloc Ionien Fixe est plus adapté car le bloc Ionien borne le IAB à l'ouest (faille de Céphalonie) et au SW (subduction Hellénique).

Le but de ce chapitre est donc de mieux contraindre la cinématique du bloc IAB. Le bloc IAB est-il un bloc rigide comme le suggère nos évidences de terrain ou bien est-il une shear zone distribuée qui connecte le NW du Péloponnèse à la faille de Céphalonie ? Une autre question sera de savoir si le champ de vitesse mesuré par le GPS dans l'Ouest de la Grèce (Figure III.3) représente des mouvements long terme ou bien si ce champ de vitesse contient des effets court terme dus au blocage élastique des failles bordières du IAB (Céphalonie, KSF, plan plat sous les Iles Ioniennes). La correction de ces mouvements court terme est indispensable pour pouvoir définir les vitesses de glissement le long de ces failles. Comparé aux précédentes études menées sur la zone, nous partons avec l'avantage d'avoir contraint le mouvement du bloc Ionien dans le chapitre I (Figure III.2-3).

Après des rappels sur le cycle sismique et la notion de mouvement long terme/court terme, nous verrons comment séparer les mouvements court terme et long terme dans le bloc IAB. Nous testerons ensuite avec un modèle 2D (profil de vitesse) si les mouvements court terme obtenus peuvent être expliqués par du blocage élastique sur les failles bordière du bloc IAB. Un modèle 3D de la déformation de l'Ouest de la Grèce (IAB et environs), ayant une géométrie de failles plus réaliste, sera enfin envisagé.

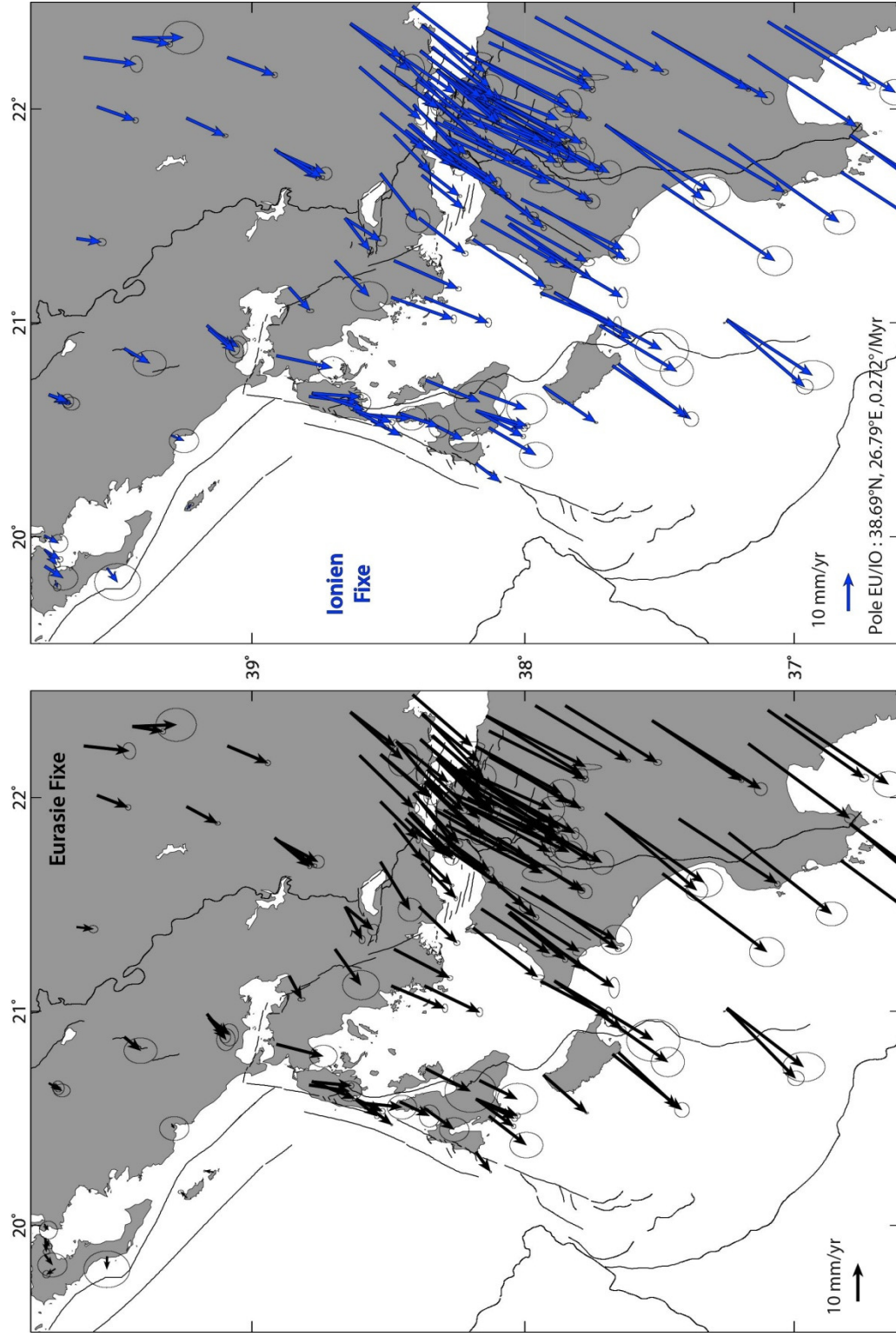


Figure III.3 : Champ de vitesse mesurée avec le GPS dans les référentiels Eurasie Fixe et Ionien Fixe. Les vecteurs sont issus de plusieurs études : [Hollenstein et al., 2006; Hollenstein et al., 2008; Floyd et al., 2010; Charade and Ganas, permanent GPScope network] Briole et al. personal data].

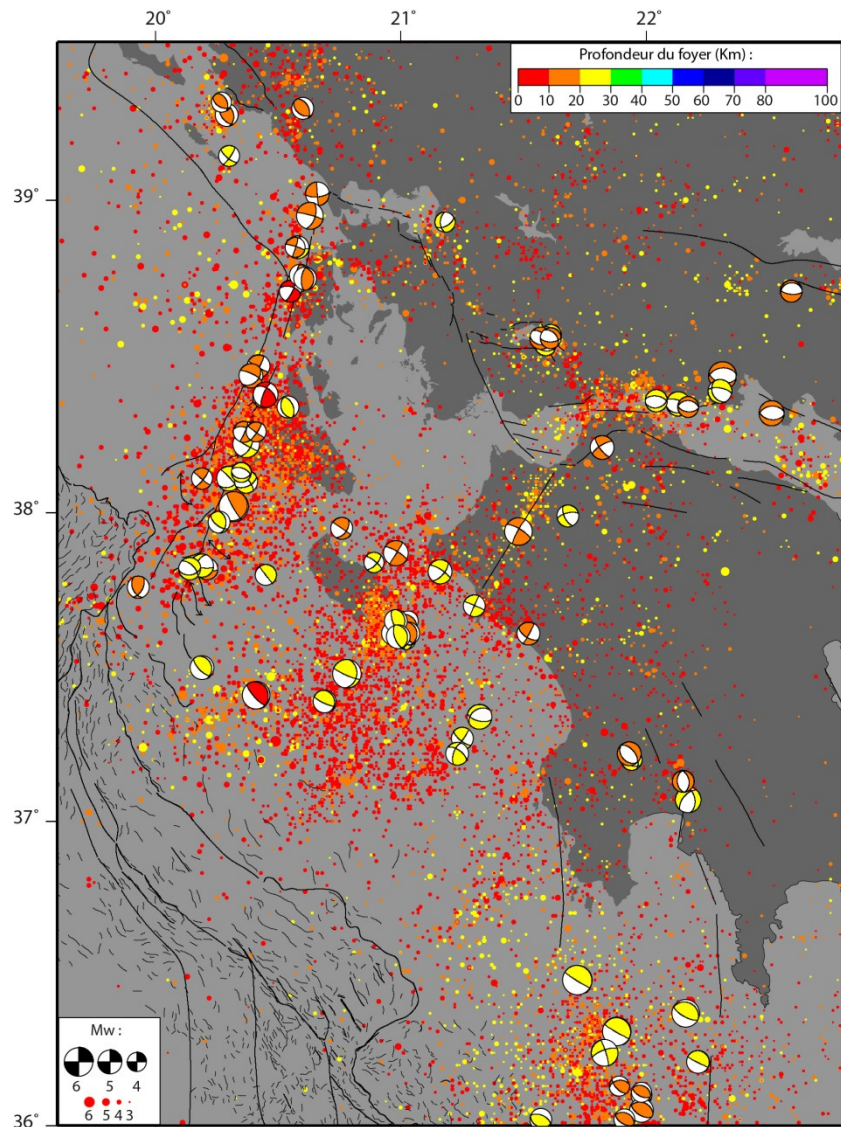


Figure III.4 : Carte de sismicité de l'Ouest de la Grèce. Les paramètres à la source des mécanismes au foyer sont issus du Harvard CMT catalog (1976 à 2007) et du Regional CMT catalog (1995 à 2007). Les mécanismes au foyer sont relocalisés suivant le Engdahl et al. [1998] catalog. La distribution de la sismicité est tirée du NOA catalog (1970 à 2008).

1. RAPPELS SUR LE CYCLE SISMIQUE ET LA NOTION DE MOUVEMENTS COURT TERME ET LONG TERME

Les plaques tectoniques peuvent être considérées comme des calottes sphériques rigides dont le mouvement est défini par une rotation autour de leur pôle Eulérien. Une rotation rigide permet donc définir les mouvements rigides en tout point à l'intérieur d'une plaque. Les mouvements relatifs entre les plaques sont accommodés par de la déformation au niveau des frontières de plaques. Les mouvements sur les failles aux frontières de plaques ne sont pas continus dans le temps: pendant une phase dite intersismique, la faille est bloquée alors qu'en champs lointain, les plaques bougent de façon régulière l'une par rapport à l'autre. Il en résulte un chargement élastique au niveau de la faille (Figure III.5-6). Au bout d'une certaine quantité de mouvement accumulé, le séisme se produit libérant ainsi les mouvements accumulés pendant la phase intersismique (mouvements co-sismiques). Cela aboutit à une déformation finie le long de la faille (offset géologique), qui correspond au mouvement rigide relatif entre les deux blocs (Figure III.6).

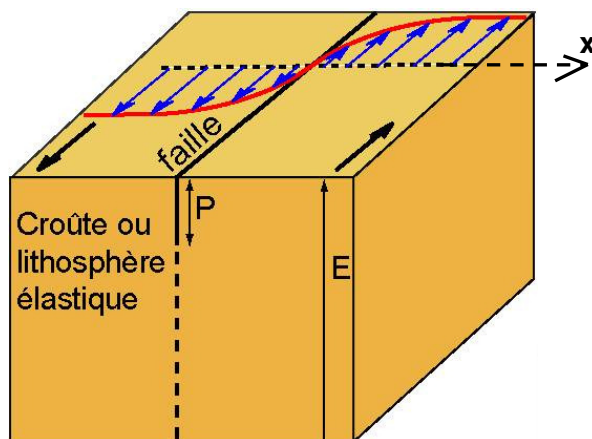


Figure III.5 : Bloc 3D illustrant le champ de vitesse intersismique théorique en surface $V(x)$ associé à une dislocation élastique bloquée accommodant un mouvement décrochant en profondeur [Savage and Burford, 1973]. $V(x)$ est défini par :

$$V(x) = \frac{V_{cl}}{\pi} \arctan\left(\frac{x}{P}\right),$$

où x est la distance à la faille, V_{cl} est la vitesse en champs lointain (vitesse long terme de la faille) et P est la profondeur de blocage.

La largeur de la zone affectée par le blocage élastique de la faille dépend de la profondeur d'ancrage de cette dernière (Figure III.7). Au-delà d'une certaine distance à la faille (champs lointain), les mouvements ne sont plus affectés par l'effet du blocage et représentent donc le mouvement rigide long terme de la plaque.

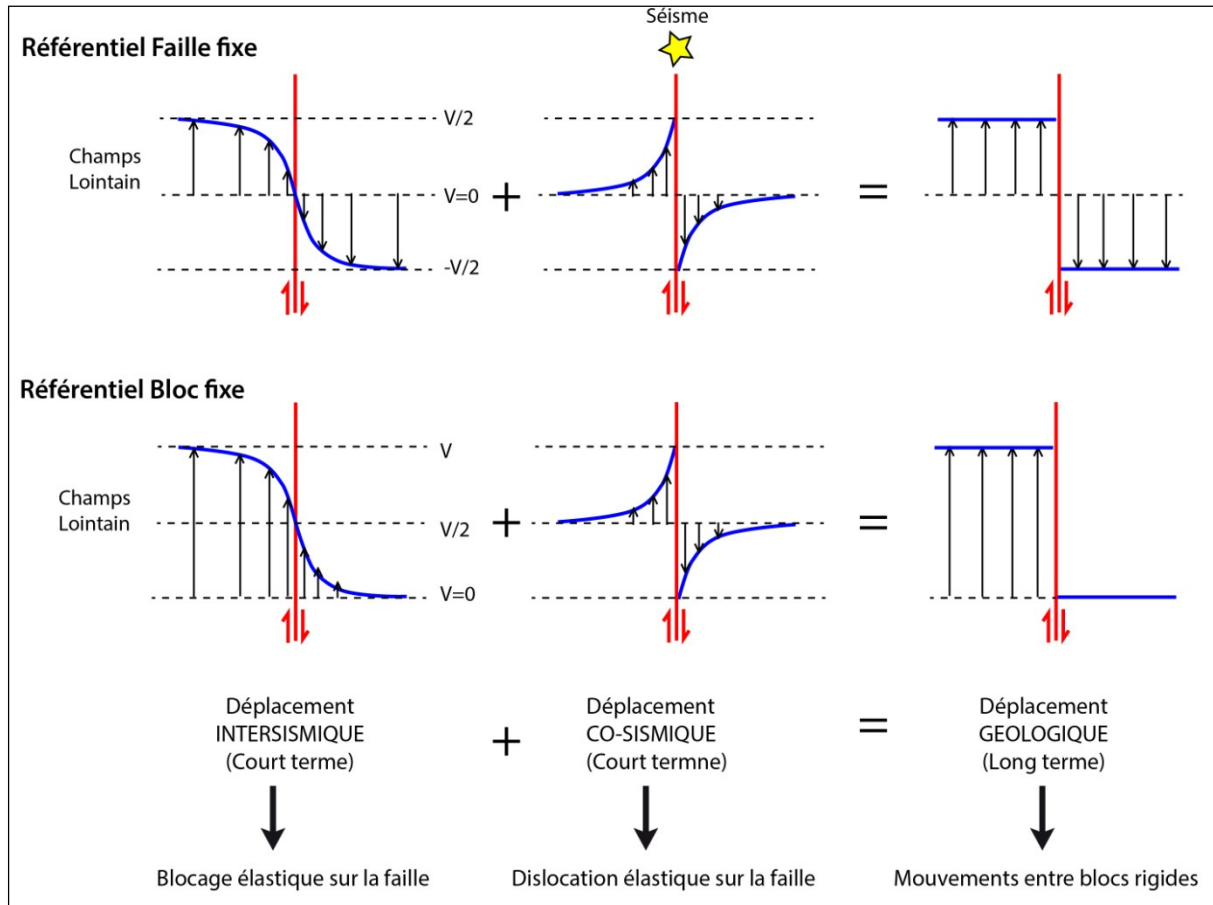


Figure III.6 : La déformation au cours du cycle sismique.

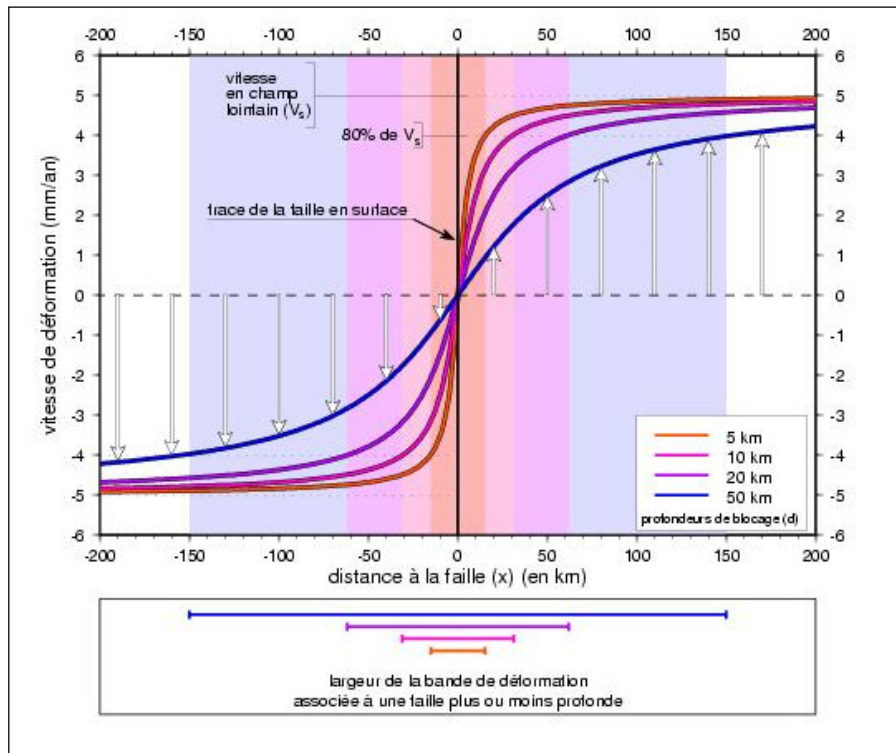


Figure III. 7 : Exemples théoriques de champs de vitesse intersismique pour différentes profondeur de blocage.

2. DÉFINIR LE MOUVEMENT RIGIDE DU BLOC IAB ET ISOLER LES POTENTIELS EFFETS DE BLOCAGE ÉLASTIQUE

2.1 Une rotation rigide n'explique pas le champ de vitesse du bloc IAB

Que la zone du IAB soit un bloc rigide ou pas (présence de déformation interne, déformation distribuée), une première étape est de tester si tous les vecteurs de la zone peuvent être minimisés par une seule rotation rigide.

Le champ de vitesse initial choisi est celui dans le référentiel Ionien fixe de telle manière à ce que les rotations rigides appliquées reflètent le mouvement relatif du IAB par rapport au bloc Ionien (IO). La Figure III.8 synthétise les résultats des différentes rotations rigides appliquées qui tentent de minimiser : (a) tous les vecteurs de la zone, (b) les vecteurs Iles Ioniennes - Akarnanie, (c) les vecteurs Iles Ioniennes uniquement et (d) les vecteurs Akarnanie uniquement. Le résultat de ces rotations montrent des résiduels significatifs (4-5 mm/an) sur de nombreux sites de la zone, suggérant qu'au premier ordre, l'Ouest de la Grèce ne peut pas être modélisée par une seule rotation rigide. Trois familles de résiduels peuvent être distinguées : les résiduels du NW Péloponnèse-Sud Zakynthos, les résiduels de l'Akarnanie et les résiduels Céphalonie-Lefkada-Nord Zakynthos.

Si on considère les résiduels dans le NW Péloponnèse-Sud Zakynthos (Figure III.8a et 8b) comme étant des mouvements long terme, cela signifierait que le NW Péloponnèse-Sud Zakynthos n'appartiendrait pas au bloc IAB et aurait un mouvement vers le SE par rapport à ce bloc. Ceci pourrait être envisageable étant donné l'importante sismicité dans cette zone et les mécanismes dextres qui se distribuent le long de faille d'Achaïa (Figure III.4). En revanche, lorsque l'on minimise les sites des îles Ioniennes, l'Akarnanie présente un mouvement vers le SW par rapport aux Iles Ioniennes, ce qui pose un problème car nos observations de terrain (Chapitre II) suggèrent qu'il n'y pas de déformation active interne entre la faille de Céphalonie et la KSF. De plus, la sismicité, relativement importante et diffuse dans toute la région, montre justement une zone sans activité sismique entre les Iles Ioniennes et l'Akarnanie (Figure III.4). Sur la Figure III.8d où nous avons fixé l'Akarnanie, les résiduels dans les Iles Ioniennes semblent avoir une direction parallèle à la faille de Céphalonie, suggérant un effet de blocage élastique associé à une faille dextre (Figure III.6).

Ces résultats suggèrent que les résiduels obtenus ne représentent pas des mouvements long terme. Le bloc IAB, borné à l'Ouest par la faille de Céphalonie et à l'Est par la KSF, est de taille relativement petite (~100 km de large), ce qui implique qu'en cas de comportement stick-slip des failles bordières (i.e., les failles sont bloquées pendant la phase intersismique), toute la zone à l'intérieur du bloc pourrait être affectée par du couplage élastique comme l'illustre le schéma de la Figure III.7. Définir un pôle de rotation rigide IAB/IO en minimisant des sites de l'Ouest de la Grèce pose donc un problème car si les vecteurs minimisés sont affectés par un couplage élastique, le pôle de rotation IAB/IO obtenu est "faux" *sensu-stricto* car il ne représente pas le mouvement long terme IAB/IO. Cela expliquerait que l'on trouve des résiduels qui n'ont pas tellement de sens. Une autre approche pour définir le pôle IAB/IO est donc nécessaire.

2.2 Séparer le mouvement long terme IAB/IO des effets de couplage élastique

Comment définir un pôle de rotation IAB/IO long terme si tout ou une partie des mouvements à l'intérieur du bloc est affecté par du couplage élastique ? Pour remédier à ce problème, nous adoptons la méthodologie suivante:

- Nous partons du principe que si les failles bordières du bloc sont des failles purement décrochantes, le couplage élastique aura pour conséquence de diminuer la norme des vecteurs sans changer leur azimut (Figure III.9).
- Etant donné que la faille de Céphalonie accommode le mouvement relatif entre le bloc Ionien et le bloc IAB, nous nous mettons dans le référentiel Ionien Fixe et cherchons les coordonnées d'un pôle de rotation IAB/IO qui explique l'azimut des vecteurs des Iles Ioniennes. Ce pôle peut être considéré comme un pôle "cinématique instantanée" (Figure III.10a). La faille de Céphalonie semble suivre un petit cercle du pôle dans sa partie NE. La position du pôle IAB/IO a donc l'avantage d'expliquer la différence d'azimut entre le segment de Lefkada (N14°) et le segment de Céphalonie (N25°). Cette différence d'azimut entre les deux segments est également constatée dans les mécanismes aux foyer [Louvari et al., 1999]. En revanche, le petit cercle ne définit plus la direction du système de failles de Céphalonie vers sa terminaison SW.

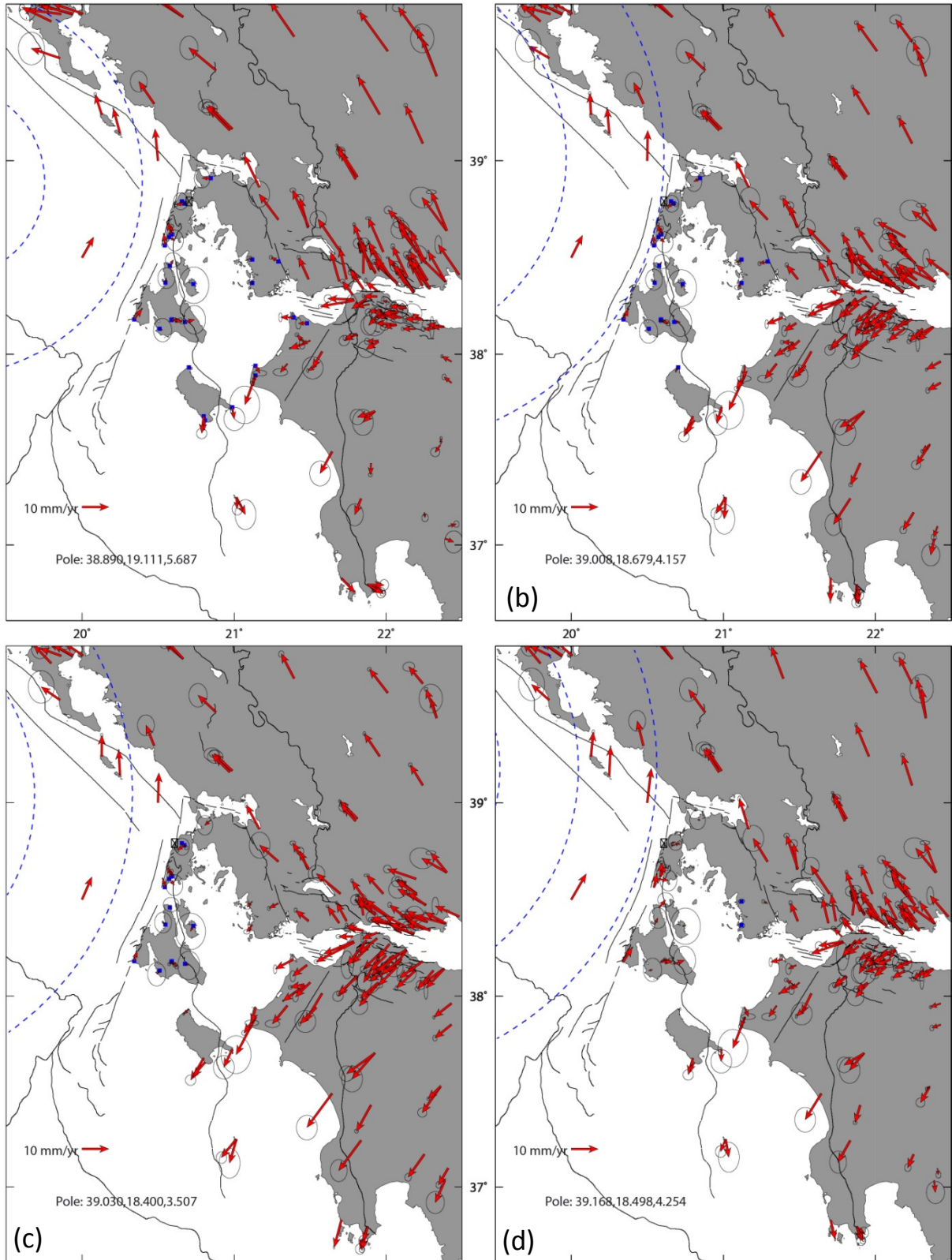


Figure III.8 : Résiduels obtenus par application d'une rotation qui minimise les sites de l'Ouest de la Grèce. Comme les rotations sont appliquées sur le champ de vitesse par rapport au Ionien fixe, les pôles et petits cercles obtenus représentent le mouvement IAB/IO. Les carrés bleus montrent les sites minimisés dans chaque cas.

Nous envisageons un deuxième pôle IAB/IO qui lui ne tient compte que de l'azimut de la trace de la faille de Céphalonie et du mouvement grande échelle du backstop Hellénique par rapport au Ionien (Figure III.10b). Nous nous basons pour cela sur la direction des axes de plis dans les prismes de la Ride Méditerranéenne. De manière plus générale, l'absence d'indenteur sous le prisme Calabrais suggère que le mouvement du backstop Hellénique doit être relativement parallèle au front du prisme Calabrais, le laissant ainsi s'étaler contre le prisme de la Ride Méditerranéenne [Nielsen, 2003]. Ce pôle de rotation peut être vu comme un pôle plus "long terme" que le précédent. Nous avons cependant conscience que la déformation finie associée aux prismes Calabrais et Hellénique reflète une déformation qui eu lieu pendant le Miocène principalement, et il est possible que les mouvements des plaques dans la région soient aujourd'hui différents.

- Une fois les coordonnées de ce pôle trouvé, nous appliquons ce pôle de rotation IAB/IO au champ de vitesses Ionien Fixe pour se mettre en IAB Fixe et nous ajustons la valeur de vitesse angulaire de telle manière à ce que les résidus soient parallèles à la direction de la faille de Stamna (qui a un jeu purement senestre selon nos évidences de terrain, Chapitre II). Nous définissons ainsi une borne minimale et maximale de valeur de vitesse angulaire acceptable (Figure III.11).
- Les champs de vitesse obtenus ainsi que leurs paramètres respectifs sont rassemblés dans les Figures III.12 à III.15. Connaissant la distance Δ Pôle IAB/IO - Faille de Céphalonie et la vitesse angulaire du pôle, il est possible de calculer la vitesse de glissement de la faille de Céphalonie ($V\Delta$) pour chaque pôle.

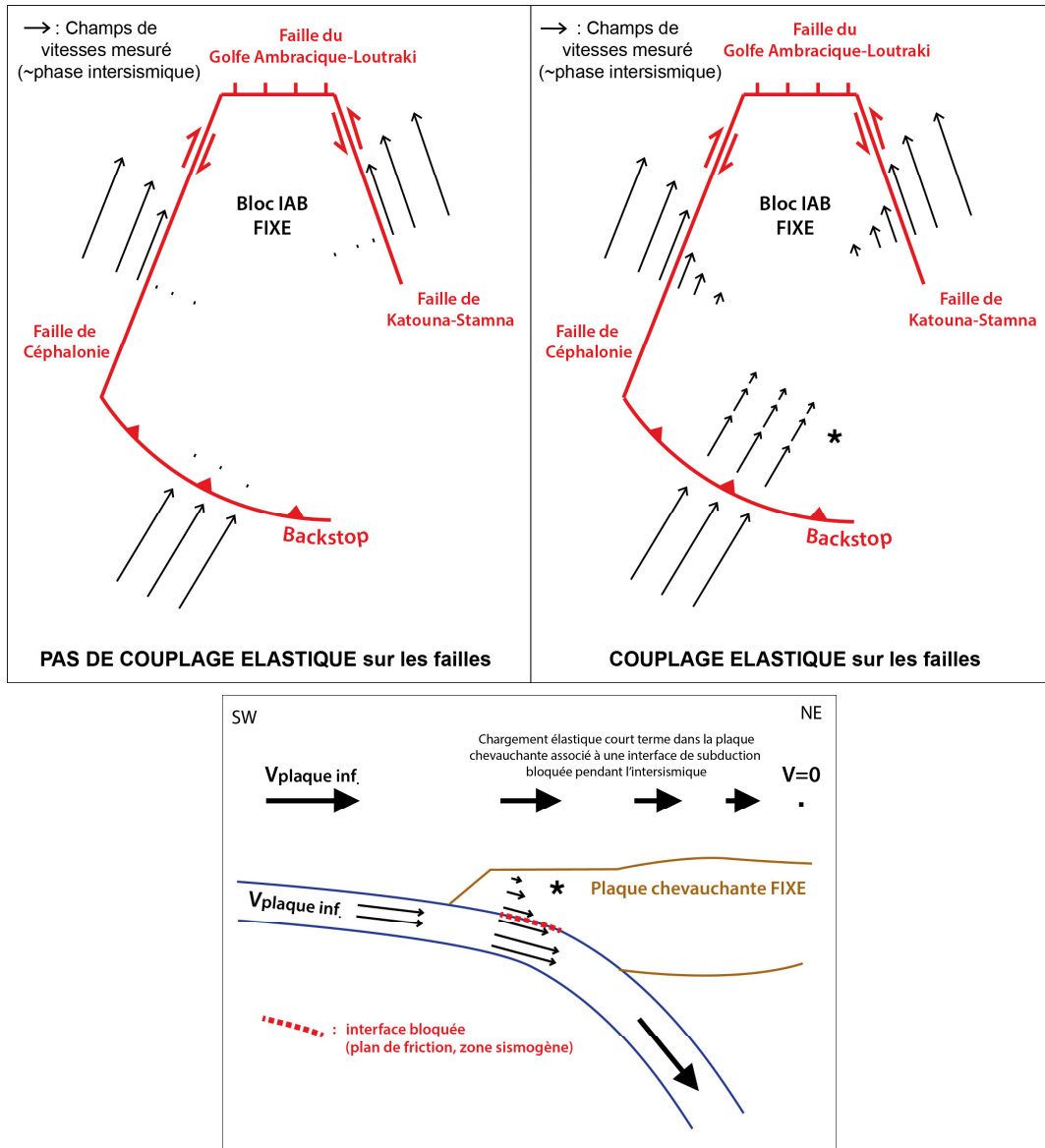


Figure III. 9 : Les deux vignettes du haut : Mouvement intersismique attendu dans le bloc IAB en cas d'absence ou d'occurrence de couplage élastique associé aux failles bordières du bloc (Céphalonie et KSF) ou du plan de subduction *. Vignette d'en bas: Schéma expliquant le couplage élastique associé à une zone de subduction. Application au cas du IAB

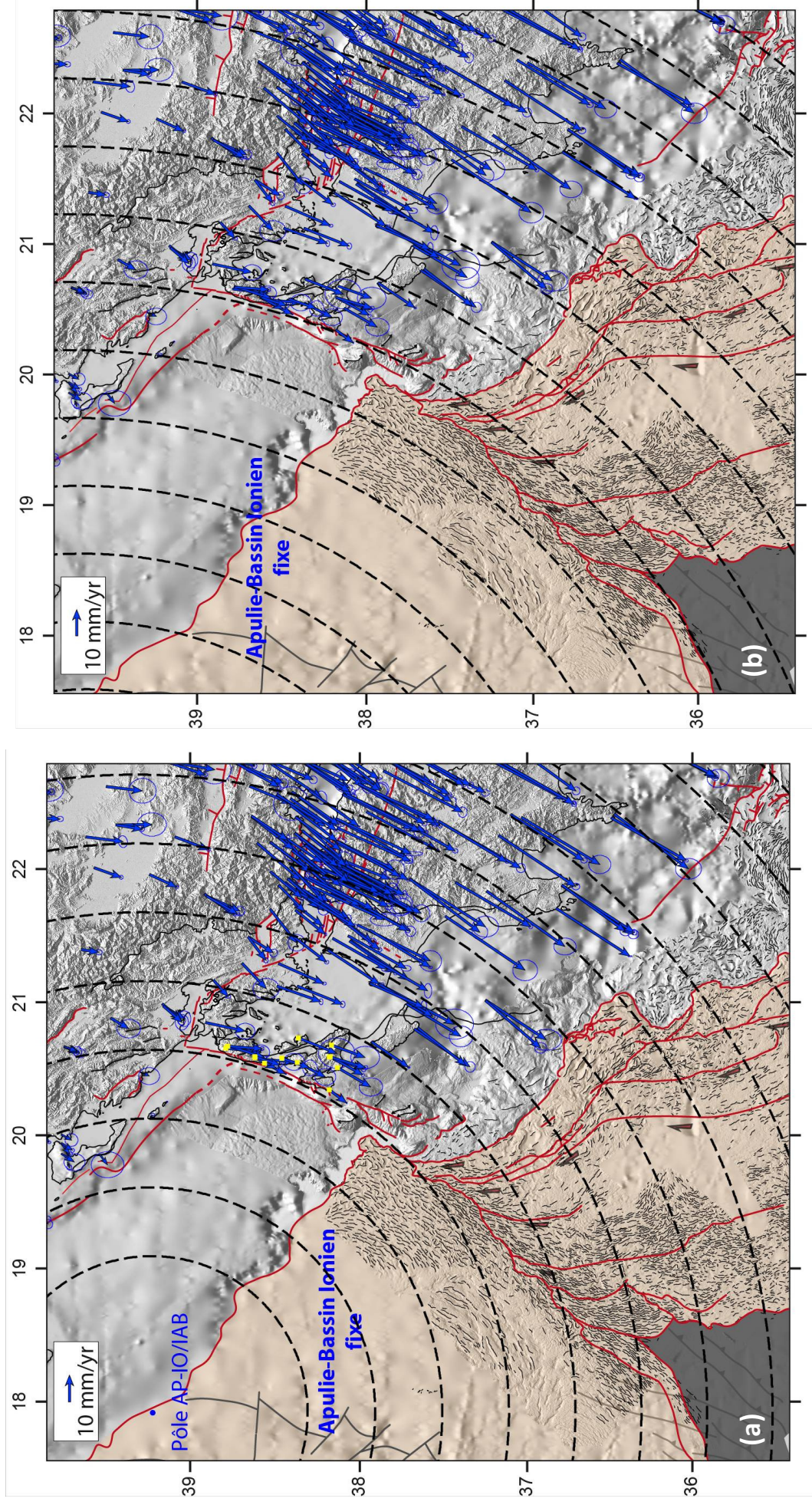


Figure III.10 : (a) Pôle de rotation Apulie-Bassin Ionien / Îles Ioniennes-Akarnanie (IO/IAB) déterminé par minimisation des azimuts des vecteurs des îles ioniennes (sites marqués par des carrés jaunes), i.e., les petits cercles sont tangents aux vecteurs des Îles Ioniennes. (b) Pôle AP-IO/IAB n°2. Ce pôle tient compte du mouvement fini grande échelle du backstop Hellénique par rapport au bloc Apulie-Bassin Ionien.

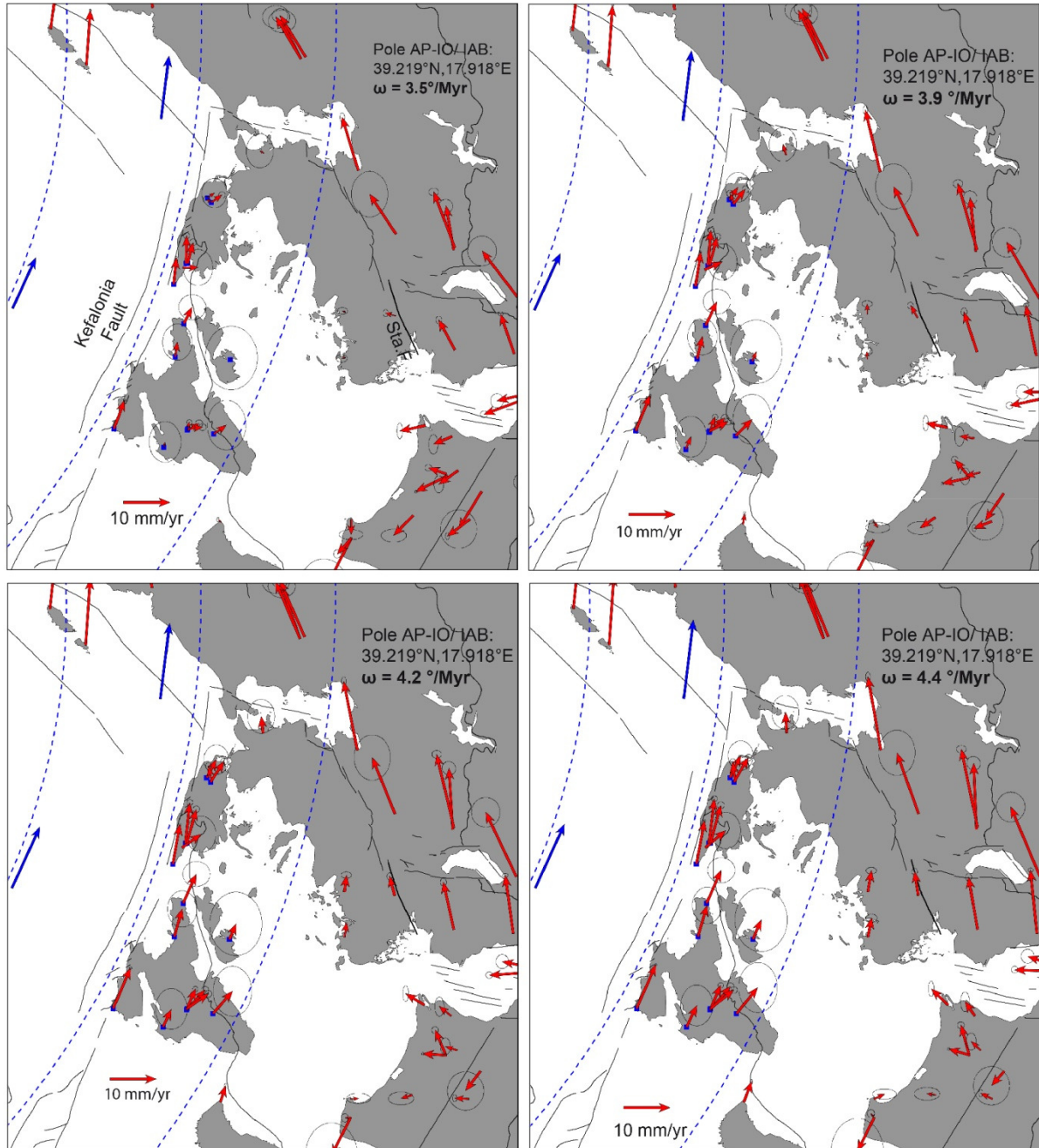


Figure III.11 : Détermination de la vitesse angulaire du pôle AP-IO / IAB en fonction de l'azimut des résiduels. Les valeurs de vitesse angulaires acceptables sont ici $\omega = 3.9 \text{ }^\circ/\text{Myr}$ et $\omega = 4.2 \text{ }^\circ/\text{Myr}$ car les résiduels sont parallèles de part et d'autre de la faille de Stamna.

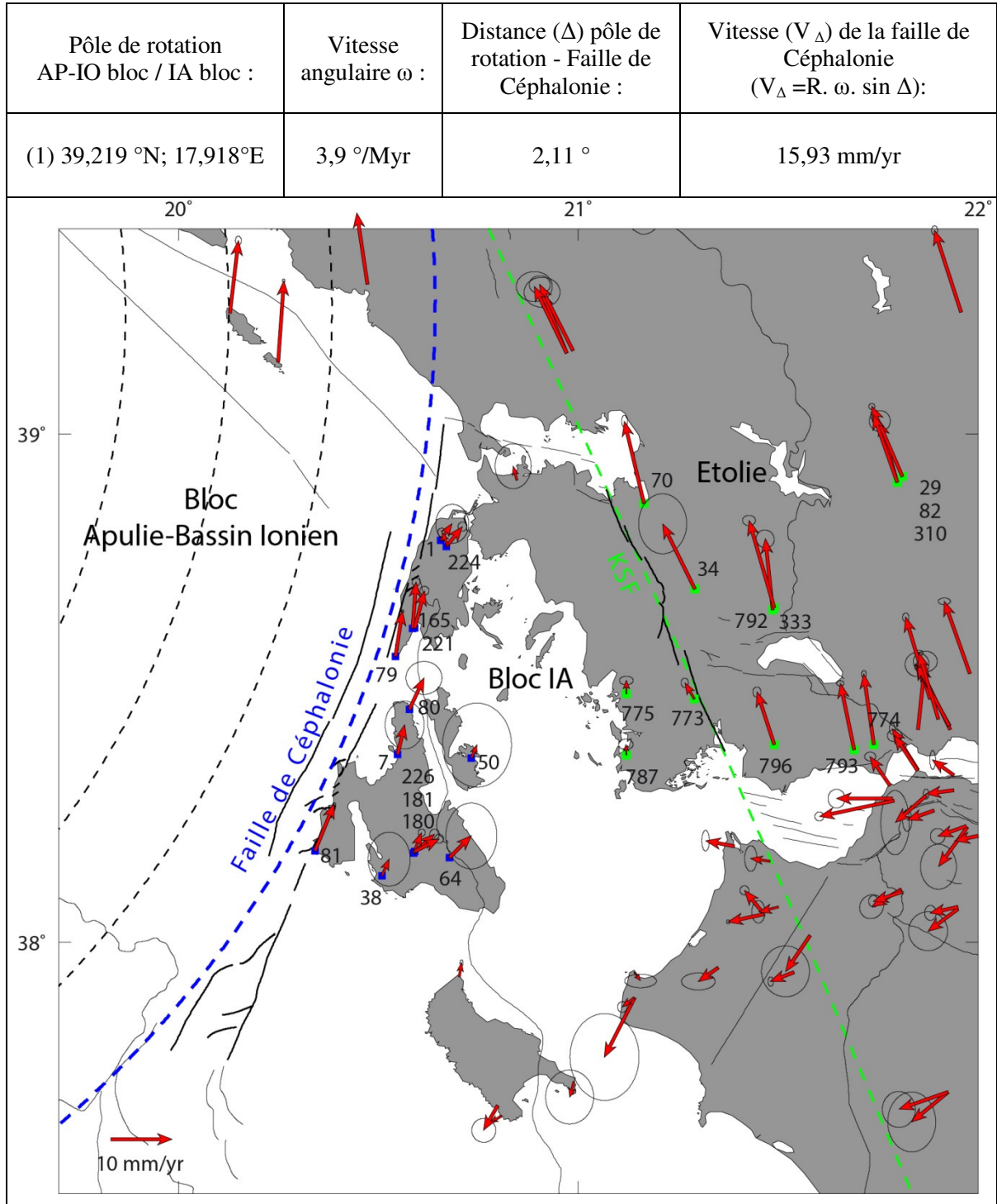


Figure III.12 : Champ de vitesse obtenu pour les paramètres définis dans le tableau ci-dessus.

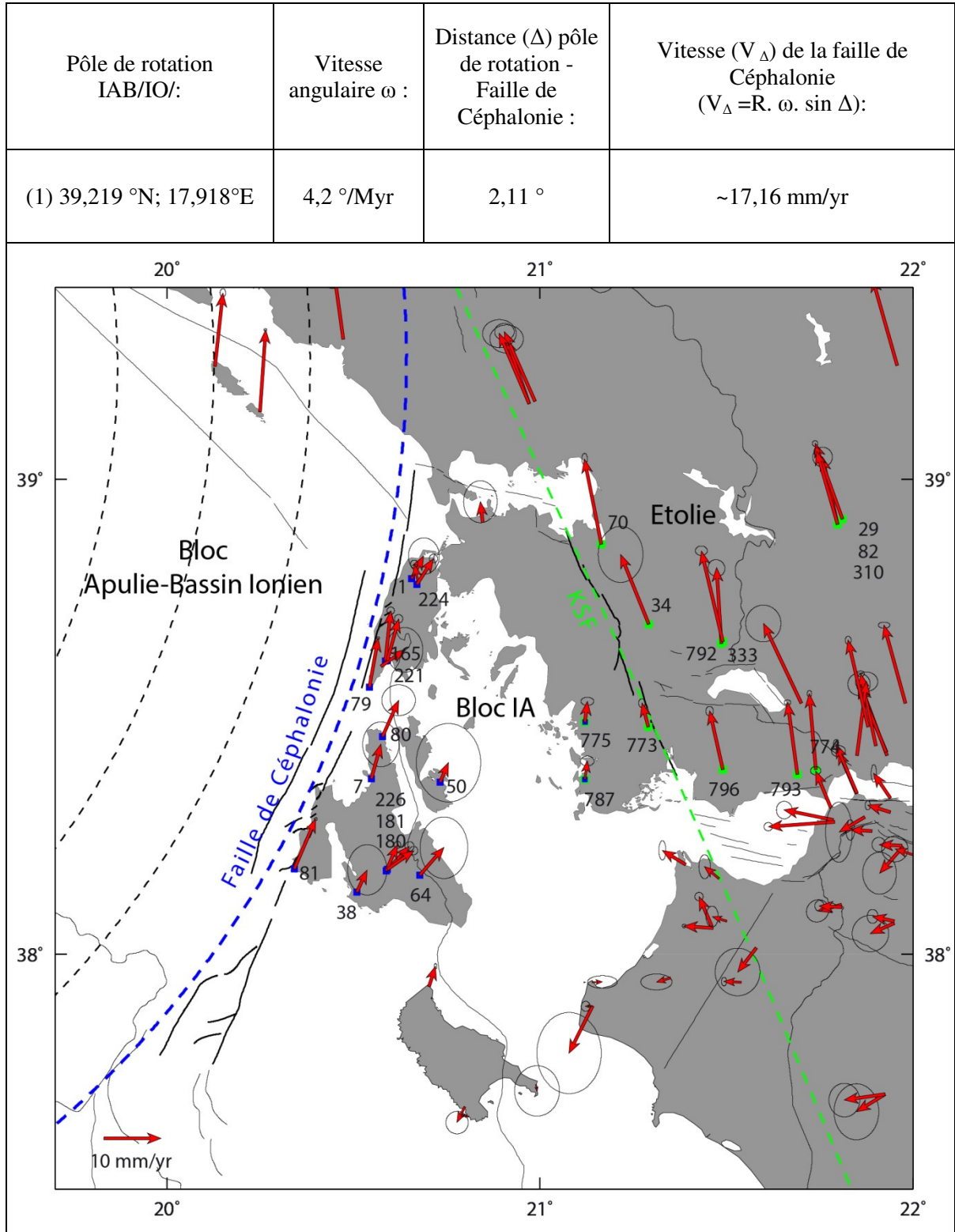


Figure III.13 : Champ de vitesse obtenu pour les paramètres définis dans le tableau ci-dessus.

Pôle de rotation AP-IO bloc / IA bloc :	Vitesse angulaire ω :	Distance (Δ) pôle de rotation - Faille de Céphalonie :	Vitesse ($V \Delta$) de la faille de Céphalonie ($V\Delta = R. \omega. \sin \Delta$):
(2) 39,620 °N; 15,284°E	2,26 °/Myr	4,17 °	18,27 mm/yr

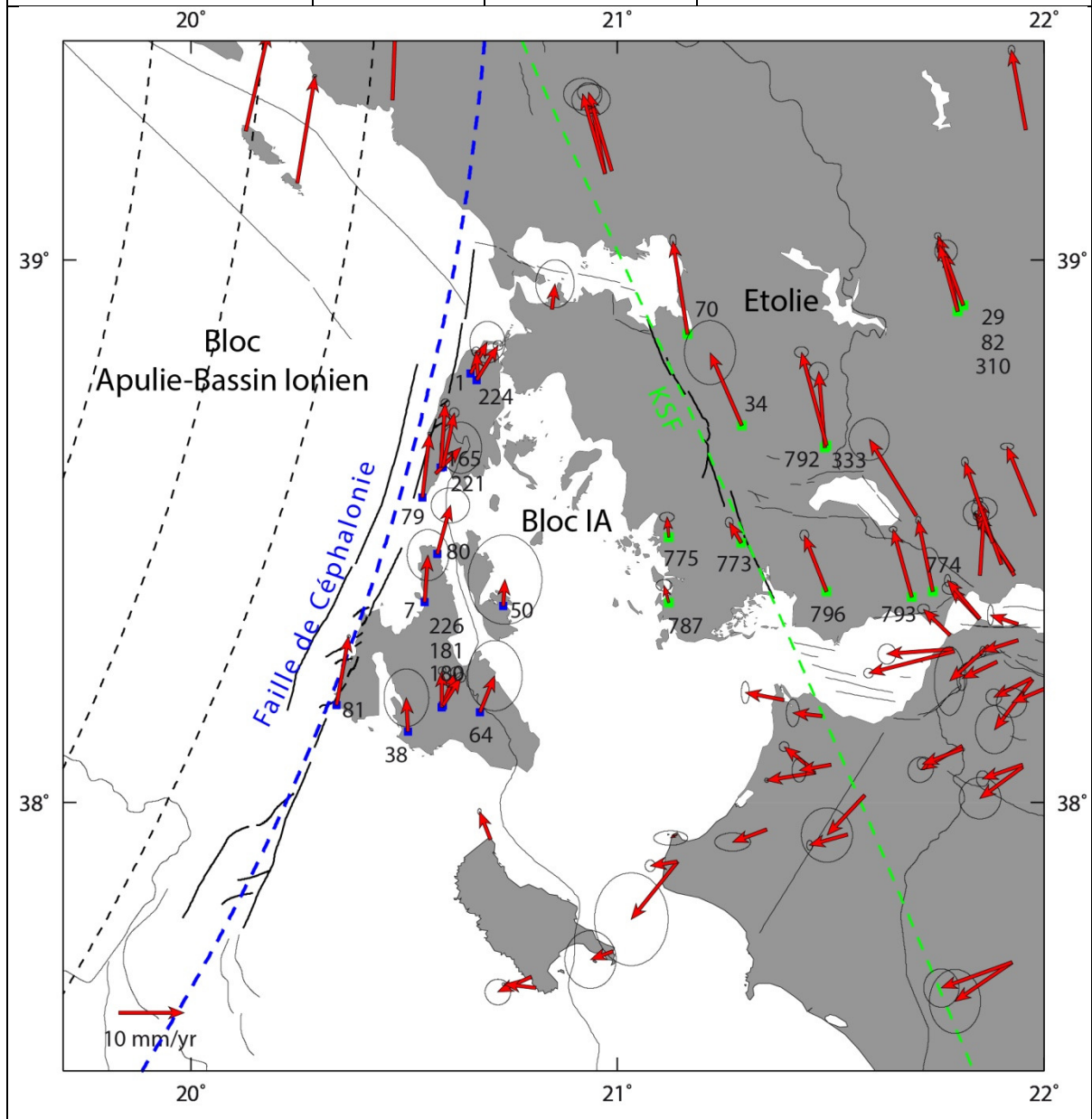


Figure III.14: Champ de vitesse obtenu pour les paramètres définis dans le tableau ci-dessus.

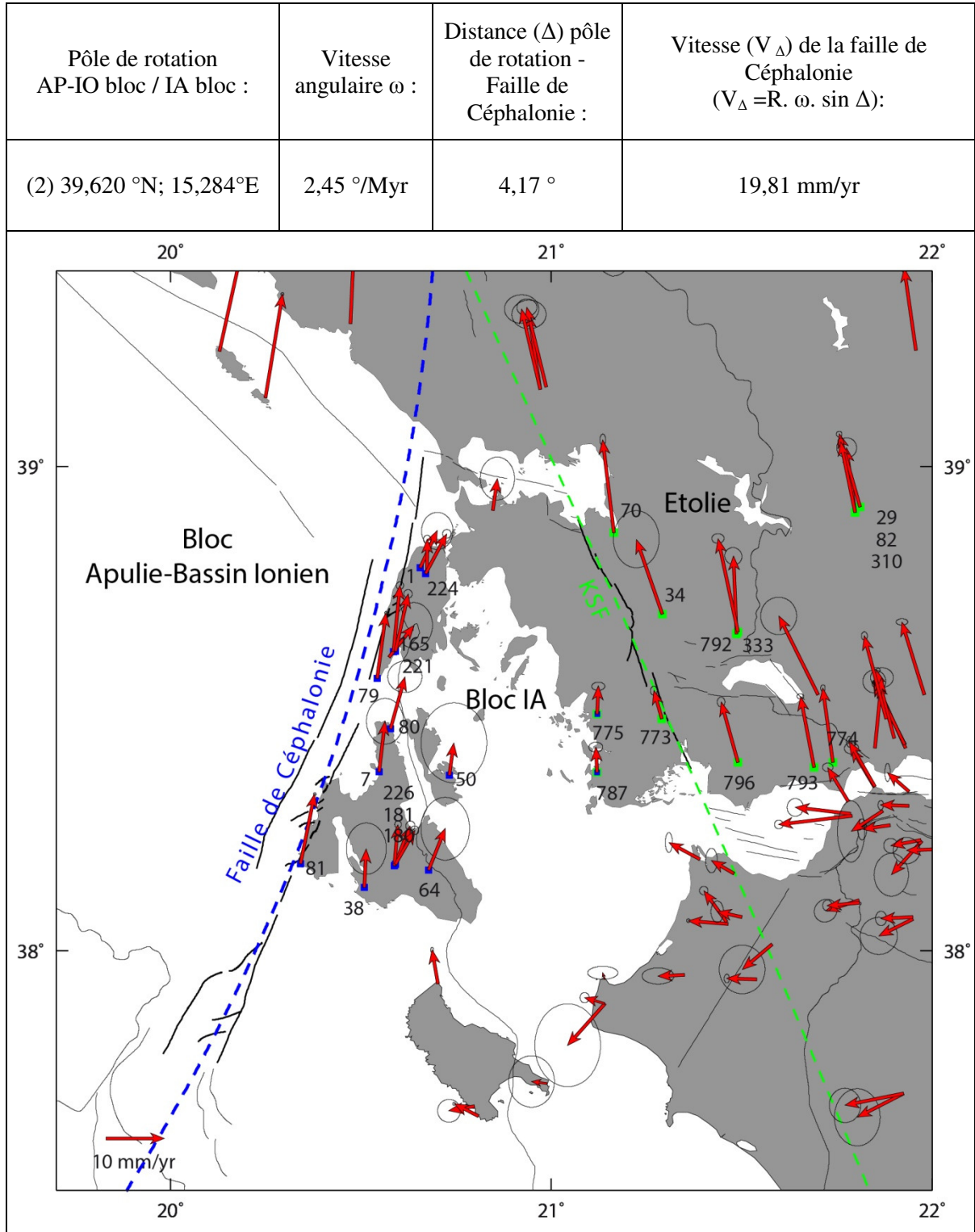


Figure III.15 : Champ de vitesse obtenu pour les paramètres définis dans le tableau ci-dessus.

3. MODÈLE 2D DE LA DÉFORMATION SUR LES FAILLES DE CÉPHALONIE ET KSF

3.1 Méthodologie

Des modélisations de profils de vitesses GPS perpendiculaire aux failles de Céphalonie et de KSF sont effectuées sur les 4 champs de vitesse IAB fixe obtenus. Le but est ici de tester si les résiduels obtenus dans le bloc IAB peuvent être expliqués par du blocage élastique sur les failles de Céphalonie et KSF. En d'autres termes, nous regardons si les résiduels suivent un modèle de dislocation élastique bloquée accommodant un mouvement décrochant en profondeur [Savage and Burford, 1973]. L'équation qui décrit le champ de vitesse théorique observé en surface $V(x)$ en fonction de la distance à la faille, est défini par:

$$V(x) = \frac{V}{\pi} \arctan\left(\frac{x}{D}\right),$$

où x est la distance à la faille, V est la vitesse en champs lointain (= vitesse de glissement de la faille) et D est la profondeur de blocage.

La donnée en entrée du modèle est le champ de vitesse mesuré dans le référentiel IAB fixe. L'inversion de ce champ de vitesse permet d'obtenir un profil modélisé avec le couple V et D qui ajuste au mieux les données. Un point intéressant est que nous déterminons ainsi une valeur de vitesse pour la faille de Céphalonie par deux méthodes indépendantes : la vitesse V obtenue ici par modélisation du champ de vitesse et $V\Delta$ obtenu précédemment par la distance au pôle.

3.2 Résultats

3.2.1 Faille de Céphalonie

Les sites reportés sur les profils de vitesse sont les carrés bleus des Figures 12 à 15. Dans un premier temps, nous modélisons un profil de vitesse incluant tous les points de la zone (Figure III.16). La première chose à noter est la grande différence entre la vitesse de glissement obtenue cinématiquement ($V\Delta \sim 16$ mm/yr) et la vitesse modélisée ($V \sim 30$ mm/yr). Secondement, le misfit est élevé. En effet, lorsque la vitesse est en paramètre libre, le profil tente de passer par les points proches de la faille (sites 81, 165, 79, 221, 224 et 1) mais

n'explique absolument pas les vitesses du centre de Céphalonie. En revanche, lorsque l'on fixe la vitesse ($V\Delta \sim 16$ mm/yr), le profil ajuste mieux l'ensemble des sites, excepté ceux de Lefkada nord (sites 224, 1).

Cela suggère que les sites de Lefkada nord se comportent différemment des autres sites. Les runs suivants considèrent donc soit les sites de Céphalonie + Lefkada Nord + Akarnanie, soit Lefkada nord uniquement.

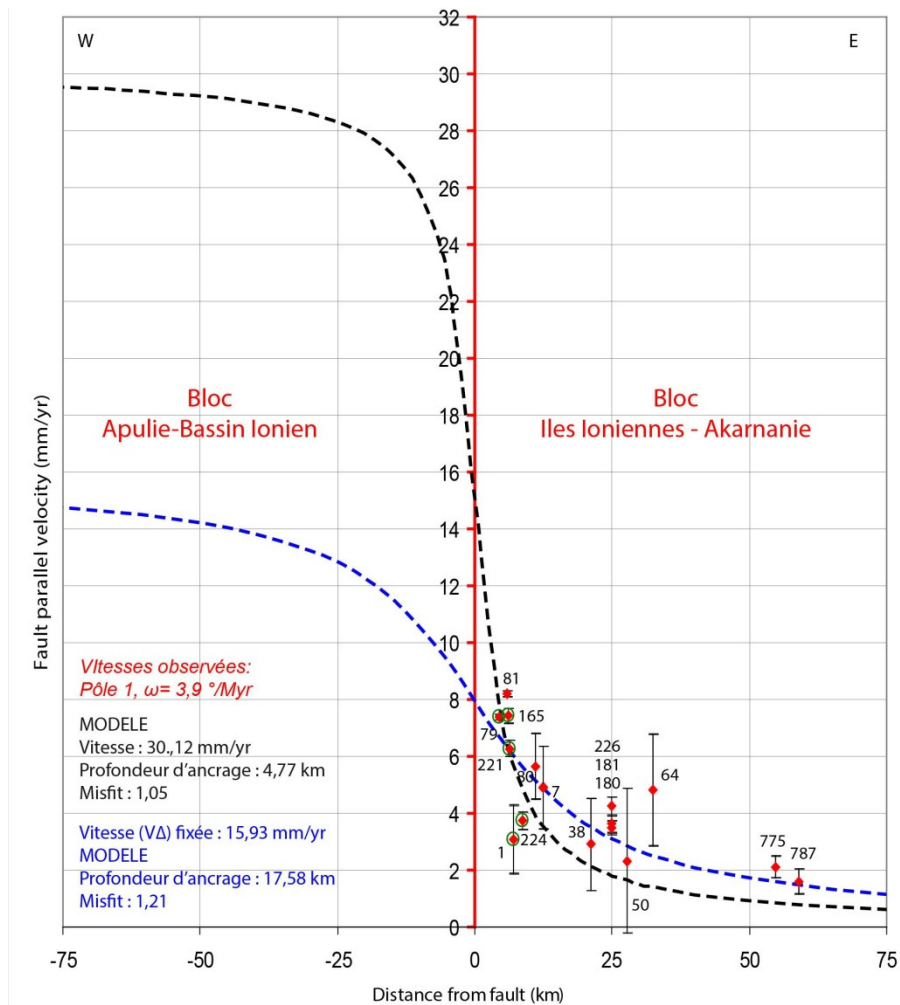


Figure III.16 : Profil de vitesses GPS perpendiculaire à la faille de Céphalonie (composante parallèle à la faille), considérant les sites de Céphalonie + Lefkada.

Courbe noire : Modèle avec vitesse et profondeur d'ancrage en paramètres libres; courbe bleue : Modélisation avec vitesse fixée ($V\Delta$), profondeur d'ancrage en paramètre libre. Ronds rouges: vitesses mesurées. Les cercles verts correspondent aux sites de Lefkada.

Ainsi, lorsque l'on considère uniquement les sites Céphalonie, Lefkada Sud et Akarnanie (tous les points sauf 1 et 224), les profils modélisés expliquent assez bien les données observées (Figure III.17 et 18). La vitesse modélisée (~19 mm/yr) est dans la gamme de valeur de la vitesse cinématique.

Il est cependant difficile de savoir la meilleure solution pour fitter les données, le champ de vitesse mesuré pouvant être expliqué par un trade-off entre la vitesse de glissement et la profondeur d'ancrage :

- Avec le Pôle 1, $\omega=3.9^\circ$, la gamme de vitesse est de 16 à 18 mm/yr, pour une gamme de profondeur d'ancrage allant de 19 à 25 km (Figure III.12).
- Avec le Pôle 1, $\omega=4.2^\circ$, la gamme de vitesse est de 17 à 20 mm/yr pour une gamme de profondeur d'ancrage de 28 à 39 km (Figure III.13).

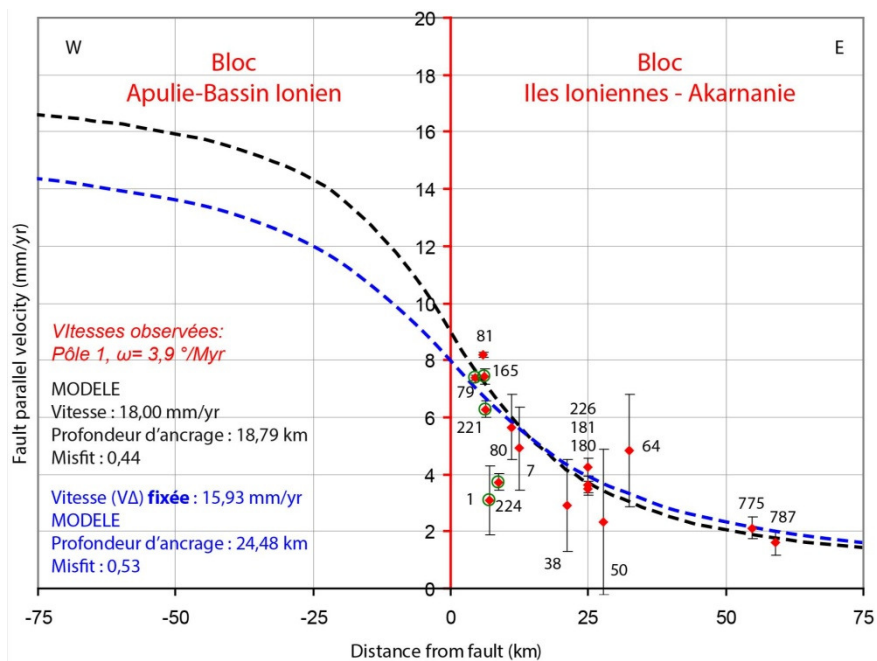


Figure III.17 : Profil de vitesses GPS perpendiculaire à la faille de Céphalonie (composante parallèle à la faille), en considérant uniquement les sites de Céphalonie et Lefkada Sud, avec les vitesses mesurées issues du pôle 1, $\omega=3.9^\circ/\text{Myr}$. La symbologie est identique à celle décrite dans la Figure III.16.

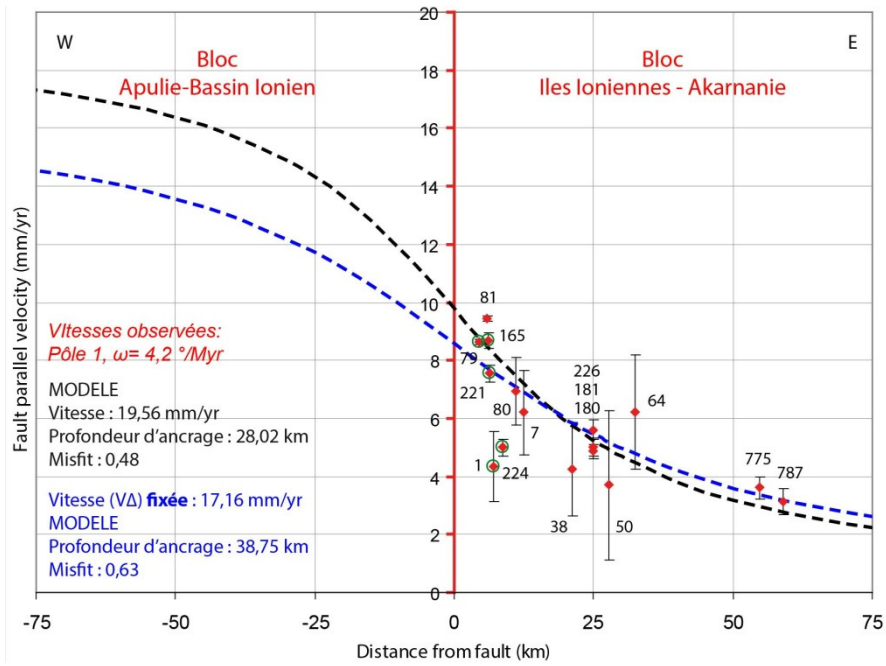


Figure III.18 : Profil de vitesses GPS perpendiculaire à la faille de Céphalonie (composante parallèle à la faille), en considérant uniquement les sites de Céphalonie et Lefkada Sud, avec les vitesses mesurées issues du pôle 1, $\omega=4.2^\circ/\text{Myr}$. La symbologie est identique à celle décrite dans la Figure III.16.

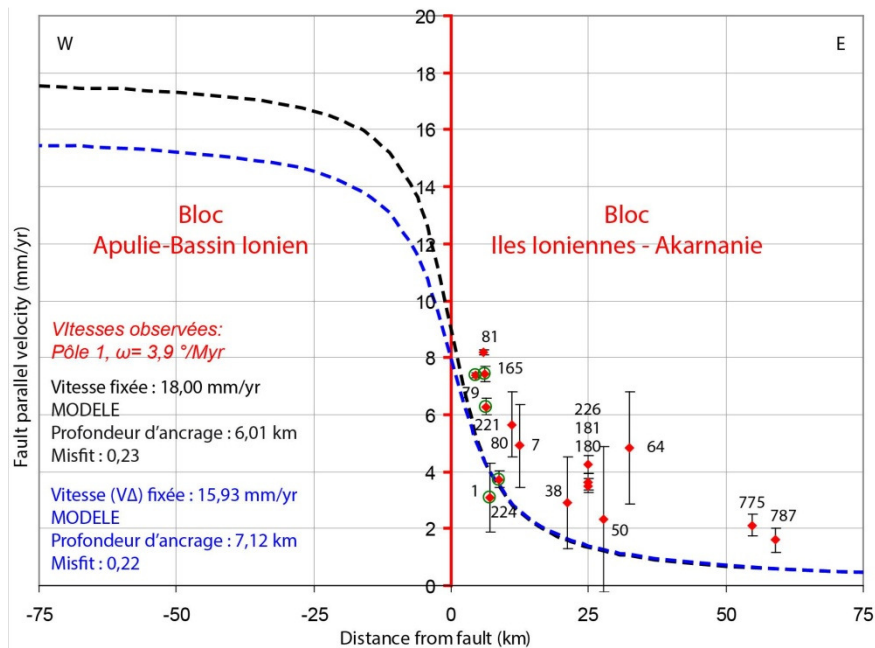


Figure III.19 : Profil de vitesses GPS perpendiculaire à la faille de Céphalonie (composante parallèle à la faille), en considérant uniquement les sites de Lefkada Nord (sites 1 et 224). Voir légende de la Figure III.16 pour le reste de la symbologie.

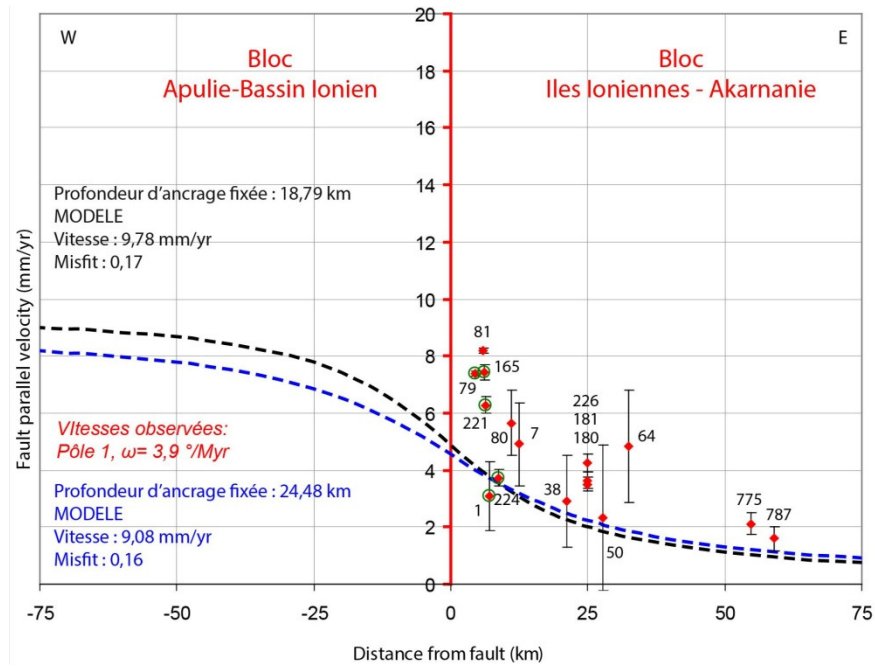


Figure III.20 : Profil de vitesses GPS perpendiculaire à la faille de Céphalonie (composante parallèle à la faille), en considérant uniquement les sites de Lefkada Nord (sites 1 et 224). Les courbes noires et bleues montrent ici des profils modélisés en fixant la profondeur d'ancrage (profondeur d'ancrages obtenus pour la faille de Céphalonie, voir Figure III.17).

Concernant les points de Lefkada Nord, deux possibilités pourraient expliquer leur faible vitesse par rapport aux points de Céphalonie: une diminution de la vitesse sur le segment de Lefkada Nord, avec une profondeur d'ancrage constante le long des segments de Céphalonie et Lefkada Nord (Figure III.20); une profondeur d'ancrage plus superficielle sur le segment de Lefkada Nord, avec une vitesse constante sur les segments de Céphalonie et Lefkada Nord, Figure III.19).

3.2.2 La faille de Katouna-Stamna

Les sites reportés sur les profils de vitesse sont les carrés verts des Figures III.12 à III.15. Les vitesses modélisées ont pour ordre de grandeur 12 mm/yr pour le pôle 1 (Figure III.21) et 14 mm/yr pour le pôle 2 (Figure III.22). De manière générale, les gammes de profondeur d'ancrage sont plus faibles que pour la faille de Céphalonie (entre 2 et 10 km). La valeur de la profondeur d'ancrage dépend directement si les deux sites à l'Ouest de la faille KSF sont pris en compte dans la modélisation du profil ou pas (Figure III.22). Etant donné qu'une partie du mouvement de ces deux points peut être influencé par le couplage élastique le long de la faille de Céphalonie, le problème pour résoudre la vitesse et la profondeur d'ancrage de la KSF devient 3D.

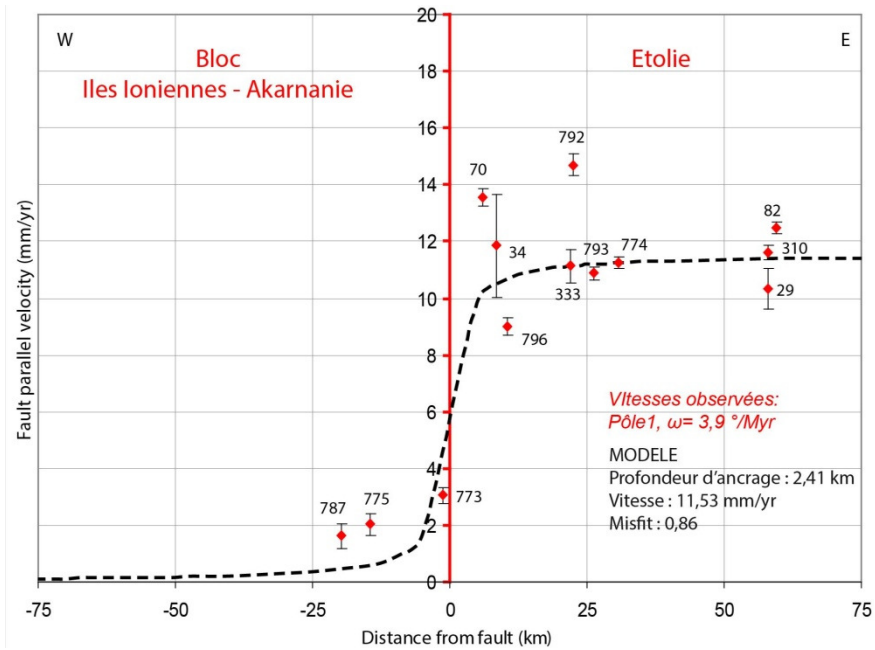


Figure III.21 : Profil de vitesses GPS perpendiculaire à la KSF (composante parallèle à la faille).

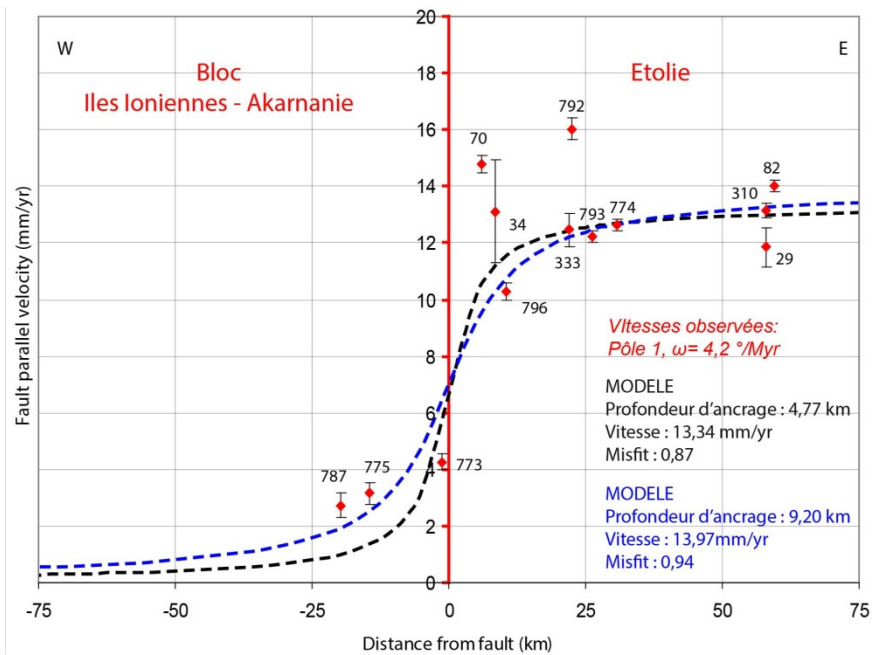


Figure III.22 : Profil de vitesses GPS perpendiculaire à la KSF (composante parallèle à la faille). Courbe noire: les points 787 et 775 ne sont pas pris en compte. Courbe bleue: les points 787 et 775 sont pris en compte.

3.3 Conclusions

- Le champ de vitesse du bloc IAB peut être entièrement expliqué par un champ de vitesse de surface influencé par du blocage élastique au niveau de ces deux failles bordières, la faille de Céphalonie et la KSF, et ce, peut importe le pôle choisi.
- Les profils de vitesse perpendiculaires à la KSF restent difficiles à interpréter. En effet, les deux vecteurs Akarnaniens, situés à l'Est de la faille de Céphalonie et à l'Ouest de la KSF, peuvent potentiellement être influencés par du couplage élastique associé à ces deux failles. Cela nous amène à envisager un modèle 3D de la déformation.
- Le champ de vitesse mesuré que nous conserverons pour la suite sera celui décrit par le pôle 1, $\omega = 4.2^\circ$. Ce pôle à l'avantage d'expliquer les vitesses entre Céphalonie et KSF par du couplage élastique, mais de plus, il minimise les points du NW Péloponnèse et Sud Zakynthos (Figure III.13). Cela suggère que le NW Péloponnèse-Sud Zakynthos appartient au bloc IAB, la frontière SE du bloc IAB pouvant être la faille décrochante (ou shear-zone) dextre d'Achaïa (Figure III.1).
- En considérant le référentiel IAB fixe du pôle 1, $\omega = 4.2^\circ$ (Figure III.13), nous ne trouvons pas de résidus significatifs potentiellement associés à du couplage sur une interface de subduction bloquée (Figure III.9).

4. MODÈLE DE BLOCS DE LA DÉFORMATION DE L'OUEST DE LA GRÈCE

4.1 Méthodologie

Nous faisons l'hypothèse simpliste que le champ de vitesse mesuré par la GPS correspond essentiellement à de l'intersismique (nous ne considérons pas de post-sismique). Le champ de vitesse utilisé est celui dans le référentiel IAB Fixe, pôle1, $\omega = 4.2^\circ$ (Figure III.24) que nous avons défini d'après les parties précédentes. En utilisant un modèle de type Okada, il est possible de modéliser l'effet en surface d'une dislocation élastique (déformation co-sismique). Si nous connaissons les mouvements long terme des blocs de notre région, il est possible d'obtenir un champ intersismique modélisé en appliquant : intersismique = long terme - co-sismique (Figure III.6, 23).

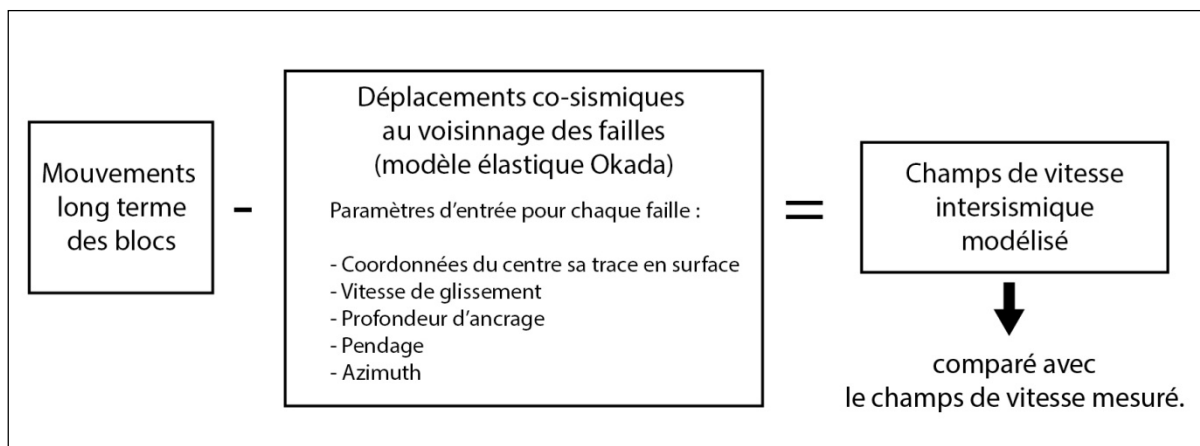


Figure III.23 : Méthodologie utilisée pour le modèle 3D

4.2 Mouvement long terme des blocs entourant le IAB

Le mouvement long terme du Ionien par rapport au IAB a déjà été défini dans les parties précédentes.

Toute la zone au Nord et à l'Est du bloc IAB fait partie de la Grèce continentale. Même si cette zone semble affectée par une déformation distribuée (cf. Chapitre I), nous sommes tout de même obligé de définir un bloc Grèce Continentale pour faire notre modèle 3D. Quatre

sites de Grèce Continentale, situés dans une zone qui se déforme le moins possible, sont minimisés afin d'obtenir le pôle IAB/Grèce continentale (Figure III.25).

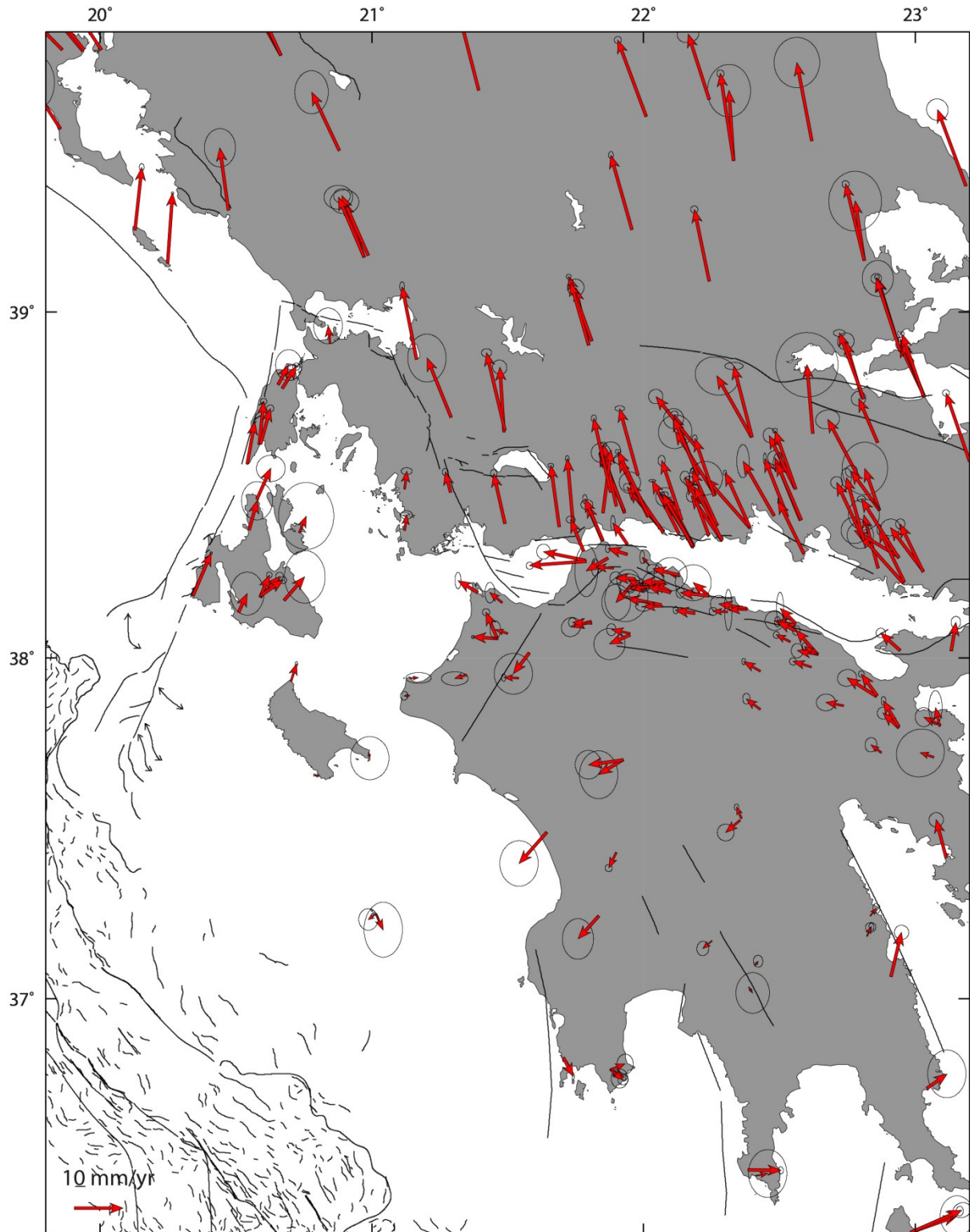


Figure III.24 : Champ de vitesses mesuré dans le référentiel IAB fixe, pôle 1, $\omega = 4.2^\circ$ (Voir Figure III.13).

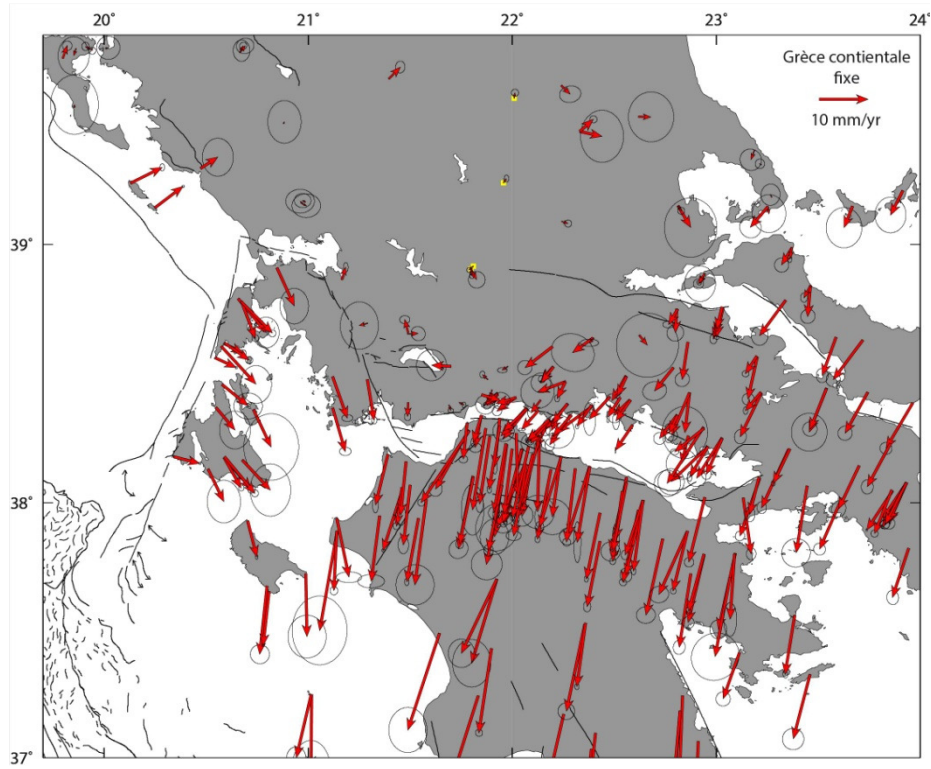


Figure III.25 : Champs de vitesse dans le référentiel Grèce continentale Fixe. Les sites minimisés correspondent aux carrés jaunes.

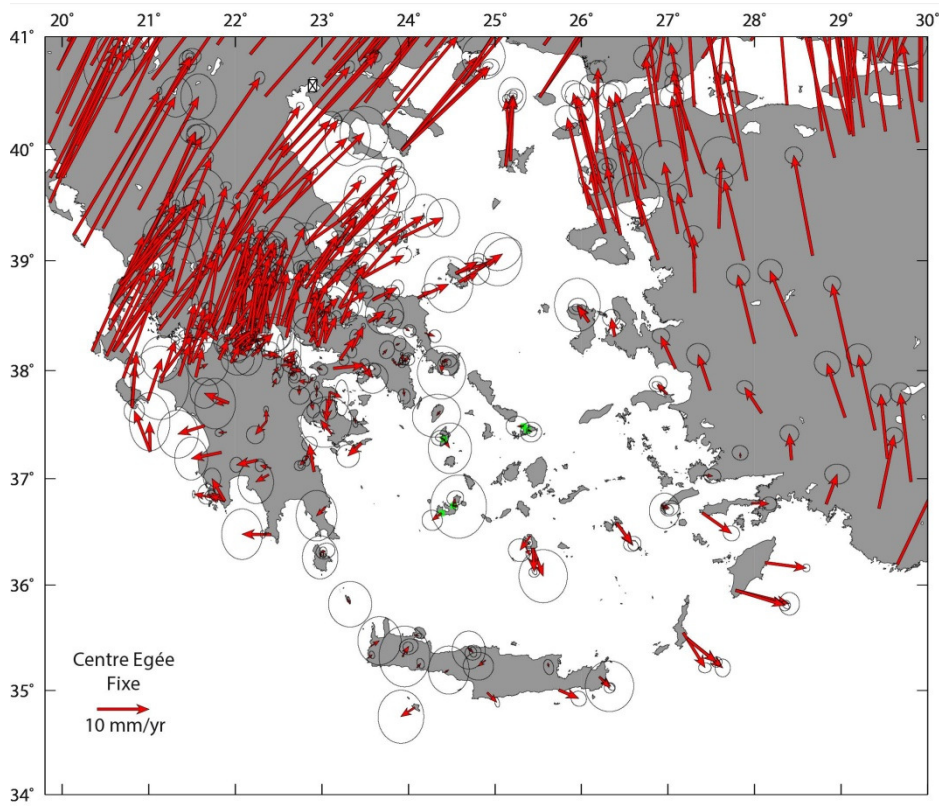


Figure III.27 : Champs de vitesse dans le référentiel Centre Egée Fixe. Les sites minimisés correspondent aux carrés verts.

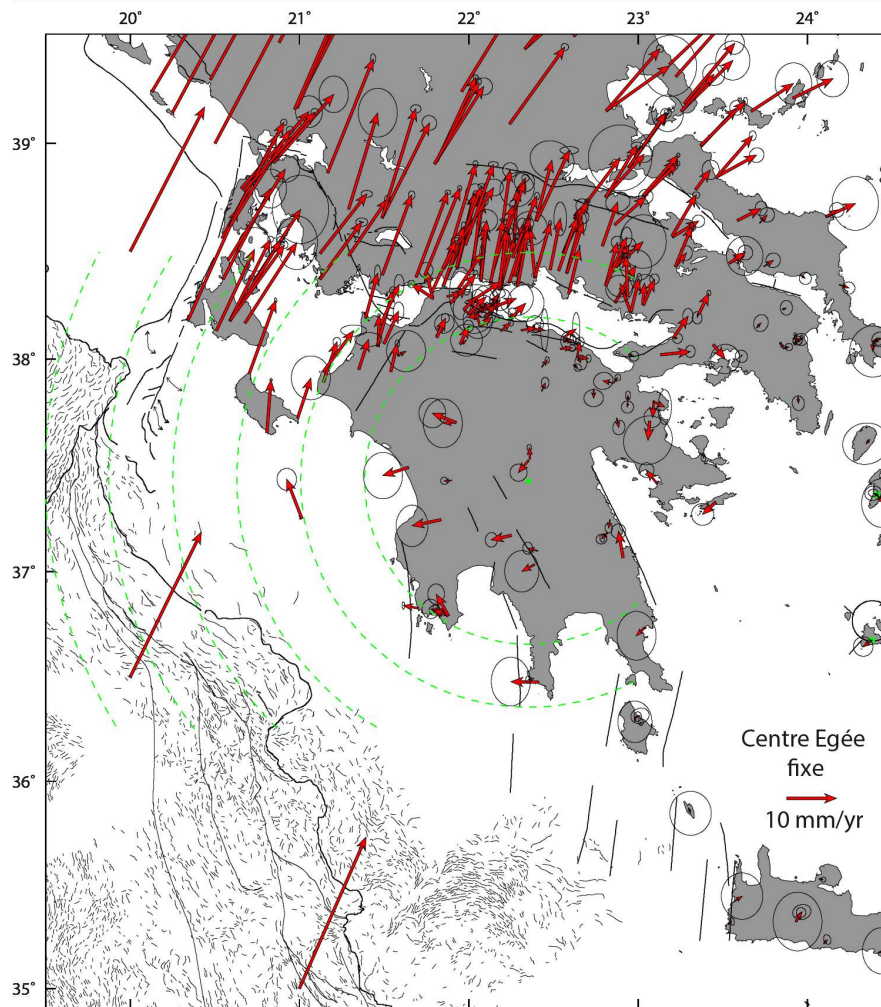


Figure III.28 : Champs de vitesse dans le référentiel Centre Egée Fixe (Figure III.27) , zoom sur le Péloponnèse.

Le dernier bloc à définir pour borner le bloc IAB au SE serait un bloc Péloponnèse. Par rapport au IAB fixe, les vecteurs du Péloponnèse montrent des mouvements inattendus vers l'Ouest (Figure III.28), qui ne sont pas parallèles à la faille NE-SW d'Achaïa [Feng *et al.*, 2010]. Aucune structure compressive N-S, qui accommoderait ce mouvement vers l'Ouest, n'existe au NW du Péloponnèse. Cela suggère que les vecteurs du Nord Péloponnèse sont affectés par un couplage élastique, qui pourrait être du à l'extension N-S du Golfe de Corinthe. Il semblerait que le mouvement long terme du Péloponnèse par rapport au IAB soit orienté vers le SW (expliquant le décrochement dextre le long de la faille d'Achaïa), mais le couplage élastique associé à l'ouverture de Corinthe "tirerait" ces vecteurs vers le Nord, résultant dans des vecteurs orienté vers l'Ouest.

Cette hypothèse peut être vérifiée si l'on se place dans le référentiel Centre Egée fixe (Figure III.27-III.28). En effet, les travaux du Chapitre I ont montré que le centre de la mer Egée se

comportait de manière rigide. Ce référentiel est intéressant car il revient à se placer dans un référentiel "plaque chevauchante fixe". La première chose à noter est que le référentiel centre Egée fixe minimiserait presque une bonne partie des sites à l'Est du Péloponnèse. L'extension NNE-SSW à travers le Golfe de Corinthe est en accord avec la segmentation en échelon des segments E-W du Golfe (sauts vers la droite). Les sites au Nord et NW du Péloponnèse ont un résidu vers le NE, qui pourrait être du au couplage élastique du Golfe de Corinthe. Quand au sud du Péloponnèse, on retrouve bien un étalement vers l'Ouest associé aux failles normales N-S des "doigts" du Péloponnèse (Failles de Sparte, Kalamata, etc.). Le mouvement de rotation rigide IAB/Centre Egée est représenté par les petits cercles autour du pôle (Figure III.28). Le fait que ces petits cercles aient une direction compatible avec la faille d'Achaïa suggérerait que le pôle Centre Egée/IAB que nous avons défini explique le mouvement dextre sur la faille NE-SW d'Achaïa.

Nous avons donc une idée du mouvement long terme Péloponnèse/IAB mais nous ne pourrions pas l'inclure dans notre modèle 3D car les vecteurs du NW Péloponnèse semblent être affectés par du couplage élastique probablement dû à l'ouverture à Corinthe (qu'il faudrait corriger). De plus, vu que les vecteurs au voisinage de la faille d'Achaïa n'ont pas tous été corrigés du co-sismique du séisme $M_w=6.4$ de Juin 2008, leurs interprétations seraient trop hasardeuses.

4.3 La géométrie des frontières du bloc IAB

Pour les failles du Golfe Amvrakikos et de la KSF, nous nous basons sur nos données de terrain. Pour la faille de Céphalonie, le pendage et la profondeur d'ancrage peuvent être estimés en analysant les données de mécanismes au foyer. Nous nous baserons sur les mécanismes au foyer modélisés par inversion d'onde, qui sont les mieux contraints. Une compilation de ces mécanismes est effectuée dans la Figure III.30, dont les détails des paramètres à la source sont reportés dans la Table 1.

Le segment de Lefkada présenterait un pendage plus fort (environ 70°E) alors que la faille de Céphalonie montre une gamme de pendage plus variée (entre 50 et 70°E). Les profondeurs des séismes ne dépassent pas 20 km de profondeur pour les séismes décrochant du segment de Lefkada. Ils n'excèdent pas 30 km de profondeur pour le segment de Céphalonie.

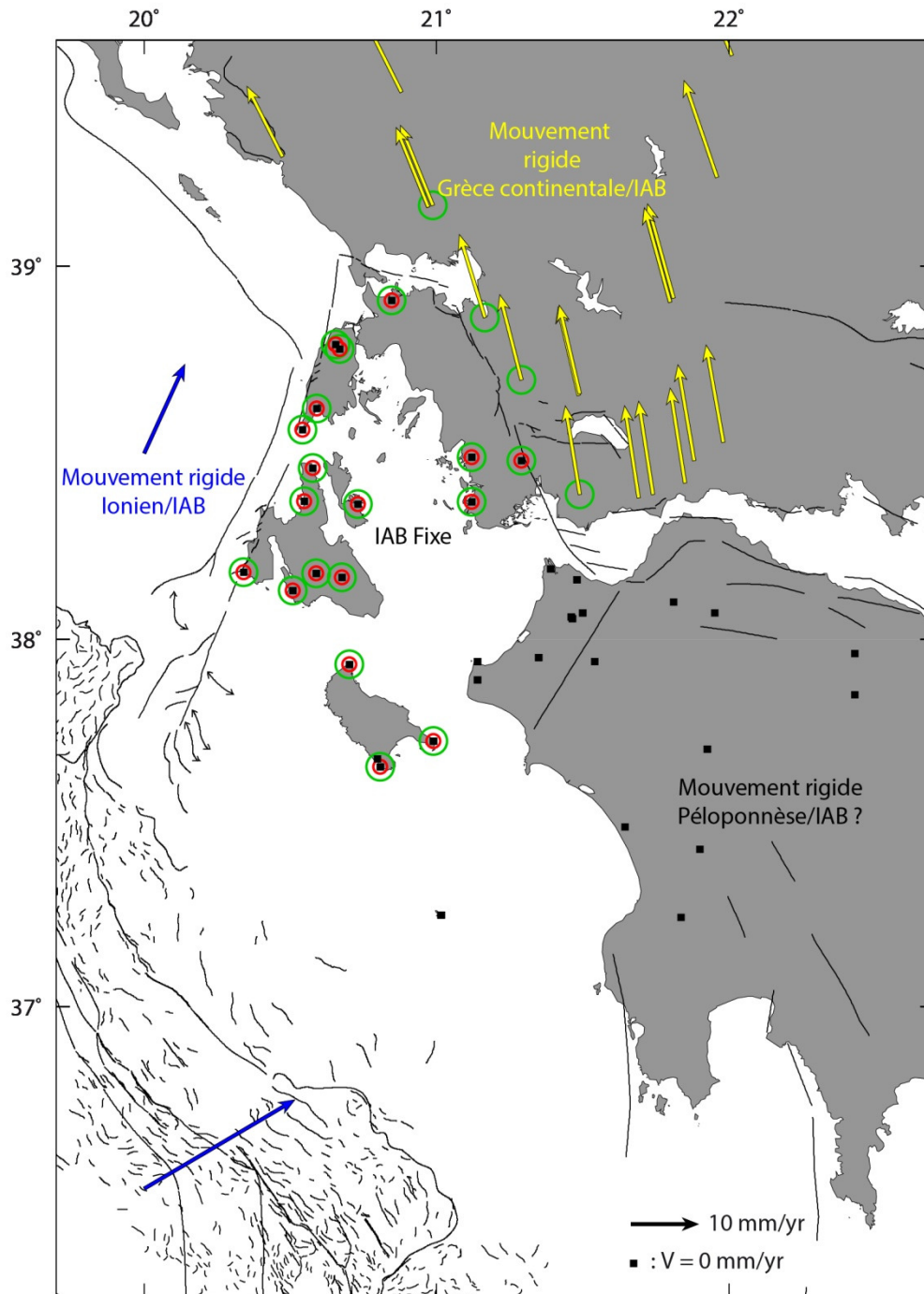


Figure III.29: Mouvements long-terme des blocs de la zone d'étude.

Le RMS sera calculé sur les sites entourés (RMS_plate correspond aux sites entourés en rouge; RMS_all correspond aux sites entourés en vert). Vu que le référentiel est IAB fixe, le mouvement long terme du bloc IAB est égal à 0. Les sites du Péloponnèse sont également mis à zéro étant donné que nous n'avons pas pu contraindre le mouvement relatif Péloponnèse/IAB.

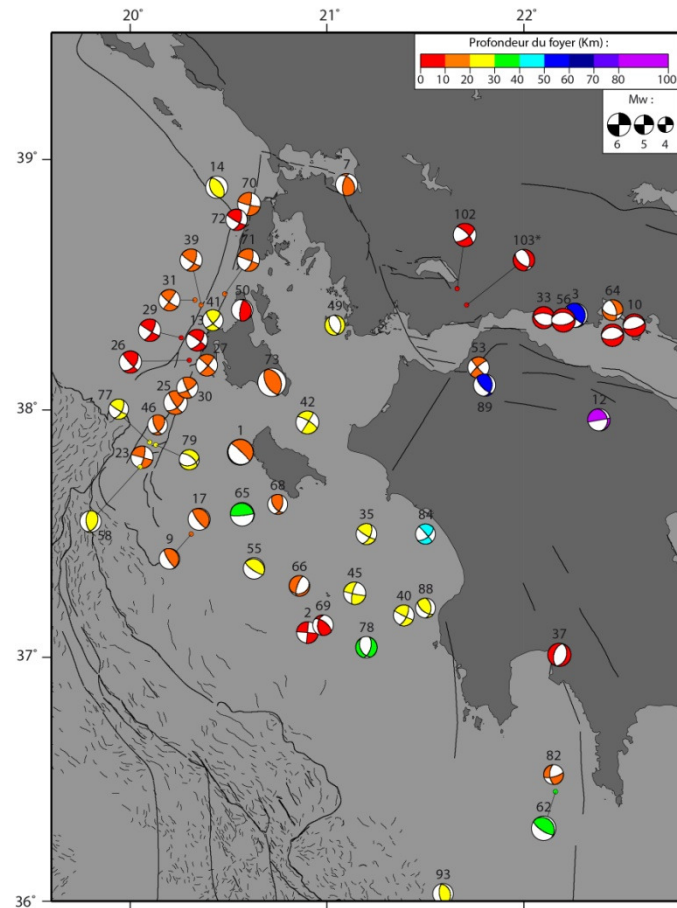


Figure III.30 : Mécanismes aux foyers de séismes dans la région, modélisés par inversion d'onde.
Les numéros associés aux beach balls renvoient à leurs caractéristiques détaillées dans la Table III.1.

Enfin, le IAB est en position de fore-arc. Des séismes ayant des mécanismes au foyer de type chevauchement plat-subduction se produisent (Figure III.30-III.32), compatibles avec le plan relativement plat (5° vers le NE) imagé à 10-20 km de profondeur sous les îles Ioniennes [Hirn *et al.*, 1996]. Bien que la nature de ce plan ne soit pas encore clairement contrainte (interface de subduction [Laigle *et al.*, 2002] ou contact entre deux nappes de la plaque chevauchante ?), du couplage élastique doit s'y produire étant donné l'occurrence de séismes.

La géométrie de ce plan est 3D. Il présente un pendage de $\sim 5^\circ$ vers le Nord sur 54 km et pend également vers l'Est d'après les données de mécanismes au foyer (10 Km de profondeur sous Céphalonie et environ 23 km sous l'Est de Zakynthos, Figure III.31-32). Étant donné notre modèle élastique simple, nous ne pouvons modéliser qu'un plan 2D. Nous choisissons donc de modéliser un plan dont les paramètres sont reportés sur les Figures III.31 et III.32.

No	Date (AAMMMJJ)	Profondeur du foyer (Km)	Magnitu de	Azimut (°N)	Pendage (°)	Pitch (°N)	Référen ce	No	Date (AAMMMJJ)	Profondeur du foyer (Km)	Magnitu de	Azimut (°N)	Pendage (°)	Pitch (°N)	Réfé- rence
1	591115	13	6.6	134	7	-90	1	46	890824	16	5.2	36	46	142	5
2	631216	6	5.6	6	291	7	1	49	910626	22	5.2	151	51	-105	6
3	650331	55	6.3	136	76	78	3	50	920123	9	5.6	345	19	68	5
7	661029	15	5.7	324	40	49	1	52	921118	7	5.8	270	30	-81	9
9	690708	10	5.4	346	13	108	1	53	930714	19	5.5	229	79	-174	6
10	700408	9	5.8	265	23	-81	3	55	940416	22	5.6	124	76	90	5
12	720913	80	5.8	350	25	180	3	56	950615	7	6.1	277	33	-76	7
13	720917	8	5.6	39	61	-173	1	58	960201	20	5.6	173	55	71	5
14	731104	23	5.8	324	50	81	1	64	971105	13	5.4	344	63	-45	6
17	760511	13	5.8	323	13	90	1	65	971118	32	6.2	307	11	132	6
23	810628	14	5.7	15	76	180	5	66	980110	17	5.3	200	73	-109	6
25	830117	11	6.1	48	56	167	1	68	980501	13	5.1	19	53	131	6
26	830119	9.1	5.7	41	49	171	5	69	981006	9	5.3	308	61	54	6
27	830131	12	5.6	41	82	-177	5	70	030814	11	6	12	81	174	17
29	830323	7	5.8	30	70	176	1	71	030814	15	5.8	20	63	-179	17
30	830324	18	5.5	62	70	172	5	72	940225	9	5.5	22	58	168	18
31	830514	13	5.5	36	86	167	5	73	530812	10	7.2	150	56	83	19
33	840211	3	5.7	116	36	-71	6	77	810624	20	5.2	27	60	171	20
35	850907	29	5.4	24	57	168	6	78	820622	30	5.5	16	57	-62	20
37	860913	8	6	196	51	-90	1	79	830221	24	5.2	75	42	-134	20
39	870227	13	5.7	26	61	168	5	84	870529	49	5.2	51	59	-175	20
40	870610	27	5.4	25	67	176	6	88	930305	20	5.1	128	59	57	20
41	880518	23	5.4	45	70	163	5	89	930318	52	5.8	136	67	66	20
42	881016	29	5.9	301	76	-3	16	102	751231	4	6	316	71	-26	21
45	890820	22	5.8	193	74	-174	6	103*	751221	1	5.5	352	46	-54	22

Table III.1: Paramètres à la source des séismes reportés sur la Figure III.30. Toutes ces mécanismes aux foyers résultent de modélisation d'inversion d'onde excepté l'évènement 103* obtenu par première polarité (qualité moins bonne). Les références sont : 1 : Baker et al. (1997), 3 : Liotier (1989), 5 : Louvari et al. (1999), Louvari (2000), 9 : Taymaz and Price (1992), 7 : Bernard et al. (1997), 17 : Benedatos et al. (2005) 18 : Louvari et al. (1999), 19: McKensie (1972), 20 : Benedatos et al. (2004), 21: Kiratzi et al. (2008), 22: Delibasis and Carydis (1977).

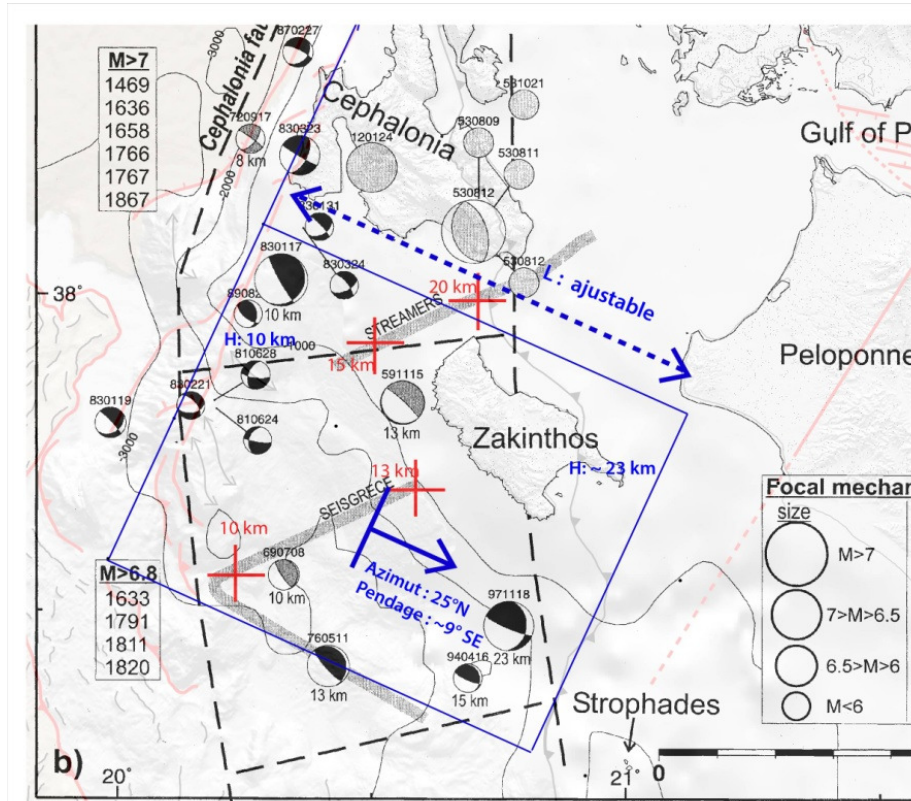


Figure III.31 : Figure de [Laigle et al., 2002] qui reporte le tracé des campagnes STREAMERS et SEISGREECE. Les croix rouges indiquent les profondeurs du plan plat imagé par [Hirn et al., 1996] et [Clement et al., 2000]. En bleu sont reportés les paramètres que nous définissons pour la géométrie du plan. H: profondeur du plan, L: projection de la longueur du plan.

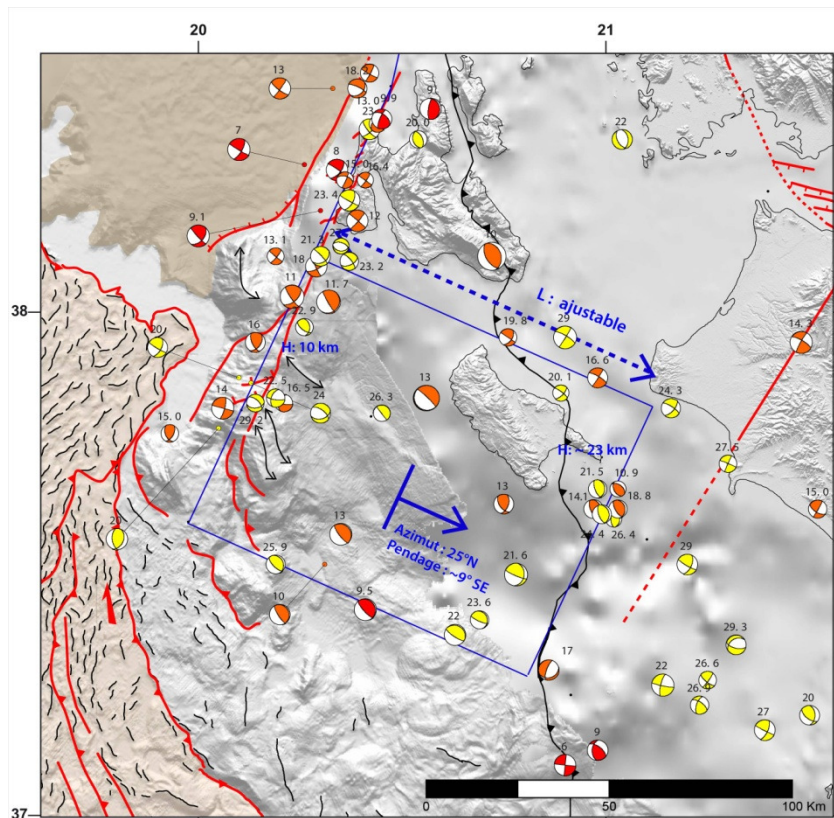


Figure III.32 : Zoom sur les mécanismes au foyer de la zone (Mécanismes de la Figure III.26) et géométrie du plan retenu (voir légende Figure III.27).

4.4 Résultats du modèle de blocs

Dans un premier modèle, nous testons la géométrie de failles et les paramètres que nous avons trouvés par le modèle 2D (Figure III.34). Le modèle restitue relativement bien le champ de vitesse mesuré le long de la faille de Céphalonie. Cependant, le vecteur proche de la faille de Stamna présente un résidu significatif. Cela est notamment dû au fait que nous avons regroupé la faille de Katouna et Stamna en une même faille, et de ce fait abouti à une vitesse glissement commune à ces deux failles. Une vitesse de ~ 13 mm/yr, envisageable pour la faille de Katouna, apparaît trop élevée pour le segment de Stamna.

Nous envisageons donc une nouvelle géométrie de failles dans laquelle nous incluons la faille de Loutraki et où nous incluons deux segments distincts pour la KSF: un segment de Katouna d'azimut $N15^\circ$ et un segment de Stamna orienté $N162^\circ$, en se basant sur nos données de terrain (Chapitre II). Pour la faille de Céphalonie, nous définissons un segment de Céphalonie d'azimut $N25^\circ$ et un segment de Lefkada $N13^\circ$, en se basant sur les données de terrain de [Cushing, 1985; Nielsen, 2003] et sur les travaux de [Louvari et al., 1999].

N.B : Nous nous sommes rendu compte plus tard qu'un pôle lointain pour définir le mouvement rigide de la Grèce Continentale était plus satisfaisant. En effet, notre pôle Grèce continentale de la Figure III.25 était trop local, et possiblement influencé par de la déformation interne dans la Grèce Continentale. Dans les résultats de notre modèle, les figures III.34 à III.36 sont obtenus avec le pôle de la Figure III.25. Les résultats de la Figure III.37 sont obtenus avec le pôle lointain, toutes choses étant égales par ailleurs.

4.4.1 Faille de Céphalonie

Comparé au modèle 2D, nous considérons ici des failles inclinées, en se basant sur les données de mécanismes au foyer (Figure III.30, Table III.1). Le pendage d'une faille a pour effet de déplacer l'arc tangente de chargement intersismique du côté du sens du pendage, ce qui dans notre cas augmente la norme des vecteurs sur les îles Ioniennes (Figure III.33). La vitesse appliquée (17 mm/yr) est la vitesse obtenue par la distance au pôle IO/IAB défini précédemment (Figure III.13).

Le résultat de ce modèle (Figure III.35), qui améliore légèrement le RMS comparé au modèle 2D, montre l'importance du pendage des failles puisqu'il permet de propager l'effet du blocage loin de la faille de Céphalonie, tout en gardant des valeurs de profondeur d'ancrage de 10 à 20

km de profondeur, en accord avec la sismicité de la zone. Là encore, nous trouvons que la vitesse sur le segment nord de Lefkada doit être réduite (~ 11 mm/yr) par rapport à la vitesse des autres segments de Céphalonie. Cela pourrait s'expliquer par du raccourcissement sur le front de chevauchement à l'Ouest de Lefkada (illustré par un séisme de faille inverse sur la Figure III.30, séisme n° 14) qui diminuerait le mouvement relatif IO/IAB de la faille de Céphalonie au nord de Lefkada.

Lorsque l'on impose un pendage plus faible sur la terminaison SW de la faille de Céphalonie (Figure III.35-36), les résidus diminuent au centre de l'île de Céphalonie (i.e., la déformation intersismique se propage à une plus grande distance de la faille). Cela suggère que le pendage de la faille de Céphalonie s'amortit avec la profondeur, formant ainsi une rampe latérale. On peut faire l'hypothèse que la faille de Céphalonie, une faille normale Paléogène inversée au Pliocène inférieur [Sorel, 1976], pouvait avoir une géométrie listrique, favorisant son inversion en rampe latérale.

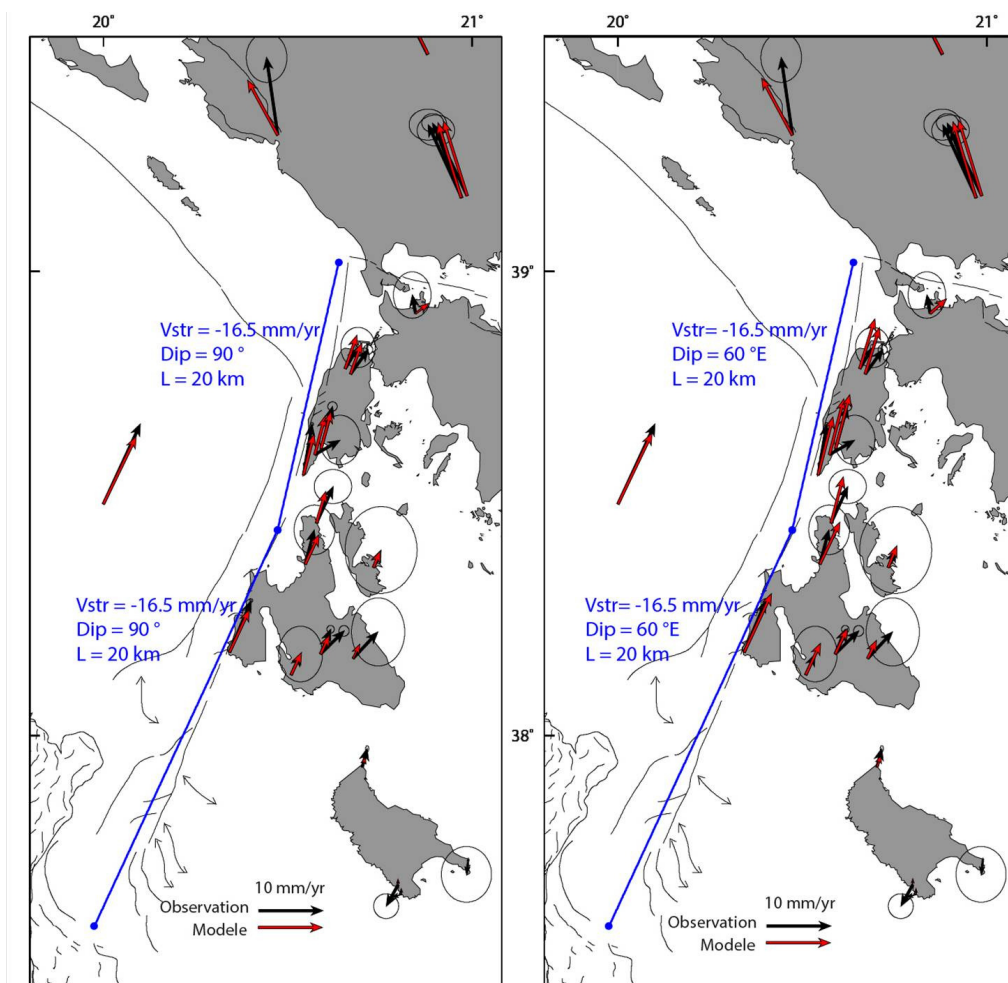


Figure III.33 : Effet d'un changement de pendage toute chose étant égales par ailleurs. Cas théorique, ces valeurs ne sont pas celles retenues par la suite.

4.4.2 Faille Golfe Amvrakikos-Loutraki

Nous n'avions pas pu modéliser ce système de faille dans le modèle 2D. Nous trouvons qu'une faible profondeur d'ancrage est nécessaire si nous appliquons une ouverture de 10 mm/an. Cette faible profondeur d'ancrage (5km) impliquerait un comportement relativement asismique pour cette faille, ce qui est en accord avec la sismicité quasiment absente dans le Golfe Amvrakikos (sismicité instrumentale et historique) et la morphologie de l'escarpement de faille de Loutraki (voir chapitre II).

4.4.3 Faille de Katouna-Stamna

Les deux vecteurs Ouest Akarnaniens permettent une bonne évaluation de la valeur de profondeur d'ancrage de la faille de Stamna. En effet, l'influence du couplage à Céphalonie affecte en partie ces vecteurs, mais un effet supplémentaire du à du couplage sur la faille de Stamna est nécessaire pour minimiser les résidus en ces deux points. Nous trouvons qu'une vitesse de 10 mm/an et une valeur de couplage de 8 km est nécessaire pour minimiser les trois vecteurs Sud Akarnaniens (Figure III.35). Cette valeur de profondeur d'ancrage est faible, mais suggère tout de même un comportement légèrement stick-slip de la faille, qui s'oppose avec le comportement asismique que nous suggérait la faible sismicité et nos évidences de terrains.

Concernant la faille de Katouna, la valeur de profondeur d'ancrage est délicate à définir: une faible profondeur d'ancrage fait diminuer les résidus à l'Est de la faille, mais fait augmenter le RMS à l'intérieur du bloc IAB (Figure III.36-37). Le fait que nous n'arrivons pas à minimiser les vecteurs à l'Est de la faille de Katouna pourrait être du au fait que la Grèce Continentale se déforme . Ils présentent en effet une valeur de vitesse clairement supérieure à tous les autres sites de la Grèce continentale.

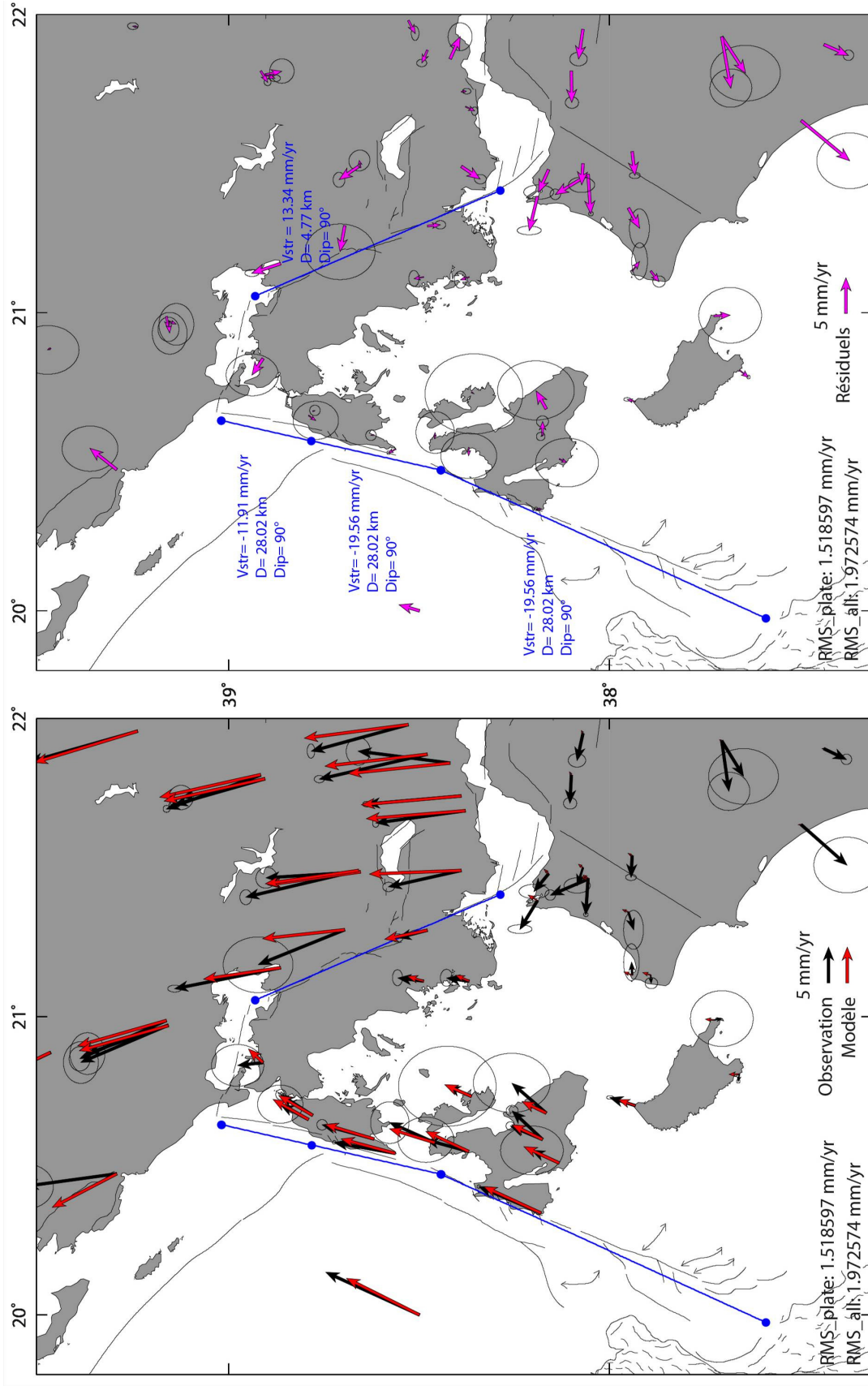


Figure III.34 : Résultats du modèle de blocs avec les paramètres déterminés dans le modèle 2D (Chapitre III. 3)

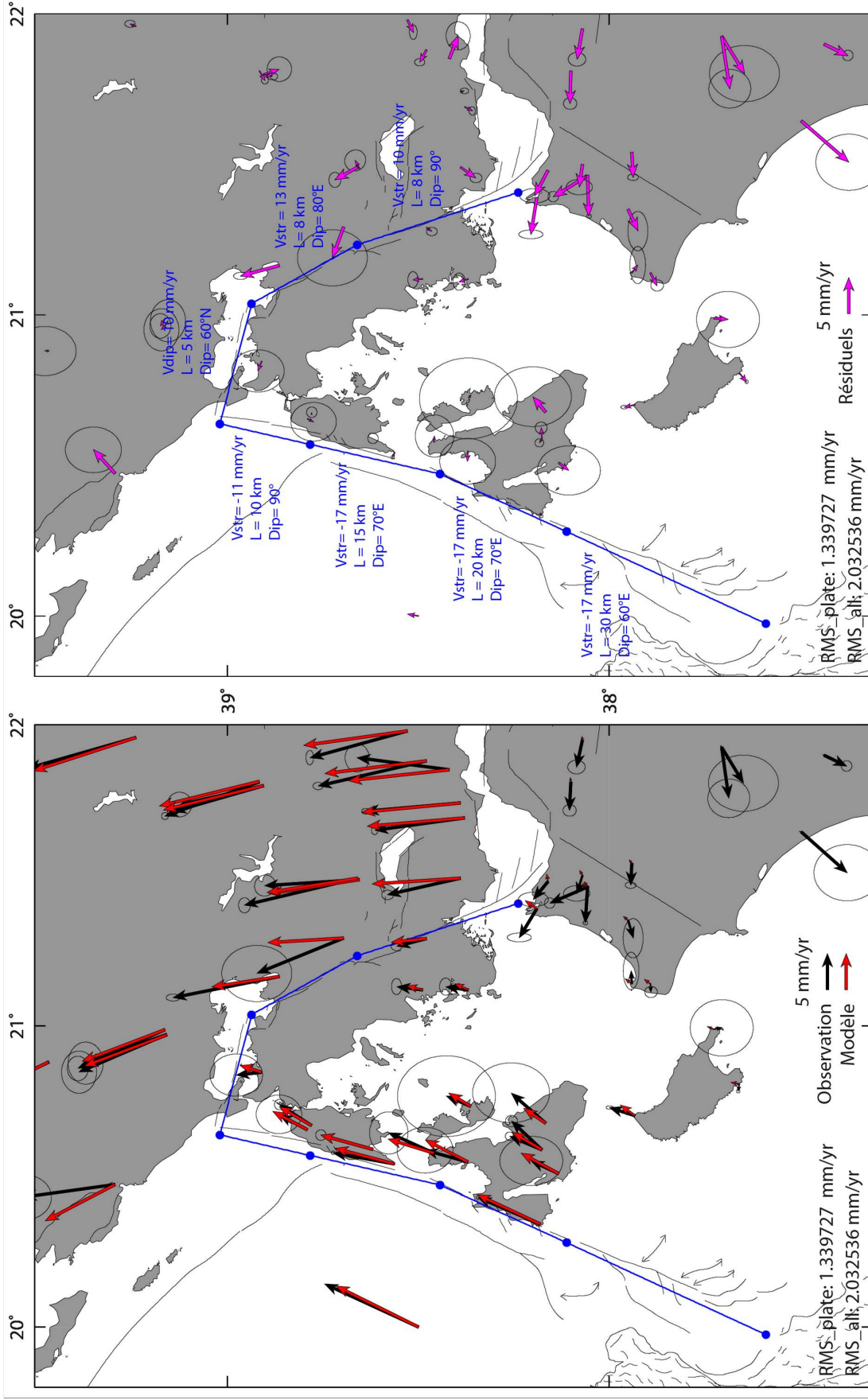


Figure III.35 : Résultats du modèle de blocs

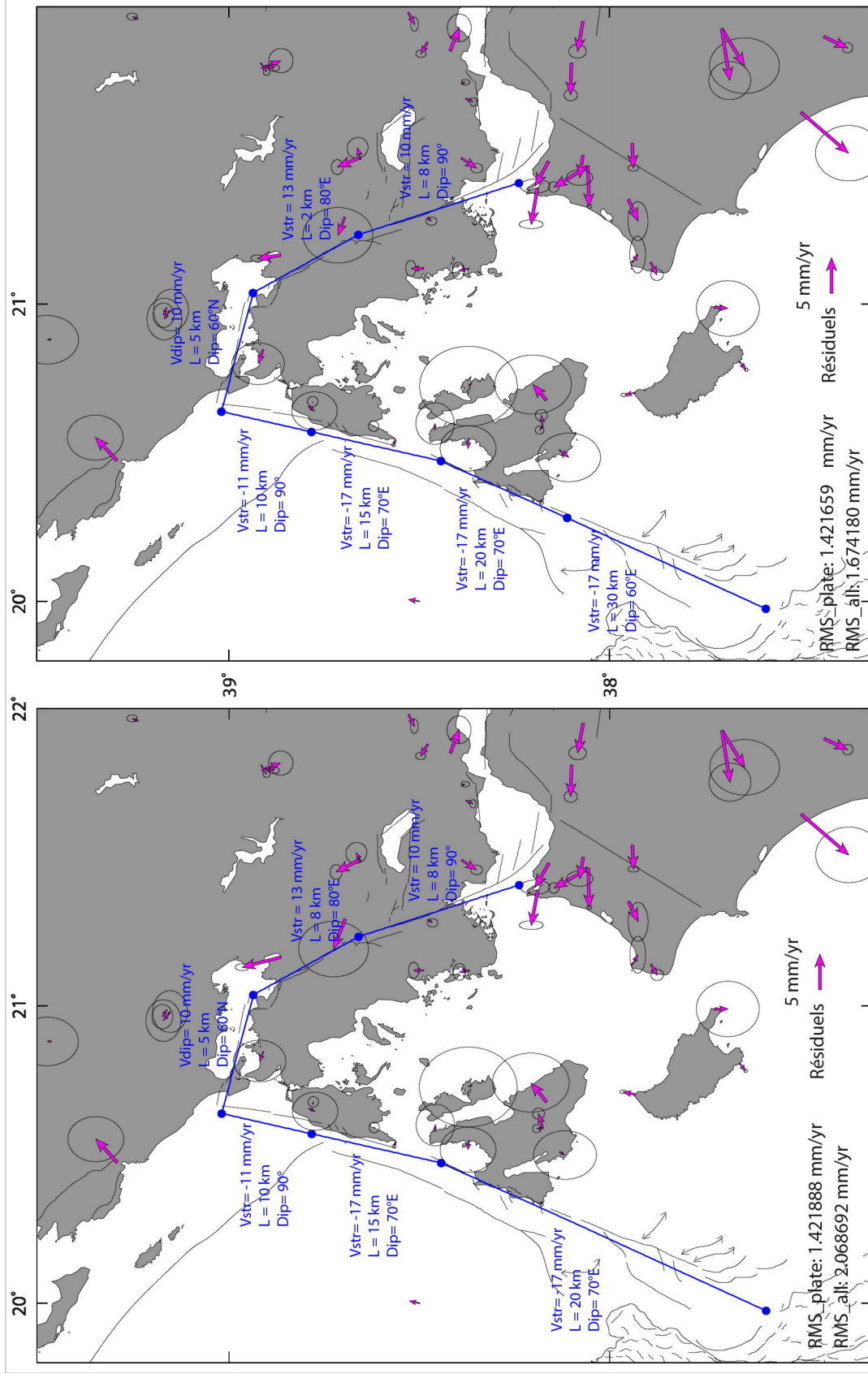


Figure III.36 : Résultats du modèle de blocs

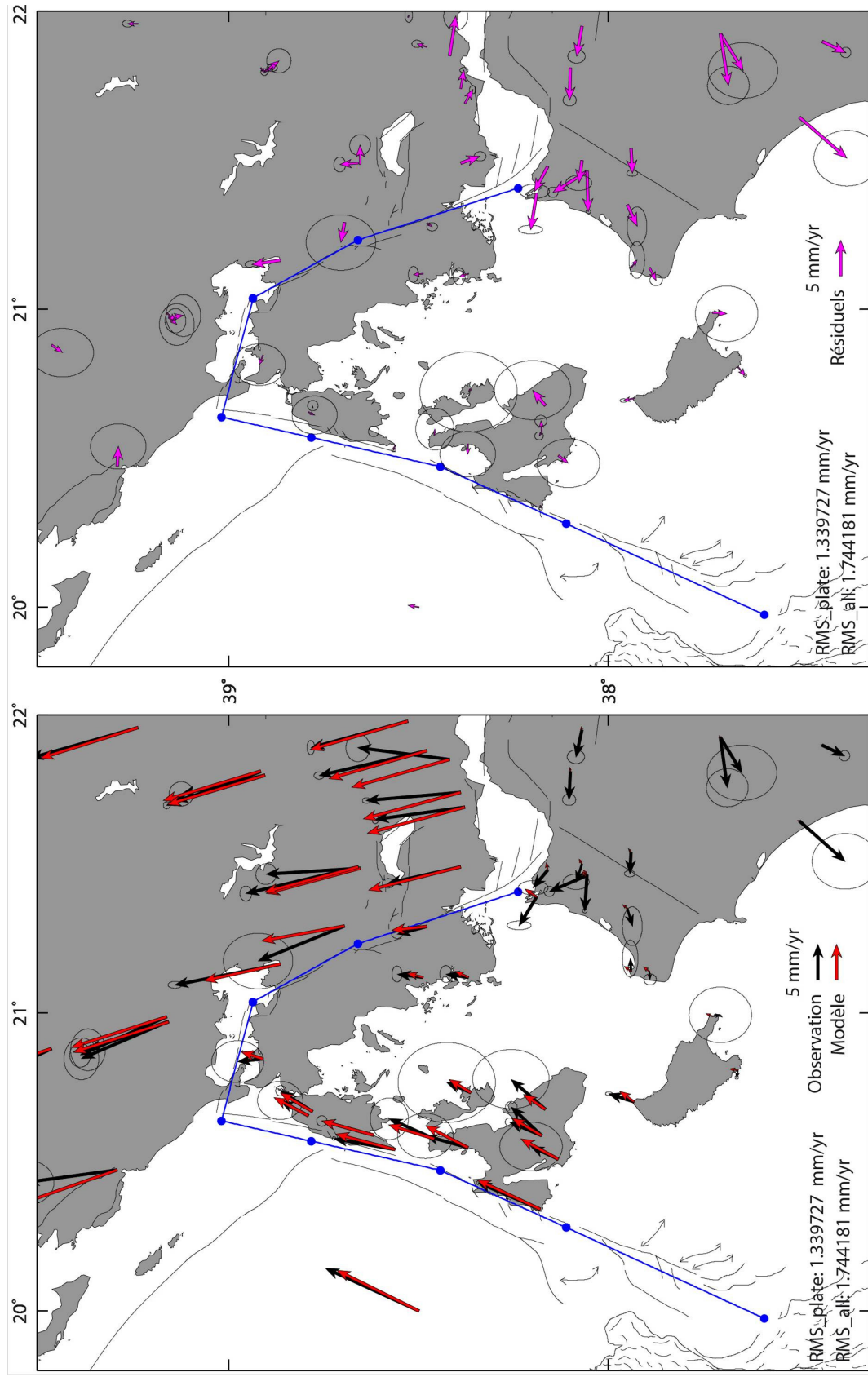


Figure III.37 : Résultats du modèle de blocs. Les paramètres sur les failles sont les mêmes que sur la Figure III.35. La seule différence est que nous avons utilisé le pôle lointain qui définit le mouvement rigide de la Grèce Continentale.

4.5 Conclusions de ces modèles et implications quand au couplage lié à l'interface de subduction

Le champ de vitesse mesuré en surface peut être entièrement expliqué par du couplage élastique sur les failles Céphalonie et KSF.

Il n'y a pas besoin d'ajouter un couplage lié à un plan plat à 10-20 km sous les îles Ioniennes pour expliquer la déformation de surface. Cela ne signifie pas que le couplage est inexistant sur ce plan. En effet, si le couplage était "zéro" *sensu-stricto*, il n'y aurait pas de séismes plats associés à ce plan. Or des séismes sur ce plan existent (Figure III.30 à 32). Cela suggère que du couplage associé à ce plan existe mais il ne génère pas de mouvements court terme à la surface. Le couplage doit donc être faible.

Pour illustrer ces hypothèses, nous testons l'effet d'un couplage élastique associé à ce plan plat. La plaque qui subducte sous les îles Ioniennes appartient cinématiquement au bloc Apulien-Ionien (Figure III.2). Le pôle de rotation IO/IAB prédit une vitesse de convergence de ~20.5 mm/an au niveau de ce plan sous les îles Ioniennes. Si le plan était couplé à 100 %, la totalité de cette vitesse serait transmise à la plaque chevauchante (domaine fore-arc sus-jacent, Figure III.9c). La Figure III.38 montre qu'une telle vitesse sur un plan couplé à 10-20 km de profondeur générerait un mouvement de surface important vers le NE, ce qui n'est pas possible vu que Zakynthos a un mouvement nul par rapport au IAB fixe.

Nous testons donc la valeur maximale de vitesse sur ce plan qui ne générerait aucun mouvement en surface. Nous trouvons ainsi qu'en dessous de 4 mm/an, les mouvements de surface associés sont négligeables (Figure III.38). Le couplage sur le plan plat est donc faible car sur les 20,5 mm/an qui passent en subduction, seulement 4 mm/an au maximum seraient transmis à la plaque chevauchante. Si ~3 mm/an sont emmagasinés au niveau du plan plat, cela pourrait générer des séismes $M_w=6$ tous les 300 ans et des $M_w=7$ tous les 1000 ans. Nous ne pouvons cependant pas écarter la possibilité que ce couplage soit plus important mais qu'un niveau de décollement superficiel dans la plaque chevauchante (dans la zone Ionienne ou Pré-Apulienne) découple en partie les mouvements entre la profondeur et la surface. Cette hypothèse a notamment été proposée pour la faille d'Achaia afin d'expliquer les faibles mouvements co-sismiques associés au séisme décrochant $M_w=6.4$ de Juin 2008 [Feng et al., 2010].

Ces valeurs restent cependant très approximatives étant donné la géométrie très simplifiée de l'interface bloquée de notre modèle: plan 2D, vitesse constante sur le plan. Dans la réalité, le plan de subduction est clairement 3D (pendage vers le Nord et vers l'Est) et la vitesse de la plaque inférieure varie suivant la distance au pôle IO/IAB.

Pour améliorer la quantification du couplage sur ce plan, un logiciel type DEFNODE [McCaffrey, 1995] serait mieux adapté (possibilité de représenter une géométrie 3D d'un plan de subduction, possibilité de modéliser un couplage qui s'amortit progressivement avec la profondeur, etc.). Une autre approche pourrait être d'utiliser un code type ADELI [Chéry and Hassani, 2002] qui permet (entre autres !) d'appliquer sous sur une plaque élastique des "patch" de traction basale sur lesquels on peut appliquer un gradient de vitesse [Perouse et al., 2010].

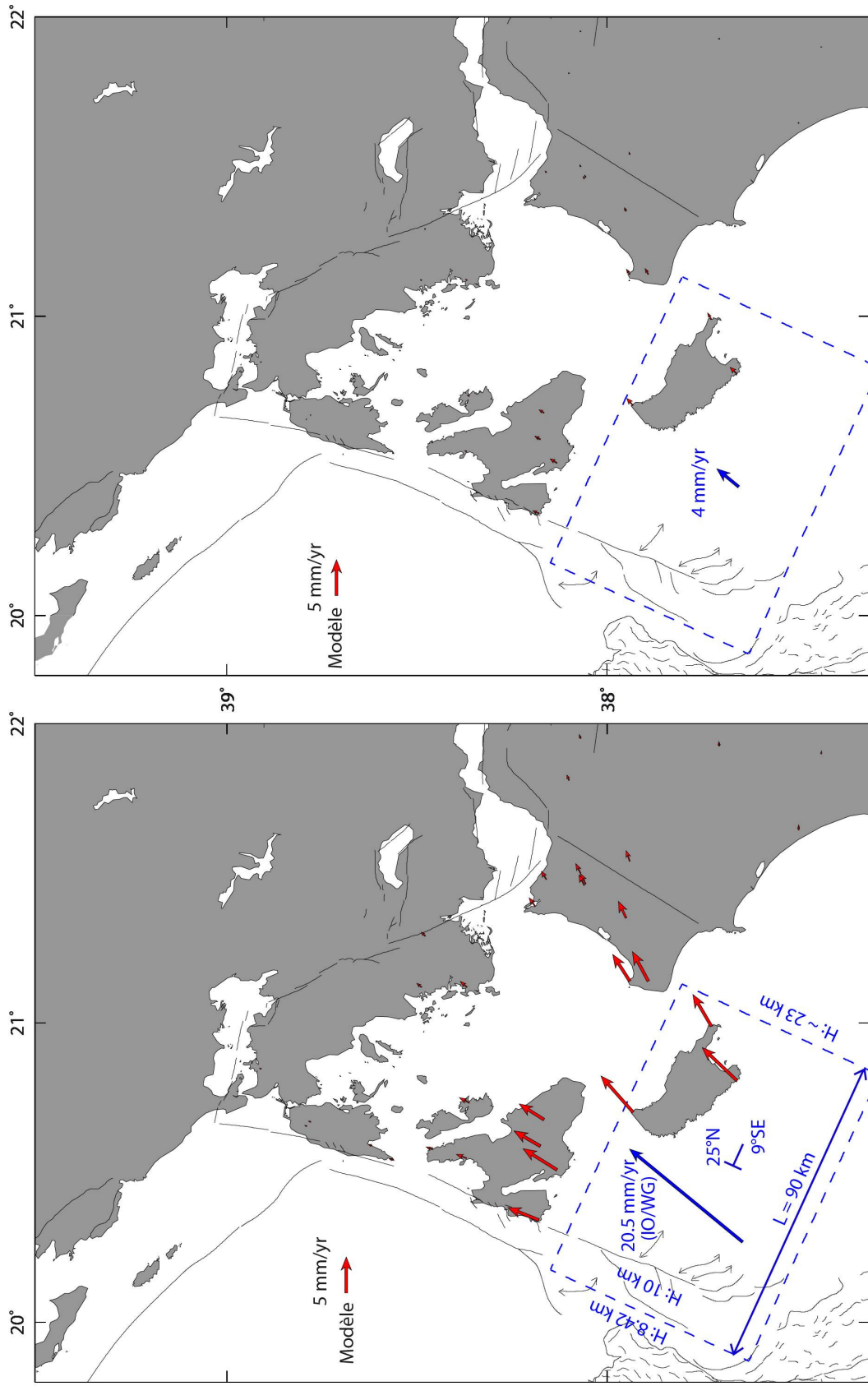


Figure III.38 : Test d'un couplage élastique du plan plat sous les îles Ioniennes. Dans les deux cas les paramètres du plan sont les mêmes, excepté la vitesse appliquée. L: Largeur du plan. H: profondeur du plan.

5. CARTE CINÉMATIQUE FINALE (CORRECTIONS DES EFFETS ÉLASTIQUES DANS LE IAB ET À SES FRONTIÈRES), DISCUSSION ET IMPLICATIONS RÉGIONALES

Grâce aux étapes précédentes, nous avons réussi, dans le référentiel IAB fixe, à minimiser les résidus à la fois à l'intérieur du bloc IAB et à ses frontières par du blocage élastique sur ses failles bordières (Figure III.37). En plus des vitesses de glissement que nous avons déterminées, nous pouvons maintenant corriger les effets élastiques sur le champ de vitesse mesuré (phase intersismique) afin d'obtenir les mouvements long terme dans le IAB et à ses frontières. En d'autres termes, nous additionnons au champs de vitesse mesuré (intersismique) les mouvements co-sismiques modélisés avec le Okada (Mouvements intersismique + mouvements co-sismiques= mouvements long terme, Figure III.23).

Les mouvements long terme sont analysés dans différents référentiels (Figure III.39) afin de déterminer les grands "domaines" cinématiques de l'Ouest de la Grèce. Nous faisons enfin une carte cinématique de synthèse (Figure III.45) illustrant ces grands "domaines", complétés des vitesses de glissement à leur frontières. Parmi ces vitesses, celles aux frontières du IAB proviennent du modèle de bloc effectué dans la partie précédente, les autres sont obtenues par analyse des cartes cinématiques et résolution du point triple IAB-Grèce Continentale-Péloponnèse. Notez bien que nous avons pu corriger l'effet élastique dans et aux abords du bloc IAB, mais d'autres couplages éventuels dans le Péloponnèse et dans la Grèce continentale ne sont pas pris en compte (failles normales du Golfe de Corinthe par exemple).

NB : Nous n'utilisons dans cette partie que les mouvements de la Grèce continentale définis avec le pôle lointain.

5.1 Trois grands "domaines" au premier ordre ?

Nous employons le terme "domaine" avec des guillemets, car dans un premier temps nous regroupons les vecteurs du champs de vitesses par familles, sans interpréter si ces "domaines" représentent des bloc rigides ou des blocs affectés de déformation interne.

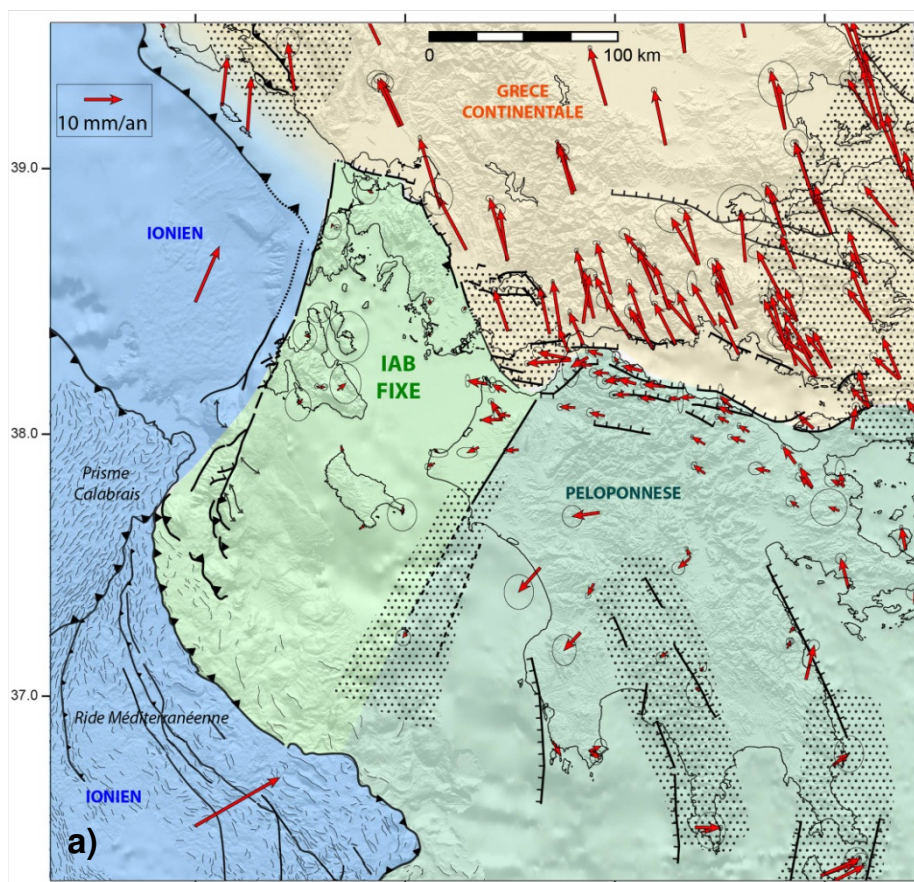
- Le premier domaine est le bloc Apulien-Ionien (appelé Ionien pour simplifier, Figure III.39). D'après notre modèle de blocs, les mouvements relatifs entre le IAB et le Ionien sont du décrochement dextre au niveau de la faille de Céphalonie à 17 mm/an, et le IAB ayant une position de backstop, le bloc Ionien plonge sous le IAB, suivant les petits cercles de la Figure III.10, à environ 22 mm/an au large de Zakynthos (Figure III.39).
- Le deuxième grand domaine est la zone du IAB + Péloponnèse, qui semble avoir le même mouvement d'ensemble au premier ordre par rapport au Ionien et la Grèce Continentale. Pour cette raison, nous lui attribuons la même couleur au premier ordre (vert). Cependant, lorsque l'on regarde le champ de vitesse par rapport au IAB fixe (Figure III.39), le Péloponnèse présente un petit mouvement relatif par rapport au IAB. Mais quel est-il ce mouvement ? Comme nous l'avons vu dans la partie précédente, le mouvement long terme du Péloponnèse n'est pas bien contraint. Dans le champ de vitesse mesuré, un possible effet de couplage élastique lié à l'ouverture de Corinthe pourrait affecter le Nord du Péloponnèse et du collapse semble affecter sa partie Sud (voir chap III.4.2). De plus, la faille d'Achaia n'a aucune expression en surface, i.e., les vecteurs sont les mêmes de part et d'autre de la faille, il est donc dérangeant "cinématiquement parlant" de placer une frontière de bloc à cet endroit. La faille d'Achaia doit cependant être une limite de bloc en profondeur vu le séisme $M_w=6.4$ de 2008 d'Achaia. Nous adoptons donc deux teintes de vert pour différencier ces blocs dont la limite n'est pas encore bien contrainte, ni exprimée en surface.
- Le dernier ensemble est celui de la Grèce continentale, bien visible dans les référentiels IAB et Grèce continentale fixes. Cet ensemble constitue les frontières Nord et Est du IAB (10mm/an d'ouverture dans le Golfe Amvrakikos et 13mm/an à 10mm/an de décrochement senestre le long de la KSF). La présence de plusieurs familles de résidus

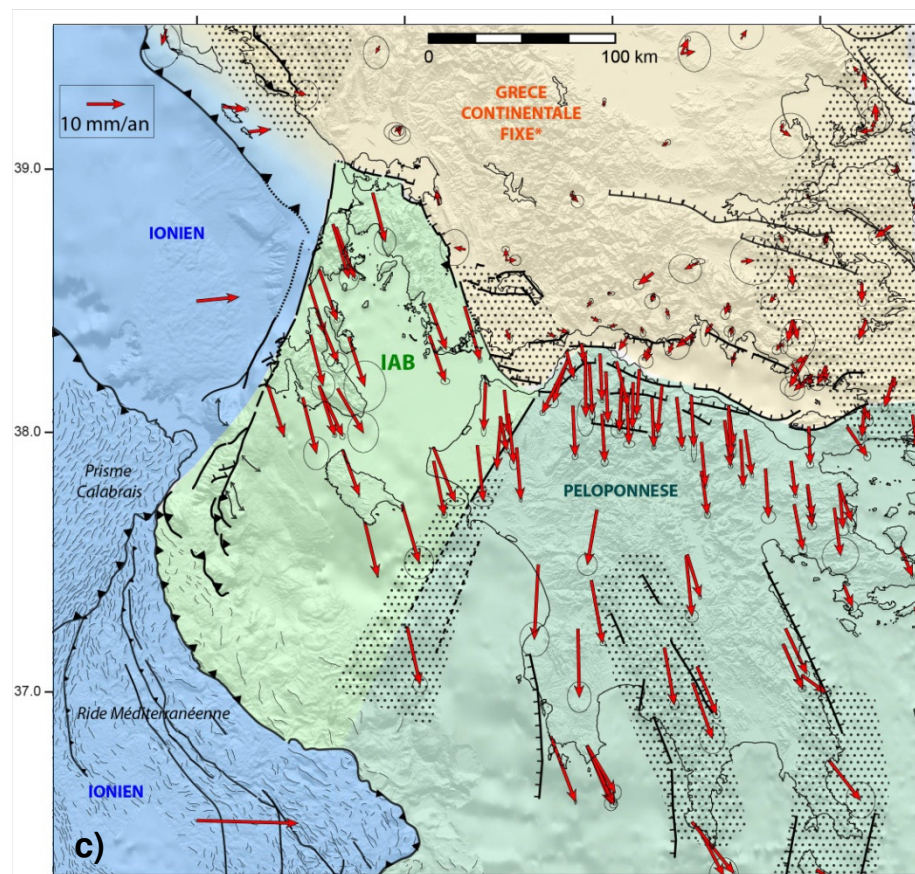
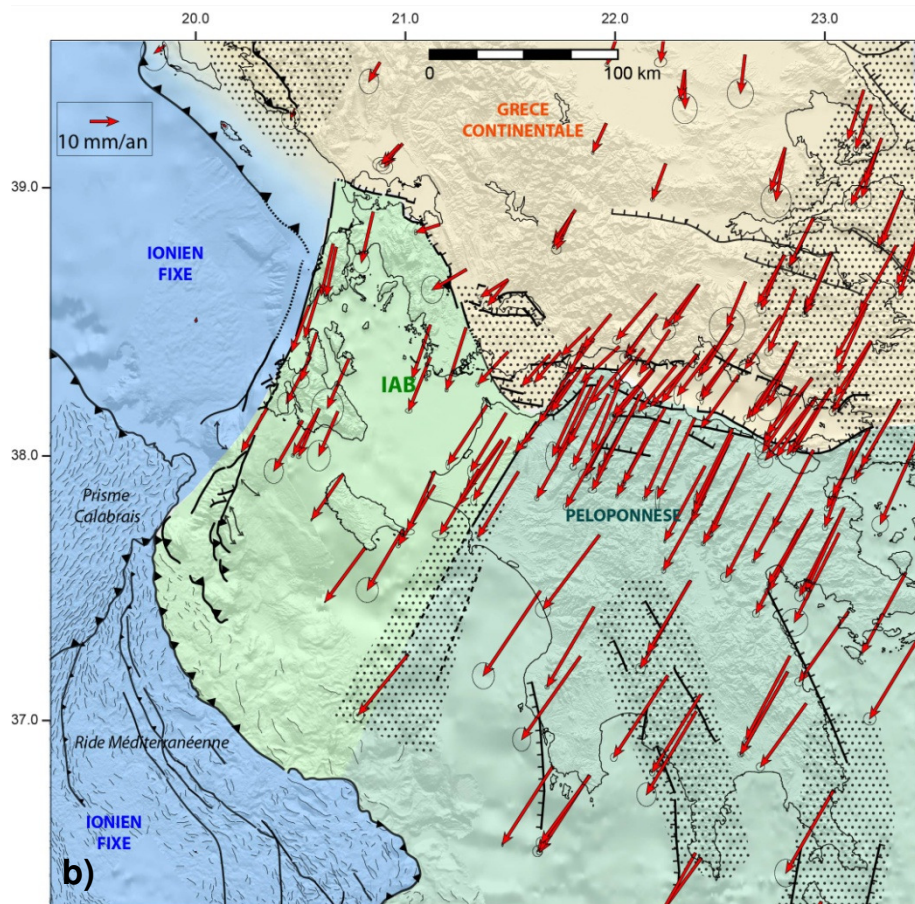
dans notre référentiel Grèce Continentale fixe (Figure III.39) suggère que la Grèce continentale n'est pas un bloc et est affecté de déformation distribuée (et/ou constituée de plusieurs blocs ?). Parmi ces résidus, ceux de la zone des failles de l'Eubée (NE de Corinthe) peuvent être attribués à une extension N-S distribuée (cf. Chapitre I). Le flanc nord de la terminaison Ouest du Golfe de Corinthe est relativement bien minimisé. Enfin, au Nord du Trichonis et à l'Est de la faille de Katouna des résidus sont dirigés vers le nord.

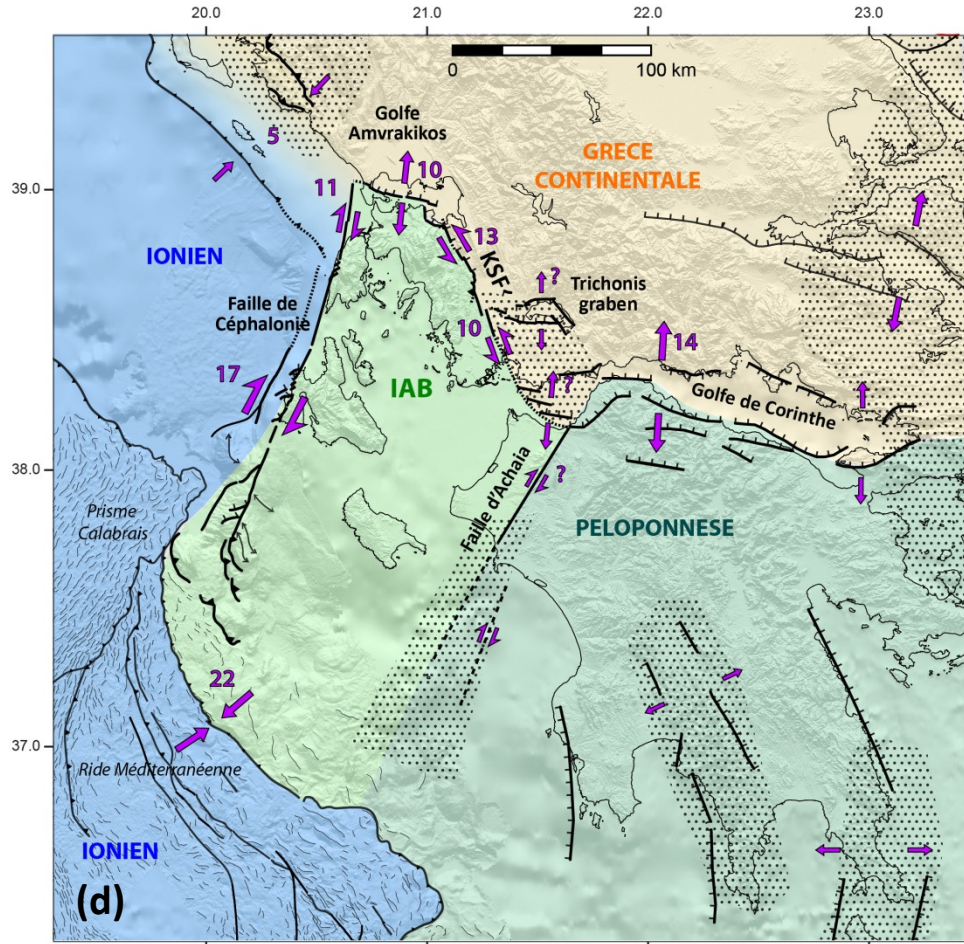
Figure III.39 (qui suit): Cartes tectoniques, mouvements long termes (corrections des effets élastiques à l'intérieur et aux frontières du IAB) dans différents référentiels et délimitations des grands domaines cinématiques.

Les couleurs indiquent les domaines cinématiques. Les zones à points sont des zones de déformation distribuée. a): IAB fixe; b): Ionien fixe; c): Grèce continentale fixe (pôle lointain). d) représente ces domaines ainsi que les mouvements relatifs aux frontières (flèches violettes). Ces mouvements relatifs ont été obtenus avec le modèle Okada pour la KSF et le Golfe Amvrakikos (cf. Chapitre III.4) et avec le pôle Ionien/IAB pour Céphalonie et la convergence au backstop (cf. Chapitre III.2).

Structures actives (noires) d'après: faille de Céphalonie, prismes d'accrétion [Cushing, 1985; Nielsen, 2003; Chamot-Rooke et al., 2005]; golfe de Corinthe: compilation de [Jolivet and Brun, 2010]; faille d'Achaïa: [Feng et al., 2010]; système de la KSF, Trichonis et golf Amvrakikos: nos travaux (Chapitre II).







5.2 Le point triple Grèce Continentale- Péloponnèse-IAB

Comme il est précisé dans la section précédente, la frontière entre le bloc IAB et le Péloponnèse n'est pas nette au premier ordre.

Dans un premier temps, nous envisageons donc une configuration à deux plaques, la Grèce Continentale et un bloc IAB+Péloponnèse, séparées par une frontière constituée du Golfe de Corinthe, se terminant à l'Ouest par les rifts de Patras et Trichonis, la KSF et le Golfe Amvrakikos. A l'aide du référentiel Grèce Continentale fixe, nous pouvons mesurer l'ouverture dans le Golfe de Corinthe. Elle est de ~ 8 mm/an à l'Est du Golfe et atteint ~ 14 mm/an à sa terminaison Ouest (Figure III.40). Cela signifie que le pôle d'ouverture du Golfe de Corinthe est situé à l'Est du Golfe, expliquant un taux d'ouverture qui augmente graduellement d'Est en Ouest dans le Golfe. En faisant l'hypothèse que le taux d'ouverture du Golfe de Corinthe suit une rotation rigide, son taux d'ouverture augmenterait linéairement vers l'Ouest, permettant de prédire quelle quantité d'ouverture serait à accommoder à l'Ouest de sa terminaison (Figure III.40).

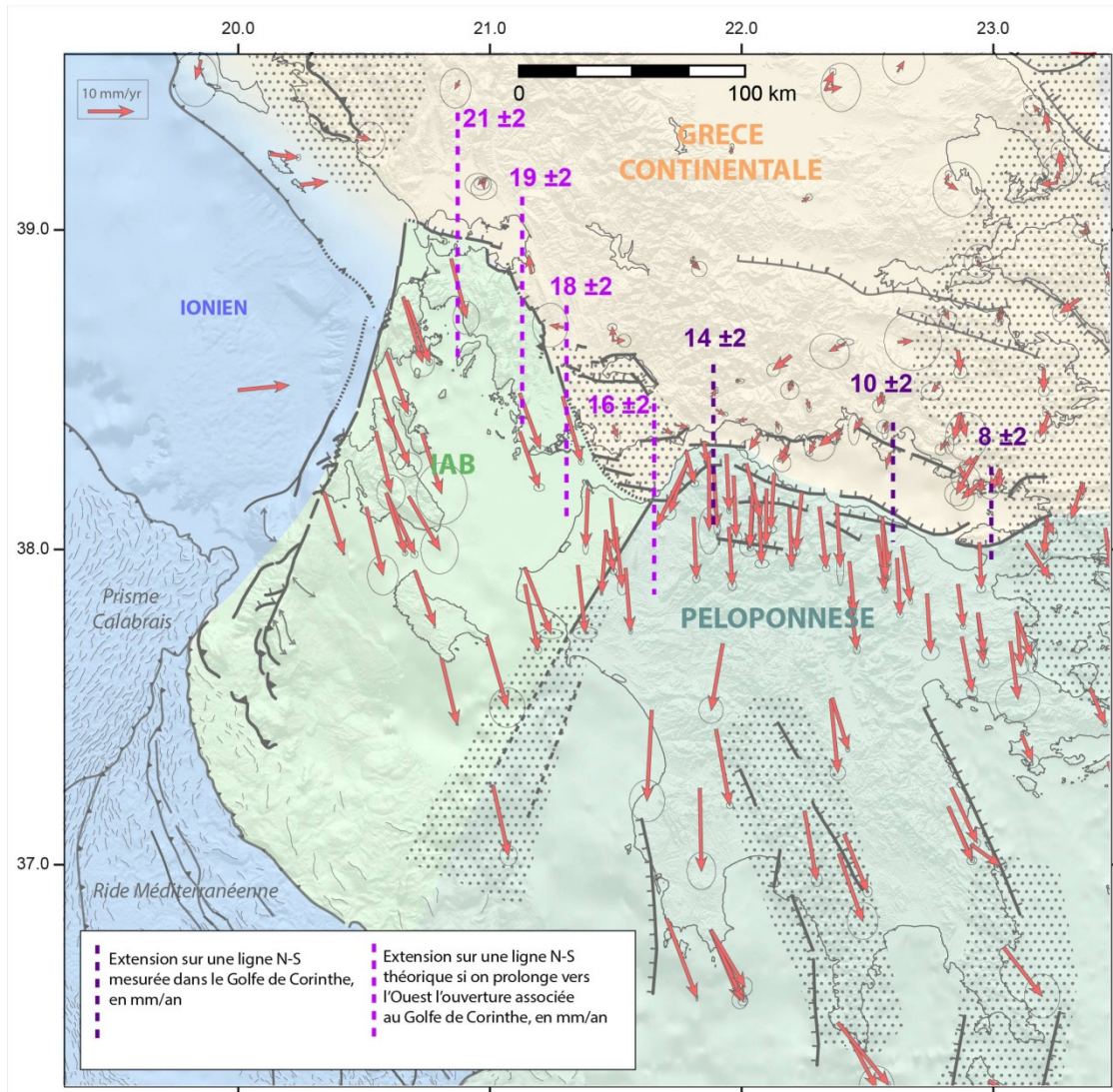


Figure III.40 : Taux d'ouverture N-S mesuré le long du Golfe de Corinthe (ligne violettes) et extrapolation de ce taux d'ouverture vers l'Ouest (lignes roses). Fond de carte et vecteurs GPS de la Figure III.39c (Grèce Continentale Fixe).

Ainsi, si l'on envisage une frontière entre la Grèce Continentale et l'ensemble IAB+Péloponnèse localisée le long du Golfe de Corinthe et qui se prolongerait vers le NW le long de la KSF, les quantités d'ouverture N-S à accommoder sur la KSF seraient de $\sim 18-19$ mm/an (soit ~ 17 mm/a sur une composante parallèle à la faille) et de ~ 20 mm/an sur les failles du Golfe Amvrakikos. Ces valeurs nous paraissent excessives comparées aux vitesses de failles que nous avons déterminées par notre modèle de bloc IAB (Figure III.39). Surtout, ces valeurs ne coïncident pas avec les valeurs mesurées de part et d'autre de la KSF et du Golfe Amvrakikos (Figure III.40). Il n'est donc pas envisageable de considérer la KSF comme une frontière Grèce Continentale/ Péloponnèse+IAB qui soit la prolongation vers l'Ouest du

Golfe de Corinthe. Cela amène à considérer deux blocs distincts pour le IAB et le Péloponnèse, impliquant une configuration à trois plaques pour accommoder la terminaison Ouest du Golfe de Corinthe. La rencontre de ces trois plaques se produit au voisinage du Golfe de Patras (Figure III. 42).

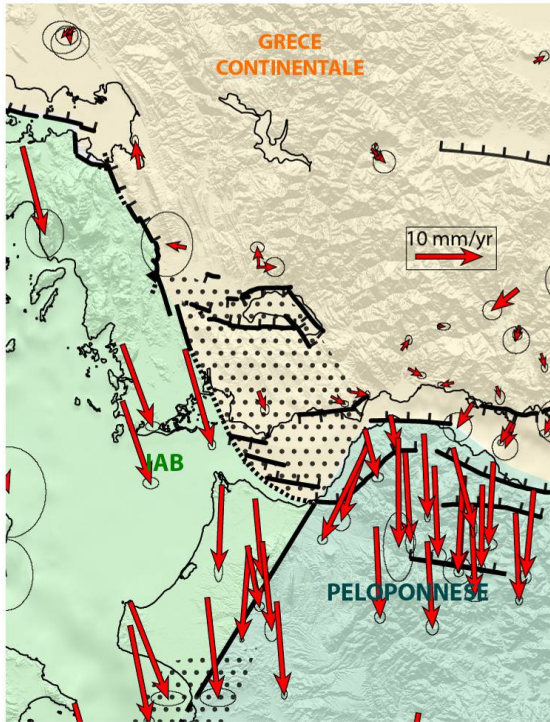


Figure III. 41 : Zone du point triple, mouvements par rapport à la Grèce Continentale fixe.

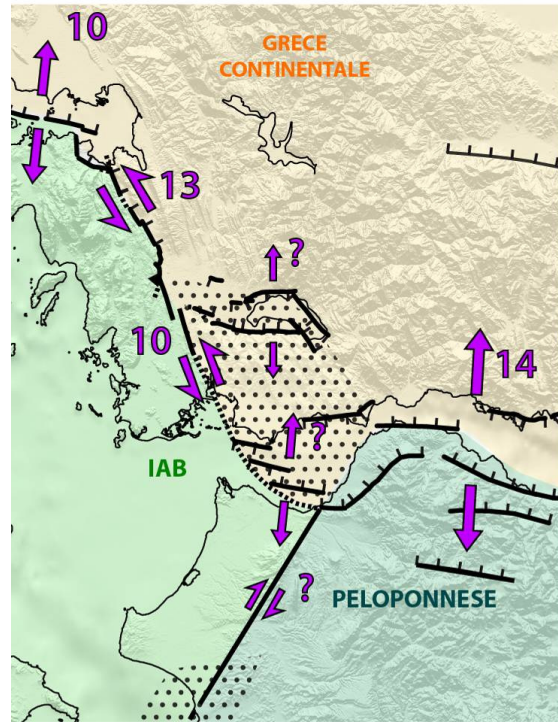


Figure III. 42 : Zone du point triple, mouvements relatifs

Nous effectuons un triangle des vitesses simplifié du point triple Grèce Continentale/IAB/Péloponnèse (Figure III.43). Les azimuts et les vitesses des trois frontières (Golfe de Corinthe, KSF et faille d'Achaïa) sont connus. En effet, les dernières mesures GPS effectuées de part et d'autre de la faille d'Achaïa, corrigées de l'effet du cosisme du séisme de 2008, montre une vitesse de 2-3 mm/an de décrochement dextre (Briole, communication personnelle). En appliquant ces paramètres, le triangle ne ferme pas (Figure III.43a). Cela signifie que les trois plaques ne sont pas purement rigides ou bien qu'une vitesse et/ou azimut d'une frontière est erronée. Nous testons donc, dans le cas où les trois plaques seraient rigides (i.e., le triangle doit être fermé) quelles seraient les possibilités pour résoudre ce point triple.

- (1) Une possibilité consiste à modifier l'azimut et la vitesse de la faille d'Achaia, toute choses étant égales par ailleurs (Figure III.43b). Cela signifierait deux choses: l'azimut de la faille d'Achaia pourrait ne pas être constant le long de la faille. En effet, l'azimut de la faille d'Achaia reporté sur les figures correspond à une extrapolation de l'azimut de la rupture du séisme de 2008. Secondement, ~ 7 mm/an aurait besoin d'être transmis sur cette branche SW du point triple. Cette valeur est relativement élevée et dépasse largement la valeur mesurée (2-3 mm/an). Une hypothèse pourrait être que cette faille soit encore à un stade juvénile. Ainsi la déformation le long de cette faille serait distribuée et/ou son mouvement en profondeur ne serait pas encore exprimé en surface. Une autre hypothèse, proposé par [Feng *et al.*, 2010] afin d'expliquer la très faible déformation cosismique associé au séisme de 2008 (~ 7 mm de mouvement cosismique orienté vers le Nord à 13 km à l'ouest de la faille [Ganas *et al.*, 2009]), serait qu'un niveau de décollement dans les flysch du Gavrovo, localisé vers 5km de profondeur, découple les mouvements en profondeur des mouvements en surface.
- (2) La deuxième possibilité serait de modifier l'azimut et la vitesse de la KSF toute choses étant égales par ailleurs (Figure III.43c). Le mouvement le long de la KSF serait ainsi de ~ 15 mm/an suivant un azimut de $N175^\circ$, ce qui impliquerait un mouvement fortement transtensif sur la KSF (14 mm/an de composante parallèle à la faille, et 5 mm/an de composante normale à la faille). Cela pourrait être envisageable pour la faille de Katouna car nos observations de terrain suggèrent une forte composante normale le long de cette faille (Chapitre II). En revanche, cela n'est pas en accord avec le jeu principalement décrochant de la faille de Stamna. Si ce mouvement $N175^\circ$ de 15 mm/an était accommodé par du partitionnement entre du décrochement pur sur Stamna et de l'extension N-S sur Trichonis-Patras, cela aboutirait à 11,8 mm/an d'extension N-S sur Trichonis-Patras et seulement 3-4 mm/an de décrochement pur sur Stamna.

La possibilité (2) semble donc difficilement envisageable et nous donc privilégions la possibilité (1) de la Figure III.43 b). Nous préférons attribuer l'ouverture de Trichonis à une autre origine:

La zone entourant le lac Trichonis présente une affinité Grèce Continentale au premier ordre, ce qui amène à considérer l'extension N-S de Trichonis comme de la déformation intra Grèce Continentale. De plus, le graben de Trichonis est situé à la jonction entre les failles de Stamna

et de Katouna (Figure III.41). La différence de vitesse entre ces failles pourrait être à l'origine du rifting à Trichonis. En considérant ~ 13 mm/an sur la faille de Katouna et ~ 10 mm/an sur la faille de Stamna, l'ouverture du Trichonis serait d'environ 3 mm/an sur une composante N-S. Si l'on considère les résiduels intra-Grèce Continentale (Figure III.42), que nous n'avions d'ailleurs pas pu minimiser dans notre modèle de blocs, cette ouverture pourrait même atteindre ~ 5 mm/an.

Figure III.43 : Différents tests de triangle des vitesses pour le point triple Péloponnèse-IAB-Grèce Continentale.

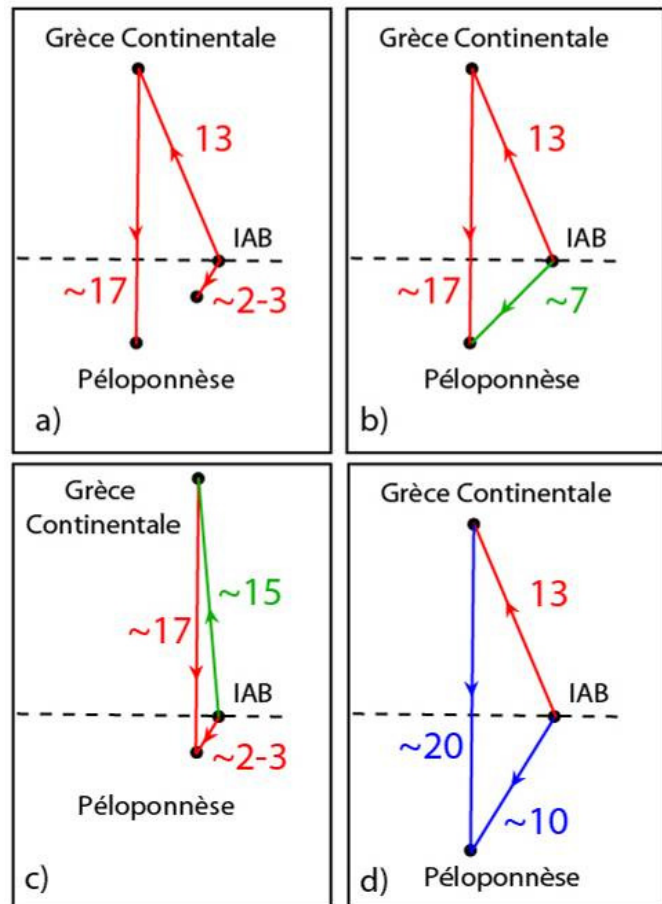
Les frontières de plaques envisagées sont l'ouverture du Golfe de Corinthe (frontière Grèce Continentale/Péloponnèse), la KSF (frontière Grèce Continentale/IAB) et la faille d'Achaïa (frontière Péloponnèse/IAB).

(a) Les azimuts et les vitesses de frontières de plaques sont imposés (lignes rouges). La vitesse de 17 mm/an de mouvement N-S entre la Grèce Continentale et le Péloponnèse est calculée d'après la Figure 40).

(b) Azimut et vitesse imposés sur la KSF et l'ouverture à Corinthe. L'azimut et la vitesse de la faille d'Achaïa sont ajustés afin de fermer le triangle (ligne verte).

(c) Azimut et vitesse imposés sur l'ouverture à Corinthe et la faille d'Achaïa. L'azimut et la vitesse de la KSF sont ajustés afin de fermer le triangle (ligne verte).

(d) Azimut et vitesse imposés sur la KSF. Azimut seul imposé sur l'ouverture à Corinthe et la faille d'Achaïa. Les vitesses sont ajustées pour fermer le triangle (lignes bleues). Nous ne retiendrons pas ce test car la vitesse d'ouverture à Corinthe dépasse le taux d'ouverture théorique dans la zone du point triple (Figure III.40).



En conclusion, si les trois plaques étaient rigides, un équivalent de ce point triple en domaine océanique pourrait être stable : cela reviendrait à accréter (de manière asymétrique) du plancher océanique de part et d'autre d'une dorsale pour accommoder les déplacements décrochants sur les deux autres branches du point triple. Il est cependant difficile de tirer des conclusions sur la résolution de ce point triple. En effet, nous imposons un comportement rigide pour les trois plaques alors que de toute évidence la Grèce Continentale et le Golfe de Corinthe sont des zones de déformation distribuée.

Un élément ressort tout de même de nos test successifs: **il y a cinématiquement besoin d'un point triple à la terminaison Ouest du Golfe de Corinthe**, et la quantité de mouvement transférée sur la faille d'Achaïa doit être relativement importante (~ 7 mm/an). Expliquer la différence entre cette vitesse théorique et la vitesse mesurée (2-3 mm) nécessiterait plus de travaux sur cette faille, qui reste encore mal comprise.

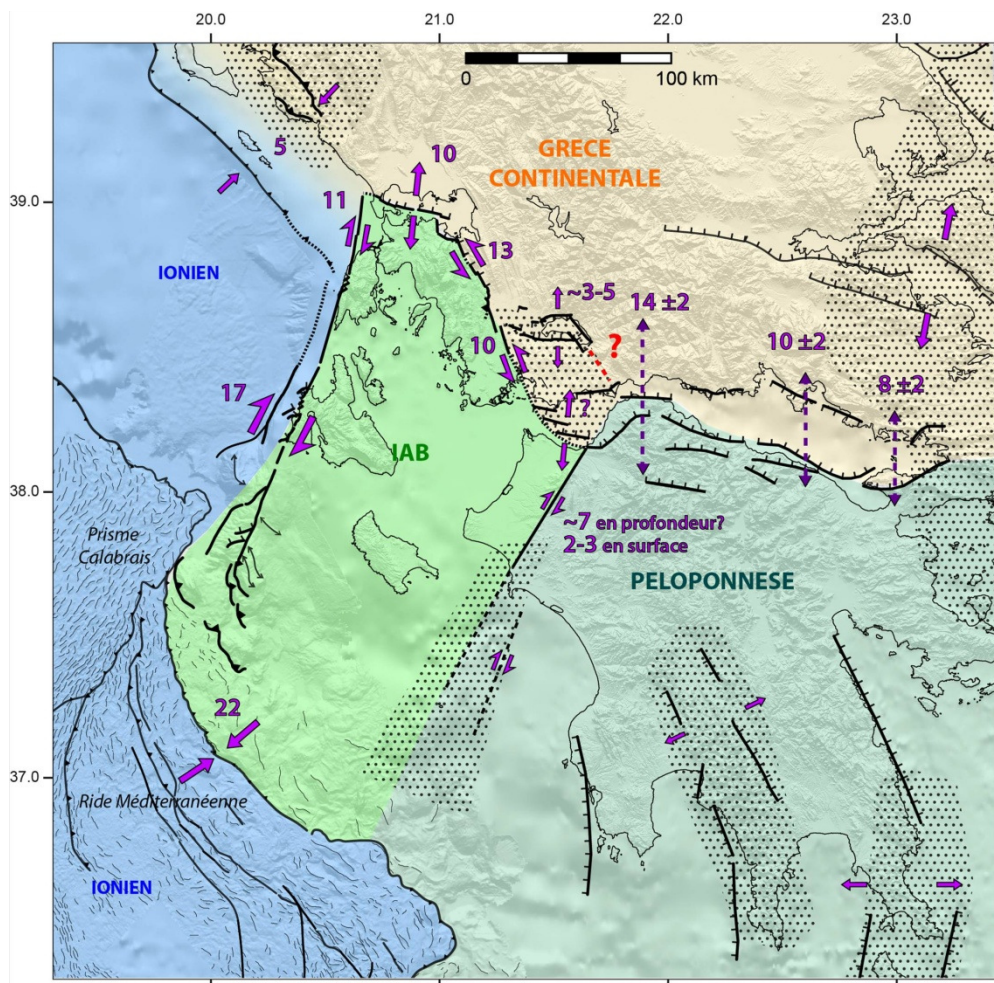


Figure III.44: Carte tectonique de synthèse de l'Ouest de la Grèce issue de nos résultats. Les zones à points sont des zones de déformation distribuée. Les couleurs indiquent les blocs. Les flèches violettes indiquent les mouvements relatifs sur les structures, obtenus avec le modèle Okada pour la KSF et le Golfe Amvrakikos (cf. Chapitre III.4), obtenu par le pôle Ionien/IAB pour Céphalonie et la convergence au backstop (cf. Chapitre III.2). Les flèches pointillées violettes indiquent l'extension mesurée sur une ligne N-S dans le Golfe de Corinthe.

5.3 Une frontière de plaques en cours d'évolution ?

Actuellement, le point triple Grèce Continentale/Péloponnèse/IAB serait situé dans les environs du Golfe du Patras. Le rifting N-S de Trichonis ayant lieu immédiatement au nord du point triple, il s'agit d'une déformation intra Grèce Continentale, le rift n'étant pas connecté à la terminaison Ouest du Golfe de Corinthe. En effet, les failles N140° du lac Trichonis meurent vers le SE, expliquant la morphologie de la terminaison SE du lac en ennoisement (Chapitre II).

Cependant, une ligne nette de sismicité orientée NW-SE, dans la prolongation des failles N140 du Trichonis, semble connecter la terminaison SE du lac à la terminaison Ouest du Golfe de Corinthe (Figure III.45). La crise sismique de 2007 à Trichonis (Mw=5.4) montre des mécanismes au foyer extensifs avec une légère composante senestre sur les failles N140° du lac [Kiritzi *et al.*, 2008].

Comme nous le proposons dans le Chapitre II, cela suggère une faille en cours de propagation, qui "crépète", mais qui n'a pas encore d'expression en surface. En connectant les failles N140° du Trichonis à la terminaison Ouest du Golfe de Corinthe, cette faille changerait la nature de la déformation dans la zone de Trichonis. D'une zone d'extension N-S intra-Grèce Continentale (Figure III.46a), le rift de Trichonis deviendrait frontière de plaques (Figure III.46b). En effet, cette faille deviendrait partie intégrante de la branche NW du point triple Péloponnèse/IAB/Grèce Continentale car elle permettrait de transmettre du mouvement de la terminaison Ouest du Golfe de Corinthe vers la le NW. Il se pourrait même cette nouvelle branche NW du point triple passant par Trichonis devienne prépondérante sur la branche de Patras étant donné qu'elle relie de manière plus "simple" l'Ouest du Golfe de Corinthe à la faille de Katouna. En effet, la branche passant par le rift de Trichonis consisterait en un système de rifts E-W avec des failles de transfert transtensives senestres de direction N140 à N150 (Figure III.46b). Quant à la branche passant par le golfe de Patras, elle implique d'Est en Ouest un système de failles normales onshore NE-SW à composante dextre [Flotte *et al.*, 2005], les failles ESE offshore du Golfe de Patras [Ferentinis *et al.*, 1985] et enfin le segment de Stamna ayant un jeu purement dextre (Figure III.46a). Si la branche NW du point triple passant par Patras et la faille de Stamna était abandonnées, la zone Sud Trichonis se rattacherait cinématiquement au bloc IAB causant le déplacement du point triple vers l'Est

(Figure III.46b). La faille d'Achaïa, prolongée au NE par le système NE-SW de l'onshore Patras, constituerait la nouvelle branche SW du point Triple (Figure III.46b).

Un point intéressant est que ce point triple, changerait de **localisation**, mais pas de **configuration** (Rift E-W - faille N140 à N155 senestre - faille NE-SW dextre). Cela suggère que dans notre zone d'étude, cette configuration de point triple est peut être bien adaptée pour accommoder la zone de transition entre collision et subduction.

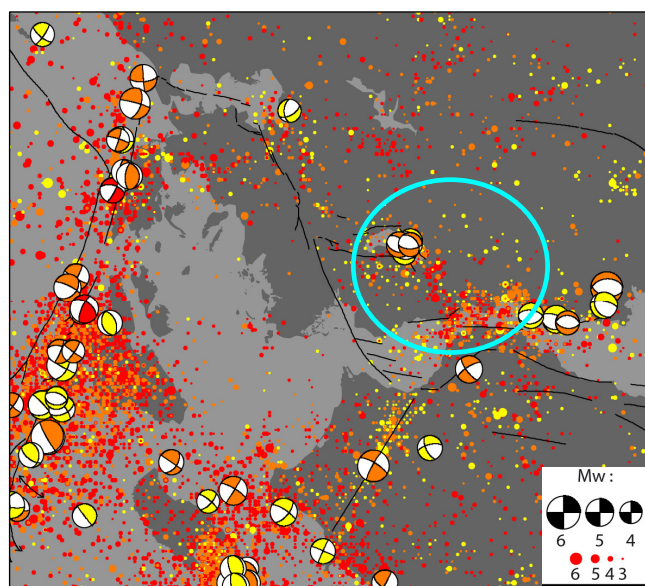


Figure III.45. Ligne nette de sismicité entre la terminaison SE du graben de Trichonis et la terminaison Ouest du Golfe de Corinthe. Extrait de la Figure III.4.

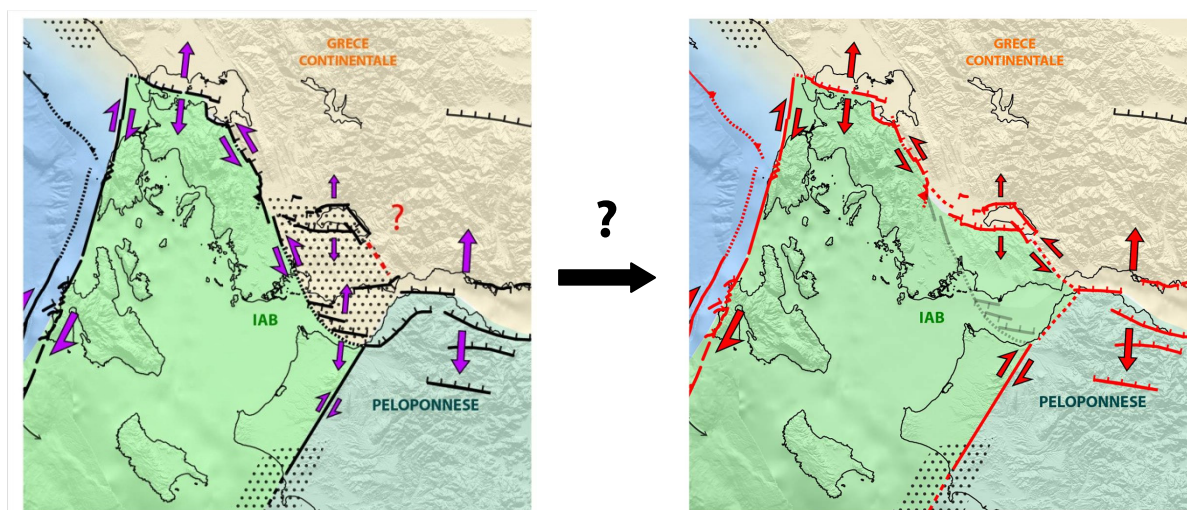


Figure III.46 : Vers une évolution de la frontière de plaques ?

DISCUSSION GÉNÉRALE SUR L'APPROCHE MULTI-
ÉCHELLE DE LA CINÉMATIQUE ET DE LA
DÉFORMATION ACTUELLE

DISCUSSION GÉNÉRALE SUR L'APPROCHE MULTI-ÉCHELLE DE LA CINÉMATIQUE ET DE LA DÉFORMATION ACTUELLE

1. DÉFORMATION CRUSTALE GRANDE ÉCHELLE / ÉCHELLE RÉGIONALE : DEUX VISIONS ET DEUX APPROCHES DIFFÉRENTES

Durant cette thèse, j'ai eu la chance de pouvoir appréhender la déformation crustale à différentes échelles spatiales. Il ressort de cette étude que selon l'échelle avec laquelle on considère la déformation dans la lithosphère, on peut être amené à modéliser de la déformation comme un continuum (grande échelle) ou par des interactions de blocs rigides (échelle régionale).

Dans le chapitre I, nous avons étudié la déformation à grande échelle en établissant des cartes de champ de vitesses horizontales interpolé et de strain d'une zone englobant la Méditerranée Centrale et Orientale (2000 km x 1500 km, Planche 1). La méthode que nous avons utilisée était la méthode de [Haines and Holt, 1993], basée sur le principe de déformation continue de la lithosphère, qui peut s'appliquer lorsque la zone d'étude a une dimension représentant plusieurs fois l'épaisseur élastique de la lithosphère [England and Mckenzie, 1982].

Cette méthode pourrait sembler discutable au premier ordre. En effet, la déformation est calculée à partir du champ de vitesse interpolé, qui rappelons-le, est une interpolation des **vecteurs GPS mesurés**. En champ lointain des failles, les vecteurs mesurés correspondent à du mouvement long terme. Cependant, en champ proche des failles, les vecteurs mesurés peuvent représenter des mouvements court-terme transitoires (blocage élastique intersismique ou effets post sismiques). Cela signifie que *sensu stricto*, notre champ de vitesse interpolé n'est pas purement long terme et peut contenir des mouvements court termes. Dans ce cas là, on pourrait se poser la question:

Que voit-on au juste sur la carte de déformation effectuée avec la méthode de [Haines and Holt, 1993] ?

Etant donnée la grande échelle avec laquelle nous avons appréhendé la déformation (la résolution de notre grille est de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, soit environ 1 nœud tous les 50 km environ), les mouvements court-terme en champ proche des failles devraient avoir une influence mineure sur notre champ de vitesse interpolé. En effet, en considérant 50 km de zone influencée par du couplage élastique de part et d'autre d'une faille bloquée, cela n'affecterait qu'une bande de 2 nœuds de notre grille (soit une largeur de 4 cellules sur la carte de déformation qui est détaillée à $0.25^\circ \times 0.25^\circ$). De plus, l'interpolation du champ de vitesse a pour effet de "smoother" le champ de vitesse mesuré, "gommant" ainsi les effets locaux et court terme d'interaction de micro-blocs crustaux. Ainsi, si l'on considère que nous avons réussi à "gommer" les effets élastiques, le champ de vitesse horizontal interpolé et la déformation que l'on obtient pourraient être associés à des sources dynamiques de grande longueur d'onde uniquement.

Dans les chapitres II et III, nous nous sommes focalisés sur la tectonique active et la cinématique de l'Ouest de la Grèce, et plus particulièrement sur la région des îles Ioniennes et de l'Akarnanie (IAB), zone qui s'étend sur 80 km x 100 km environ. A cette échelle là, une majeure partie du champ de vitesse mesuré par le GPS peut être influencée par du couplage élastique si une ou plusieurs failles majeures de la région sont bloquées, ou par du couplage élastique liée à l'interface de subduction. En premier lieu, une cartographie précise des failles actives de la région est donc nécessaire. Ensuite, une approche cinématique régionale couplée à un modèle élastique simple d'Okada a été envisagée pour isoler et modéliser les effets de couplage élastique associés aux failles bordières du IAB. La correction de ces effets élastiques sur le champ de vitesse mesuré a permis d'étudier les mouvements long terme dans l'Ouest de la Grèce.

2. COMPARAISON CINÉMATIQUE GRANDE ÉCHELLE/CINÉMATIQUE RÉGIONALE DANS L'OUEST DE LA GRÈCE

Afin de faire cette comparaison, nous reportons sur une planche (Planche 1) la carte cinématique finale du Chapitre I et celle du Chapitre III. Nous avons rajouté sur la carte cinématique grande échelle la cartographie plus précise des failles actives que nous avons envisagées dans les Chapitres II et III.

Prendre du recul sur le Chapitre III et replacer notre zone de l'Ouest de la Grèce dans son contexte grande échelle fait du bien. En effet, nous avons conclu dans le Chapitre I que dans la région Sud Balkans-Ouest Egée, l'accommodation du mouvement relatif entre l'Eurasie stable et le domaine se faisait de manière graduelle, par une extension N-S distribuée le long cette zone. Cette accommodation graduelle a d'ailleurs pour conséquence de désactiver la terminaison Ouest de la faille Nord-Anatolienne dans le Nord de l'Egée (extension N-S au nord et au sud de sa terminaison Ouest, voir Chapitre I). Ainsi, le problème que nous posait le domaine "Grèce Continentale" du Chapitre III dans notre modèle de blocs prend ici son sens. Cette zone est en réalité une portion de l'Eurasie qui se déforme suivant cette grande zone Sud Balkans-Ouest Egée de déformation N-S distribuée. Dans certaines zones, la déformation est également corrélable entre les deux échelles. Le long du Golfe de Corinthe, l'extension N-S est plutôt distribuée à son extrémité Est et devient plus localisée à sa terminaison Ouest (bande de 75 km de déformation, Planche 1). Le fait que le Péloponnèse soit une zone de déformation distribuée dans le modèle de [Haines and Holt, 1993] semble confirmer qu'il est affecté au Nord par l'ouverture du Golfe de Corinthe et au Sud par du collapse.

Le cas où nous trouvons une différence notable et "dérangante" entre les deux échelles est celui du bloc IAB. Notre étude cinématique régionale a permis de montrer que cette zone était un bloc rigide et que du blocage élastique associé aux failles de Céphalonie (fort couplage) et de la KSF (moindre couplage) affectait l'ensemble des vecteurs à l'intérieur de ce bloc. Avec la méthode de [Haines and Holt, 1993], le décrochement sur les failles bordières ressort bien mais la zone du IAB apparaît comme une zone qui se déforme. Cependant, grâce à notre étude régionale, nous savons maintenant que cette déformation est en majorité de la déformation élastique.

3. DEUX APPROCHES COMPLÉMENTAIRES ?

Les approches grande échelle et échelle régionale pour appréhender la déformation crustale présentent chacune des intérêts et des limites. La grande échelle (Chapitre I) nous a permis de faire ressortir la déformation associée à des sources dynamiques de grande longueur d'onde. Cette méthode n'est cependant pas adaptée pour étudier la déformation à l'échelle de la faille active et des interactions de blocs crustaux. En effet, elle ne permet pas de distinguer la déformation distribuée (long-terme) de la déformation élastique (court-terme). Pour cette raison, une fois que le signal grande échelle de la déformation a été mis en évidence avec la méthode de [Haines and Holt, 1993], nous passons à une approche plus "bloc" de la déformation pour étudier le couplage élastique sur les failles de l'Ouest de la Grèce (IAB). L'approche "bloc" présente elle aussi des limites. Il faut tout d'abord connaître les frontières de blocs, ce qui demande beaucoup de travail. De plus, découper la zone d'étude en blocs pose un problème si une zone est affectée par de la déformation distribuée.

Combiner ces deux approches s'est donc révélé tout simplement capital. Si nous nous étions arrêtés à la grande échelle, nous n'aurions pas su si la déformation que l'on voyait dans le IAB était de la déformation long terme ou de la déformation élastique. Or nos résultats montrent qu'une majorité du mouvement à l'intérieur du IAB peut être expliqué par du couplage élastique. Des travaux supplémentaires seraient néanmoins à envisager pour tester si de la déformation interne (long terme) affecte le sud du IAB, dans la région de Céphalonie et Zakynthos.

Enfin, si nous n'avions pas fait le travail grande échelle, nous n'aurions pas pu faire le travail à l'échelle régionale car le mouvement long terme du bloc Ionien avait besoin d'être contraint pour investiguer la déformation dans le IAB.

En conclusion, la superposition de ces deux cartes (Planche 1) permet de mesurer les effets en champ lointain et en champ proche d'une zone de transition collision-subduction.

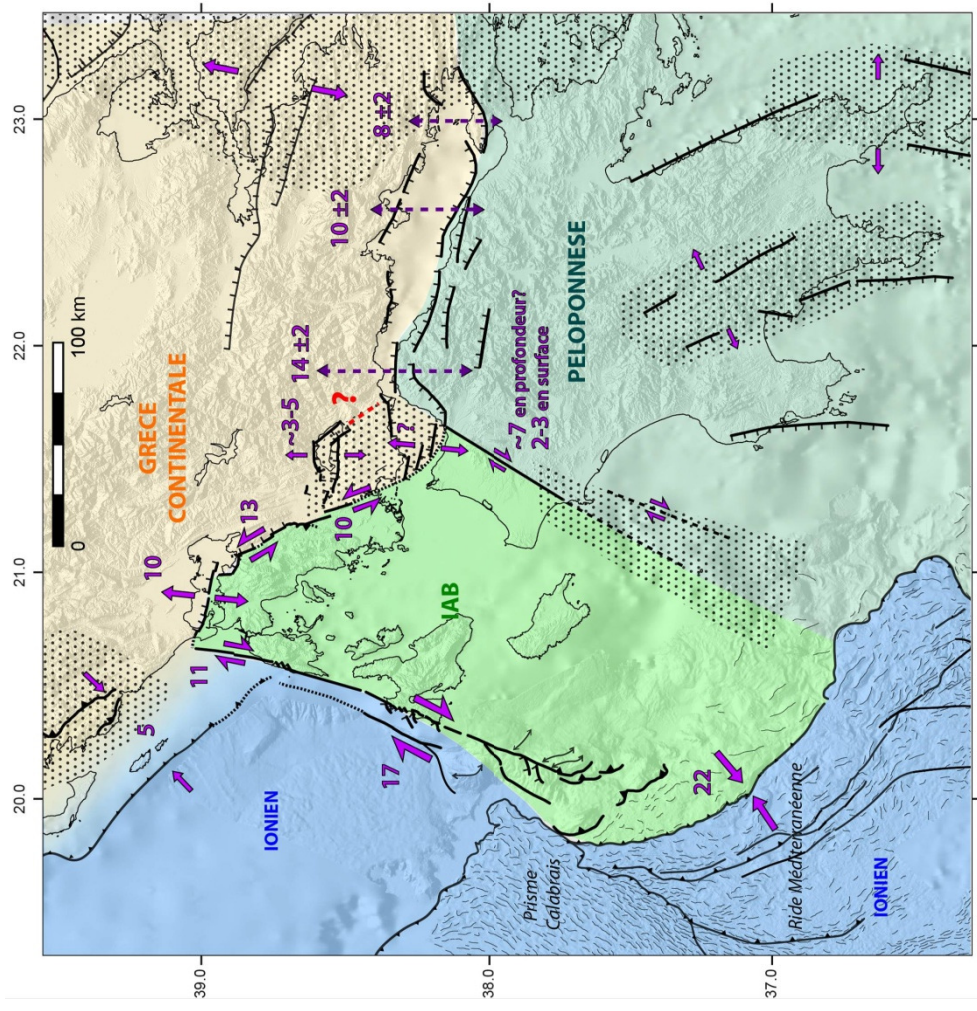
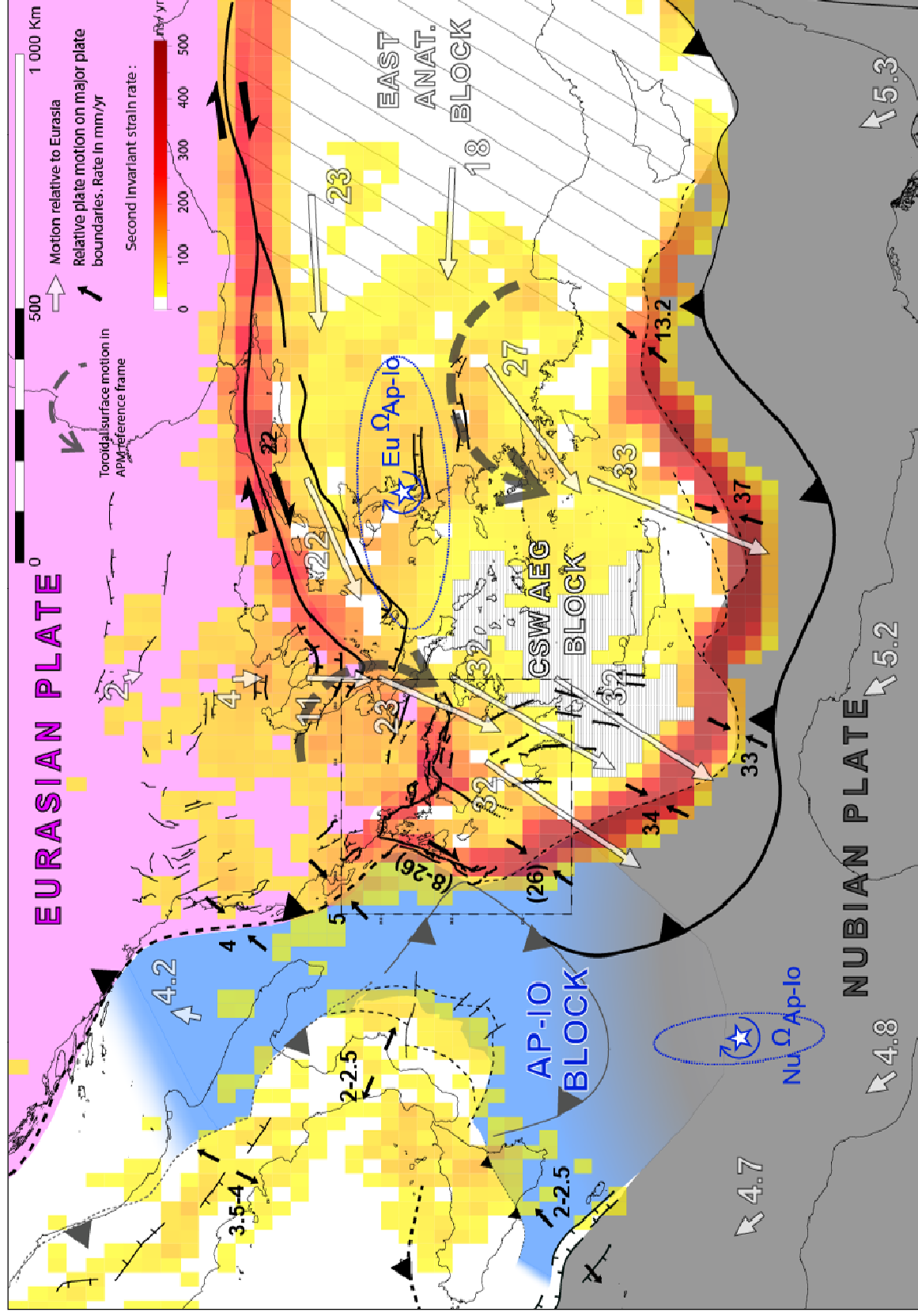


Planche 1:
 Résultats du modèle cinématique grande échelle (Chapitre I) Vs. carte cinématique échelle régionale (Chapitre III)

CONCLUSION GÉNÉRALE

CONCLUSION GÉNÉRALE

Notre approche multi-échelle de la déformation dans l'Ouest de la Grèce, en considérant la tectonique active des failles sur le terrain, la cinématique régionale de cette zone ainsi que la déformation en domaine beaucoup plus lointain (modèle de déformation grande échelle englobant la Méditerranée Centrale et Orientale) nous permet de tirer les conclusions suivantes :



La source dynamique expliquant la déformation de l'Ouest de la Grèce et plus généralement de toute la zone Sud Balkans-Grèce Continentale-Ouest Egée-Péloponnèse ne serait pas la propagation d'une zone de cisaillement « Centre Hellénique » (Central Hellenic Shear Zone [*Papanikolaou and Royden, 2007*]) associée à la faille Nord Anatolienne.

En modélisant le champ de vitesse horizontale sur une zone englobant la Méditerranée Centrale et Orientale par la méthode de [*Haines and Holt, 1993*], une première observation est frappante: une zone, s'étendant de la Bulgarie à l'Albanie d'Est en Ouest et de la Bulgarie à l'Est du Golfe de Corinthe du Nord au Sud, est affectée par un mouvement dirigé vers le Sud par rapport à l'Eurasie Fixe. Ce mouvement grande échelle entre l'Eurasie stable et le domaine Ouest Egéen est accommodé graduellement par une extension N-S distribuée le long d'une zone s'étendant de la Bulgarie à l'Est du Golfe de Corinthe. En conséquence, la faille dextre Nord Anatolienne n'a pas "besoin" de se propager vers l'Ouest (i.e., l'extension distribuée N-S du domaine Sud Balkans-Ouest Egée désactive sa terminaison Ouest). La faille Nord Anatolienne se terminerait donc en cuillère (faille normale E-W) au niveau du fossé Nord Egéen.

Cette extension N-S de toute la partie Ouest Egéenne-Sud Balkans, localisée au niveau du Golfe de Corinthe et distribuée entre plusieurs grabens E-W plus au nord semble être due à un entrainement vers le Sud de grande longueur d'onde, qui pourrait être causé par le retrait du slab Hellénique [*Jolivet, 2001; Le Pourhiet et al., 2003*]. Cependant, nous ne pouvons pas conclure sur le processus dynamique exact impliqué par le retrait du slab: collapse de la croûte suivant une direction préférentielle (vers le "bord libre" résultant du retrait du slab),

fluage dans la croûte inférieure chenalisée (analogue du modèle de "Channel flow" proposé dans l'Est de l'Himalaya [Beaumont *et al.*, 2004]), ou encore une traction basale sous la plaque chevauchante causée par un flux asthénosphérique venant combler le retrait du slab Hellénique.

La modélisation cinématique grande échelle a également permis de contraindre le mouvement du bloc Apulien-Ionien (AP-IO), dont une grande partie est en domaine marin. Le bloc AP-IO a un mouvement horaire par rapport à la Nubie, et la localisation du pôle AP-IO/Nubie (situé dans la plaine de Sirte) est compatible avec l'ouverture des rifts Pélagiens. Par opposition à la subduction Hellénique active où la convergence atteint ~ 30 mm/an, nous interprétons le faible mouvement de la Calabre orienté vers la fosse Calabraise (2-2,5mm /an) comme résultant de l'effondrement de l'Arc de Calabre, la zone de subduction Calabraise pouvant être considérée aujourd'hui comme inactive.

➡ L'étude tectonique active que nous avons menée en Etolo-Akarnanie (Ouest de la Grèce) a permis d'établir une cartographie précise des failles actives (et inactives) dans la région.

Le demi-graben actif ESE du Golfe Amvrakikos et le système transtensif senestre N155° de la KSF constituent respectivement les frontières nord et est d'un bloc IAB (Ionian Island-Akarnania Bloc), la frontière Ouest de ce bloc étant la faille transformante de Céphalonie. La vitesse géologique **minimale** de la KSF serait de ~ 4 mm/an, d'après des datations par isotopes cosmogéniques, confirmant que cette faille a une vitesse de déplacement élevée (10 mm/an mesurée par le GPS). En ajoutant à cela l'absence de scarps ou autre reliefs structuraux, son faible degré de sismicité et l'occurrence d'un bedrock constitué de brèches Triasiques et de gypses, nous suggérons un comportement de type creep-slip pour la KSF. Les failles de Trichonis, pourraient en revanche avoir un comportement plus "stick-slip". L'absence de déformation active à l'intérieur du IAB suggère que ce bloc se comporte de manière rigide. En effet, les chevauchements Helléniques Néogène N-S situés à l'intérieur du IAB apparaissent aujourd'hui inactifs étant donnée leur morphologie de versant majoritairement contrôlée par des processus gravitaires de régularisation de pente.

Vers ~ 1.5 Ma, le jeu dextre s'initie sur Céphalonie et l'ouverture s'intensifie à Corinthe. Entre ~ 1.5 Ma et ~ 200 ka, les failles ESE du Golfe Amvrakikos et la KSF s'initient, alors que les chevauchements N-S de l'Akarnanie se scellent (vers ~ 600 ka). Cela suggèrent une individualisation progressive du bloc IAB pendant le Pléistocène.

➡ Une étude cinématique régionale et un modèle élastique simple de type Okada ont permis de montrer que le champ de vitesse GPS mesuré dans le IAB peut être entièrement expliqué par du blocage élastique associés aux failles de Céphalonie (fort couplage) et au système de failles de la KSF (moindre couplage).

Un possible couplage lié à l'interface de subduction n'est pas requis pour expliquer le champ de vitesse mesuré. Cela ne signifie pas que ce couplage lié à la subduction n'existe pas. En revanche ce couplage doit être relativement faible afin d'expliquer qu'il n'ait aucune expression en surface.

Une fois les effets élastiques corrigés sur le champ de vitesse mesuré, nous avons pu déterminer les domaines cinématiques de la région, déterminer les vitesses de glissements des frontières (~ 17 mm/an de décrochement dextre sur la faille de Céphalonie, 10 mm/an d'ouverture N-S au niveau du Golfe Amvrakikos, de 10 à 13 mm/an sur la KSF, 3 à 5 mm/an d'ouverture sur le rift de Trichonis) et analyser la configuration de ces frontières. Nos résultats montrent qu'il y a cinématiquement besoin d'un point triple à la terminaison Ouest du Golfe de Corinthe entre les domaines de la Grèce Continentale, du Péloponnèse et du IAB. Ce point triple, de type Rift (Golfe de Corinthe) - Faille senestre (KSF) - Faille dextre (Faille d'Achaïa) se situe dans les environs du Golfe de Patras.

Scénario interprétatif

En considérant toutes ces conclusions, il apparaît que la déformation que nous avons mise en évidence sur plusieurs échelles spatiales dans l'Ouest de la Grèce pourrait s'expliquer globalement par un processus de transition collision-subduction (collision de la Plateforme Apulienne contre l'avant pays Albanais-NW Grec et subduction de l'ancienne lithosphère océanique Ionienne sous le Péloponnèse). La faille de Céphalonie jouerait le rôle de faille transformante entre le front de collision continentale et le front de subduction océanique. L'accommodation de cette transition collision-subduction en domaine champ proche impliquerait l'individualisation d'un micro-bloc (IAB) et la formation d'un point triple de type Rift - Faille - Faille entre les domaines IAB, Péloponnèse et Grèce Continentale. Cette transition collision-subduction pourrait également avoir des influences en champ lointain. Le retrait du panneau plongeant Hellénique vers le Sud, contemporain d'une compression NE-SW le long du front de collision Albanais-NW grec, résulterait en une large zone d'extension distribuée N-S qui s'étend jusqu'au Balkans, désactivant ainsi la terminaison Ouest de la faille Nord Anatolienne.

PERSPECTIVES...

De manière générale, notre étude de la déformation au cours de cette thèse a été clairement plus cinématique que dynamique.

Une modélisation dynamique de la déformation à grande échelle dans la Méditerranée Orientale serait intéressante pour tester si des processus liés au retrait du panneau plongeant Hellénique peuvent expliquer la déformation observée en surface (notamment les mouvements toroïdaux en terminaison de zone de subduction). A plus petite échelle, une modélisation dynamique plus poussée du couplage élastique associé au plan de subduction sous les îles Ioniennes serait à considérer. En effet, vue la géométrie 3D de l'interface, nous étions très limités avec notre modèle élastique simple. Cela nécessiterait néanmoins d'avoir plus de points GPS qui couvrent cette zone

Enfin, remesurer ou installer de nouveaux points GPS de part et d'autre de la KSF et au nord du lac Trichonis permettrait de mieux contraindre les mouvements dans cette région où nous avons peu de vecteurs GPS mesurés.

RÉFÉRENCES (HORS ARTICLES)

- Anastasakis, G., D. J. W. Piper, and C. Tziavos (2007), Sedimentological response to neotectonics and sea-level change in a delta-fed, complex graben: Gulf of Amvrakikos, western Greece, *Mar Geol*, 236(1-2), 27-44.
- Armijo, R., B. Meyer, G. C. P. King, A. Rigo, and D. Papanastassiou (1996), Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean, *Geophys J Int*, 126(1), 11-53.
- Aubouin, J. (1959), Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale; les confins de l'Épire et de la Thessalie, *Annales Géologiques des pays Helléniques*, 9.
- Beaumont, C., R. A. Jamieson, M. H. Nguyen, and S. Medvedev (2004), Crustal channel flows: 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 109(B6).
- Bott, M. H. P. (1996), Flexure associated with planar faulting, *Geophys J Int*, 126(3), F21-F24.
- Braucher, R., E. T. Brown, D. L. Bourles, and F. Colin (2003), In situ produced Be-10 measurements at great depths: implications for production rates by fast muons, *Earth Planet Sc Lett*, 211(3-4), 251-258.
- Braucher, R., S. Merchel, J. Borgomano, and D. L. Bourles (2011), Production of cosmogenic radionuclides at great depth: A multi element approach, *Earth Planet Sc Lett*, 309(1-2), 1-9.
- Braucher, R., P. Del Castillo, L. Siame, A. J. Hidy, and D. L. Bourles (2009), Determination of both exposure time and denudation rate from an in situ-produced Be-10 depth profile: A mathematical proof of uniqueness. Model sensitivity and applications to natural cases, *Quat Geochronol*, 4(1), 56-67.
- Briole, P. (2013), Ground deformation across the Corinth rift from 22 years of GPS observations, *Geophysical Research Abstracts*, 15, EGU2013-13183, EGU General Assembly, Vienna, Austria.
- Briole, P., A. Rigo, H. Lyon-Caen, J. C. Ruegg, K. Papazissi, C. Mitsakaki, A. Balodimou, G. Veis, D. Hatzfeld, and A. Deschamps (2000), Active deformation of the Corinth rift, Greece: Results from repeated Global Positioning System surveys between 1990 and 1995, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 105(B11), 25605-25625.
- British Petroleum Co Ltd (1971), The Geological Results of Petroleum Exploration in Western Greece, Institute of Geology and Mineral Exploration, IGME, Special Report, 10, Athens.
- Chamot-Rooke, N., C. Rangin, X. Le Pichon, and D. w. group (2005), DOTMED: A synthesis of deep marine data in the eastern Mediterranean, *Mém. Soc. géol. France*, 177(64), 64p.
- Charade, O., and A. Ganas (permanent GPScope network), *on-line data available at <https://gpscope.dt.insu.cnrs.fr/chantiers/corinthe/>*.
- Chéry, J., and H. Hassani (2002), ADELI: a 2D/3D Finite Element Software for the Thermomechanical Modeling of the Geological Deformation, 25.
- Chmeleff, J., F. von Blanckenburg, K. Kossert, and D. Jakob (2010), Determination of the Be-10 half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting, *Nucl Instrum Meth B*, 268(2), 192-199.
- Clement, C., A. Hirn, P. Charvis, M. Sachpazi, and F. Marnelis (2000), Seismic structure and the active Hellenic subduction in the Ionian islands, *Tectonophysics*, 329(1-4), 141-156.

- Clews, J. E. (1989), Structural controls on basin evolution: Neogene to Quaternary of the Ionian zone, Western Greece, *Journal of the Geological Society, London*, 146, 447-457.
- Cocard, M., H. G. Kahle, Y. Peter, A. Geiger, G. Veis, S. Felekis, D. Paradissis, and H. Billiris (1999), New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: recent results inferred from GPS measurements (1993-1998) across the West Hellenic Arc, Greece, *Earth Planet Sc Lett*, 172(1-2), 39-47.
- Collier, R. E. L., and C. J. Dart (1991), Neogene to Quaternary Rifting, Sedimentation and Uplift in the Corinth Basin, Greece, *J Geol Soc London*, 148, 1049-1065.
- Cushing, M. (1985), Evolution structurale de la marge nord ouest Hellenique dans l'île de Levkas et ses environs (Grèce nord-occidentale), Université Paris-Sud, Orsay, France.
- D'Agostino, N., A. Avallone, D. Cheloni, E. D'Anastasio, S. Mantenuto, and G. Selvaggi (2008), Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 113(B12).
- Dewey, J. F., M. L. Helman, E. Torco, D. H. W. Hutton, and S. D. Knott (1989), Kinematics of the Western Mediterranean, in *Alpine tectonics*, edited by M. P. Coward, D. D. Dietrich and R. G. Park, pp. 265-283, Geol. Soc. Spec. Publ.
- Engdahl, E. R., R. van der Hilst, and R. Buland (1998), Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *B Seismol Soc Am*, 88(3), 722-743.
- England, P., and D. Mckenzie (1982), A Thin Viscous Sheet Model for Continental Deformation, *Geophys J Roy Astr S*, 70(2), 295-321.
- Feng, L. J., A. V. Newman, G. T. Farmer, P. Psimoulis, and S. C. Stiros (2010), Energetic rupture, coseismic and post-seismic response of the 2008 M-W 6.4 Achaia-Elia Earthquake in northwestern Peloponnese, Greece: an indicator of an immature transform fault zone, *Geophys J Int*, 183(1), 103-110.
- Ferentinos, G., M. Brooks, and T. Doutsos (1985), Quaternary Tectonics in the Gulf of Patras, Western Greece, *J Struct Geol*, 7(6), 713-717.
- Flesch, L. M., A. J. Haines, and W. E. Holt (2001), Dynamics of the India-Eurasia collision zone, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 106(B8), 16435-16460.
- Flotte, N., D. Sorel, C. Muller, and J. Tensi (2005), Along strike changes in the structural evolution over a brittle detachment fault: Example of the Pleistocene Corinth-Patras rift (Greece), *Tectonophysics*, 403(1-4), 77-94.
- Floyd, M. A., et al. (2010), A new velocity field for Greece: Implications for the kinematics and dynamics of the Aegean, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 115.
- Ganas, A., E. Serpelloni, G. Drakatos, M. Kolligri, I. Adamis, C. Tsimi, and E. Batsi (2009), The Mw 6.4 SW-Achaia (Western Greece) Earthquake of 8 June 2008: Seismological, Field, GPS Observations, and Stress Modeling, *J Earthq Eng*, 13(8), 1101-1124.
- Gosse, J. C., and F. M. Phillips (2001), Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application, *Quaternary Sci Rev*, 20(14), 1475-1560.
- Haines, A. J., and W. E. Holt (1993), A Procedure for Obtaining the Complete Horizontal Motions within Zones of Distributed Deformation from the Inversion of Strain-Rate Data, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 98(B7), 12057-12082.
- Hirn, A., M. Sachpazi, R. Siliqi, J. McBride, F. Marnelis, and L. Cernobori (1996), A traverse of the Ionian islands front with coincident normal incidence and wide-angle seismics, *Tectonophysics*, 264(1-4), 35-49.
- Hollenstein, C., A. Geiger, H. G. Kahle, and G. Veis (2006), CGPS time-series and trajectories of crustal motion along the West Hellenic Arc, *Geophys J Int*, 164(1), 182-191.

- Hollenstein, C., M. D. Muller, A. Geiger, and H. G. Kahle (2008), Crustal motion and deformation in Greece from a decade of GPS measurements, 1993-2003, *Tectonophysics*, 449(1-4), 17-40.
- Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME) (1967), Geological map of Greece, Kanalakion sheet (1:50 000).
- Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME) (1987), Geological map of Greece, Amphilochia sheet (1:50 000).
- Jolivet, L. (2001), A comparison of geodetic and finite strain pattern in the Aegean, geodynamic implications, *Earth Planet Sc Lett*, 187(1-2), 95-104.
- Jolivet, L., and C. Faccenna (2000), Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision, *Tectonics*, 19(6), 1095-1106.
- Jolivet, L., and J. P. Brun (2010), Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean, *Int J Earth Sci*, 99(1), 109-138.
- Jolivet, L., C. Faccenna, B. Goffe, E. Burov, and P. Agard (2003), Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens, *American Journal of Science*, 303(5), 353-409.
- Jolivet, L., R. Augier, C. Robin, J. P. Suc, and J. M. Rouchy (2006), Litho spheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis, *Sediment Geol*, 188, 9-33.
- Jolivet, L., L. Labrousse, P. Agard, O. Lacombe, V. Bailly, E. Lecomte, F. Mouthereau, and C. Mehl (2010), Rifting and shallow-dipping detachments, clues from the Corinth Rift and the Aegean, *Tectonophysics*, 483(3-4), 287-304.
- Jolivet, L., R. Augier, C. Faccenna, F. Negro, G. Rimmele, P. Agard, C. Robin, F. Rossetti, and A. Crespo-Blanc (2008), Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region, *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 179(6), 525-550.
- Kapsimalis, V., P. Pavlakis, S. E. Poulos, S. Alexandri, C. Tziavos, A. Sioulas, D. Filippas, and V. Lykousis (2005), Internal structure and evolution of the Late Quaternary sequence in a shallow embayment: The Amvrakikos Gulf, NW Greece, *Mar Geol*, 222, 399-418.
- Karakitsios, V., and N. Rigakis (2007), Evolution and petroleum potential of Western Greece, *J Petrol Geol*, 30(3), 197-218.
- Kiratzi, A., E. Sokos, A. Ganas, A. Tselentis, C. Benetatos, Z. Roumelioti, A. Serpetsidaki, G. Andriopoulos, O. Galanis, and P. Petrou (2008), The April 2007 earthquake swarm near Lake Trichonis and implications for active tectonics in western Greece, *Tectonophysics*, 452(1-4), 51-65.
- Konstantinou, K. I., N. S. Melis, S. J. Lee, C. P. Evangelidis, and K. Boukouras (2009), Rupture Process and Aftershocks Relocation of the 8 June 2008 M-w 6.4 Earthquake in Northwest Peloponnese, Western Greece, *B Seismol Soc Am*, 99(6), 3374-3389.
- Korschinek, G., et al. (2010), A new value for the half-life of Be-10 by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting, *Nucl Instrum Meth B*, 268(2), 187-191.
- Kreemer, C., and N. Chamot-Rooke (2004), Contemporary kinematics of the southern Aegean and the Mediterranean Ridge, *Geophys J Int*, 157(3), 1377-1392.
- Kreemer, C., W. E. Holt, and A. J. Haines (2003), An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation, *Geophys J Int*, 154(1), 8-34.
- Laigle, M., A. Hirn, M. Sachpazi, and C. Clement (2002), Seismic coupling and structure of the Hellenic subduction zone in the Ionian Islands region, *Earth Planet Sc Lett*, 200(3-4), 243-253.
- Le Dortz, K., B. Meyer, M. Sebrier, R. Braucher, D. Bourles, L. Benedetti, H. Nazari, and M. Foroutan (2012), Interpreting scattered in-situ produced cosmogenic nuclide depth-profile data, *Quat Geochronol*, 11, 98-115.

- Le Pichon, X., N. Chamot-Rooke, S. Lallemand, R. Noomen, and G. Veis (1995), Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics, *J. Geophys. Res.*, 100(B7), 12675-12690.
- Le Pourhiet, L., E. Burov, and I. Moretti (2003), Initial crustal thickness geometry controls on the extension in a back arc domain: Case of the Gulf of Corinth, *Tectonics*, 22(4), 1032.
- Louvari, E., A. A. Kiratzi, and B. C. Papazachos (1999), The Cephalonia Transform Fault and its extension to western Lefkada Island (Greece), *Tectonophysics*, 308(1-2), 223-236.
- McCaffrey, R. (1995), DEF-NODE users guide, Troy, New York, Rensselaer Polytechnic Institute, 19.
- McNeill, L. C., and R. E. L. Collier (2004), Uplift and slip rates of the eastern Eliki fault segment, Gulf of Corinth, Greece, inferred from Holocene and Pleistocene terraces, *J Geol Soc London*, 161, 81-92.
- Melis, N. S., and P. W. Burton (1988), Seismicity and Crustal Deformation in Regions of Central Greece, *Geophysical Journal-Oxford*, 92(3), 529-529.
- Nielsen, C. (2003), Etude des zones de subduction en convergence hyper-oblique: exemples de la ride méditerranéenne et de la marge indo-birmane, Université Paris-Sud, Orsay, France.
- Nocquet, J. M. (2012), Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results, *Tectonophysics*, 579, 220-242.
- Okada, Y. (1985), Surface Deformation Due to Shear and Tensile Faults in a Half-Space, *B Seismol Soc Am*, 75(4), 1135-1154.
- Papanikolaou, D. J., and L. H. Royden (2007), Disruption of the Hellenic arc: Late Miocene extensional detachment faults and steep Pliocene-Quaternary normal faults - Or what happened at Corinth?, *Tectonics*, 26(5).
- Papanikolaou, D. J., M. Alexandri, and P. Nomikou (2006), Active faulting in the north Aegean basin, *Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia*, 409, 189-209.
- Papazachos, B., and C. Papazachou (1997), *The Earthquakes of Greece*, 304 pp., P. Ziti and Co, Thessaloniki, Greece.
- Pearce, F. D., S. Rondenay, M. Sachpazi, M. Charalampakis, and L. H. Royden (2012), Seismic investigation of the transition from continental to oceanic subduction along the western Hellenic Subduction Zone, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, doi:10.1029/2011JB009023, in press.
- Perouse, E., P. Vernant, J. Chery, R. Reilinger, and S. McClusky (2010), Active surface deformation and sub-lithospheric processes in the western Mediterranean constrained by numerical models, *Geology*, 38(9), 823-826.
- Perouse, E., N. Chamot-Rooke, A. Rabaute, P. Briole, F. Jouanne, I. Georgiev, and D. Dimitrov (2012), Bridging onshore and offshore present-day kinematics of central and eastern Mediterranean: Implications for crustal dynamics and mantle flow, *Geochem Geophys Geosy*, 13.
- Poulimenos, G., and T. Doutsos (1997), Flexural uplift of rift flanks in central Greece, *Tectonics*, 16(6), 912-923.
- Reilinger, R., S. McClusky, D. Paradissis, S. Ergintav, and P. Vernant (2010), Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone, *Tectonophysics*, 488(1-4), 22-30.
- Rohais, S., R. Eschard, M. Ford, F. Guillocheau, and I. Moretti (2007), Stratigraphic architecture of the Plio-Pleistocene infill of the Corinth Rift: Implications for its structural evolution, *Tectonophysics*, 440(1-4), 5-28.
- Royden, L. H., and D. J. Papanikolaou (2011), Slab segmentation and late Cenozoic disruption of the Hellenic arc, *Geochem Geophys Geosy*, 12.

- Savage, J. C., and R. O. Burford (1973), Geodetic Determination of Relative Plate Motion in Central California, *J Geophys Res*, 78(5), 832-845.
- Schimmelpfennig, I., L. Benedetti, R. Finkel, R. Pik, P. H. Blard, D. Bourles, P. Burnard, and A. Williams (2009), Sources of in-situ Cl-36 in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates, *Quat Geochronol*, 4(6), 441-461.
- Schimmelpfennig, I., L. Benedetti, V. Garreta, R. Pik, P. H. Blard, P. Burnard, D. Bourles, R. Finkel, K. Ammon, and T. Dunai (2011), Calibration of cosmogenic Cl-36 production rates from Ca and K spallation in lava flows from Mt. Etna (38 degrees N, Italy) and Payun Matru (36 degrees S, Argentina), *Geochim Cosmochim Ac*, 75(10), 2611-2632.
- Shaw, B., and J. Jackson (2010), Earthquake mechanisms and active tectonics of the Hellenic subduction zone, *Geophys J Int*, 181(2), 966-984.
- Siame, L., et al. (2004), Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France), *Earth Planet Sc Lett*, 220(3-4), 345-364.
- Sorel, D. (1976), Etude néotectonique dans l'arc Egéen externe occidentale : les îles Ioniennes de Céphalonie et Zante et de l'Elide occidentale (Grèce), Université de Paris-Sud, Orsay, France.
- Spakman, W., M. J. R. Wortel, and N. J. Vlaar (1988), The Hellenic Subduction Zone - a Tomographic Image and Its Geodynamic Implications, *Geophys Res Lett*, 15(1), 60-63.
- Speranza, F., L. Minelli, A. Pignatelli, and M. Chiappini (2012), The Ionian Sea: The oldest in situ ocean fragment of the world?, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 117.
- Stiros, S., F. Moschas, L. J. Feng, and A. V. Newman (in press.), Long-term versus short-term deformation of the meizoseismal area of the 2008 Achaia-Elia (MW 6.4) earthquake in NW Peloponnese, Greece: Evidence from historical triangulation and morphotectonic data., *Tectonophysics*.
- Stone, J. O., G. L. Allan, L. K. Fifield, and R. G. Cresswell (1996), Cosmogenic chlorine-36 from calcium spallation, *Geochim Cosmochim Ac*, 60(4), 679-692.
- Suckale, J., S. Rondenay, M. Sachpazi, M. Charalampakis, A. Hosa, and L. H. Royden (2009), High-resolution seismic imaging of the western Hellenic subduction zone using teleseismic scattered waves, *Geophys J Int*, 178(2), 775-791.
- Underhill, J. R. (1989), Late Cenozoic deformation of the Hellenide foreland, western Greece, *Geological Society of America Bulletin*, 101, 613-634.
- Vassilakis, E., L. Royden, and D. Papanikolaou (2006), Extensional neotectonic structures adjacent and sub-parallel to the Hellenic trench, *GSA Abstracts with Programs*, Vol. 38/7, Philadelphia.
- Vassilakis, E., L. Royden, and D. Papanikolaou (2011), Kinematic links between subduction along the Hellenic trench and extension in the Gulf of Corinth, Greece: A multidisciplinary analysis, *Earth Planet Sc Lett*, 303(1-2), 108-120.
- Vermeesch, P. (2007), CosmoCalc: An Excel add-in for cosmogenic nuclide calculations, *Geochem Geophys Geosy*, 8.
- Wortel, M. J. R., and W. Spakman (2000), Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region, *Science*, 290(5498), 1910-1917.
- Zerathe, S., R. Braucher, T. Lebourg, D. Bourles, M. Manetti, and L. Léanni (in press), Dating chert (diagenetic silica) using in-situ produced ¹⁰Be: Possible complications revealed through a comparison with ³⁶Cl applied to coexisting limestone, *Quat Geochronol*.

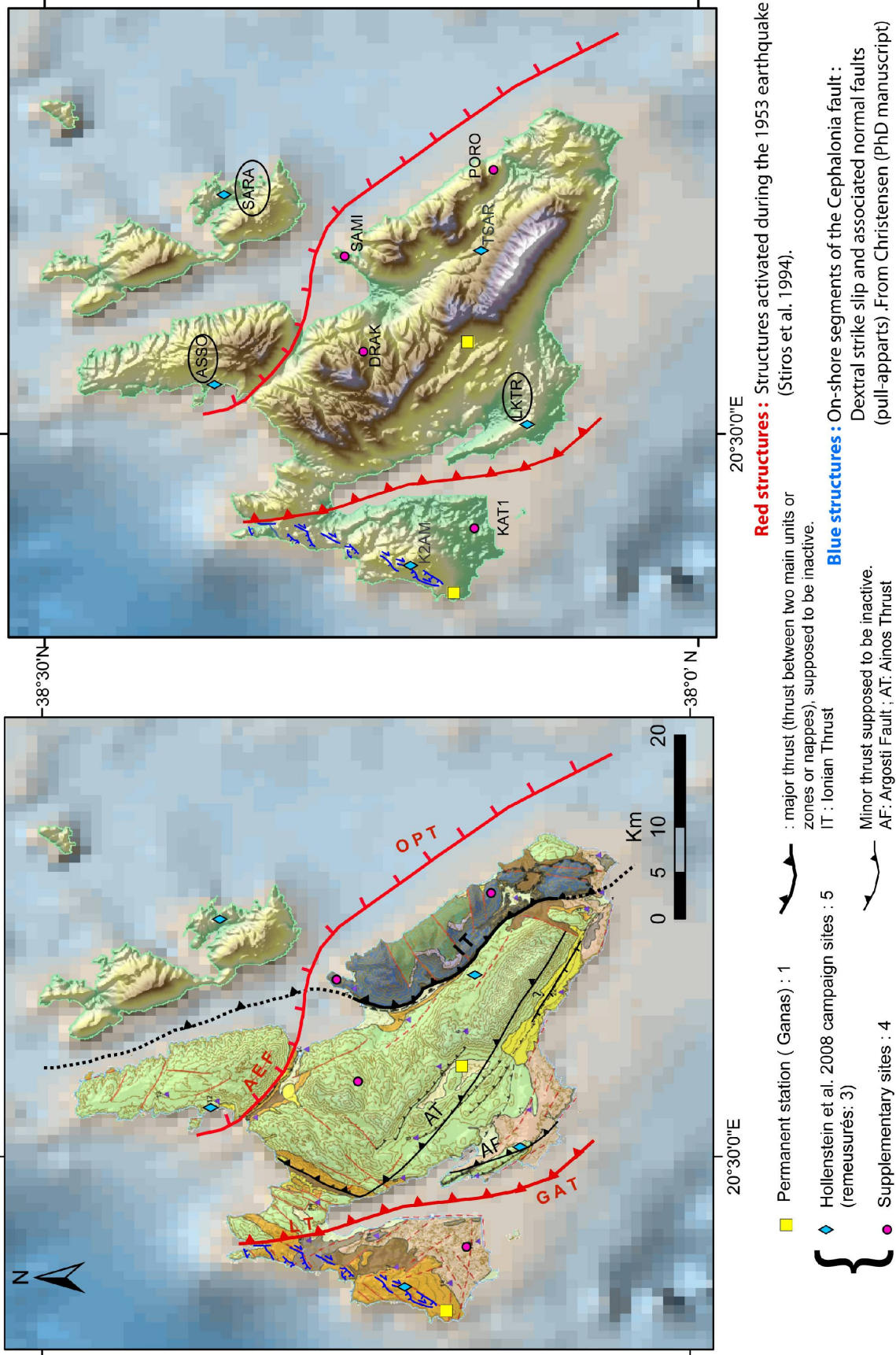
ANNEXES

September 2010 GPS Campaign in Kefalonia (Ionian island, Greece).

Documentation of sites

Team: E.Pérouse and F. Moschas

MAPS OF SITES SELECTED



Les sites de Hollenstein et al. 2008 remesurés sont entourés

1. Material

To measure the sites on pillars or on benchmarcks, the tripods of the Patras university were used.

Antenna Height : **401 mm**



Patras university tripod

2. Sites documentation

KAT1 :

Lat: 38°10'19" N Long: 20°24'50" E Height: 87m (Handle GPS coordinates)

BENCHMARK drilled by E. Pérouse and F. Moschas the 16th of September 2010.

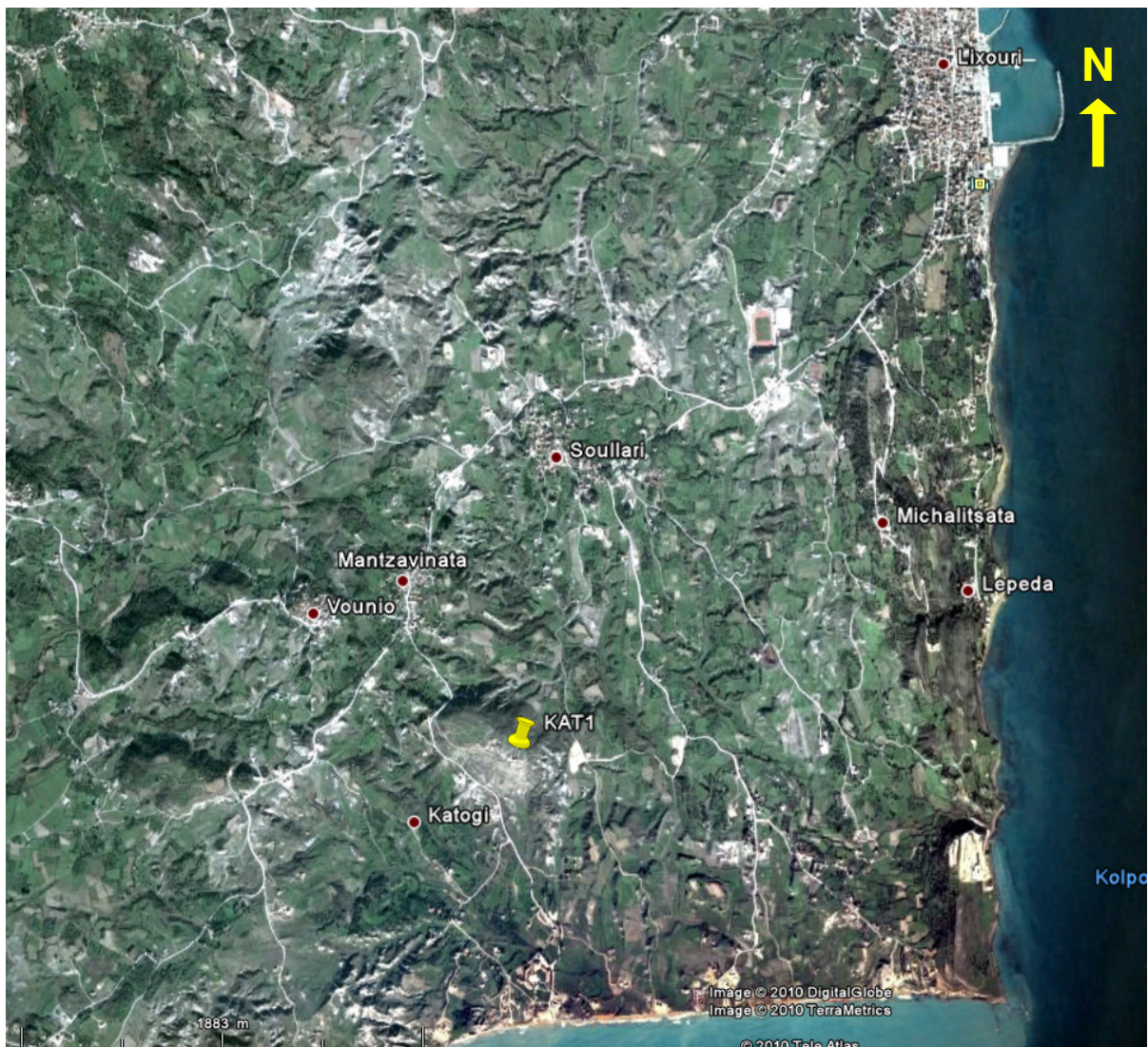
This benchmark is located about 10m toward the North of a pillar. The pillar is looking like a "private" pillar belonging to a company, and as we don't know what will happen to this pillar, we prefer to drill and install a benchmark.

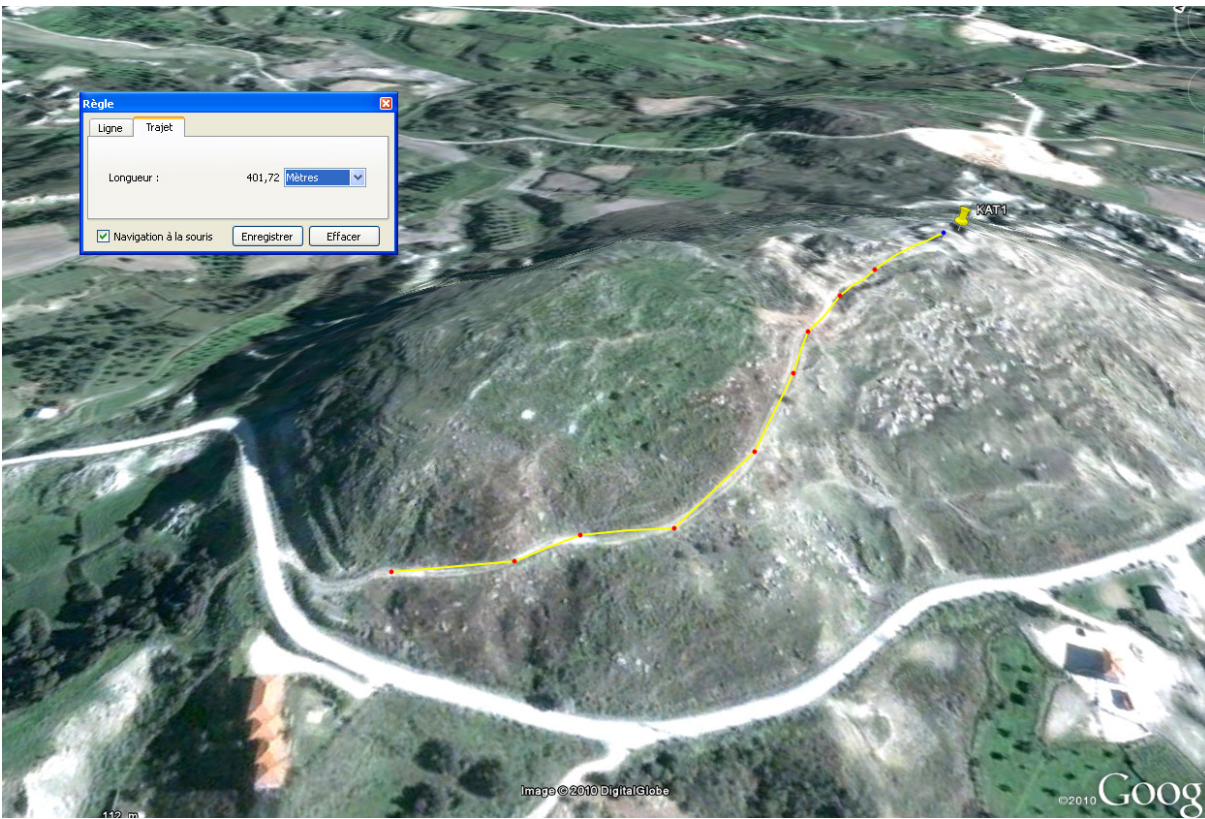


: Easy access. The country road is almost new and lead to a private house.



: Medium access by feet. The car has to be parked near the house. You have to walk around 400m.





SAMI :

Lat: 38°15'44" N Long: 20°40'00" E Height: 184m (Handle GPS coordinates)



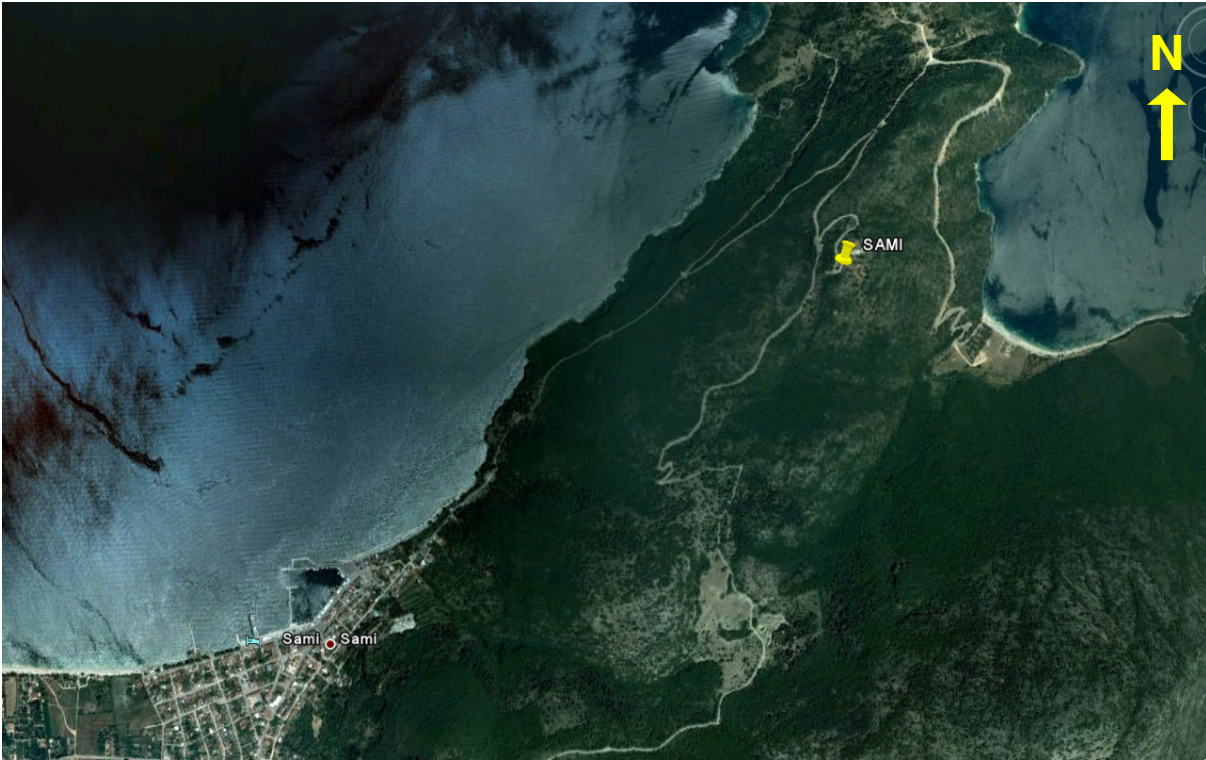
: easy road.



: Easy access. Little climbing at the beginning.

GEODETTIC PILLAR

Park the car in front of the church gate.



PORO :

Lat: 38,15498 N Long: 20,75466 E Height: 524m (Handle GPS coordinates)



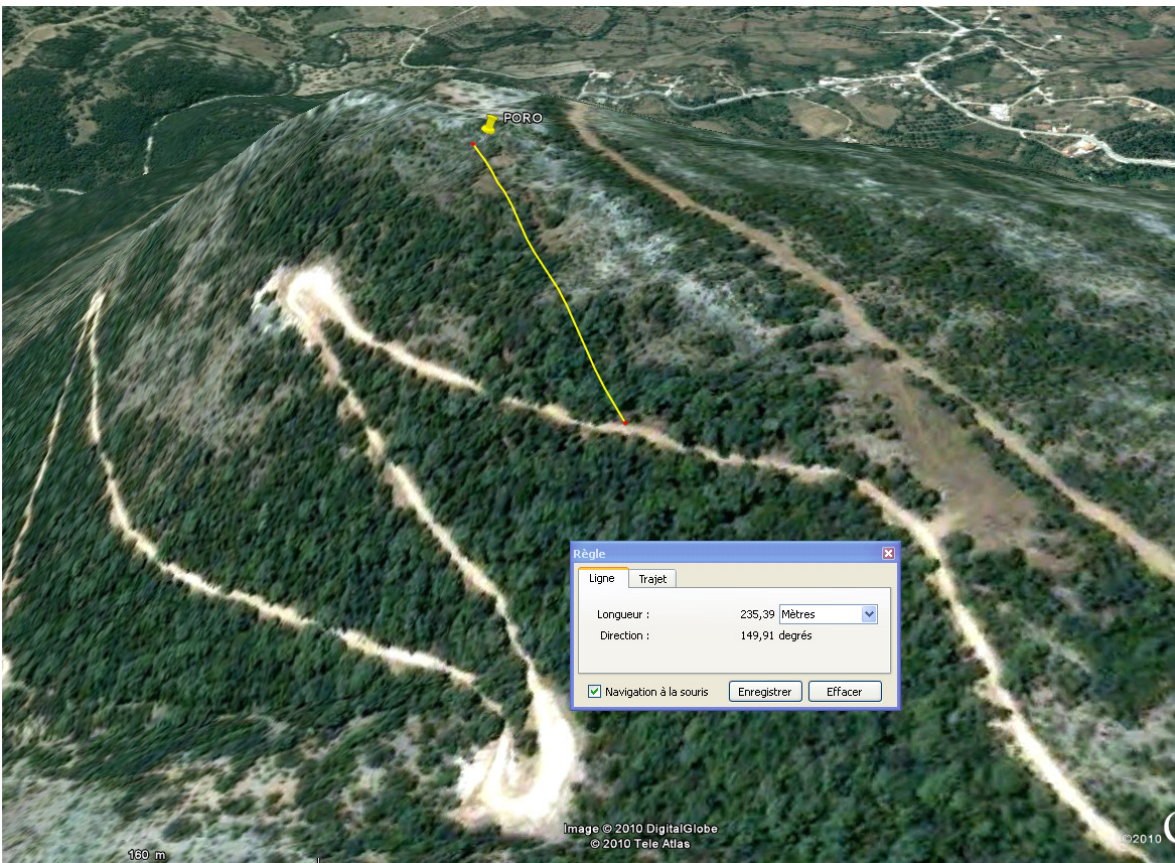
: Hard. Long climbing road in a country road, with rolling stone.



: Sportive.

GEODETTIC PILLAR





DRAK :

Lat: 38°16'22" N Long: 20°34'40" E Height: 633m (Handle GPS coordinates)

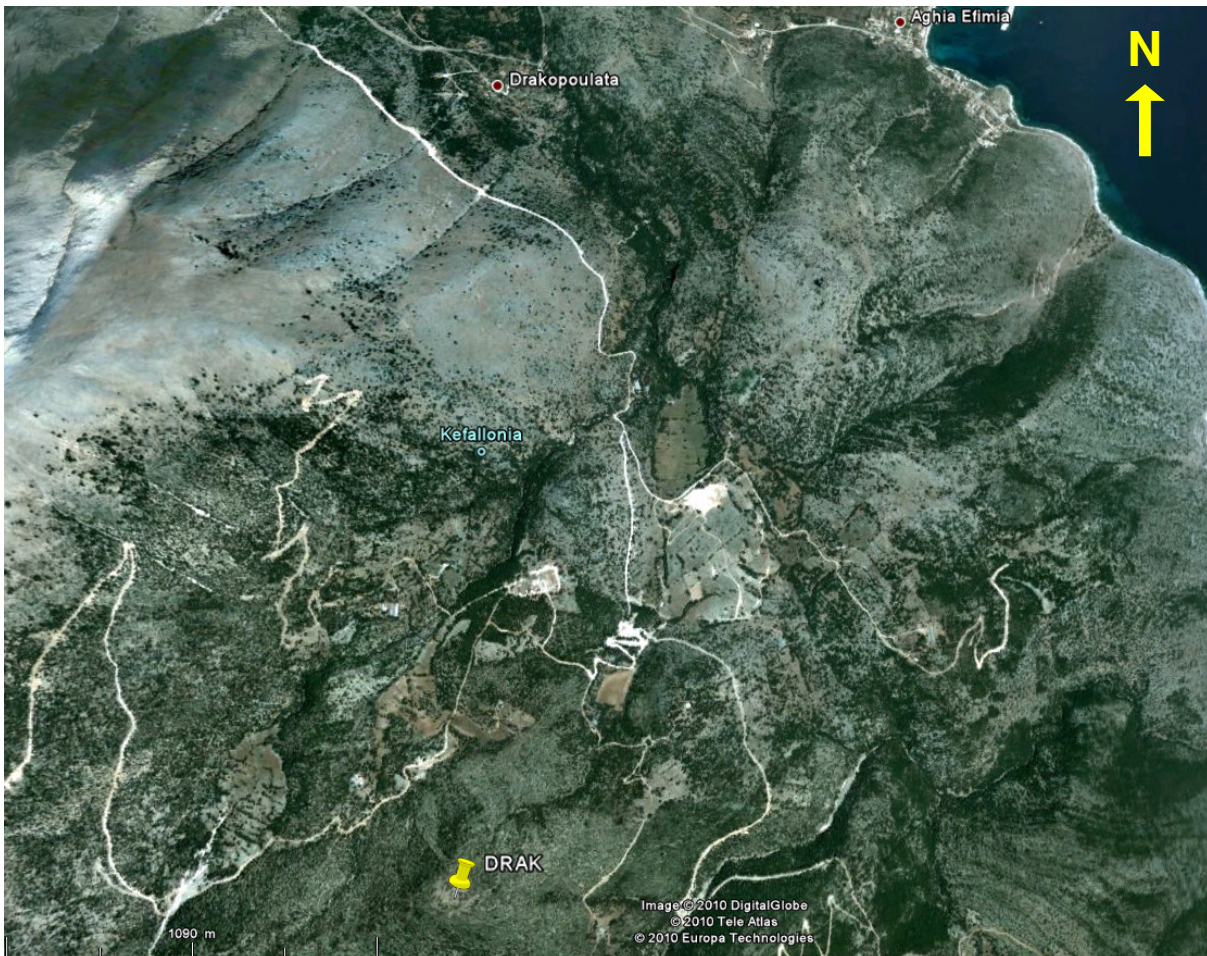


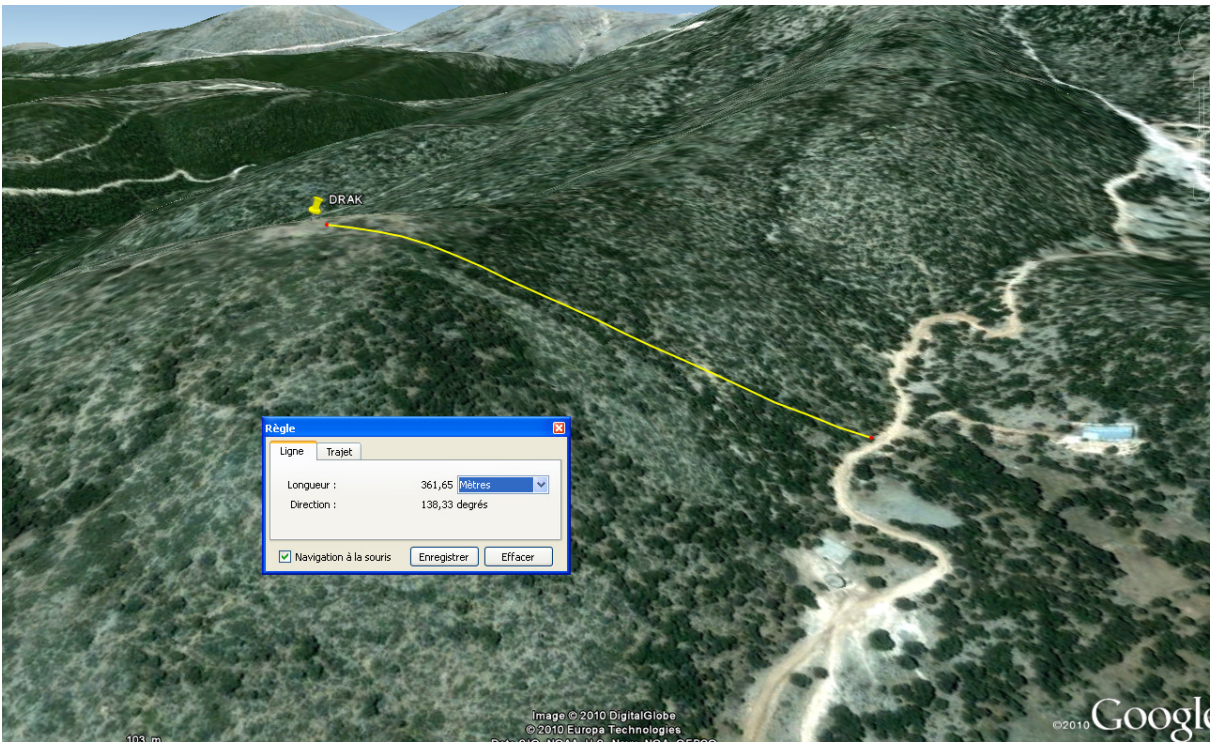
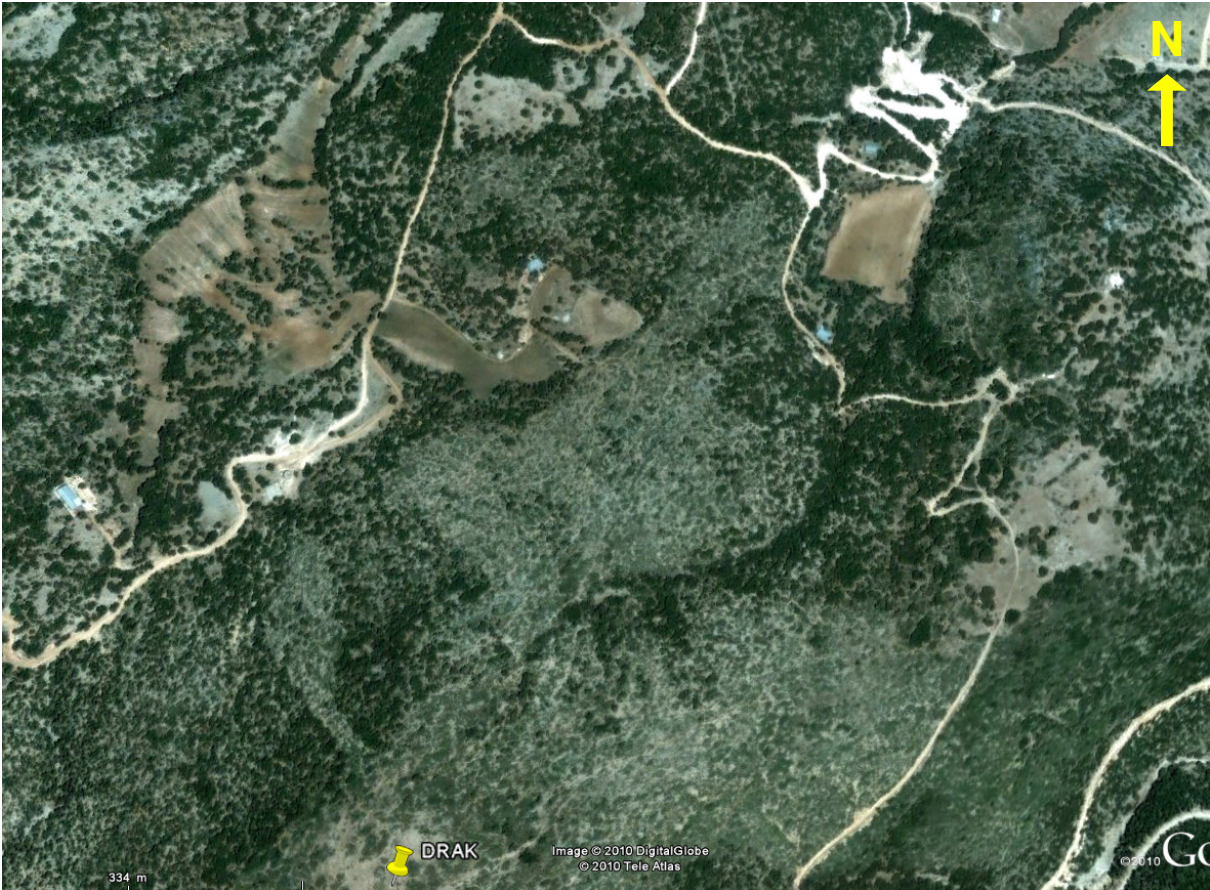
: Easy access. The country road is well practicable.



: Very sportive ! The site is nearly 400m, climbing, far from the road.

GEODETTIC PILLAR





HOLLENSTEIN et al. 2008 Benchmarck sites :

ASSO :

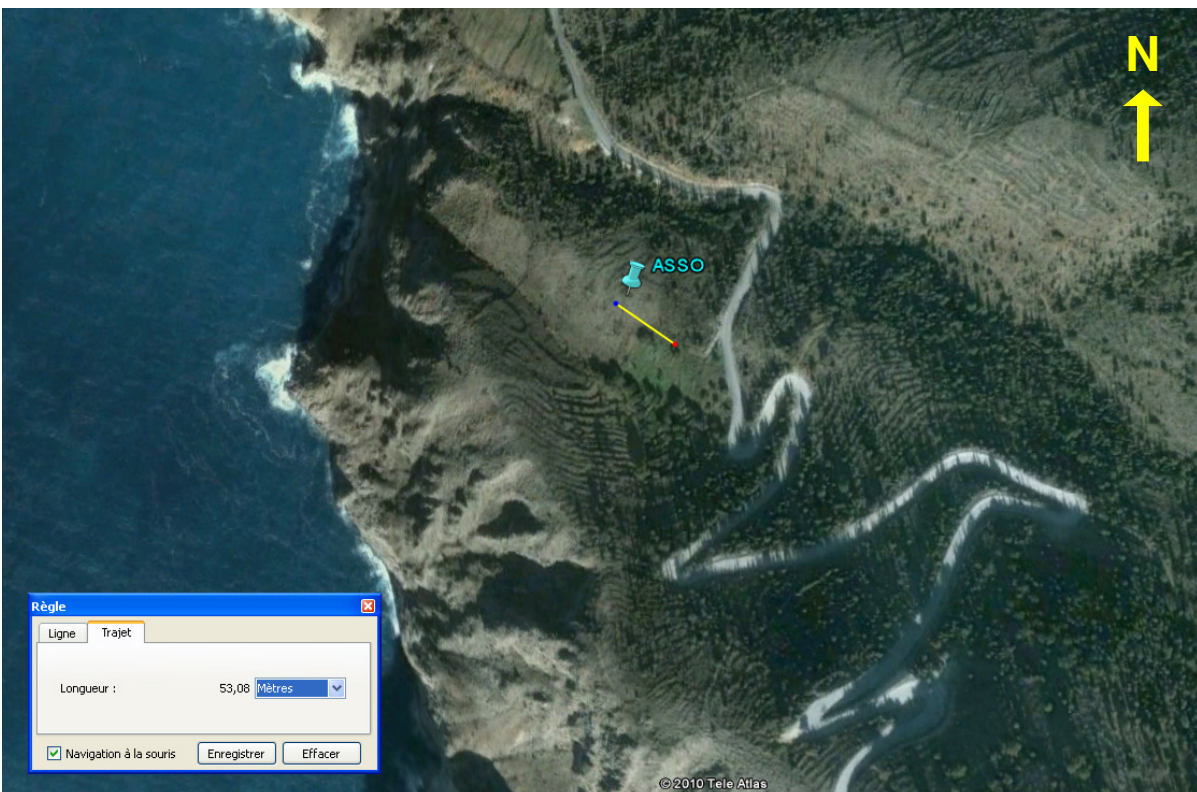
Lat: 38,3707 N Long: 20,5477 E Height: 179m



: Easy access.



: Easy



LKTR :

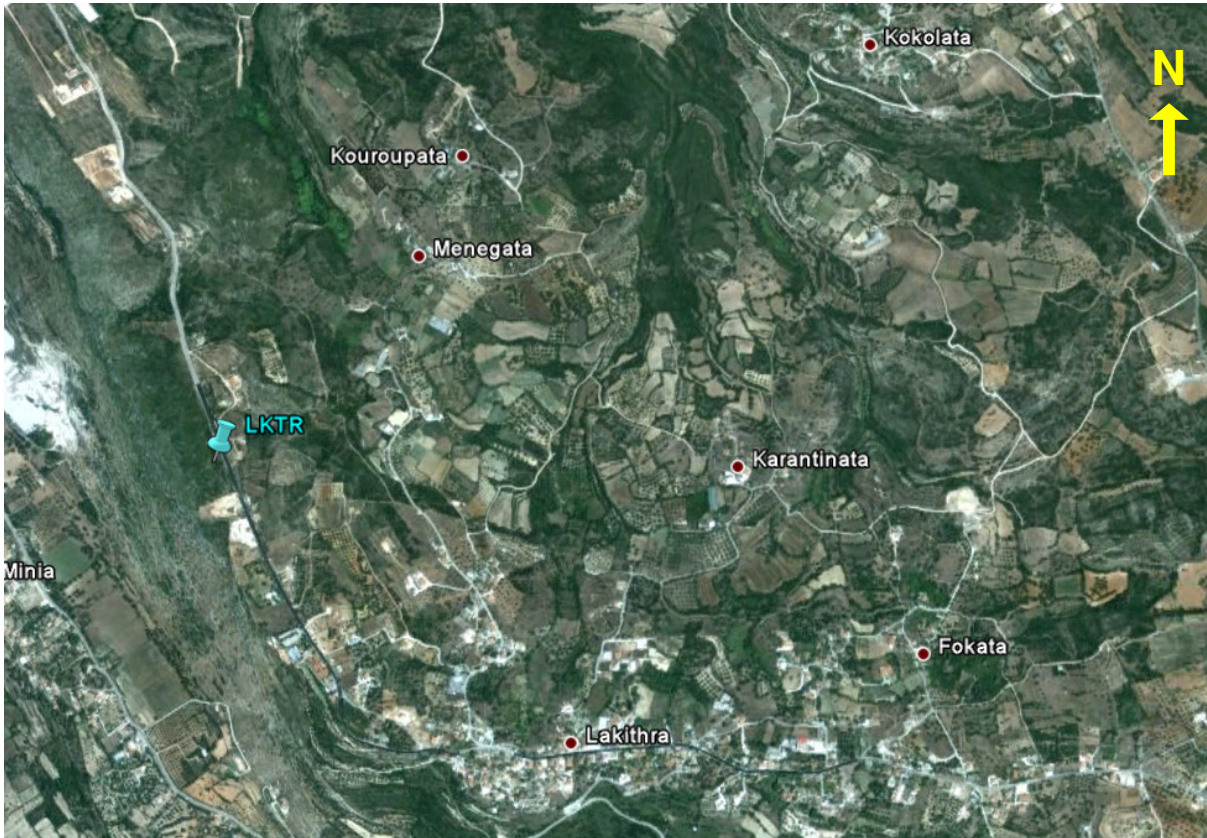
Lat: 38,1317 N Long: 20,5091 E Height: 241m

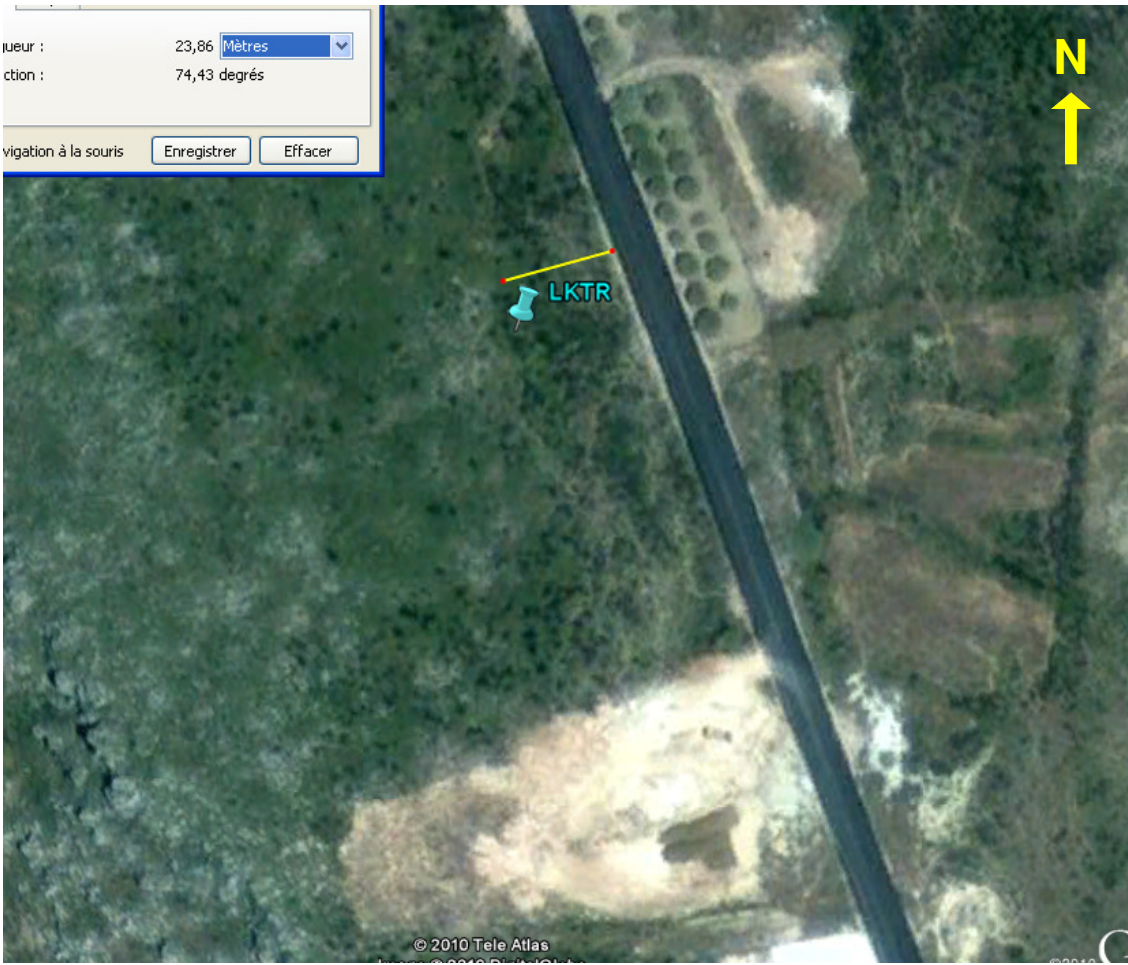


: Easy access.



: Easy. But aggressive vegetation !





SARA :

Lat: 38,3637 N Long: 20,7323 E Height: 154m



: Easy access, except the end with rolling stone .



: Easy. But aggressive vegetation !

This site is just located up to an ancient water reservoir. This empty reservoir is fissured and deformed. The location of the site is may be risky if the area is an unstable slope.

