



HAL
open science

Analyse structurale du domaine Nord Eubée : rifting plio-quaternaire et décrochements actifs dans le prolongement occidental de la faille Nord-Anatolienne (Projet WATER)

Fabien Caroir

► **To cite this version:**

Fabien Caroir. Analyse structurale du domaine Nord Eubée : rifting plio-quaternaire et décrochements actifs dans le prolongement occidental de la faille Nord-Anatolienne (Projet WATER). Tectonique. Université de Lille, 2022. Français. NNT : 2022ULILR030 . tel-03953083

HAL Id: tel-03953083

<https://theses.hal.science/tel-03953083>

Submitted on 23 Jan 2023

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.



Université de Lille

Ecole Doctorale Sciences de la Matière, du Rayonnement et de l'Environnement

THÈSE DE DOCTORAT

Préparée et soutenue publiquement par **Fabien Caroir**

Intitulée :

Analyse structurale du domaine Nord Eubée : rifting plio-quadernaire et décrochements actifs dans le prolongement occidental de la Faille Nord-Anatolienne (Projet WATER)

En vue de l'obtention du grade de docteur de l'Université de Lille

Spécialité : Géosciences, Écologie, Paléontologie, Océanographie

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers

Date de soutenance : 26 Septembre 2022

Devant un jury composé de :

Jacques DÉVERCHÈRE	Professeur – Université de Bretagne Occidentale	Rapporteur
Laurent JOLIVET	Professeur émérite – Sorbonne Université	Rapporteur
Aurélia HUBERT-FERRARI	Professeur – Université de Liège	Examinatrice- Présidente du jury
Agnès MAILLARD	Maître de Conférences – Université Paul Sabatier Toulouse 3	Examinatrice
Virginie GAULLIER	Professeur – Université de Lille	Directrice de thèse
Frank CHANIER	Maître de Conférences – Université de Lille	Encadrant de thèse
Dimitris SAKELLARIOU	Directeur de Recherche – HCMR Athènes	Invité



REMERCIEMENTS

Au moment d'entamer l'écriture de cette partie, je reste paradoxalement sans mots. Non pas que je n'ai personne à remercier, bien au contraire, mais c'est plutôt parce que je n'en reviens pas d'être arrivé jusqu'ici, moi, le petit garçon qui rêvait de séismes, de volcans et de roches. C'est un sentiment incroyable, indescriptible, mélangeant de la joie, de la tristesse, de la peur et de la surprise, j'ai réalisé un de mes rêves les plus chers. Mais ce que je ressens est bien réel, j'ai fini d'écrire ma thèse ! Ces trois années (et plus...) ont été fantastiques, ponctuées de voyages, d'enseignements, d'expériences professionnelles et personnelles et, surtout, de rencontres scientifiques et amicales. Tout ceci n'aurait pas été possible sans de nombreuses personnes auxquelles je tiens à adresser mes plus chaleureux remerciements.

Tout d'abord, je veux remercier les membres du jury qui me font l'honneur d'avoir accepté ce rôle si important de lire et d'évaluer mes travaux de thèse : Jacques Déverchère Laurent Jolivet, Aurélia Hubert-Ferrari et Agnès Maillard.

Je remercie évidemment ma directrice de thèse, Virginie Gaullier et mon encadrant de thèse, Frank Chanier qui m'ont supervisé pendant ces années dans le ch'nord. Merci de m'avoir accordé votre confiance, il faut croire qu'un entretien d'embauche autour d'une bière ça marche plutôt bien. Je vous remercie de m'avoir aiguillé tout au long de cette thèse, depuis l'impression des profils sismiques (à la bonne exagération verticale) jusqu'à la rédaction de ce manuscrit. Virginie, merci de m'avoir donné le goût des campagnes en mer, de m'avoir conseillé sur l'interprétation des profils Sparker et je te remercie pour les échanges constructifs qu'on a pu avoir à propos des interprétations, des mécanismes de rifting et lors des répétitions de la soutenance. Je pense que ma présentation n'aurait pas été aussi claire et aussi pédagogique sans tes suggestions. Quant à toi, Frank, merci beaucoup d'avoir monté ce projet « WATER » sans lequel il n'y aurait pas eu de thèse. Je veux également te remercier pour tes précieux conseils, toutes les discussions scientifiques, ou non, qu'on a pu avoir. Merci d'avoir partagé avec moi ton savoir, ta maîtrise de la géologie en générale mais aussi du contexte grec, que ce soit sur le terrain ou sur les flots, tu as toujours réussi à m'aiguiller et à m'apprendre. Merci de m'avoir fait confiance dans la préparation et la réalisation du terrain et de la campagne « WATER » 2, ce furent des expériences très enrichissantes.

Autres éléments importants du projet « WATER » et de l'équipe 6 du LOG, un très grand merci à Jacky, Louise, Fabien G. et Olivier. Ce fut un honneur d'avoir pu partager ces presque quatre années avec vous. Jacky, merci de m'avoir apporté ton aide sur l'histoire complexe des Hellénides et sur le terrain bien que ces sédiments néogènes ne t'aient pas toujours intéressé, je te voyais lorgner sur les ophiolites. Louise, je ne peux définir en une phrase simple tout ce que tu m'as apporté tellement il y aurait à écrire, je veux te remercier pour avoir eu cette idée géniale et la patience de m'apprendre GMT, ce fut d'une très grande aide. Merci également de m'avoir fait confiance sur la campagne « WATER 2 ». Fabien G., merci de nous avoir accompagné sur le terrain, ta vision un peu extérieure et ton expertise ont été précieuses dans l'appréhension des affleurements. Je voudrais aussi te remercier pour ta bonne humeur quotidienne au labo, ça mettait une bonne ambiance de travail et tu as toujours été bienveillant. Olivier, merci de ta bonne humeur également, de tes conseils et des discussions scientifiques qu'on a pu avoir tout au long de la thèse.

Dear Dimitris Sakellariou, I would like to thank you a lot for participating in the "WATER" project, thank you for sharing your seismic dataset with us, it was very usefull. Thank you as well for your precious advices during the "WATER" meetings and the "WATER" 2 cruise. It was a great honor to work with you. Your country is wonderfull, I hope I respected it and its very rich geological inheritances.



Derniers membres de l'équipe « WATER », Julien, Agnès et Fabien P., merci d'avoir pris part à cette aventure humide, désolé pour le jeu de mot pourri, trois ans que je me retiens c'était trop long... Merci d'avoir participé à l'acquisition de si belles données sismiques, j'espère que cette thèse leur rendra hommage. Je vous remercie aussi pour vos conseils avisés en mer et sur les profils, et également à terre pour toi Julien, attendre le « Téthys II » en Grèce aura permis de bons échanges et de partager quelques jours de terrain très agréables avec toi.

Je souhaite remercier mon comité de suivi de thèse composé d'Aurélia Hubert-Ferrari, Elia D'Acromont et Sébastien Rohais d'avoir accepté de m'accompagner pendant ces trois ans. Les échanges qu'on a eus et vos conseils m'ont été très utiles, j'espère avoir été à la hauteur de vos attentes.

J'aimerais remercier Nicolas Tribovillard pour son accompagnement en tant que Directeur des Etudes Doctorales, c'était très agréable d'avoir toujours pu compter sur toi.

J'ai également une pensée pour les équipages CNRS, Ifremer/Genavir, rencontrés lors des différentes campagnes à la mer que j'ai pu effectuer, « METYSS » 4, « GEOBAS » 19 et 20, « POSEOLE » 2 et « WATER » 2. Vous avez aussi un peu participé à cette thèse.

En parlant de « GEOBAS », merci à Virginie de m'avoir proposé de découvrir l'enseignement de la géophysique marine en participant à ces missions qui nous ont réservé leurs lots de surprises (mer agitée, test sondeur bathymétrique dans le port, changements de quais et covid-19). Merci également à Romain Abraham pour tes conseils techniques, ton expertise du Sparker et ta bonne humeur malgré des météos pas toujours clémentes quand on travaille sur le pont.

Pour ce qui est de l'enseignement, je voudrais également remercier Franck Bourdelle de m'avoir fait confiance pour l'enseignement des TP de minéralogie et pétrologie, ce fut une bonne expérience et la confirmation que j'aime enseigner et partager ma passion pour la géologie.

Je tiens à remercier particulièrement Monique G., tu as été d'un grand secours dans de nombreuses situations administratives et financières, tu as toujours été patiente et bienveillante avec moi, c'est formidable de pouvoir compter sur une personne aussi compétente que toi.

Tant que je suis au SN5, j'en profite pour remercier toutes les personnes qui participent à la bonne ambiance qui règne dans ce bâtiment, merci pour toutes ces pauses déjeuner animées, vos conseils sur la vie locale à Villeneuve d'Ascq et ces discussions scientifiques, ou non, partagées (Alain, Aloys, Armelle, Béatrice, Emily, François G., Hubert, Jean-Yves, Marion, Sandra, Viviane et j'en oublie peut-être).

Dans la catégorie bonne ambiance, il y a aussi Gaia. Ah, chère co-bureau, pendant ces quatre ans tu as dû me supporter, je sais que ce ne fut pas facile tous les jours ! Un énorme merci pour tout ce que tu as fait, tu as égayé notre bureau et nos longues journées de travail mais tu as aussi été présente dans les moments difficiles, merci d'être devenue plus qu'une collègue, une vraie amie sur qui je pourrais toujours compter. And keep in mind, my dosette is your dosette !

Et bien sûr en parlant d'amis, je pense à vous les autres doctorants, ATER, post-doc et Maîtres de Conférence que j'ai eu la chance de rencontrer. Merci aux anciens, Brenda, Alexis, Martin et surtout Meryll, d'avoir pris le temps de nous (Gaia, Aurore et moi) intégrer et de nous avoir conseillé. Merci à toi Cesar pour ton hospitalité lors d'après-midi pétanque et de soirées mémorables ! Merci Aurore d'avoir été présente tout au long de ces trois ans, tes conseils sur Kingdom et QGIS ont été très utiles, mais surtout merci à toi aussi d'avoir participé à cette bonne humeur générale qui règne entre nous. Maïwenn, merci d'être venue renforcer nos rangs de doctorants, tu as toujours eu une joie



de vivre très contagieuse, c'était un réel plaisir de partager ces moments avec toi et d'aller taper des petites balles blanches ensemble. Merci Marie d'avoir ramené ta bonne humeur ici et surtout je te suis très reconnaissant d'avoir été présente lors de mes premiers pas dans l'enseignement. C'est arrivé alors que je traversais la période la plus compliquée de ma vie et grâce à toi j'ai puisé au fond de moi la motivation nécessaire pour sortir la tête de l'eau et me surpasser lors des TP. Muriel, merci également d'être venue renforcer l'équipe Sparker, je me sentais un peu seul... Toi aussi tu as apporté ta bonne humeur et toute ta sympathie pendant cette année 2021 si particulière. Je pense également aux « jeunes » doctorants, Rachid, Imène, Romain S., Mathilde et Aboubacar, j'ai été très heureux de partager l'aventure du doctorat avec vous, je vous souhaite le meilleur pour la suite. Merci également à toi Matthias, pour toutes ces soirées partagées, ton aide sur GMT avec les mécanismes aux foyers et tes conseils avisés. Je finis ce paragraphe par une petite touche d'émotion, comme Gaia, vous êtes tous devenus plus que de simples collègues, de véritables amis.

En parlant d'amitiés, je ne pouvais pas ne pas parler de vous mes chers amis, Coralie, Thibault, Justine, Olivia, Rabii, Ziad, Nicolas, Sophie, Quentin, Florian, Kévin, Fanny et toute la clique du Master LBP de l'UPMC Paris 6. Je vous remercie d'avoir ponctué ma vie d'excellents souvenirs et d'avoir partagé l'aventure de la fac avec moi, notamment vous, Coralie et Thibault, sur qui j'ai toujours pu compter, merci du fond du cœur.

Et dans mon cœur, tu y es également Sarah B.D., toi qui me surnommait Le Fou avec qui on a partagé tant de bons moments qui resteront gravés dans nos mémoires... J'ai du mal à retenir mes larmes en écrivant ces mots... J'espère que tu nous vois de là où tu es et que tu es fière de nous. J'aurais adoré danser les ammonites avec toi lors de mon pot de thèse.

Je remercie aussi mes chers collègues animateurs avec qui je me suis épanouie en colonnie, notamment Jimmy, Allan, François, Solène, Guillaume, Audrey, Carole, Martin, Olivia, Adèle et Nicolas. Merci d'avoir accompagné toutes ces années d'études supérieures et d'avoir participé chacun à votre manière à la construction du Fabien que je suis aujourd'hui.

Je tiens à remercier chaleureusement toutes les personnes avec qui j'ai eu la chance de travailler lors de mes stages. Merci Philippe Agard, Loïc Labrousse et Morgann Perrot de m'avoir fait découvrir la recherche et de m'avoir initié au métamorphisme. Merci également à Eva Moreno pour m'avoir fait découvrir l'anisotropie de susceptibilité magnétique et la recherche d'un point de vue sédimentaire. Je remercie aussi Eloïse Bessière et Damien Do Couto pour le partage de leurs connaissances des Bétiques et leur aide précieuse sur le terrain. Enfin, un grand merci à Laurent Jolivet qui m'a proposé ce fabuleux stage dans les Bétiques qui m'a conforté dans l'idée de poursuivre en recherche. Merci d'avoir participé à ma formation en tant que géologue complet tant ce stage a requis des connaissances sur tous les aspects de la géologie. Et je sais que je l'ai déjà fait, mais je te remercie encore une fois de m'avoir fait suivre l'annonce pour cette thèse que je n'avais pas vue passer.

Je poursuis ces remerciements avec une grosse pensée pour la meilleure des professeurs de SVT, merci Mme Poncet d'avoir partagé votre passion pour la géologie, d'avoir fait tant d'efforts pour organiser le terrain dans les Alpes, ah cette émotion au moment de toucher la lithosphère océanique du Chenaillet... J'ai eu beaucoup de chance de vous avoir en cours, merci de m'avoir soutenu et conforté dans mon projet professionnel, si j'en suis arrivé jusqu'ici, c'est en partie grâce à vous.

Bien évidemment, je remercie mes chers parents et frère et sœur sans qui rien n'aurait été possible dans ma vie, vous m'avez toujours soutenu dans cette passion pour les cailloux, désolé il y



en a un peu partout à la maison, et cette longue quête qui est la thèse. Je ne pourrais jamais vous remercier assez, vous faites aussi partie de cette thèse et j'espère vous avoir rendu fiers.

En parlant de la famille, j'aimerais également remercier l'ensemble de mes tantes, oncles, cousins et amis de longue date qui m'ont aussi soutenu lors de toutes ces années d'études supérieures, vous n'y compreniez pas grand-chose mais vous étiez curieux, confiants pour moi et toujours bienveillants.

Laure, je voudrais te remercier d'avoir partagé avec moi ces deux premières années de thèse, tu m'as toujours soutenu même lorsque les profils sismiques ont envahi notre salon pendant le confinement. Tu m'as également apporté une grande aide de part tes connaissances en QGIS, en dessin de failles et en tectonique cassante. Toi aussi tu as participé à l'établissement de l'homme que je suis aujourd'hui et à la bonne réalisation de cette thèse. La vie avec toi avant et pendant cette thèse a été magnifique.

Marina, merci d'avoir accompagné ces derniers mois de thèse en tant que colocataire. Ce fut un réel plaisir de partager l'appartement avec toi. Tu es quelqu'un de très bien, tu mérites le meilleur pour la suite ! Par contre, je ne te remercie pas pour les trop nombreuses photos de moi que tu as prises et dont les autres doctorants pourront se servir lors de ma soutenance...

Je finis ces longs remerciements par une pensée très émue à mes grands-parents, Dada, Mémie, Papy et Mamie, j'aurais adoré pouvoir partager ma passion avec vous, vous montrer cette thèse et vous expliquer la géologie de la Grèce. J'espère que vous êtes fiers de votre petit-fils, cette thèse est aussi la vôtre.

Le géologue demeure historien et médecin de la Terre.

Auteur inconnu

La science consiste de passer d'un étonnement à un autre.

Aristote

Les meilleurs professeurs sont ceux qui savent se transformer en ponts, et qui invitent leurs élèves à les franchir.

Nikos Kazantzakis



RÉSUMÉ

Le domaine égéen est le théâtre de nombreux événements géodynamiques importants depuis le Trias. Ces phases de divergence et de convergence n'ont cessé de façonner le paysage, la croûte et le manteau lithosphérique de la Méditerranée orientale. Aujourd'hui, il en résulte la microplaque Anatolie-Égée, bordée par la Faille Nord-Anatolienne, la Plaque Arabe, les Hellénides et la subduction de la Plaque Afrique sous l'Égée. La migration de cette subduction vers le sud depuis l'Éocène a entraîné l'étirement et l'amincissement de la croûte égéenne, formant des *Metamorphic Core Complexes* et des rifts. Les contraintes extensives actuelles sont localisées dans ces rifts, comme ceux de Corinthe et du Sperchios-Golfe Nord Eubée en Grèce continentale. Ce dernier, ainsi que l'Eubée du nord, le Chenal d'Oreoi et le Bassin de Skopelos, se situent dans le prolongement occidental de la terminaison de la Faille Nord-Anatolienne qui marque la limite de plaques entre l'Eurasie au nord et l'Anatolie-Égée au sud. Ces zones constituent le domaine Nord Eubée, une région clef dans la compréhension de la déformation entre l'Eurasie et le domaine égéen. L'objectif de cette thèse est ainsi de caractériser la déformation à terre et surtout en mer afin de replacer le domaine Nord Eubée dans le contexte de la Grèce continentale, à l'échelle de cette limite de plaques diffuse. Ces travaux reposent sur l'interprétation de nouvelles données de sismique réflexion très haute résolution (Sparker) acquises au cours des campagnes à la mer « WATER » 1 et 2. L'étude globale a été divisée en deux étapes principales : (1) l'analyse des structures au sein du domaine Nord Eubée et (2) la caractérisation de la déformation actuelle de ce domaine et son évolution depuis l'initiation du rifting.

L'interprétation des profils Sparker a permis d'établir une carte tectonique détaillée qui a ensuite été intégrée au contexte régional de déformation grâce à la compilation des données structurales publiées à terre. Cette carte met en évidence quatre directions de failles : NE-SW, NW-SE, WNW-ESE et W-E à travers l'ensemble du domaine Nord Eubée. Ces directions ont été mises en perspective avec les rotations horaires enregistrées proche du rift, permettant ainsi de proposer un nouveau modèle chronologique pour le domaine Nord Eubée depuis le début de la formation du rift. La dernière étape de ce modèle rend compte de la situation actuelle qui est marquée par de nombreux séismes de magnitudes comprises entre 4 et 7 et de nombreux mécanismes aux foyers associés à ces séismes. L'interprétation de ces mécanismes aux foyers met en exergue des mouvements décrochants dextres le long des failles orientées NE-SW et des déplacements sénestres le long des failles orientées NW-SE. La déformation actuelle du domaine Nord Eubée rend compte de la complexité d'une part, des réseaux de failles qui semblent tous actifs et, d'autre part, de la déformation au sein de cette limite de plaques diffuse où la Faille Nord-Anatolienne pourrait avoir une influence sur les rotations horaires et les failles orientées NE-SW. Le rift Sperchios-Golfe Nord Eubée a été replacé dans le contexte de la Grèce continentale notamment à partir de deux coupes à l'échelle crustale tracées entre le Péloponnèse et l'Eubée. Ces coupes montrent les asymétries des rifts de Corinthe et du Sperchios-Golfe Nord Eubée et leurs relations avec les variations d'épaisseur de la croûte. Ainsi, les parties occidentales des deux rifts semblent être contrôlées en profondeur par des structures à faible pendage vers le nord, un détachement pour Corinthe et le Front de Chevauchement Pélagonien pour le Sperchios-Golfe Nord Eubée. À l'ouest, le Moho est plus profond sous les rifts et il remonte à l'aplomb des reliefs situés au nord de chacun des rifts, ainsi les rifts et la croûte montrent une forte asymétrie. À l'est, les remontées de Moho sont localisées sous les rifts et l'ensemble de la structure semble symétrique.



ABSTRACT

The Aegean domain is the theatre of numerous major geodynamical events since Triassic. These divergence and convergence phases have continued to shape the landscape, the crust and the lithospheric mantle of Western Mediterranean. Today, the result is the Anatolia-Aegea microplate, bordered by the North Anatolian Fault, the Arabic Plate, the Hellenides and by the African Plate subduction beneath the Aegean Sea. The southward migration of this subduction since Eocene is responsible for the Aegean crust stretching and thinning, forming Metamorphic Core Complexes and rifts. The current extensive stresses are located in the rifts, like ones of Corinth and of the Sperchios-North Evia Gulf in continental Greece. The last one, as well as North Evia, the Oreoi Channel and the Skopelos Basin, are situated in the prolongation of the western termination of the North Anatolian Fault which marks the plate boundary between Eurasia to the north and Anatolia-Aegea to the south. These areas constitute the North Evia domain, a key-region in order to understand the deformation between Eurasia and the aegean domain. The objective of this PhD thesis is to characterize the inland deformation and especially the offshore one to place the North Evia domain in the context of continental Greece, on the scale of this diffuse plate boundary. These works are based on the interpretation of new very high resolution reflection seismic data (Sparker) acquired during the oceanography surveys "WATER" 1 and 2. The global study has been divided into two main steps: (1) analysis of structures within the North Evia domain and (2) characterization of the current deformation in this domain and its evolution since the rifting initiation.

The Sparker profiles interpretation allowed to establish a tectonic detailed map which was then integrated into the regional deformation context through the compilation of inland published structural data. This map highlights four fault directions: NE-SW, NW-SE, WNW-ESE and W-E throughout the entire North Evia domain. These directions were put into perspective with the clockwise rotations recorded near to the rift, allowing thus to propose a new chronological model for the North Evia domain since the beginning of the rifting process. The last step of this model presents the current situation which is marked by numerous earthquakes of magnitudes between 4 and 7 and by numerous focal mechanisms linked to these events. The interpretation of these focal mechanisms emphasizes right-lateral strike-slip movements along NE-SW striking faults, and left-lateral strike-slip movements along NW-SE striking faults. The current deformation of the North Evia domain highlights, firstly, the complexity of fault networks which seem all active and, secondly, the complex deformation within this diffuse plate boundary where the North Anatolian Fault could have an influence on the clockwise rotations and the NE-SW striking faults. The Sperchios-North Evia Gulf has been placed into the continental Greece context, in particular from two crustal-scale cross-sections located between Peloponnese and Evia. These cross-sections show asymmetries of Corinth and Sperchios-North Evia Gulf rifts and their relationship with crustal thickness variations. Thus, the western parts of the both rifts seem to be controlled in depth by northward low-angle structures, a detachment for Corinth and the Pelagonian Thrust Front for Sperchios-North Evia Gulf. In the west, the Moho is deeper beneath the rifts and it goes up to the plumb of the reliefs located north of each rifts, thus rifts and crust show a strong asymmetry. In the East, the Moho is shallow beneath the rifts and the entire structure seems symmetrical.



REMERCIEMENTS	3
RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	8
INTRODUCTION.....	13
GLOSSAIRE DES ABRÉVIATIONS	16
CHAPITRE 1 : CONTEXTES GÉODYNAMIQUE ET GÉOLOGIQUE	17
Introduction	17
1. Contexte géodynamique actuel de la Méditerranée Orientale	19
1.1. Le domaine égéen	19
1.2. La Faille Nord-Anatolienne	23
2. Géodynamique des Hellénides depuis le Trias	26
2.1. Présentation des domaines structuraux	26
2.2. Rifting et océanisation au Trias	27
2.3. Les étapes de la convergence	29
2.3.1 Convergence au Jurassique	29
2.3.2. Convergence au Crétacé - Tertiaire	32
2.4. L'extension égéenne depuis le Miocène	33
3. Contexte géologique du domaine Nord Eubée	36
3.1. Physiographie du domaine Nord Eubée et mouvements GPS	36
3.2. L'extension au Plio-Quaternaire	38
3.3. Le Bassin de Réginio	40
3.4. Le Bassin du Sperchios	41
3.5. Les sédiments néogènes du Nord Eubée.....	43
3.6. Le Golfe Nord Eubée	44
3.6.1. Les failles de la périphérie du Golfe Nord Eubée	46
3.6.1.1. Les failles de la bordure Sud du Golfe Nord Eubée.....	47
3.6.1.2. Les failles de l'Île d'Eubée.....	52
3.6.2. Les subdivisions morfo-structurales du Golfe Nord Eubée	54
3.6.2.1. Le Bassin Occidental / <i>Western Basin</i>	54
3.6.2.2. Le Bassin Central / <i>Central Basin</i>	55
3.6.2.3. Le Bassin Oriental / <i>Eastern Basin</i>	56



TABLE DES MATIÈRES

4. Aperçu sur les rifts et processus de rifting	57
4.1. Les notions de rifts actifs / passifs et de rifts étroits / larges	58
4.2. Rifts et extension arrière-arc	59
CHAPITRE 2 : DONNÉES ET MÉTHODOLOGIE	62
1. Données disponibles	62
1.1. Données antérieures	62
1.1.1. Données topographiques et bathymétriques	62
1.1.2. Données hydrologiques et géologiques.....	63
1.1.3. Données sismologiques.....	63
1.1.4. Données sismiques	64
1.2. Nouvelles données	65
1.2.1 Données sismiques : Campagnes WATER 1 et 2 (Western Aegean Tectonic Evolution and Reactivations).....	65
1.2.2 Données de terrain	69
2. Méthodologie.....	70
2.1. Traitement et visualisation des données	70
2.2. Stratigraphie sismique.....	71
2.2.1. Faciès sismiques et terminaisons de réflecteurs.....	71
2.2.2. Rappels sur la stratigraphie séquentielle.....	72
2.3. Méthodologie cartographique	75
2.4. Identification et quantification de la déformation.....	77
2.5. Biais dans le travail d'interprétation	77
2.5.1. La couverture sismique	77
2.5.2. La pénétration de la sismique très haute résolution.....	78
2.5.3. Conversion temps double – profondeur	78
CHAPITRE 3 : ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE DES DÉPÔTS HOLOCÈNES : L'UPPER SEQUENCE.....	80



TABLE DES MATIÈRES

Introduction	80
1. La couverture holocène du domaine d'étude : l' <i>Upper Sequence</i>	80
1.1. Définition de l' <i>Upper Sequence</i>	80
1.2. Caractérisation sismique de l' <i>Upper Sequence</i> à partir des données de la campagne WATER 1	82
2. Dépôt-centres de l' <i>Upper Sequence</i> et sources sédimentaires.....	100
3. Conclusions	103
CHAPITRE 4 : ANALYSE STRUCTURALE DU RIFT SPERCHIOS-GOLFE NORD EUBÉE.....	104
Introduction	104
1. Caractérisation de la déformation du rift Sperchios-Golfe Nord Eubée	104
1.1. Structuration en 5 zones.....	104
1.2. La zone de Lichades.....	106
1.3. Le Bassin Occidental	108
1.4. Le Bassin Central	112
2. Caractérisations géométriques du rift Sperchios-Golfe Nord Eubée	119
2.1. La segmentation du rift	119
2.2. Sperchios-Golfe Nord Eubée : un rift asymétrique	120
3. Le rift à l'échelle du système extensif de la Grèce Centrale	125
3.1. Transversale du Golfe de Corinthe au Bassin du Sperchios.....	126
3.2. Transversale du Golfe d'Alkyonides au Nord de l'Eubée.....	128
4. Conclusions	130
CHAPITRE 5 : ANALYSES SÉDIMENTAIRE ET STRUCTURALE DU CHENAL D'OREOI ET DU BASSIN DE SKOPELOS	131

TABLE DES MATIÈRES

Introduction	131
1. Analyse stratigraphique du Chenal d'Oreoi	131
1.1. Le système progradant du Chenal d'Oreoi	132
1.2.1. Caractérisation sismique des unités progradantes.....	133
1.2.2. Cartographie des unités progradantes	144
1.2.3. Interprétations temporelles des séquences sédimentaires	147
1.3. Les unités sismiques A et B	149
1.4. Le volcanisme dans le Chenal d'Oreoi	150
2. Analyse de la déformation dans le Chenal d'Oreoi	154
3. Analyse structurale des bassins de Skiathos et de Skopelos.....	158
3.1. Un nouveau bassin : le Bassin de Skiathos.....	158
3.2. Le Bassin de Skopelos	162
4. Conclusions	164
CHAPITRE 6 : DISCUSSION GÉNÉRALE	166
1. La tectonique active dans le domaine Nord Eubée	166
1.1. Définition d'une faille active	166
1.2. Analyse de la sismicité du domaine Nord Eubée	166
2. Rotations et décrochements, évolution récente du domaine.....	167
2.1. La déformation actuelle du domaine Nord Eubée	168
2.1.1. Les mouvements dextres.....	168
2.1.2. Les mouvements sénestres	170
2.2. Evolution tectonique du domaine Nord Eubée	172
2.3. Discussion sur les héritages structuraux	175
3. Influences de la Faille Nord-Anatolienne	177
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	179
Perspectives	182
LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX.....	184
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	196
ANNEXES	208



INTRODUCTION

La Méditerranée orientale, en particulier le domaine de la Mer Égée, est un système géodynamique rendu complexe par une activité tectonique continue depuis le Trias (250 Ma) jusque l'actuel, avec une succession dans le temps et dans l'espace de multiples phases extensives et compressives. Aujourd'hui encore, le domaine égéen est soumis à plusieurs structures crustales et lithosphériques majeures : (1) au sud, la subduction de la lithosphère océanique de la plaque Afrique sous la plaque Anatolie-Égée, (2) au nord, la grande Faille Nord-Anatolienne qui s'étend jusqu'au Nord-Est de la Turquie, (3) à l'est, le poinçonnement de la plaque Arabe vers le nord, conduisant à l'extrusion de l'Anatolie-Égée vers l'ouest et le sud-ouest et (4) à l'ouest, la limite de plaques Eurasie-Égée est structurellement diffuse, bien qu'elle soit soulignée par une activité sismique très importante.

Au niveau de la zone de subduction, le retrait du panneau plongeant vers le sud a entraîné un régime de contraintes extensif au sein du domaine égéen qui a accompagné un étirement et un amincissement de la plaque supérieure. Ainsi, plusieurs grands bassins de type rift se forment tels que, parmi les plus importants, le rift de Corinthe ou le rift du Sperchios-Golfe Nord Eubée en Grèce continentale. Les travaux présentés dans ce mémoire de thèse sont focalisés sur le développement structural de ce dernier (rift Sperchios-Nord Eubée) et des principaux éléments morphologiques et structuraux qui relient ce rift à la terminaison occidentale de la Faille Nord-Anatolienne au sud des Iles Sporades (Chenal d'Oreoi ; Bassin de Skopelos au nord-ouest de l'Ile d'Eubée). L'ensemble peut être défini comme le « domaine Nord-Eubée » et comporte donc les domaines immergés qui entourent l'Eubée du Nord, ainsi que leurs bordures émergées.

Les objectifs principaux de cette thèse étaient d'analyser les structures de l'ensemble du domaine Nord Eubée, à la fois à terre et en mer, afin de mieux caractériser la déformation au sein de cette zone clef, en intégrant tous les éléments qui rendent compte de la complexité de la déformation (failles, séismes, paléomagnétisme, tomographie, gravimétrie, structures crustales). Replacés dans le contexte de la Grèce continentale, les résultats ont permis d'établir un bilan de la déformation récente au sein de cette limite de plaques diffuse, dont la géodynamique était peu contrainte notamment dans les domaines immergés. Ce travail s'est basé sur l'interprétation des données de sismique réflexion très haute résolution (Sparker) acquises récemment dans ce domaine, sur des missions de terrain menées au cours de la thèse et l'analyse et la compilation des données publiées disponibles dans la zone.

Cette thèse s'inscrit dans le cadre du projet WATER (Western Aegean Tectonic Evolution and Reactivations, responsable scientifique : Frank Chanier) de l'équipe « TIMES » (Équipe 6 : Tectonique des marges et des bassins sédimentaires) du Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences (LOG – UMR 8187 – Université de Lille – CNRS – ULCO-IRD). Ce projet a débuté par la réalisation d'une campagne océanographique prospective, nommée également WATER en Juillet/Août 2017 à bord du N/O « Téthys II » dans le domaine Nord Eubée qui regroupe le Golfe Nord Eubée, la zone de Lichades, le Chenal d'Oreoi et le Bassin de Skopelos. Cette mission a permis d'acquérir des données de sismique réflexion très haute résolution de type Sparker grâce à la plateforme géophysique du LOG (responsable scientifique V. Gaullier), financée par le CPER MARCO (Action 6.1 « Sismique » - responsable scientifique V. Gaullier de l'Axe 6 « Ingénierie marine et littorale »). Cette campagne à la mer a été financée par le Fond de soutien des Campagnes à la Mer de la Flotte



INTRODUCTION

Océanographique Française et le programme INSU/Tellus – Post-Campagne à la mer a permis de soutenir financièrement le début de cette thèse et d'organiser des réunions avec l'équipe de la campagne. Le volet terrestre (missions en Mai et Septembre 2019 en Nord Eubée et Grèce Centrale) a été financé par le programme INSU/Tellus - Syster. Une deuxième campagne, WATER 2, a été réalisée en Juillet/Août 2021 à bord du N/O « Téthys II » permettant l'acquisition de nouvelles données de sismique THR toujours grâce à la plateforme géophysique du LOG. Cette campagne complète le jeu de données existant en améliorant la couverture sismique dans les zones cruciales et en explorant certaines parties encore vierges de données sismiques THR. Ces missions océanographiques ont été menées en collaboration avec Dimitris Sakellariou, Directeur de Recherche au HCMR (Hellenic Centre for Marine Research) à Athènes, cette collaboration nous a notamment permis d'accéder au jeu de données de sismique réflexion de type Air-gun acquis antérieurement par une équipe pilotée par Dimitris Sakellariou dans le Golfe Nord Eubée. Les campagnes à la mer WATER 1 et 2 ont également été réalisées grâce aux autres membres des équipes embarquées : Virginie Gaullier, Fabien Caroir, Julien Bailleul (UniLaSalle Beauvais), Martin Jollivet-Castelot (ex-LOG), Agnès Maillard (GET), Fabien Paquet (BRGM) et Louise Watremez (LOG).

Le **Chapitre 1** présentera le contexte géologique du domaine égéen, ainsi que celui du rift Sperchios-Golfe Nord Eubée. Il intégrera un calendrier des événements géodynamiques majeurs qui ont affecté l'Égée depuis le Trias, notamment l'obduction des unités Maliaques et Vardar sur la zone Pélagonienne et l'orogénèse des Hellénides, participant à la formation de la croûte hétérogène sur laquelle se développera ensuite le rift étudié. Celui-ci étant localisé dans le prolongement occidental de la terminaison de la Faille Nord-Anatolienne, une partie de ce chapitre sera dédiée à ce grand décrochement dextre majeur délimitant les plaques Eurasie et Anatolie-Égée. Les différents bassins sédimentaires et systèmes de failles connus appartenant au rift Sperchios-Golfe Nord Eubée seront décrits précisément. Enfin, un bref aperçu des rifts en général sera dressé en s'appuyant à la fois sur des définitions et des exemples.

Le **Chapitre 2** sera dédié à la présentation des données disponibles dans le domaine Nord Eubée, utilisées au cours de cette thèse. Cela comprend à la fois les jeux de données topographiques, bathymétriques, hydrologiques, sismiques et également une synthèse des cartes géologiques, les compilations des données sismologiques et structurales à partir des catalogues et des travaux publiés. Seront également détaillées, les méthodologies d'acquisition des données sismiques THR, d'interprétation et d'exploitation de ces données.

Le **Chapitre 3** présentera l'analyse stratigraphique des faciès et unités sismiques et il se focalisera sur les sédiments d'âge Holocène appelés « *Upper Sequence* ». Cette étude a permis de réaliser la cartographie des dépôts-centres de cette unité post-glaciaire et elle met en évidence l'importante contribution des apports sédimentaires locaux de l'Eubée et de la Grèce Centrale.

Le **Chapitre 4** sera dédié à l'étude du rift Sperchios-Golfe Nord Eubée, notamment les domaines immergés où la déformation est peu contrainte. Les profils sismiques THR ont permis d'identifier de très nombreuses failles, révélant ainsi plusieurs directions distinctes. L'ensemble de cette analyse structurale et la compilation des failles à terre ont mené à l'établissement d'une nouvelle carte tectonique définissant un cadre structural le plus fin possible. Ces résultats seront ensuite intégrés aux autres structures de la Grèce Centrale, notamment le rift de Corinthe. Des coupes



INTRODUCTION

d'échelle crustale traversant les deux rifts seront présentées afin de mieux contraindre les relations entre la géométrie des rifts, celle des failles majeures et celle des hétérogénéités crustales, et les variations de profondeur du Moho.

Le **Chapitre 5** concernera l'analyse structurale et stratigraphique des profils sismiques THR dans les autres parties du domaine Nord Eubée, à savoir le Chenal d'Oreoi et le Bassin de Skopelos. Un nouveau bassin sédimentaire, nommé Bassin de Skiathos, a été défini entre la partie orientale du chenal et l'île de Skiathos, ce bassin est isolé du Bassin de Skopelos par une ride de socle acoustique. Ce chapitre abordera également la mise en place et le développement d'un système progradant dans le Chenal d'Oreoi dont la dynamique stratigraphique pourrait être dépendante des six derniers cycles glaciaire-interglaciaire.

Pour finir, le **Chapitre 6**, chapitre de discussions, s'intéressera à replacer le rift Sperchios-Golfe Nord Eubée dans un contexte régional complexe de limite de plaques diffuse où de nombreux mécanismes aux foyers des séismes montrent des décrochements et où des rotations horaires peuvent expliquer les directions et la structure actuelle de ce domaine. Les questions des héritages structuraux et l'influence de la Faille Nord-Anatolienne seront également abordées.



GLOSSAIRE DES ABRÉVIATIONS

AMFS : Atalanti Martino Fault Segment / Segment de Failles d'Atalanti Martino

APFS : Aedipsos Politika Fault System / Système de Failles d'Aedipsos Politika

Ar : faille d'Arkitsa

At : faille d'Atalanti

CB : Central Basin / Bassin Central

CBFS : Central Basin Fault System / Système de Failles du Bassin Central

EB : Eastern Basin / Bassin Oriental

ESR : Evia-Skiathos Ridge / Ride Eubée-Skiathos

HFZ : Hyampolis Fault Zone / Zone de Failles de Hyampolis

IZTF : Internal Zones Thrust Front / Front de Chevauchement des Zones Internes

Ka : Kallidromon

KAMFS : Kallidromon Atalanti Martino Fault System / Système de Failles Kallidromon Atalanti Martino

KEFZ : Kechriae Fault Zone / Zone de Failles de Kechriae

Kd : Kandili

KFS : Kallidromon Fault Segment / Segment de Failles du Kallidromon

Kn : Knimis

Ks : Ksiron

KTF : Kephalaria Transform Fault / Faille Transformante de Kephalaria

KVAFS : Kamena Vourla Arkitsa Fault System / Système de Failles de Kamena Vourla Arkitsa

Li : péninsule de Lichades

Lo : delta du Loggos

M : péninsule de Malesina

MFZ : Melouna Fault Zone / Zone de Failles de Melouna

MG : Maliakos Gulf / Golfe Maliaque

MoF : Molos Fault / Faille de Molos

NAF : North Anatolian Fault / Faille Nord-Anatolienne

NAT : North Aegean Trough / Fossé Nord Égéen

NEG : North Evia Gulf / Golfe Nord Eubée

OC : Oreoi Channel / Chenal d'Oreoi

OrF : Oreoi Fault / Faille d'Oreoi

PFS : Parnassos Fault System / Système de Failles du Parnasse

PPFZ : Prokopi Pilion Fault Zone / Zone de Failles de Prokopi Pilion

R : Bassin de Reginio

SIFS : Sperchios Ipati Fault System / Système de Failles Sperchios Ipati

Ski : Île de Skiathos

Sko : Île de Skopelos

Sky : Île de Skyros

Spe : Bassin du Sperchios

SSF : South Skopelos Fault / Faille Sud-Skopelos

STFZ : Southern Thessalie Fault Zone / Zone de Failles Sud-Thessalie

T : Telethron

TEFZ : Telethron Fault Zone / Zone de Failles du Telethron

UA : Unité A

UB : Unité B

UP : Unité de Progradations

US : Upper Sequence

WB : Western Basin / Bassin Occidental

WFZ : Western Fault Zone / Zone de Failles Occidentale

Légende : Rouge : Failles ; Bleu : Zones maritimes ; Vert : Bassins émergés ; Noir : Autres



CHAPITRE 1 : CONTEXTES GÉODYNAMIQUE ET GÉOLOGIQUE

Introduction

La Grèce, pays à l'Histoire tellement riche, berceau de philosophes, scientifiques et écrivains, est aussi le théâtre d'une histoire géologique et géodynamique importante et complexe. C'est au sein de la Grèce Centrale, à environ 110 km au nord d'Athènes, que se situe la zone d'étude de cette thèse : le domaine Nord Eubée. Celui-ci fait également partie du quart nord-ouest de la Mer Egée (**Figure 1.1**).

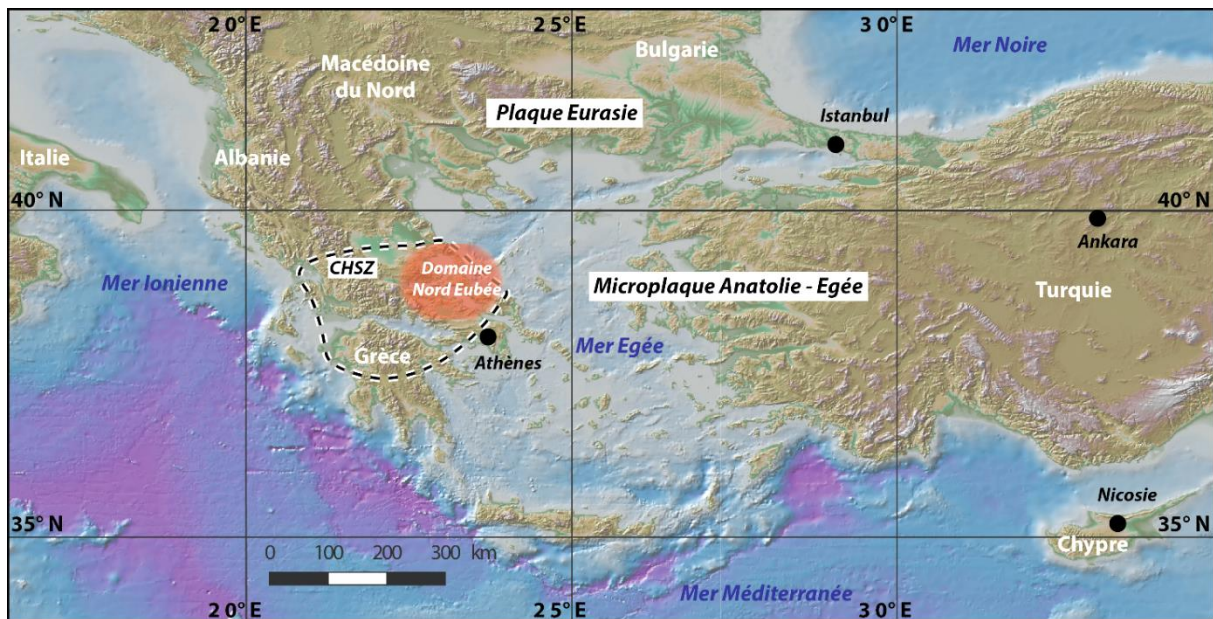


Figure 1.1 : Cartes topographique et bathymétrique de la Grèce, de la Turquie et de la Mer Egée issue du logiciel GeoMapApp. CHSZ : Central Hellenic Shear Zone.

Le Domaine Nord Eubée est constitué de la partie nord de l'Île d'Eubée (Evia), d'une partie de la Grèce Centrale contenant les monts Kallidromon (Ka) et Knimis (Kn), du bassin du Sperchios (Spe) et du sud de la Thessalie (**Figure 1.2**). Concernant les parties maritimes, cette thèse est focalisée sur le Golfe Nord Eubée, le bassin de Skopelos et le Chenal d'Oreoi qui les relie (**Figure 1.2**). Plus largement, le domaine Nord Eubée s'insère au sein des Zones Internes des Hellénides, au sud du Fossé Nord-Égéen (North Aegean Trough, **Figure 1.2**) entre la Plaque Eurasie et le bloc égéen qui appartient à la plaque Anatolie-Égée (**Figure 1.1**). Cette zone, nommée par la suite Central Hellenic Shear Zone (CHSZ, Papanikolaou and Royden, 2007), constitue une limite de plaques diffuse entre la terminaison occidentale de la Faille Nord-Anatolienne (NAF, **Figure 1.2**) dans le Fossé Nord-Égéen à l'est, et la subduction du panneau plongeant ionien à l'ouest.

Le Domaine Nord Eubée est caractérisé par plusieurs bassins sédimentaires d'âges néogènes et quaternaires (**Figure 1.3**, le bassin du Sperchios, le bassin de Réginio, le bassin de Malésina et le bassin d'Istiaia-Limni). Ceux-ci sont bordés par des systèmes de failles normales majeures reflétant un régime tectonique globalement extensif. La région comporte également des affleurements de roches ophiolitiques (en vert, **Figure 1.3**) résultant des phases de divergence et de convergence antérieures. Autre héritage majeur de l'histoire géodynamique de la Grèce, le Front de

Chevauchement des Zones Internes (IZTF, Figure 1.2) est encore aujourd’hui une structure majeure des Hellénides participant à la localisation de la déformation, notamment par des réactivations locales en extension (Chanier *et al.*, 2017).



Figure 1.2 : Carte du relief de la Grèce Centrale (SRTM30). IZTF : Internal Zones Thrust Front ; Ka : Kallidromon ; Kn : Knimis ; KTF : Kefalonia Transform Fault ; M : péninsule de Malésina ; NAF : North Anatolian Fault ; NEG : North Evia Gulf ; OC : Oreoi Channel ; Ot : Othrys, Pe : Pelion, R : bassin de Réginio, Sko : île de Skopelos, Sky : île de Skyros, Spe : bassin du Sperchios.

Le rift Sperchios-Golfe Nord Eubée se développe au sein des Zones Internes dont l’histoire géodynamique complexe a rendu la croûte hétérogène. Afin de comprendre dans son ensemble l’initiation et l’évolution du rifting, il apparaît alors nécessaire de s’intéresser de près aux événements tectoniques majeurs qui ont préalablement déformé le domaine d’étude. En effet, la déformation récente pourrait être influencée et localisée le long d’anciennes structures majeures héritées des phases de divergence et de convergence antérieures. La première section de ce Chapitre est donc consacrée à la géodynamique des Hellénides, ses domaines structuraux et les phases tectoniques mésozoïques qui les ont affectés.

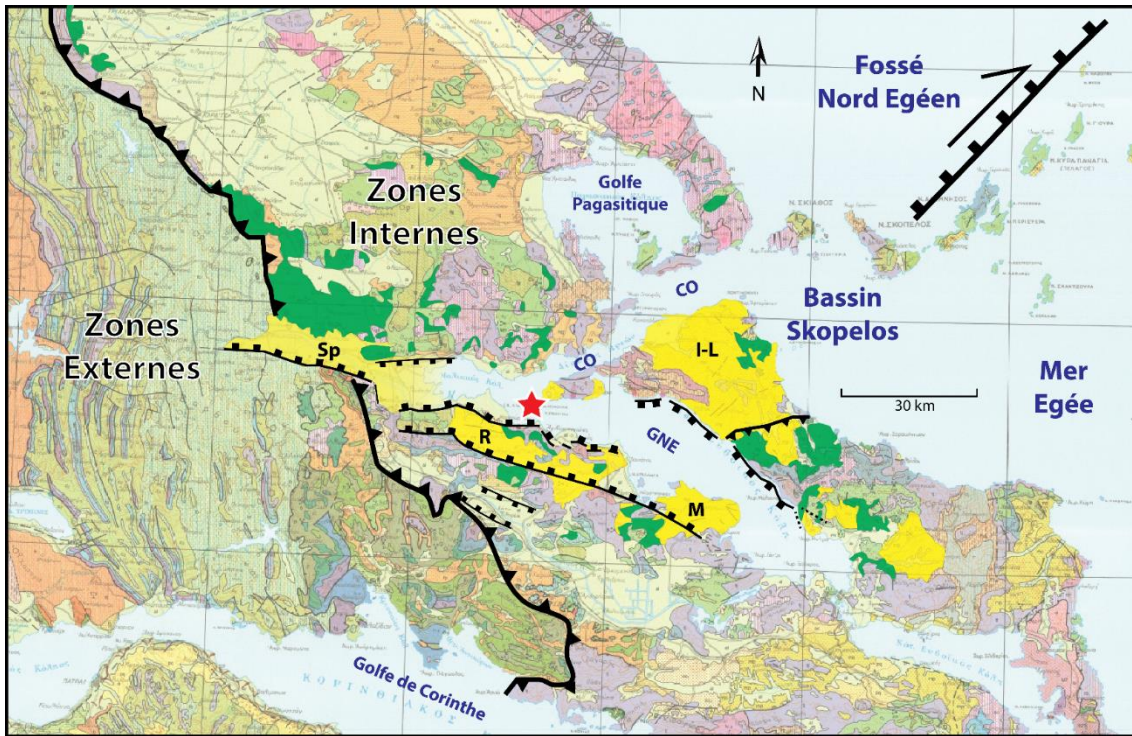


Figure 1.3 : Extrait de la carte géologique de la zone d'études à l'échelle 1:500 000 (Bornovas & Rondogianni-Tsiambaou, 1983) avec les ophiolites et les principaux bassins néogènes respectivement mis en évidence en vert et jaune. L'étoile rouge correspond au volcan de Lichades daté d'environ 500 000 ans (Pe-Piper and Piper, 1989). Les principales structures tectoniques ont également été reportées, notamment le chevauchement des Zones Internes sur les Zones Externes (traits noirs épais accompagnés de triangles). CO : Chenal d'Oreoi, GNE : Golfe Nord Eubée, I-L : bassin d'Istiaia Limni, M : bassin de Malésina, R : bassin de Régino, Sp : bassin du Sperchios.

1. Contexte géodynamique actuel de la Méditerranée Orientale

1.1. Le domaine égéen

La Méditerranée orientale est constituée de plusieurs structures géologiques majeures. C'est un ensemble de plusieurs plaques tectoniques, l'Eurasie au nord, l'Afrique au sud, l'Arabie à l'est et la microplaque Anatolie – Égée au centre (**Figure 1.4**). Cette dernière est bordée au nord par la Faille Nord-Anatolienne, grand décrochement dextre de plus de 1500 kilomètres de long, au sud par la subduction de la plaque Afrique et la Faille Est-Anatolienne. Les failles Nord-Anatolienne et Est-Anatolienne accommodent l'extrusion de l'Anatolie vers l'ouest (*e. g.* Dewey and Sengör, 1979 ; Sengör, 1979 ; Hubert-Ferrari *et al.*, 2003). L'extrémité occidentale de l'Anatolie – Égée est également marquée par une zone de subduction et la Faille Transformante de Kephallonia (KTF, Figure 1.4).

Le domaine égéen a été défini globalement comme un bloc rigide non déformé se déplaçant à une vitesse de 30 mm/a vers le sud-ouest par rapport à l'Eurasie fixe (Figure 1.4, Clarke *et al.*, 1998 ; Reilinger *et al.*, 2006 ; Floyd *et al.*, 2010 ; Le Pichon and Kremer, 2010 ; Reilinger *et al.*, 2010 ; Royden and Papanikolaou, 2011). Les mesures GPS montrent également que l'Anatolie se déplace vers l'est par rapport à l'Eurasie avec une vitesse de 24 mm/a. Ce mouvement résulte en partie de l'extrusion de l'Anatolie initiée par le poinçonnement de la plaque arabe vers la plaque eurasiennne (*e. g.* Hubert-Ferrari *et al.*, 2003).

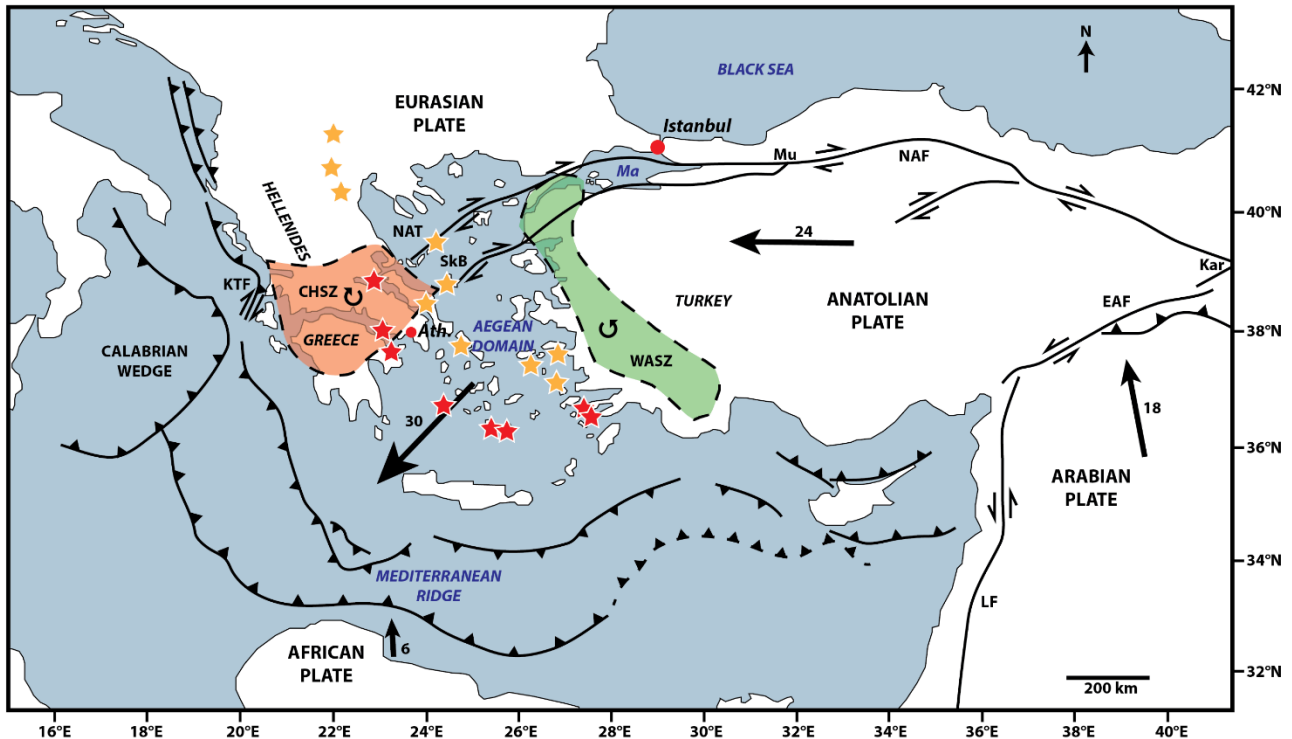


Figure 1.4 : Carte tectonique simplifiée de l'Égée et de l'Anatolie (modifiée d'après Hejl *et al.*, 2010 et Jolivet *et al.*, 2013). Les triangles sont sur le bloc supérieur des chevauchements. Les étoiles représentent les volcans des arcs volcaniques néogènes (en orange) et plio-quadernaires (en rouge, d'après Vassilakis *et al.*, 2011). Les flèches pleines correspondent aux vecteurs vitesse (mm/a, d'après McClusky *et al.*, 2000 ; Taymaz *et al.*, 2007 et Müller *et al.*, 2013). Les flèches circulaires indiquent le sens de rotation des deux zones de cisaillement, en rouge, la Zone de Cisaillement Grecque Centrale (ou CHSZ : Central Hellenic Shear Zone), et en vert, la Zone de Cisaillement Anatolienne Occidentale (ou WASZ : Western Anatolian Shear Zone). EAF : Eastern Anatolian Fault ; Kar : point triple de Karliova ; KTF : Kephallonia Transform Fault ; LF : Levant Fault ; Ma : Mer de Marmara ; Mu : Mudurnu ; NAF : North Anatolian Fault ; NAT : North Aegean Trough ; SkB : Skyros Basin.

Au sein de la microplaque Anatolie – Égée, deux domaines sont distinguables, l'un à l'est, l'Anatolie, et l'autre à l'ouest, le domaine égéen. Ce dernier est bordé par deux zones de cisaillement caractérisées par de l'extension distribuée, une au nord-ouest, la Central Hellenic Shear Zone (CHSZ, Figure 1.10 ; Sengör, 1979, 1982), et l'autre à l'est, la Western Anatolian Shear Zone (WASZ, Figure 1.4). La première montre un mouvement dextre avec un taux de glissement de 20 à 25 mm/a et une rotation dans le sens horaire (Kissel *et al.*, 1989 ; van Hinsbergen and Schmid, 2012 ; Bradley *et al.*, 2013), la seconde est sénestre, absorbe un taux de 20 mm/a et est accompagnée par une rotation dans le sens antihoraire (van Hinsbergen *et al.*, 2010b, Figure 1.4). Ces zones extensives induisent la formation de plusieurs rifts asymétriques (Kissel *et al.*, 2003 ; van Hinsbergen *et al.*, 2005, 2010a ; Jolivet *et al.*, 2021) et elles accommodent le mouvement du domaine Égéen vers le sud-ouest par rapport à l'Eurasie.

Le nord de la Mer Egée et de la Grèce subit une contrainte cisailante provenant de la CHSZ, mais aussi une extension orientée N-S à NNW-SSE à grande échelle accommodée par des structures telles que le rift Sperchios-Golfe Nord Eubée et le rift de Corinthe (**Figures 1.5 et 1.6**). Cependant, dans cette région, la limite de la plaque égéenne n'est pas bien définie en l'absence de failles ou de structures montrant clairement la séparation entre un domaine appartenant à l'Eurasie et un autre à la microplaque Anatolie-Égée.



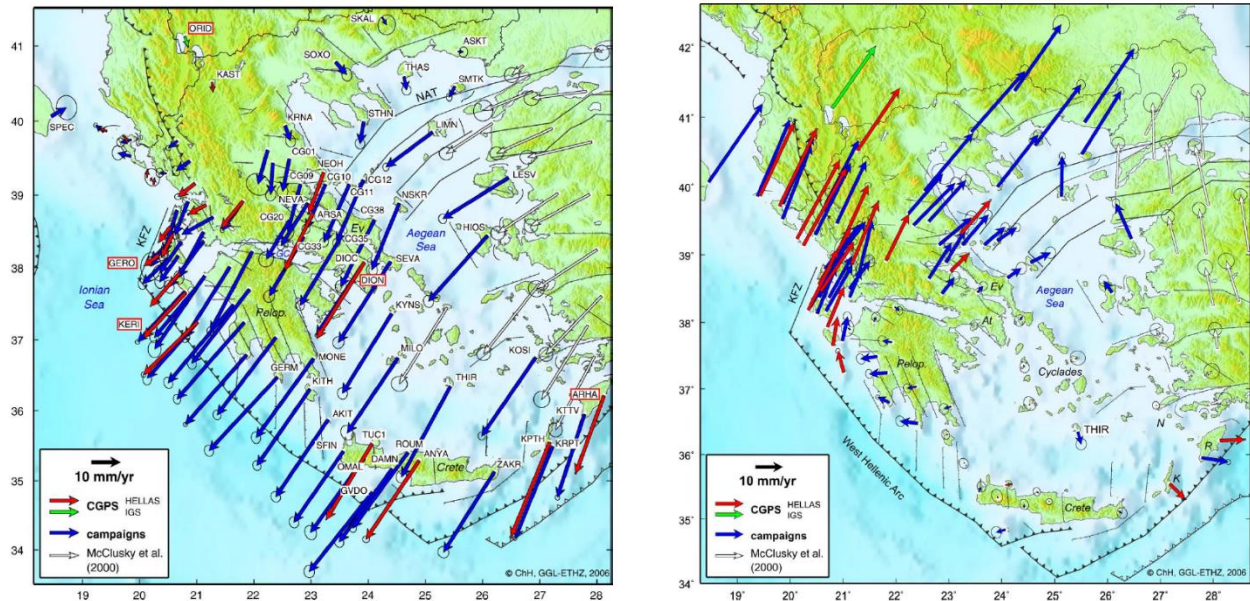


Figure 1.5 : Vitesses GPS enregistrées dans le domaine égéen entre 1993 et 2003 (Hollenstein *et al.*, 2008). À gauche) Vitesses GPS par rapport à l’Eurasie fixe. À droite) Vitesses GPS par rapport au centre de la Mer Égée fixe.

Les limites occidentales et méridionales du domaine égéen sont marquées par la zone de subduction des panneaux ionien et nubien, appartenant à la Plaque Afrique, qui plongent sous la Plaque Égéenne. Cette subduction s’accompagne d’un volcanisme d’arc. L’arc le plus récent, encore actif, s’est formé à partir du Pliocène suite à un « saut » vers l’ouest et vers le sud d’un arc plus ancien (arc volcanique ionien néogène) dont les témoins sont préservés en Grèce continentale et dans la partie centrale de l’Égée (Figure 1.4, étoiles rouges pour l’arc plio-quadernaire, et étoiles oranges pour l’arc néogène).

Durant le Miocène moyen et supérieur, l’arc ionien était accompagné d’un prisme convergent dont l’initiation a causé le plissement de la zone ionienne. Ce rapide changement de localisation de l’arc volcanique est probablement lié à un déchirement au sein du slab sous la région de Corinthe (**Figure 1.7**), cette portion est découpée du panneau plongeant principal et migre vers le sud ou le sud-ouest (Jolivet *et al.*, 2013). D’après ces auteurs, ce processus de déchirure du panneau plongeant (Figure 1.7) permettrait alors une jonction en profondeur dans la croûte entre la Faille Nord-Anatolienne, le Fossé Nord-Egéen, la Zone de Cisaillement Grecque et la faille de Kephallonia (KTF : Kephallonia Transform Fault, Figure 1.4) au moins depuis 5-6 Ma. Les flux crustaux et mantelliques actuels, illustrés par la Figure 1.7, montrent que la croûte et le manteau sont fortement découplés, ainsi, la Faille Nord-Anatolienne n’affecterait que la croûte (Jolivet *et al.*, 2013).



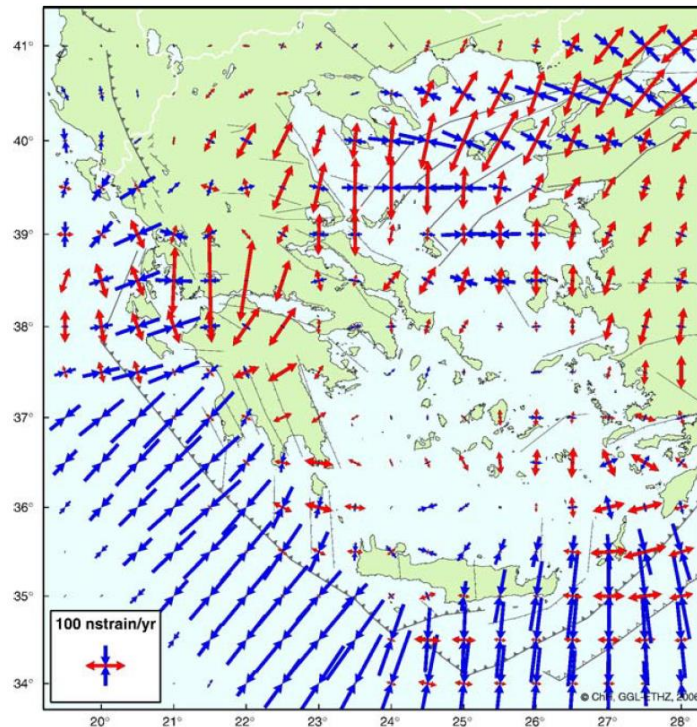


Figure 1.6 : Axes principaux des contraintes et taux de contraintes, dans le domaine égéen, calculés à partir des champs de vitesses GPS (Hollenstein *et al.*, 2008). Les flèches rouges indiquent la contrainte extensive et les flèches bleues la contrainte compressive.

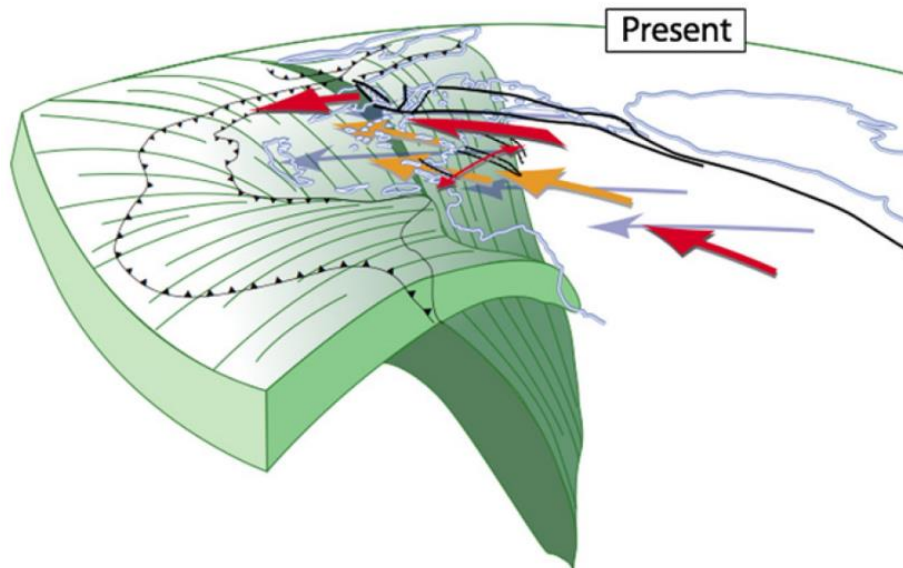


Figure 1.7 : Tentative de reconstruction 3D et directions des flux mantelliques (flèches bleues), et crustaux (flèches rouges pour la croûte supérieure et flèches oranges pour la croûte inférieure) dans la région égéenne après la déchirure récente du slab sous le rift de Corinthe (Jolivet *et al.*, 2013).

Dans l'ensemble du domaine égéen, l'épaisseur de la croûte montre des variations importantes illustrées par la cartographie de la profondeur du Moho sous la Mer Egée, la Grèce et l'Anatolie occidentale (**Figure 1.8**). La chaîne des Hellénides est caractérisée par les valeurs de profondeurs les plus élevées (36-40 km), qui montrent un épaississement crustal orienté NW-SE qui coïncide plus spécifiquement avec les reliefs du Pinde. En revanche, le Moho est peu profond (16-18 km) au sud-ouest du Péloponnèse et en Mer Egée, au niveau des Cyclades. Au sud-ouest du Péloponnèse, la présence de croûte amincie peut être mise en relation avec le panneau océanique Ionien recouvert partiellement par le prisme calabrais et/ou par la ride de Méditerranée (Figure 1.4). Au niveau de la

Mer Egée, la croûte peu épaisse est associée à un amincissement tectonique lié à des processus d'extension arrière-arc, elle-même induite par le retrait de la zone de subduction vers le sud. L'analyse plus détaillée des profondeurs du Moho dans ce domaine égéen, et plus particulièrement dans la zone d'étude, le rift Sperchios-Golfe Nord Eubée, sera développée plus tardivement dans ce manuscrit (*cf.* Chapitre 4).

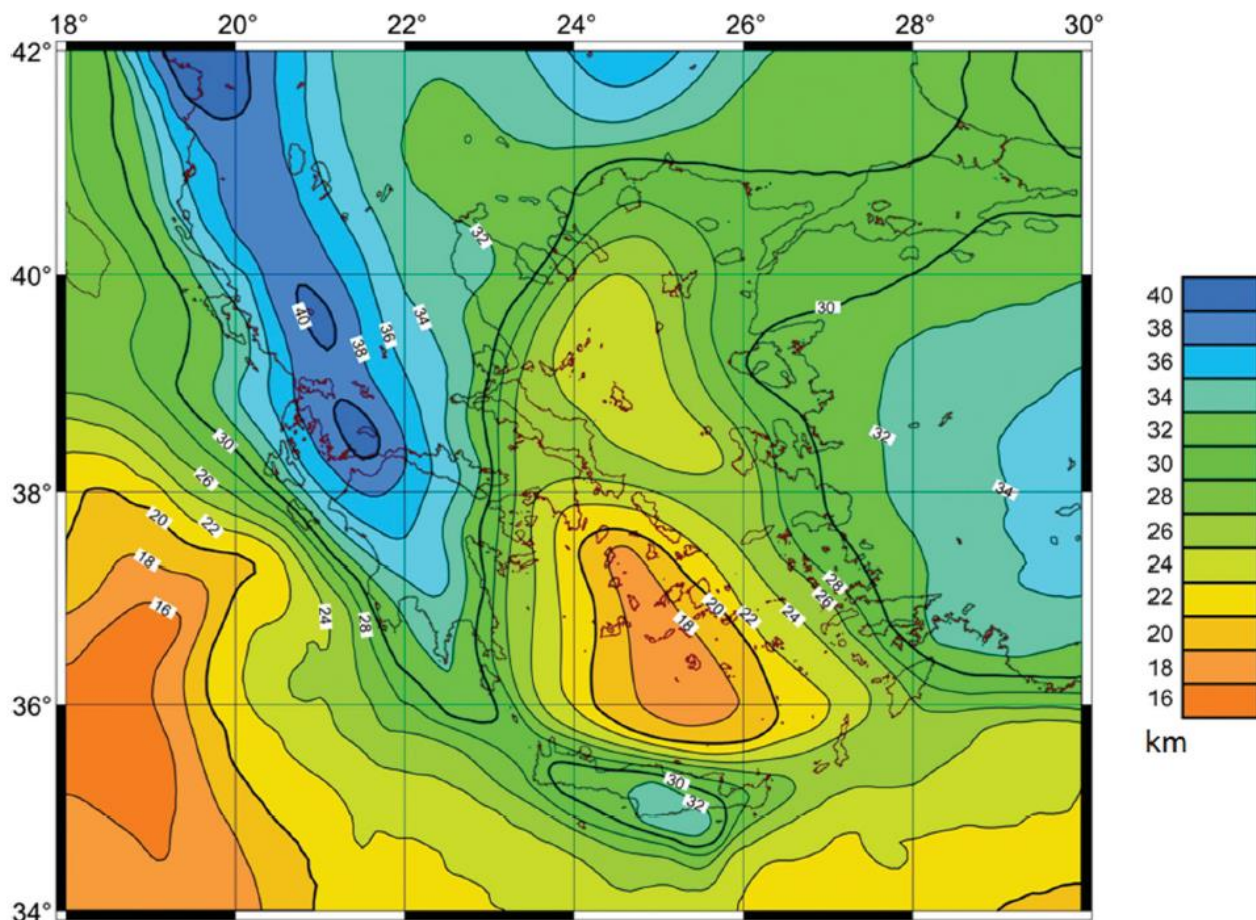


Figure 1.8 : Carte de profondeurs du Moho (en km) établie à partir de modélisations 3D des données gravimétriques pour le domaine égéen (Makris *et al.*, 2013).

1.2. La Faille Nord-Anatolienne

De toutes les structures tectoniques du Néogène et du Quaternaire affectant la région méditerranéenne, la Faille Nord-Anatolienne est l'une des plus importantes et célèbres. Son activité tectonique sismogénique et sa grande proximité avec Istanbul en fait l'une des zones de failles les plus surveillées au monde. La Faille Nord-Anatolienne (NAF, Ketin, 1948) fait partie des grandes structures qui affectent l'ensemble de la région Anatolie-Mer Egée telles que la Western Anatolian Shear Zone (WASZ, Figure 1.4) et la Central Hellenic Shear Zone (CHSZ, Figure 1.4). Elle sépare la Plaque Anatolie-Egée au sud de la Plaque Eurasie au nord (Figure 1.4).

Selon la définition de ses terminaisons, sa longueur totale varie entre 1600 km et 1900 km selon les interprétations, cependant les auteurs s'accordent pour placer la terminaison orientale de la NAF au niveau du point triple de Karliova (Kar, Figure 1.4) où elle est reliée à la Faille Est-Anatolienne (EAF, Figure 1.4). En revanche, les interprétations divergent quant à sa terminaison occidentale, au sein du domaine Egéen (*e. g.* Kiratzi, 2002 ; Palyvos *et al.*, 2006 ; Papanikolaou *et al.*, 2006 ; Sakellariou *et al.*, 2016). En effet, la NAF se propage vers l'ouest via la faille de Ganos

(**Figure 1.9**), puis le Fossé Nord Égéen (NAT, Figure 1.4) et semble s'arrêter au nord de la CHSZ, mais certains auteurs montrent l'existence de structures orientées NE-SW, comme la Faille Nord-Anatolienne dans le Fossé Nord Égéen, au sud-ouest de cette zone, en Eubée et en Grèce Centrale (Papoulia *et al.*, 2006 ; Palyvos *et al.*, 2006 ; Ganas *et al.*, 2013).

La Faille Nord-Anatolienne présente actuellement un taux de glissement compris entre 18 et 22 mm/a (Hubert-Ferrari *et al.*, 2002 ; 2009). Le début de sa propagation vers l'ouest est daté entre 11 Ma et 13 Ma (Sengör *et al.*, 1985, Köküm and İnceöz, 2018), et la faille aurait atteint la Mer de Marmara via le Golfe d'Izmit (GI, Figure 1.9) il y a 5 Ma (Armijo *et al.*, 1999 ; Hubert-Ferrari *et al.*, 2002). Cette longue faille globalement dextre sur toute sa longueur accommode une grande partie de l'extrusion vers l'ouest, par rapport à l'Eurasie, de la microplaque Anatolie-Egée. La Faille Nord-Anatolienne est subdivisée en deux branches à partir de la vallée de Mudurnu (Mu, Figure 1.4). L'une de ces branches se propage vers le sud-ouest, jusqu'au domaine égéen et se termine dans le bassin de Skyros (SkB, Figure 1.4). La seconde branche se propage jusqu'au domaine du Fossé Nord-Egéen (NAT, Figure 1.10) et elle constitue la limite nord de la plaque Anatolie-Egée.

La Faille Nord-Anatolienne atteint la Mer de Marmara où elle est une faille purement décrochante dextre localisée avec des segments locaux en *push-up* et en *pull-apart* (Sengör *et al.*, 2005). La NAF se propage à travers la Mer de Marmara par l'intermédiaire de la Faille Principale de Marmara (FPM, Figure 1.9, Le Pichon *et al.*, 2001) et transfère l'intégralité de son mouvement par ce segment à la faille de Ganos à l'ouest (Figure 1.9, Le Pichon *et al.*, 2016).

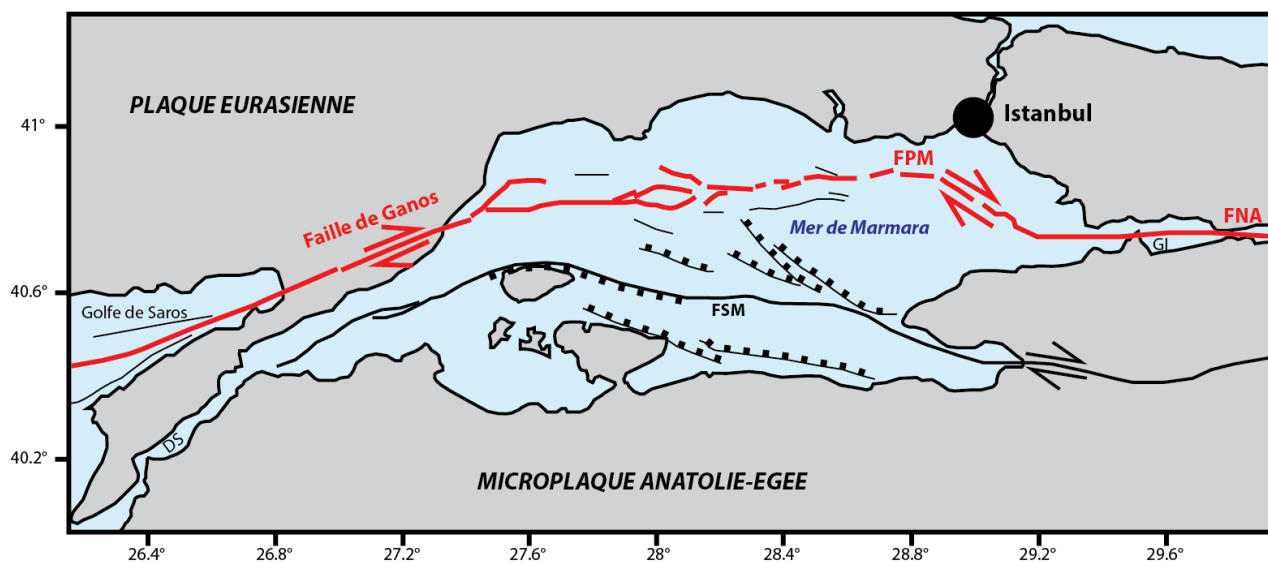


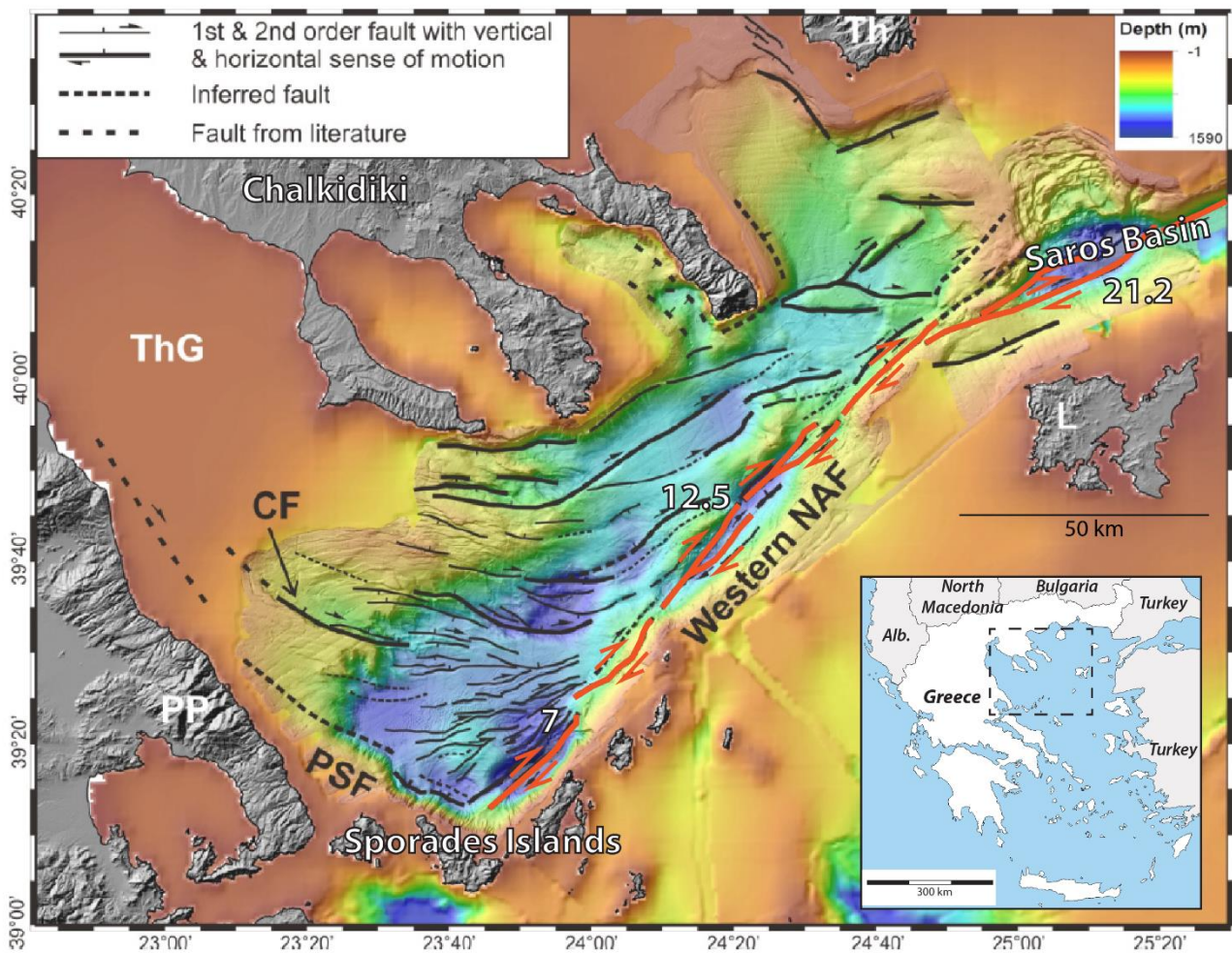
Figure 1.9 : Carte tectonique simplifiée de la Mer de Marmara illustrant la prolongation de la Faille Nord-Anatolienne vers l'ouest (modifiée d'après Le Pichon *et al.*, 2016). DS : détroit des Dardanelles ; FNA : Faille Nord-Anatolienne ; FPM : Faille Principale de Marmara ; FSM : Faille Sud Marmara ; GI : Golfe d'Izmit.

La Faille Principale de Marmara (FPM, Figure 1.9) est également une faille décrochante qui se développe conjointement au centre et à l'ouest de la Mer de Marmara avec un système extensif encore actif (FSM, Figure 1.9, Altinok and Alpar 2006 ; Le Pichon *et al.*, 2016). Le séisme du 24 Mai 2014 (Mw 6.9) survenu le long de la faille de Ganos dans le bassin de Saros a confirmé la nature purement décrochante dextre de ce segment de la Faille Nord-Anatolienne (Görgün and Görgün, 2015) qui se prolonge vers l'ouest pour former le Fossé Nord Égéen (**Figure 1.10**). La connexion entre ces deux structures majeures induit le développement d'un réseau dense de failles normales de



direction E-W à NE-SW. L'extension active accommodée par ce réseau de failles, ainsi que par les bassins extensifs du Golfe Thermaïque (Thermaikos Gulf, ThG Figure 1.10) et de Chalcidique (Chalkidiki Figure 1.10), indique que le Fossé Nord Égéen, considéré comme le prolongement de la Faille Nord-Anatolienne, ne correspond pas à une zone de failles purement décrochantes (Figure 1.10, Papanikolaou *et al.*, 2006 ; Le Pichon *et al.*, 2016 ; Sakellariou *et al.*, 2016). Cette limite de plaques du domaine Égéen est donc caractérisée par la coexistence de failles décrochantes et de systèmes en extension orientés NE-SW à E-W. Les taux de déplacements dextres le long du Fossé Nord Égéen, mesurés à partir de campagnes GPS, diminuent de 21,2 mm/a le long du bassin de Saros à 12,5 mm/a au sud de la péninsule de Chalcidique et environ 7 mm/a au niveau des Îles Sporades (Figure 1.10, Hollenstein *et al.*, 2008 ; Müller *et al.*, 2013).

Cette dynamique en transtension le long du Fossé Nord Égéen est interprétée comme le résultat de la réactivation d'une zone de failles NE-SW par un étirement N-S suggéré par le changement de la direction d'extension de NE-SW en N-S pendant le Pléistocène inférieur (Armijo *et al.*, 1996, 1999 ; Papanikolaou *et al.*, 2002, 2006). Les déplacements actuels dans la région Nord-Égéeenne sont donc considérés comme étant continus depuis le Pléistocène inférieur ou moyen, et ils sont liés à la propagation de la Faille Nord-Anatolienne (Beniest *et al.*, 2016).



2. Géodynamique des Hellénides depuis le Trias

2.1. Présentation des domaines structuraux

La partie la plus interne des Hellénides est marquée par une zone de suture océanique majeure apparaissant essentiellement dans la zone du Vardar (**Figure 1.11**). Cette suture correspond à la zone d'enracinement d'un ancien océan actuellement obducté qui correspond selon les auteurs à l'Océan du Vardar ou l'Océan Maliaque (Ferrière and Stais, 1995 ; Ferrière *et al.*, 2012 ; 2016 ; Bonev *et al.*, 2015).

La zone pélagonienne (en bleu, Figure 1.11) représente un fragment du bloc continental cimmérien composé de roches cristallines paléozoïques ou plus anciennes, sur lesquelles se sont déposées des roches volcano-sédimentaires paléozoïques qui sont actuellement métamorphisées (Ferrière, 1982). Durant le Permien, la sédimentation au sein de la zone pélagonienne consiste principalement en des sédiments clastiques et des carbonates en transgression (Guernet, 1971 ; Clément, 1983 ; Baud *et al.*, 1991). Le Trias moyen marque le passage de sédiments carbonatés à une séquence volcano-sédimentaire (Pe-Piper and Panagos, 1989). Pendant le Trias supérieur et tout le Jurassique, la zone pélagonienne est une ride continentale composée de deux marges, l'une côté Pinde, et l'autre côté Maliaque/Vardar. Cette dernière se différencie en une plate-forme carbonatée proximale (Angiolini *et al.*, 1992) et une sédimentation pélagique vers la croûte océanique.

La zone du Pinde (en marron, Figure 1.11) consistait au Trias en un bassin sédimentaire de 300 km de large dont certains auteurs proposent une nature océanique (Dercourt, 1970 ; Smith *et al.*, 1975 ; Robertson *et al.*, 1991 ; Saccani *et al.*, 2004, 2008 ; Rassios and Dilek, 2009). Elle est caractérisée par une série stratigraphique clastique et carbonatée continue du Trias jusqu'à l'Eocène.

Les unités d'origine océanique qui sont attribuées à la Lithosphère Océanique Maliaque (LOM) forment les nappes ophiolitiques localisées principalement sur la zone pélagonienne et s'enracinent dans la zone du Vardar. Les laves constituant la LOM sont pour la plupart des basaltes de type MORB (Mid-Oceanic Ridge Basalts) d'âge triasique (Ferrière *et al.*, 2012). L'expansion océanique responsable de la formation de la LOM a lieu entre le Trias moyen (Anisien supérieur-Ladinien inférieur) et le Jurassique moyen (Bajocien), pour une durée de 65 à 70 Ma (Ferrière *et al.*, 2016). Plusieurs unités ophiolitiques composent la LOM, dont l'unité de Fourka, épaisse de 200 à 300 mètres, représente la plus importante unité de laves issues du domaine océanique triasique. Elle est composée de MORB et d'OIB (Oceanic Insular Basalts, Hynes, 1974 ; Ferrière, 1982 ; Bortolotti *et al.*, 2008 ; Barth and Gluhak, 2009). L'unité de Fourka, qui représente la partie la plus ancienne de l'Océan Maliaque, est structuralement imbriquée entre des nappes de péridotites au-dessus, et des nappes des séries de la marge occidentale en-dessous (Ferrière, 1982 ; Ferrière *et al.*, 2016).



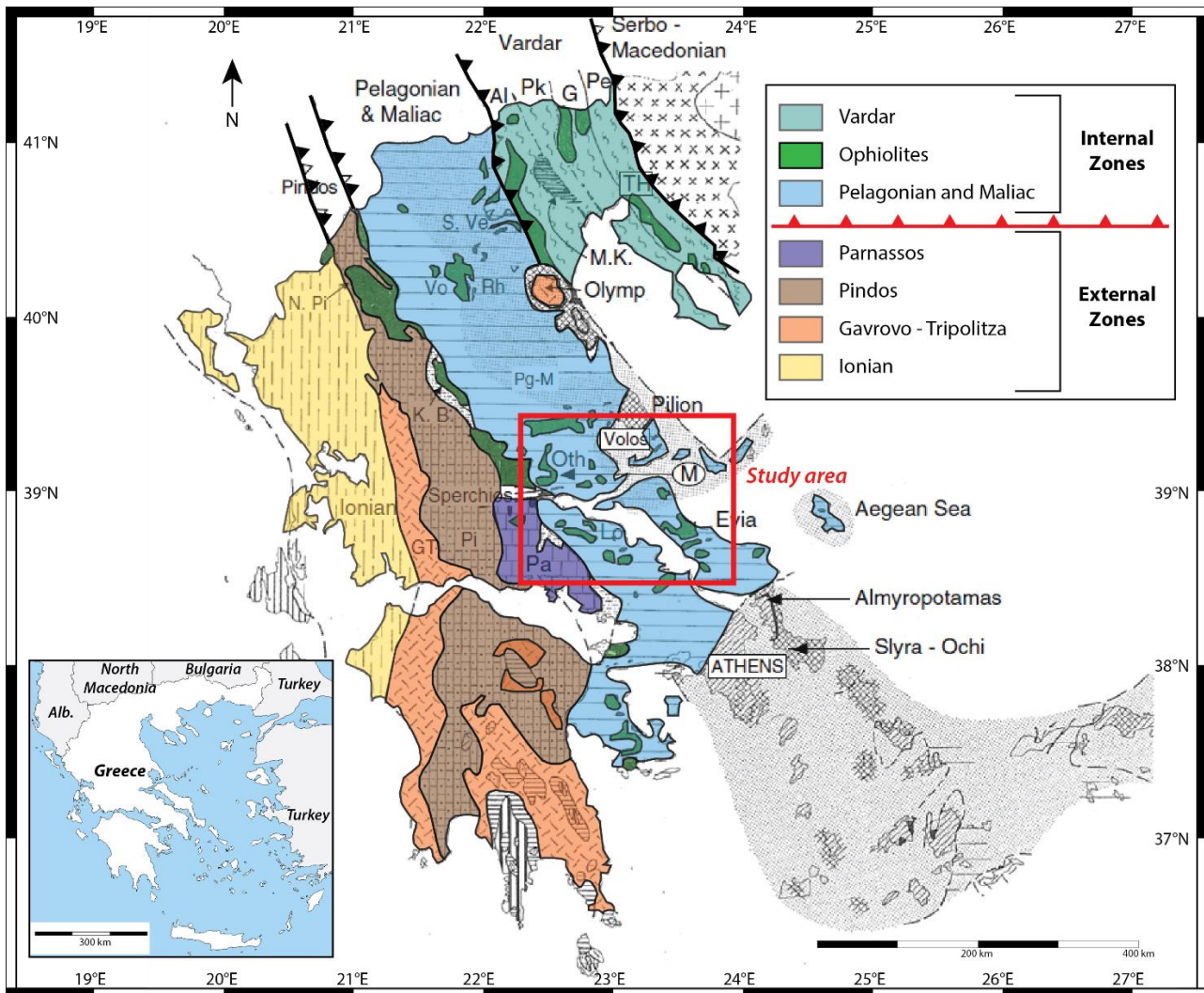


Figure 1.11 : Carte simplifiée des principaux domaines tectoniques qui constituent la Grèce continentale (modifiée d'après Ferrière *et al.*, 2012). Al : Almopias, G : Guevgueli, GT : Gavrovo Tripolitza, K. B. : Koziakas Beotien, Lo : Locride, M : Maliaque, M. K. : Mavrolakkos Kranies, N. Pi : Nord du Pinde, Oth : Othrys, Pa : Parnasse, Pe : Peonias, Pg : Pélagonien, Pk : Païkon, Pi : Pinde, Rh : Rhodiani, S. Ve : Sud Vermion, Vo : Vardarian Ophiolites.

2.2. Rifting et océanisation au Trias

L'analyse des nappes issues de l'obduction jurassique a conduit à reconstituer l'aire océanique téthysienne correspondante : l'Océan Maliaque. Certains auteurs ont considéré que cet océan était situé à l'ouest du domaine pélagonien (Dercourt, 1970 ; Smith *et al.*, 1975 ; Robertson *et al.* 1991 ; Rassios and Moores, 2006). Selon d'autres auteurs, cette aire océanique serait originaire de la bordure orientale du continent pélagonien, donc du domaine du Vardar (**Figure 1.12**, Bernoulli and Laubscher, 1972 ; Ferrière, 1982 ; Ferrière *et al.*, 2012 ; Bortolotti *et al.*, 2013). À partir de travaux issus d'analyses structurales, stratigraphiques et pétrographiques, la marge occidentale de l'Océan Maliaque et la lithosphère océanique de ce dernier, ont pu être reconstituées de manière détaillée (Ferrière, 1982 ; Ferrière *et al.*, 2016). Les assemblages de radiolaires et de conodontes, retrouvés dans les premiers sédiments recouvrant l'unité de Fourka (première unité de la Lithosphère Océanique Maliaque, LOM), ont permis d'attribuer des âges Anisien supérieur et Norien (Ferrière *et al.*, 2015 ; 2016), couvrant une période longue d'environ 30 Ma (*i. e.* entre 240 et 210 Ma). L'âge Anisien supérieur correspond donc à la croûte océanique maliaque la plus ancienne. Cet âge est proche de celui du rifting (Anisien) à l'origine de la marge, comme cela a pu être mis en évidence par des



changements de faciès majeurs, notamment sur la marge proximale, et la genèse du volcanisme (Ferrière, 1982). En bref, le domaine des Hellénides a été affecté par de l'extension dans un contexte de rifting au cours de l'Anisien, et éventuellement un peu avant. Il est à noter que le volcanisme syn-rift se prolonge jusqu'au Ladinien supérieur (Figure 1.12), donc quelque temps après l'apparition de la croûte océanique (Anisien supérieur) qui définit classiquement le début de la période post-rift (Figure 1.12). Préalablement à cet épisode de rifting puis d'océanisation, les régions anatoliennes et égéennes étaient recouvertes de sédiments carbonatés de plate-forme, notamment à l'ouest et à l'est, dans les secteurs qui deviendront plus tard les zones pélagonienne, du Parnasse ou encore de Peonias (Pg, Pa et Pe, Figure 1.11).

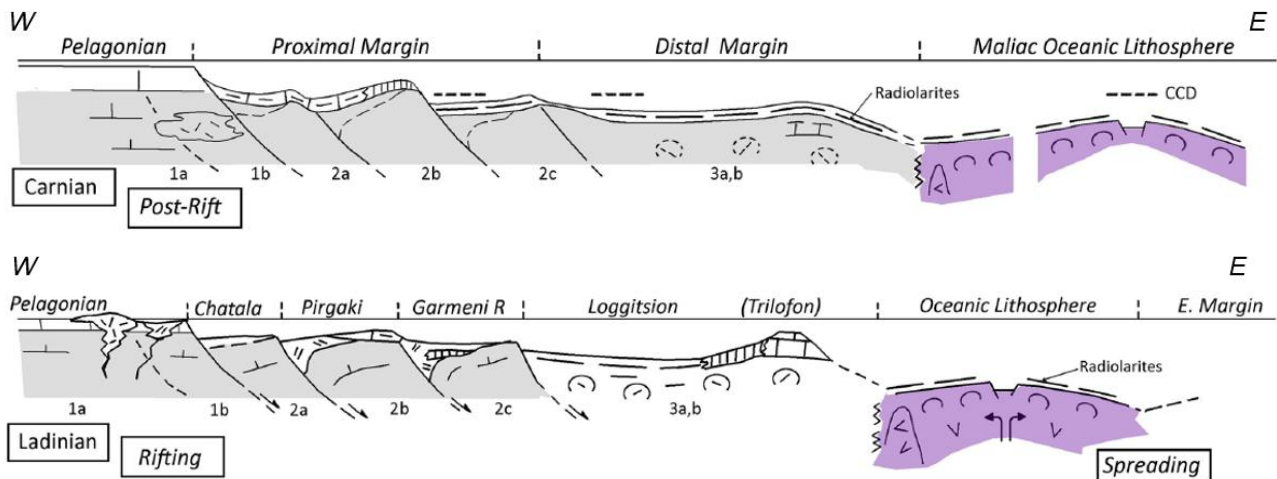


Figure 1.12 : Coupes schématiques à travers la marge pélagonienne et le domaine maliaque illustrant l'expansion océanique et l'extension encore active au sein de la marge au Ladinien (Trias moyen), puis le dépôt des radiolarites pendant la phase post-rift au Carnien (Trias supérieur) d'après Ferrière *et al.* (2016).

À partir de la fin de l'Anisien, l'extension se généralise sur l'ensemble de la région, des failles normales délimitent des blocs basculés (Figure 1.12) et l'extension s'accompagne de volcanisme, notamment sur la marge distale mais aussi dans les sédiments carbonatés de la zone pélagonienne. Cette phase de divergence correspond à un épisode de rifting triasique qui aboutit ensuite à l'ouverture de l'Océan Maliaque et à la formation d'une lithosphère océanique (Figures 1.12 et 1.13). Cet océan formé au Trias moyen sépare ainsi deux marges passives : une marge orientale principalement constituée des blocs serbo-macédonien et peonias et une marge occidentale (marge maliaque, Figures 1.12 et 1.13) présentant des unités distales et proximales jusqu'à la plate-forme pélagonienne. Les radiolarites recouvrant les basaltes océaniques ont permis de dater ce domaine océanique du Trias moyen et supérieur jusqu'au Jurassique moyen (Ferrière *et al.*, 2015 ; 2016).

La marge occidentale, reconstituée à partir des unités tectoniques actuellement coincées sous les ophiolites, montre deux grands ensembles : une marge distale, profonde, et probablement très aminciée ; et une marge proximale moins profonde et plus proche de la plate-forme pélagonienne (Ferrière, 1982). La marge proximale est largement dominée par une sédimentation carbonatée alors que la marge distale est dominée par une sédimentation pélitique et radiolaritique, et un volcanisme syn-rift abondant (Ferrière, 1982).

Il est à noter qu'un autre domaine profond, probablement océanique, se forme dès le Trias moyen à l'ouest de la plate-forme pélagonienne, constituant le Bassin du Pinde. La zone pélagonienne est alors un domaine de croûte continentale isolé entre deux domaines océaniques ou fortement

amincis : l'Océan Maliaque à l'est et le Bassin du Pinde à l'ouest. Cela signifie que la période d'extension affecte une grande partie des Hellénides.

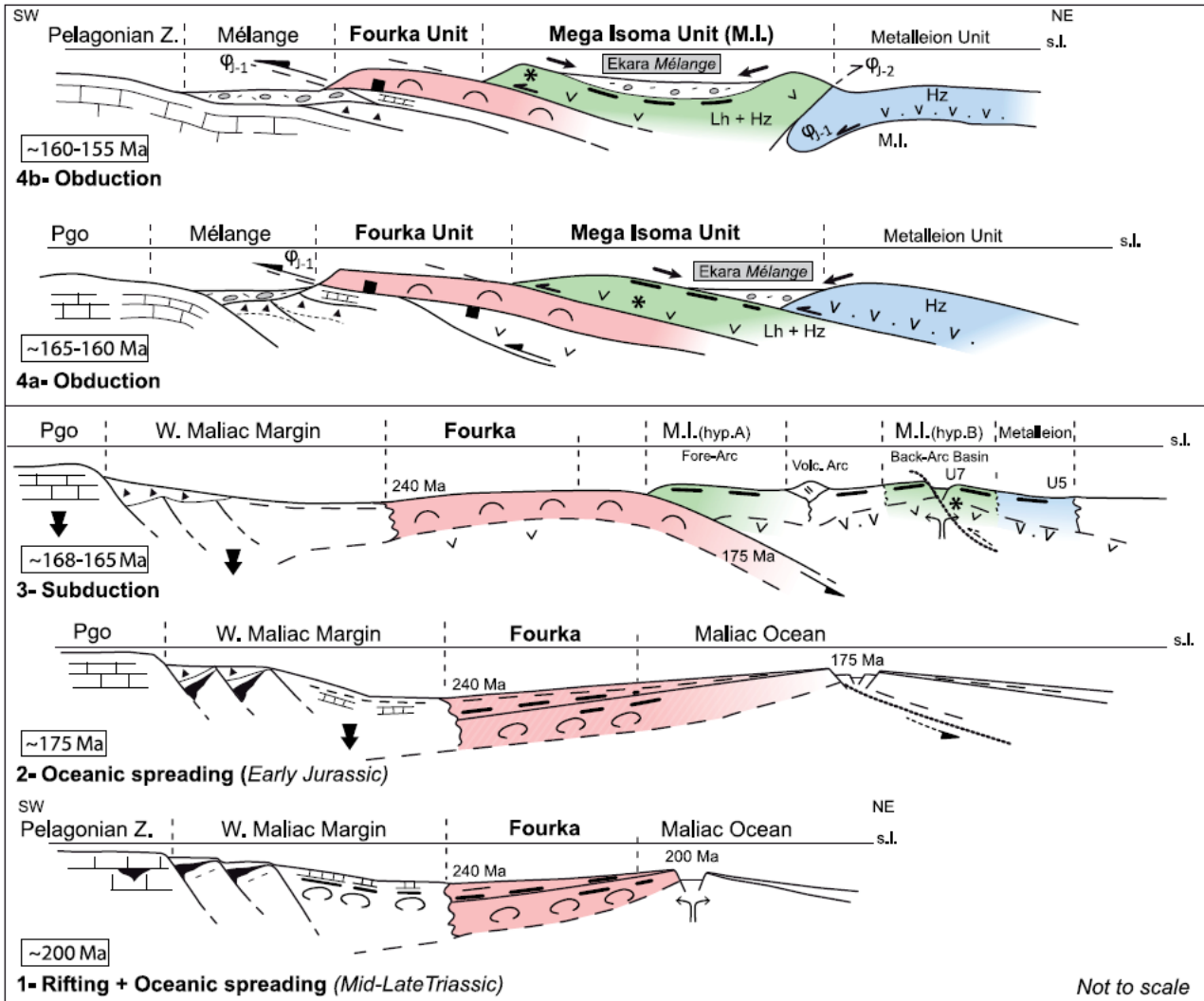


Figure 1.13 : Évolution de la lithosphère océanique Maliaque depuis l'expansion triasique jusqu'à l'obduction jurassique (Ferrière *et al.*, 2015). Flèches verticale noire : zones de subsidence ; ellipses ouvertes : basaltes en coussins ; lignes en tirets épais noirs : radiolarites ; remplissages noirs : roches volcaniques dans le Pélagonien et la marge proximale Maliaque ; briques : calcaire ; rouge : argiles siliceuses ; bleu : unité océanique de Metallion ; verte : unité océanique de Mega Isoma. Hz : Harzburgites, Lz : Lherzolites, MI : Mega Isoma, Pgo : zone Pélagonienne, volc arc : arc volcanique.

2.3. Les étapes de la convergence

2.3.1 Convergence au Jurassique

Dans l'hypothèse d'un Océan Maliaque originellement situé à l'est de la ride continentale pélagonienne, la subduction intra-océanique, initiée au sein de cet océan pendant le Jurassique moyen (Figures 1.13 et 1.14), est caractérisée par un panneau plongeant vers le Nord-Est et la mise en place de chevauchements à vergence Sud-Ouest (Figure 1.13, Ferrière *et al.*, 2012, 2015).

Cette subduction est attestée i) par la présence d'ophiolites de type SSZ (Supra-Subduction Zone), à savoir des laves à faible taux de titane et une abondance de harzburgites dans le Vourinos ou le Pinde du nord (*e. g.* Beccaluva *et al.*, 1984 ; Saccani and Photiades 2003) ; ii) par l'existence d'amphibolites issues du métamorphisme de la croûte océanique sous les nappes ophiolitiques (semelles métamorphiques) qui sont datées du Jurassique moyen (*e. g.* Spray *et al.*,

1984 ; Bertrand *et al.*, 1994 ; Vergely *et al.*, 1998 ; Dimo-Lahitte *et al.*, 2001 ; Liati *et al.*, 2004 ; Smith, 2006). Les sédiments les plus récents situés sous les nappes d'ophiolites sont des radiolarites d'âge Bajocien-Bathonien datées en de nombreux endroits : dans le Vourinos (Chiari *et al.*, 2003), en Argolide (Baumgartner, 1985) ou en Othrys occidentale (Ferrière *et al.*, 2015) par exemple. Pour ces différentes raisons (amphibolites et radiolarites), cet âge jurassique moyen est considéré comme l'âge de la mise en place des nappes ophiolitiques et il correspond donc au début de l'obduction (Figures 1.13 et 1.14).

L'unité de basaltes en coussins de Fourka (MORB, Hynes, 1974 ; Ferrière, 1982 ; Bortolotti *et al.*, 2008 ; Monjoie *et al.*, 2008 ; Barth & Gluhak, 2009) constitue l'unité tectonique inférieure au début de l'obduction, entraînant avec elle la marge maliaque (Figure 1.13). Tandis que la marge distale à croûte peu épaisse est entrée rapidement en subduction, la marge proximale à croûte épaisse oppose, quant à elle, une résistance qui peut être reliée à un ralentissement de l'avancée des nappes. Après le Bathonien (~ 165 Ma), le front de chevauchement principal est localisé entre l'unité de Fourka et la marge proximale (Figure 1.13) sur laquelle se déposent des mélanges à blocs issus des nappes supérieures. Le même processus se poursuit ensuite et les nappes atteignent le domaine pélagonien à croûte continentale également épaisse. Cette géodynamique caractéristique de l'obduction se poursuit au moins pendant une partie du Jurassique Supérieur (Figure 1.14). La disposition actuelle des unités de la marge et les variations majeures de faciès d'une nappe à l'autre, ont conduit à considérer que cet épisode compressif serait responsable de la reprise en inversion des anciennes failles normales listriques formées pendant le rifting (Ferrière and Chanier, 2020). Pendant la même période (Jurassique Moyen-Jurassique Supérieur), la partie orientale de l'Océan Maliaque, aussi appelée Océan Vardar (Mercier, 1968), entre en subduction sous le Païkon qui enregistre une activité volcanique d'arc. Entre cet arc volcanique du Païkon et la marge représentée par les séries de Peonias, se développe un bassin arrière-arc en extension. Ce domaine oriental comporte alors une marge active associée à la subduction sous le Païkon (Mercier *et al.*, 1975 ; Ferrière et Stais 1995 ; Ferrière *et al.*, 2016).

Cette géodynamique triasico-jurassique a des conséquences encore aujourd'hui à travers des structures héritées de ces phases de divergence et de convergence telles que le Front de Chevauchement des Zones Internes (appelé aussi Front de Chevauchement Pélagonien) et les zones de sutures océaniques. L'héritage se marque également à l'échelle des grands bassins sédimentaires récents : la plupart des bassins miocènes et plio-quatérnaires se développent en effet au sein des domaines qui ont subi l'obduction (les Zones Internes, Figure 1.11). La limite occidentale de ces Zones Internes est constituée d'un chevauchement sur les Zones Externes d'âge Tertiaire qui montre lui aussi des signes de reprise en extension lors des phases récentes (Chanier *et al.*, 2017).

CHAPITRE 1

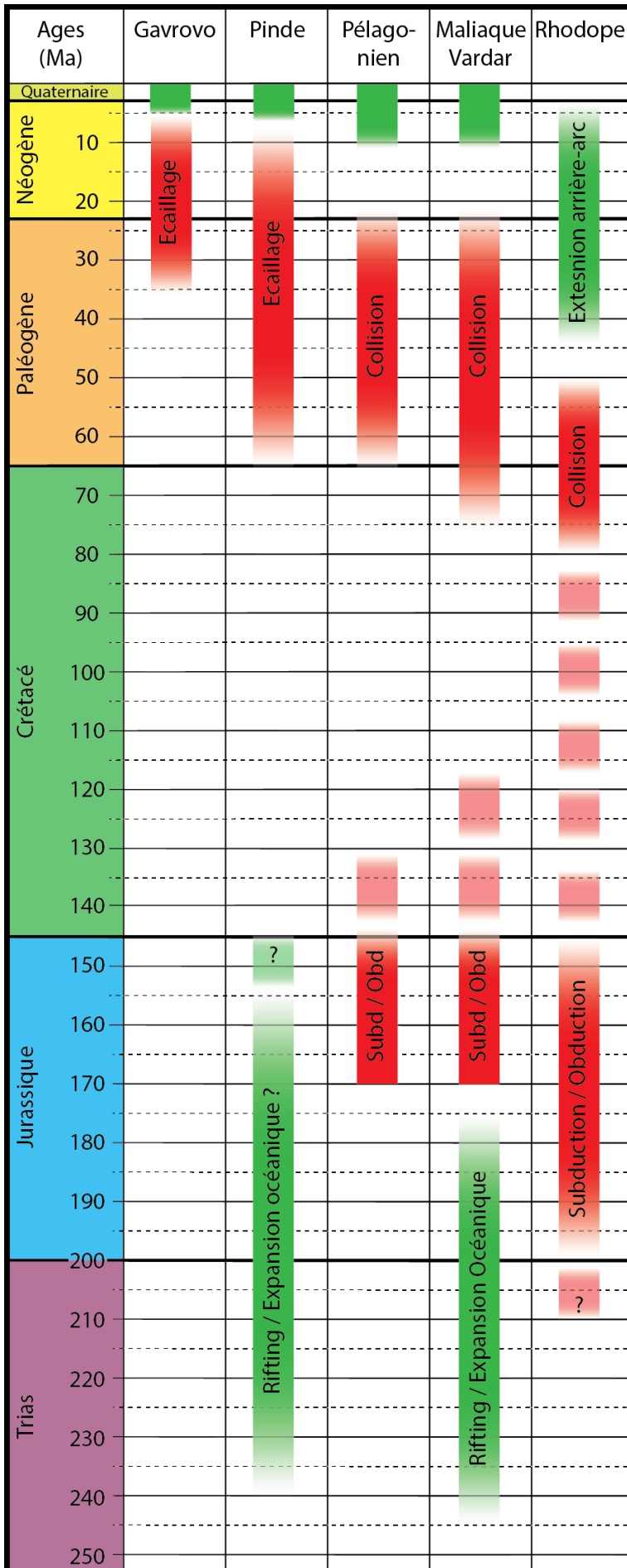


Figure 1.14 : Diagramme montrant les principaux événements tectoniques depuis le Trias affectant les zones du Gavrovo (e. g. Papanikolaou, 2013), du Pinde (e. g. Jones and Robertson, 1991 ; Saccani *et al.*, 2011 ; Papanikolaou, 2013), Pélagonienne (e. g. Ferrière *et al.*, 2015 ; Menant *et al.*, 2016), Maliaque/Vardar (e. g. Ferrière *et al.*, 2015 ; Ferrière and Chanier, 2020) et du Rhodope (e. g. Ricou *et al.*, 1998 ; Brun and Sokoutis, 2007), en distinguant les événements de divergence (en vert) de ceux de convergence (en rouge).

2.3.2. Convergence au Crétacé - Tertiaire

Pendant le Crétacé supérieur, la convergence Afrique-Eurasie est accommodée par une zone de subduction. La plaque Afrique plonge alors vers le nord, sous les massifs du Rhodope, des Balkans et des Pontides qui appartiennent déjà à la plaque eurasiennne (**Figure 1.15**).

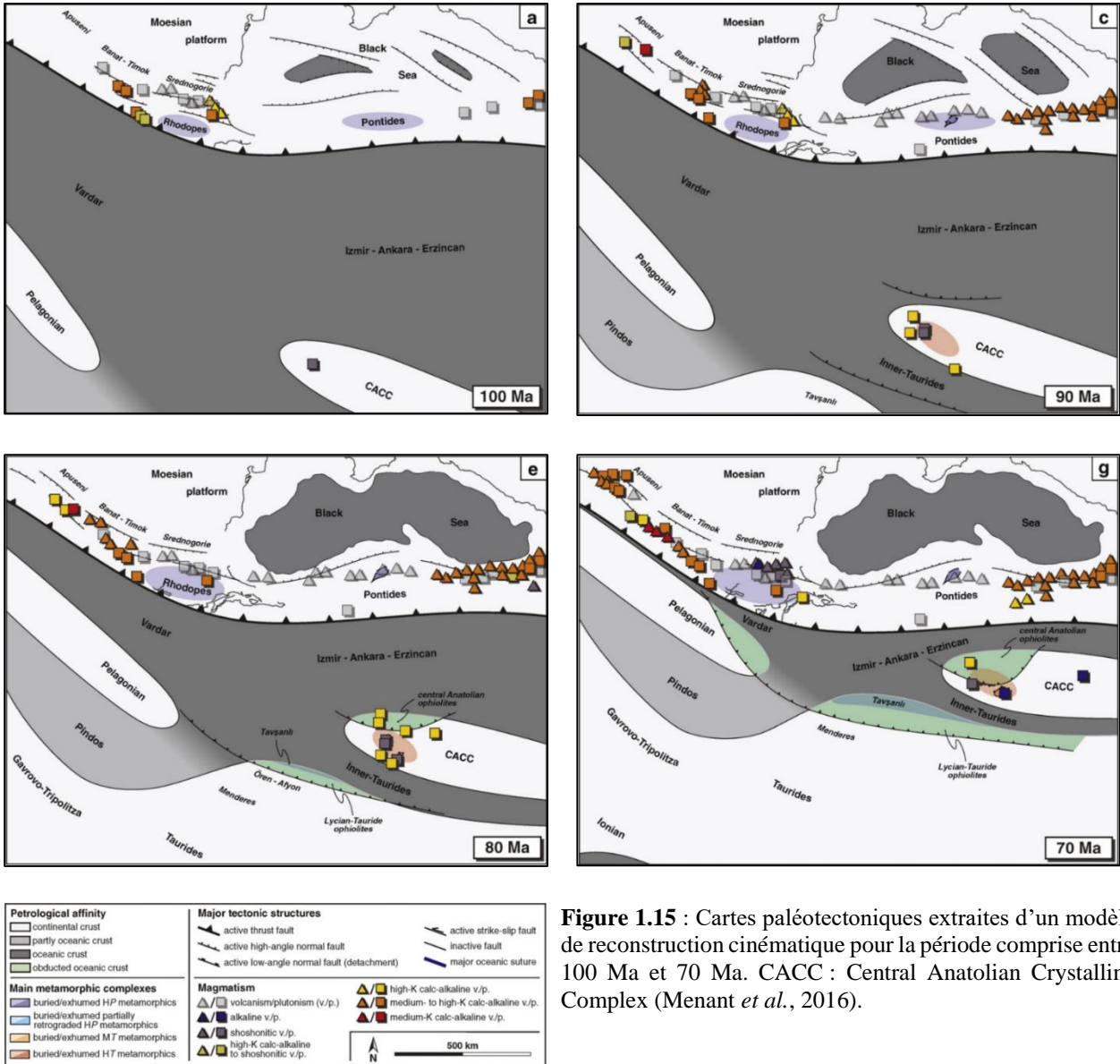


Figure 1.15 : Cartes paléotectoniques extraites d'un modèle de reconstruction cinématique pour la période comprise entre 100 Ma et 70 Ma. CACC : Central Anatolian Crystalline Complex (Menant *et al.*, 2016).

Cette subduction entraîne la fermeture des larges domaines océaniques Vardar à l'ouest et Izmir-Ankara-Erzincan à l'est. Elle est mise en évidence par l'exhumation de roches métamorphiques HP-BT (Figure 1.15, Okay, 1986 ; Liati *et al.*, 2002 ; Okay *et al.*, 2006 ; Beccaletto *et al.*, 2007), et par la mise en place d'une province magmatique de type calco-alkaline (Figure 1.9, Yilmaz *et al.*, 1997 ; Berza *et al.*, 1998 ; Okay *et al.*, 2001). Au niveau du massif du Rhodope et des Pontides, une zone de chevauchement se développe progressivement, induisant un régime tectonique compressif accompagné de décrochements. Plusieurs bassins sédimentaires se forment au sein de l'arrière-pays de ce front convergent (Willingshofer *et al.*, 1999 ; Sunal and Tüysüz, 2002 ; Menant *et al.*, 2016).

En même temps que la subduction entraîne les blocs continentaux CACC (Central Anatolian Crystalline Complex) et Taurides vers le nord, ces derniers sont chevauchés par des unités



ophiolitiques à la faveur de plusieurs évènements d'obduction. L'obduction de ces ophiolites se serait mise en place suite au développement de subductions intraocéaniques au cours du Turonien et du Coniacien (95-85 Ma). Ces ophiolites sont actuellement principalement situées au niveau du domaine anatolien constituant les complexes d'ophiolites d'Anatolie centrale et de Lycien-Taurides (Figure 1.9, Sengör and Yilmaz, 1981 ; Katzir *et al.*, 1996 ; Yaliniz and Göncüoğlu, 1998 ; Dilek *et al.*, 1999 ; Menant *et al.*, 2016).

Le début du Cénozoïque, notamment l'Éocène, marque le passage d'une convergence caractérisée par la subduction vers une convergence dominée par la collision. Celle-ci conduit à la collision au niveau des Hellénides entre la partie continentale orientale bordée par le domaine pélagonien et le bloc continental Adria à l'ouest, notamment après la tectonisation du bassin du Pinde. Cette période tectonique est responsable de la structuration de la chaîne des Hellénides donnant naissance aux reliefs majeurs, dont la chaîne du Pinde, liés à un épaissement crustal important. Cette phase orogénique affecte l'ensemble des Hellénides mais elle est surtout reconnaissable au sein des Zones Externes qui subissent à cette époque leur première grande période de déformation.

Dans ce domaine externe, la convergence conduit à l'empilement de nappes constituées elles-mêmes d'unités dites parfois écaillés notamment au niveau de la zone du Pinde. La progression de la déformation vers l'ouest est datée plus ou moins précisément par la détermination des âges des niveaux les plus récents des flyschs terminant les séries tectonisées présentes sous les nappes à vergence Ouest et Nord-Ouest. Plus précisément, ces séries des zones internes et du bassin du Pinde se terminent par des flyschs puissants qui se développent dès la fin du Maastrichtien (Brunn, 1958 ; Aubouin, 1959 ; Dercourt, 1964) indiquant l'existence de phénomènes tectoniques dans les zones les plus internes.

Le chevauchement principal des Zones Internes sur les Zones Externes se produit vers la fin de l'Éocène. La déformation se propage ensuite vers les zones plus externes, par exemple, la zone du Gavrovo est recouverte dès l'Oligocène (Fleury, 1980). Les zones internes déjà déformées lors de l'obduction au Jurassique, sont également affectées lors de cette période tectonique éocène. Le domaine du Vardar débité en diverses unités superposées à vergence vers l'ouest chevauche le domaine pélagonien. Ce dernier montre également un métamorphisme tertiaire important (Mercier, 1968 ; Ferrière, 1982 ; Vergely, 1984 ; Baumgartner, 1985 ; Doutsos *et al.*, 1993 ; Papanikolaou *et al.*, 2013 ; Menant *et al.*, 2016). L'importance des recouvrements entre les domaines interne et externe est attesté par l'existence de fenêtres tectoniques montrant des séries des zones externes sous le domaine interne. Ceci est par exemple observé au sein de la fenêtre de l'Olympe où des unités du Gavrovo sont retrouvées sous des unités pélagoniennes (Godfriaux, 1968).

2.4. L'extension égéenne depuis le Miocène

Pendant le Langhien (16-13,8 Ma), le panneau plongeant africain, ou slab africain, acquiert une courbure plus importante et une partie se déchire sous l'Anatolie occidentale (Jolivet *et al.*, 2013). À partir du Miocène moyen (environ 13 Ma, **Figure 1.16**), la vitesse de retrait du slab augmente et atteint 3,2 cm/a (Brun *et al.*, 2016), cette accélération est très probablement le facteur responsable du changement de dynamique sur l'ensemble du domaine Égéen. En effet, l'extension devient distribuée et non plus localisée comme elle l'était depuis l'Eocène moyen (Brun *et al.*, 2016). Cette seconde



phase extensive provoque la formation de nombreux bassins sédimentaires sur l'ensemble du domaine égéen (Beniest *et al.*, 2016).

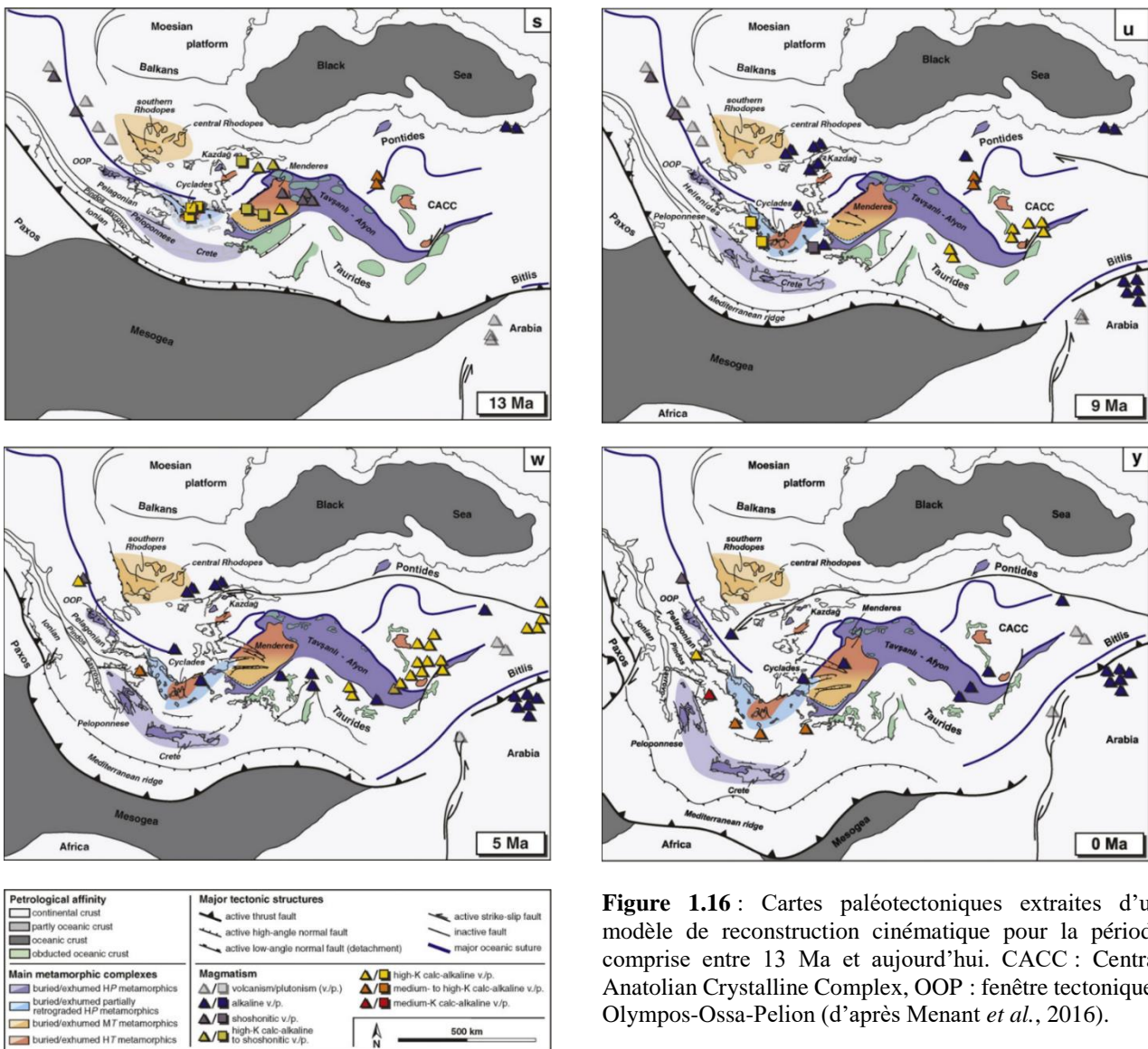


Figure 1.16 : Cartes paléotectoniques extraites d'un modèle de reconstruction cinématique pour la période comprise entre 13 Ma et aujourd'hui. CACC : Central Anatolian Crystalline Complex, OOP : fenêtre tectoniques Olympos-Ossa-Pelion (d'après Menant *et al.*, 2016).

Pendant le Miocène moyen et le Miocène supérieur, la migration vers le sud du front de subduction continue (Figure 1.16). À l'est des Hellénides, la lithosphère océanique mésogéenne entre en subduction simultanément avec le développement de la ride méditerranéenne.

Entre 15 Ma et 8 Ma, des rotations de 40° et 20° dans le sens horaire affectent respectivement une grande partie des Hellénides et l'ouest des Cyclades (**Figure 1.17**, Kissel and Laj, 1988 ; Morris and Anderson, 1996 ; van Hinsbergen *et al.*, 2005b ; Menant *et al.*, 2016). A l'inverse, des rotations antihoraires de 20° à 30° sont observées dans la partie orientale de l'Égée (Kissel *et al.*, 1993 ; van Hinsbergen *et al.*, 2010a, 2010b). Ces dernières sont à relier à l'augmentation de la courbure de la fosse pendant le Miocène moyen et le Miocène supérieur (Menant *et al.*, 2016).



CHAPITRE 1

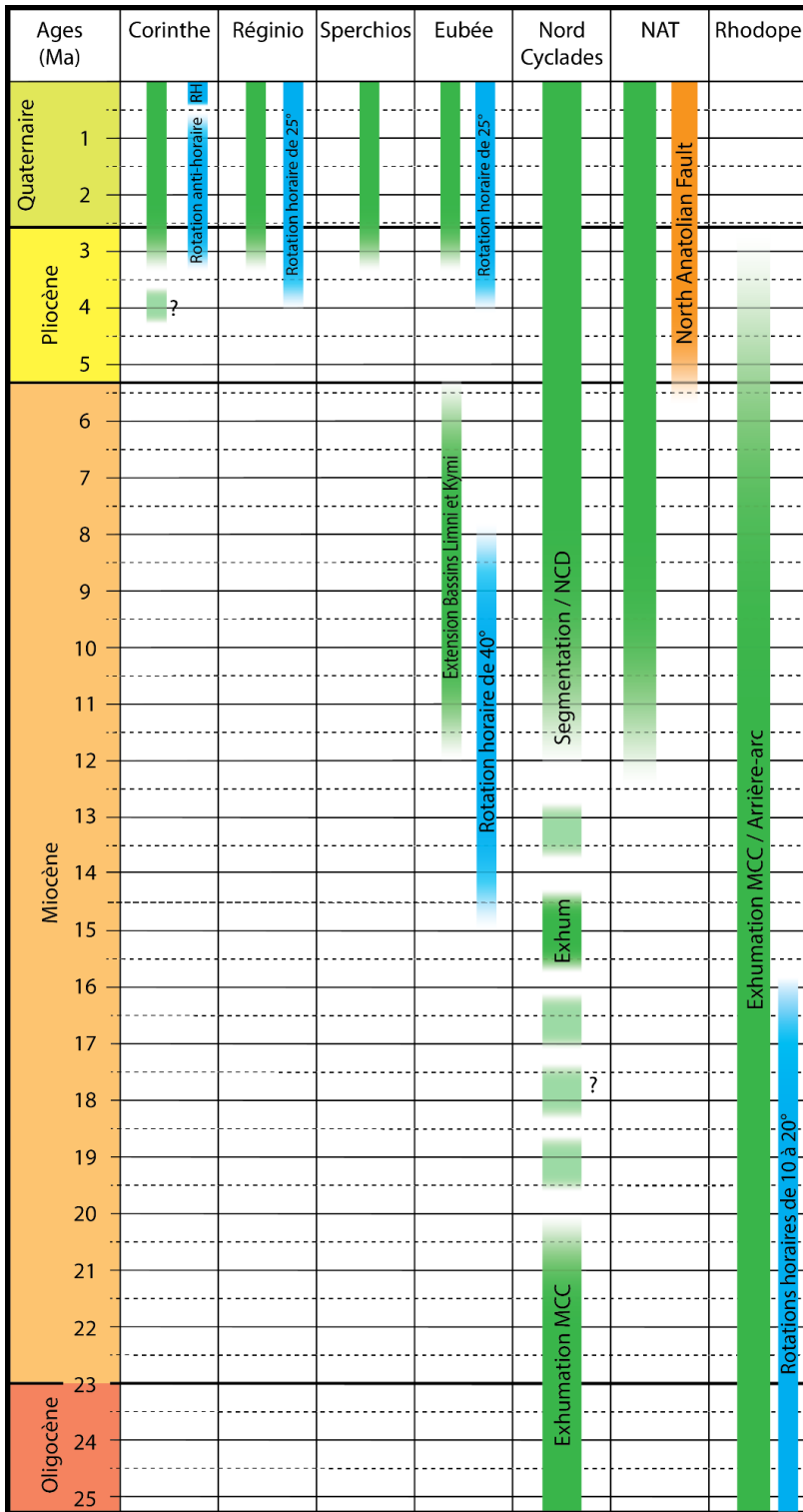


Figure 1.17 : Diagramme montrant les principaux événements tectoniques depuis 25 Ma affectant le Golfe de Corinthe (e.g. Armijo *et al.*, 1996 ; Rohais *et al.*, 2007 ; Leeder *et al.*, 2008), les bassins de Réginio et du Sperchios (e.g. Kranis, 2007 ; Kiliass *et al.*, 2008 ; Whittaker and Walker, 2015), l'île d'Eubée (e.g. Mercier *et al.*, 1979, 1987 ; Kissel *et al.*, 1989 ; Jackson, 1999), le nord des Cyclades (e.g. Jolivet and Brun, 2010 ; Brun *et al.*, 2016), le Fossé Nord-Égéen (Armijo *et al.*, 1999 ; Papanikolaou *et al.*, 2006), et le Rhodope (e.g. Brun and Sokoutis, 2007 ; Brun *et al.*, 2016).

L'ensemble du bloc Anatolie-Taurides commence à se déplacer vers l'ouest depuis environ 12 Ma par rapport à l'Eurasie (Sengör *et al.*, 1985 ; Köküm & İnceöz, 2018). Ce mouvement est en grande partie accommodé par la Faille Nord-Anatolienne. Dans le même temps, le régime tectonique extensif au niveau des Cyclades cesse et devient distribué au niveau des bordures du domaine égéen telles que la Zone de Cisaillement Grecque (Papanikolaou and Royden, 2007). C'est au sein de cette dernière que des failles normales à fort pendage forment plusieurs grabens et demi-grabens tels que les rifts de Corinthe et du Sperchios-Golfe Nord Eubée. Cette zone constitue, selon Jolivet *et al.* (2013), la prolongation occidentale de la Faille Nord-Anatolienne juste au-dessus d'un flux



mantélique vers le sud. Le mouvement de la plaque Anatolie vers l'ouest est contemporain de l'accélération du retrait de la fosse de subduction, cela suggère que ces deux événements résultent de mécanismes mutuellement dépendants ou qu'ils ont probablement la même cause (Beniest *et al.*, 2016). Cette accélération est très probablement causée par une déchirure du slab hellénique sous l'Anatolie occidentale (Biryol *et al.*, 2011 ; Salaün *et al.*, 2012).

3. Contexte géologique du domaine Nord Eubée

3.1. Physiographie du domaine Nord Eubée et mouvements GPS

Les paysages accidentés actuels du rift Sperchios-Golfe Nord Eubée, du Nord de l'Eubée et de la Grèce Centrale sont le résultat d'une multitude d'évènements géologiques passés et d'une tectonique encore fortement active comme le montre la forte activité sismique ainsi que les mouvements mesurés par GPS.

Le Golfe Nord Eubée est un bassin étroit d'environ 10 à 20 km de large et long d'environ 75 km. En termes de bathymétrie, il est très hétérogène et atteint presque 450 m de profondeur dans sa partie septentrionale. Il est bordé au nord par l'Île d'Eubée dont les monts du Téléthron et du Kandili (T et Kd, **Figure 1.18**) et au sud par la Grèce Centrale, notamment la péninsule de Malésina, la baie de Livanates et le mont Knimis, culminant à 900 m d'altitude (Figure 1.18).

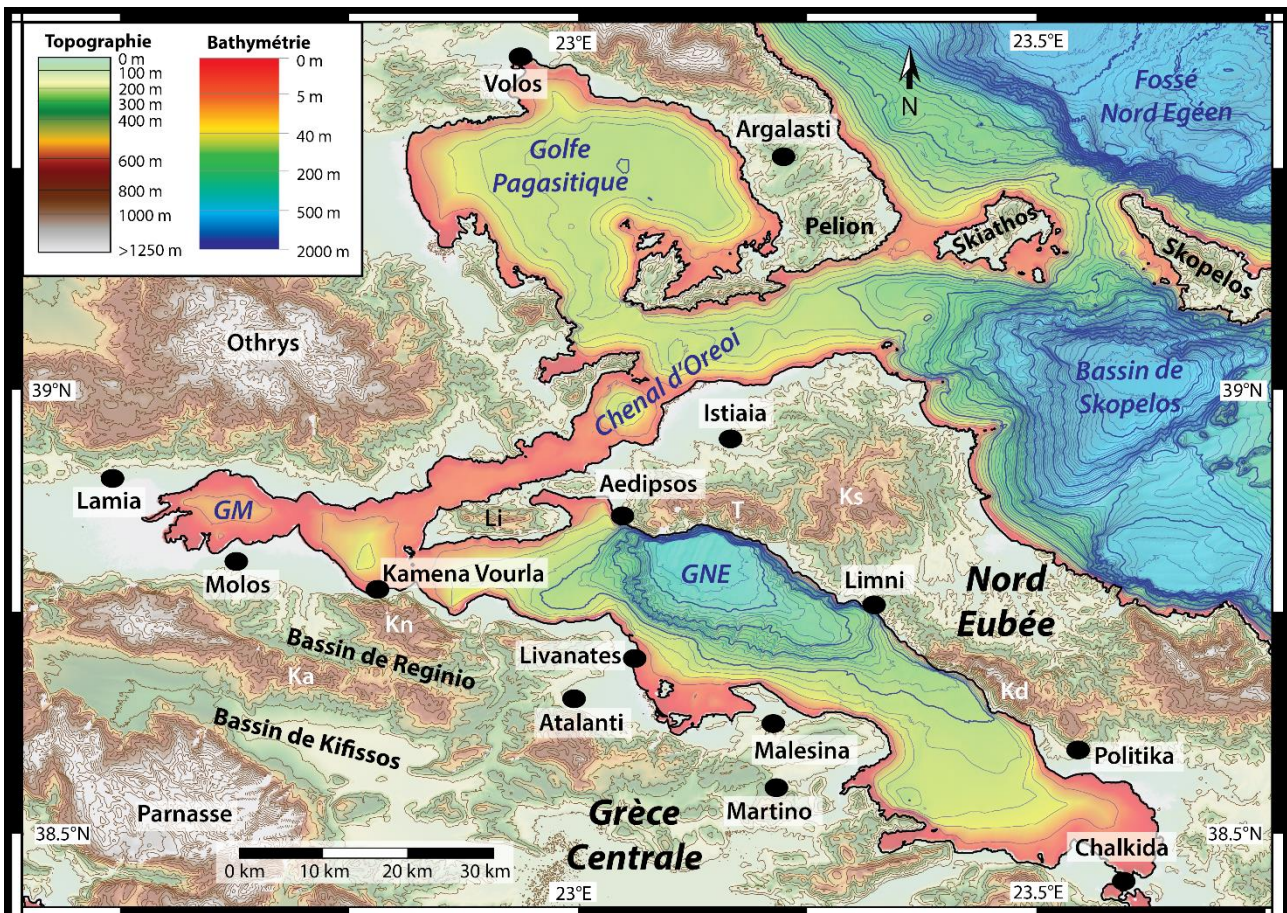


Figure 1.18 : Carte topographique et bathymétrique de la zone d'étude (topographie provenant du réseau SRTM30 (Shuttle Radar Topography Mission, Farr *et al.*, 2007) et bathymétrie provenant du programme EMODnet Bathymetry Consortium (2020): EMODnet Digital Bathymetry (DTM). GM : Golfe Maliaque, GNE : Golfe Nord Eubée, Ka : Kallidromon ; Kd : Kandili ; Kn : Knimis ; Ks : Ksiron ; T : Téléthron. Equidistance des courbes de niveaux = 100m, équidistance des isobathes = 20m.



Dans le prolongement occidental du Golfe Nord Eubée, le Golfe Maliaque se situe à l'embouchure du fleuve Sperchios qui prend sa source au sein des Hellénides et s'écoule à travers le Bassin du Sperchios, entre deux massifs montagneux culminant à plus de 1500 m, l'Othrys au nord et le Parnasse au sud. Au nord de l'île d'Eubée et au sud des îles de Skiathos et de Skopelos (Figure 1.18), le bassin de Skopelos forme un autre domaine marin profond, atteignant jusque 1040 m de profondeur. Ces deux domaines marins profonds (Golfe Nord-Eubée et Bassin de Skiathos) sont reliés par le Chenal d'Oreoi, peu profond avec une tranche d'eau de l'ordre de 50 à 100 m. Ce chenal étroit (7 à 20 km de large) s'étend sur environ 100 km et permet de connecter le Golfe Nord Eubée ainsi que le Golfe Maliaque à la Mer Egée (Figure 1.18).

Le Golfe Nord Eubée est également relié à la Mer Égée par le détroit de Chalkida, ville située à la fois sur la Grèce continentale et l'Eubée. Ce très étroit détroit (environ 35 m) confère à l'Eubée son caractère insulaire et permet la connexion entre le Golfe Nord Eubée et le Golfe Sud Eubée.

En termes de tectonique active, ce domaine est localisé dans la zone bordière de la plaque égéenne avec la plaque eurasiennne. La plaque égéenne se déplace actuellement vers le sud-ouest par rapport à l'Eurasie à une vitesse de 30 mm/a (McClusky *et al.*, 2000 ; Hollenstein *et al.*, 2008 ; Müller *et al.*, 2013), tandis que les régions de Macédoine et de Thrace montrent des mouvements vers le sud par rapport à l'Egée de 4 mm/a (Hollenstein *et al.*, 2008 ; Müller *et al.*, 2013, **Figure 1.19**). Cette différence de mouvements met en évidence la limite de plaques entre l'Eurasie et l'Anatolie/Egée au niveau du Fossé Nord Egéen. Les mouvements et vitesses GPS mesurés dans le Nord de l'Egée et au sein du domaine Nord Eubée révèlent une rotation horaire à grande échelle en Thessalie, en Grèce Centrale et en Epire, ainsi qu'une rotation antihoraire au sud du Fossé Nord Egéen entre les Îles des Sporades (SpI, Figure 1.19) et de Limnos (L, Figure 1.19, Müller *et al.*, 2013). Les rotations horaires sont caractérisées par des pôles eulériens localisés dans le sud de l'Albanie (Figure 1.19) et par des vitesses de rotation comprises entre 2 et 4°/Ma. Le pôle eulérien correspondant à la rotation antihoraire est localisé au sud-ouest de la Turquie (37.56°N, 27.58°E, Müller *et al.*, 2013).

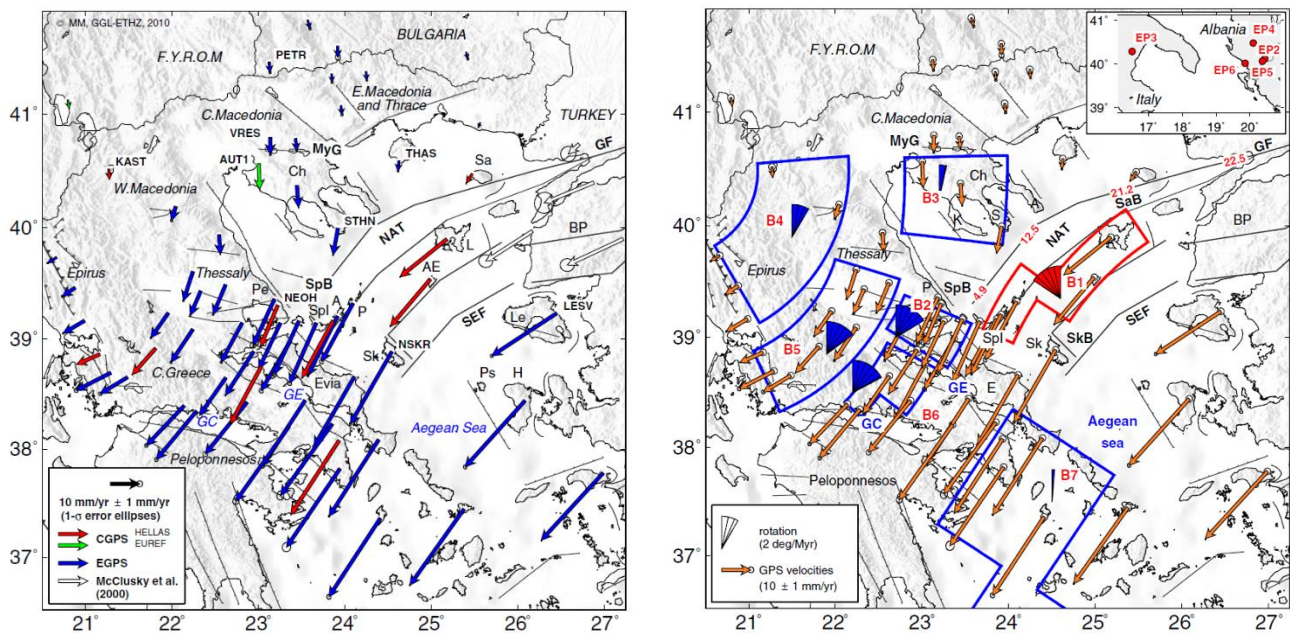


Figure 1.19 : Vitesses horizontales dans le domaine Nord Egéen par rapport à l'Eurasie issues de plusieurs campagnes d'enregistrements menées entre 1993 et 2009, à droite : les blocs bleus et rouges représentent des zones de lentes déformations (Müller *et al.*, 2013). Bleu : rotations horaires et Rouge : rotation antihoraire. Les nombres le long du Fossé



Nord Égéen (NAT) indiquent la quantité de mouvement décrochant en mm/an. A : Alonissos, A.E : Aghios Efstratios, BP : Biga Peninsula, Ch : Chalkidiki GC : Gulf of Corinth, GE : Gulf of Evia, GF : Ganos Fault, H : Hios, L : Limnos, Le : Lesbos, MyG : Mygdonian Graben, NAT : North Aegean Trough, P : Pelagonissi, Pe : Pelion, Pel : Peloponessos, Ps : Psara, Sa : Samothraki, Sk : Skyros, SpB : Sporades Basin, SpI : Sporades Islands. CGPS : réseau de stations GPS permanentes appartenant aux réseaux HELLAS et EUREF basées en Grèce et en Macédoine. EGPS : mesures GPS épisodiques effectuées sur le terrain.

L'analyse des contraintes, effectuée par Müller *et al.* (2013), basée sur les mesures GPS indique une extension N-S à NNE-SSW à grande échelle entre le sud de la Bulgarie et la Grèce Centrale, accentuée au sein de plusieurs grabens dont le Golfe Nord Eubée. Au sein de ce dernier, les mouvements horizontaux issus des mesures GPS sont caractérisés par des vitesses d'environ 2 cm/a et des déplacements vers le sud-ouest par rapport à l'Eurasie fixe (Figure 1.19, Müller *et al.*, 2013).

3.2. L'extension au Plio-Quaternaire

Les mouvements extensifs récents sont connus depuis plusieurs décennies à partir des études structurales, ceci dans l'ensemble du domaine égéen (e.g. Angelier 1979 ; Angelier *et al.*, 1982 ; Mercier *et al.*, 1979 ; 1987 ; Doutsos and Kokkalas, 2001 ; Sakellariou and Tsampouraki-Kraounaki, 2019). D'après Mercier *et al.* (1979, 1987), le domaine Nord Eubée a subi une succession de phases de déformation au cours du Plio-Quaternaire selon la chronologie suivante, de la plus ancienne à la plus récente :

1) Entre le Miocène supérieur et la Pliocène inférieur, l'ensemble du domaine égéen est affecté par une courte phase compressive qui se traduit par des failles inverses et des chevauchements, alors que le régime de contraintes dominant depuis l'Oligocène est l'extension.

2) Du Pliocène inférieur au Pléistocène inférieur, la partie externe du domaine égéen n'est marquée par aucune déformation mais elle est soumise à de la subsidence et à une sédimentation marine continue. Quant à elle, la partie interne, présente des structures tectoniques extensives bien marquées dont la direction d'extension est principalement NNE-SSW (**Figure 1.20**). Ce régime tectonique est responsable de la formation de grabens et de horsts contrôlés par des failles normales et décrochantes normales de direction N110 à N120 au niveau de la Locride (Bassin de Régino) et du Golfe Nord Eubée.

3) Le domaine égéen subi une deuxième phase de compression entre la fin du Pléistocène inférieur et le début du Pléistocène moyen, présentant une direction de compression ENE-WSW au niveau des îles ioniennes, N-S en Crète, NW-SE dans la partie SE de la mer Egée et variant selon les localités en Grèce continentale. En Eubée, la datation de cet événement est permise par la déformation de dépôts conglomératiques d'âge Pléistocène inférieur recouverts par des cônes alluviaux non déformés datés du Pléistocène moyen (Philip, 1976 ; Roundoyannis-Tsiambaou, 1984).

4) A partir du Pléistocène moyen, le domaine égéen externe est affecté par un épisode de compression de direction ENE-WSW dans les îles ioniennes et NE-SW au sud de la Crète, alors que le domaine égéen interne est soumis à une extension orientée NNW-SSE au niveau des golfes de Corinthe et d'Eubée, formant de nouvelles failles normales de direction N70 ou jouant en extension sur les plans de faille préexistants formés au Pliocène ou antérieurement (Figure 1.20). Les nombreux séismes affectant la région de l'Eubée sont les témoins de la déformation encore active de nos jours.



Selon Mercier *et al.* (1979), les deux phases en compression correspondent à des pulsions de courte durée séparées par des périodes plus longues durant lesquelles le domaine arrière-arc est dominé par un régime tectonique extensif.

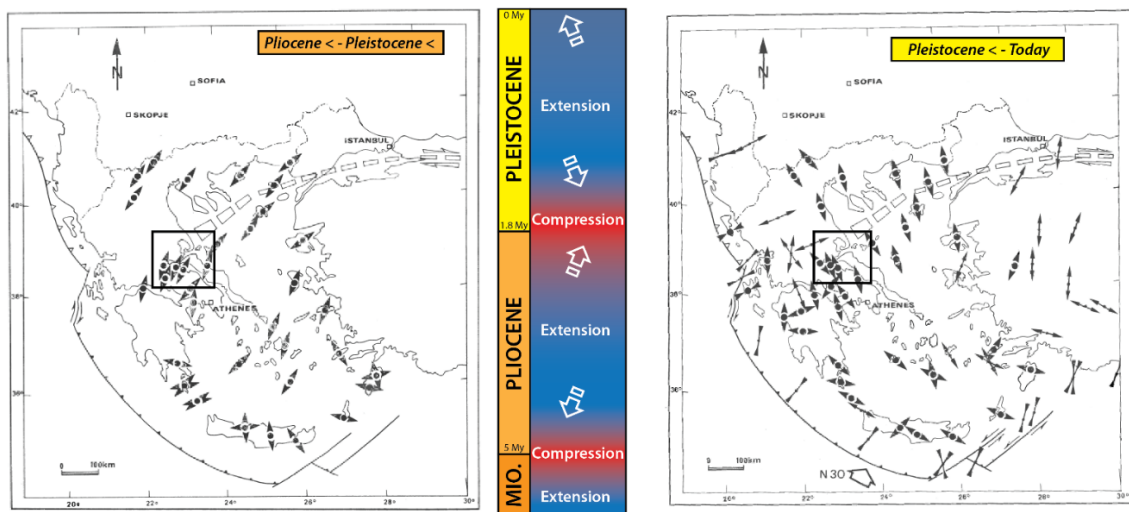


Figure 1.20 : Cartes des contraintes pendant les deux dernières phases extensives (Pliocène inférieur – Pléistocène inférieur et Pléistocène inférieur – Actuel) et échelle chronologique illustrant les phases de déformation au sein de la zone d'études (d'après Mercier *et al.*, 1987). Les contraintes sont déduites de l'analyse des mécanismes au foyer des séismes pour la phase actuelle et de l'analyse des populations de failles mesurées à terre. MIO. : Miocène.

Cinq grabens de direction WNW-ESE, accommodant la plupart de la déformation extensive, sont distinguables : Corinthe, Kifissos, Régino, Sperchios et le Golfe Nord Eubée (**Figure 1.21**). Ces structures sont asymétriques et principalement contrôlées par des failles normales majeures de directions NW-SE à E-W dont les pendages sont majoritairement vers le nord (Doutsos and Poulimenos, 1992 ; Roberts and Koukouvelas, 1996 ; Kokkalas *et al.*, 2006 ; Kokkalas *et al.*, 2007, Kranis, 2007, Sakellariou *et al.*, 2007).



Figure 1.21 : Carte des cinq grabens principaux : le Golfe de Corinthe, le Golfe Nord Eubée (GNE), bassin de Régino, bassin du Sperchios et le bassin de Kifissos et des principales failles normales contrôlant ces grabens. FCZI : Front de Chevauchement des Zones Internes, ZE : Zones Externes, ZI : Zones Internes.



3.3. Le Bassin de Réginio

Le Bassin de Réginio, aussi appelé Bassin de Lokris (*e.g.* Kranis 2007), est un étroit bassin émergé situé entre les monts du Kallidromon et du Knimis, au sud du Golfe Nord Eubée (**Figure 1.22**). Son remplissage sédimentaire est d'origine fluviale et lacustre avec localement quelques affleurements montrant des faciès marins suggérant des incursions marines locales et temporaires (Papanikolaou, 1981 ; Kranis, 2007). L'initiation de la sédimentation est marquée par les formations de Goulemi et de Karya qui consistent en des conglomérats et des brèches continentales (Kranis, 2007). Les études palynologiques et macropaléontologiques (restes de mammifères) menées dans ces sédiments s'accordent sur des âges compris entre le Miocène terminal et le Pliocène inférieur pour ces premiers dépôts (Symeonidis, 1974 ; Lemeille, 1977 ; Ioakim, 1986). La formation de Karya recouvre actuellement les hauteurs du mont Knimis, cette position topographique élevée pourrait témoigner des mouvements verticaux affectant le Bassin de Réginio, le Bassin du Sperchios et le Golfe Nord Eubée depuis le Pliocène.

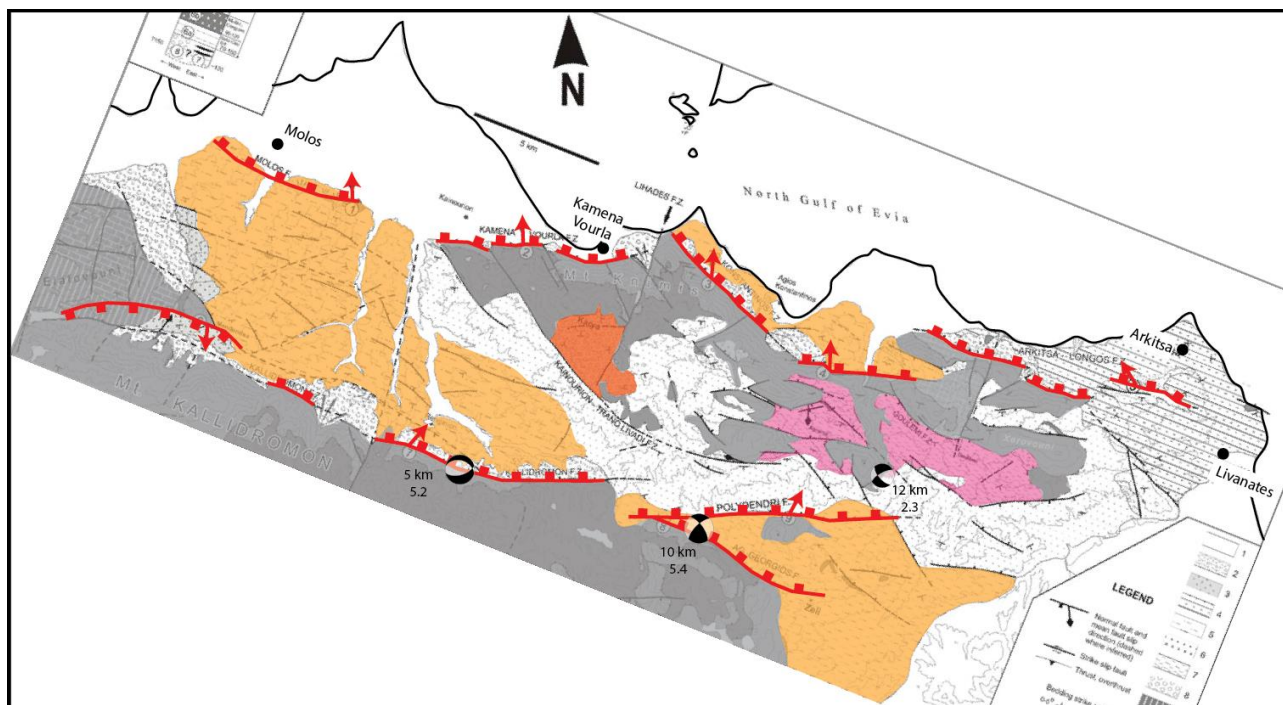


Figure 1.22 : Carte géologique simplifiée du bassin de Réginio (modifié d'après Kranis, 2007). Orange : formation de Réginio (n°5), Rouge : formation de Karya (n°8), Rose : formation de Goulemi (n°7), Gris : socle ante-rift. Les systèmes de failles de Kamena Vourla - Arkitsa et Kallidromon - Atalanti - Martino sont représentés en trait rouge épais dont les rectangles indiquent le bloc supérieur des failles. Les flèches rouges représentent le sens de glissement déduit des stries sur les plans de failles.

La suite de la colonne stratigraphique du Bassin de Réginio consiste en une succession de sédiments conglomératiques, lacustres et sableux (Kranis, 2007). L'ensemble du bassin est densément fracturé et basculé témoignant d'une intense activité tectonique (Figure 1.22, Mariolakos *et al.*, 2001 ; Kranis, 2007). Le régime extensif actif depuis le Miocène est responsable de la formation des systèmes de failles Kamena Vourla-Arkitsa et Kallidromon-Atalanti-Martino, bordant respectivement le Bassin de Réginio au nord et au sud. Ces failles normales orientées WNW-ESE et à pendage vers le Nord engendrent le soulèvement du Knimis et du Kallidromon, notamment entre le Pléistocène moyen et supérieur qui est une période marquée par de spectaculaires changements dans les paysages, induits par l'augmentation de l'activité tectonique (Kranis, 2007). Le Bassin de Réginio

est alors partiellement isolé du Golfe Nord Eubée, formant un bassin continental étroit et peu profond coincé entre deux horsts.

3.4. Le Bassin du Sperchios

Le bassin du Sperchios est un bassin extensif, situé au sein des zones internes des Hellénides, résulte d'une phase de rifting entre le Miocène supérieur et le Pliocène inférieur déclenchée par de l'extension N-S. Cette dynamique extensive est le marqueur d'une inversion tectonique à partir du Pliocène, responsable de l'affaissement des zones internes par rapport aux zones externes. Cette inversion fait suite au chevauchement des zones internes sur les zones externes mis en place entre l'Eocène et l'Oligocène.

Considéré comme un demi-graben asymétrique, le bassin du Sperchios est orienté suivant la direction WNW-ESE et mesure près de 100 km de long et 30 km de large (**Figure 1.23**). L'origine de son nom provient du fleuve Sperchios qui le traverse, prenant sa source dans le massif du Pinde et se jetant à l'est dans le Golfe Maliaque.

Son remplissage sédimentaire récent (Pléistocène et Holocène), d'origine fluvio-deltaïque témoigne de son activité au cours du Quaternaire jusque l'actuel (Jackson, 1999 ; Goldsworthy *et al.*, 2002 ; Pechlivanidou *et al.*, 2014 et 2018).

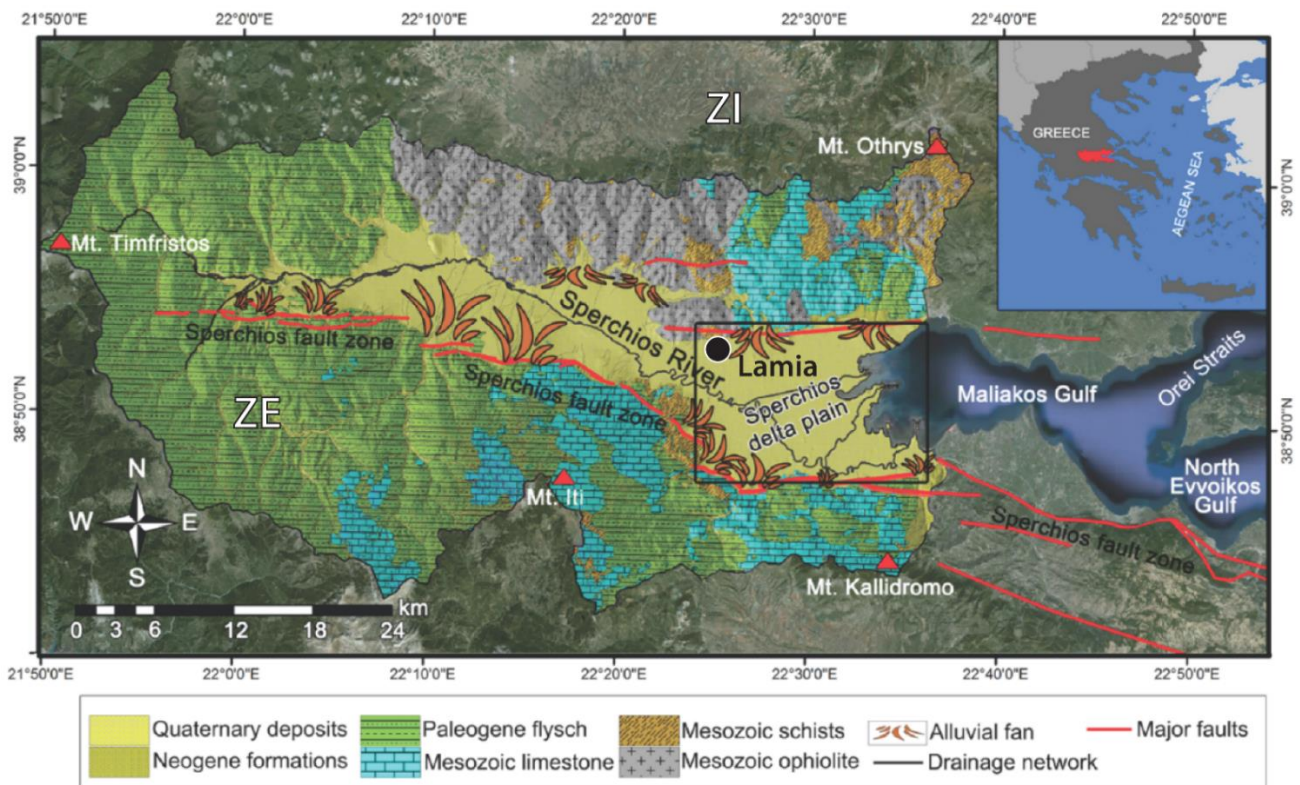


Figure 1.23 : Carte géologique du bassin du Sperchios (d'après Pechlivanidou *et al.*, 2014). ZE : Zones Externes, ZI : Zones Internes.

Le bassin du Sperchios est principalement contrôlé par le Système de Failles du Sperchios (SFP), divisé en deux branches : à l'ouest, deux segments de failles normales orientées WNW-ESE à E-W forment la Zone de Failles Ipati - Sperchios (ZFIS) ; à l'est, plusieurs petits segments de failles normales orientées WNW-ESE à ENE-WSW composent la Zone de Failles Kamena Vourla - Arkitsa (KV-A. FZ, **Figure 1.24**). Cette dernière branche, s'étendant jusque sur les côtes méridionales du Golfe Maliaque et du Golfe Nord Eubée, accommode également l'extension observée dans cette zone.



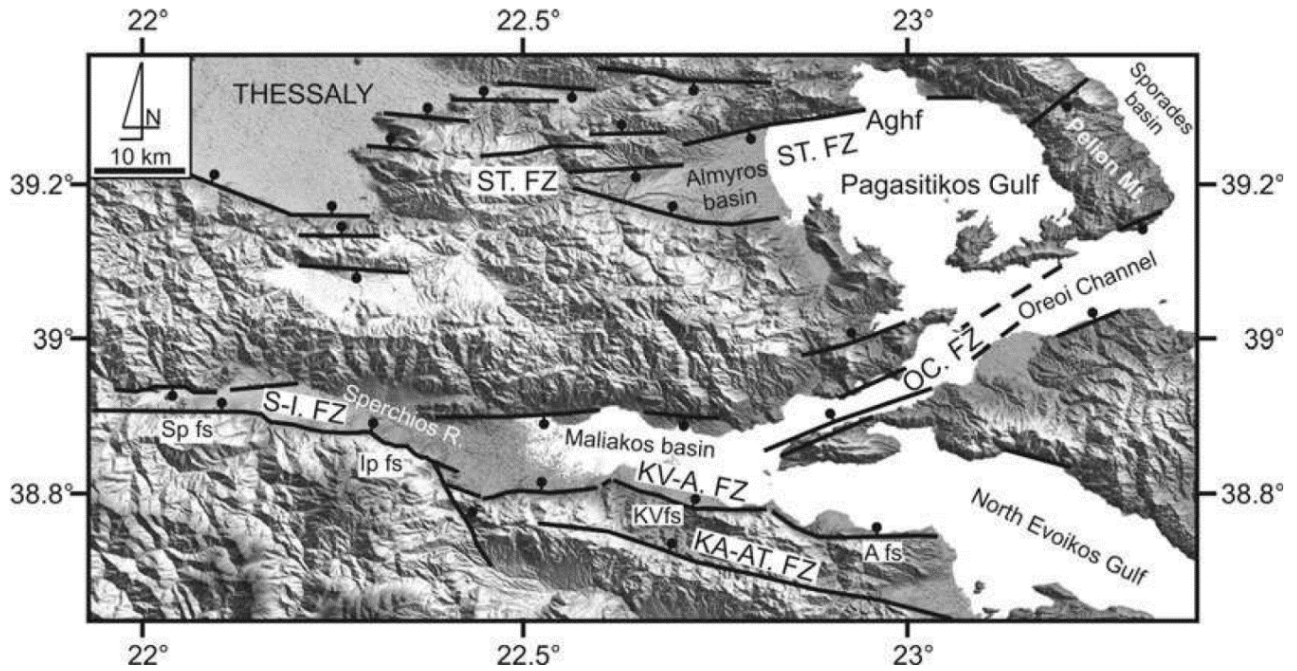


Figure 1.24 : Localisations des principales structures tectoniques dans le bassin du Sperchios, le Golfe Maliaque et le sud de la Thessaly (d'après Kiliyas *et al.*, 2008). A fs : Arkitsa faults segment, Aghf : Nea Aghialos Fault, Ip fs : Ipati fault segment, KA-AT. FZ : Kallidromon Atalanti Fault Zone, KV-A. FZ : Kamena Vourla Arkitsa Fault Zone, KVfs : Kamena Vourla fault segment, OC. FZ : Oreoi Channel Fault Zone, S-I. FZ : Sperchios Ipati Fault Zone, Sp fs : Sperchios fault segment, ST. FZ : Southern Thessaly Fault Zone.

Le Bassin du Sperchios se développe sur différentes natures de socles, les flysch paléogènes dominent la marge sud, tandis qu'au Nord, ce sont les ophiolites mésozoïques qui dominent. D'après l'étude d'Apostolopoulos (2005), les données de résistivité et de gravimétrie révèlent les profondeurs du socle, et par conséquent, l'épaisseur du remplissage pliocène et quaternaire (**Figure 1.25**). Il apparaît que le bassin est de moins en moins large et profond vers l'ouest, et qu'il est divisé en quatre dépôts-centres de profondeurs allant de 1000 m à l'ouest à plus de 2000 m à l'est, au niveau du delta. Ces sous-bassins sont séparés par des seuils étroits où le socle du bassin atteint des profondeurs inférieures à 500 m, partitionnant longitudinalement le rift (Figure 1.25). Les dépôts-centres 3 et 4 localisés au sud de la faille de Lamia et sous le delta du Sperchios reflètent des épaissements vers la faille normale des Thermopyles, faisant la jonction entre les systèmes de failles Sperchios Ipati et Kamena Vourla Arkitsa (Figure 1.25, Apostolopoulos, 2005 ; Pechlivanidou *et al.*, 2018). La jonction entre les deux systèmes de failles majeurs par cette Faille des Thermopyles a été datée entre 1,6 Ma et 1 Ma et entraînerait une augmentation des taux de glissements accompagnant l'élévation des reliefs de part et d'autre du rift (Whittaker and Walker, 2015). Dans cette partie du Bassin du Sperchios, l'asymétrie du rift est marquée par la faille dominante des Thermopyles localisée au sud avec un pendage vers le Nord. Durant l'Holocène, le Bassin du Sperchios est un système fermé, en effet les volumes de sédiments stockés dans le delta ($1 \times 10^{10} \text{ m}^3$) et le long du lit du fleuve ($4 \times 10^8 \text{ m}^3$) équilibrent les volumes sédimentaires érodés dans les bassins versants (Pechlivanidou *et al.*, 2018). En d'autres termes, le fleuve Sperchios ne participe pas significativement au remplissage sédimentaire marin holocène observé dans le Golfe Nord Eubée, le Chenal d'Oreoi et dans la zone de Lichades (Van Andel and Perissoratis, 2006 ; Sakellariou *et al.*, 2007 ; Chapitre 3 de cette thèse).



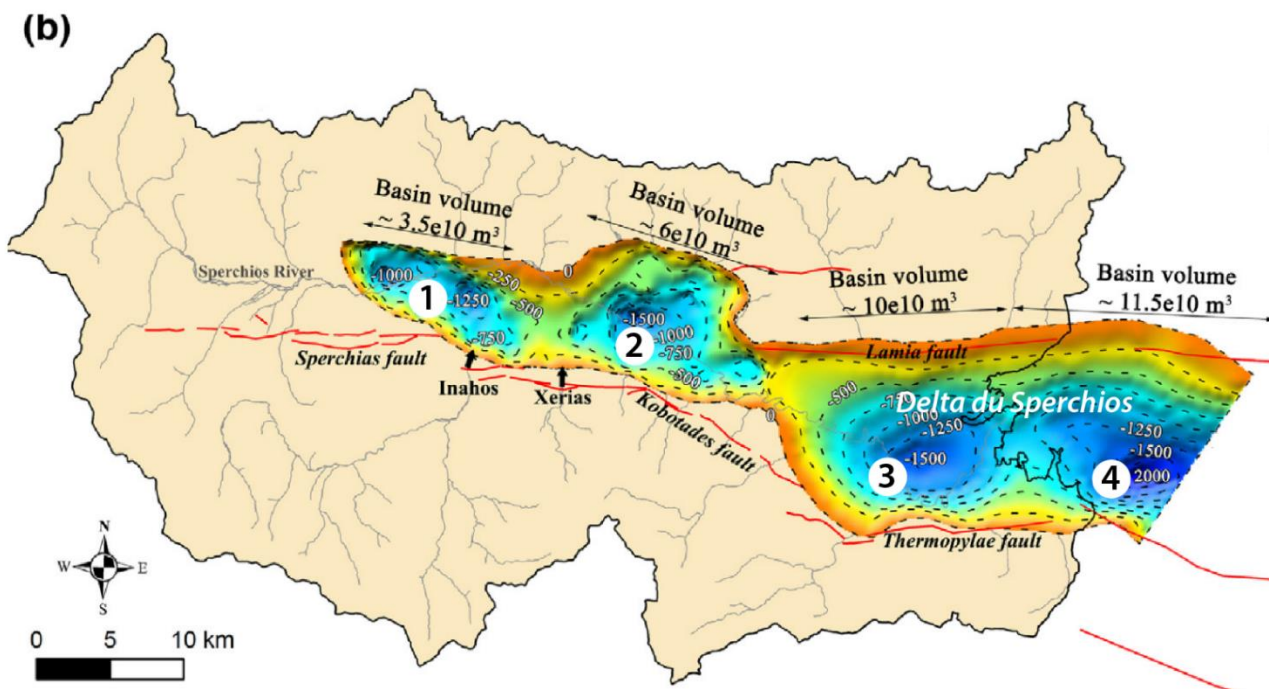
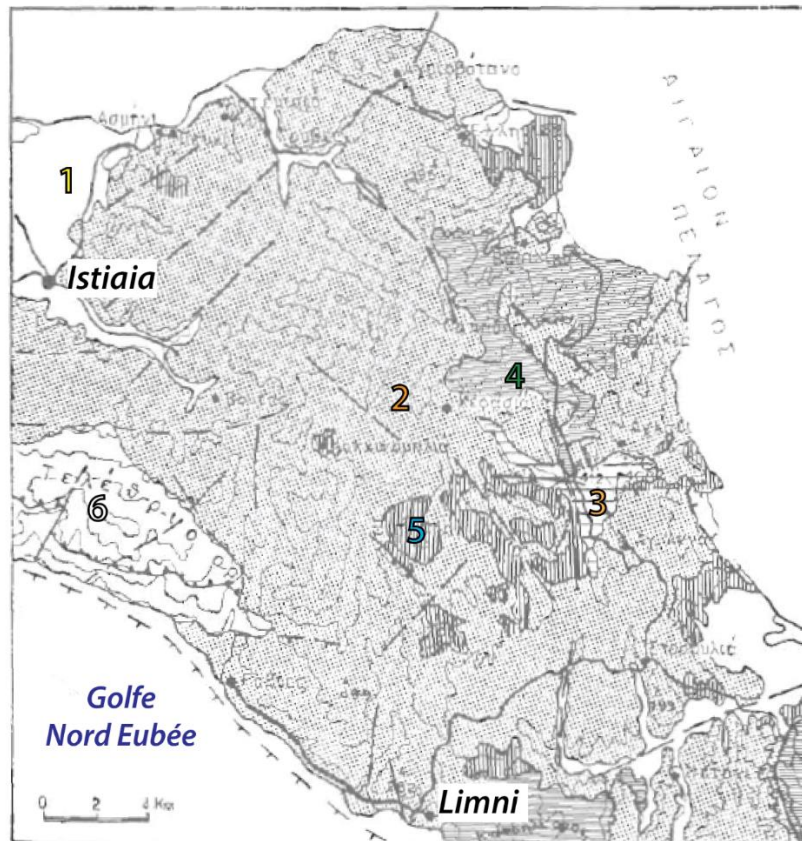


Figure 1.25 : Carte montrant le relief du socle du bassin du Sperchios d'après les interprétations des mesures de gravimétrie et de résistivité (Apostolopoulos, 2005) et les bassins versants du fleuve Sperchios (d'après Pechlivanidou *et al.*, 2018).

3.5. Les sédiments néogènes du Nord Eubée

Le Nord de l'Eubée a principalement été étudié lors de la réalisation des cartes géologiques à l'échelle 1 :50 000 menée par l'IGME (Institute of Geology and Mineral Exploration) entre la fin des années 1950 et le début des années 1980 (Marinos *et al.*, 1957 ; Katsikatsos *et al.*, 1978, 1978b, 1980, 1981), et par Mettos *et al.* (1991). Les sédiments néogènes forment un bassin nommé le bassin Istiaia – Limni en référence aux deux villes principales qui bordent ce bassin (**Figure 1.26**).

Selon Mettos *et al.* (1991), la colonne lithostratigraphique commence à la base par une série de dépôts continentaux composée d'argiles et de conglomérats d'âges Miocène inférieur. Puis, des sédiments d'origines lacustre et fluviale datés du Miocène supérieur recouvrent en discordance les dépôts continentaux (Mettos *et al.*, 1991). À partir d'une mission de terrain réalisée en Septembre 2019, nous proposons un log synthétique de ce que nous avons observé dans ce bassin et de l'autre côté du Golfe Nord Eubée, ce point sera abordé dans le Chapitre 3.



1	Alluvions	Holocène
2	Conglomérats, Marnes	Mio. sup. - Plio. sup.
3	Silts, Argiles	Miocène inférieur
4	Ophiolites	Nappes tectoniques anté-Cret.
5	Calcaires	Jur. sup. - Cret. inf.
6	Grès, Calcaires, Schistes	Paléozoïque

Figure 1.26 : Carte géologique du Bassin Istiaia – Limni dans le Nord de l’Eubée modifiée d’après Mettos *et al.* (1991).

3.6. Le Golfe Nord Eubée

Le Golfe Nord Eubée est un bassin extensif majeur sur la plaque Égée, globalement orienté NW-SE, de taille comparable à celui du Golfe de Corinthe plus au sud. Il s’est formé pendant le Pliocène supérieur et le Quaternaire inférieur par des failles normales orientées NW-SE (Roberts and Jackson, 1991 ; Pavlides *et al.*, 2004).

La croûte continentale sous la chaîne des Hellénides et la région de l’Eubée a subi une tectonique de type « thinskin » résultant du régime compressif à l’origine des Hellénides (Papanikolaou, 1989, 1996 ; Papanikolaou *et al.*, 1999). Depuis 5 Ma, la zone est contrôlée par un régime extensif complexe responsable de l’étirement et de l’amincissement de la croûte. Selon le modèle 3D établi par Makris *et al.* (2013) à partir d’une compilation de données de sismique réfraction et d’anomalies de Bouguer, le Moho se situe actuellement à 34 km sous le bassin du Sperchios, 30 km sous la péninsule de Lichades et atteint environ 25 km de profondeur sous le Golfe Nord Eubée (Figure 1.27).

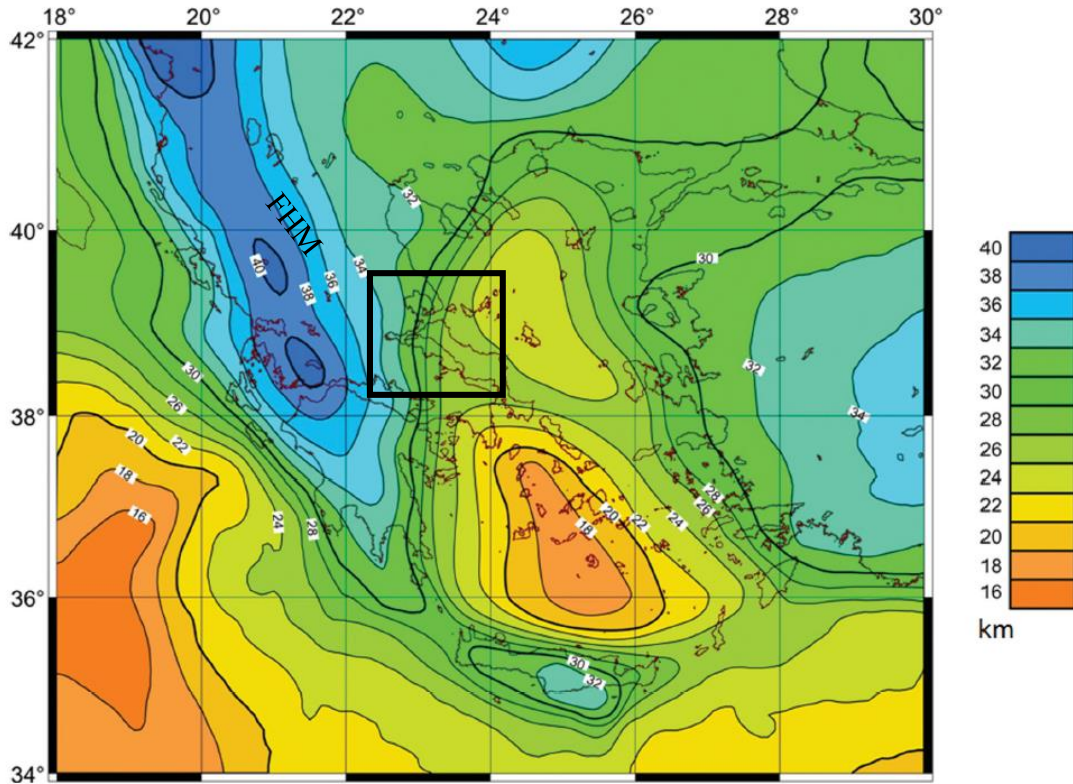


Figure 1.27 : Carte de profondeurs du Moho (en km) établie à partir de modélisations 3D des données gravimétriques pour la Grèce et les régions alentours (d'après Makris *et al.*, 2013). La zone d'étude est encadrée en noir. FHMM : Fossé Hellénique Molassique Miocène.

Cette variation rapide d'épaisseur de croûte résulte, selon Makris *et al.* (2001), de processus transtensionnels. D'après ces mêmes auteurs, deux interprétations peuvent être faites sur l'origine de l'amincissement crustal sous le Golfe Nord Eubée. La première consiste à corréliser la croûte amincie avec l'évolution miocène des Hellénides, le bassin du Golfe Nord Eubée étant l'extension sud-est de la Fosse Hellénique Molassique Miocène (FHMM ; Figure 1.27, Makris *et al.*, 2013), qui, en tant que bassin arrière-arc, présente une croûte fortement amincie. La seconde interprétation propose un processus tectonique qui implique une déchirure significative de la lithosphère dans un environnement de pull-apart (Makris *et al.*, 2001).

Alternativement, l'étude menée par Tiberi *et al.* (2001) à partir de mesures de gravimétrie, de tomographie et d'analyses de fonction récepteurs, met en évidence plusieurs observations marquantes (**Figure 1.28**). La première montre un MOHO qui atteint une profondeur d'environ 37 km sous le bassin du Sperchios. La seconde observation importante met en évidence trois zones orientées NW-SE, localisées au nord et au sud du Golfe de Corinthe et au niveau de l'Othrys et du nord de l'Île d'Eubée, caractérisées par de faibles profondeurs de Moho (Figure 1.28, environ 25 km au nord et environ 20 km au sud du Golfe de Corinthe, et entre 19 km et 29 km pour la troisième zone). Ces structures sont interprétées par Tibéri *et al.* (2001) comme des amincissements de la croûte régulièrement espacés d'environ 60 km résultants de processus de boudinage pendant l'extension égéenne au Miocène (15-20 Ma). Il est intéressant de remarquer que le Moho sous le rift du Golfe de Corinthe se trouve à plus de 35 km de profondeur à l'ouest et environ 27 km à l'est, montrant que les faibles profondeurs de Moho ne sont pas localisées à l'aplomb du rift de Corinthe. Sous le rift du Golfe Nord Eubée, la croûte semble bien amincie, cependant, la région de l'Eubée présente moins de

stations et moins de mesures gravimétriques (Tibéri *et al.*, 2001), ce qui augmente les interpolations et la barre d'erreur.

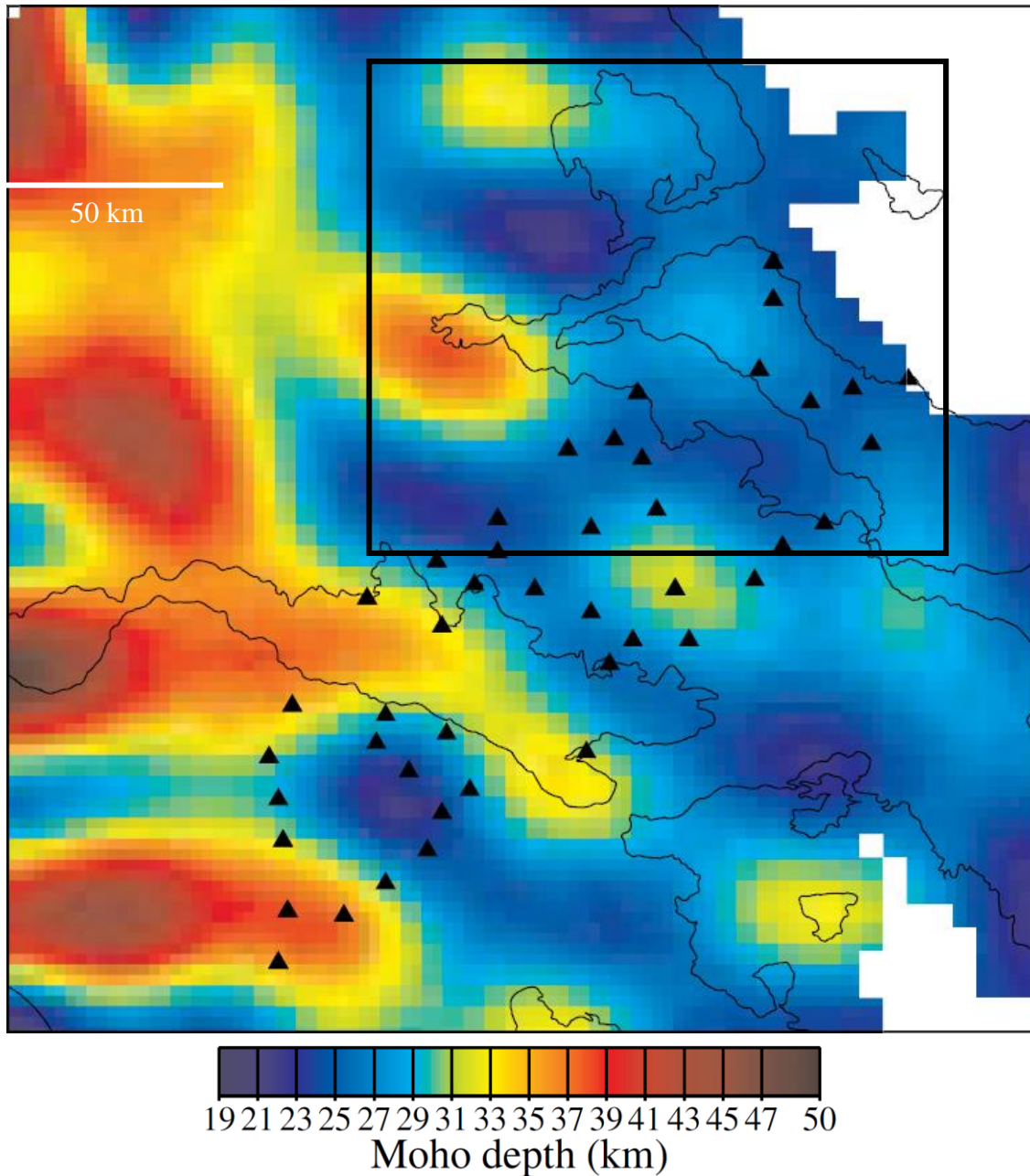


Figure 1.28 : Carte des profondeurs du Moho obtenues à partir de l'inversion des anomalies de gravimétrie résiduelles (d'après Tibéri *et al.*, 2001). Les triangles noirs représentent les stations sismologiques utilisées. La zone d'études est encadrée en noir.

3.6.1. Les failles de la périphérie du Golfe Nord Eubée

La zone Sperchios – Eubée - Sud Thessalie compte trois grands systèmes de failles actifs depuis le Pliocène moyen (**Figure 1.29**, Jackson, 1999) :

- La Zone de Failles Sud Thessalie (ZFST, ou STFZ : Southern Thessaly Fault Zone) qui s'étend sur 80 km de long (*e. g.* Mountrakis *et al.*, 1993),
- Le Système de Failles Kremasta - Sperchios qui s'étend sur 100 km de long depuis la région du lac Kremasta à l'ouest, dans le massif du Pinde, jusque l'embouchure du fleuve Sperchios à l'est (*e. g.* Kiliass *et al.*, 2008),

- Le Système de Failles Sperchios - Chalkis sur 10 km de long depuis le bassin du Sperchios jusqu'au secteur de Chalkis à la terminaison orientale du Golfe Nord Eubée (*e. g.* Papanikolaou and Royden, 2007).

Ces grandes zones de failles, de directions NW-SE à E-W, recoupent en général les grandes structures crustales orientées NW-SE formées lors de la formation des Hellénides. Elles participent ainsi à l'ouverture des rifts très souvent obliques aux structures majeures des Zones Internes.

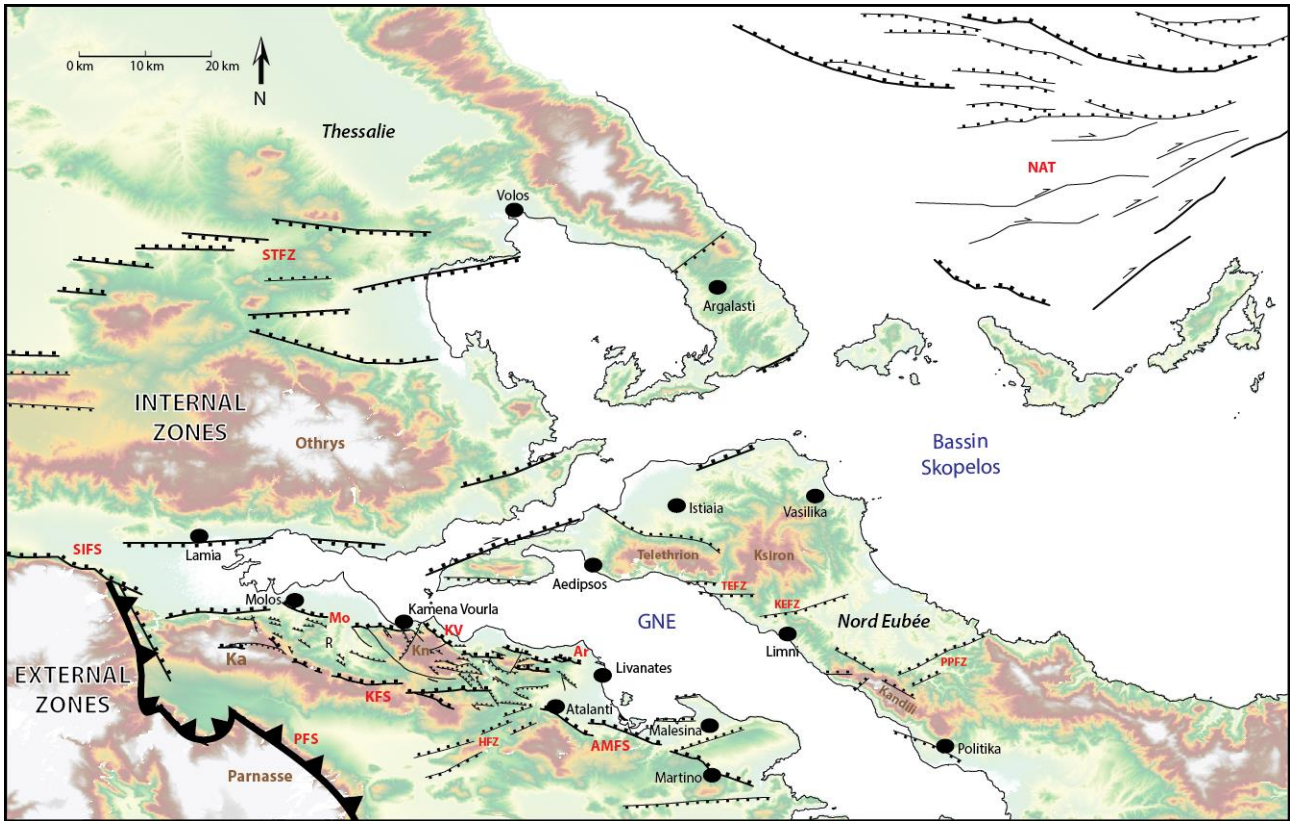


Figure 1.29 : Carte tectonique et topographique de la zone d'étude regroupant les principales failles recensées dans la littérature (Palyvos *et al.*, 2006 ; Kranis, 2007, Kiliyas *et al.*, 2008 ; Savvaidis *et al.*, 2012 ; Sakellariou *et al.*, 2016). AMFS : Atalanti Martino Fault System, Ar : Arkitsa fault, GNE : Golfe Nord Eubée, HFZ : Hyampolis Fault Zone, Ka : Kallidromon, KEFZ : KEchriae Fault Zone, KFS : Kallidromon Fault Segment, Kn : Knimis, KV : Kamena Vourla fault, Mo : Molos fault, NAT : North Aegean Trough, PFS : Parnassos Fault System, PPFZ : Prokopi Pilion Fault Zone, R : bassin de Réginio, SIFS : Sperchios Ipati Fault System, STFZ : Southern Thessaly Fault Zone, TEFZ : TELEthrion Fault Zone.

3.6.1.1. Les failles de la bordure Sud du Golfe Nord Eubée

D'ouest en est, le Système de Failles Kamena Vourla-Arkitsa (Mo, KV et Ar) et le Système de Failles Kallidromon-Atalanti-Martino (KFS et AMFS) forment la limite tectonique méridionale du Golfe Nord Eubée (**Figure 1.30**). Ces failles présentent une orientation principalement WNW-ESE et un pendage vers le NNE. Elles sont souvent fortement marquées dans la morphologie actuelle et sont encore actives aujourd'hui.

Le Système de Failles Kamena Vourla-Arkitsa (SFKVA)

Cette grande zone de failles longe la plaine littorale et représente la prolongation orientale du Système de Failles Sperchios-Ipati (SIFS, Figure 1.29, Kiliyas *et al.*, 2008). Elle constitue la limite tectonique entre les reliefs importants du Mont Knimis, constitués essentiellement de calcaires pélagoniens d'âge Trias-Jurassique, et la partie ouest du Golfe Nord Eubée (Figure 1.30). Auparavant séparées, les failles Arkitsa et Knimis sont connectées depuis environ 1 Ma, comme l'atteste la présence de sédiments d'âge Pléistocène moyen soulevés dans la zone de relais (Cowie *et al.*, 2008).

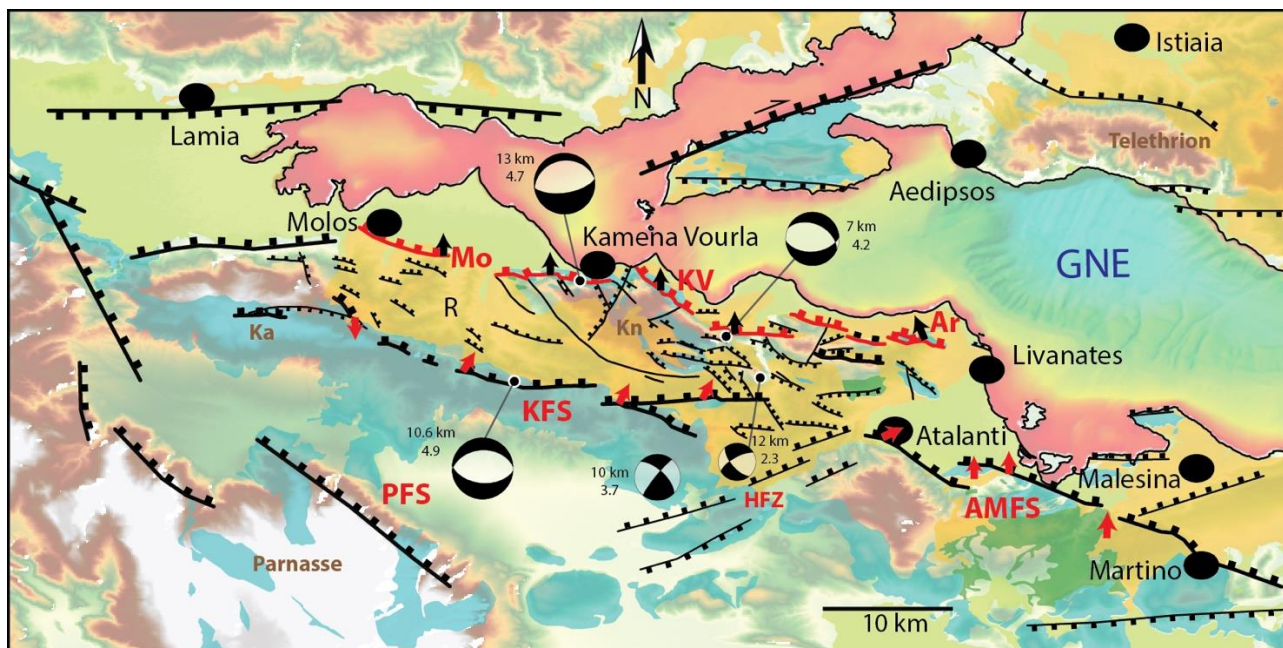


Figure 1.30 : Carte tectonique de la Grèce Centrale, au sud du Golfe Nord Eubée (GNE) compilant les études suivantes : Palyvos *et al.*, 2006 ; Kranis, 2007 ; Kiliyas *et al.*, 2008 ; Savvaidis *et al.*, 2012. Quelques mécanismes au foyer ont été ajoutés afin d'illustrer l'activité sismique de cette zone (ISC / CMT, Storchak *et al.*, 2013 ; 2015 ; Di Giacomo *et al.*, 2018 / Dziewonski *et al.*, 1981 ; Ekström *et al.*, 2012). La géologie simplifiée a également été reportée (Vert : ophiolites, Bleu : Jurassique, Orange : Néogène et Vert pâle : Quaternaire) d'après les cartes géologiques à l'échelle 1:50 000 (Marinos *et al.*, 1957, 1963, 1967 ; Papastamatiou *et al.*, 1960, 1962 ; Maratos *et al.*, 1965, 1967 ; Parginos *et al.*, 1970 ; Tataris *et al.*, 1970 ; Katsikatos *et al.*, 1978a, 1978b, 1980, 1981). Les flèches représentent le sens de glissement du bloc supérieur des failles normales. Le Système de Failles Kamena Vourla-Arkitsa (Mo-KV-Ar) est mis en évidence en rouge.

La présence de calcaires mésozoïques, de sédiments plio-pléistocènes culminant à une altitude de 900 m au niveau du Mont Knimis, ainsi que la présence de carbonates de plate-forme, datés entre le Trias supérieur et le Jurassique moyen à supérieur, dans le compartiment inférieur de la faille d'Arkitsa, témoignent de rejets d'au moins 900 m pour la faille de Knimis et d'au moins 600 m pour la faille d'Arkitsa (Kranis, 2007 ; Jones *et al.*, 2009 ; Whittaker and Walker, 2015). Les sédiments du Golfe Nord Eubée d'âges compris entre le Pliocène inférieur et l'actuel constituent le compartiment supérieur des failles du système Kamena Vourla-Arkitsa (Kokkalas *et al.*, 2007).

La faille d'Arkitsa (**Figure 1.31**) est une grande faille normale inclinée d'environ 60° vers le Golfe Nord Eubée. Le miroir de faille est très largement exposé à l'affleurement et il montre des striations fortement obliques (pitch d'environ 55° vers l'ouest), indiquant une composante de mouvement sénestre (Jackson and Mc Kenzie, 1999 ; Kokkalas *et al.*, 2007. ; Jones *et al.*, 2009). L'autre segment majeur du SFKVA est représenté par la faille de Kamena Vourla-Molos. Il s'agit d'une grande faille normale qui s'étend sur une longueur de 30 km environ (Figure 1.30). Elle est orientée WNW-ESE et est inclinée vers le Nord de 50° environ (Figure 1.30, Goldsworthy and Jackson, 2001 ; Walker *et al.*, 2010). Cette faille résulte de la connexion entre les branches « Kamena Vourla » et « Molos » qui se serait opérée entre 0,8 Ma et 1,4 Ma (Whittaker and Walker, 2015). Le compartiment supérieur est constitué essentiellement de calcaires mésozoïques, mais aussi localement d'ophiolites et cherts associés, et de sédiments néogènes et quaternaires (Roberts and Jackson, 1991 ; Walker *et al.*, 2010).



Figure 1.31 : Vue du miroir de faille de la Faille d'Arkitsa (photographie prise par Frank Chanier).

Les taux de déplacements récents sur cette faille sont difficiles à contraindre très précisément. Cependant, à partir de mesures de décalages des terrasses alluviales près de Molos, Walker *et al.* (2010) suggèrent un taux de glissement vertical d'environ 1 mm/a. Les travaux de Whittaker and Walker (2015), mettent en évidence un taux de déplacement vertical maximum de l'ordre de 0,8 à 1,2 mm/a, notamment lors de la connexion des deux failles (Kamena Vourla et Molos).

Le Système de Failles Kallidromon – Atalanti - Martino (SFKAM)

Ce système de failles, orienté WNW-ESE à NW-SE, est composé de deux principaux segments (le Segment de Failles Kallidromon, SFK ou KFS : Kallidromon Fault Segment, et le Segment de Failles Atalanti Martino, SFAM ou AMFS : Atalanti Martino Fault Segment) longs d'environ 30 km chacun et considérés comme étant des failles normales sismiquement actives (**Figure 1.32**, Ganas *et al.*, 1998 ; 2006 ; Pavlides *et al.*, 2004). Le segment de faille Kallidromon constitue la partie occidentale du SFKAM, il borde les flancs nord de la montagne Kallidromon qui culmine à 1399 m. Ces flancs, constitués majoritairement de séries carbonatées mésozoïques appartenant à la zone Sub-Pelagonienne, représentent le compartiment inférieur de la faille Kallidromon, qui présente ainsi un pendage vers le NNE. Coïncé entre les montagnes de Knimis et du Kallidromon, le graben de Reginio (ou bassin de Lokris) représente le bloc supérieur du segment de faille du Kallidromon (Figure 1.32).

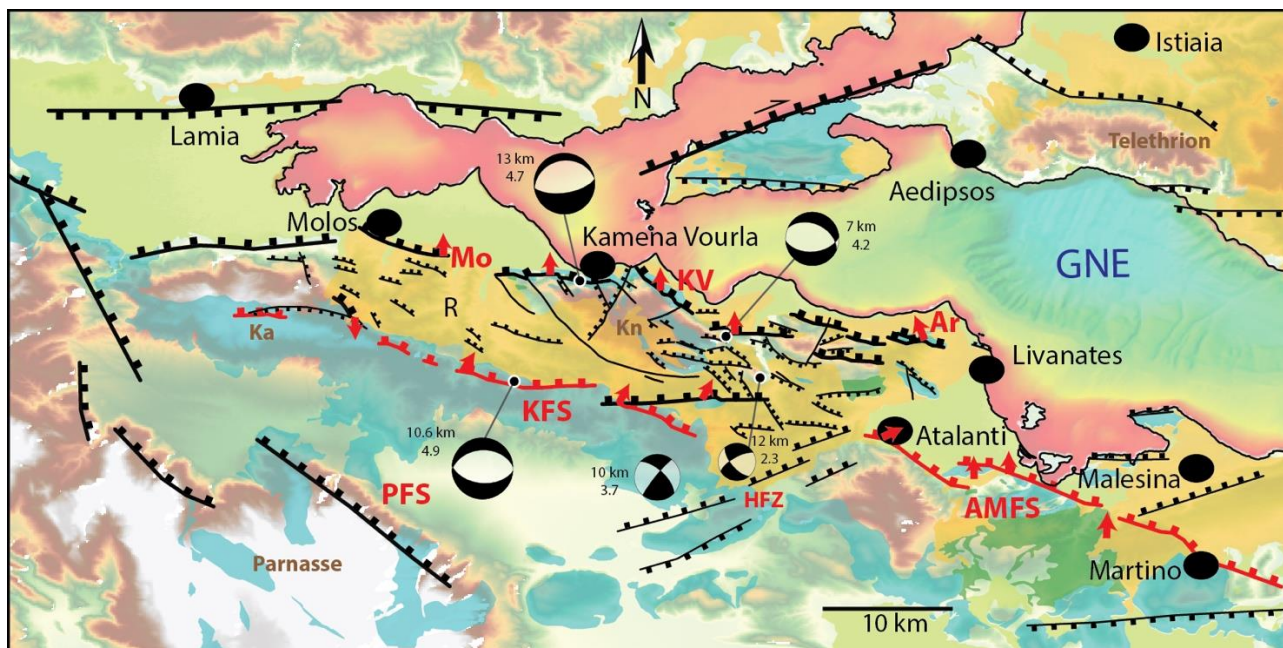


Figure 1.32 : Carte tectonique de la Grèce Centrale, au sud du Golfe Nord Eubée (GNE) d'après les études suivantes : Palyvos *et al.*, 2006 ; Kranis, 2007 ; Kiliyas *et al.*, 2008 ; Savvaidis *et al.*, 2012. Quelques mécanismes au foyer ont été ajoutés afin d'illustrer l'activité sismique de cette zone (ISC / CMT, Storchak *et al.*, 2013 ; 2015 ; Di Giacomo *et al.*, 2018 / Dziewonski *et al.*, 1981 ; Ekström *et al.*, 2012). Les grands ensembles lithologiques à terre ont également été reportés (Vert : ophiolites, Bleu : Jurassique, Orange : Néogène et Vert pâle : Quaternaire) d'après les cartes géologiques au 1:50 000. Les flèches représentent le sens de glissement du bloc supérieur des failles normales. Le Système de Failles Kallidromon Atalanti-Martino (KFS-AMFS) est mis en évidence en rouge.

Tristement célèbre suite aux deux tremblements de terre destructeurs les 20 et 27 Avril 1894 respectivement de magnitude 6,4 et 6,9 (Skiaphos, 1894 ; Ambraseys and Jackson, 1990), la faille d'Atalanti est une faille normale composée de plusieurs tronçons commençant au sud de la ville du même nom et se terminant au nord de la ville de Martino (**Figures 1.33 et 1.34**). Ces deux séismes ont eu lieu dans la partie centrale de la zone de failles entre Tragana et Kyparissi. La faille d'Atalanti est globalement orientée WNW-ESE mais présente une certaine variabilité de direction entre ses différents tronçons, ainsi qu'au niveau de son pendage. En effet, alors que Papazachos *et al.* (2001) suggèrent une direction N114°E et un pendage de 50° vers le NE, Pavlides *et al.* (2004) indiquent des directions comprises entre N109°E et N138°E, et des pendages compris entre 60° et 72° vers le NNE et le NE. Selon les travaux de Savvaidis *et al.* (2012) la faille d'Atalanti se subdivise vers le SE en deux branches montrant toutes les deux un pendage vers le NE mais avec des angles différents (F1 et F2, Figure 1.34). La branche située la plus au NE (F2, Figure 1.34) présente un pendage fort, d'environ 80°, tandis que la branche la plus au SW (F1, Figure 1.34) est plus faiblement inclinée, de l'ordre de 60°. Savvaidis *et al.* (2012) mettent en évidence le très fort pendage de la zone de rupture de la faille d'Atalanti qui affecte en profondeur le front de chevauchement transportant les séries des zones Pélagonienne et Sub-Pélagonienne (zones internes) au-dessus des séries de la zone du Parnasse (zones externes ; Figure 1.34). D'après ces mêmes auteurs, le compartiment inférieur de la faille d'Atalanti est principalement composé de roches caractérisées par des valeurs de résistivité faibles pouvant être identifiées comme la séquence carbonatée de la zone du Parnasse. Le compartiment supérieur est, lui, constitué de roches ophiolitiques et cristallines des zones Pélagonienne et Sub-Pélagonienne, et de sédiments d'âges néogènes et quaternaires. Les taux de glissements verticaux de la faille d'Atalanti sont compris entre 0,4 mm/a et 1,6 mm/a (Pantosti *et al.*, 2004).

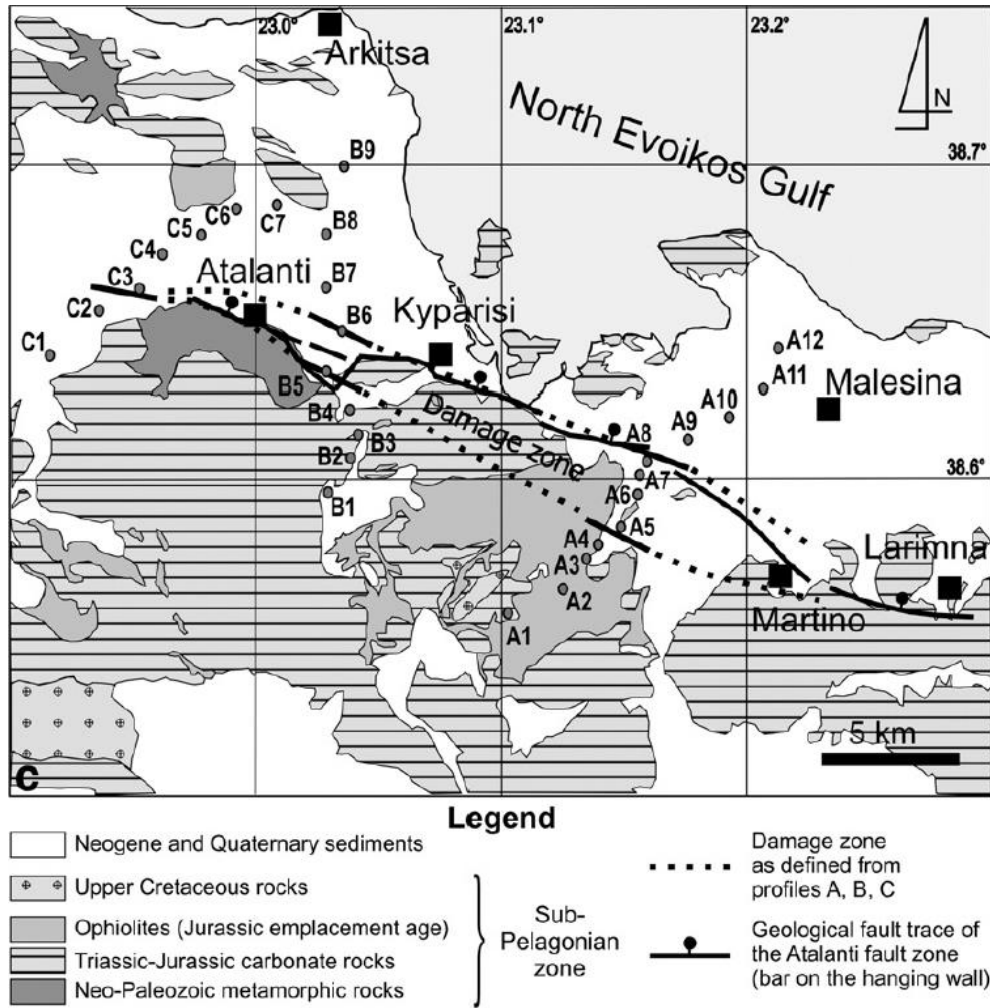


Figure 1.33 : Carte géologique de la région d'Atalanti montrant le Système de Failles Atalanti Martino et sa zone de dommages (Savvaidis *et al.*, 2012). Les profils de magnétotellurie sont indiqués par les points A1-A12, B1-B9 et C1-C7.

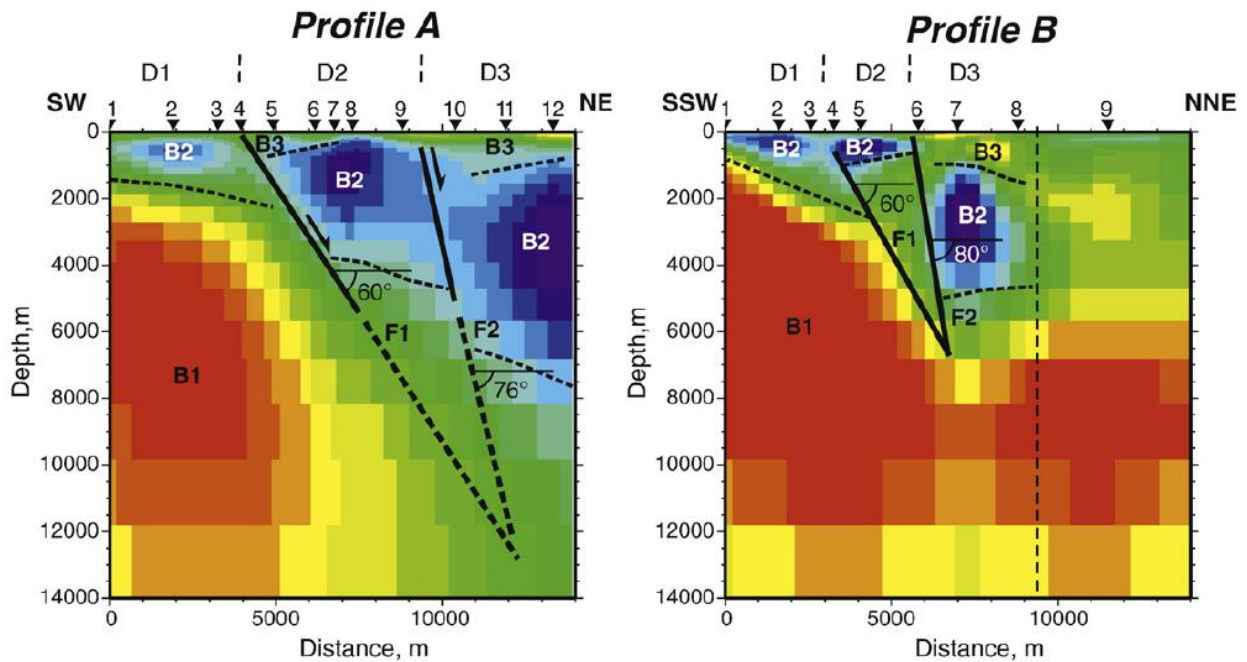


Figure 1.34 : Modèles de résistivité finaux le long des profils A et B (Savvaidis *et al.*, 2012). Les lignes continues correspondent aux failles définies et les failles en tirets à leurs possibles extensions en profondeur.



L'existence de ces branches montre que la faille d'Atalanti, et ainsi le SFKAM, consistent en différents segments formant à plusieurs endroits des zones de dommages importants, qui sont à prendre en compte lors de l'évaluation de la sismicité régionale et du risque sismique.

Les taux de glissement mesurés et calculés au niveau des failles Kamena Vourla, Arkitsa et Atalanti sont compris entre 0,4 mm/a et 2 mm/a, faisant de ces failles les plus actives des systèmes au sud du Golfe Nord Eubée (Walker *et al.*, 2010).

La Zone de Failles Hyampolis (ZFH)

Cette zone de failles, orientée NE-SW et localisée au SO de la ville d'Atalanti, est constituée de failles normales dont les pendages sont majoritairement vers le NO (**Figure 1.35**). Son orientation transverse à celles des systèmes de failles de Kallidromon - Atalanti - Martino et de Kamena Vourla - Arkitsa confère à la ZFH le rôle de limite structurale du bassin de Réginio (Philip, 1974 ; Mettos *et al.*, 1992 ; Kranis, 1999), et apparemment celui de barrière à la propagation de la rupture sismique lors du séisme d'Atalanti en 1894 (Ganas *et al.*, 1998 ; Palyvos, 2001 ; Pantosti *et al.*, 2001).

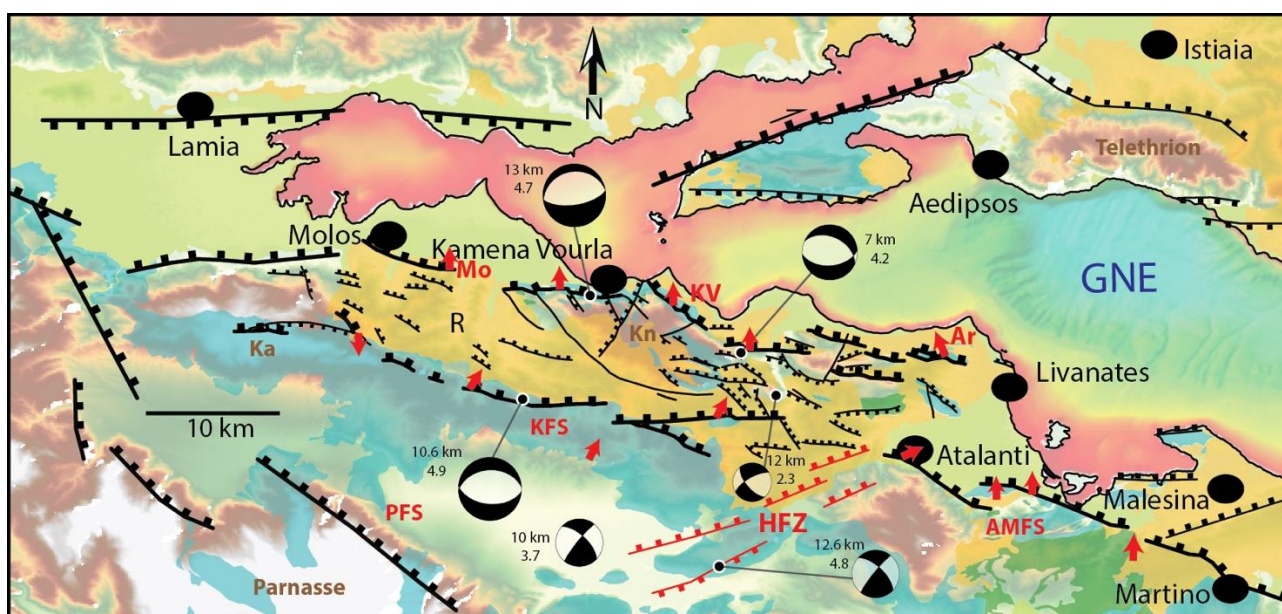


Figure 1.35 : Carte tectonique de la Grèce Centrale, au sud du Golfe Nord Eubée (GNE) d'après les études suivantes : Palyvos *et al.*, 2006 ; Kranis, 2007 ; Kiliyas *et al.*, 2008 ; Savvaïdis *et al.*, 2012. Quelques mécanismes au foyer ont été ajoutés afin d'illustrer l'activité sismique de cette zone (ISC / CMT, Storchak *et al.*, 2013 ; 2015 ; Di Giacomo *et al.*, 2018 / Dziejowski *et al.*, 1981 ; Ekström *et al.*, 2012). Les grands ensembles lithologiques à terre ont également été reportés (Vert : ophiolites, Bleu : Jurassique, Orange : Néogène et Vert pâle : Quaternaire) d'après les cartes géologiques au 1:50 000. Les flèches représentent le sens de glissement du bloc supérieur des failles normales. La Zone de Failles Hyampolis (HFZ) est mise en évidence en rouge.

3.6.1.2. Les failles de l'Île d'Eubée

Le Système de Failles de Nileas (SFN)

Sur la partie Nord de l'Île d'Eubée, le Système de Failles de Nileas (SFN) tire son nom du fleuve Nileas qui prend sa source dans les monts du Ksiron et va se jeter dans le Bassin de Skopelos en s'écoulant du nord vers le sud, puis de l'ouest-sud-ouest vers l'est-nord-est (**Figure 1.36**). Le SFN est, d'après Palyvos *et al.* (2006), principalement composé de deux zones de failles : la Kechriae Fault Zone (KEFZ) au nord-ouest et la Prokopi Pelion Fault Zone (PPFZ) au sud-est (Figure 1.36). Ces failles normales sont orientées NE-SW, la PPFZ sépare le bassin de Nileas, appelé Nileas Depression (ND), de la partie centrale de l'Eubée. D'après Palyvos *et al.* (2006), ces zones de failles contrôlent la subsidence de cette zone du Nord de l'Eubée (Figure 1.36). Ce bassin est caractérisé par des dépôts

sédimentaires d'âges néogènes et quaternaires sur un socle principalement constitué de la nappe ophiolitique mise en place sur le socle pélagonien au Jurassique sup. - Crétacé inf. (Guernet, 1971 ; Katsikatsos *et al.*, 1986 ; Scherreiks, 2000 ; Palyvos *et al.*, 2006). Cet ancien front de chevauchement, dont le pendage est vers le SE, constitue une discontinuité tectonique majeure au sein du bassin de Nileas (Katsikatsos *et al.*, 1980 ; Palyvos *et al.*, 2006). Selon certains auteurs (Fytrolakis *et al.*, 1988), cet héritage structural pourrait localiser la formation récente du bassin de Nileas. D'après l'étude géomorphologique de Palyvos *et al.* (2006), les KEFZ et PPFZ ont été actives pendant le Pléistocène moyen et supérieur, après le dépôt des sédiments néogènes recouvrant le Nord de l'Eubée. Actuellement, les mécanismes au foyer des séismes modérés et des micro-séismes (Hatzfled *et al.*, 1999 ; Kiratzi, 2002) montrent que ces zones de failles accommodent toujours la déformation.

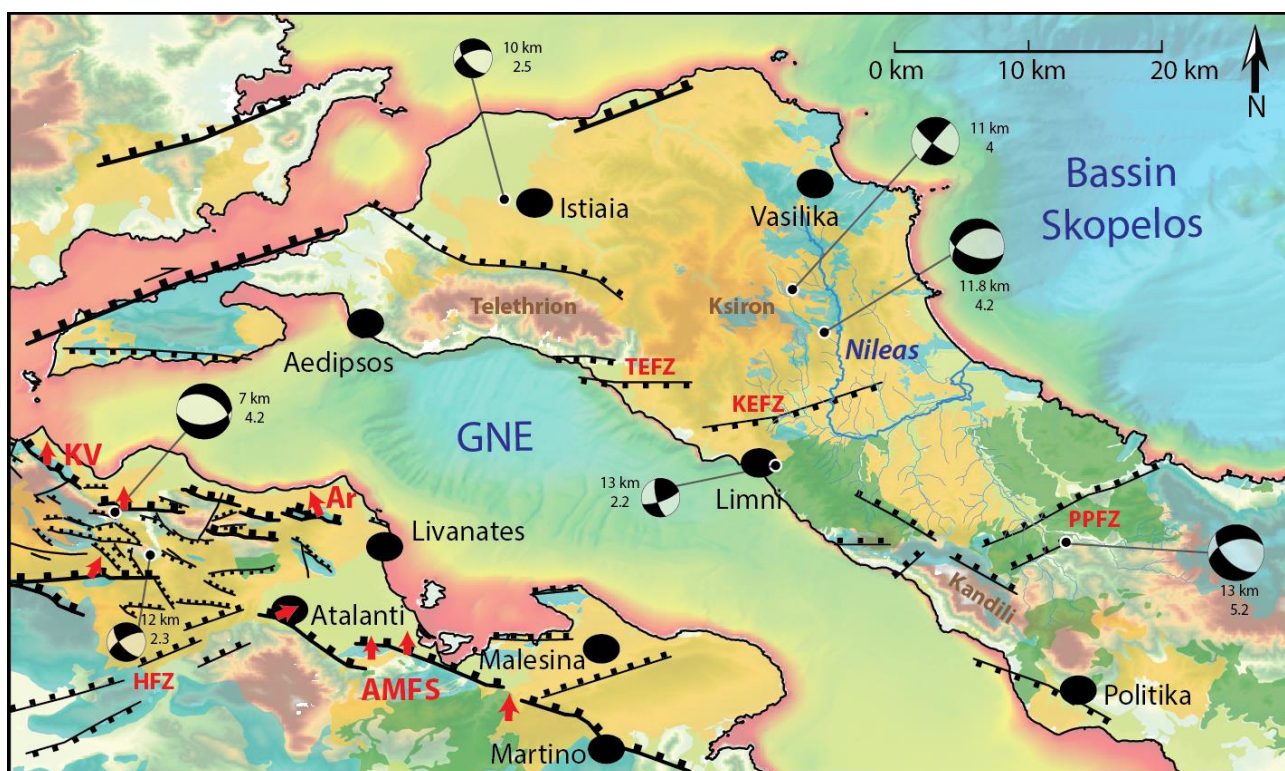


Figure 1.36 : Carte tectonique du sud du Golfe Nord Eubée (GNE) et du Nord de l'Eubée d'après les études suivantes : Palyvos *et al.*, 2006 ; Kranis, 2007 ; Kiliyas *et al.*, 2008 ; Savvaidis *et al.*, 2012. Quelques mécanismes au foyer ont été ajoutés afin d'illustrer l'activité sismique de cette zone (ISC / CMT, Storchak *et al.*, 2013 ; 2015 ; Di Giacomo *et al.*, 2018 / Dziewonski *et al.*, 1981 ; Ekström *et al.*, 2012). Les grands ensembles lithologiques à terre ont également été reportés (Vert : ophiolites, Bleu : Jurassique, Orange : Néogène et Vert pâle : Quaternaire) d'après les cartes géologiques au 1:50 000. Les flèches représentent le sens de glissement du bloc supérieur des failles normales.

Le Système de Faille Aedipsos-Politika (SFAP)

Situé le long des côtes méridionales de l'île d'Eubée, le Système de Failles Aedipsos Politika représente la bordure septentrionale du rift du Golfe Nord Eubée (**Figure 1.37**).

Du NW au SE, ce système commence en mer au sud de la ville d'Aedipsos puis il longe la côte en restant immergé jusqu'au sud de la montagne Kandili où le SFAP est observable à terre et se termine proche de la ville de Politika (Figure 1.37, Roberts and Jackson, 1991 ; Palyvos *et al.*, 2006). Certains auteurs comme Sakellariou *et al.* (2007) ou Papoulia *et al.* (2006) montrent au contraire que le SFAP reste immergé le long des côtes au sud-ouest de Politika. Étant un système de failles normales majeur avec des pendages vers le S et le SW, le SFAP constitue la pente nord du Golfe Nord Eubée et joue un rôle sur la topographie du SW de l'île d'Eubée, en effet les montagnes Kandili et Telethrion,



et le bassin de Nileas sont soulevés dans la partie supérieure du système de failles (Palyvos *et al.*, 2006). La subsidence, au niveau du centre du Golfe Nord Eubée et dans sa partie orientale, est très probablement contrôlée par cette structure extensive.

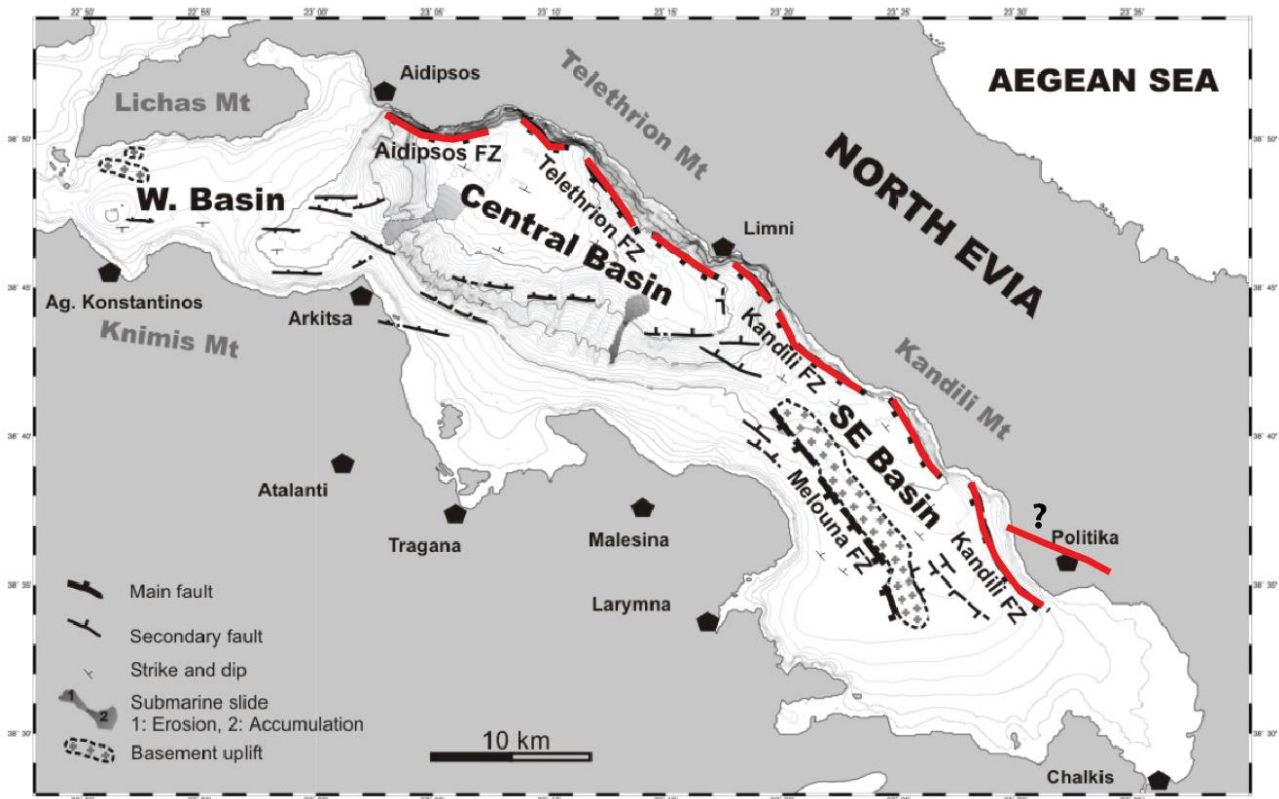


Figure 1.37 : Carte tectonique du Golfe Nord Eubée (d'après Sakellariou *et al.*, 2007). Bathymétrie d'après Alexandri *et al.* (2005). Les principales zones de failles sont marquées par des lignes noires épaisses. Les trois sous-bassins du Golfe Nord Eubée sont également indiqués. Le Système de Failles Aedipsos - Politika (SFAP) est mis en évidence en rouge. À noter que ces travaux proposent une localisation des failles méridionales en mer, tandis que d'autres études les placent à terre, au pied des Monts Kandili (Roberts and Jackson, 1991 ; Palyvos *et al.*, 2006).

3.6.2. Les subdivisions morpho-structurales du Golfe Nord Eubée

Les travaux antérieurs sur la structure du Golfe Nord Eubée (Van Andel and Perissoratis, 2006 ; Sakellariou *et al.*, 2007) ont proposé de distinguer trois bassins à partir de leur structure et de leur bathymétrie entre les îles volcaniques des Lichades et le sud-est du Golfe Nord Eubée (**Figure 1.38**).

3.6.2.1. Le Bassin Occidental / *Western Basin*

Représentant la prolongation orientale de la vallée du Sperchios, le bassin le plus à l'ouest atteint une profondeur maximale d'environ 100-110 m et est délimité par les Iles de Lichades et la flexure bathymétrique observée entre Aedipsos et Arkitsa (Alexandri *et al.*, 2005 ; Sakellariou *et al.*, 2007). La Faille de Lichades (FL) et la Zone de Faille Kamena Vourla-Arkitsa (ZFKVA) définissent respectivement les bordures nord et sud du bassin (Figures 1.38). Dans cette partie, le fleuve Xerias se jette dans le bassin via le développement du delta de Loggos, actif depuis l'Holocène (Van Andel and Perissoratis, 2006). Au regard de la géométrie des réflecteurs observée par Sakellariou *et al.* (2007), il est suggéré que le dépôt centre est situé proche de la marge méridionale, au niveau de ce delta (**Figure 1.39**). Le bassin occidental est donc principalement contrôlé par une subsidence plus importante au sud qu'au nord, et par l'établissement d'une sédimentation deltaïque provenant de la marge sud.

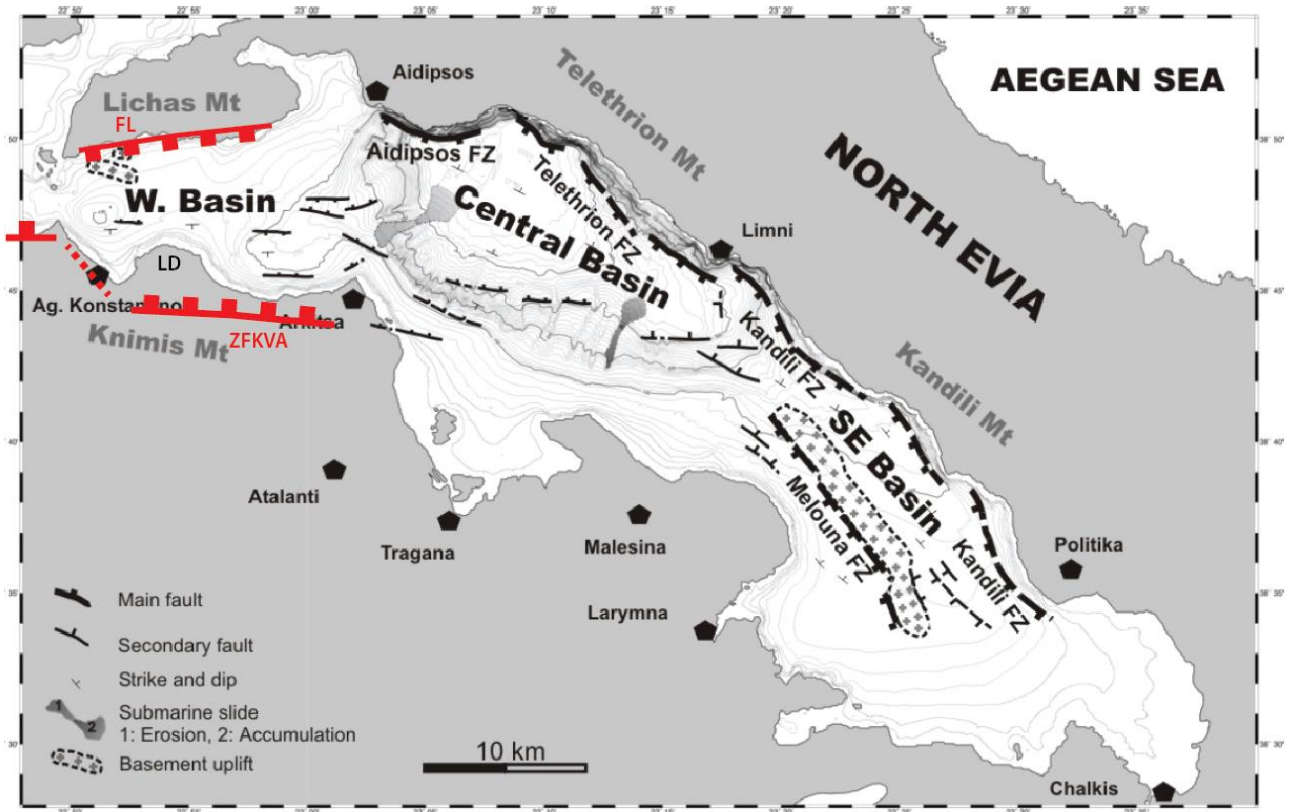


Figure 1.38 : Carte tectonique du Golfe Nord Eubée (d'après Sakellariou *et al.*, 2007). Bathymétrie d'après Alexandri *et al.* (2005). Les principales zones de failles sont marquées par des lignes noires épaisses. Les trois sous-bassins du Golfe Nord Eubée sont également indiqués. La Zone de Failles Kamena Vourla Arkitsa (ZFKVA) et la Faille de Lichades (FL) sont mises en évidence en rouge. LD : Loggos Delta.

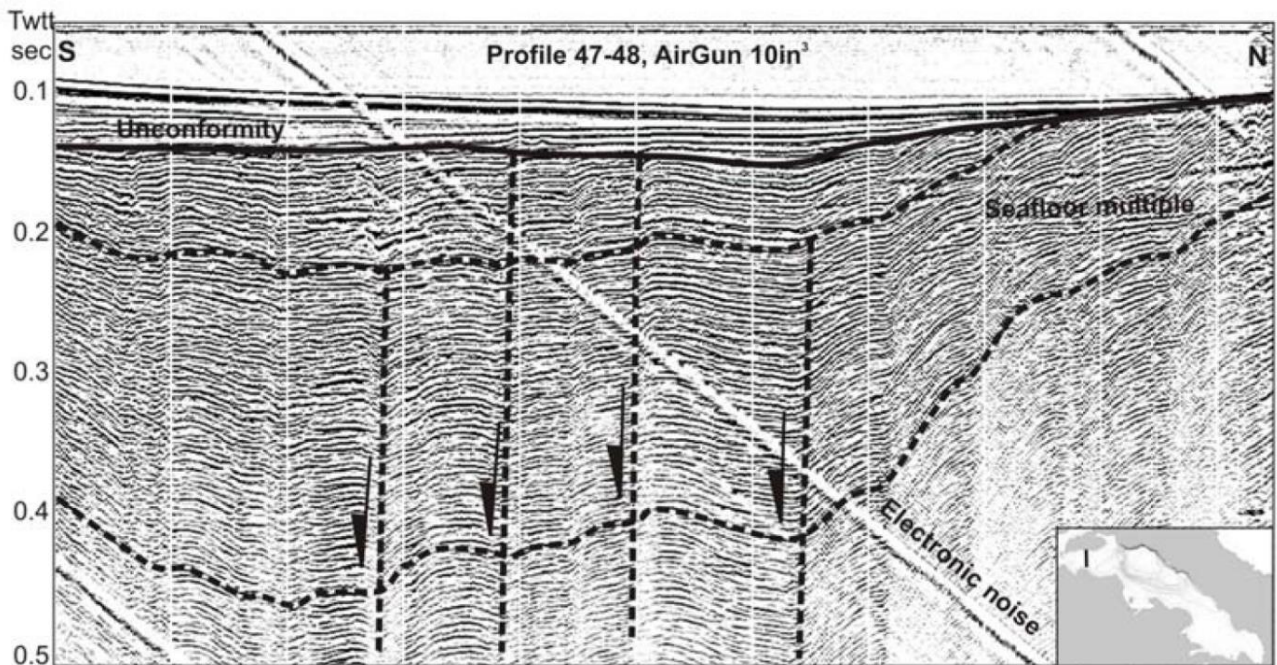


Figure 1.39 : Profil de sismique réflexion monotrace de type Airgun orienté N-S à travers le bassin occidental (d'après Sakellariou *et al.*, 2007). La ligne noire épaisse marque la discordance entre les séquences inférieures et supérieures. Les lignes en tirets représentent la trace de réflecteurs de la séquence inférieure. Un certain nombre de failles normales ont pu être distinguées à travers le bassin (tirets épais et flèches). Exagération verticale ~ 9.

3.6.2.2. Le Bassin Central / Central Basin

Ce bassin est tout d'abord caractérisé par sa direction NW-SE (N120°E), différente de celle du bassin occidental (E-W), et par sa profondeur atteignant 440 m qui tranche complètement par



rapport aux profondeurs maximales des deux autres bassins (~ 100 m maximum ; Figure 1.38). Il constitue le deuxième bassin le plus profond de la zone d'études après le Bassin de Skopelos, où la tranche d'eau dépasse les 1000 m. Les segments de failles Aedipsos et Telethron, appartenant au Système de Failles Aedipsos Politika, représentent la bordure nord du bassin (Figure 1.40). Le jeu de ces failles normales contrôle la subsidence et sont responsables des fortes pentes observées le long de la côte de l'Eubée et des valeurs élevées de tranche d'eau (Figure 1.40). Au sud du bassin, la pente du fond marin est généralement moins forte mais les variations les plus importantes de la pente semblent également contrôlées par des failles normales (Sakellariou *et al.*, 2007).

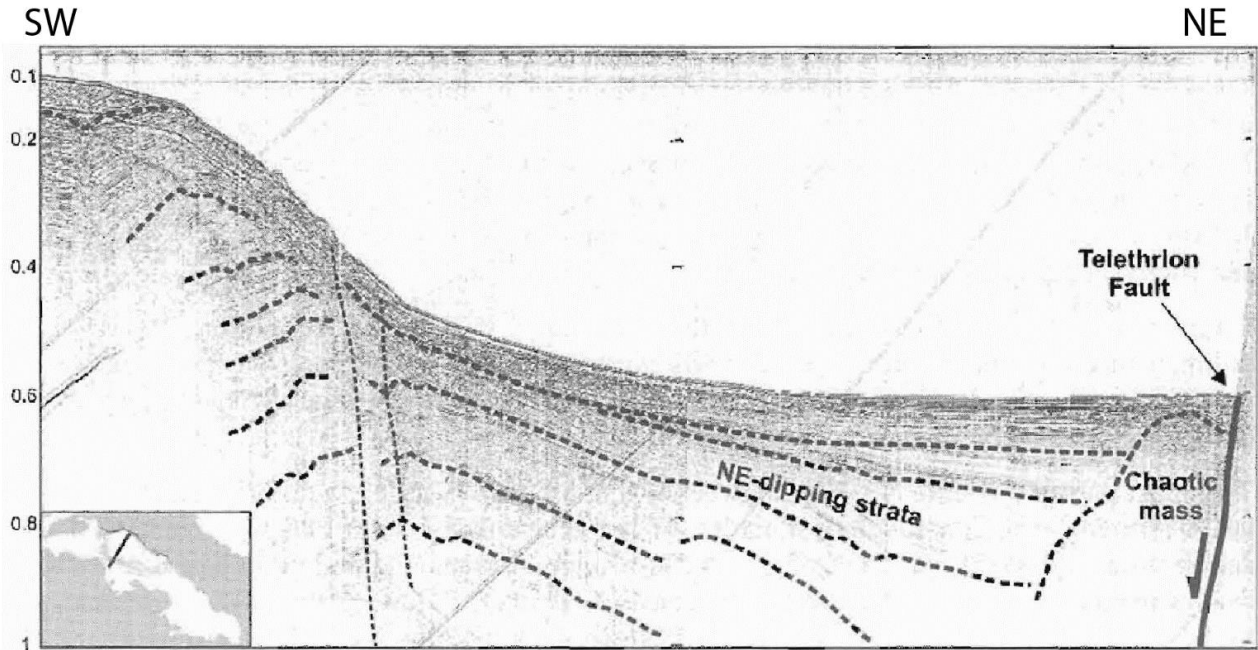


Figure 1.40 : Profil de sismique réflexion monotrace de type Airgun orienté SW-NE à travers le bassin central (Sakellariou *et al.*, 2007). Les lignes en tirets représentent la trace de certains réflecteurs. Des failles normales importantes (tirets fins) sont mises en évidence dans la pente sud-ouest du bassin profond, ainsi que sur sa bordure nord-est (Faille du Téléthron, en trait plein). Exagération verticale ~ 14.

3.6.2.3. Le Bassin Oriental / *Eastern Basin*

Situé dans la partie sud-est du Golfe Nord Eubée, ce bassin est peu profond (c. 70 m de profondeur en moyenne et 100-110 m de profondeur maximum) et plutôt plat, à l'image du bassin occidental. Une zone de faille majeure, la faille de Melouna, parallèle à l'axe du bassin subdivise celui-ci en deux sous-bassins (Figure 1.41 ; Sakellariou *et al.*, 2007). Le premier, le plus au nord, appelé sous-bassin de Kandili en référence au massif montagneux présent au nord, semble être contrôlé par le segment de failles de Kandili appartenant au Système de Faille Aedipsos Politika (Sakellariou *et al.*, 2007). Le sous-bassin méridional, nommé sous-bassin de Larymna, est apparemment contrôlé par la Zone de Failles de Melouna (Sakellariou *et al.*, 2007). Les dépôt-centres des deux sous-bassins sont donc directement liés aux failles de Kandili et de Melouna. Ces failles sont des structures majeures au cours du développement de ce bassin oriental et sont toujours actives comme en témoigne leur activité sismique importante.

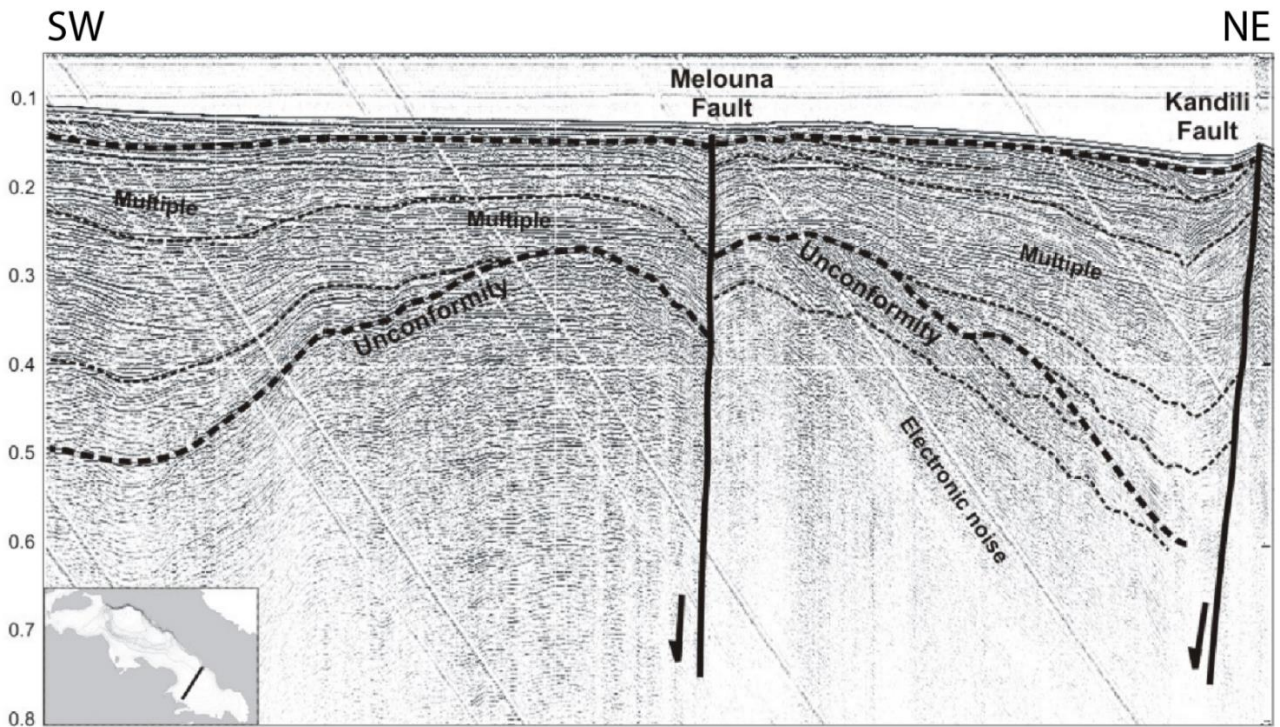


Figure 1.41 : Profil de sismique réflexion monotrace de type Airgun orienté SW-NE à travers le bassin oriental (d'après Sakellariou *et al.*, 2007). Les lignes en tirets fins soulignent la trace de quelques réflecteurs de la séquence inférieure. Les lignes en tirets plus épais soulignent les deux discordances majeures identifiées dans cette zone. Les failles de Melouna et du Kandili sont représentées par des traits noirs épais. Exagération verticale ~ 14.

4. Aperçu sur les rifts et processus de rifting

Un rift est une zone d'extension lithosphérique caractérisée par un amincissement de la croûte qui se matérialise par des failles normales, par de l'activité volcanique, ainsi que par des cortèges de dépôts sédimentaires particuliers appelés syn-rifts. Deux mécanismes d'extension fondamentaux ont été proposés pour rendre compte de l'étirement de la croûte et de l'ensemble de la lithosphère : le cisaillement pur (McKenzie, 1978) et le cisaillement simple (Wernicke, 1981). Le premier consiste en un modèle quantitatif qui suppose que les quantités d'extension sont identiques à la fois dans la croûte et dans le manteau lithosphérique. Le modèle du cisaillement pur considère donc que l'extension est uniforme et qu'elle s'accompagne d'une remontée de l'asthénosphère de manière à maintenir l'équilibre isostatique (**Figure 1.42a**). Ainsi, l'extension par cisaillement pur donne lieu à un système symétrique de part et d'autre de la dépression axiale. Quant à lui, le modèle du cisaillement simple, rend compte de structures asymétriques induites par l'extension asymétrique de la lithosphère (Figure 1.42b). L'étirement est alors principalement accommodé le long d'un grand détachement à faible pendage au sein de la croûte (Wernicke, 1985). La lithosphère est divisée en deux par le détachement, une partie supérieure appelée « hanging wall » et une partie inférieure nommée « footwall ». Cette configuration induit des amincissements de la croûte et du manteau lithosphérique dans des régions différentes, et ainsi, la structure globale est asymétrique (Buck *et al.*, 1988). Le modèle de l'extension par cisaillement simple montre qu'il y a également des asymétries dans la répartition des flux de chaleur et des zones de subsidence et de surélévation (Buck *et al.*, 1988 ; Kusznir and Ziegler, 1992).

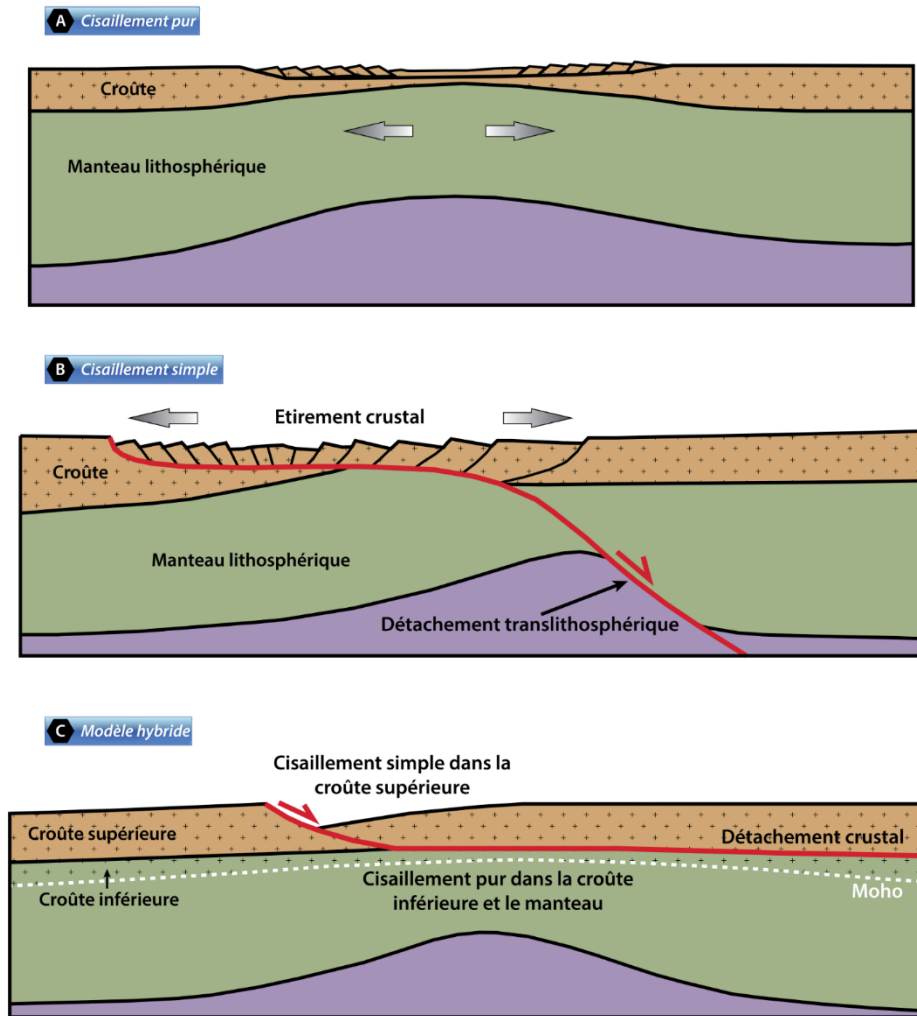


Figure 1.42 : Schémas des mécanismes accommodant l'extension continentale (d'après Robert and Bousquet, 2013).

D'après Barbier *et al.* (1986) et Kusznir *et al.* (1987), la lithosphère continentale est déformée par une combinaison des deux modèles d'extension (Figure 1.42c). La croûte supérieure accommode la déformation via des mécanismes cassants (failles) correspondant à de l'extension par cisaillement simple. La croûte inférieure et le manteau supérieur se déforment de façon ductile, ainsi le modèle d'extension par cisaillement pur s'y applique (*e. g.* Jackson and McKenzie, 1983).

4.1. Les notions de rifts actifs / passifs et de rifts étroits / larges

Premièrement développés par Burke and Dewey (1973), les concepts de rifts actifs et passifs distinguent des rifts dont les origines de formation sont très différentes. En effet, les rifts actifs se développeraient, selon eux, suite à l'ascension de panaches mantelliques, induisant la remontée de la limite lithosphère-asthénosphère. Alors que dans le cadre des rifts passifs, la remontée de cette limite est moins importante et elle résulte de l'amincissement de la lithosphère lié aux forces de traction accompagnant les mouvements des plaques tectoniques (McKenzie, 1978). Cependant, les termes actifs et passifs sont ambigus, notamment lorsqu'on s'intéresse à la tectonique active. Néanmoins, ils restent ancrés dans la littérature mais avec une certaine nuance apportée par Frizon de Lamotte *et al.* (2015). Ces auteurs proposent de qualifier un rift actif lorsqu'il est localisé par la présence d'un panache mantellique, et de classer comme rift passif un rift déclenché par l'étirement de la lithosphère et localisé le long d'héritages structuraux (Vicente de Gouveia *et al.*, 2018).

Les rifts étroits et les rifts larges peuvent être distingués selon leur largeur, néanmoins, les arguments principaux résident dans l'épaisseur de la croûte et de la lithosphère et leur histoire



géodynamique. Les rifts étroits se développent au sein d'une croûte d'épaisseur classique (~ 30 km) avec un léger amincissement (*e. g.* le graben du Rhin, Meier and Eisbacher, 1991). Aux stades initiaux du rifting, la largeur du rift n'est que d'une trentaine de kilomètres avec des exceptions, comme le rift est-africain par exemple qui atteint environ 70 km de large (*e. g.* Chorowicz, 2005 ; Corti *et al.*, 2018). Les marges passives qui résultent de ces rifts étroits peuvent atteindre 100 à 400 km de large comme par exemples les marges est-américaines (*e. g.* Withjack *et al.*, 1998 ; Mohriak *et al.*, 2008 ; Sutra *et al.*, 2013). Quant à eux, les rifts larges se développent au sein d'une croûte et d'une lithosphère préalablement épaissie par une histoire géodynamique complexe. Le Moho se situe parfois à plus de 50 km de profondeur (*e. g.* province du Basin and Range, Hamilton, 1987 ; Parsons, 1995). La largeur de la zone étirée peut atteindre la largeur de la zone épaissie auparavant. C'est le cas au sein de la province du Basin and Range et du domaine égéen où, sur environ 1000 km, l'extension est accommodée par plusieurs structures étroites (15-30 km de large) séparées par des reliefs importants (*e. g.* Parsons, 1995 ; Dickinson, 2002 ; Sakellariou and Tsampouraki-Kraounaki, 2018).

4.2. Rifts et extension arrière-arc

La plaque supérieure des zones de subduction renferme de nombreux bassins sédimentaires, notamment des bassins extensifs comme les bassins d'arrière-arc. Ces derniers se forment à partir d'une extension lithosphérique localisée au niveau de l'arc volcanique qui constitue une zone de faiblesse sur la plaque supérieure. L'extension est accommodée par des failles normales formant un ou plusieurs rifts et elle s'accompagne d'un flux de chaleur important. Au cours de l'évolution géodynamique de la zone de subduction et de la plaque supérieure, le rifting arrière-arc peut mener à la création d'une nouvelle croûte océanique. Plusieurs mécanismes peuvent être à l'origine de cette extension arrière-arc : le retrait de la fosse de subduction et les flux asthénosphériques associés, une remontée mantellique induite par le panneau plongeant, ou encore, la présence d'un panache mantellique. Faisant partie du domaine égéen, le rift Sperchios-Golfe Nord Eubée se met en place en contexte arrière-arc à la suite du retrait de la zone de subduction africaine vers le sud et le sud-ouest (*e. g.* Gautier *et al.*, 1999 ; Jolivet and Faccenna, 2000 ; Ring *et al.*, 2010). Cette extension arrière-arc s'initie au cours de l'Éocène (~ 45 Ma, *e. g.* Jolivet and Brun, 2010) et à partir du Miocène moyen, l'extrusion de l'Anatolie entre en interaction avec l'extension (Dewey and Sengor, 1979 ; Sengor *et al.*, 2005 ; Philippon *et al.*, 2014). De nombreux autres domaines arrière-arc d'âge cénozoïque et encore actifs ont été mis en évidence à travers le monde. Ainsi, je vais à présent m'intéresser à plusieurs exemples différents dans le but de comparer leurs caractéristiques avec le domaine égéen et essayer de déterminer à quel type de rift peut appartenir le rift Sperchios-Golfe Nord Eubée.

Localisé dans le prolongement septentrional de la Nouvelle-Zélande, le système Lau-Havre-Taupo est un bon exemple des domaines arrière-arc du Pacifique. Le rifting dans le bassin de Lau a lieu entre 10 et 15 Ma (Davey, 1982) et est suivi d'une ouverture océanique. Le bassin du Havre, plus au sud, s'ouvre il y a environ 5,5 Ma par une expansion océanique qui dure jusqu'environ 2 Ma (Tontini *et al.*, 2019). La zone volcanique de Taupo représente la prolongation méridionale à terre du bassin du Havre au sein de l'Île Nord de la Nouvelle-Zélande (Parson and Wright, 1996). Cette zone terrestre est soumise à de l'extension arrière-arc continue depuis 2 Ma (Tontini *et al.*, 2019). Ce système Lau-Havre-Taupo montre clairement l'évolution spatio-temporelle d'un rifting initié par le retrait d'une zone de subduction. Au sein de la plaque supérieure, le Moho remonte à environ 10-15 km de profondeur sous la croûte continentale amincie (Tontini *et al.*, 2019) et l'extension est très majoritairement accommodée le long d'une seule structure majeure, le système Lau-Havre-Taupo (Parson and Wright, 1996). Situé entre Taïwan et le Japon, le bassin d'Okinawa est également un bon exemple de domaine arrière-arc du Pacifique. Ce bassin s'ouvre au Miocène moyen (13 Ma) par une première phase d'extension qui dure jusqu'au Miocène supérieur (7 Ma), puis l'extension reprend à



partir du Pliocène moyen (2 Ma) et elle se poursuit actuellement (Sibuet *et al.*, 1987 ; 1995 ; Lin *et al.*, 2009). La différence majeure avec le système précédent est la non-océanisation du bassin d'Okinawa, en effet, celui-ci est toujours en phase de rifting (Sibuet *et al.*, 1995). La croûte continentale est épaisse de 30 km dans la partie septentrionale et elle s'amincit vers le sud jusqu'à 10 km d'épaisseur proche de Taïwan (Sibuet *et al.*, 1995 ; Lin *et al.*, 2009). Ces deux exemples de bassins arrière-arc (Lau-Havre-Taupo et Okinawa) mettent en évidence (1) l'accommodation de l'extension le long de structures localisées et relativement étroites par rapport à l'ensemble de la plaque supérieure et (2) des épaisseurs de croûte continentale faibles comprises entre 10 et 30 km.

D'autres domaines arrière-arc sont caractérisés par une plus grande distribution de l'extension et des structures tectoniques associées. C'est par exemple le cas de la Mer Tyrrhénienne (**Figure 1.43**) qui est un bassin arrière-arc formé, au moins depuis le Tortonien (Sartori *et al.*, 2001 ; Lymer *et al.*, 2018), suite au retrait de la subduction de la lithosphère océanique ionienne (Faccenna *et al.*, 1997 ; Sartori *et al.*, 2001 ; 2004). L'extension dans le domaine septentrional de la Mer Tyrrhénienne est caractérisée par un système de zones de cisaillement à l'échelle de la croûte, des bassins sédimentaires et une activité magmatique (Serri *et al.*, 1993 ; Bartole, 1995 ; Jolivet *et al.*, 1998). Au sein du domaine méridional, les premiers dépôts syn-rift sont datés entre environ 10 et 12 Ma (Kasten and Mascle, 1990 ; Sartori, 1990). L'extension se poursuit et mène à la formation de deux centres d'expansion de croûte océanique (Sartori, 1990). La quantité totale d'extension accommodée au sein de la Mer Tyrrhénienne est d'environ ca. 360 km (Faccenna *et al.*, 2001) pour une largeur totale d'environ ca. 570 km.

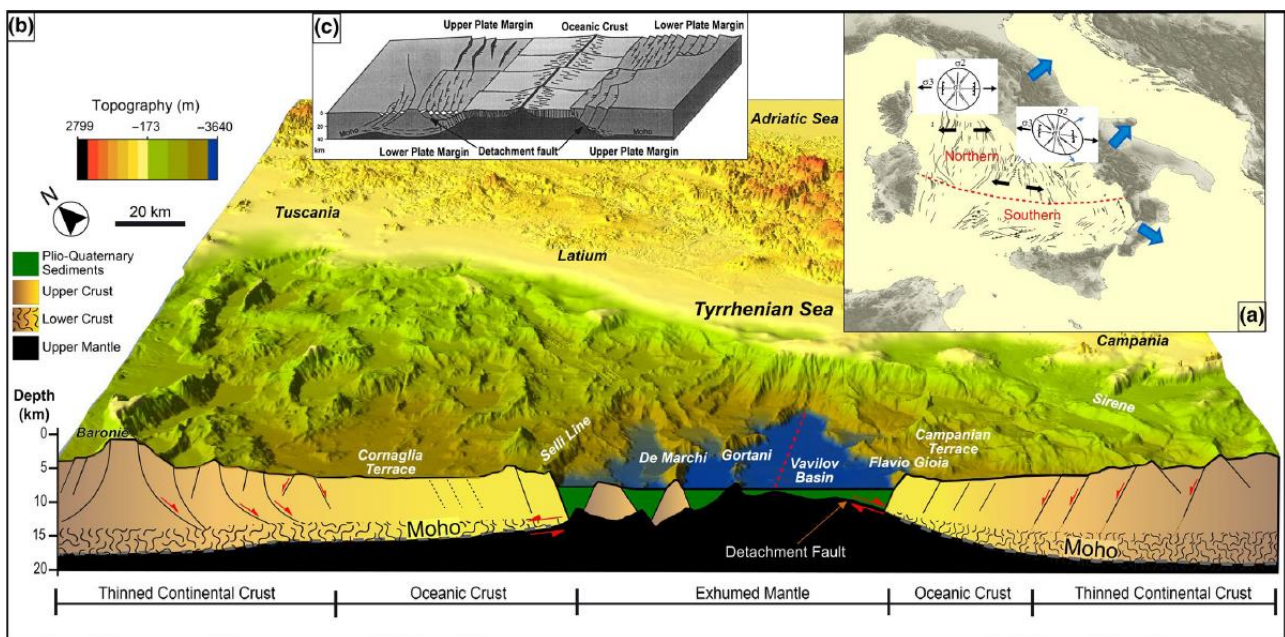


Figure 1.43 : Modèle extensif de la Mer Tyrrhénienne proposé par Loreto *et al.* (2021). (a) Carte schématisant la distribution des failles en Mer Tyrrhénienne. (b) Modèle 3D de la Mer Tyrrhénienne construit à partir de profils sismiques et d'études antérieures. (c) Modèle de faille de détachement en contexte de marge passive, modifié par Loreto *et al.* (2021) d'après Morley (1995).

La province du Basin and Range (Gilbert, 1928) est une zone très étendue depuis le Canada jusqu'au Mexique au sein de la Cordillère Nord-Américaine. L'extension dans le Basin and Range précède de nombreuses phases de convergence et de divergence qui ont façonné la Cordillère et la croûte continentale actuelle. La dernière phase extensive se met en place pendant l'Éocène (*e. g.* Wernicke, 1992). Deux modes d'extension peuvent être distingués : une extension localisée au sein de terrains fortement étirés tels que des *metamorphism core complexes*, puis une déformation extensive accommodée par des failles à forts pendages délimitant des blocs (Parsons, 1995). Au cours



de l'Oligocène, l'extension a lieu le long de failles de détachement à faibles pendages qui se sont peut-être formées en contexte arrière-arc ou intra-arc (*e. g.* Zoback *et al.*, 1981). Au début du Miocène, le second style d'extension commence à être observé au Mexique (*e. g.* Henry and Aranda-Gomez, 1992) tandis que le reste de la province du Basin and Range est encore soumis au premier mode de déformation (*e. g.* Howard and John, 1987 ; Rehrig and Reynolds, 1980). La localisation de l'extension le long de failles à forts pendages se propage à travers l'ensemble du Basin and Range et devient l'unique style de déformation à partir de 10 Ma (*e. g.* Zoback *et al.*, 1981 ; Dickinson, 2002). Ainsi, le Basin and Range acquiert de nombreux horsts et grabens formant des reliefs et des bassins (**Figure 1.44**). Le volcanisme basaltique récent, les flux de chaleur élevés et la sismicité observés dans cette zone sont des témoins de l'extension encore active qui affecte cette croûte continentale épaisse (~ 30-50 km, *e. g.* Hamilton, 1987 ; Jones *et al.*, 1992 ; Parsons, 1995 ; Lerch *et al.*, 2007) sur environ 1000 km de large.

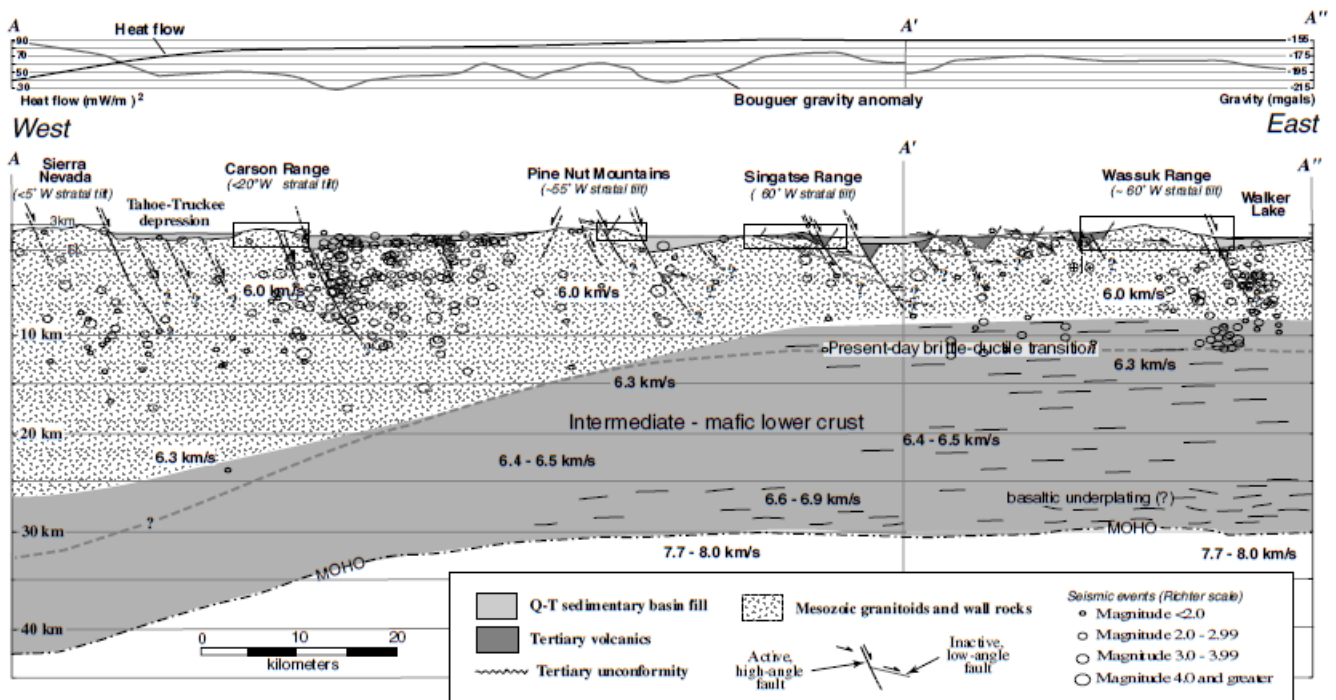


Figure 1.44 : Coupe crustale géologique et géophysique de la partie occidentale de la province du Basin and Range (Surpless *et al.*, 2002).



CHAPITRE 2 : DONNÉES ET MÉTHODOLOGIE

Ce deuxième chapitre détaillera d'une part les différentes données disponibles dans le Domaine Nord Eubée, domaine comprenant le Golfe Nord Eubée, le nord de l'Eubée, le Chenal d'Oreoi et le Bassin de Skopelos et d'une autre part, les méthodes utilisées lors de l'acquisition des données, de leur traitement et lors de l'analyse des profils sismiques. Les analyses tectoniques et sédimentaires de ce domaine ont été réalisées grâce à deux jeux de données de sismique réflexion, le premier acquis lors des campagnes « WATER » 1 et 2 et le second, mis à disposition par Dimitris Sakellariou, Directeur de Recherche à l'Institut d'Océanographie de l'Hellenic Centre for Marine Research. Les données topographiques et bathymétriques de la zone d'étude seront également présentées, ainsi que l'hydrologie, la géologie et la sismicité.

1. Données disponibles

1.1. Données antérieures

1.1.1. Données topographiques et bathymétriques

La topographie est issue d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) réalisé grâce aux données du réseau SRTM30 (Shuttle Radar Topography Mission, résolution horizontale de 90m, Farr *et al.*, 2007), et la bathymétrie a été obtenue à partir des données EMODnet (European Marine Observation and Data network, résolution horizontale de 125 m, EMODnet Bathymetry Consortium (2020) : EMODnet Digital Bathymetry DTM, **Figure 2.1**).

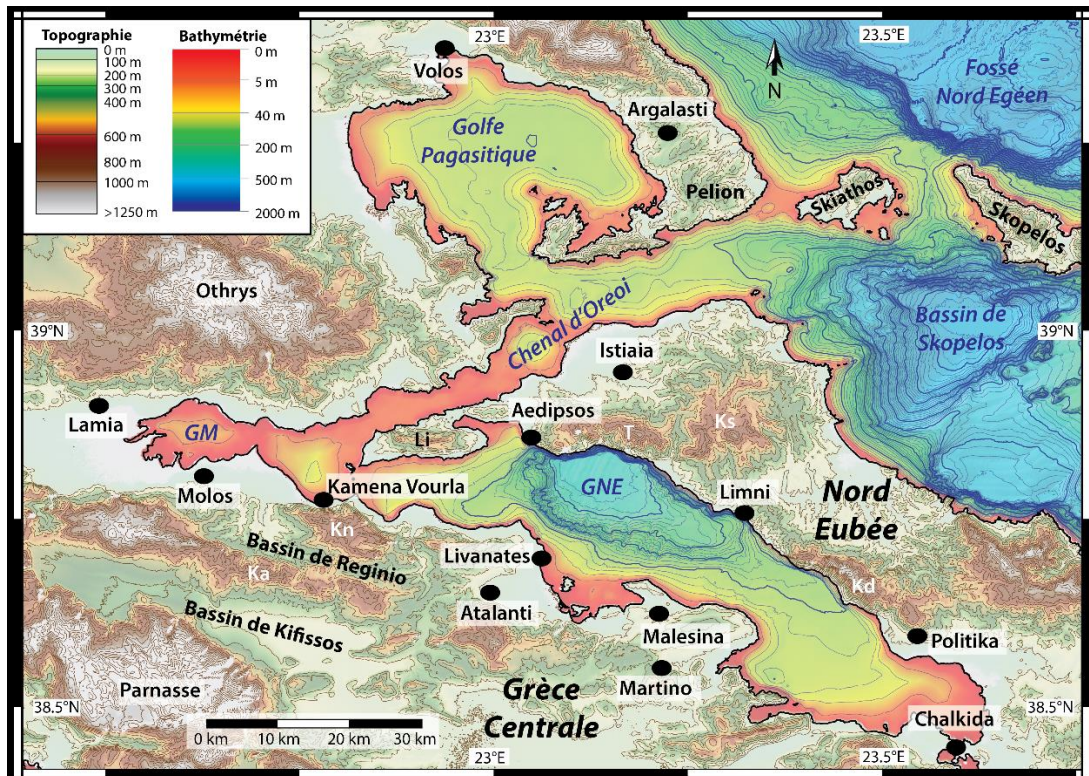


Figure 2.1 : Carte topographique (SRTM30, Farr *et al.*, 2007) et bathymétrique (EMODnet (European Marine Observation and Data network, résolution horizontale de 125m, EMODnet Bathymetry Consortium (2020): EMODnet Digital Bathymetry DTM) de la zone d'étude. L'équidistance des isobathes est de 100 m pour les courbes les plus épaisses et de 20 m pour les courbes intermédiaires. L'équidistance des courbes de niveau à terre est de 100 m. GM : Golfe



CHAPITRE 2

Maliaque ; GNE : Golfe Nord Eubée ; Ka : Kallidromon ; Kd : Kandili ; Kn : Knimis ; Ks : Ksiron ; Li : Péninsule de Lichades ; T : Telethron.

L'ensemble des données topographiques et bathymétriques ont été incorporées dans un projet de cartographie grâce au logiciel gratuit QGIS (version 2.18), qui a notamment permis de calculer les courbes isohypses (équidistances de 20 m et 100 m en mer et de 100 m à terre).

1.1.2. Données hydrologiques et géologiques

À partir des cartes géologiques à l'échelle 1:50 000 autour du Golfe Nord Eubée (Marinos *et al.*, 1957, 1963, 1967 ; Papastamatiou *et al.*, 1960, 1962 ; Maratos *et al.*, 1965, 1967 ; Tataris *et al.*, 1970 ; Katsikatsos *et al.*, 1978, 1980, 1981 ; Parginos *et al.*, 2007), j'ai réalisé la carte géologique simplifiée de la **Figure 2.2** en regroupant les roches en quatre catégories en fonction de leur âge. Les sédiments quaternaires sont en jaune, ceux du Néogène sont cartographiés en orange, les calcaires du Pélagonien datés du Jurassique sont en bleu et les ophiolites sont représentées en vert foncé. Pour des raisons de temps et de pertinence, j'ai choisi de ne pas cartographier les autres sédiments triasiques et crétaqués. J'ai également extrait le réseau hydrographique des cartes géologiques et ajouté les limites des bassins versants à partir d'une des bases de données cartographiques disponibles (Döll *et al.*, 2003).

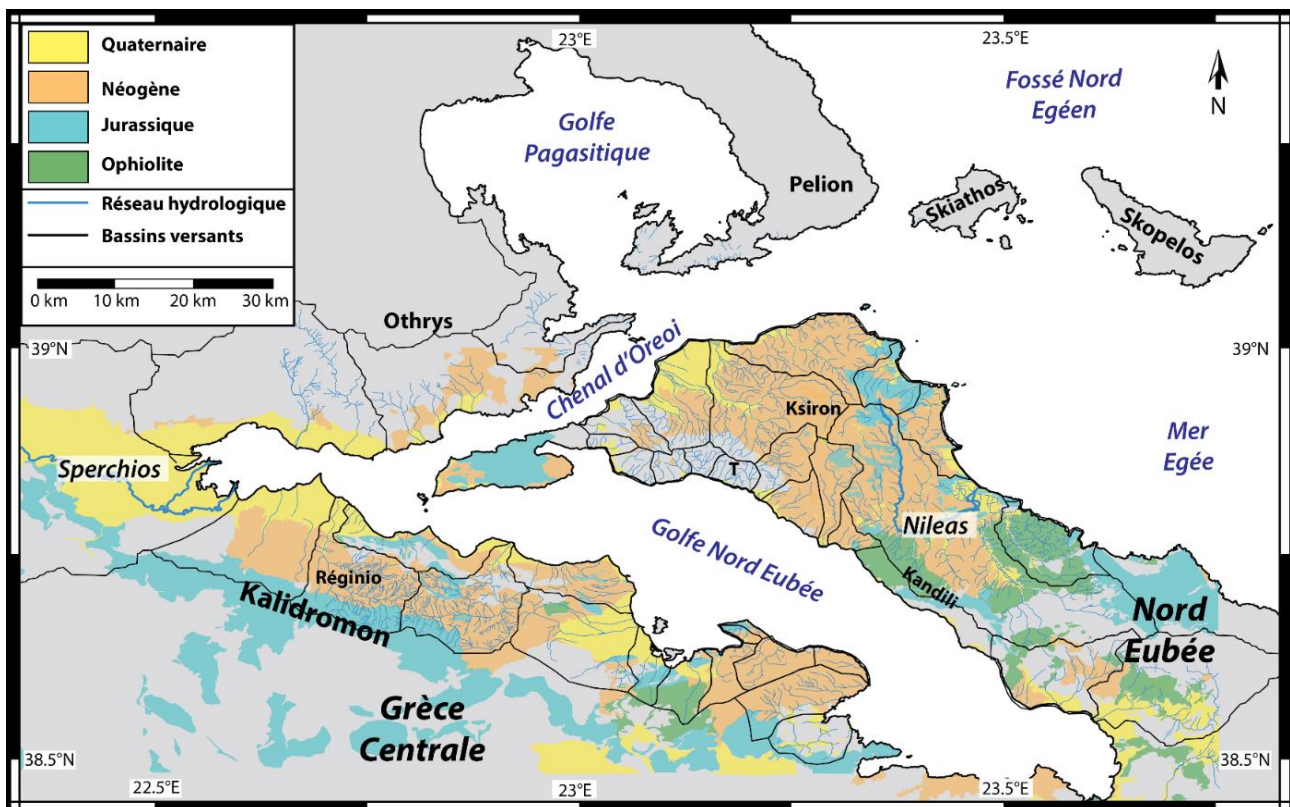


Figure 2.2 : Carte géologique simplifiée et réseau hydrographique du pourtour du Golfe Nord Eubée établie à partir des cartes géologiques au 1:50 000 (Marinos *et al.*, 1957, 1963, 1967 ; Papastamatiou *et al.*, 1960, 1962 ; Maratos *et al.*, 1965, 1967 ; Tataris *et al.*, 1970 ; Katsikatsos *et al.*, 1978, 1980, 1981 ; Parginos *et al.*, 2007). T : Téléthron.

1.1.3. Données sismologiques

Le domaine Nord Eubée est une zone très active du point de vue sismologique, en effet, de nombreux séismes de magnitudes comprises entre 3 et 7 sur l'échelle de Richter ont lieu chaque année. Néanmoins, aucune compilation des séismes n'avait été réalisée dans cette zone, une part de



(Figure 2.4), tandis que les profils Boomer sont localisés dans la baie de Tragana et proche de la ville d'Agios Konstantinos.

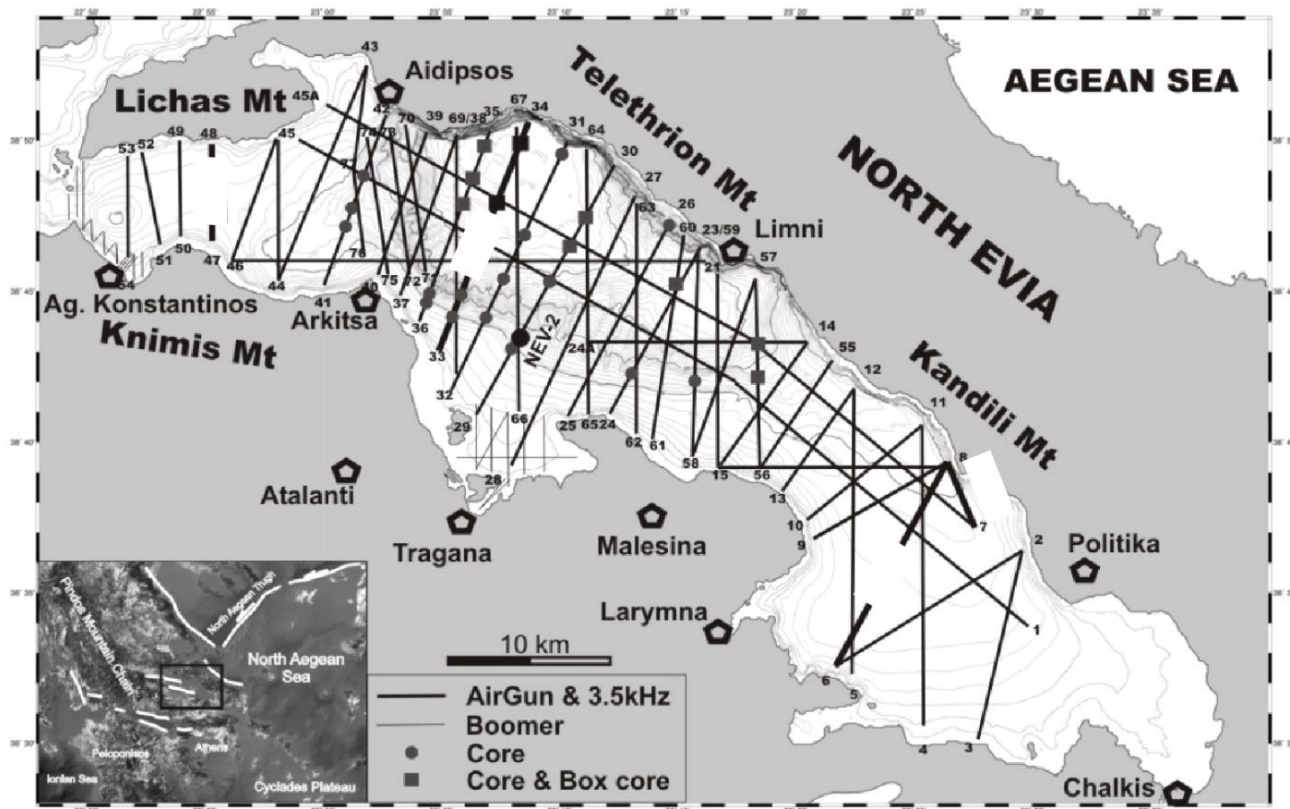


Figure 2.4 : Carte de localisation des profils sismiques Air-gun et Boomer et des carottes réalisées pendant la même campagne (Sakellariou *et al.*, 2007).

Au cours de cette thèse, nous n'avons pas eu accès aux carottes prélevées pendant la campagne sismique, les seules informations utilisables sont donc celles décrites par Sakellariou *et al.* (2007) à propos de l'âge holocène de l'*Upper Sequence* (cf. Chapitre 3). Je me suis focalisé sur les profils Air-gun monotrace, ceux-ci ont une cadence de tir de 2.65 s/tir, ils offrent une bonne pénétration (1,5 seconde TWTT) et une résolution verticale d'environ 6 mètres.

1.2. Nouvelles données

1.2.1 Données sismiques : Campagnes WATER 1 et 2 (Western Aegean Tectonic Evolution and Reactivations)

Afin de mieux contraindre les domaines structuraux et les zones de déformations actives au sein du domaine Nord Eubée, la campagne WATER 1, co-dirigée par F. Chanier et V. Gaullier (LOG – ULille-ULCO-CNRS), réalisée en Juillet/Août 2017 à bord du N/O « Téthys II » avait pour but d'acquérir des profils sismiques de très haute résolution de type Sparker. Ces nouvelles données viennent compléter celles déjà acquises dans le secteur et permettent ainsi d'améliorer la qualité des données, d'avoir un maillage plus fin qu'auparavant et d'imager des zones quasiment vierges de données (*e. g.* le Chenal d'Oreoi, et le Bassin de Skopelos, Figure 2.5).

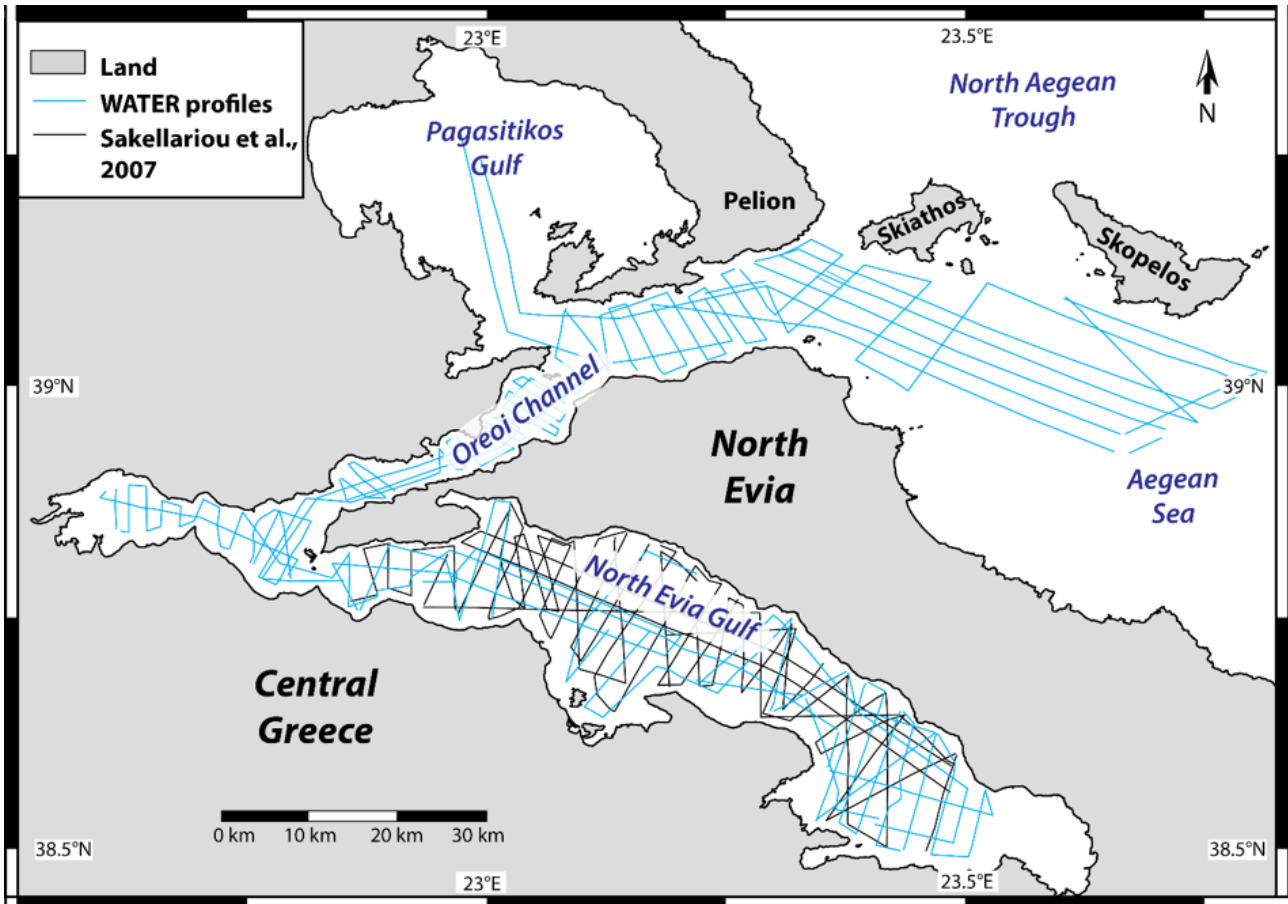


Figure 2.5 : Carte de localisation des profils Sparker de la campagne WATER 1 (en bleu) et des profils Air-gun (en noir, Sakellariou *et al.*, 2007).

La sismique Sparker est particulièrement bien adaptée à l'étude de la déformation récente et active dans des milieux peu profonds, la très haute résolution permettant d'identifier des décalages de quelques mètres. Elle a notamment été utilisée auparavant par l'équipe du projet TREMOR (P.I. V. Gaullier, LOG) pour des études en Manche Orientale où les profondeurs n'excèdent pas 100 m, et à l'Est de la Sardaigne (Projet METYSS, P.I. V. Gaullier, LOG) dans des tranches d'eau variant de 100 m à plus de 800 m. Le dispositif d'acquisition sismique (**Figure 2.6**) est composé :

- D'une génératrice SIG 300 Joules
- De peignes Sparker de 30 et 50 brins,
- D'une flûte SIG monotrace,
- D'un logiciel d'acquisition SonarWiz.

La toute première étape de réglage, consiste à sélectionner la puissance de la génératrice, ainsi que la cadence de tir. Ces deux paramètres varient en fonction de la profondeur d'eau, de la nature des roches sous-jacentes et des objectifs de la mission, la qualité des données dépend donc fortement de ces paramètres. Lorsque l'acquisition est lancée, l'énergie transformée par la génératrice est transmise à l'électrode (le peigne SIG), placée dans l'eau, et celle-ci génère une onde. Cette onde se propage dans l'eau et pénètre dans les roches où les contrastes d'impédance acoustique de part et d'autre d'interfaces génèrent des réflexions (**Figure 2.7**).





Figure 2.6 : Dispositif d'acquisition de type Sparker. A : le peigne, B : la flûte monotrace, C : la génératrice SIG, D : acquisition en cours sur le logiciel SonarWiz, photographie de Jollivet-Castelot (2018).

Celles-ci remontent vers la surface et sont enregistrées par les 12 hydrophones qui composent la flûte sismique monotrace. Le signal est transmis à bord du bateau et converti d'analogique en numérique par le logiciel d'acquisition SonarWiz. Un profil sismique est alors reconstitué à partir du temps d'arrivée des ondes réfléchies au fur et à mesure que le bateau avance.

En raison des variations de profondeurs au sein du Golfe Nord Eubée et du Bassin de Skopelos, la cadence de tir et la puissance ont varié au cours de la campagne. Dans les zones peu profondes (le Chenal d'Oreoi et le Golfe Maliaque), la cadence de tir était de 333 millisecondes avec une énergie comprise entre 100 et 160 Joules et des peignes majoritairement de 30 brins. Dans le Golfe Nord Eubée, où la profondeur atteint environ 440 m, la puissance a été réglée sur 200 J. principalement, et jusqu'à 300 J. pour certains profils. La cadence de tirs a varié de 333 ms à 1000 ms (333, 533, 800, 1000 ms). De telles variations ont également été appliquées dans le Bassin de Skopelos, avec parfois des cadences de tirs de 1600 ms et 2000 ms dans les parties les plus profondes. L'acquisition dans ces deux derniers domaines a principalement été réalisée avec des peignes de 50 brins. L'ensemble des profils a été acquis à une vitesse de 4 nœuds (+/- 1 nœud) avec la flûte et la source situées à 50 m du bateau. Grâce à ce matériel et à ces paramètres d'acquisition, la résolution verticale est comprise entre 1 et 4 mètres et la résolution horizontale est de l'ordre du mètre. La campagne WATER 1 a permis d'acquérir plus de 1300 km de profils sismiques du Bassin de Skopelos au Golfe Nord Eubée en passant par le Chenal d'Oreoi (Figure 2.5).

La campagne WATER 2 était initialement prévue en Juin 2020, mais elle a dû être reportée à Juillet/Août 2021 à cause de la crise sanitaire liée au coronavirus. Accompagnée du même matériel que celui présenté ultérieurement, cette seconde campagne a permis d'acquérir 507 km de profils sismique très haute résolution de type Sparker dans le Golfe Nord Eubée, la zone de Lichades, le Chenal d'Oreoi et les bassins de Skiathos et de Skopelos (**Figure 2.8**).

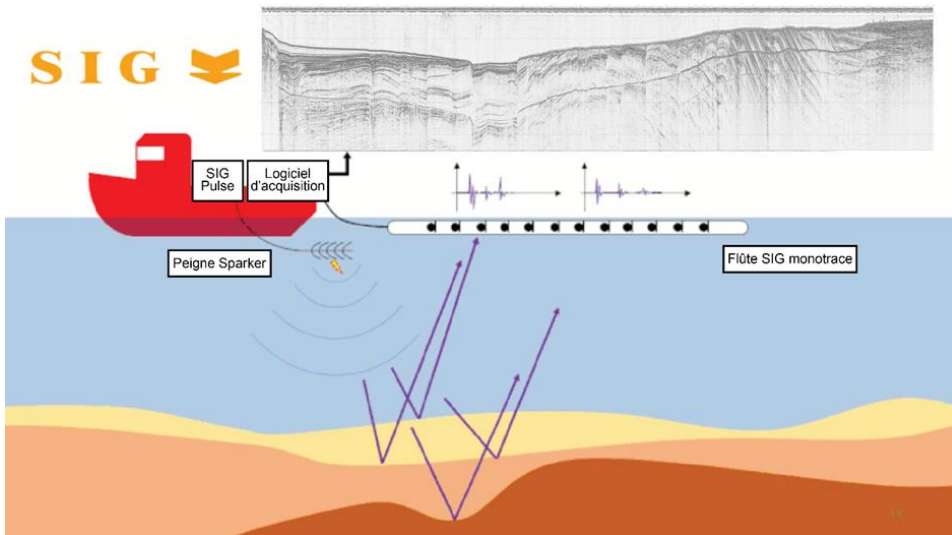


Figure 2.7 : Schéma du principe de la sismique réflexion utilisée lors de la campagne WATER 1. Modifié d'après un schéma explicatif de SIG France.

Ces profils viennent resserrer le maillage des données sismiques, permettant ainsi des meilleures corrélations entre les profils, d'améliorer les cartographies des unités sismiques en réduisant les zones d'interpolations et d'explorer de nouvelles zones (au nord de Skiathos et dans le sud-ouest du Bassin de Skopelos, Figure 2.8) dont l'intérêt a été révélé par la campagne WATER 1. Dans le peu de temps qu'il me restait avant la fin de ma thèse, j'ai utilisé quelques profils clefs pour améliorer les corrélations structurales dans certaines zones.

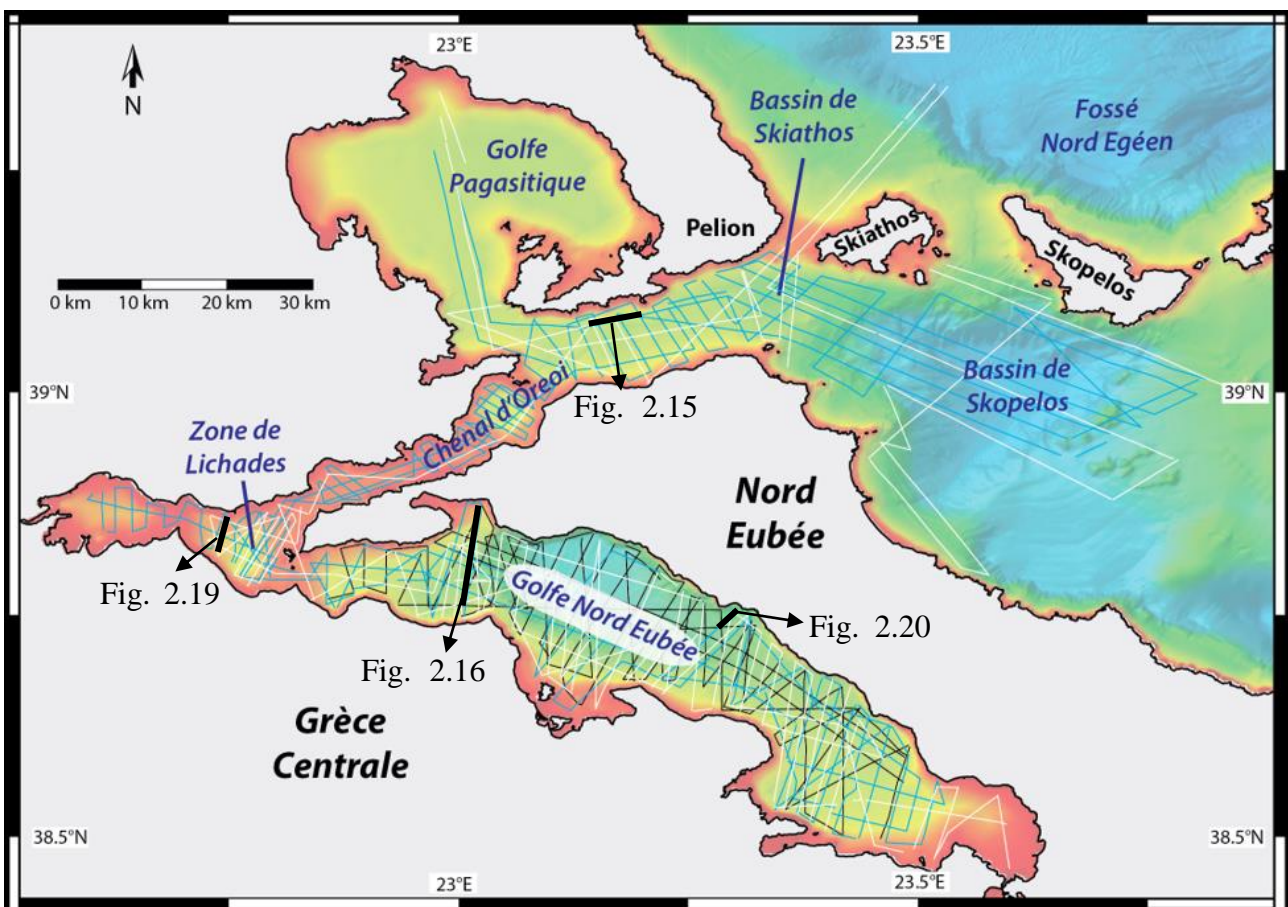


Figure 2.8 : Plan de position des profils sismiques acquis lors des campagnes WATER 1 (en bleu), WATER 2 (en blanc) et des profils antérieurs de D. Sakellariou avec la bathymétrie de la zone d'étude. Les profils des Figures 2.15, 2.16, 2.19 et 2.20 utilisés par la suite sont localisés en trait noir épais.



1.2.2 Données de terrain

L'étude de la déformation récente au sein du domaine Nord Eubée nécessite l'analyse des structures à terre. Pour ce faire, plusieurs sites stratégiques ont été choisis sur l'Île d'Eubée, dans le bassin de Réginio et sur la péninsule de Malésina (**Figure 2.9**). Deux missions de terrain ont eu lieu, l'une de 5 jours du 24/05/2019 au 29/05/2019 et l'autre de 10 jours du 10/09/2019 au 19/09/2019 (Figure 2.9). Les objectifs étaient d'explorer des zones peu documentées aux niveaux sédimentaires et tectoniques dans la partie nord de l'Eubée, et d'explorer les côtes de l'île et du Golfe Nord Eubée. Ces affleurements côtiers sont particulièrement intéressants du point de vue des éventuelles corrélations entre les observations en mer et à terre.

De nombreux affleurements ont été étudiés, plus de 450 mesures structurales ont pu être effectuées, principalement au sein de formations sédimentaires d'âges néogènes d'après les cartes géologiques de l'IGME (Marinos *et al.*, 1957, 1963, 1967 ; Papastamatiou *et al.*, 1960, 1962 ; Maratos *et al.*, 1965, 1967 ; Tataris *et al.*, 1970 ; Katsikatos *et al.*, 1978, 1980, 1981 ; Parginos *et al.*, 2007). Certains contacts tectoniques ou non entre ces sédiments et le socle pélagonien ont pu être observés et un log synthétique du bassin néogène du nord de l'Eubée a été réalisé (Annexe 1).

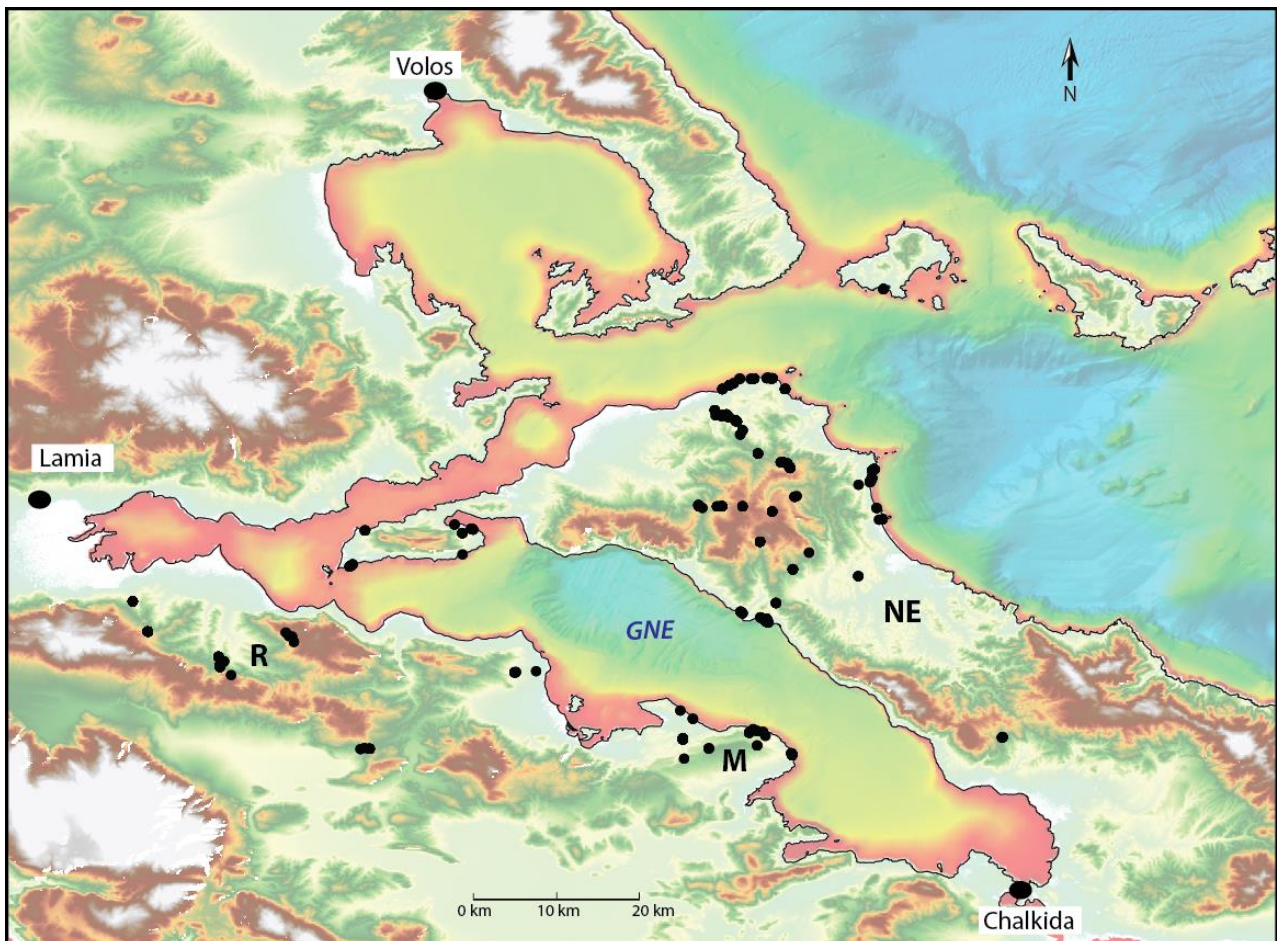


Figure 2.9 : Localisation des affleurements étudiés lors des deux missions de terrain. GNE : Golfe Nord Eubée ; M : péninsule de Malésina ; NE : Nord Eubée ; R : bassin de Réginio.

La **Figure 2.10** illustre plusieurs affleurements importants de par les faciès sédimentaires observés (a et c) mais aussi par les failles majeures rencontrées (b et d). Les données de terrain seront directement intégrées tout au long des discussions structurales et sédimentaires dans les chapitres suivants, permettant une réflexion terre-mer globale sur la zone d'étude.

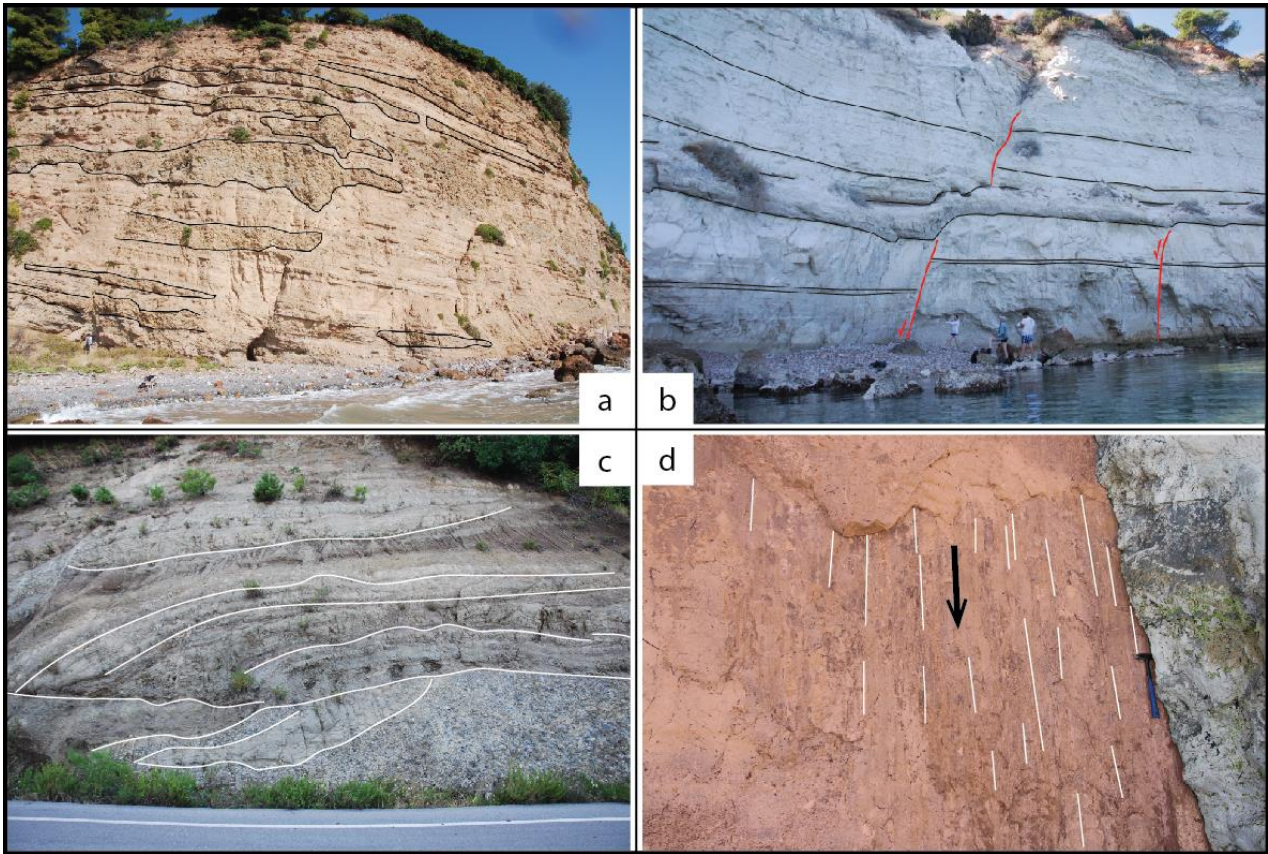


Figure 2.10 : Planche de photos de terrain illustrant les différents faciès et failles étudiés. a) incisions de chenaux conglomératiques, b) failles normales et faciès calcaire lacustre, c) argiles et silts plissés interprétés comme le résultat d'un évènement gravitaire, d) miroir de faille normale à rejet plurimétrique et stries quasi verticales.

2. Méthodologie

2.1. Traitement et visualisation des données

Les données sismiques disponibles sont de type monотреace. Par conséquent, les traitements du signal sont limités. La zone d'étude n'a pas été soumise à d'importants effets de marées (20 à 30 cm de marnage) durant la campagne et l'acquisition s'est déroulée dans des conditions de mer optimales, il n'y a donc pas eu de traitements post-acquisition pour corriger les mouvements de houle et de marée. La visualisation des profils sismiques a d'abord été effectuée sur le logiciel gratuit SeiSee, où plusieurs tests ont été réalisés pour filtrer au mieux les fréquences et éliminer le bruit. Il résulte de ces tests le filtre suivant : $F1 = 50 \text{ Hz}$; $F2 = 100 \text{ Hz}$; $F3 = 500 \text{ Hz}$; $F4 = 1000 \text{ Hz}$ (**Figure 2.11**). L'interprétation des profils sismiques s'est faite dans un premier temps à partir des profils imprimés avec une échelle verticale d'un mètre pour une seconde temps double et une exagération verticale de 4 pour les profils Sparker et de 8 pour les profils Airgun de la campagne de D. Sakellariou. Dans un second temps, le travail d'interprétation a été approfondi grâce au logiciel IHS Kingdom Suite, celui-ci permet de visualiser et d'interpréter des données sismiques géoréférencées au format SEG-Y, et de compiler ainsi plusieurs jeux de données (**Figure 2.12**).

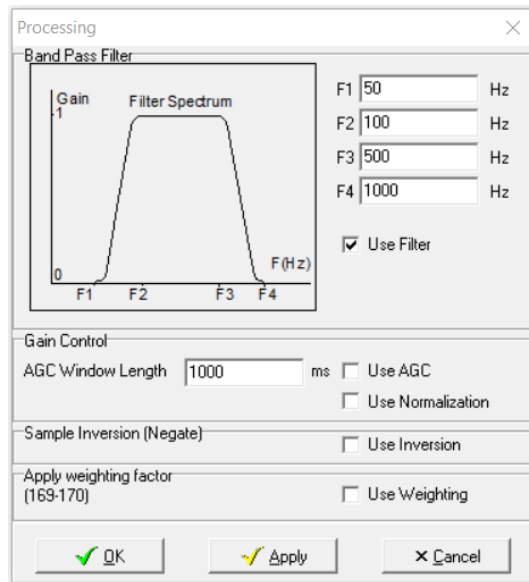


Figure 2.11 : Filtre des fréquences appliqué aux profils sismiques (Logiciel Seissee)

Plusieurs outils de ce logiciel ont permis de pointer les réflecteurs clés, de réaliser des cartes, de calculer des épaisseurs et de quantifier la déformation. Les données sismiques ont été acquises dans le système de coordonnées géodésique WGS84 sous la projection UTM 34N, l'ensemble des travaux a donc été réalisé dans ce système, puis converti en coordonnées géographiques (degrés décimaux) pour une meilleure compréhension.

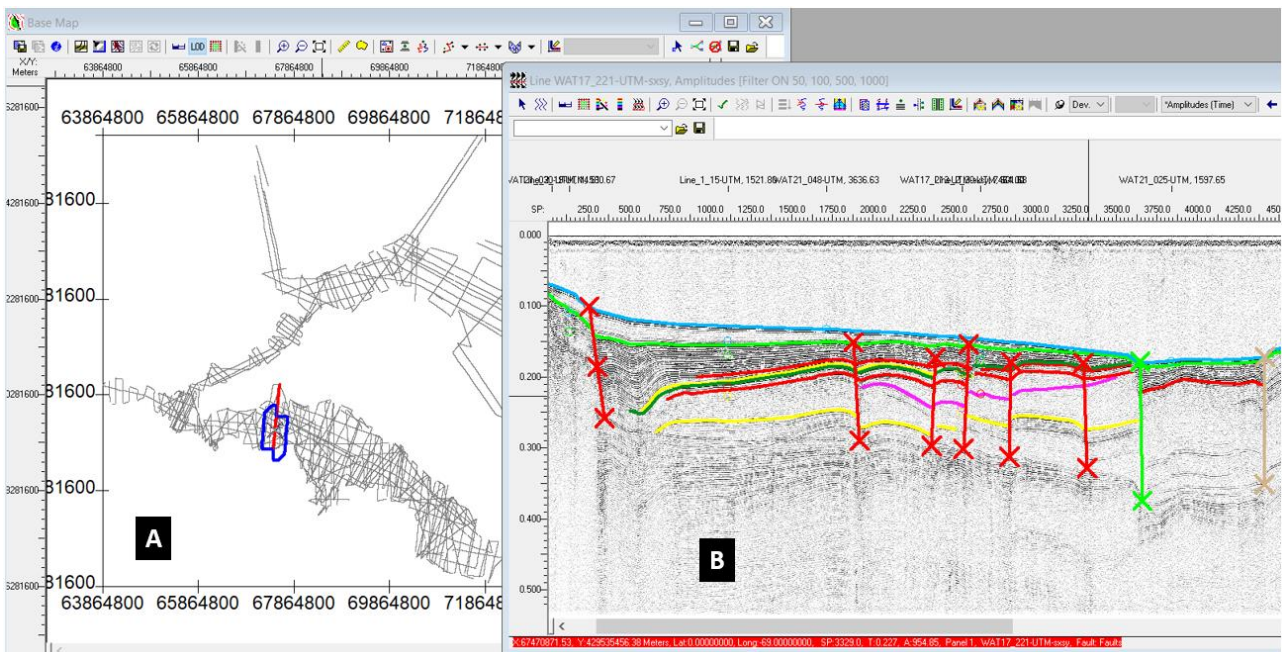


Figure 2.12 : Capture d'écran du logiciel d'interprétation sismique IHS Kingdom Suite. A) Plan de position des profils sismiques des campagnes de D. Sakellariou et WATER ; B) Profil sismique en cours d'interprétation.

2.2. Stratigraphie sismique

2.2.1. Faciès sismiques et terminaisons de réflecteurs

Une grande partie du travail d'interprétation est d'analyser les différents faciès sismiques et leurs variations, ces faciès sont différenciés selon la géométrie des réflecteurs, leur continuité, leur amplitude et leur fréquence. L'interprétation sismique passe aussi par l'analyse des terminaisons des



réflecteurs (*toplap*, *onlap*, *downlap*, troncature d'érosion, **Figure 2.13**) permettant de mettre en évidence des surfaces majeures et des unités sismiques au sein d'une colonne stratigraphique. Tout cela se base sur les principes de la stratigraphie séquentielle (Mitchum *et al.*, 1977 ; Vail *et al.*, 1977 ; Catuneanu *et al.*, 2011).

Chaque faciès observé a été répertorié, 11 faciès ont été identifiés au total, puis l'ensemble a été classé dans le tableau suivant (**Tableau 2.1**).

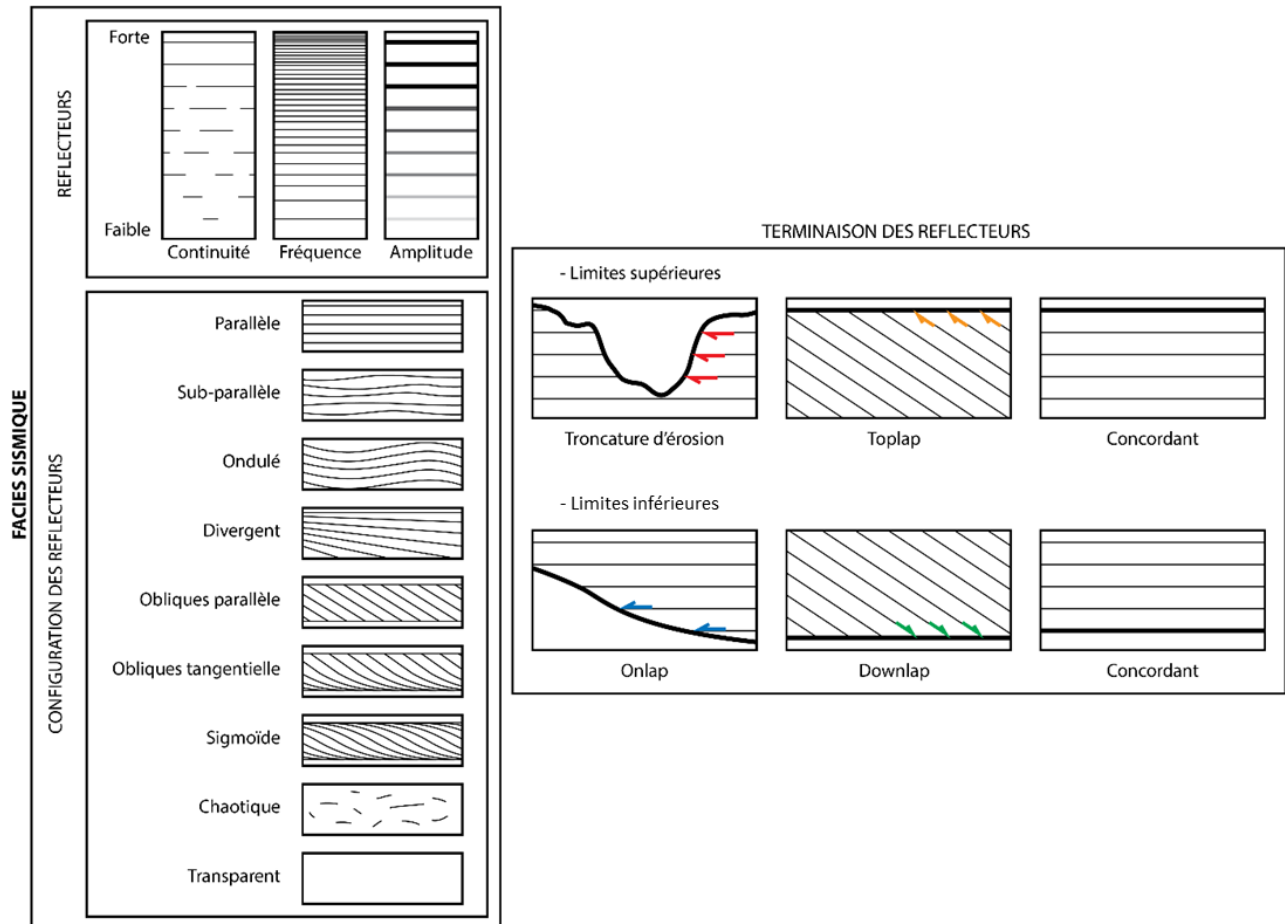


Figure 2.13 : Caractéristiques des faciès acoustiques et des terminaisons de réflecteurs couramment observés en sismique résumés par Jollivet-Castelot (2018) d'après les travaux de Mitchum *et al.* (1977), Vail *et al.* (1977), Catuneanu *et al.* (2011).

Les terminaisons des réflecteurs permettent de distinguer par exemple des troncatures d'érosion ou des discordances et leur analyse met en évidence différentes unités sismiques. Certaines terminaisons couplées à des faciès particuliers peuvent donner des informations à propos de la mise en place des dépôts et du contexte sédimentaire. Les faciès sismiques caractérisés par des réflecteurs obliques présentant des downlaps à la base et des toplaps au sommet peuvent en effet définir des cortèges sédimentaires particuliers. L'étude de ces derniers et de leur organisation fait partie de la stratigraphie séquentielle.

2.2.2. Rappels sur la stratigraphie séquentielle

La stratigraphie séquentielle repose sur l'analyse des relations entre des strates sédimentaires faisant partie d'un cadre chronostratigraphique répétitif et bordées par des surfaces d'érosion, de non-dépôt ou des corrélations conformes (**Figure 2.14**). Les séquences, ou unités, et les strates qui les composent, sont interprétées comme étant formées à la suite des interactions entre les taux de



subsidence et d'apports sédimentaires (*e. g.* Mitchum *et al.*, 1977 ; Vail *et al.*, 1977 ; Wagoner *et al.*, 1987). En effet, comme le montre la Figure 2.14, on distingue trois modes d'empilement de strates différents selon le rapport entre le taux d'apports sédimentaires et l'espace d'accommodation disponible. Les cortèges sédimentaires comportent une zone de rupture de pente appelée *offlap break* (Cramez, 1990). L'évolution de la position de l'*offlap break* de chaque strate rend classiquement compte de l'évolution globale du système sédimentaire entier (Figure 2.14). La succession de modes d'empilement différents met en évidence plusieurs surfaces majeures à l'échelle du bassin sédimentaire. C'est notamment le cas de la surface d'inondation maximale (*Maximum Flooding Surface*, MFS, *e. g.* Galloway, 1989). Celle-ci correspond au passage d'un cortège de rétrogradation à un cortège de progradation. Cette surface sera par la suite utilisée pour délimiter les différentes séquences constituant un système sédimentaire nouvellement mis en évidence au cours de cette thèse (*cf.* chapitre 5, section 1.2).

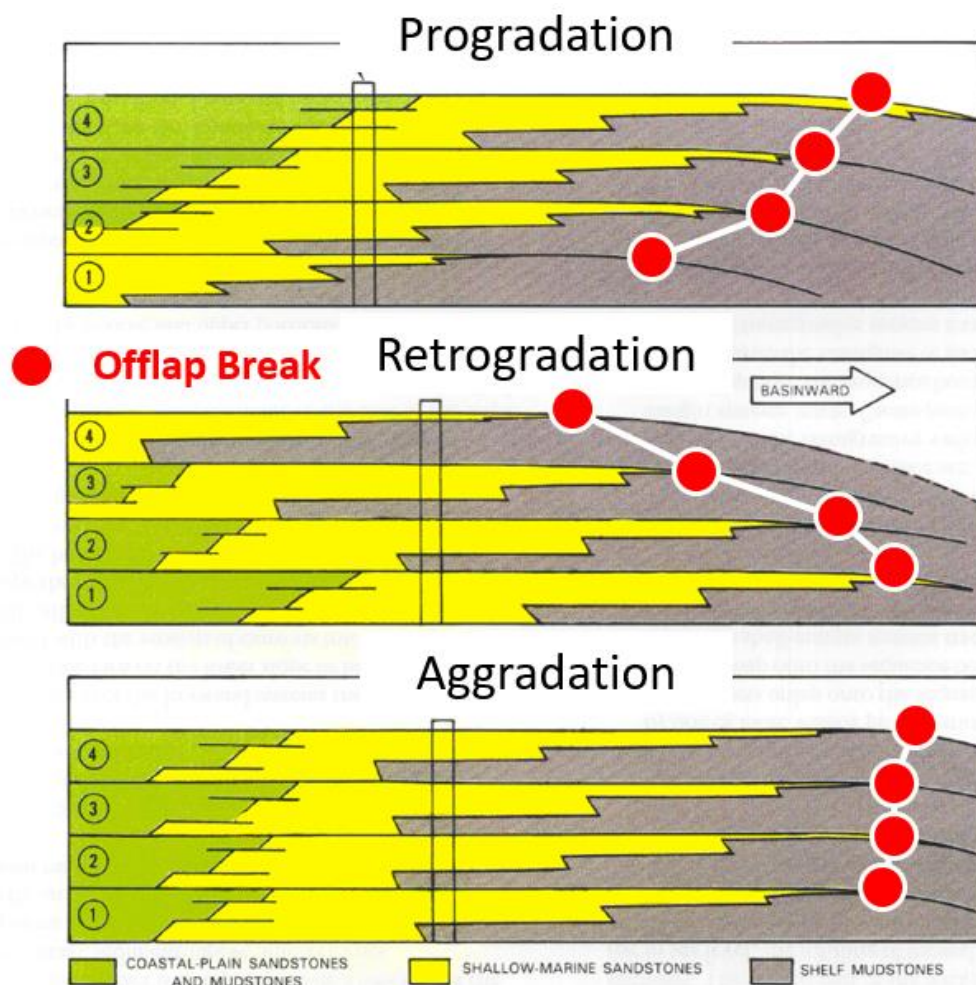


Figure 2.14 : Schéma des trois modes d'empilement de strates qui régissent la stratigraphie séquentielle (modifié d'après Van Wagoner *et al.*, 1987).

Le taux d'apports sédimentaires et la variation de l'espace d'accommodation disponible sont deux paramètres qui varient dans le temps selon les différents paléoclimats, influant sur les apports sédimentaires et les variations du niveau marin, et selon les régimes tectoniques. Ces derniers peuvent influencer sur l'érosion, les trajectoires des cours d'eau, ainsi que sur la forme des bassins sédimentaires et leur subsidence, tout ceci modifiant les apports et l'espace d'accommodation. Dans notre zone

CHAPITRE 2

d'étude, plusieurs géométries particulières de réflecteurs, des cliniformes, ont été observées et interprétées comme des figures de progradation (**Figure 2.15**).

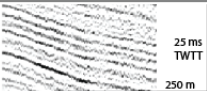
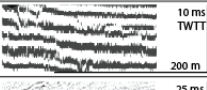
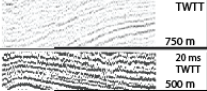
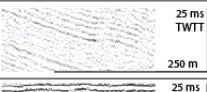
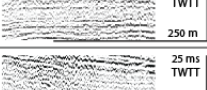

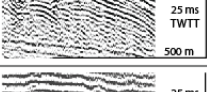
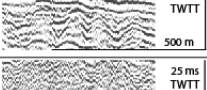

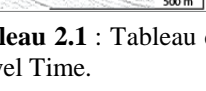
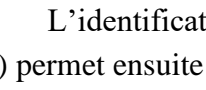
Seismic Facies (SF)	Geometry	Continuity	Frequency	Amplitude
SF1 	Parallel to sub-parallel	Strong	High	Medium
SF2 		Strong	High	Strong
SF3 		Weak to Medium	High	Weak to Medium
SF4 		Medium to strong	High	Strong
SF5 		Weak	High	Weak
SF6 		Medium	Medium	Weak to medium
SF7 a and b 	Parallel (a) / Cliniforms (b)	Medium	High	Weak to strong
SF8 	Chaotic / ondulations	Weak	High	Strong
SF9 	Sub-parallel / ondulations	Medium to strong	High	Weak to strong
SF10 	Chaotic / Hyperboles	Weak	Medium	Strong
SF11 	Parallel / locally inclined	Strong	High	Weak to medium

Tableau 2.1 : Tableau des caractéristiques des faciès sismiques identifiés sur les profils sismiques. TWTT : Two-Way Travel Time.

L'identification et la reconnaissance des faciès sismiques et des unités sismiques (US, UA et UB) permet ensuite de distinguer les décalages par failles, de caractériser leur mouvement, leur sens de pendage et la quantité de rejet (**Figure 2.16**). Des structures plus complexes, telles que des plissements, sont également plus facilement identifiables grâce au travail d'analyse des faciès sismiques.

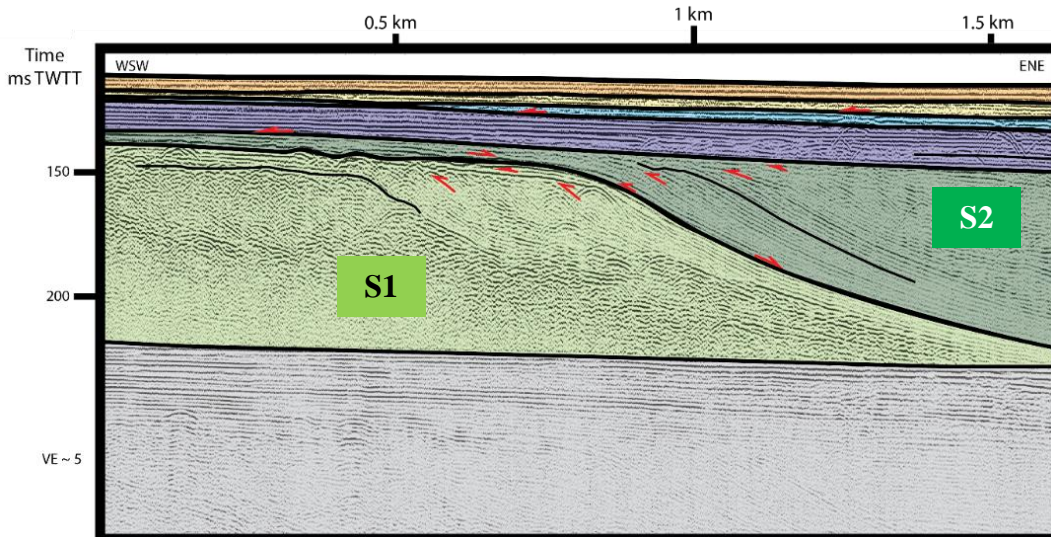


Figure 2.15 : Extrait du profil WAT17_099 montrant plusieurs séquences sédimentaires mises en évidence par les géométries des réflecteurs et leurs terminaisons en *toplaps*, *onlaps* et *downlaps* (flèches en rouge). Localisation sur la Figure 2.8.

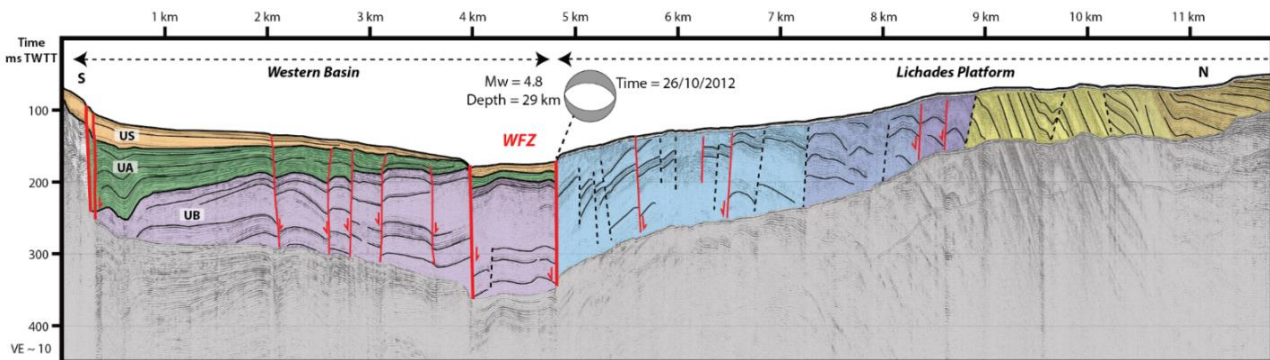


Figure 2.16 : Extrait du profil WAT17_221 montrant les décalages par failles mis en évidence par les corrélations des faciès et des unités sismiques. UA : Unité sismique A, UB : Unité sismique B, US : *Upper Sequence*. Localisation sur la Figure 2.8.

2.3. Méthodologie cartographique

L'analyse de la déformation et des unités sismiques a été simplifiée par l'utilisation d'outils de pointage des failles et des horizons sismiques disponibles sur le logiciel IHS Kingdom Suite. Un autre des nombreux outils de ce logiciel a été grandement utilisé afin de calculer les épaisseurs des unités sismiques, il s'agit de l'outil « *Maths on two maps* » qui permet de réaliser diverses opérations de calculs entre des horizons ou des cartes. Pour plus de précision, les calculs ont été effectués entre les horizons pointés au préalable, puis des cartes ont été générées à partir des horizons calculés et de l'outil « *Create grid* » (**Figure 2.17**). Cette étape a requis plusieurs tests afin de déterminer la meilleure méthode d'interpolation. Les cartes d'épaisseurs et les courbes isopaques ont ensuite été exportées sur le logiciel QGIS afin de les intégrer aux autres données (topographie, bathymétrie, réseau hydrographique, etc) au sein d'un même projet cartographique (**Figure 2.18**). Les épaisseurs ont été calculées à partir des profondeurs en millisecondes temps-double.

CHAPITRE 2

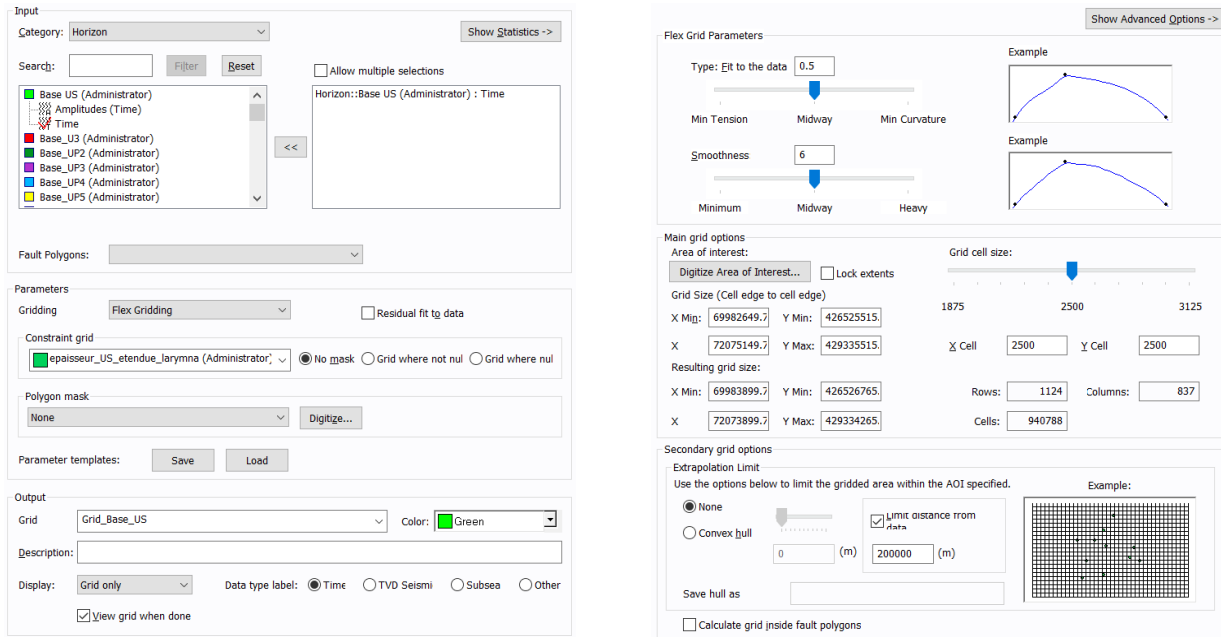


Figure 2.17 : Menu de l’outil « Create Grid » et paramètres de création de cartes et d’interpolations du logiciel IHS Kingdom Suite.

Les cartes exportées de cette manière sont très volumineuses, leur manipulation est alors délicate et chronophage. Pour y remédier, j’ai redessiné les courbes isopaques sous le format « *shapefile* » et je les ai exportées sur Adobe Illustrator sous le format « *dxf* ». Cette dernière étape permet de manipuler des données beaucoup plus légères, d’améliorer le rendu graphique des objets et une confection et une gestion des figures plus souples. De manière générale, le traitement des données sur QGIS et l’export au format « *dxf* » sur Adobe Illustrator ont permis d’améliorer considérablement la compilation de tout type de données en conservant leur géoréférencement.

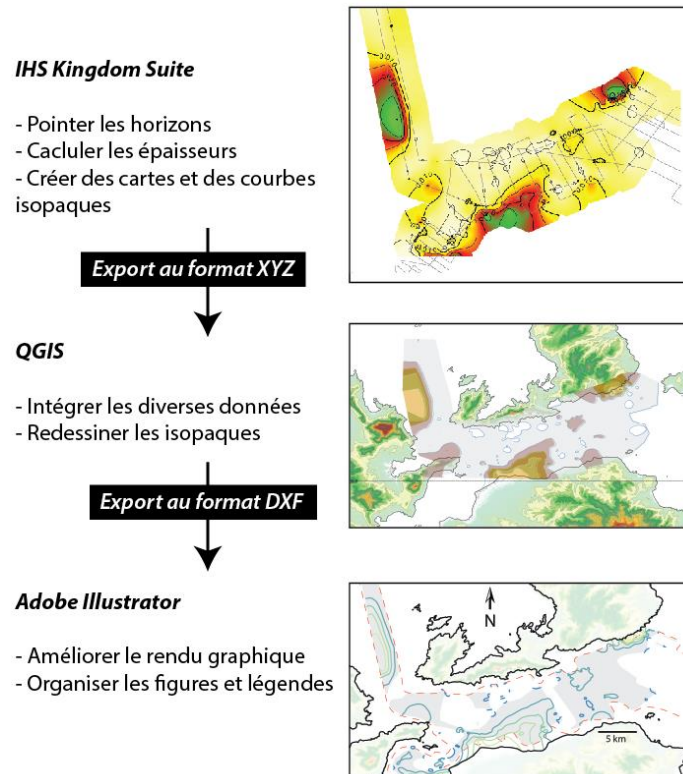


Figure 2.18 : Processus d’analyse et de traitements des données cartographiques issues des profils sismiques.



2.4. Identification et quantification de la déformation

La majeure partie des travaux réalisés au cours de cette thèse a concerné l'analyse de la déformation sur l'ensemble de la zone d'étude. Premièrement, les différentes structures identifiées (failles, plis synclinaux et anticlinaux) ont été cartographiées. La localisation des failles a été déterminée par la position du décalage le moins profond, donc le plus récent. Les plis ont été caractérisés par leur axe. Deuxièmement, la direction d'inclinaison de la faille indique sa direction de pendage dans le plan du profil sismique, on parle alors de pendage apparent. Cette analyse s'avère plus difficile lorsque la faille paraît verticale ou sub-verticale, il est alors nécessaire de réduire l'exagération verticale pour vérifier le pendage.

L'interprétation des faciès sismiques et des unités sismiques permet de corréler les réflecteurs entre eux de part et d'autre des failles, les décalages sont alors mesurés afin de quantifier le rejet des failles. Celui-ci peut varier le long d'une même faille, pouvant indiquer des périodes d'activité différentes au fur et à mesure du dépôt des sédiments. Dans ces cas-là, c'est le rejet maximal mesuré qui a été retenu. Néanmoins, les rejets ont été mesurés en millisecondes temps-double, il faut donc convertir ces mesures en mètres grâce aux vitesses de propagation des ondes dans l'eau et dans les sédiments. Ce point est discuté dans la section 2.5.3 de ce chapitre. Un des points névralgiques de l'analyse de la déformation consiste à pouvoir déterminer son âge. Ne disposant pas de données de datations en profondeur, seules trois catégories d'âges ont été déterminées :

- La déformation affectant la bathymétrie, considérée comme récente voire active,
- La déformation n'affectant pas la bathymétrie mais déformant l'*Upper Sequence* qui est une unité sismique identifiée par des études antérieures et considérée d'âge holocène (Van Andel and Perissoratis, 2006 ; Sakellariou *et al.*, 2007),
- La déformation antérieure à cette *Upper Sequence*.

À partir de l'analyse de toutes les failles identifiées sur les profils sismiques WATER et ceux de D. Sakellariou, de nombreuses corrélations ont pu être établies afin de cartographier les failles caractérisant la déformation dans le rift Sperchios-Golfe Nord Eubée, dans le Chenal d'Oreoi et dans le Bassin de Skopelos. Cette partie sera présentée dans les chapitres 4 et 5.

2.5. Biais dans le travail d'interprétation

2.5.1. La couverture sismique

Les faciès et les unités sismiques identifiés ont été corrélés au maximum de ce qu'il a été possible de faire sur l'ensemble des données, notamment dans le Golfe Nord Eubée (GNE) où la couverture sismique est relativement bonne avec un espacement entre les profils variant de quelques hectomètres à 3,5 km. Malgré ce bon maillage du GNE, la structure interne du rift et sa faible largeur ne permettent pas de corréler toutes les unités sismiques, particulièrement entre la zone de Lichades et le Bassin Occidental, où des coulées volcaniques masquent complètement le signal acoustique sous-jacent. La zone d'étude comporte également de nombreux seuils bathymétriques ne permettant de corréler que les unités sismiques les plus récentes. Enfin le Bassin de Skopelos a été exploré par des profils sismiques majoritairement orientés NW-SE, ne permettant pas une corrélation optimale de toutes les structures observées. La campagne à la mer WATER 2, réalisée du 27 Juillet au 5 Août



2021 sur le N/O « Téthys II », a permis d’acquérir de nouveaux profils améliorant le maillage et les corrélations des failles dans les zones fortement fracturées. Néanmoins, des doutes subsistent le long de certaines zones de failles.

2.5.2. La pénétration de la sismique très haute résolution

La sismique très haute résolution de type Sparker repose sur l’émission d’un signal peu puissant et de haute fréquence (4000 Hz) qui s’atténue rapidement en profondeur. Ainsi, cette technique permet d’analyser les réflecteurs très précisément mais ne pénètre pas beaucoup en profondeur. La pénétration est aussi fonction du temps d’écoute paramétré lors de l’acquisition des données. Sur les deux campagnes WATER, les temps d’écoute ont été choisis de manière à correspondre à la cadence de tir. Par exemple, pour un profil acquis avec une cadence de tir de 533 ms entre chaque tir, le temps d’écoute est de 533 ms. L’autre facteur, commun à tous les types de sismique réflexion, est l’apparition rapide des premiers multiples dans des zones peu profondes, comme le Golfe Maliaque ou le Chenal d’Oreoi, où la tranche d’eau n’excède pas les 80 mètres. Les profils sismiques sont alors majoritairement masqués par les répétitions du fond marin et des réflecteurs sous-jacents (**Figure 2.19**), ne permettant d’interpréter que les unités sismiques les plus récentes comme l’*Upper Sequence*. Dans les parties plus profondes comme dans le Golfe Nord Eubée (profondeur max de 440 m) ou dans le Bassin de Skopelos (profondeur max de 1050 m), le multiple n’est plus un problème étant donné qu’il arrive tardivement et que les longueurs d’écoute sont entre 533 ms et 1s.

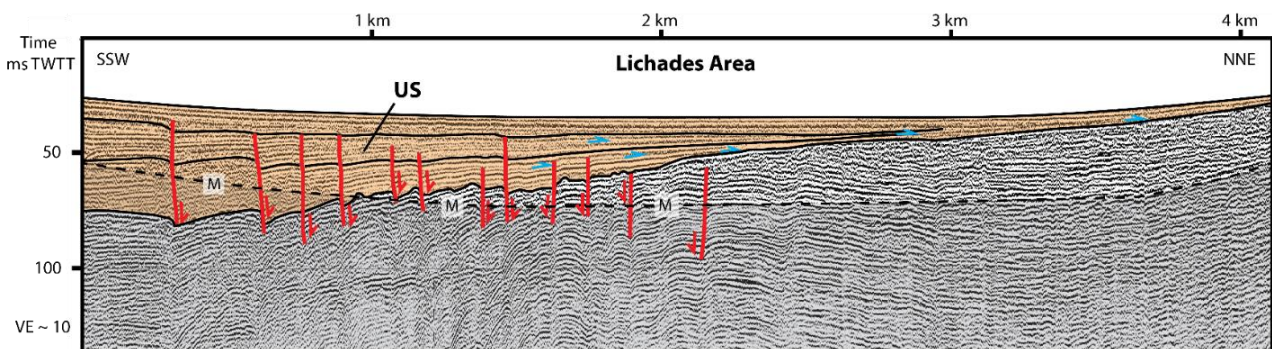


Figure 2.19 : Profil WAT17_149 illustrant l’arrivée rapide du multiple en zones peu profondes. M : premier Multiple du fond de l’eau, US : Upper Sequence. Localisation sur la Figure 2.8.

Le paramètre limitant l’observation des réflecteurs en profondeur est la cadence de tirs paramétrée au moment de l’acquisition des données. En effet, les ondes réfléchies arrivant avec un temps d’arrivée supérieur à la cadence de tirs ne sont pas enregistrées correctement à la suite des précédentes. Cependant, elles apparaissent en tant qu’artefacts au début de l’enregistrement des réflexions induites par le tir suivant, « en avance » par rapport aux premières réflexions du fond marin (**Figure 2.20**). La faible puissance du signal envoyé par le Sparker est également un frein à l’interprétation en milieux profonds, réduisant l’amplitude des réflecteurs.

2.5.3. Conversion temps double – profondeur

L’échelle verticale des données sismiques est exprimée en temps double, il est donc nécessaire de convertir les valeurs en mètres afin de déterminer les profondeurs, les épaisseurs ou les rejets des failles. Cette conversion prend d’abord en compte la vitesse de propagation des ondes acoustiques dans l’eau qui est de 1500 m.s^{-1} (cette valeur peut légèrement varier en fonction de la salinité de l’eau)



CHAPITRE 2

puis une certaine vitesse de propagation des ondes dans le sous-sol géologique. Cette dernière est fortement dépendante de la nature des roches composant le remplissage sédimentaire du rift et son socle. Des études mettent en évidence des vitesses de 1550 à 3000 m.s⁻¹ dans des sédiments silicoclastiques faiblement compactés et de 3000 à 6000 m.s⁻¹ pour des argiles, des grès et des carbonates (Press, 1966 ; Mavko *et al.*, 1998 ; Stewart, 2011). Compte tenu du jeune âge du rift (Pliocène-Quaternaire), des faibles profondeurs investiguées par la sismique et des études précédentes (*e. g.* Van Andel and Perissoratis, 2006), une vitesse de 1600 m.s⁻¹ a été choisie. N'ayant pas de valeurs de vitesses plus précises, les valeurs de profondeurs, d'épaisseurs et de rejets verticaux des failles converties seront uniquement considérées comme ordres de grandeur par la suite. La pénétration des profils sismiques Sparker est, ici, directement dépendante de la cadence de tir choisie, qui est elle-même dépendante de la bathymétrie. Ainsi, dans la zone la plus profonde, le Bassin de Skopelos, la cadence de tir a été paramétrée à 2 secondes, la pénétration maximale est d'environ 300 m en considérant une vitesse de 1500 m.s⁻¹ dans l'eau et de 1600 m.s⁻¹ dans les sédiments.

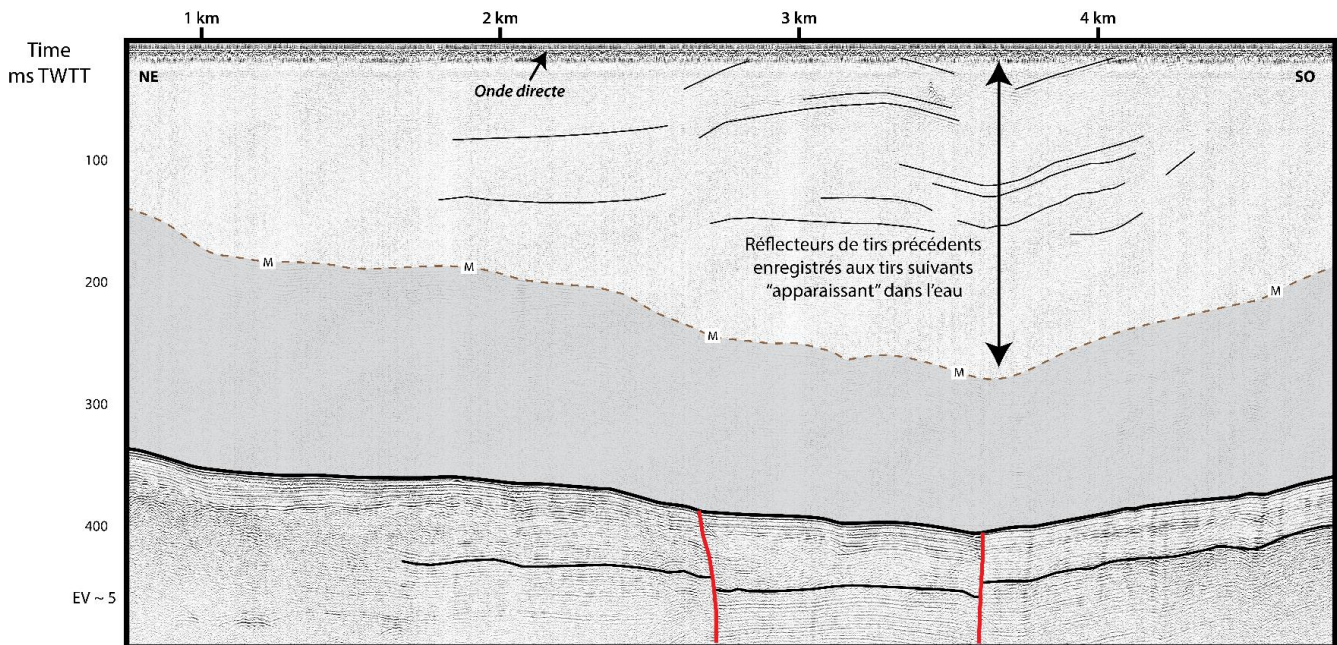


Figure 2.20 : Extrait du profil WAT17_204 où des réflecteurs dans l'eau ont été interprétés comme étant des réflexions du tir précédent enregistrées lors du tir suivant. Localisation sur la Figure 2.8.

CHAPITRE 3 : ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE DES DÉPÔTS HOLOCÈNES : L'UPPER SEQUENCE

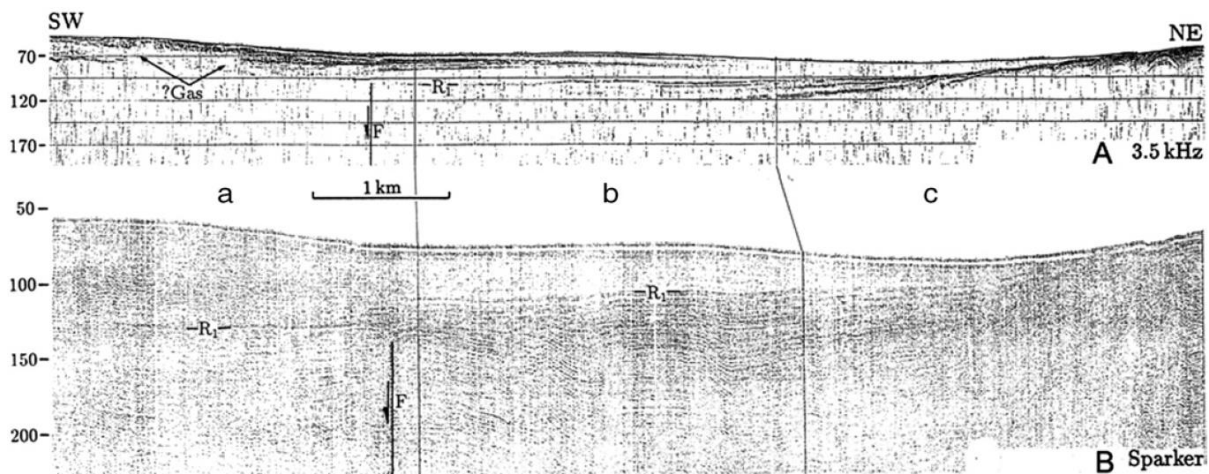
Introduction

Ce troisième chapitre présente l'étude des différents faciès sismiques et des unités sismiques, identifiées à partir des discontinuités et des terminaisons des réflecteurs, notamment en se focalisant sur l'*Upper Sequence*. Cette approche a pour but de caractériser les dépôts sédimentaires superficiels (les sédiments holocènes par exemple, **Figure 3.1**) dans le Golfe Nord Eubée, ainsi que le long du Chenal d'Oreoi jusqu'au Bassin de Skiathos. Ce travail a permis d'une part, d'améliorer considérablement la cartographie de l'*Upper Sequence* (US) définie par Van Andel and Perissoratis (2006) et Sakellariou *et al.* (2007), et d'autre part, d'apporter des éléments de réflexion sur la datation relative des déformations présentées dans les Chapitre 4 et 5.

1. La couverture holocène du domaine d'étude : l'*Upper Sequence*

1.1. Définition de l'*Upper Sequence*

L'*Upper Sequence* a été définie dans le Golfe Nord Eubée à partir de données sismiques (Sakellariou *et al.*, 2007). Elle avait initialement été identifiée, caractérisée et nommée « *Upper unit* » par Van Andel and Perissoratis (2006) sur la base de données plus anciennes. À l'aide de profils sismiques mono-trace de type Airgun (10 in^3 , Sakellariou *et al.*, 2007), Sparker (500-1000 Joules, Van Andel and Perissoratis, 2006) de haute résolution et de profils ORE 3.5 kHz, ces auteurs ont mis en évidence une surface d'érosion sur laquelle se déposent en discordance des réflecteurs de faibles et fortes amplitudes (Figure 3.1). De plus, étant l'unité la plus superficielle, l'*Upper Unit* a d'abord été considérée comme résultant de la transgression post-glaciaire de l'Holocène (**Figure 3.2**). Des carottages effectués sur la plate-forme et dans le bassin profond ont permis de confirmer l'âge holocène de cette unité sismique, ainsi que l'affinité marine de ses sédiments (Sakellariou *et al.*, 2007), témoignant de l'ennoisement du Golfe Nord Eubée après un environnement lacustre mis en place pendant le dernier épisode glaciaire (**Figure 3.3**, Sakellariou and Galanidou, 2016).



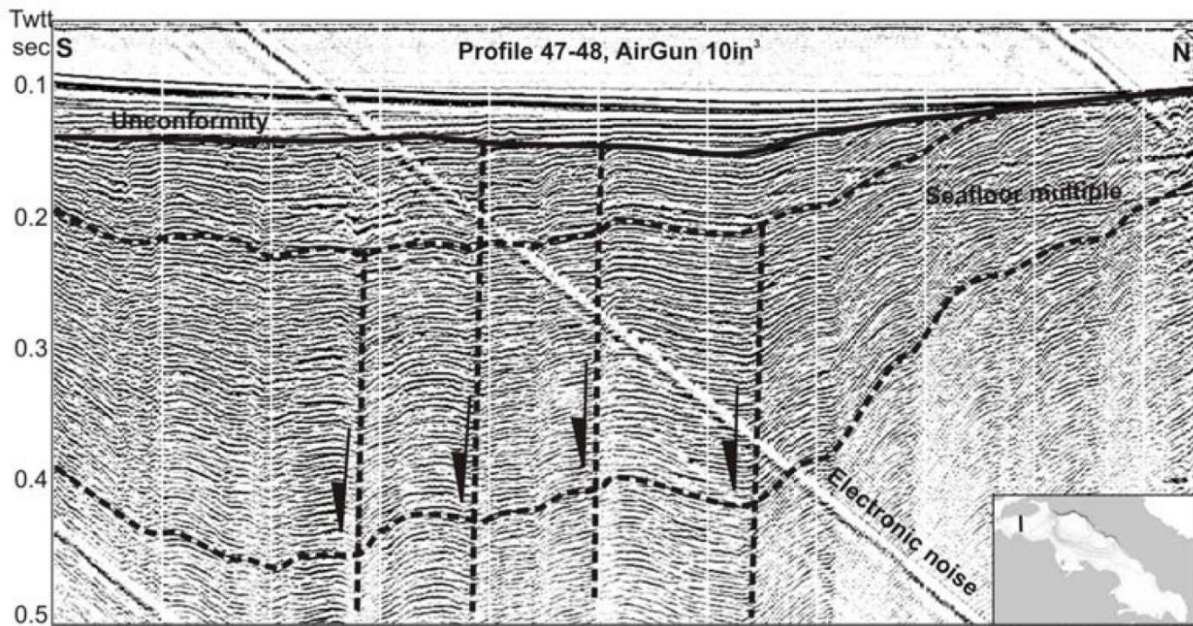


Figure 3.1 : Profils sismiques 3.5 kHz et Sparker (haut), et Airgun (bas) illustrant la discordance à la base de l'Upper Sequence (« R1 » et « Unconformity ») et les réflecteurs qui la composent (Van Andel and Perissoratis, 2006 ; Sakellariou *et al.*, 2007).

Le dernier épisode glaciaire correspond à la dernière glaciation datée d'environ 120 000 ans BP à 15 000 ans BP, période pendant laquelle le niveau marin dans le Golfe d'Eubée a baissé d'au moins 90 mètres relativement au niveau actuel (Van Andel and Perissoratis, 2006 ; Sakellariou *et al.*, 2007). La fin de cette glaciation, le Dernier Maximum Glaciaire, marque la transition entre le Pléistocène et l'Holocène (Figure 3.2).

La compilation des données de rapports isotopiques de l'oxygène et les datations des terrasses de récifs coralliens permettent de reconstituer l'évolution du niveau marin avec une résolution de l'ordre du millénaire. C'est notamment le cas au sein de la Mer Rouge où les travaux de Siddall *et al.* (2003) ont permis d'établir une courbe d'évolution du niveau marin pendant les derniers 130 000 ans qui, selon eux, peut servir de référence mondiale pour cette période (courbes noires, Figure 3.2).

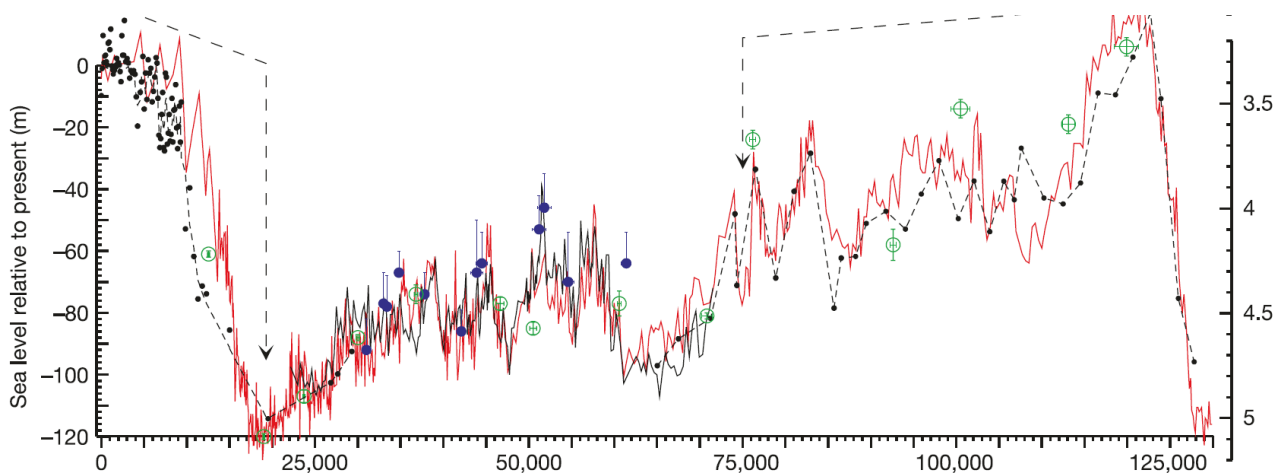


Figure 3.2 : Comparaisons des reconstructions des variations du niveau marin de la Mer Rouge avec d'autres estimations du niveau marin entre 0 et 130 ka BP à partir des enregistrements de haute et basse résolutions de la carotte KL11 (en noir, Siddall *et al.*, 2003) et de l'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ benthique de la carotte MD952042 (en rouge, Shackleton *et al.*, 2000). L'axe des ordonnées de droite correspond aux valeurs du $\delta^{18}\text{O}$.

Alors que la remontée du niveau marin est très rapide pendant la période post-glaciaire (environ + 100 m en 6 000 ans), la baisse quant à elle se fait graduellement en période glaciaire et elle est ponctuée par plusieurs épisodes de remontées de quelques dizaines de mètres. Lors de la baisse de 120 m du niveau marin en Mer Égée pendant le dernier épisode glaciaire, une grande partie du domaine d'étude a été émergée. Le fleuve Sperchios s'écoulait très probablement vers la Mer Égée en empruntant le chenal d'Oreoi alors émergée (Figures 3.3 et 3.4). Les bassins du Golfe Nord Eubée, coupés de toute connexion avec la Mer Égée, ont alors développé une sédimentation lacustre (Van Andel and Perissoratis, 2006 ; Sakellariou *et al.*, 2007 ; Sakellariou and Galanidou, 2016).

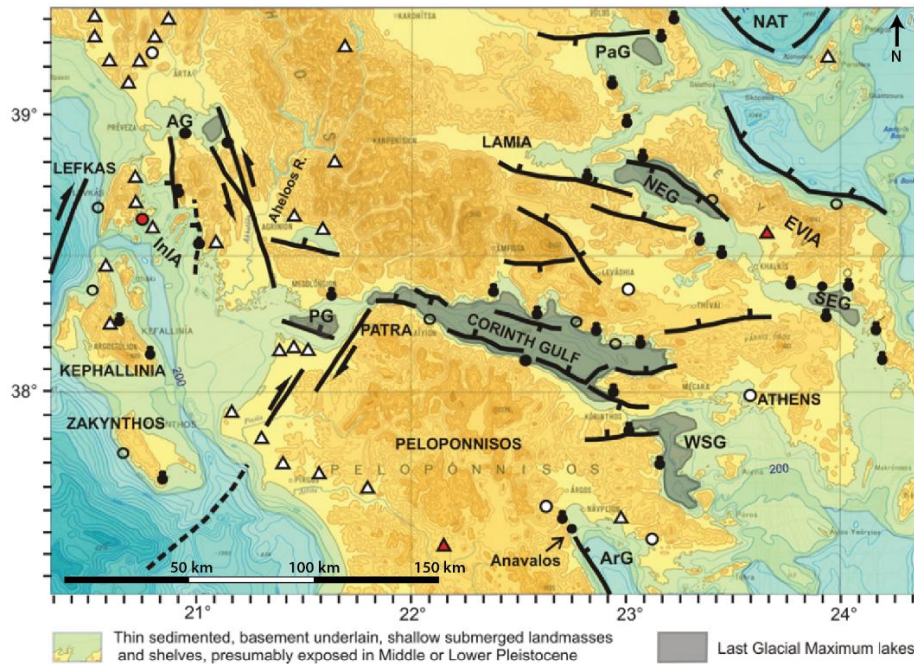


Figure 3.3 : Bathymétrie et topographie de la Grèce Centrale (IOC 1981) avec les failles majeures, la localisation des sites paléolithiques et des sources karstiques sous-marines et côtières (Sakellariou and Galanidou, 2016). Les zones grises sont les domaines lacustres attribués au Dernier Maximum Glaciaire (DMG). AG : Amvrakikos Gulf, ArG : Argolikos Gulf, InIA : Inner Ionian Archipelago, NAT : North Aegean Trough, NEG : North Evia Gulf, PaG : Pagasitikos Gulf, PG : Patras Gulf, SEG : South Evia Gulf, WSG : West Saronic Gulf.

1.2. Caractérisation sismique de l'Upper Sequence à partir des données de la campagne WATER 1

L'acquisition de nouveaux profils sismiques de type Sparker (50-300 Joules) de très haute résolution lors de la campagne WATER 1 (Figure 3.4) permet de meilleures représentations et interprétations des couches superficielles telles que l'Upper Sequence. À partir des critères de reconnaissance préalablement évoqués dans le chapitre 2 et des données mises à disposition par Dimitris Sakellariou, l'Upper Sequence, ainsi que deux autres unités sismiques (UA et UB), ont pu être reconnues sur l'ensemble du domaine d'étude (Tableau 3.1). La plus ancienne des unités sismiques, l'UB est caractérisée par quatre faciès sismiques différents dont le point commun est la faible amplitude des réflecteurs. L'unité A est constituée de trois faciès sismiques dont les réflecteurs ont des fortes amplitudes et montrent des fréquences élevées. Enfin, l'Upper Sequence comporte deux faciès sismiques principaux dont les réflecteurs de moyennes et faibles amplitudes contrastent avec ceux de l'unité A (Tableau 3.1).

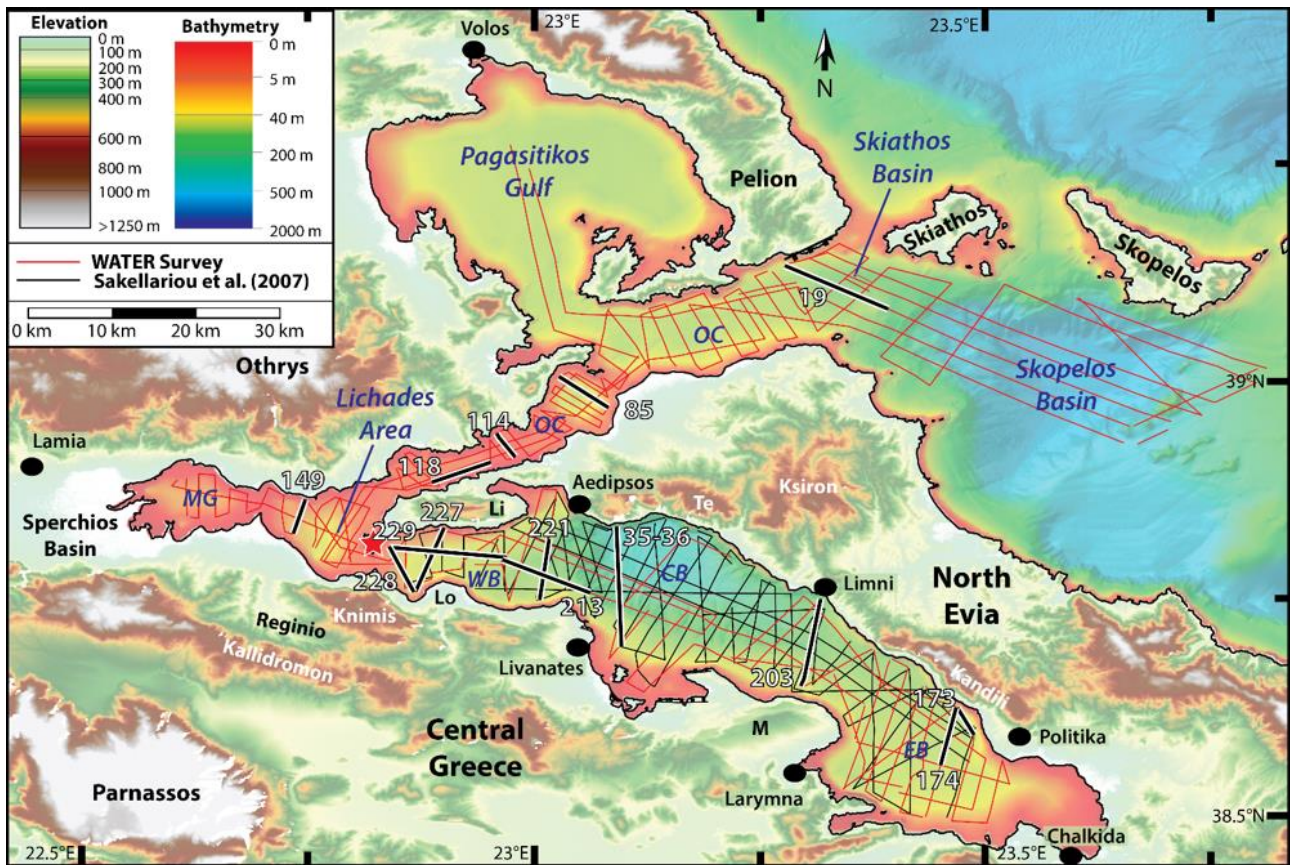


Figure 3.4 : Plan de position des données WATER 1 (en traits pleins) et de Sakellariou *et al.* (2007, en pointillés). Les profils présentés ensuite sont mis en évidence par des traits blancs et noirs. CB : Central Basin ; EB : Eastern Basin ; Li : péninsule de Lichades ; Lo : delta de Loggos ; M : péninsule de Malésina ; MG : Maliakos Gulf ; OC : Oreoi Channel ; Te : Téléthron ; WB : Western Basin.

La différence majeure entre ces trois unités sismiques réside dans l'amplitude des réflecteurs. L'unité A se démarque en grande partie de l'unité B par les fortes amplitudes des faciès sismiques SF3, SF4 et SF5. Le contraste entre les faibles amplitudes des réflecteurs de l'*Upper Sequence* (SF1 et SF2) et les fortes amplitudes de l'UA est observé sur l'ensemble des données. Ceci apporte un élément supplémentaire pour la reconnaissance de l'*Upper Sequence* dans les zones où aucune corrélation directe entre les profils n'est possible. C'est notamment le cas au sein de la zone de Lichades et du Chenal d'Oreoi (OC, Figure 3.4) où très peu de données existaient auparavant. Une précaution a été prise sur l'identification des unités A et B lorsqu'aucune corrélation directe n'est possible, elles ont ainsi été nommées UA ? et UB ?. Cette limite entre les sédiments holocènes de l'*Upper Sequence* et l'unité A est également caractérisée par des troncsatures d'érosion. Certains réflecteurs de l'*Upper Sequence* montrent des terminaisons en onlap ou en downlap contre ces troncsatures qui marquent la base de l'*Upper Sequence* (flèches bleues, **Figures 3.5 et 3.6 et Planche 3.1-B et -D**).

Parfois, l'*Upper Sequence* est très peu épaisse, de l'ordre de quelques millisecondes TWTT. Cette épaisseur peut correspondre à celle du signal acoustique de la source sismique. Le signal de l'onde directe est composé de plusieurs réflecteurs dont les trois premiers sont clairement identifiables et les autres sont très souvent masqués par du bruit.



CHAPITRE 3

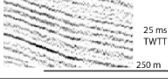


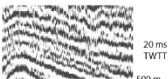
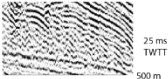


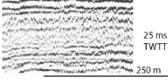

Seismic Units	Seismic Facies	Geometry	Continuity	Frequency	Amplitude
Upper Sequence	SF1 	Parallel to sub-parallel	Strong	High	Medium
	SF2 	Parallel to sub-parallel	Medium	Medium	Weak
Unit A	SF3 	Parallel to sub-parallel	Strong	High	Strong
	SF4 	Parallel to sub-parallel	Medium to Strong	High	Strong
	SF5 	Chaotic / ondulations	Weak	High	Strong
Unit B	SF6 	Parallel to sub-parallel	Weak to Medium	High	Weak to Medium
	SF7 ~SF2 	Parallel to sub-parallel	Medium	High	Weak
	SF8 	Parallel to sub-parallel	Medium	Medium	Weak to Medium
	SF9 	Parallel / locally inclined	Strong	High	Weak to Medium

Tableau 3.1 : Tableau de faciès des unités sismiques UA et UB et de l'*Upper Sequence* établi à partir des profils sismiques Sparker de la campagne WATER 1. Les couleurs plus claires des unités A et B correspondent aux unités sismiques de mêmes caractéristiques identifiées dans des zones sans corrélations directes avec les profils qui ont permis de décrire précisément ces unités A et B.

Aux endroits où l'épaisseur de l'*Upper Sequence* est comparable à celle du signal, il est envisageable qu'une fine couche de sédiments holocènes soit présente. Néanmoins, de forts courants ont été observés dans certaines zones pendant les campagnes d'acquisition, révélant de potentielles zones de non-dépôt ou d'érosion des sédiments holocènes de l'*Upper Sequence*. D'ailleurs, ces zones correspondent à celles décrites comme « plate-forme en érosion » par Van Andel and Perissoratis (2006). J'ai donc tenu compte de l'analyse du signal et des zones de non-dépôt ou d'érosion lors de l'identification et la cartographie de l'*Upper Sequence*. L'ensemble de ce travail de caractérisations et d'interprétations sismiques permet de définir des chronologies relatives des failles normales. Certaines affectent les unités A et B et sont scellées par la base de l'*Upper Sequence*, tandis que d'autres, plus récentes, déforment une partie de l'US (Figure 3.5).

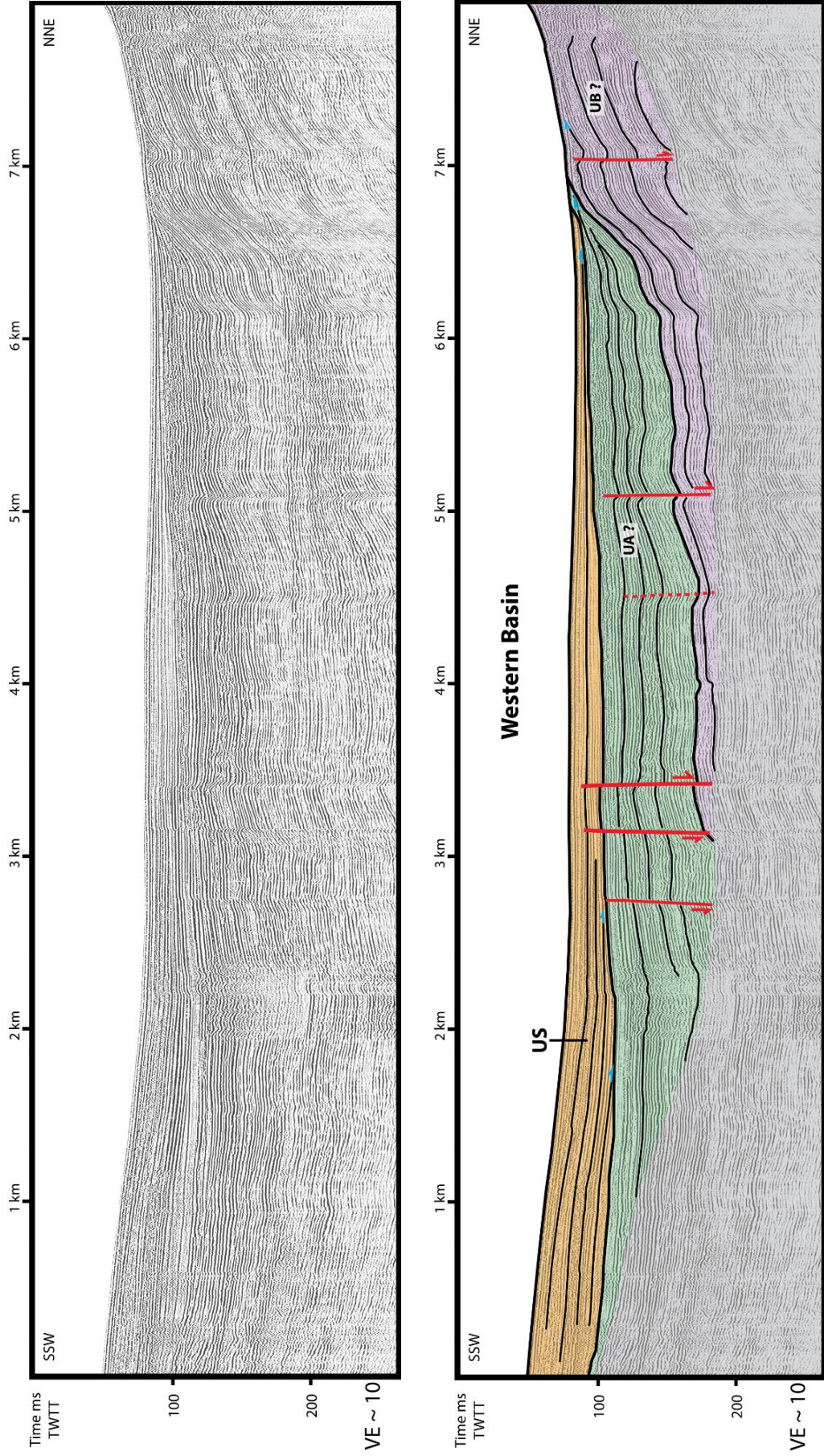


Figure 3.5 : Profil sismique **WAT17_227** (localisation Figure 3.4) et son interprétation montrant l'*Upper Sequence* (US) et l'évolution de son épaisseur dans le Bassin Occidental (Western Basin). Les réflecteurs principaux sont représentés par des traits noirs, les failles sont mises en évidence en rouge et des flèches indiquent leur mouvement. Les terminaisons des réflecteurs sont soulignées par des flèches bleues. UA : Unité A ; UB : Unité B.

CHAPITRE 3

La très haute résolution des données WATER permet de distinguer trois principaux faciès sismiques au sein de l'Upper Sequence (SF1, SF2 et SF3, **Tableau 3.2**) qui se différencient principalement par leurs amplitudes. Il apparaît que l'US est formée de réflecteurs de faibles amplitudes (SF3), mais aussi de moyennes (SF1) et fortes (SF2) amplitudes, le tout avec une fréquence élevée et une bonne continuité. Néanmoins, les faciès SF1 et SF2 peuvent varier latéralement vers des amplitudes plus faibles, comparables à celles du SF3.

Areas	Profiles	Geometry	Continuity	Frequency	Amplitude	Facies
Western Basin	WAT17_227	Parallel to Sub-Parallel	++	High	Moderate	SF1
		Parallel to Sub-Parallel	++	High	High	SF2
		Parallel to Sub-Parallel	+	High	Low	SF3
	47-48 Sakellariou et al. (2007)	Parallel to Sub-Parallel	++	Moderate	Moderate to High	SFS1
	WAT17_221	Parallel to Sub-Parallel	+	High	Low	SF3
Central Basin	35-36 Sakellariou et al. (2007)	Chaotic	-	High	Moderate to Low	SFMTD
Eastern Basin	WAT17_203	Parallel to Sub-Parallel	++	High	Moderate to Low	SF1
Oreoi Channel	WAT17_174	Parallel to Sub-Parallel	++	High	Low	SF1
	WAT17_114	Parallel to Sub-Parallel	++	Moderate	High	SF2b
	WAT17_085	Parallel to Sub-Parallel	++	Moderate	High	SF2b
		Parallel to Sub-Parallel	++	High	Moderate	SF1

Tableau 3.2 : Tableau de faciès des réflecteurs constituant l'Upper Sequence à travers le Golfe Nord Eubée (Western Basin, Central Basin et Eastern Basin) et le Chenal d'Oreoi. SFS1 : Seismic Facies Sakellariou 1 ; SFMTD : Seismic Facies Mass Transport Deposit.

À partir de ses différentes caractéristiques (faciès, terminaisons de réflecteurs et troncatures d'érosion), l'Upper Sequence a pu être identifiée sur l'ensemble du domaine d'étude (**Figure 3.6**).

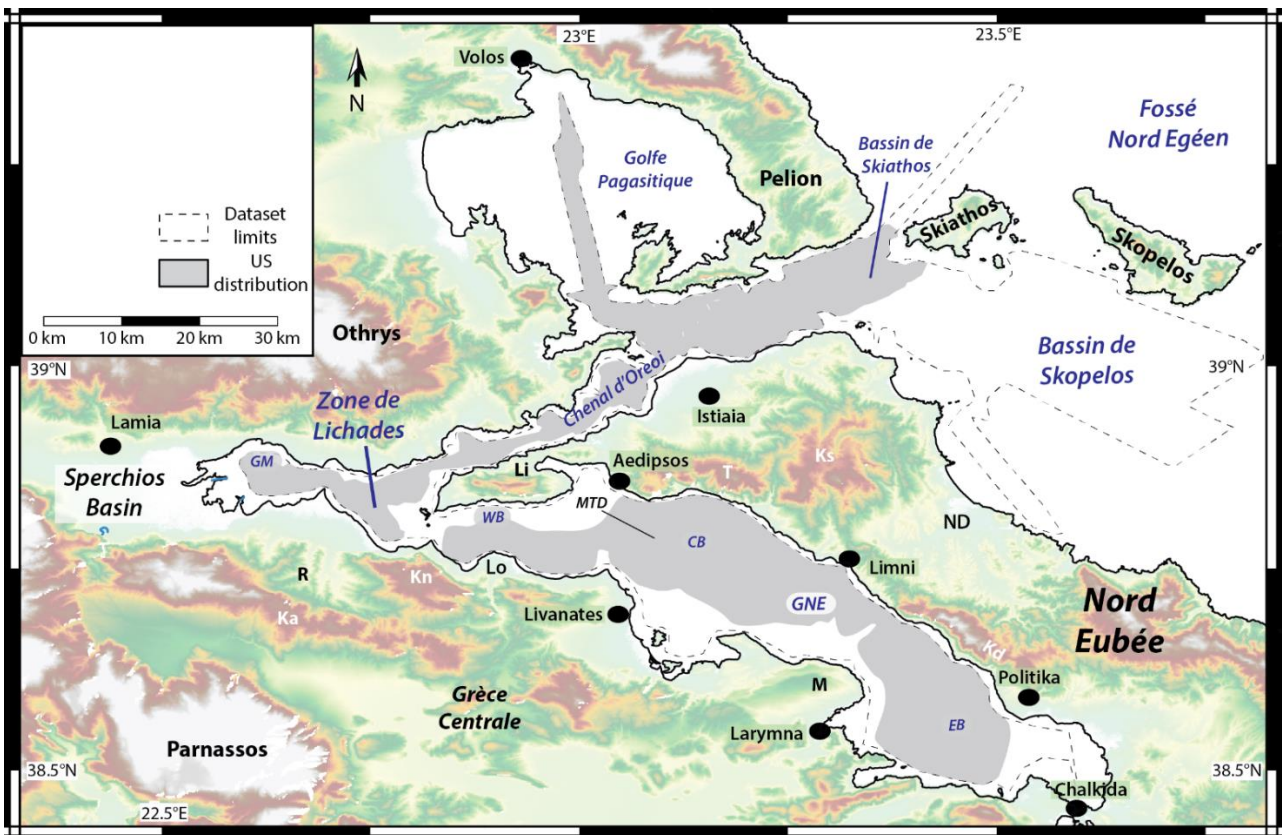


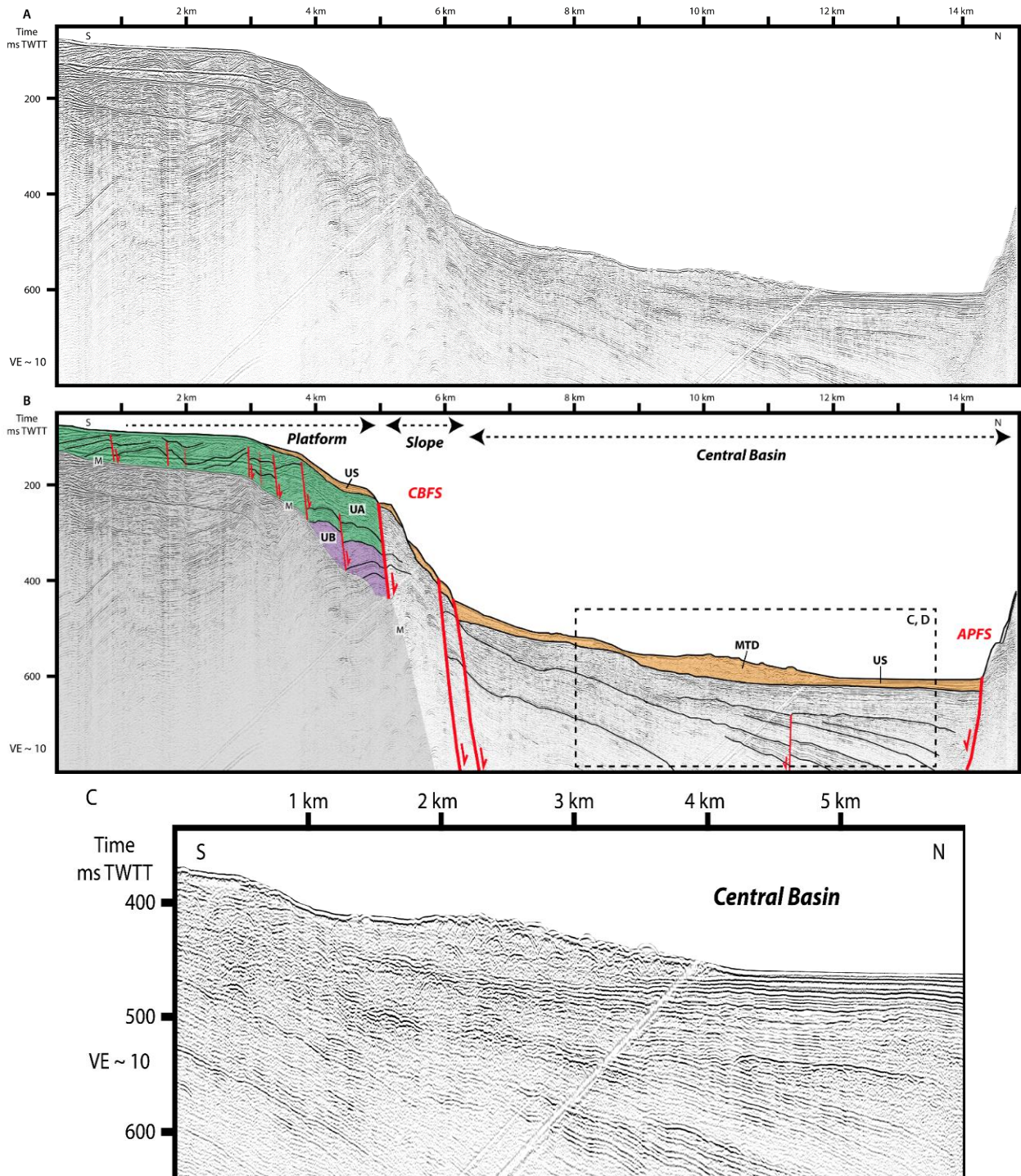
Figure 3.6 : Répartition géographique de l'Upper Sequence (en gris) comparée aux limites des jeux de données sismiques (en tirets gris). Se référer à la légende de la Figure 3.4 et au glossaire pour les abréviations.

Localement, cette unité holocène présente des faciès sismiques chaotiques (SFMTD, Tableau 3.2) qui sont principalement localisés proche des pentes occidentales du Bassin Central (CB, Figure 3.6) et



CHAPITRE 3

que nous interprétons comme correspondant à un *Mass Transport Deposit* (MTD, **Figure 3.7**). Ces faciès, clairement identifiables sur les données Sparker, apparaissent aussi sur certaines lignes plus anciennes et de moins bonne résolution (données Air-gun). La présence de ce MTD témoigne d'un évènement gravitaire significativement important à l'échelle du bassin, résultant, probablement, de mouvements verticaux le long de failles actives du rift comme celles du Central Basin Fault System (CBFS, Figure 3.7). L'analyse détaillée de la déformation sera abordée dans le chapitre suivant.



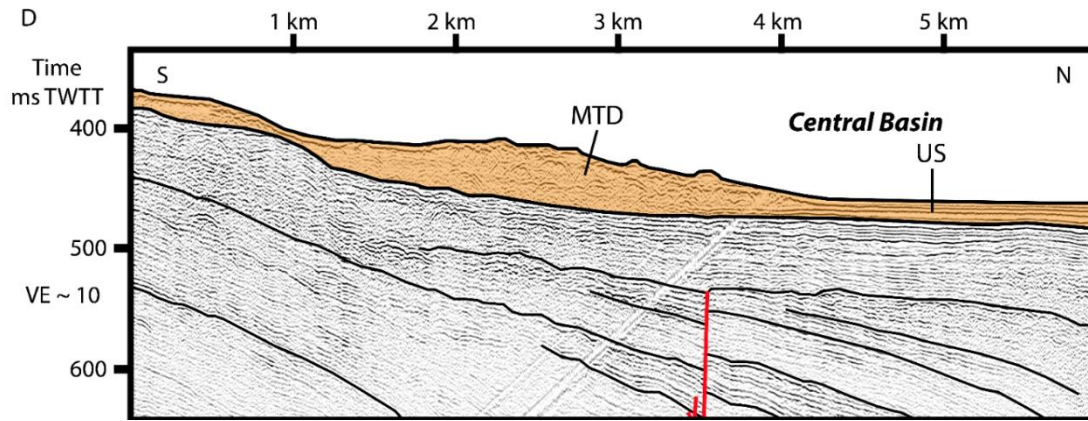


Figure 3.7 : A : Profil sismique 35-36 (localisation Figure 3.4) issu de la campagne air-gun (Sakellariou et al., 2007) et son interprétation (B). Le détail de sa partie Nord (C et D) présente les faciès chaotiques de l’*Upper Sequence* (US) dans le Bassin Central (Central Basin) que nous interprétons comme le résultat d’un glissement gravitaire (Mass Transport Deposit). UA : Unité A ; UB : Unité B.

L’*Upper Sequence* a été identifiée dans l’ensemble du Golfe Nord Eubée et le long du Chenal d’Oreoi (Figure 3.6). La suite de cette section a pour objectif d’illustrer l’US à travers les différentes zones du domaine d’étude et donc de montrer sa continuité latérale et sa diversité. J’ai choisi de présenter les résultats en suivant une logique géographique d’ouest en est dans le Golfe Nord Eubée et selon les différents bassins du rift préalablement identifiés par Sakellariou *et al.* (2007). Ensuite, l’*Upper Sequence* sera présentée au sein du Chenal d’Oreoi et du Bassin de Skiathos.

- **La zone de Lichades**

Les réflecteurs constituant l’*Upper Sequence* se terminent en *onlaps* sur sa base érosive (Figure 3.8 et Planche 3.1-F). D’autres terminaisons en *onlaps* et *toplaps* sont également identifiables au sein de l’US, celles-ci rendent compte d’autres surfaces d’érosion notables intra-US. Ici, l’*Upper Sequence* a une forme d’éventail ouvert vers le sud-sud-ouest, vers la côte de la Grèce continentale, impliquant de nettes différences d’épaisseur entre le sud et le nord du Golfe Maliaque et de la zone de Lichades. Les variations d’épaisseur de l’US seront discutées par la suite à partir de l’analyse cartographique de l’ensemble du domaine d’étude (*cf.* section 2).

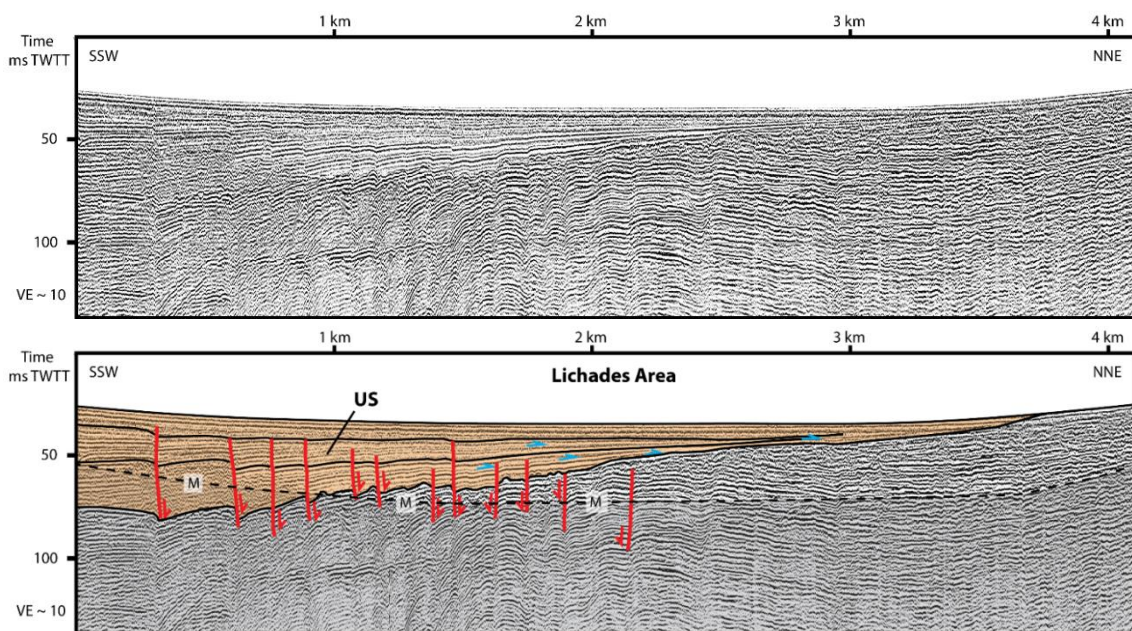


Figure 3.8 : Profil sismique **WAT17_149** (localisation Figure 3.4) et son interprétation illustrant l'épaississement de l'*Upper Sequence* (US) vers le sud-sud-ouest, ainsi que la géométrie de ses réflecteurs qui se terminent en onlap contre la base érosive ou contre d'autres réflecteurs internes. M : premier multiple du fond marin.

- **Les particularités du Bassin Occidental**

Au sein du Bassin Occidental (*Western Basin*), il est possible de reconnaître les coulées volcaniques du volcan de Lichades, dont l'activité a été datée du Pléistocène supérieur, à environ 500 000 ans (Pe-Piper and Piper, 1989). Ces coulées volcaniques présentent un faciès sismique chaotique formant de nombreuses hyperboles. Dans cette partie du bassin, l'*Upper Sequence* est aussi plus épaisse au sud qu'au nord, mais, ici, elle apparaît sous une forme semi-lenticulaire dont les réflecteurs se terminent en *downlaps* (**Figure 3.9** et **Planche 3.2-B**).

L'*Upper Sequence*, dans la partie orientale du Bassin Occidental, est caractérisée par un unique faciès sismique de type SF3 (Tableau 3.2), avec de faibles, voire très faibles, amplitudes (**Figure 3.10**). L'US est présente uniquement au sud et montre un épaississement proche de la côte, cet épaississement peut être relié à l'activité significative d'une faille normale à pendage vers le Nord qui affecte également la bathymétrie, témoignant de l'activité récente de cette faille (Figure 3.10).

Le profil sismique WAT17_213 (**Figure 3.11**) est longitudinal au Golfe Nord Eubée, on voit alors apparaître un seuil bathymétrique entre le Bassin Occidental et le Bassin Central (*Central Basin*). Ce seuil est à une profondeur d'environ 100 ms TWTT (~ 75 m), tandis que le Bassin Occidental se trouve à environ 140 ms TWTT (~ 105 m), soit à une trentaine de mètres plus profond. De l'autre côté, la bathymétrie du Bassin Central augmente jusqu'à environ 257 ms TWTT (~ 192 m), et elle est même plus élevée au-delà du profil. La largeur du seuil est, ici, d'environ 2 km (Figure 3.12). Sa répartition géographique est limitée au sud du Golfe, en effet, la plate-forme de Lichades étant encore moins profonde que le Bassin Occidental (*Western Basin*), il n'y a pas de seuil au nord (Figures 3.10 et 3.11). Tandis que l'*Upper Sequence* est caractérisée par ses trois faciès principaux dans le Bassin Occidental, on ne retrouve que le faciès SF3 dans l'US du Bassin Central.

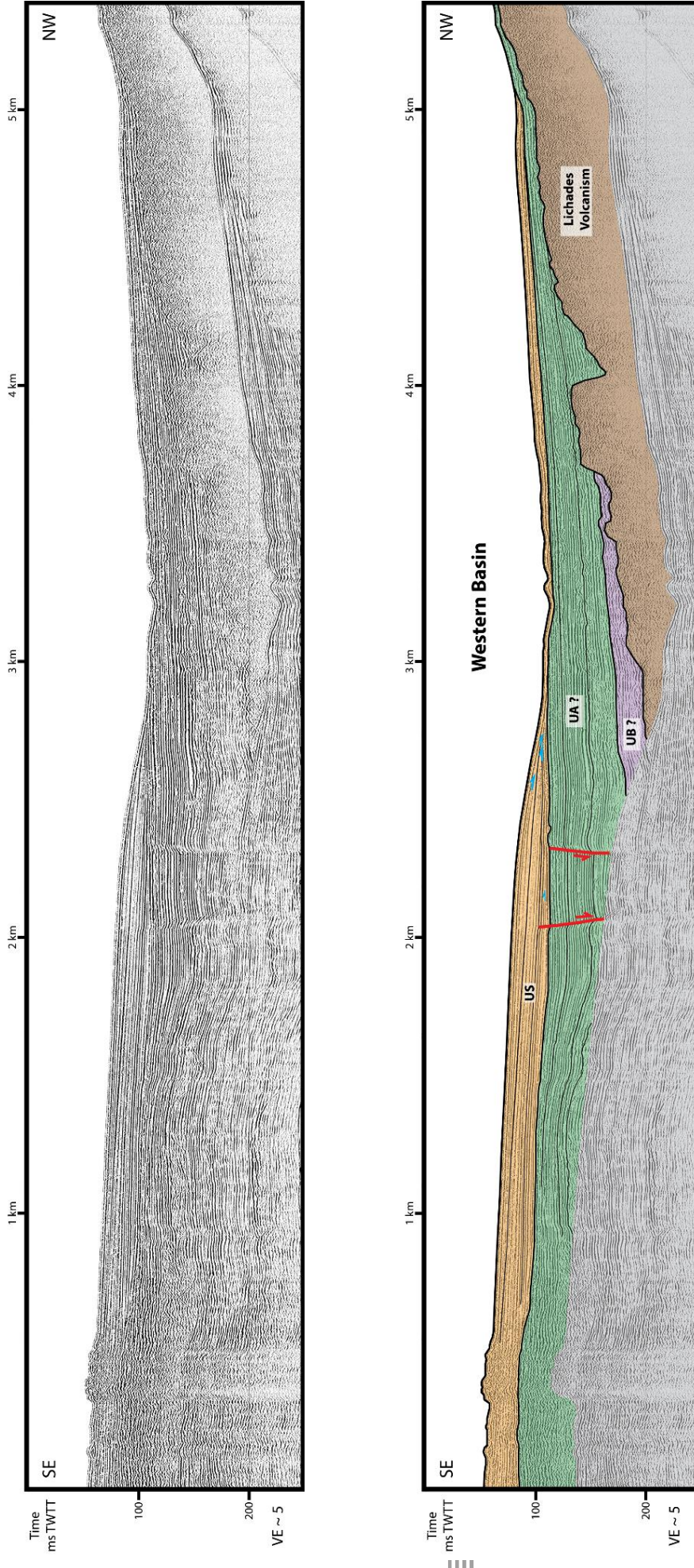


Figure 3.9 : Profil sismique WAT17_228 (localisation Figure 3.4) montrant la forme lenticulaire de l'Upper Sequence (US) dans le Bassin Occidental (Western Basin), ainsi que les coulées volcaniques du volcan de Lichades. UA : Unité A ; UB : Unité B.

CHAPITRE 3

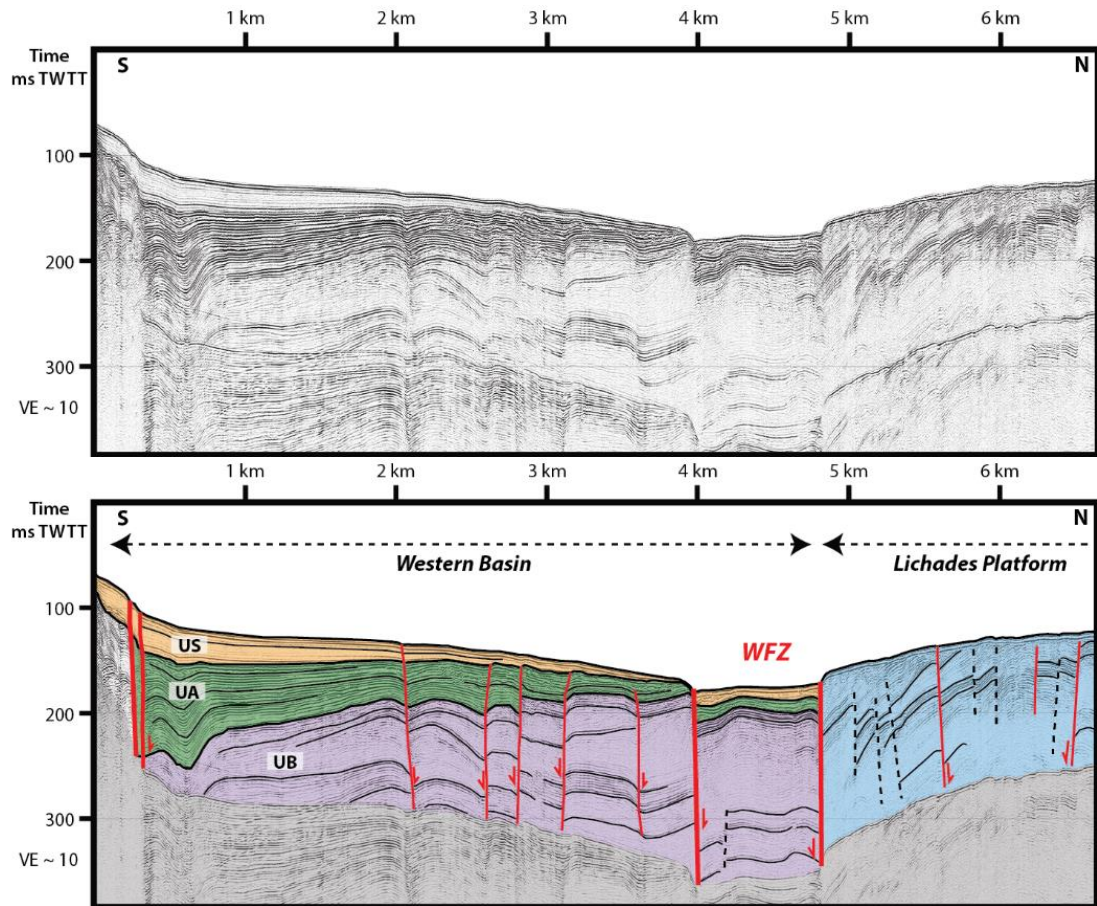


Figure 3.10 : Profil sismique WAT17_221 (localisation Figure 3.4) et son interprétation illustrant la partie orientale du Bassin Occidental (Western Basin) ainsi que la plate-forme de Lichades. Ces deux zones aux faciès sismiques très différents sont séparées par une faille normale à pendage Sud appartenant à la Western Fault Zone (WFZ). UA : Unité A ; UB : Unité B ; US : *Upper Sequence*.

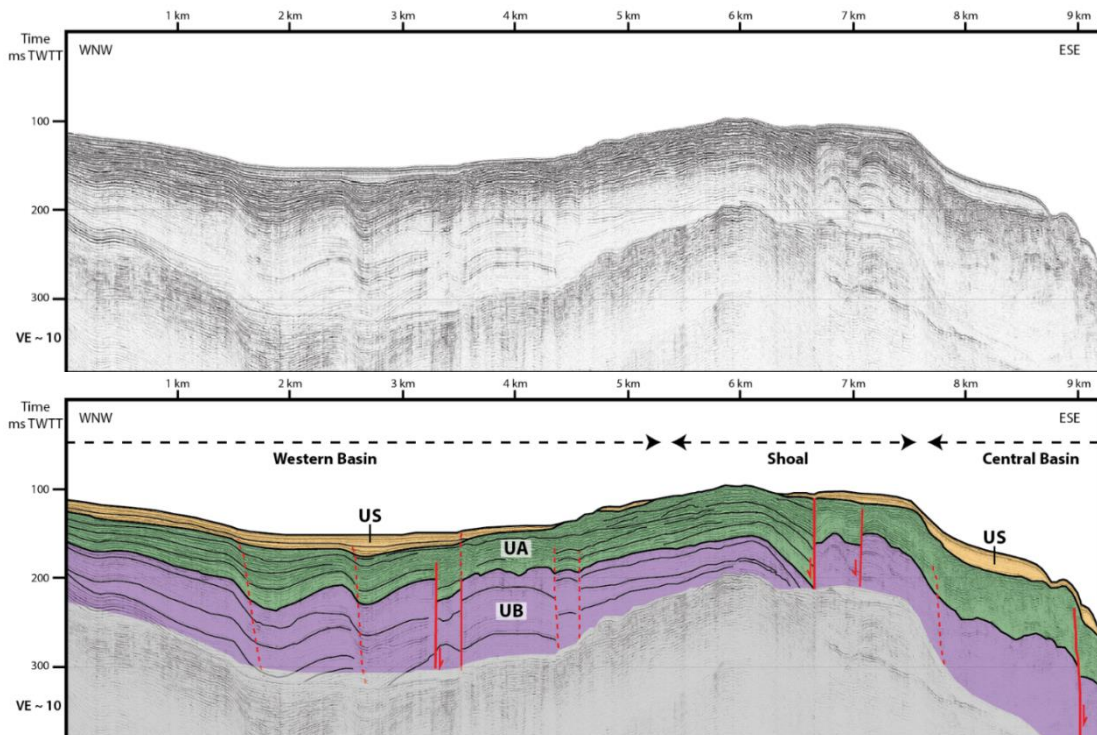


Figure 3.11 : Profil sismique **WAT17_213** (localisation Figure 3.4) et son interprétation montrant le seuil bathymétrique séparant le Bassin Occidental (Western Basin) du Bassin Central (Central Basin). Ce profil montre également la différence d'épaisseur de l'*Upper Sequence* (US) entre les deux bassins et le seuil. UA : Unité A ; UB : Unité B.

• **L'*Upper Sequence* dans le Bassin Central**

Le Bassin Central est le lieu d'évènements gravitaires récents dont certains font partie de l'*Upper Sequence*, le *Mass Transport Deposit* (MTD) illustré par la Figure 3.7 est localisé à l'est des fortes pentes qui séparent le Bassin Occidental du Bassin Central. Il s'étend sur environ 7,7 km², son épaisseur moyenne est de 36,25 ms TWTT (soit 29 m en prenant en compte une vitesse de propagation des ondes de 1600 m.s⁻¹) et son volume serait d'environ 0.22 km³. En dehors de ces faciès chaotiques, l'Holocène est également représenté par des faciès d'amplitudes faibles et moyennes bien lités et de fréquences élevées (**Figure 3.12**).

La variation d'épaisseur entre le Bassin Central et la plate-forme de Malesina (quelques ms TWTT sur la plate-forme et plus de 30 ms TWTT dans le bassin, Figure 3.12) est probablement influencée par la forte érosion de la plate-forme et par l'activité récente des failles constituant le Central Basin Fault System (CBFS).

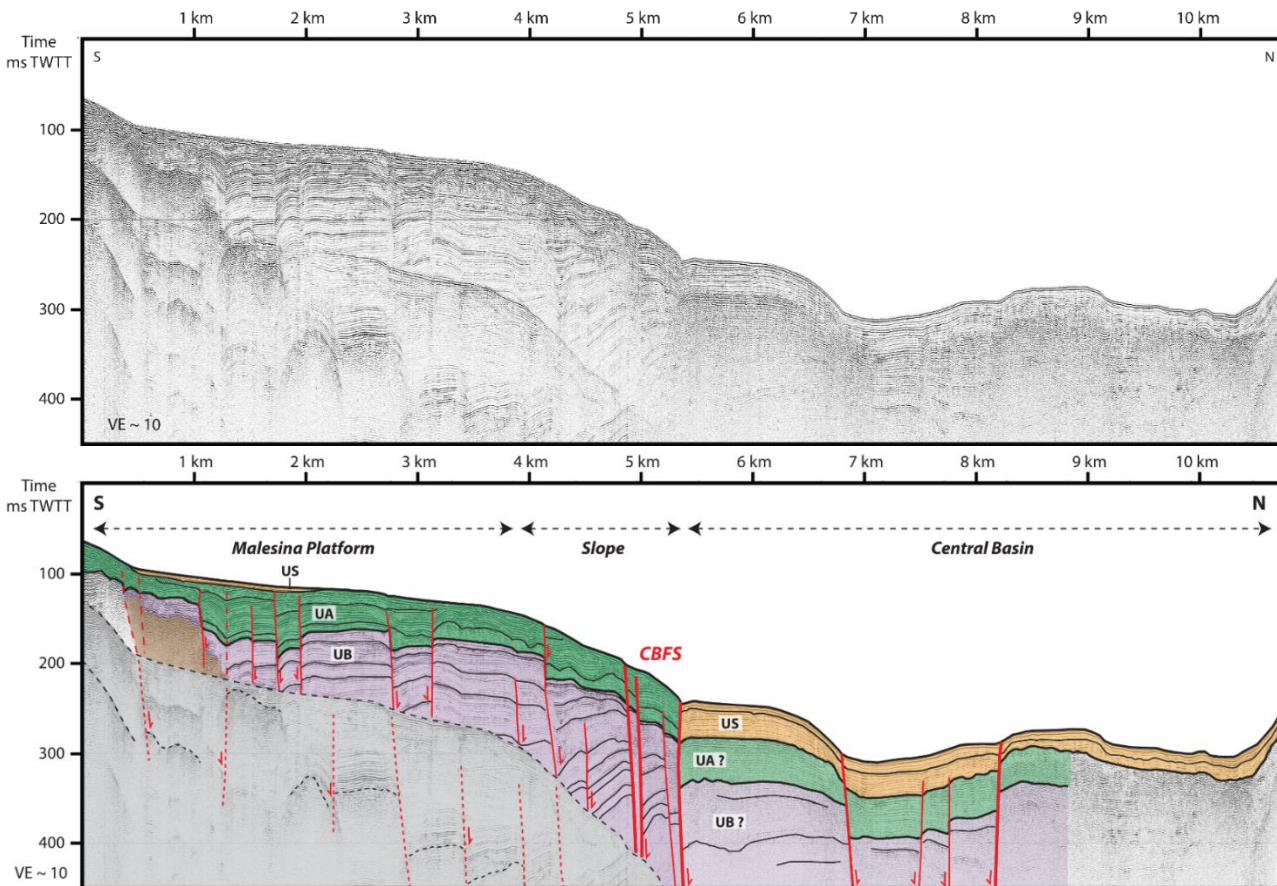


Figure 3.12 : Profils sismique **WAT17_203** (localisation Figure 3.4) et son interprétation montrant les variations d'épaisseur de l'*Upper Sequence* (US) dans le Bassin Central (Central Basin), et entre ce bassin et la plate-forme de Malesina. CBFS : Central Basin Fault System ; UA : Unité A ; UB : Unité B.

• **L'*Upper Sequence* dans le Bassin Oriental**

Le troisième bassin du Golfe Nord Eubée, le Bassin Oriental (*Eastern Basin*) comme défini par Sakellariou *et al.* (2007), est divisé en deux sous-bassins, celui de Larymna au sud et celui du Kandili au nord (**Figure 3.13**). Ces sous-bassins sont séparés par la Melouna Fault Zone (MFZ, Figure



CHAPITRE 3

3.13) qui est constituée par plusieurs failles normales orientées NW-SE, dont la faille majeure a un pendage vers le SW. L'*Upper Sequence* est plus épaisse dans le sous-bassin du Kandili où ses réflecteurs sont d'amplitudes moyennes à faibles et de hautes fréquences, caractéristiques du faciès SF3 (Figures 3.13 et 3.14). Au sein du sous-bassin du Kandili, l'US est à la fois en discordance angulaire sur des réflecteurs appartenant probablement à l'UA et d'autres réflecteurs inclinés et plissés (Figure 3.14 et Planche 3.2-D). Cette discordance souligne encore une fois le caractère érosif de la base de l'*Upper Sequence*.

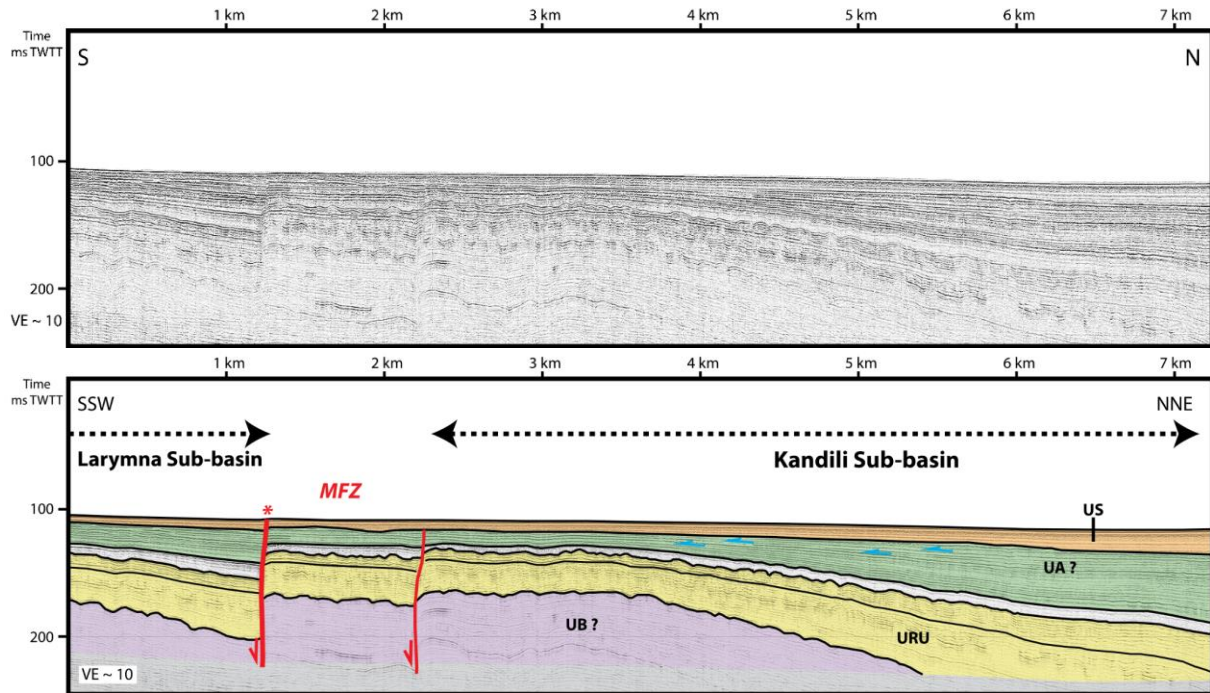


Figure 3.13 : Profils sismique WAT17_174 (localisation Figure 3.4) et son interprétation illustrant la répartition de l'*Upper Sequence* (US) dans les deux sous-bassins de Larymna et du Kandili séparés par la Melouna Fault Zone (MFZ). URU : Undulated Reflectors Unit.

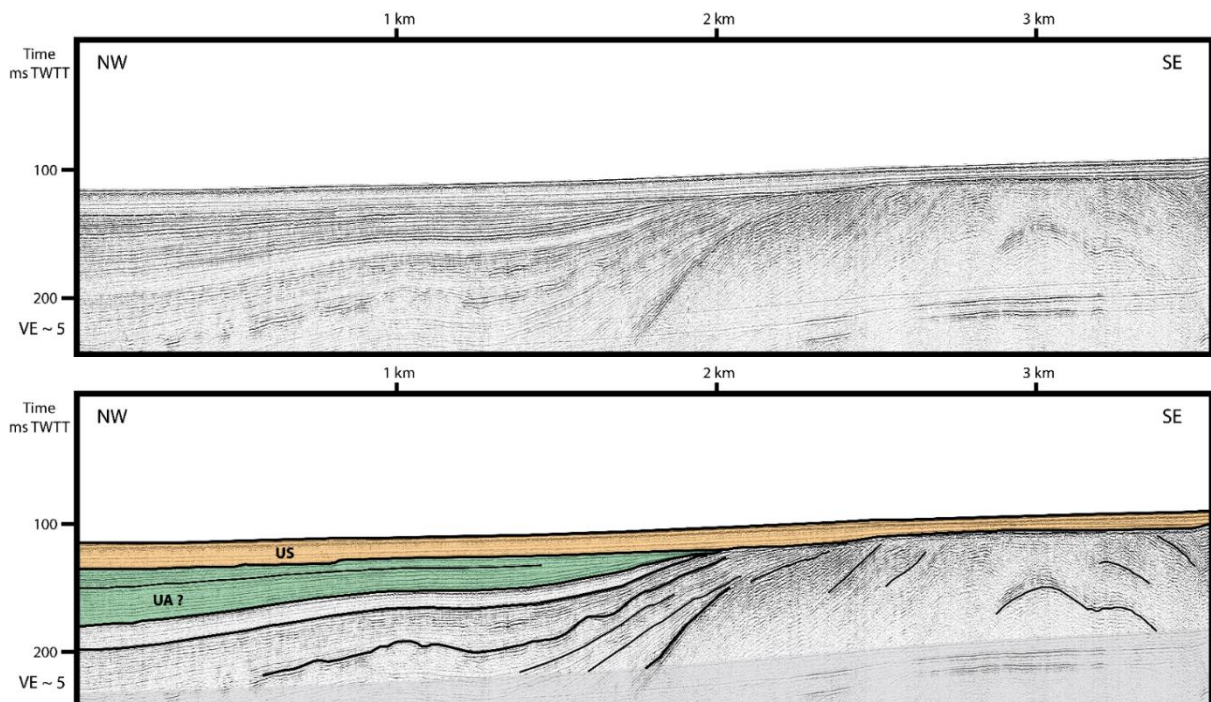


Figure 3.14 : Profils sismique WAT17_173 (localisation Figure 3.4) montrant le faciès sismique et la géométrie de l'Upper Sequence (US) dans le sous-bassin du Kandili. UA : Unité A.

• **L'Upper Sequence à travers le Chenal d'Oreoi**

L'Upper Sequence a également été reconnue en dehors du Golfe Nord Eubée, au sein du Chenal d'Oreoi (Figures 3.15, 3.16 et 3.17) qui le relie actuellement à la Mer Egée. Ce détroit, séparant l'Eubée de l'Othrys et du Pélion, est caractérisé par sa faible bathymétrie (< 80 m). La baisse du niveau marin lors du dernier épisode glaciaire, évaluée à 120 m en Mer Egée, est responsable de l'émersion du Chenal d'Oreoi, (Van Andel and Perissoratis, 2006 ; Sakellariou *et al.*, 2007 ; Sakellariou and Galanidou, 2016). L'Upper Sequence est ici aussi caractérisée par une base érosive et quelques réflecteurs se terminant en *downlap* ou en *onlap* sur les unités sous-jacentes (Figures 3.16 et Planche 3.2-F, Figures 3.16 et 3.17 et **Planche 3.3-B** et **-D**). Dans cette zone, on ne retrouve que les faciès sismiques de moyennes et fortes amplitudes SF1 et SF2 dont les fréquences paraissent plus faibles que sur les profils acquis dans le Golfe Nord Eubée.

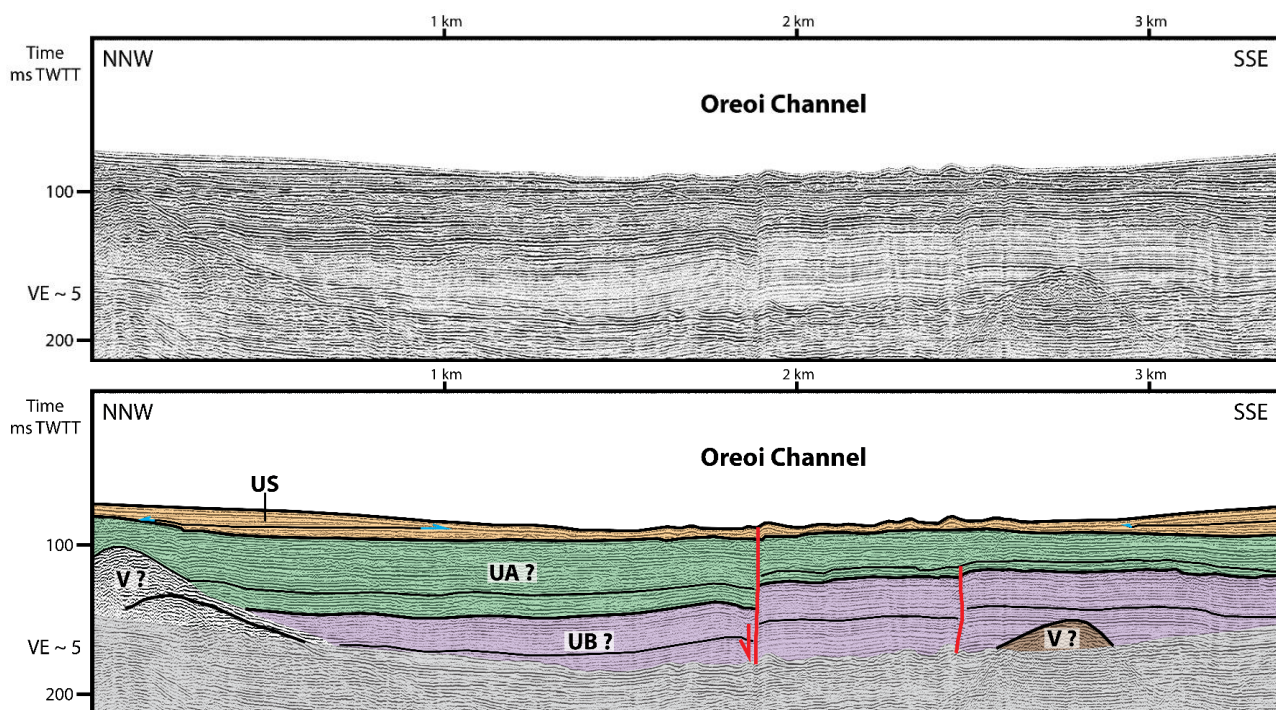


Figure 3.15 : Profil sismique WAT17_114 (localisation Figure 3.4) et son interprétation soulignant l'Upper Sequence (US) et l'architecture de ses réflecteurs dans le Chenal d'Oreoi. Ce profil met notamment en évidence les réflecteurs internes de l'US tronqués par le fond marin, et les épaissements de l'US sur les bords du chenal d'Oreoi. UA : Unité A ; UB : Unité B ; V : Volcanisme.

L'Upper Sequence est plus épaisse sur les bords du Chenal d'Oreoi qu'en son centre. En effet, son épaisseur varie d'environ 25 ms TWTT (~ 20 m) proche des côtes, à environ 10 ms TWTT (~ 8 m) au centre du chenal (Figure 3.16), voire moins (Figures 3.17). Certains réflecteurs internes de l'US sont tronqués par la surface correspondant au fond marin (Figure 3.15 et Planche 3.2-F), cette configuration témoigne de l'érosion actuelle de l'Upper Sequence localisée au centre du chenal. Le long de la bordure méridionale du chenal, les réflecteurs de l'Upper Sequence se terminent en *downlaps* sur sa base érosive (Figure 3.16 et Planche 3.3-B). De premier abord, et cela sera confirmé à travers la synthèse cartographique (*cf.* section 2), l'US semble plus épaisse le long de la côte de l'Eubée (Figures 3.15 et 3.16).

CHAPITRE 3

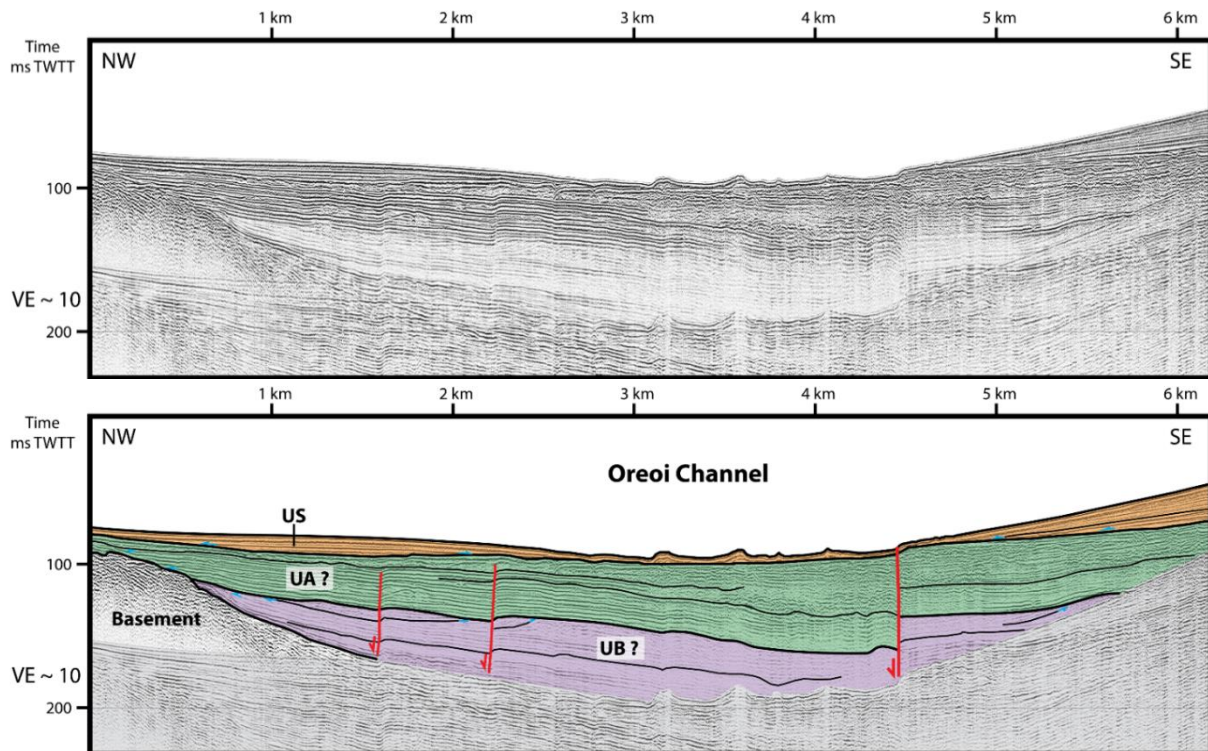


Figure 3.16 : Profil sismique WAT17_085 (localisation Figure 3.4) et son interprétation montrant les terminaisons en downlap des réflecteurs de l'*Upper Sequence* (US) sur sa base érosive dans le Chenal d'Oreoi. UA : Unité A ; UB : Unité B.

La faible épaisseur de la série holocène (l'*Upper Sequence*) dans ce chenal, ainsi que la présence de réflecteurs ondulés au centre reflètent l'existence d'un courant principal dans l'axe du chenal favorisant l'érosion et le transport de sédiments. À certains endroits le long de l'axe du chenal, l'*Upper Sequence* a une forme lenticulaire comme c'est le cas proche de la côte de Lichades (Figure 3.17 et Planche 3.3-D). Les réflecteurs internes de l'US se terminent en *onlaps* contre la base érosive et certains sont tronqués par le fond marin (Figure 3.17 et Planche 3.3-D). Les épaissements de l'*Upper Sequence* vers les bordures du chenal suggèrent des apports sédimentaires provenant de ses bordures et particulièrement de l'Eubée.

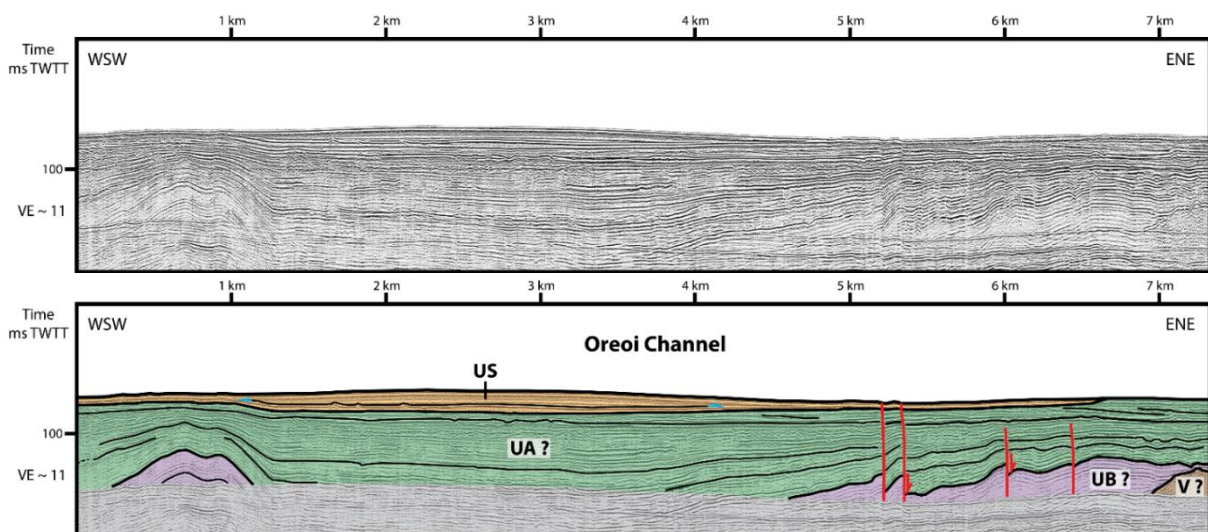


Figure 3.17 : Profil sismique WAT17_118 (localisation Figure 3.4) et son interprétation illustrant la géométrie de l'*Upper Sequence* (US) le long de l'axe du Chenal d'Oreoi, proche de la côte de Lichades. UA : Unité A ; UB : Unité B ; V : Volcanisme.

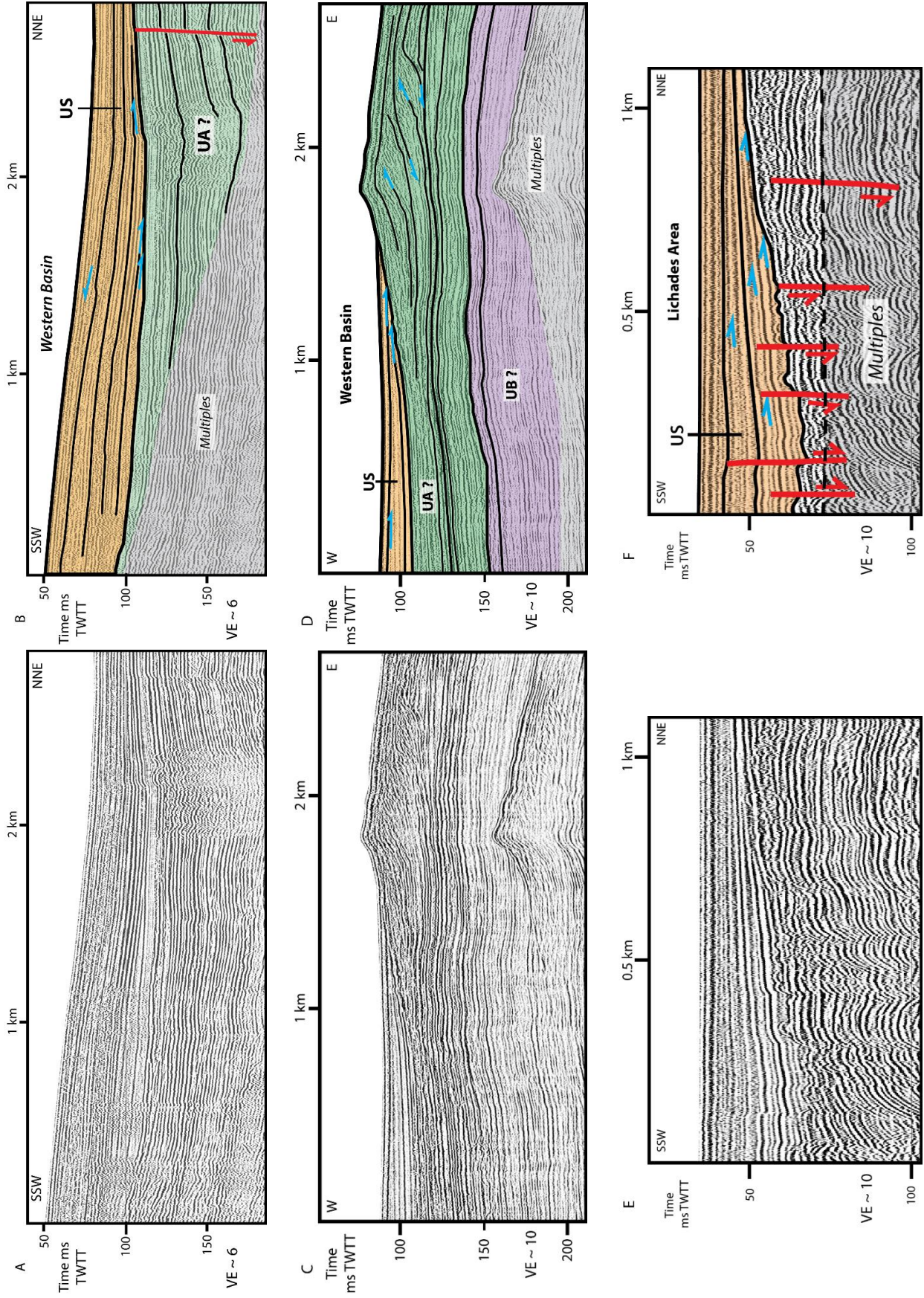


Planche 3.1 : A-B) Détails du profil sismique **WAT17_227** et son interprétation mettant en évidence les terminaisons en downlap des réflecteurs de l'Upper Sequence (US).

C-D) Détails du profil sismique **WAT17_229** et son interprétation illustrant les terminaisons en onlap des réflecteurs de l'Upper Sequence (US) contre sa base.

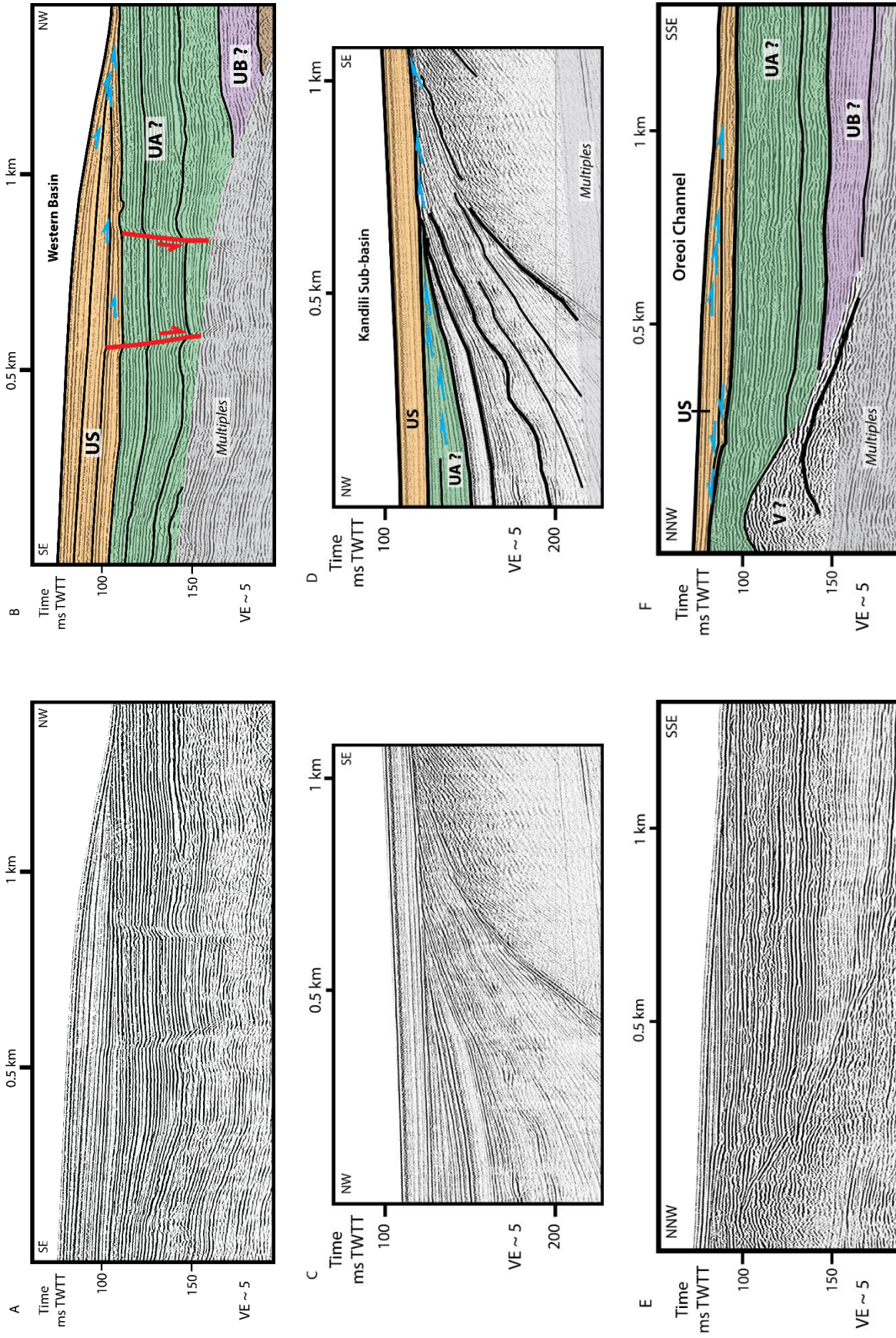


Planche 3.2 : A-B) Détails du profil sismique **WAT17_228** et son interprétation mettant en évidence les terminaisons en downlap et onlap des réflecteurs de l'Upper Sequence (US), ainsi que la forme lenticulaire de celle-ci.
C-D) Détails du profil sismique **WAT17_173** et son interprétation illustrant les terminaisons en toplap des réflecteurs de l'Unité A sous la base érosive de l'Upper Sequence.

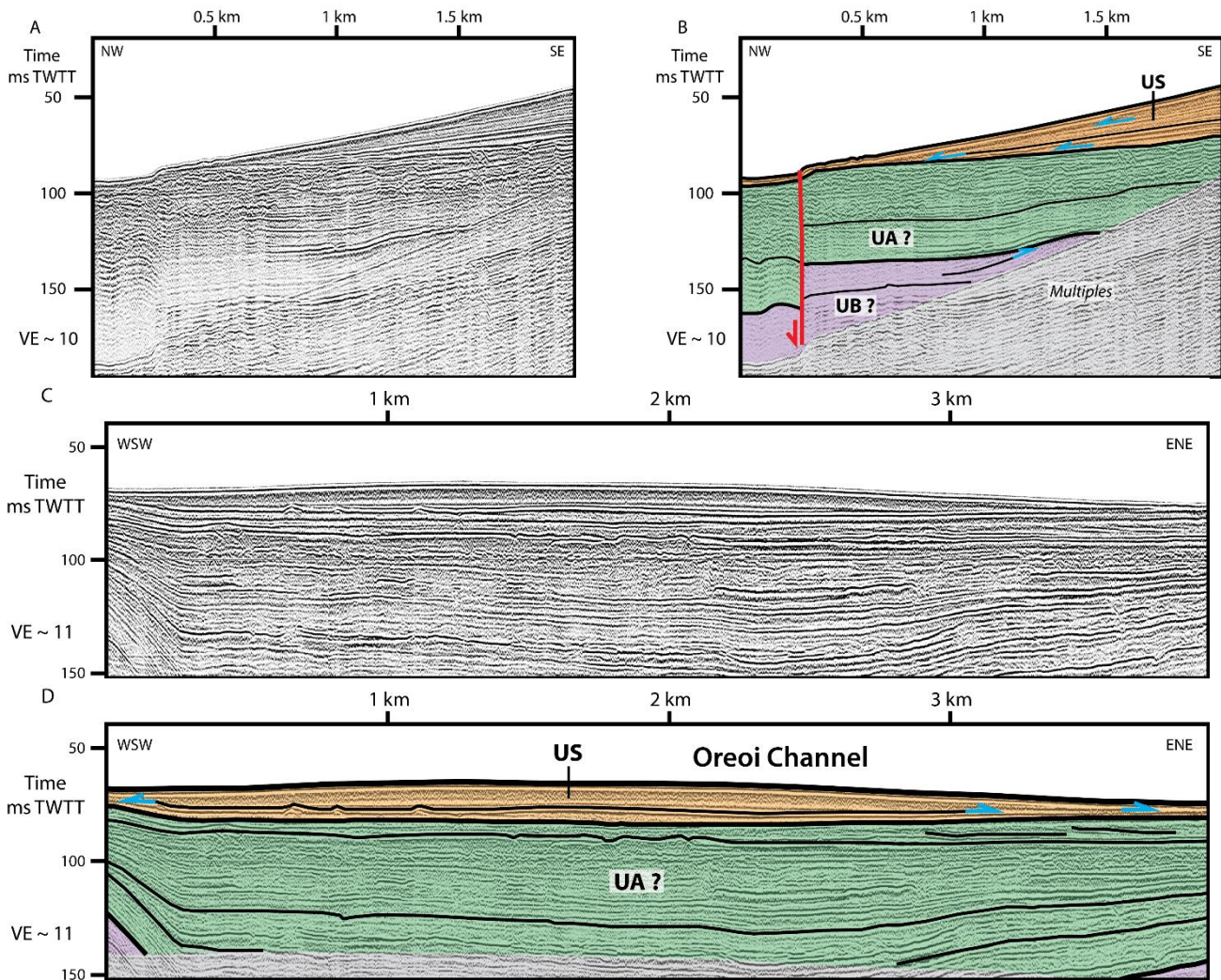


Planche 3.3 : Détails des profils sismiques WAT17_085 (A-B) et WAT17_118 (C-D) et leurs interprétations illustrant les terminaisons en downlap (A-B) et en onlap (C-D) des réflecteurs de l'Upper Sequence contre l'Unité A au sein du Chenal d'Oreoi.

• **Le Bassin de Skiathos**

Le Chenal d'Oreoi s'étend longitudinalement depuis le Golfe Maliaque jusqu'au sud de la Péninsule du Pélion, finissant ainsi par rejoindre la Mer Egée et plus particulièrement, le Bassin de Skopelos (Figure 3.4). Les données THR WATER mettent en évidence une remontée de socle acoustique entre le nord de l'Eubée et l'île de Skiathos. Nous avons nommé ce haut structural la Ride Eubée-Skiathos (Evia-Skiathos Ridge, **Figure 3.18**). Nos interprétations des profils sismiques montrent que cette ride isole un bassin bien individualisé que nous avons appelé le Bassin de Skiathos (Figures 3.4 et 3.18). La structure et la déformation de ce nouveau bassin seront abordées dans le chapitre 5 (section 3.1). L'Upper Sequence est reconnaissable grâce à sa base érosive et à ses faciès sismiques SF1 et SF3 (Figure 3.18). On retrouve également, au sein de l'US, quelques cliniformes accompagnés de terminaisons de réflecteurs en *toplaps* et en *downlaps* (flèches bleues, Figure 3.18). L'Upper Sequence est assez épaisse au centre du Bassin de Skiathos (~ 30 ms TWTT, ~ 24 m) et s'amincit significativement en direction de ses bordures (Figure 3.18). Tandis que l'US garde une épaisseur d'environ 13 ms TWTT (~ 10 m) sur la bordure nord-ouest du bassin, elle est très peu épaisse, voire non existante, sur la Ride Eubée-Skiathos (Figure 3.18). Ceci pourrait être la conséquence du non-dépôt de sédiments holocènes sur certaines parties de la ride ou de l'érosion de ceux-ci.



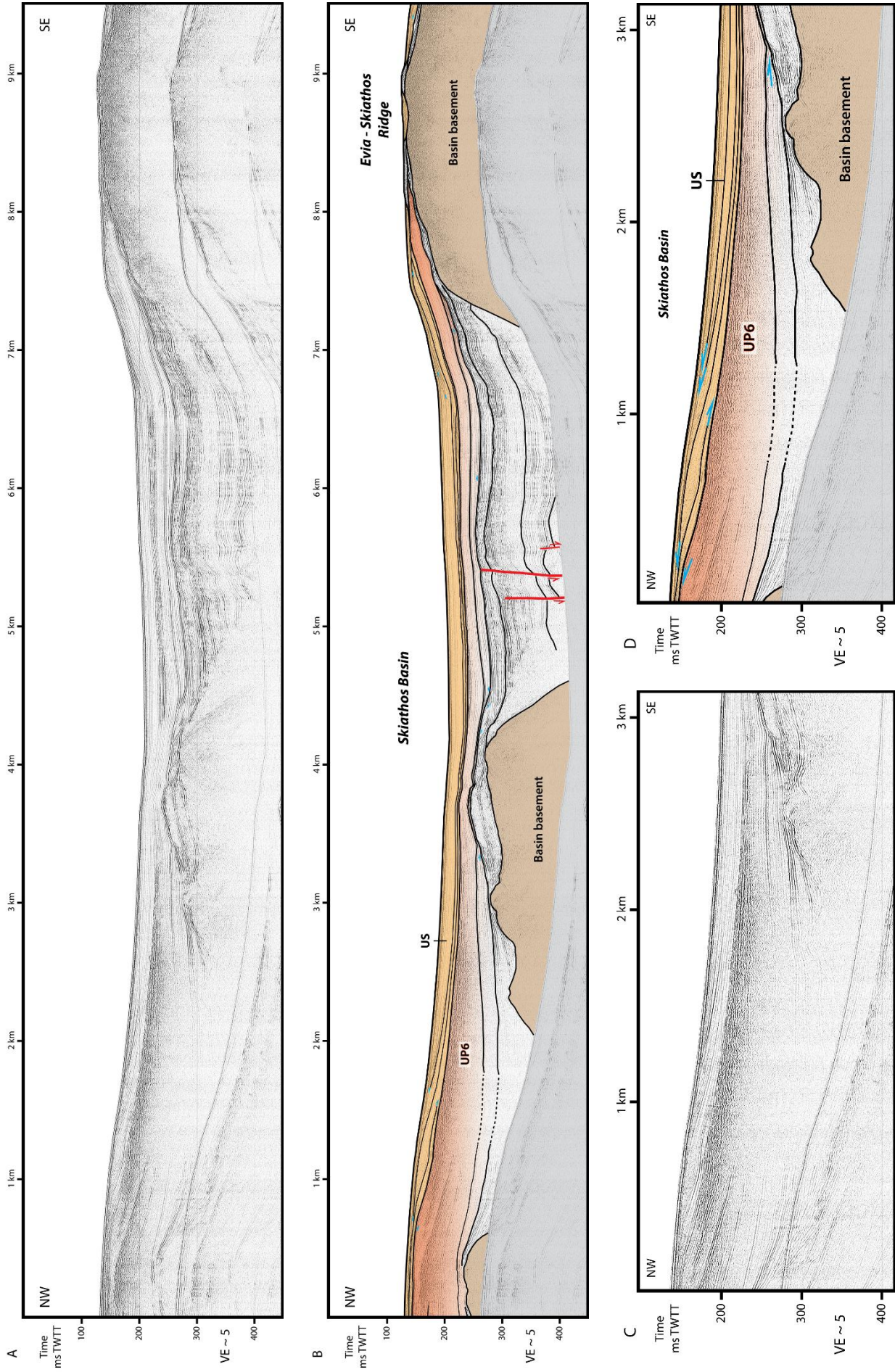


Figure 3.18 : A et B : Profil sismique **WAT17_019** (localisation Figure 3.4) et son interprétation. C et D : Détail d'une partie du profil illustrant les faciès sismiques de l'Upper Sequence (US) dans le Bassin de Skiathos ainsi que la géométrie de ses réflecteurs. S6 : Séquence sédimentaire n°6.



2. Dépôt-centres de l'Upper Sequence et sources sédimentaires

L'identification de l'Upper Sequence, à partir de l'ensemble des profils sismiques disponibles (campagne « air-gun » antérieure et données Sparker des campagnes WATER) a permis de proposer une carte relativement détaillée de la distribution de l'Upper Sequence dans le Golfe Nord Eubée et le long du Chenal d'Oreoi jusqu'au Bassin de Skiathos. Ces deux dernières zones n'avaient encore jamais été documentées avant les campagnes WATER (Figure 3.19).

À partir de l'interprétation des profils sismiques et de la création de grilles sur le logiciel IHS Kingdom Suite, j'ai pu calculer et extraire des cartes d'épaisseurs de l'Upper Sequence, que j'ai ensuite choisi de représenter par des courbes isopaques allant des couleurs froides pour les faibles épaisseurs vers les couleurs chaudes pour les plus élevées (Figures 3.19 et 3.20). Deux principaux dépôt-centres, proches de la côte de Grèce Centrale, montrent les valeurs maximales d'épaisseur (~ 60 ms TWTT, ~ 48 m) : l'un au nord du Bassin de Réginio (R, Figures 3.19, 3.20) et l'autre au niveau du delta du Loggos (Lo, Figures 3.19 et 3.20).

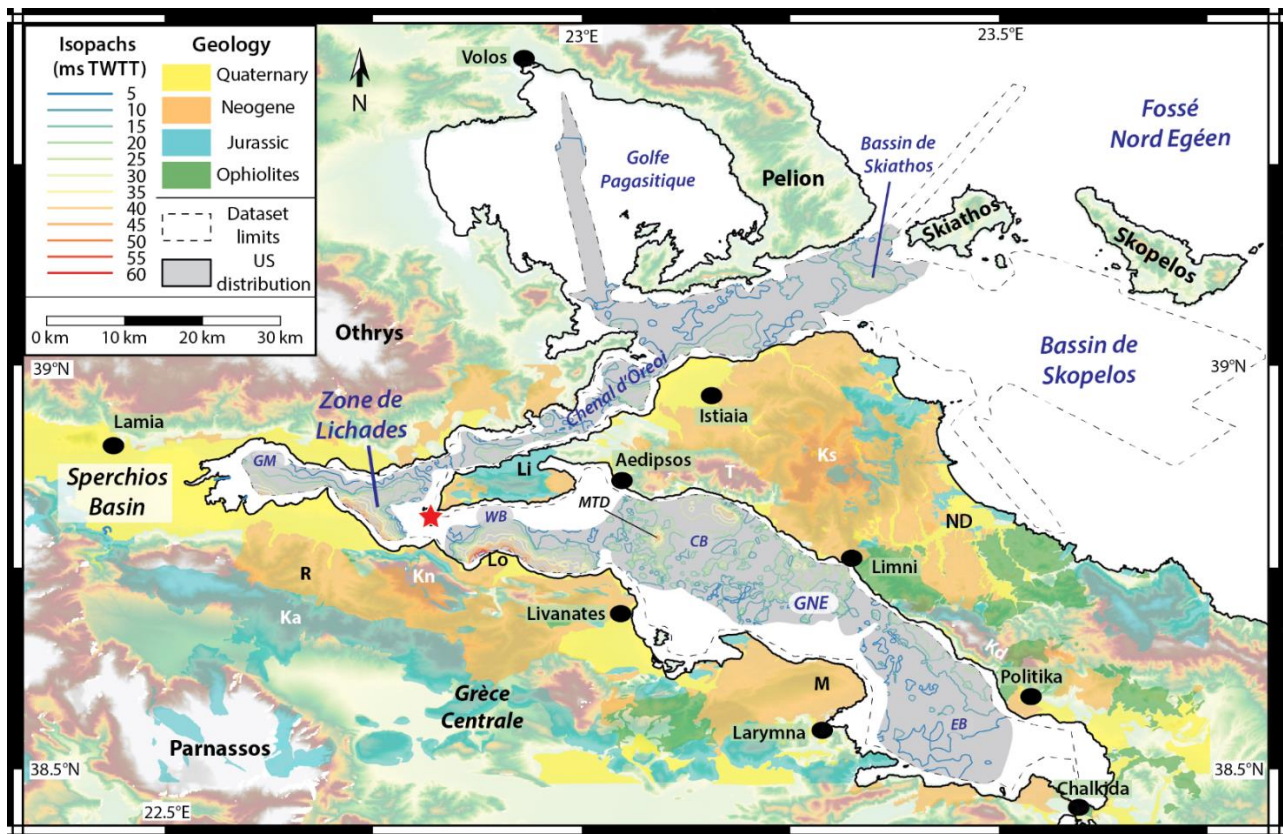


Figure 3.19 : Carte de répartition de l'Upper Sequence (en gris) et de ses courbes isopaques mettant en évidence les dépôt-centres de l'US (couleurs chaudes). Les épaisseurs sont en millisecondes temps-double. Les principaux ensembles géologiques connus à terres sont issus de la synthèse des cartes géologiques à l'échelle 1:50 000 de l'IGME (Marinos *et al.*, 1957, 1963, 1967 ; Papastamatiou *et al.*, 1960, 1962 ; Maratos *et al.*, 1965, 1967 ; Tataris *et al.*, 1970 ; Katsikatsos *et al.*, 1978, 1978b, 1980, 1981 ; Parginos *et al.*, 1970). Se référer au glossaire pour les abréviations.

Au sein du reste du Golfe Nord Eubée, l'Upper Sequence est assez peu épaisse à l'exception du bassin profond, le Bassin Central (CB), et du sous-bassin du Kandili dans le Bassin Oriental (EB, Figure 3.19). Dans le premier, l'épaississement situé entre les villes de Livanates et d'Aedipsos est à mettre en relation avec le dépôt issu de processus gravitaires (MTD) décrit à partir de la Figure 3.8. Un dépôt-centre de moindre envergure que les précédents apparaît également au sud des monts du Téléthron (T, Figures 3.19 et 3.20). Les épaisseurs relativement importantes mesurées dans ce dépôt-



centre et celui du sous-bassin du Kandili (Figures 3.19 et 3.20) pourraient être liées à l'activité tectonique des failles majeures de cette zone (l'Aedipsos Politika Fault System, APFS). Celles-ci seront détaillées dans le chapitre 4 (section 1.5).

L'étude des réseaux hydrographiques en Grèce Centrale, en Eubée et en Othrys met en évidence l'étroite relation entre certains bassins versants et les dépôt-centres de l'*Upper Sequence* (Figure 3.20). En effet, les dépôt-centres de la zone de Lichades et du Bassin Occidental (Western Basin) sont alimentés par les deux bassins versants du Bassin de Réginio (Figure 3.20). Un autre dépôt-centre est mis en évidence dans le Golfe Maliaque, au niveau de l'embouchure du fleuve Sperchios (Figures 3.19, 3.20). Ce fleuve ne semble pas jouer un rôle important dans l'alimentation de l'US en termes de flux sédimentaires. En effet, les sédiments holocènes provenant du Sperchios se sont apparemment accumulés essentiellement au niveau de la plaine alluviale et du delta qui se développe dans le Golfe Maliaque (Pechlivanidou *et al.*, 2014, 2018).

Le dépôt-centre situé dans le nord du Bassin Central (Central Basin) semble être alimenté par les cours d'eau venant du Téléthron et du Ksiron (Figure 3.20), néanmoins, l'activité tectonique très intense dans cette zone peut également jouer un rôle sur les épaisseurs des sédiments du bassin (*cf* chapitres 4 et 6). Néanmoins, les interprétations dans cette partie du bassin sont à relativiser compte tenu de la faible couverture sismique de très haute résolution. Concernant le dépôt-centre localisé au sud du Kandili (Kd), cet épaissement ne semble effectivement pas relié au drainage actuel de la plaine de Politika dont les fleuves se jettent au sud de la ville et non vers l'ouest, vers le dépôt-centre (Figure 3.20).

Le Chenal d'Oreoi compte deux principaux dépôt-centres localisés proche de l'Eubée (Figure 3.20). Ils sont tous les deux influencés par les bassins versants d'Istiaia. Deux dépôt-centres supplémentaires sont mis en évidence proche de la côte de Lichades (Figures 3.19, 3.20). Pour finir, le Bassin de Skiathos constitue également un dépôt-centre dans lequel l'*Upper Sequence* atteint une épaisseur d'environ 35 ms TWTT (~ 28 m), ce qui est non négligeable par rapport aux autres dépôt-centres du Chenal d'Oreoi. Cette zone est particulièrement intéressante étant donné que le rivage de la Mer Égée se trouvait probablement à cet endroit lors du Dernier Maximum Glaciaire (Sakellariou and Galanidou, 2016). On peut donc penser que pendant la remontée du niveau marin à l'Holocène, le Bassin de Skiathos a formé un des premiers bassins sédimentaires marins au sein des zones précédemment émergées.

L'ensemble de ces observations et interprétations montrent que les dépôt-centres de l'*Upper Sequence* sont principalement alimentés par des sources locales, provenant du Bassin de Réginio et du Nord de l'Eubée (Figure 3.20), plutôt que d'un seul fleuve principal, le Sperchios.

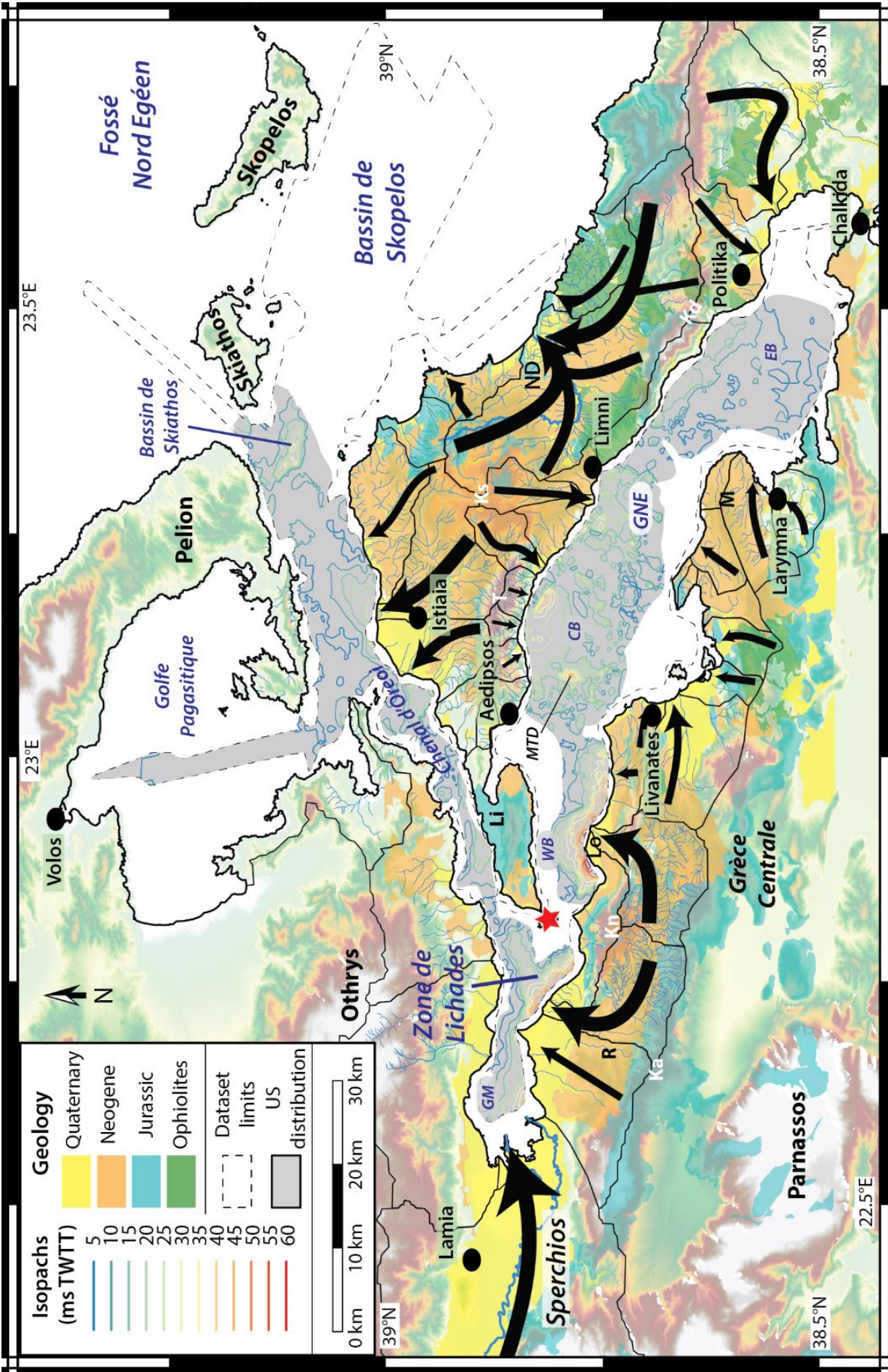


Figure 3.20 : Carte de répartition de l'US (en gris) et de ses courbes isopaques (en millisecondes temps-double), présentant les différents bassins versants (Döll et al., 2003) et leurs réseaux hydrographiques (issus des cartes géologiques à l'échelle 1:50 000 de l'IGME, Marinos et al., 1957, 1963, 1967 ; Papastamatiou et al., 1960, 1962 ; Maratos et al., 1965, 1967 ; Tataris et al., 1970 ; Katsikatos et al., 1978, 1978b, 1980, 1981 ; Parginos et al., 1970). Les principaux ensembles géologiques connus à terres sont issus de la synthèse des cartes géologiques à l'échelle 1:50 000 de l'IGME. Les flèches noires indiquent les sources sédimentaires alimentant l'US en termes de flux sédimentaires.

3. Conclusions

L'interprétation des données très haute résolution des campagnes WATER a permis de mieux caractériser les sédiments holocènes qui constituent l'*Upper Sequence* à travers l'ensemble du rift Sperchios-Golfe Nord Eubée, mais aussi au sein du Chenal d'Oreoi et du Bassin de Skiathos. Cela permet de mettre à jour la cartographie de ce remplissage post-glaciaire dans le rift, où il avait été défini et d'étendre son identification aux zones qui étaient vierges de données auparavant. L'analyse de l'épaisseur de l'*Upper Sequence* met en évidence plusieurs dépôt-centres, notamment deux majeurs proches des côtes méridionales de la zone de Lichades et du Bassin Occidental qui peuvent être mis en corrélation avec deux bassins versants situés au sein du Bassin de Régino. La distribution des dépôt-centres montre que le fleuve Sperchios ne participe pas significativement aux apports sédimentaires constituant l'*Upper Sequence*, les dépôt-centres sont localisés proches des côtes et semblent influencés par des fleuves et des deltas locaux de plus petites envergures que le Sperchios.

CHAPITRE 4 : ANALYSE STRUCTURALE DU RIFT SPERCHIOS-GOLFE NORD EUBÉE

Introduction

Ce chapitre est consacré à l'étude structurale du rift Sperchios-Golfe Nord Eubée à partir des données sismiques très haute résolution de type Sparker acquises lors de la campagne WATER 1 en 2017 et de type Air-gun monotracer provenant de l'étude de Sakellariou *et al.* (2007). Les interprétations des profils sismiques permettront d'établir une nouvelle cartographie des failles au sein des différentes zones du rift. Ces failles seront ensuite intégrées aux autres données structurales publiées dans la zone d'étude, principalement à terre. Dans un deuxième temps, la structure globale du rift Sperchios-Golfe Nord Eubée sera décrite puis comparée à celle du rift de Corinthe. Couplée à des études géophysiques publiées, cette démarche explicitera les asymétries des rifts ainsi que les structures crustales qui contrôlent la déformation. L'ensemble de ces résultats et discussions a pour but d'approfondir cette étude au niveau régional et à l'échelle de la croûte égéenne.

1. Caractérisation de la déformation du rift Sperchios-Golfe Nord Eubée

1.1. Structuration en 5 zones

Le rift Sperchios-Golfe Nord Eubée est composé d'Ouest en Est du Bassin du Sperchios qui est émergé, de la zone de Lichades et du Golfe Nord Eubée (**Figure 4.1**). Les deux dernières parties sont séparées par le volcan de Lichades et elles se distinguent de par leurs profondeurs. Le Golfe Nord Eubée atteint plus de 440 m de profondeur tandis que la bathymétrie dans la zone de Lichades n'excède pas 60 m (Figure 4.1). Le Golfe Nord Eubée est divisé en trois bassins selon l'étude de Sakellariou *et al.* (2007) : le Bassin Occidental (*Western Basin*), le Bassin Central (*Central Basin*) et le Bassin Oriental (*Eastern Basin*). Ces bassins sont différenciés selon leur bathymétrie, leur direction ainsi que celle des failles identifiées par les données sismiques (Sakellariou *et al.*, 2007 ; cette étude). La carte tectonique présentée ci-dessous met notamment en évidence les différentes directions de failles normales à travers le rift. De très nombreuses failles ont été identifiées sur les différents jeux de données sismiques. Les failles représentées sur la carte tectonique sont seulement celles qui ont pu être corrélées entre plusieurs profils. La complexité de la carte et les différents niveaux de détails nécessitent de décrire la déformation zone par zone d'ouest en est.



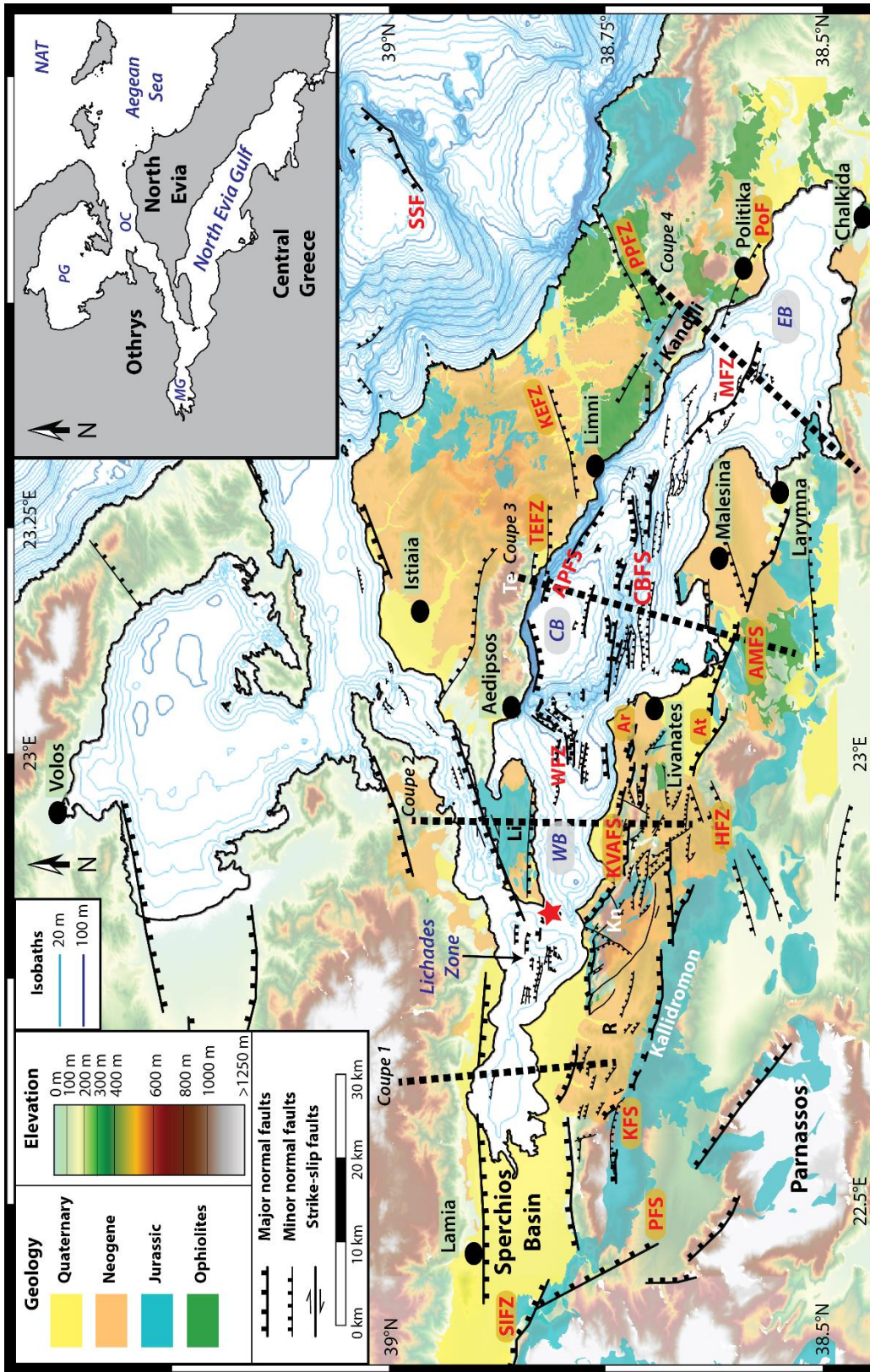


Figure 4.1 : Carte tectonique du domaine Nord Eubée établi à partir de la compilation des failles à terre issue de la bibliographie (Palyvos *et al.*, 2006 ; Kranis, 2007 ; Kiliadis *et al.*, 2008 ; Savvaidis *et al.*, 2012 ; Sakellariou *et al.*, 2016) et de l'interprétation des données sismiques de Sakellariou *et al.* (2007) et de la campagne WATER (2017). La topographie et la bathymétrie proviennent respectivement du réseau de données SRTM30 et d'EMODNET. La géologie provient des cartes géologiques de l'IGME à l'échelle 1:50000. **AMFS** : Atalanti-Martino Fault Segments ; **APFS** : Aedipos-Politika Fault System ; **Ar** : faille d'Arkitisa ; **At** : faille d'Atalanti ; **CB** : Central Basin ; **CBFS** : Central Basin Fault System ; **EB** : Eastern Basin ; **HFZ** : Hyampolis Fault Zone ; **KEFZ** : KEchriae Fault Zone ; **KFS** : Kallidromon Fault Segments ; **Kn** : Knimis ; **KVAFS** : Kamena Vourla-Arkitisa Fault System ; **Li** : péninsule de Lichades ; **M** : péninsule de Malesina ; **MFZ** : Melouna Fault Zone ; **MG** : Maliaikos Gulf ; **NAT** : North Aegean Trough ; **OC** : Oreoi Channel ; **PFS** : Parnassos Fault System ; **PG** : Pagastikos Gulf ; **PoF** : Politika Fault ; **R** : bassin de Régimio ; **SIFZ** : Spherchios-Ipati Fault Zone ; **SSF** : South Skopelos Fault ; **T** : Telethron ; **TEFZ** : Telethron Fault Zone ; **WB** : Western Basin ; **WFZ** : Western Fault Zone.



1.2. La zone de Lichades

La zone de Lichades s'étend du Golfe Maliaque, à l'ouest, jusqu'à la péninsule de Lichades, à l'est (**Figure 4.2**). Cette zone forme la jonction entre le Bassin du Sperchios, le Golfe Nord Eubée et le Chenal d'Oreoi (**Figure 4.3**).

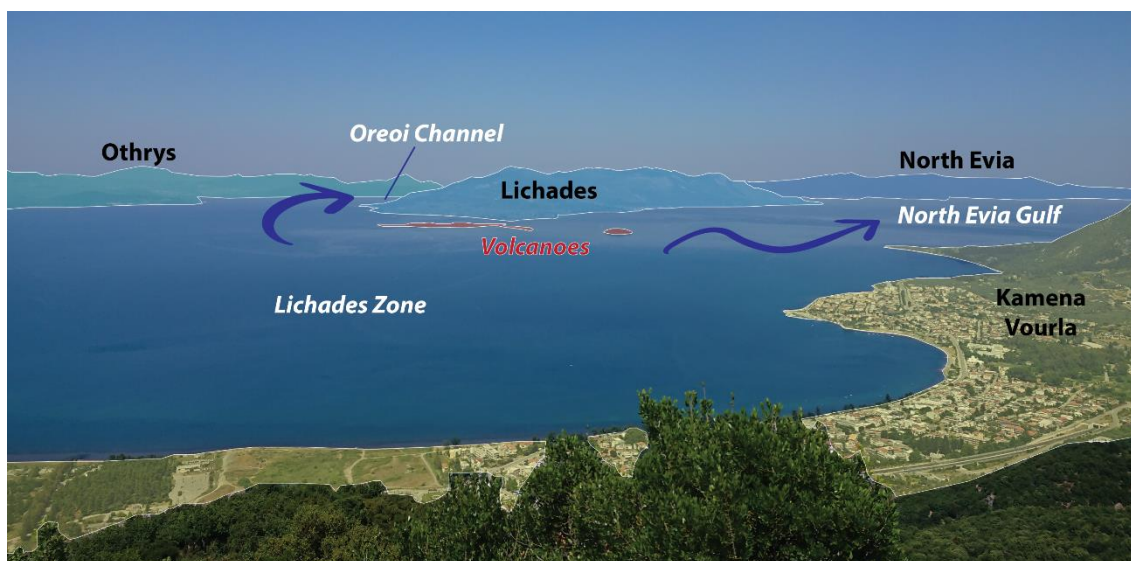


Figure 4.2 : La zone de Lichades vue depuis les hauteurs du Bassin de Réginio.

La zone de Lichades est principalement contrôlée par des failles normales orientées E-W avec des pendages vers le nord et vers le Sud. Les rejets maximaux identifiés au sein de l'*Upper Sequence* sont de l'ordre de 3-4 ms TWTT ($\sim 2,4-3,2$ m avec une vitesse sismique de 1600 m.s^{-1} , **Figures 4.4 et 4.5**). Au niveau du haut-fond, les rejets atteignent environ 15 ms TWTT (~ 11 m) dans la bathymétrie (**Figure 4.4**).

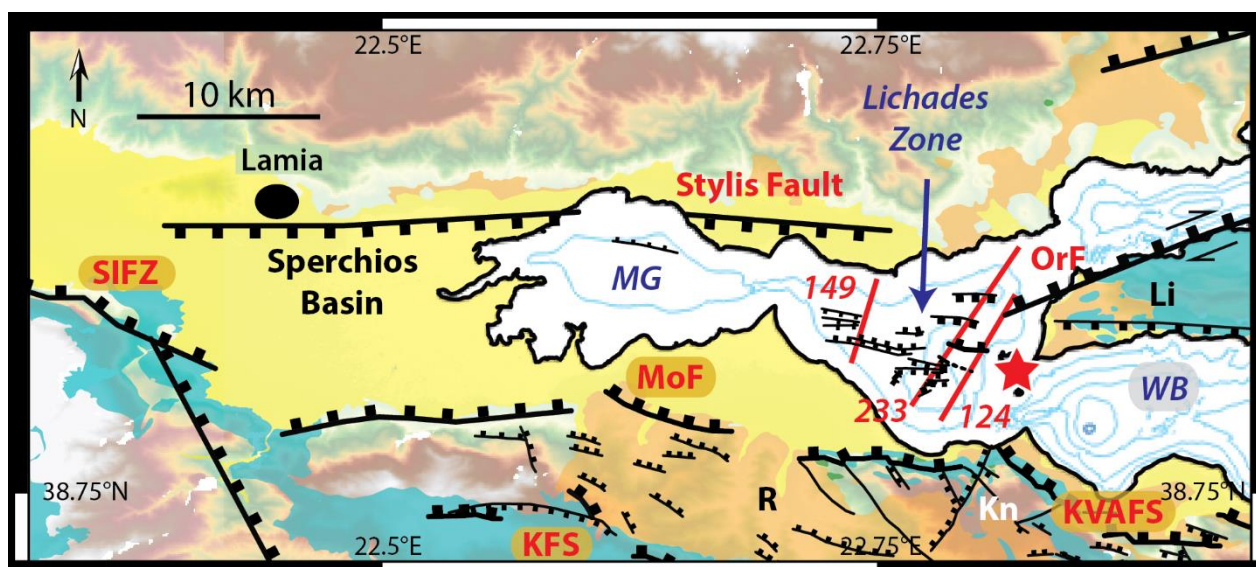


Figure 4.3 : Schéma structural centré sur la zone de Lichades. Les profils sismiques des Figures 4.4 et 4.5 sont localisés en rouge. KFS : Kallidromon Fault Segments ; Kn : Knimis ; KVAFS : Kamena Vourla-Arkitsa Fault System ; Li : péninsule de Lichades ; MG : Maliakos Gulf ; MoF : faille de Molos ; OrF : faille d'Oreoi ; SIFZ : Sperchios-Ipati Fault Zone.

La partie orientale est marquée par la présence d'édifices volcaniques datés d'environ 500 000 ans et de nature calco-alcaline (Pe-piper and Piper, 1989), formant de petites îles (**Figures 4.2 et 4.3**). Certaines structures présentant un faciès sismique chaotique accompagné de nombreuses hyperboles



CHAPITRE 4

et d'un toit fortement ondulé ont été identifiées à proximité de ces îles volcaniques (Profil WAT17_124, Figure 4.4). Ainsi, il est fort probable que ces unités au faciès chaotique correspondent à des épanchements volcaniques provenant du volcanisme de Lichades. Cette partie orientale est également marquée par la présence d'un haut-fond structural (*Lichades shoal*, Figure 4.4) à proximité de la zone volcanique. Ce haut-fond n'est pas recouvert par l'*Upper Sequence* et il est constitué de réflecteurs plissés et décalés qui traduisent de fortes déformations par plis et failles. Il est bordé de grandes failles normales à pendages opposés, il apparaît donc comme un horst.

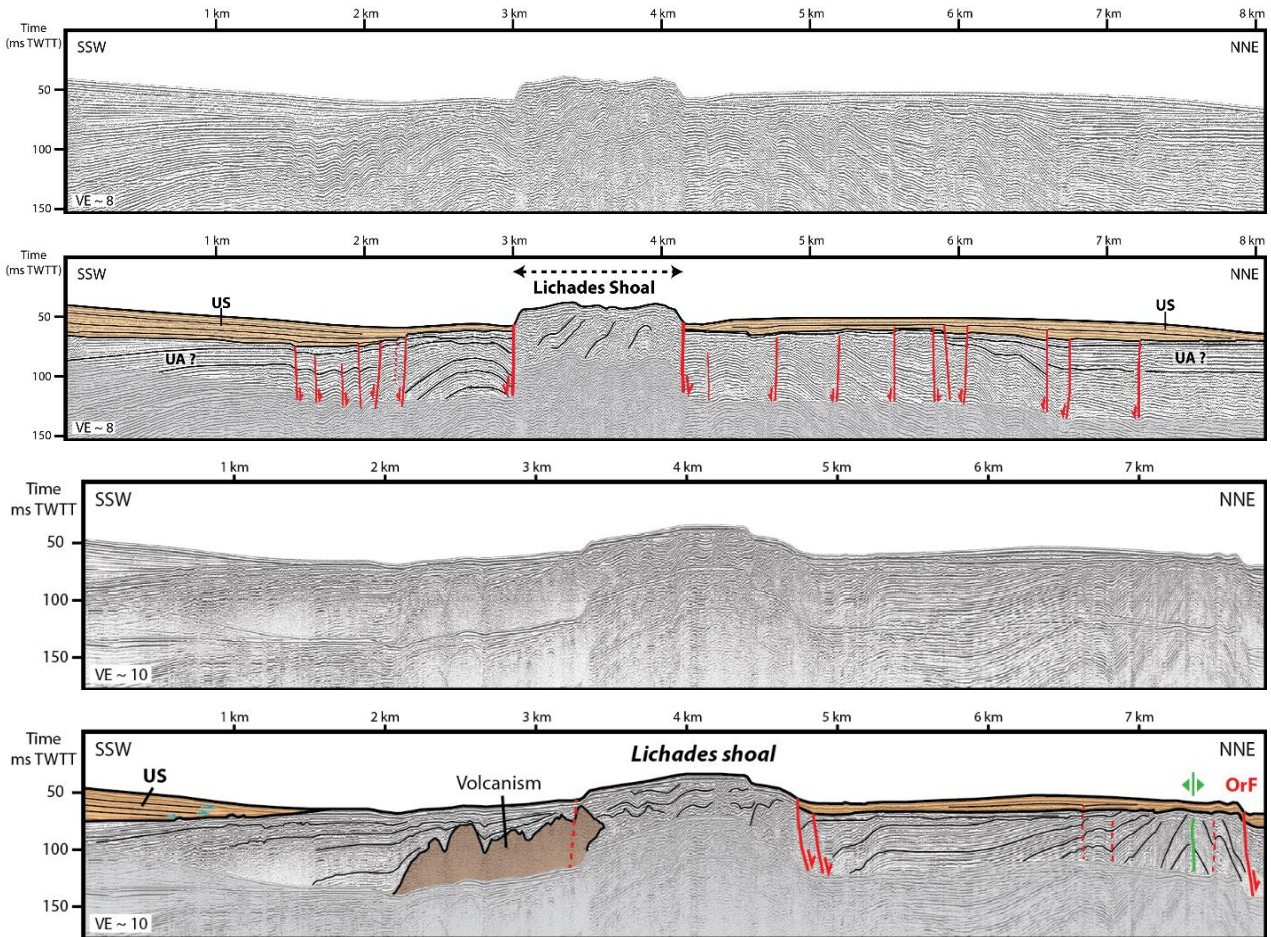


Figure 4.4 : Profils sismiques Sparker WAT17_233 (en haut) et WAT17_124 (en bas), localisés sur la Figure 4.3. OrF : Oreoi Fault ; UA : Unité A ; US : *Upper Sequence*. Shoal : haut-fond. Les figurés verts sur le profil WAT17_124 indique la présence d'un axe de pli anticlinal.

Au nord de la partie orientale, l'analyse des profils sismiques met en évidence une autre faille normale majeure orientée NE-SW à pendage vers le NW qui affecte le fond marin (Profil WAT17_124, Figure 4.4). De part et d'autre de cette faille se trouvent des anticlinaux recouverts par les dépôts holocènes de l'*Upper Sequence* en discordance (axe vert, profil WAT17_124, Figure 4.4). Cette faille est interprétée comme la prolongation de la faille bordière sud du Chenal d'Oreoi, appelée Oreoi Fault (OrF, Figures 4.3 et 4.4), qui apparaît comme une faille normale avec un rejet vertical significatif. Cependant, l'étude de microsismicité menée par Kiratzi (2002) démontre que le mécanisme au foyer d'un séisme localisé le long de cette faille est un mécanisme en décrochement et qu'il peut être interprété comme dextre. Cette faille pourrait donc être initialement une faille normale importante qui a été réactivée en décrochement dextre, au moins pour la période récente.

CHAPITRE 4

La partie centrale de la zone de Lichades est caractérisée par la présence d'une série de failles normales orientées E-W dont les rejets sont faibles (quelques ms TWTT, environ 2 m). Ces failles n'atteignent pas le fond marin, ainsi, elles ne peuvent pas être corrélées avec les failles contrôlant le haut-fond identifiée proche des îles de Lichades. Les fortes épaisseurs de l'*Upper Sequence* dans cette partie centrale permettent d'analyser finement la chronologie relative des failles (**Figure 4.5**). Celles localisées au sud apparaissent alors plus jeunes, ou sont actives plus longtemps, que les autres failles. Les rejets sont également plus importants le long des failles les plus méridionales.

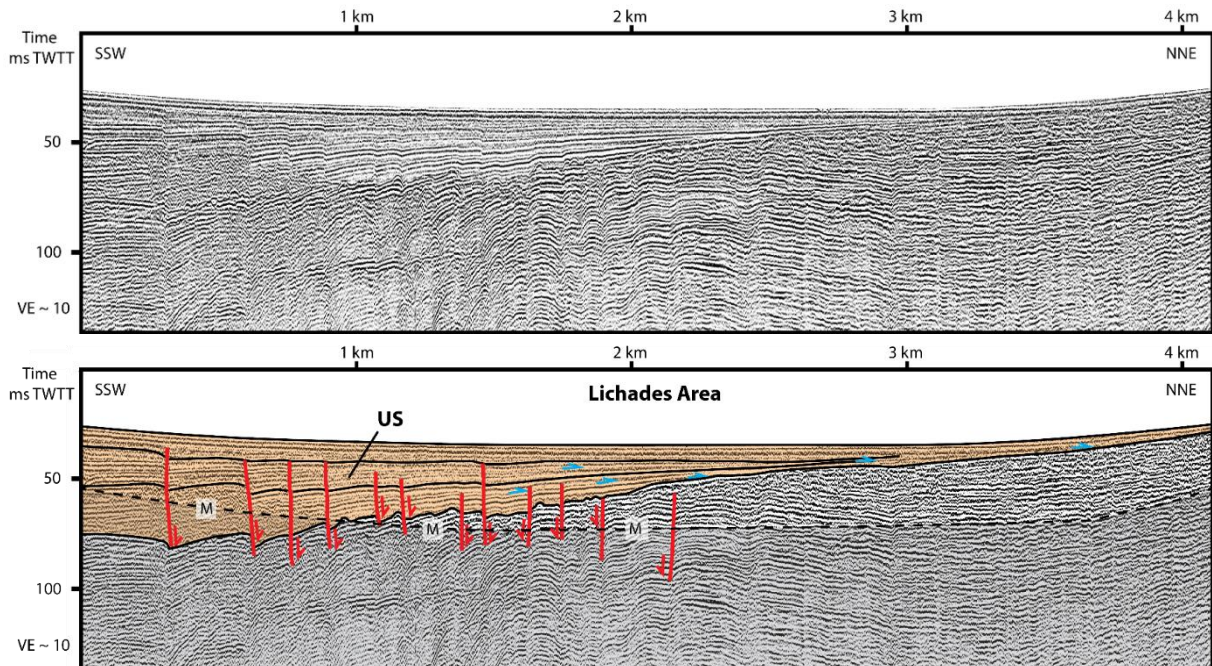


Figure 4.5 : Profil sismique Sparker WAT17_149, localise sur la Figure 4.3. Les flèches bleues indiquent des terminaisons de réflecteurs en onlap et toplap. M : Premier multiple du fond marin ; US : *Upper Sequence*.

L'*Upper Sequence* s'épaissit vers le Sud dans l'ensemble de la zone de Lichades, et cela s'observe encore mieux dans la partie occidentale où les épaisseurs les plus élevées (environ 50 ms TWTT, soit environ 40 m) sont enregistrées (Figure 4.5, se référer au Chapitre 3 pour plus de détails). Les réflecteurs internes à l'*Upper Sequence* ont ici une forme en éventail ouvert vers le Sud, dans la direction du principal bassin versant qui alimente en sédiments cette séquence holocène (*cf.* Chapitre 3, section 2.), et où sont également présents les segments de failles appartenant au Kamena Vourla-Arkitsa Fault System (Figure 4.3).

1.3. Le Bassin Occidental

Le Bassin Occidental (*Western Basin*, WB) est localisé entre les volcans de Lichades à l'ouest et la transversale d'Aedipos-Livanates à l'est (**Figure 4.6**). La déformation au sein de ce bassin semble particulièrement importante vers l'est, notamment au sein de la Western Fault Zone (WFZ, Figures 4.6, 4.7 et 4.8). Cette zone de failles est marquée par la présence d'un graben étroit, affectant le fond marin, dont la faille bordière septentrionale délimite deux domaines structuraux très différents caractérisés par des faciès sismiques et des styles de déformations très différents (Figure 4.9). Le domaine au nord de cette faille bordière présente de nombreuses failles et des plissements rendant les suivis de réflecteurs difficiles. Certains ensembles de réflecteurs sont fortement inclinés vers le Nord (Figure 4.9). L'autre domaine structural est principalement contrôlé par trois failles normales majeures, les deux qui forment le graben de la Western Fault Zone et une localisée à l'extrémité sud



du Bassin Occidental (Figures 4.7 et 4.8). Les réflecteurs constituant les unités A et B et l'*Upper Sequence* sont globalement subhorizontaux et bien continus (Figures 4.7 et 4.8).

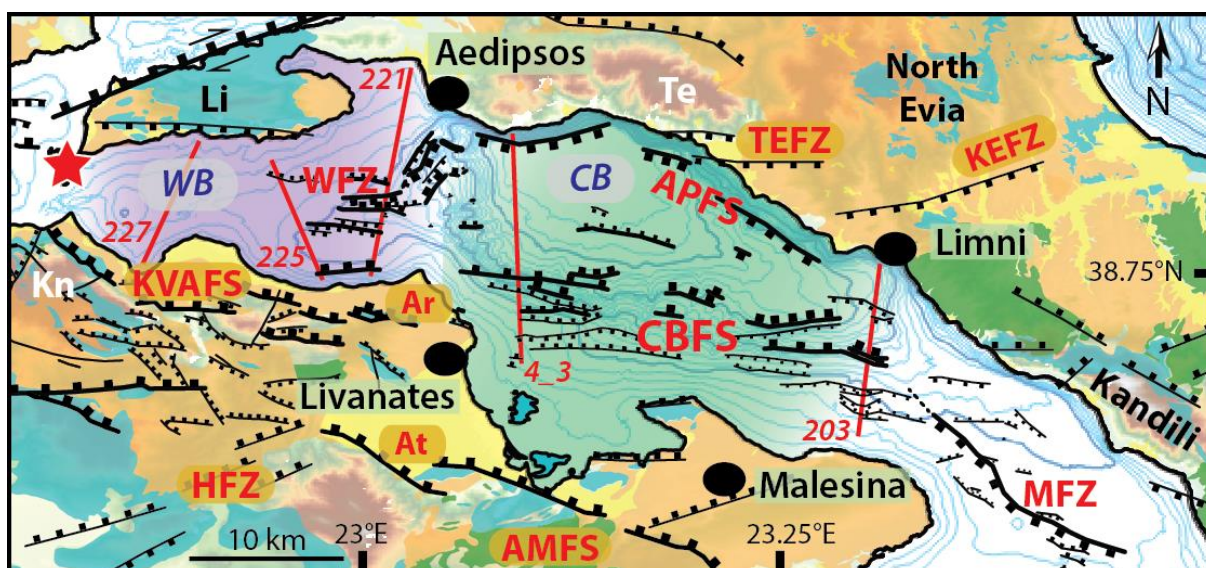


Figure 4.6 : Schéma structural centré sur le Bassin Occidental (*Western Basin*, en rose) et le Bassin Central (*Central Basin*, en vert). Les profils sismiques des Figures 4.7, 4.8, 4.9, 4.10 et 4.11 sont localisés en rouge. Pour les abréviations, se référer à la légende de la Figure 4.1 et au glossaire.

La bordure méridionale du Bassin Occidental est contrôlée par une faille normale à pendage vers le Nord qui affecte la bathymétrie et montre des rejets relativement importants (Figures 4.7 et 4.8) de 20 à 30 ms TWTT au sein de l'*Upper Sequence* (soit environ 16 à 24 m avec une vitesse sismique de 1600 m/s). Cette zone est également caractérisée par la présence de plissements anticlinaux et synclinaux affectant les unités A et B sur le compartiment supérieur de la faille (Figures 4.7 et 4.8). Les sédiments holocènes de l'*US* ne sont que peu, voire pas, affectés par ces structures plicatives. L'origine de telles structures compressives n'est pas clairement établie. Selon la chronologie proposée par Mercier *et al.* (1979, 1987), de tels plis pourraient résulter d'une courte phase compressive au Pléistocène inférieur, décrite à terre à partir de plans de failles normales décalés par des failles inverses de rejets centimétriques. Ces structures compressives peuvent cependant ne pas être associées à un épisode compressif général mais à une réponse locale à la reprise en décrochement de certaines failles normales. L'obliquité du mouvement sur certains grands plans de faille est attestée par les stries obliques observées sur les plans de failles des systèmes Kamena Vourla-Arkitsa et Kallidromon-Atalanti-Martino. Il apparaît donc raisonnable de considérer que certains segments de failles pourraient avoir un comportement en transpression au cours du Pléistocène, pendant la réactivation oblique le long des failles normales les plus anciennes. Le graben observé sur le profil WAT17_221 (Figure 4.7) est difficile à prolonger vers l'ouest et l'est, néanmoins, la faille majeure à pendage vers le Sud semble être corrélable avec d'autres failles (Figure 4.8). Les corrélations vers l'est semblent induire un changement d'orientation de cette faille et peut-être du graben également (Figure 4.6). L'origine de ce changement d'orientation n'est pas encore bien contrainte. La partie occidentale du Bassin Occidental est caractérisée par les fortes épaisseurs de l'*Upper Sequence* (**Figure 4.9**, cf. Chapitre 3) et une déformation beaucoup moins marquée que l'autre partie du bassin. En effet, il y a peu de failles et elles ne présentent pas de rejets supérieurs à 13 ms TWTT (~ 10 m) dans l'unité sismique qui pourrait correspondre à l'Unité A et 3 ms TWTT en base d'*Upper Sequence* (~ 2 m, Figure 4.9).

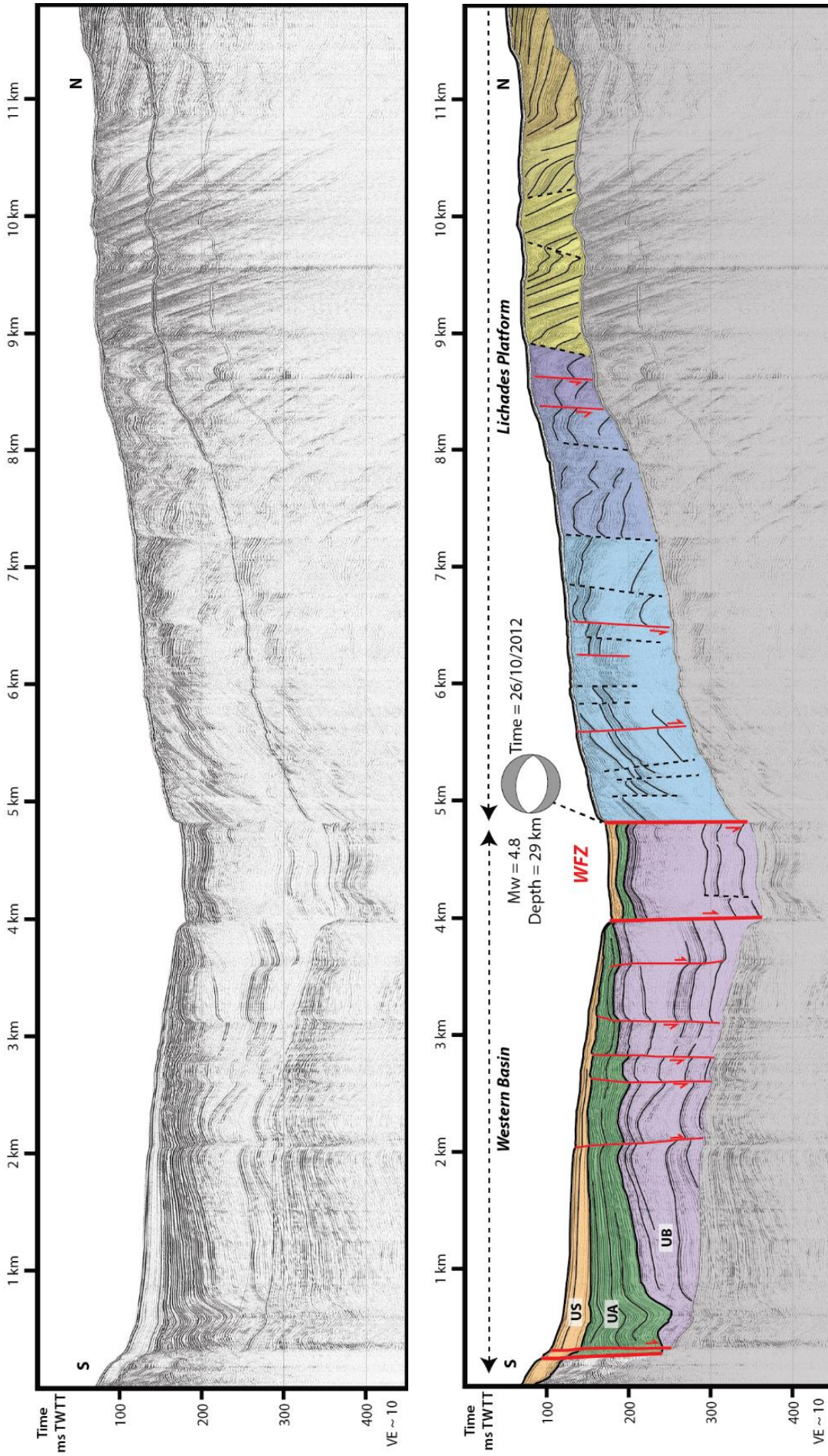


Figure 4.7 : Profil sismique Sparker WAT17_221, à travers le Bassin Occidental (Western Basin), localisé sur la Figure 4.6. UA : Unité A ; UB : Unité B ; US : Upper Sequence ; WFZ : Western Fault Zone. Les autres domaines colorés sont distingués en deux parties selon la géométrie des réflecteurs. Les teintes bleutées et violacées correspondent à des domaines où les réflecteurs ont un pendage faible, à la différence des teintes jaunâtres où les réflecteurs montrent de forts pendages.

CHAPITRE 4

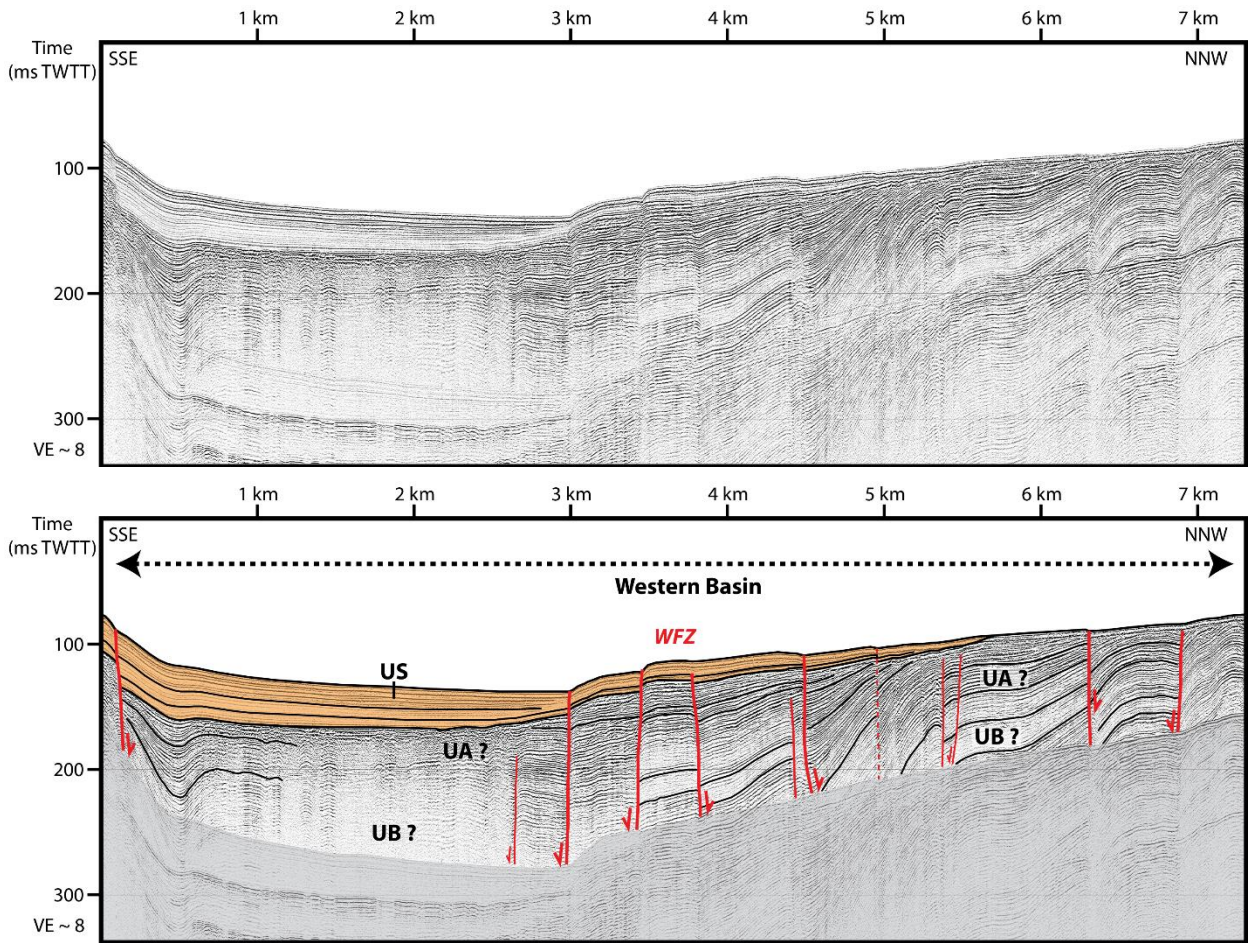


Figure 4.8 : Profil sismique Sparker WAT17_225, à travers la partie occidentale du Western Basin, localisé sur la Figure 4.6. UA : Unité A ; UB : Unité B ; US : *Upper Sequence* ; WFZ : Western Fault Zone.

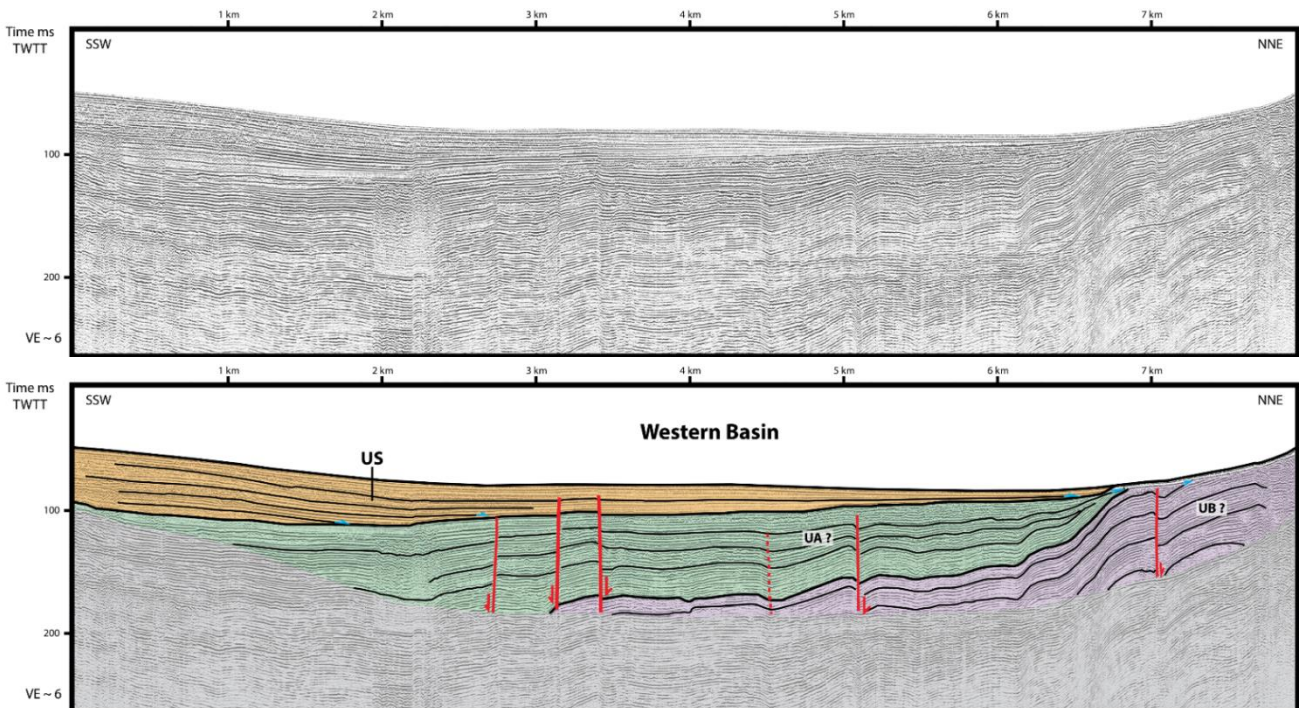


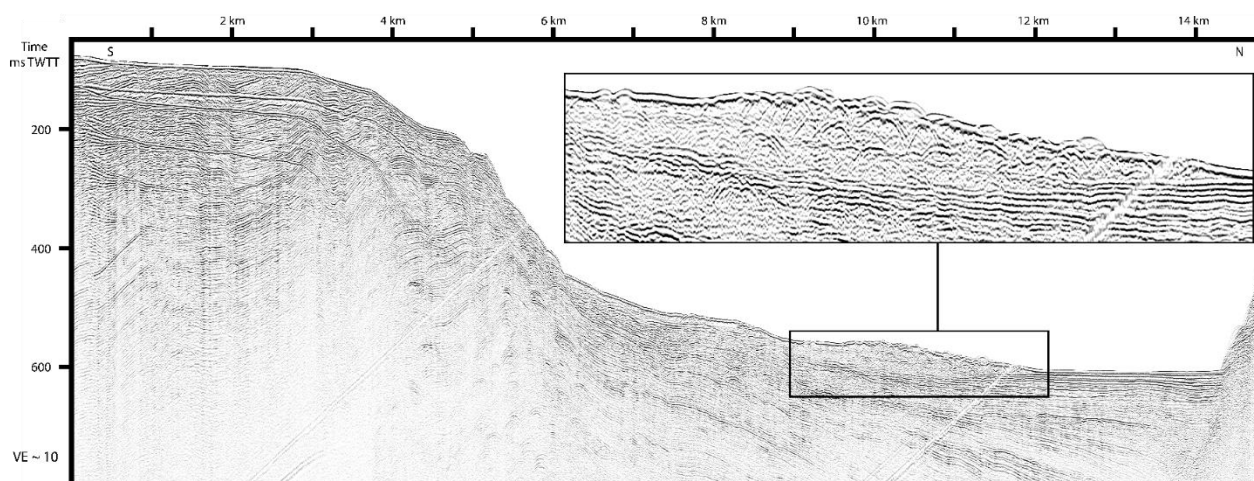
Figure 4.9 : Profil sismique Sparker WAT17_227, localisé sur la Figure 4.6. UA : Unité A ; UB : Unité B ; US : *Upper Sequence*.

L'ensemble des réflecteurs des unités sous-jacentes de l'*Upper Sequence* montrent des pendages apparents horizontaux ou légèrement inclinés vers le Sud d'environ 2 à 3° (sans exagération verticale). Ces réflecteurs, toujours inclinés vers le Sud, se redressent fortement à proximité de la péninsule de Lichades où les pendages atteignent des valeurs d'environ 9° (Figure 4.9).

1.4. Le Bassin Central

Le Bassin Central (*Central Basin*, CB) se développe entre les transversales d'Aedipsos-Livanates à l'ouest, et de Limni-Malesina à l'est (Figure 4.6). La déformation est contrôlée par deux systèmes de failles normales, l'Aedipsos-Politika Fault System (APFS) et le Central Basin Fault System (CBFS), respectivement orientés NW-SE et WNW-ESE (Figure 4.6). Selon des études précédentes, le système de failles Aedipsos-Politika borde la côte sud de l'Eubée depuis la ville d'Aedipsos jusqu'à la ville de Politika (Ganas *et al.*, 1996 ; Roberts and Jackson, 2001 ; Sakellariou *et al.*, 2007), où selon certains auteurs (Ganas *et al.*, 1996 ; Roberts and Jackson, 2001), il serait identifiable à terre. L'analyse des données sismiques permet d'identifier les failles de ce système uniquement jusqu'à la ville de Limni. Ces failles normales orientées NW-SE à pendage vers le Sud-Ouest affectent clairement le fond marin avec de forts rejets (**Figure 4.10**). Ainsi, ces failles sont considérées comme des failles majeures du rift.

Le Central Basin Fault System (CBFS) est localisé entre la plate-forme du Bassin Central et le bassin profond (Figures 4.7, 4.10 et 4.12). Il est constitué de nombreuses failles normales orientées WNW-ESE et E-W dont les failles majeures sont localisées sur la pente et sont caractérisées par des pendages vers le Nord-Nord-Est et le Nord (Figures 4.10 et 4.12). Ces failles montrent des rejets importants de l'ordre de 50 ms TWTT (environ 40 m), voire plus élevés localement, et affectent le fond marin.



CHAPITRE 4

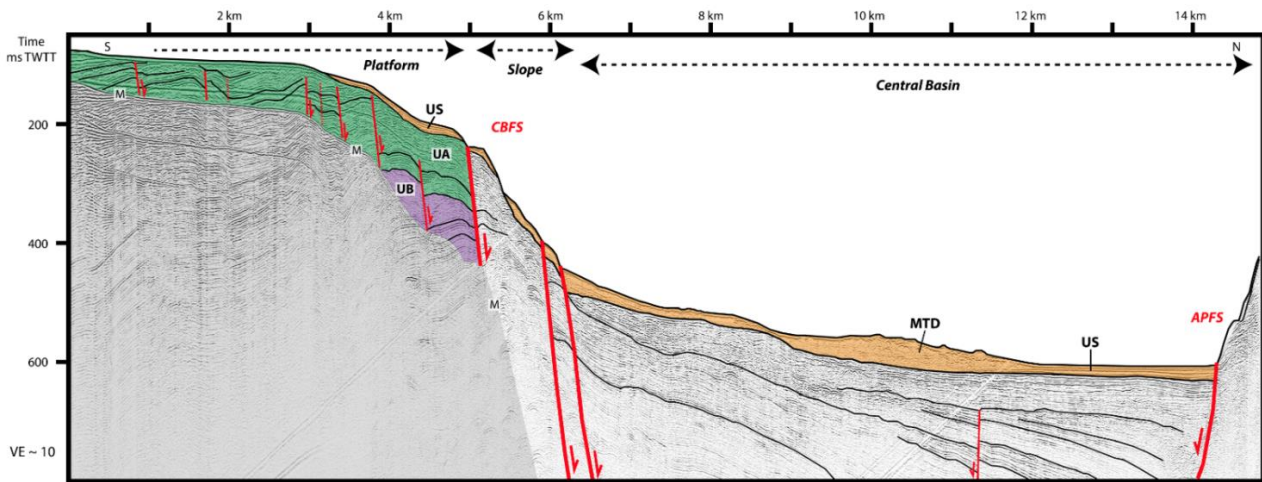


Figure 4.10 : Profil sismique Airgun 4_3 issu des données de Sakellariou *et al.* (2007) et réinterprété, localisé sur la Figure 4.6. APFS : Aedipos Politika Fault System ; CBFS : Central Basin Fault System ; UA : Unité A ; UB : Unité B ; US : *Upper Sequence*.

Le Central Basin Fault System partage les mêmes caractéristiques que le Kamena Vourla-Arkitsa Fault System localisé plus à l'ouest, à terre. La célèbre faille d'Arkitsa, dont le miroir de faille est particulièrement bien exposé sur une surface de plusieurs hectares, appartient à ce système de failles (**Figure 4.11**). De par sa localisation, son orientation et ses caractéristiques structurales, nous interprétons le Central Basin Fault System (CBFS) comme correspondant au prolongement oriental du Kamena Vourla-Arkitsa Fault System (KVAFS).

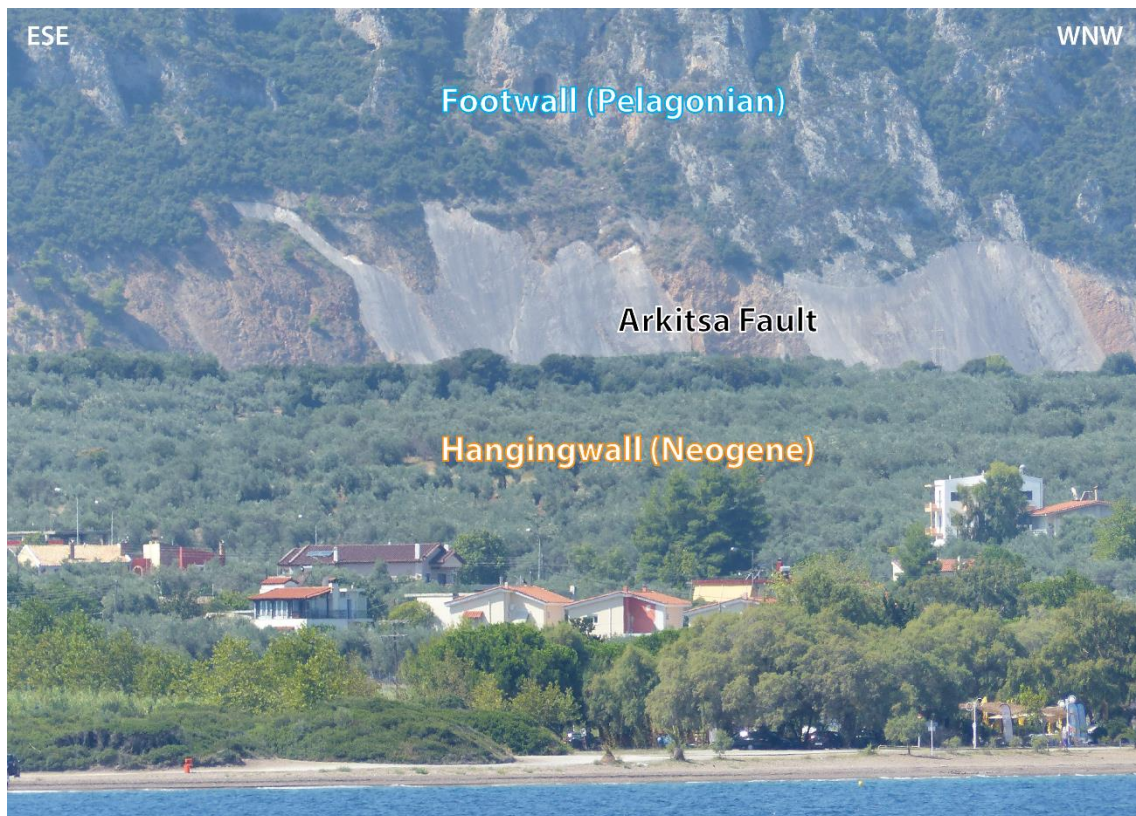


Figure 4.11 : Plan de la faille d'Arkitsa vu depuis le Golfe Nord Eubée, photographie de F. Chanier.

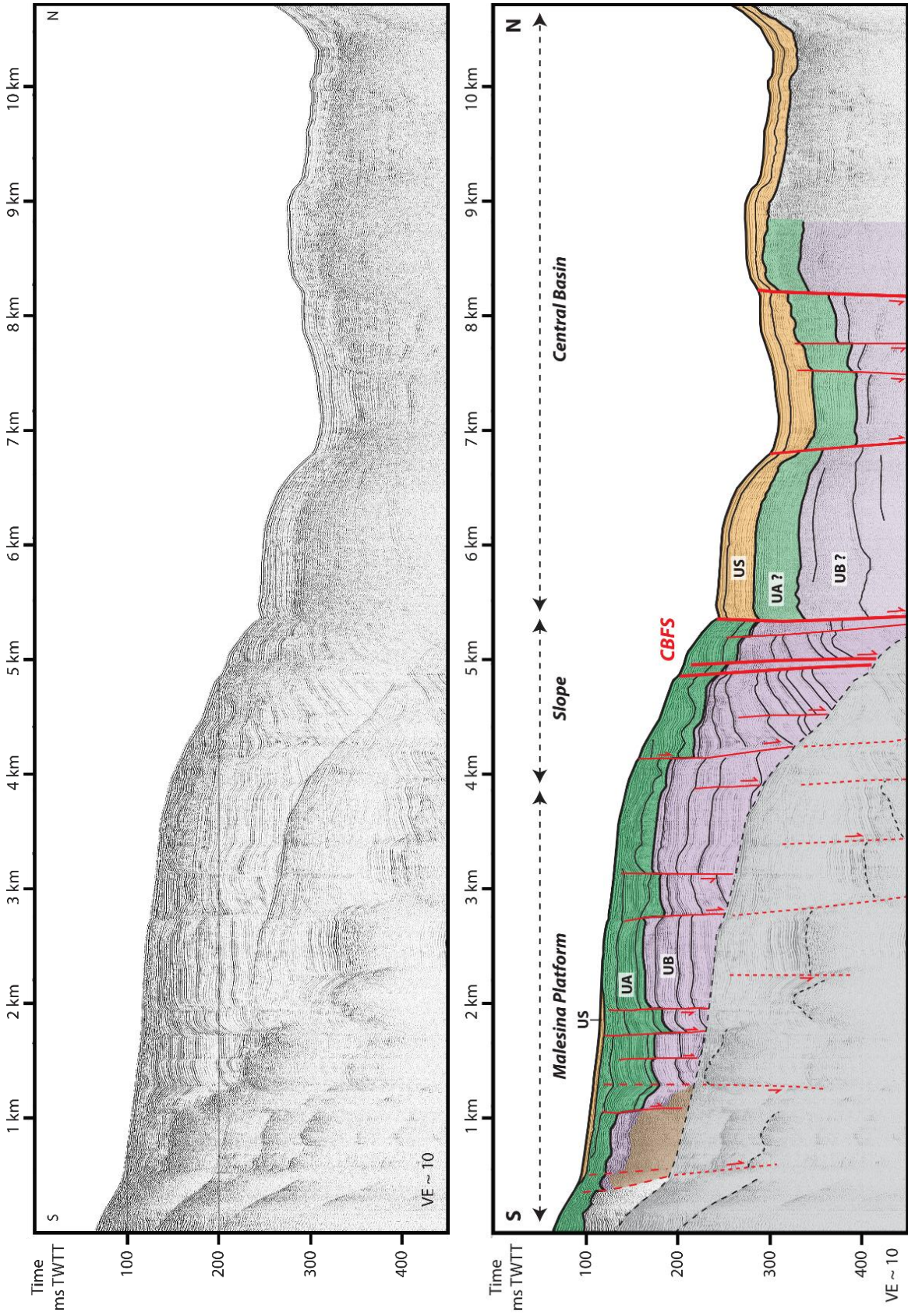


Figure 4.12 : Profil sismique Sparker WAT17_203, localise sur la Figure 4.6. CBFS : Central Basin Fault System ; UA : Unité A ; UB : Unité B ; US : Upper Sequence.

1.5. Le Bassin Oriental

Le Bassin Oriental (*Eastern Basin*, EB) est situé entre la péninsule de Malesina (M) et le détroit de Chalkida (**Figure 4.13**).

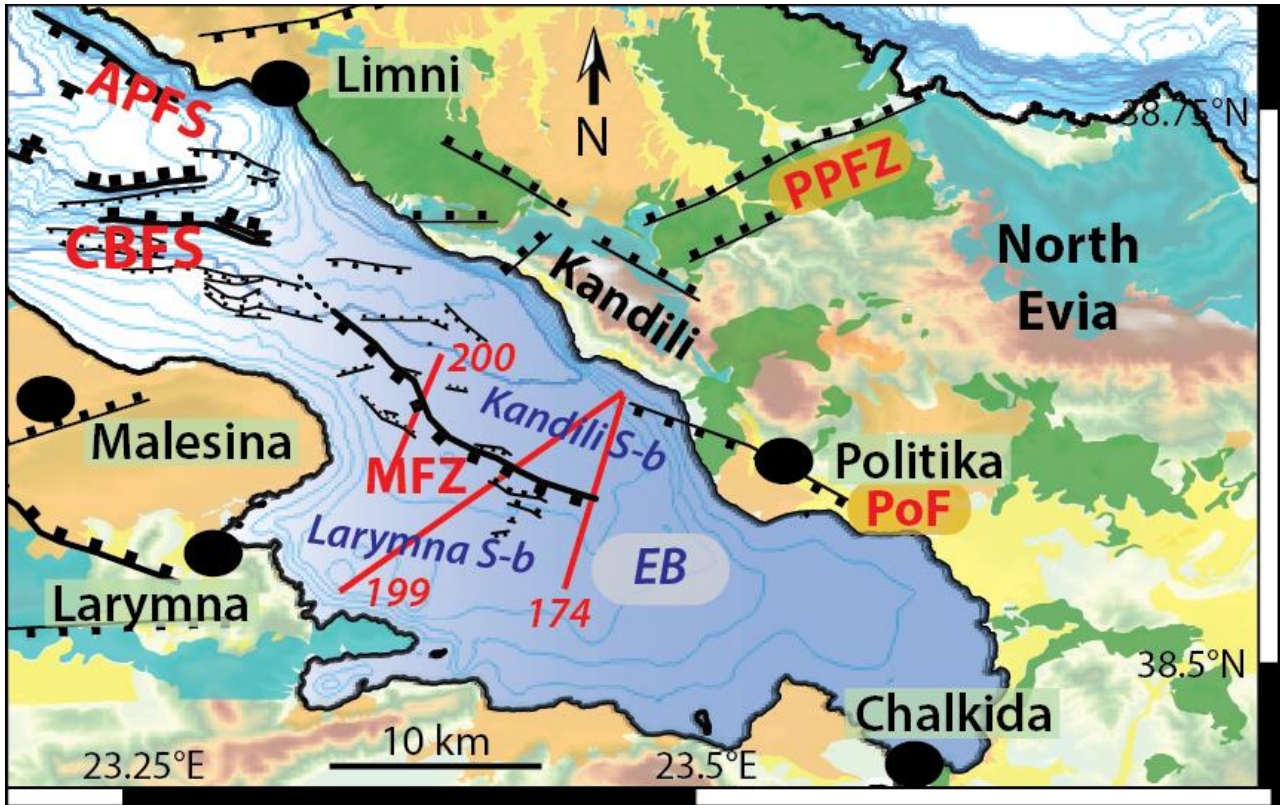


Figure 4.13 : Carte tectonique du Golfe Nord Eubée centrée sur le Bassin Oriental (*Eastern Basin*, EB) représenté en bleu. Les profils sismiques des Figures 4.14, 4.16 et 4.17 sont localisés en rouge. Pour les abréviations, se référer à la légende de la Figure 4.1 et au glossaire.

La déformation au sein de ce bassin est principalement localisée le long de la Melouna Fault Zone (MFZ, Figures 4.13, 4.14, 4.16 et 4.17), qui est une zone de failles globalement orientée NW-SE. Elle est constituée d'une faille normale principale orientée WNW-ESE à l'est et NW-SE à l'ouest avec un pendage vers le Sud-Sud-Ouest et le Sud-Ouest (Figure 4.13). Cette faille est classifiée comme principale de par les rejets verticaux élevés mesurés sur les profils (20-30 ms TWTT, soit ~ 16-24 m en considérant une vitesse de 1600 m.s^{-1} , cf. Chapitre 2, section 2.5.3.) et de par son activité récente illustrée par les décalages des réflecteurs de l'*Upper Sequence* (Figure 4.14) et la remontée d'unités plus anciennes (Figure 4.17). Lors de ce cas de figure, proche de la péninsule de Malesina, les rejets sont difficiles à mesurer, ainsi ils sont potentiellement plus élevés qu'à l'est de la zone de failles (Figure 4.17). D'autres failles normales participent également à l'accommodation de la déformation, elles sont moins bien corrélées et présentent des rejets verticaux moins élevés que la faille principale (5-15 ms TWTT, soit ~ 4-12 m). Ces failles sont également orientées NW-SE. Celles orientées E-W identifiées au nord-ouest appartiennent au Central Basin Fault System (CBFS, Figure 4.13).

CHAPITRE 4

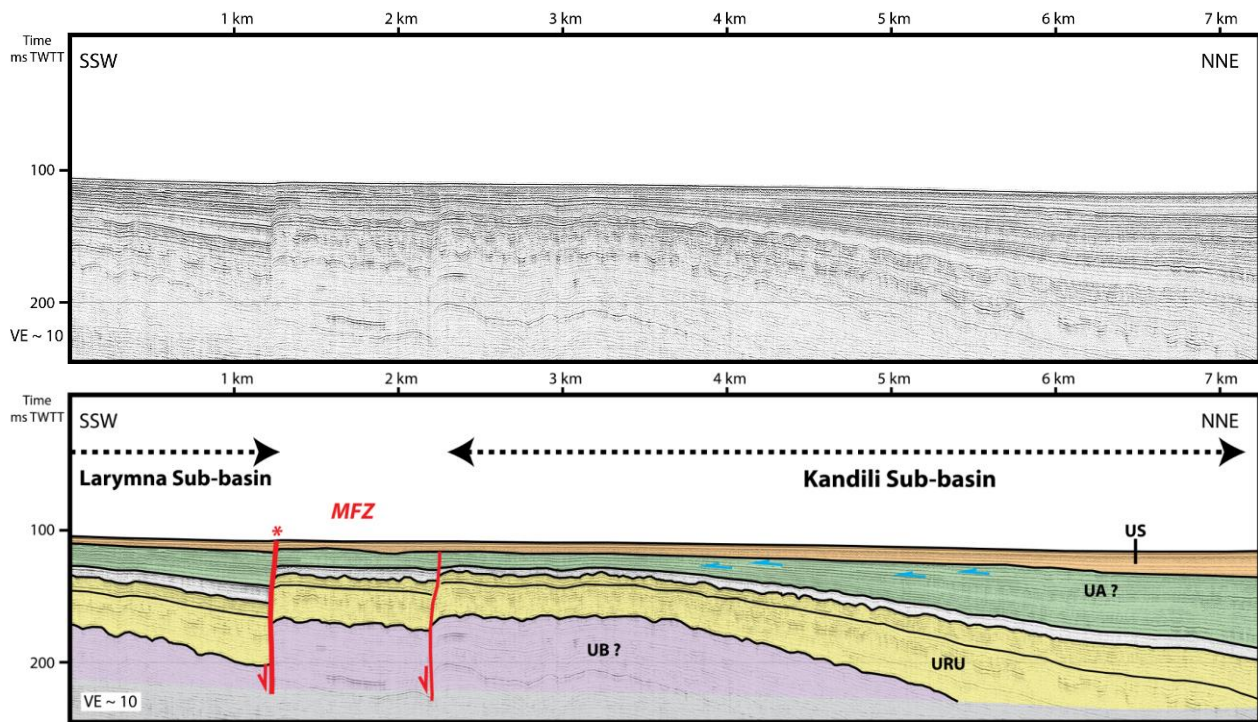


Figure 4.14 : Profil sismique Sparker WAT17_174, localisé sur la Figure 4.13. La faille principale est indiquée avec une astérisque. MFZ : Melouna Fault Zone ; URU : Undulated Reflectors Unit ; US : *Upper Sequence*.

La Melouna Fault Zone constitue la séparation entre les deux sous-bassins du Bassin Oriental, le Sous-bassin de Larymna au sud-ouest, et le Sous-bassin du Kandili au nord-est (Figures 4.14, 4.16 et 4.17). Les réflecteurs du Sous-bassin du Kandili possèdent un pendage vers le Nord, et les unités sismiques s'épaississent vers le Nord (Figures 4.14 et 4.16). Cet épaississement pourrait être lié à l'activité d'une des failles de l'Aedipsos-Politika Fault System (APFS) qui serait alors localisée à terre le long des pentes du Kandili (**Figure 4.15**).

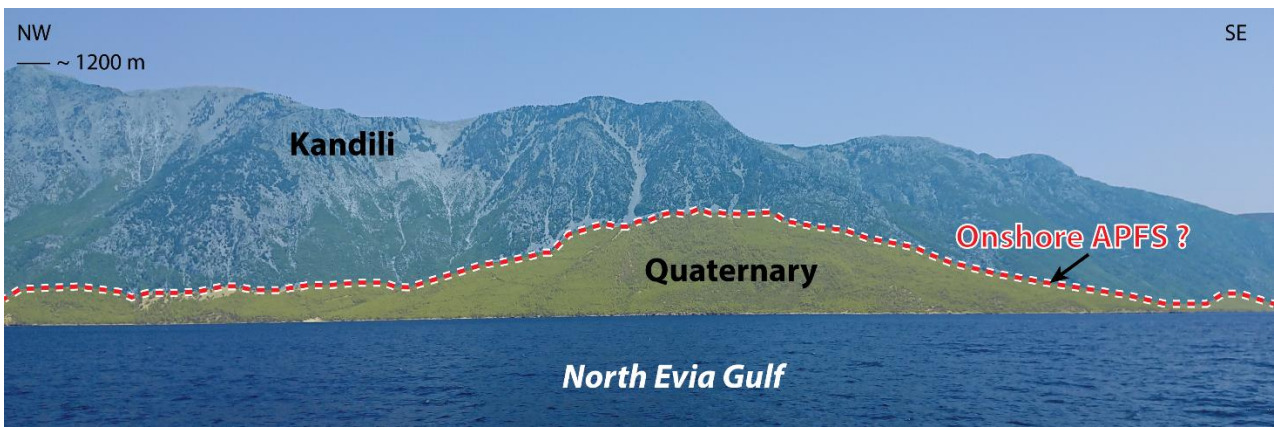


Figure 4.15 : Le massif du Kandili vu depuis le Golfe Nord Eubée avec la probable prolongation du système de failles Aedipsos Politika (APFS) à terre. Le plan de faille est marqué par des tirets rouges et blancs. Jaune : sédiments quaternaires.

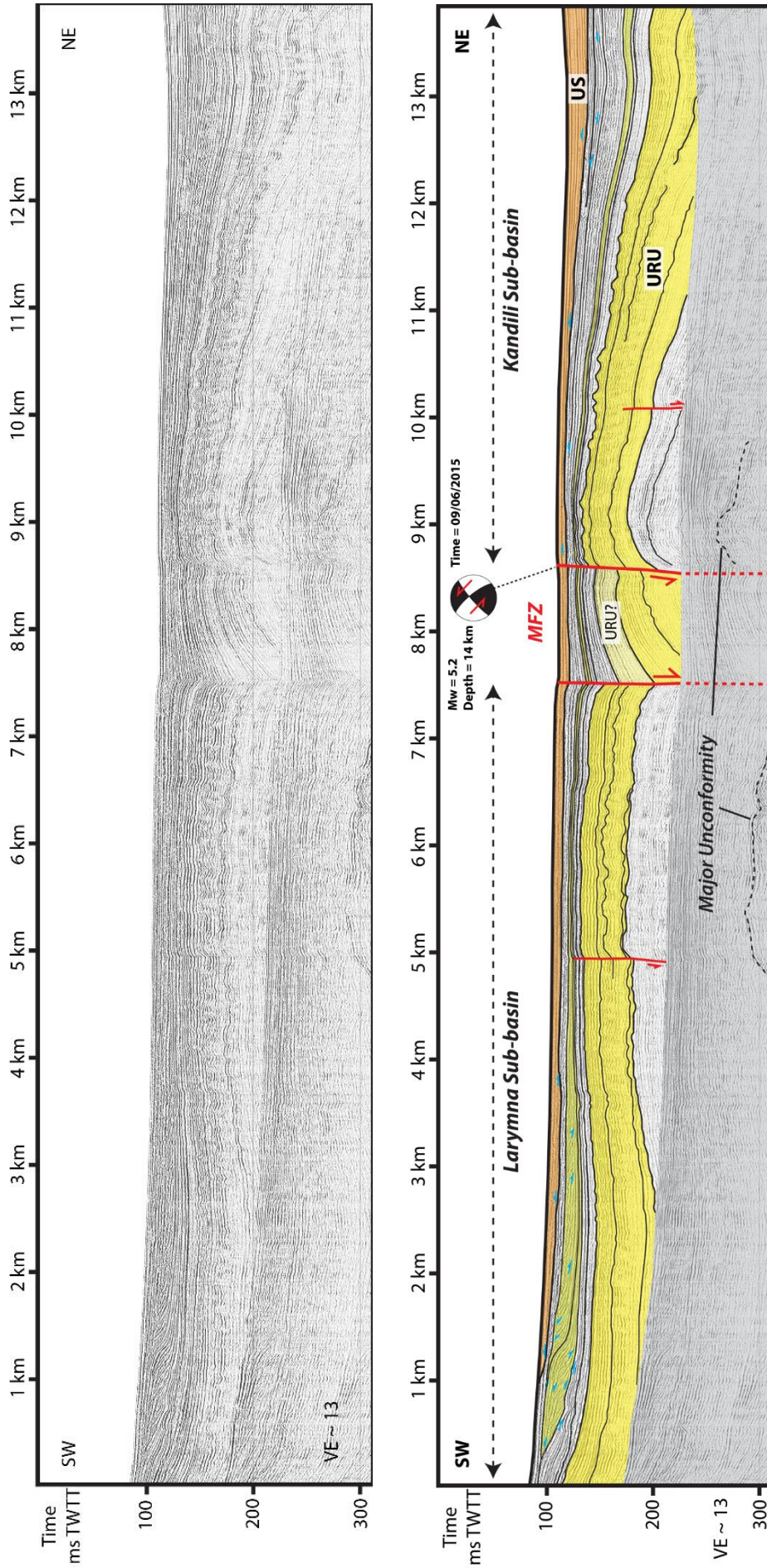
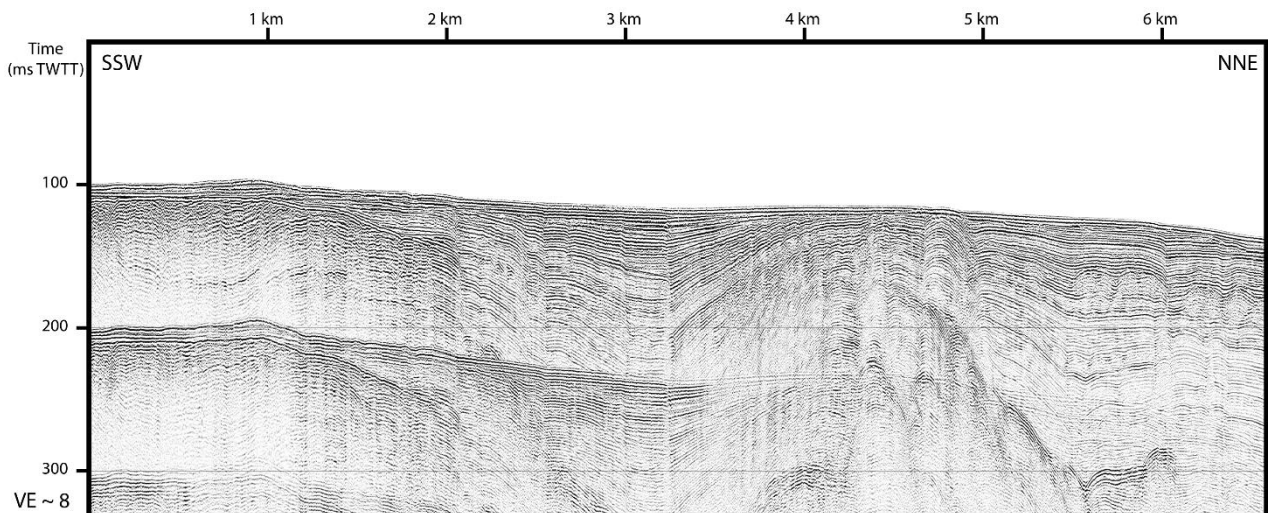


Figure 4.16 : Profil sismique Sparker WAT17_199, localise sur la Figure 4.13. L'unité en vert clair, entre l'Upper Sequence et l'Ondulated Reflectors Unit, se distingue par des cliniformes accompagnés de terminaisons en top lap et downlap (flèches bleues). Le mécanisme au foyer reporté ici a été obtenu grâce à la compilation des données sismologiques réalisée au cours de cette thèse (ISC, CMT, cf Chapitre 2). MFZ : Melouna Fault Zone ; URU : Undulated Reflectors Unit ; US : Upper Sequence.

Dans sa prolongation occidentale, vers la péninsule de Malesina, la Melouna Fault Zone apparaît de plus en plus complexe au point de rendre la corrélation des réflecteurs de part et d'autre difficile (Figure 4.17). Proche de cette péninsule de Malesina, le Sous-bassin de Larymna, où la déformation était quasi-inexistante à l'est, est marqué par plusieurs failles normales à pendage vers le Nord, dont la principale montre un rejet d'environ 25 ms TWTT (~ 20 m, Figure 4.17). Au-dessus de l'unité bleue, les réflecteurs constituant le bloc supérieur de cette faille montrent clairement une géométrie en éventail vers la faille, suggérant une sédimentation syn-tectonique et un basculement du compartiment supérieur de la faille. Cette faille a donc été active au moins pendant le dépôt de ces sédiments (Figure 4.17). L'autre particularité de cette partie occidentale du Bassin Oriental réside dans l'âge relatif de l'activité de ces failles (la Melouna Fault Zone et dans le Sous-bassin de Larymna). En effet, les sédiments holocènes de l'*Upper Sequence* semblent très peu affectés par la déformation. Ceci peut surprendre concernant la Melouna Fault Zone puisque sur les autres profils, dans la partie centrale du Bassin, au moins une des failles de la MFZ affecte l'US et possiblement la bathymétrie (Figures 4.14 et 4.16).

L'analyse des profils sismiques dans cette zone montre clairement un épaissement des sédiments quaternaires vers le Nord, proche du Kandili, et une zone de failles normales importantes, la Melouna Fault Zone, dont la faille majeure a un pendage vers le Sud. Cet épaissement peut être associé à l'activité le long d'une des failles normales, elles aussi à pendage Sud, de l'Aedipsos-Politika Fault System (APFS) qui longe le Golfe Nord Eubée et constitue la bordure septentrionale du rift (Figures 4.1, 4.13).



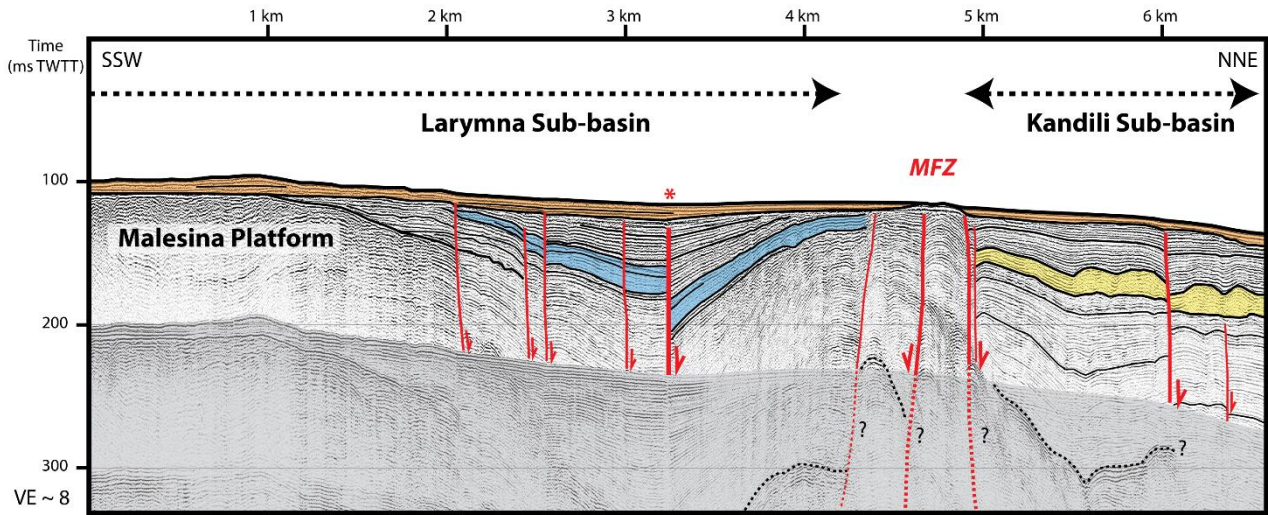


Figure 4.17 : Profil sismique Sparker WAT17_200, localisé sur la Figure 4.13. MFZ : Melouna Fault Zone. L'ORU est représentée en jaune, l'unité bleue représente, ici, un faciès sismique de faibles amplitudes montrant particulièrement bien la déformation liée aux failles normales du Sous-bassin de Larymna. La faille principale de ce sous-bassin est indiquée par une astérisque.

2. Caractérisations géométriques du rift Sperchios-Golfe Nord Eubée

2.1. La segmentation du rift

Le rift Sperchios-Golfe Nord Eubée est formé de plusieurs failles normales majeures qui peuvent être regroupées en trois groupes en fonction de leurs directions : E-W, WNW-ESE et NW-SE. Les failles d'une direction donnée sont, pour la plupart, localisées dans différentes zones, mettant ainsi en évidence une segmentation du rift en trois sous-ensembles (**Figure 4.18**). À l'ouest, on observe des failles de direction E-W (zone bleue, Figure 4.18), alors que le centre est dominé par la direction WNW-ESE (zone orange, Figure 4.18) et l'est par la direction NW-SE (zone rouge, Figure 4.18). Cette segmentation montre ainsi un léger changement d'orientation entre la zone de Lichades et le Bassin Occidental où est localisée la faille bordière du Chenal d'Oreoi. Un changement d'orientation du rift plus marqué est observable entre le Bassin Central et le Bassin Oriental (Figure 4.18).

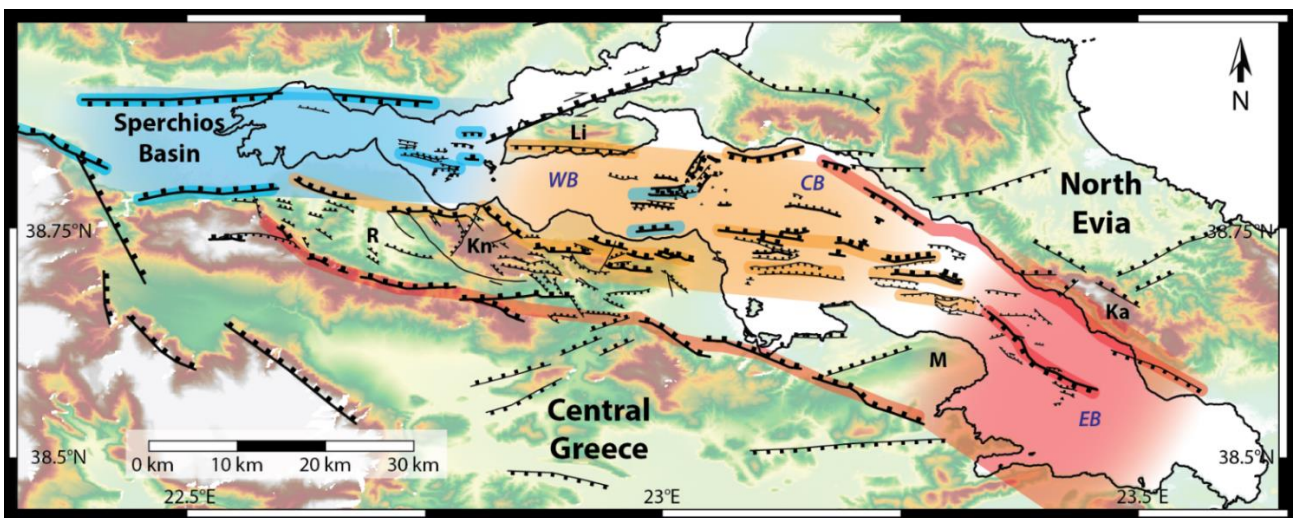


Figure 4.18 : Schéma structural du rift Sperchios-Golfe Nord Eubée montrant les variations de direction de l'axe du rift : en bleu, les orientations E-W ; en orange, les orientations WNW-ESE ; en rouge, les orientations NW-SE. CB : Central Basin ; EB : Eastern Basin ; Ka : Kandili ; Kn : Knimis ; Li : péninsule de Lichades ; M : péninsule de Malesina ; R : Bassin de Régino ; WB : Western Basin.

Le décalage d'orientation des failles entre les secteurs bleu et orange, et la localisation plus septentrionale de la faille bordière du Sperchios par rapport à celle de Lichades, pourrait s'expliquer par les mouvements dextres le long de la faille d'Oreoi, orientée NE-SW, qui affecte la bordure Nord du rift (Figures 4.3 et 4.18). Les orientations différentes entre les secteurs central et oriental (zones orange et rouge, Figure 4.18) mettent en évidence une zone charnière au sein du rift Sperchios-Golfe Nord Eubée. Cette zone est localisée dans le prolongement occidental des failles normales de la Prokopi-Pilion Fault Zone (PPFZ, Figure 4.1) orientées NE-SW qui constituent la bordure sud du bassin néogène et quaternaire de Limni dans le Nord de l'Eubée (Figures 4.1 et 4.18). Cette orientation de failles se retrouve également au sud de la zone charnière, au sein de la péninsule de Malesina. Ces différentes orientations de l'axe du rift soulèvent plusieurs questions, notamment celle de la chronologie relative des failles et celle de l'influence des rotations horaires enregistrées dans la zone depuis le Miocène supérieur (Kissel *et al.*, 1989 ; Bradley *et al.*, 2013). Ces questions seront développées au sein du Chapitre 6 (Section 2.2).

2.2. Sperchios-Golfe Nord Eubée : un rift asymétrique

À l'échelle du rift, le Golfe Maliaque et la zone de Lichades sont bordés, au sud, par les failles normales à pendage vers le Nord du Kamena Vourla-Arkitsa Fault System, notamment la faille de Molos, et au nord, par la faille normale à pendage vers le Sud de Stylis (Figures 4.1, 4.3 et 4.19). D'après les données de gravimétrie et de résistivité (Apostolopoulos, 2005 ; Pechlivanidou *et al.*, 2018), le toit du socle du Bassin du Sperchios se situe à une profondeur d'environ 2000 m sous le Golfe Maliaque, proche de la côte méridionale. Cette cartographie du toit du socle montre que le dépôt-centre des sédiments néogènes et quaternaires est, dans cette zone, localisé plus proche de la bordure sud du rift (Figure 4.20).

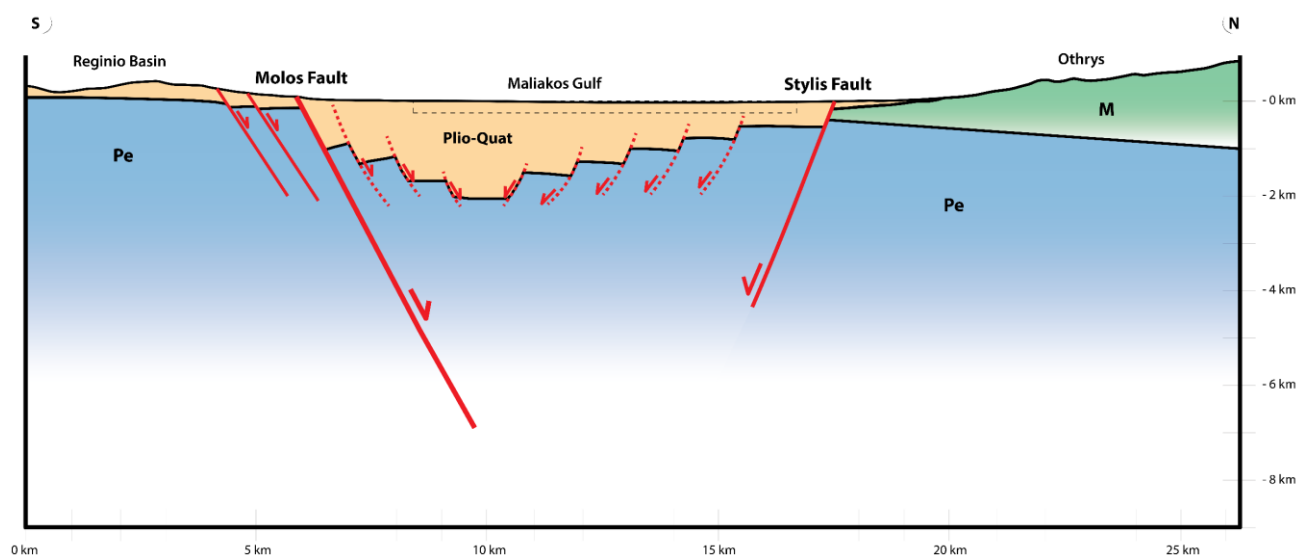


Figure 4.19 : Coupe schématique n°1 orientée S-N à travers le bassin de Réginio et le Golfe Maliaque, localisée sur la Figure 4.1. Le rectangle en tirets matérialise la position d'un des profils sismiques Sparker. M : unités maliaques ; Pe : séries pélagoniennes.

Le toit du socle possède alors de fortes pentes entre le Bassin de Réginio et le Golfe Maliaque et de faibles pentes entre celui-ci et le massif de l'Othrys (Apostolopoulos, 2005 ; Pechlivanidou *et al.*, 2018 ; Figure 4.19). Ainsi, cette géométrie du toit du socle et la localisation du dépôt-centre au sud, confèrent au rift une asymétrie. L'extension au sein du Bassin du Sperchios, du Golfe Maliaque et de la Zone de Lichades est principalement accommodée par les failles normales des deux systèmes



de failles méridionaux : Kamena Vourla-Arkitsa Fault System et Sperchios-Ipati Fault Zone (KVAFS et SIFZ, Figure 4.1).

Le Bassin Occidental se trouve entre deux reliefs importants, le mont Knimis (~ 800 m d'altitude) au sud et les sommets de la péninsule de Lichades (~ 700 m d'altitude) au nord (**Figure 4.20**). Les bassins sédimentaires néogènes et quaternaires, que constituent le Chenal d'Oreoi, le rift Nord Eubée et le Bassin de Réginio, sont séparés par des horsts présentant des séries pélagoniennes d'âge Trias et Jurassique. Le rift est bordé au sud par un des segments de failles du Kallidromon, appartenant au système Kallidromon-Atalanti-Martino, et au nord par la faille de Lichades (KVAFS et LiF, Figure 4.20).

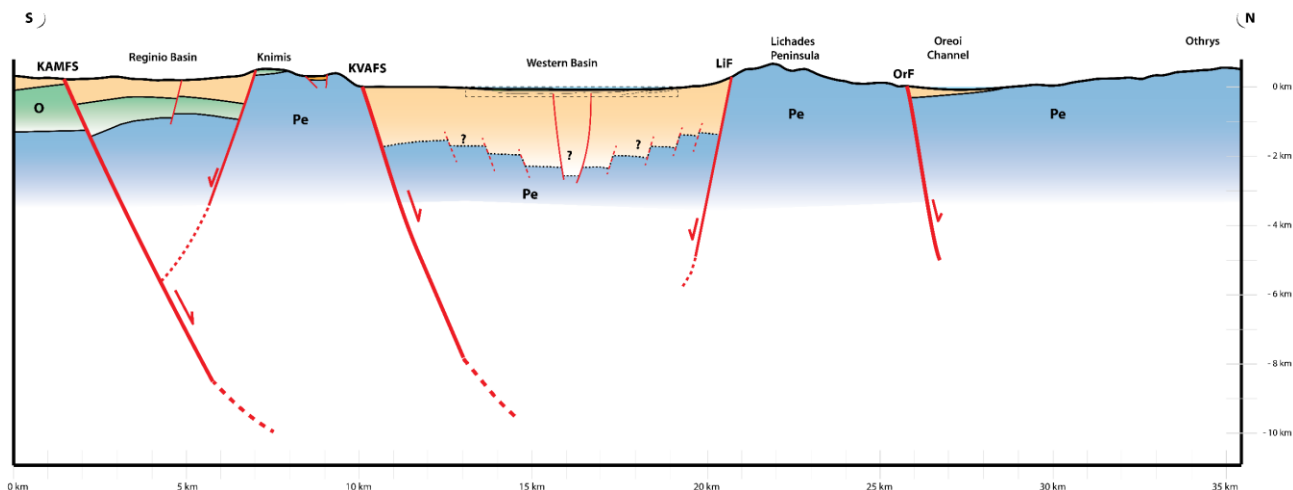


Figure 4.20 : Coupe schématique n°2 orientée S-N à travers le Bassin de Réginio, le Bassin Occidental et le Chenal d'Oreoi, localisée sur la Figure 4.1. Le rectangle en tirets matérialise la position d'un des profils sismiques Air-gun. KAMFS : Kallidromon Atalanti Martino Fault System ; KVAFS : Kamena Vourla Arkitsa Fault System ; LiF : Lichades Fault ; O : Ophiolites ; OrF : Oreoi Fault ; Pe : séries pélagoniennes.

Les profondeurs du toit du socle n'étant pas bien contraintes dans cette zone, nous les avons extrapolées d'après les profondeurs observées dans le Golfe Maliaque (Apostolopoulos, 2005 ; Pechlivanidou *et al.*, 2018) et les vitesses des ondes P observées en limite de modèle par Karastathis *et al.* (2011). Le segment de faille d'Arkitsa est une des structures majeures du rift dont plusieurs plans de failles sont encore bien visibles aujourd'hui (Jackson & McKenzie, 1999 ; Kokkalas *et al.*, 2007 ; Jones *et al.*, 2009). Le Bassin Occidental est bordé au nord par la faille de Lichades localisée le long de la péninsule du même nom. Ainsi, cette faille et celle d'Arkitsa seraient responsables de l'affaissement du Bassin Occidental (Figure 4.20). Ces deux failles majeures semblent contrôler la déformation de façon équivalente, ainsi, le rift est relativement symétrique à cet endroit (Figure 4.20).

Le Bassin Central se trouve dans une zone clef où les systèmes de failles orientés NW-SE (Aedipsos-Politika Fault System et Atalanti-Martino Fault System, Figure 4.6) et les systèmes orientés WNW-ESE (Central Basin Fault System et Kamena Vourla-Arkitsa Fault System, Figure 4.6) coexistent et montrent apparemment une activité contemporaine soulignée par de nombreux séismes (*cf.* chapitre 6, section 1.2). La déformation au sein de cette partie du rift est contrôlée par l'APFS, l'AMFS et le CBFS, néanmoins, en considérant les rejets très importants de l'APFS et son impact sur la morphologie du rift, on suppose que celui-ci est le système de failles majeur. Suivant cette hypothèse, le rift montrerait alors une asymétrie localisée au niveau de sa bordure septentrionale (**Figure 4.21**). En l'absence de données précises sur les épaisseurs sédimentaires totales du rift, on ne

CHAPITRE 4

peut qu'estimer l'épaisseur totale du bassin à partir de différentes études géophysiques publiées. Des données magnéto-telluriques locales réalisées à proximité des villes d'Atalanti et de Martino aident à mieux contraindre les profondeurs des différentes interfaces (Savvaïdis *et al.*, 2012). Des données tomographiques permettent d'estimer les vitesses de propagation des ondes sismiques en profondeur à travers le rift (Karastathis *et al.*, 2011). Nous pouvons déduire de ces informations les probables profondeurs des sédiments plio-quadernaires du rift, et ainsi, estimer la profondeur du toit du socle. L'interface entre les ophiolites et les sédiments néogènes se trouverait à environ 1 km de profondeur sous la péninsule de Malesina et environ 2 km sous la baie de Livanates (Figure 4.21). Plus au nord, les données tomographiques montrent le toit du socle à environ 4 km de profondeur à l'aplomb du Bassin Central et de l'Aedipsos-Politika Fault System (Figure 4.21).

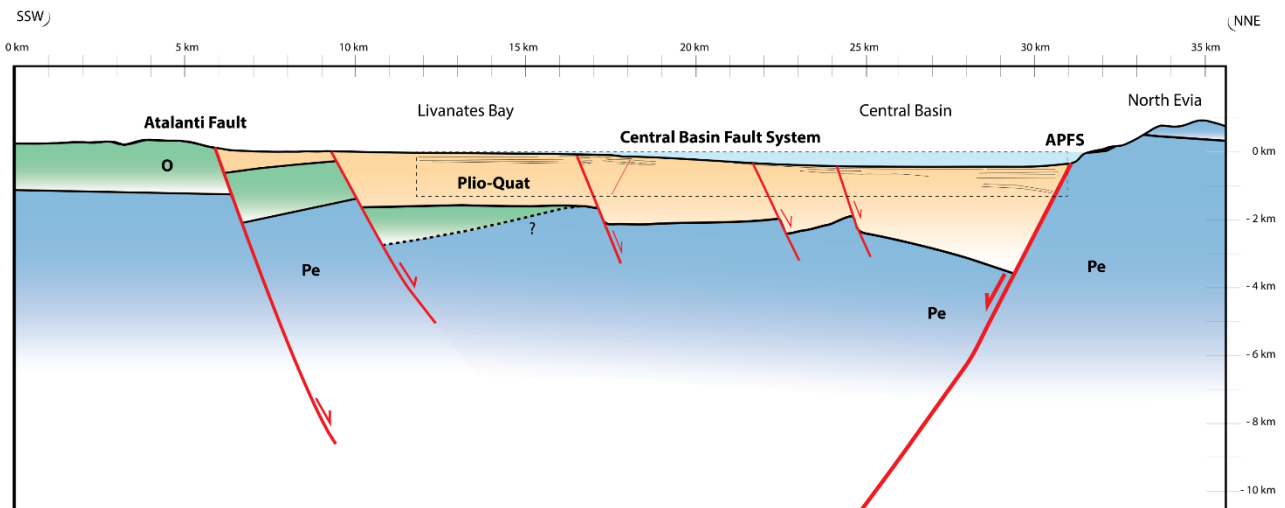


Figure 4.21 : Coupe schématique n°3 orientée SSW-NNE à travers le Bassin Central du Golfe Nord Eubée, localisée sur la Figure 4.1. Le rectangle en tirets matérialise la position d'un des profils sismiques Air-gun. APFS : Aedipsos Politika Fault System ; O : Ophiolites ; Pe : séries pélagoniennes.

Les données géophysiques, couplées aux études structurales (Pavlidis *et al.*, 2004 ; Karastathis *et al.*, 2007), mettent en évidence la géométrie du plan de la faille d'Atalanti (At, Figure 4.6), une des failles de l'Atalanti-Martino Fault System, dont le pendage est compris entre 60° et 72° vers le Nord-Nord-Est et le Nord-Est. Au nord de la faille d'Atalanti, une autre faille normale de direction E-W et à pendage vers le Nord affecte l'ensemble des séries. Les profils sismiques acquis lors des campagnes WATER et ceux d'études antérieures (Sakellariou *et al.*, 2007), ont permis de caractériser de nombreuses failles offshore regroupées dans un même système, celui du Bassin Central (CBFS). Nous avons choisi de représenter sur cette coupe les failles principales de ce système (Figure 4.21).

Les données de tomographie publiées par Karastathis *et al.* (2011) mettent en évidence une forte anomalie négative à la fois des vitesses des ondes P (V_p) et du rapport V_p/V_s à 8 km de profondeur sous le Bassin Central et la bordure Nord du rift. Les auteurs interprètent cette anomalie comme étant liée à la présence d'une intrusion magmatique dont le toit se situerait entre 7 et 8 km de profondeur, et qui serait responsable du volcanisme proche de Limni (Katsikatsos *et al.*, 1980 ; Karastathis *et al.*, 2011) et de l'activité géothermale proche de la ville d'Aedipsos (Kanellopoulos *et al.*, 2020). Cette fragilisation de la croûte pourrait entraîner une localisation préférentielle de la déformation le long des failles de l'Aedipsos-Politika Fault System, induisant ainsi l'asymétrie dans cette partie du rift. L'activité volcanique est considérée d'âge Miocène inférieur (Katsikatsos *et al.*,



1980), donc plus ancienne que l'initiation du rifting qui est datée du Pliocène (Mercier *et al.*, 1987 ; Roberts and Jackson, 1991). Il est alors envisageable de considérer que cette intrusion magmatique a participé à la localisation de la déformation dès le début de la formation du rift. Cette hétérogénéité crustale peut donc constituer un héritage structural qui, encore aujourd'hui, localiserait la déformation et induirait cette asymétrie du rift. Par ailleurs, cette intrusion magmatique semble encore active aujourd'hui de par ces anomalies de vitesse et l'activité géothermale dans la ville d'Aedipos (Kanellopoulos *et al.*, 2020).

Le remplissage sédimentaire en éventail mis en évidence par les profils sismiques, ainsi que les données tomographiques de Karastathis *et al.* (2011), montrent une forte asymétrie du rift dans le Bassin Oriental (**Figure 4.22**). En effet, le sous-bassin du Kandili semble beaucoup plus épais que celui de Larymna et la faille majeure du Bassin Oriental est localisée au nord, le long de l'Aedipos-Politika Fault System. Les données sismologiques (compilation réalisée au cours de cette thèse, cf. Chapitre 2, section 1.2) et tomographiques (Karastathis *et al.*, 2011) disponibles dans la zone mettent en évidence, 1) la présence de nombreux séismes, permettant de mieux localiser les plans de failles en profondeur, et 2) deux anomalies de vitesses positives à 8 km de profondeur de part et d'autre des deux failles principales. Selon Karastathis *et al.* (2011), l'anomalie de vitesses au sud de l'APFS signalerait la présence d'une chambre magmatique localisée sous le Bassin Central dont une partie se serait développée vers le Bassin Oriental en longeant l'APFS.

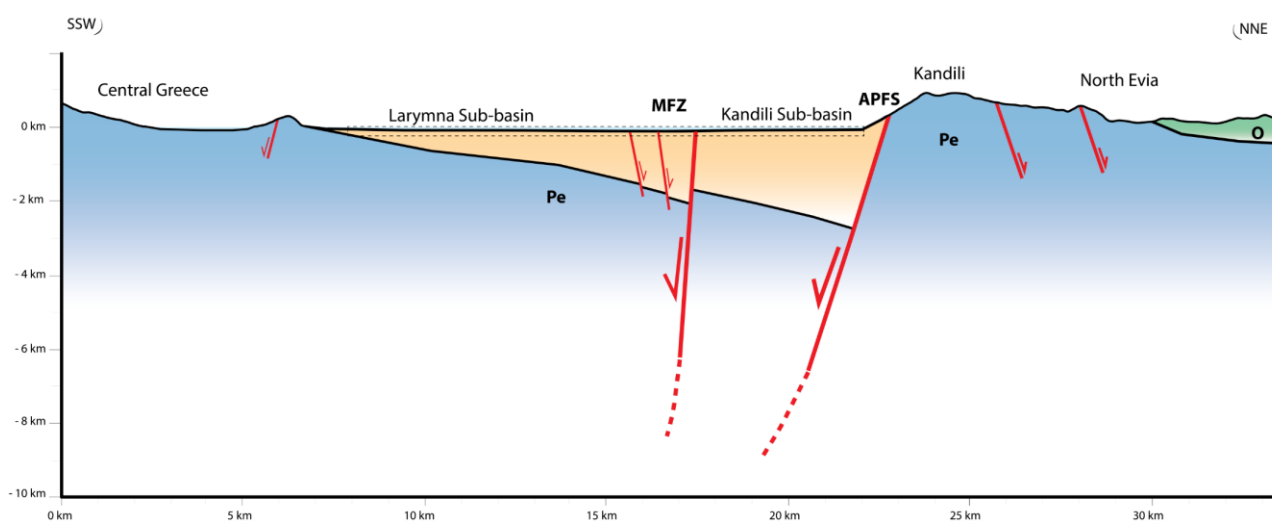


Figure 4.22 : Coupe schématique n°4 orientée SSW-NNE à travers le Bassin Oriental du Golfe Nord Eubée, localisée sur la Figure 4.1. Le rectangle en tirets matérialise la position d'un des profils sismiques Air-gun. APFS : Aedipos Politika Fault System ; MFZ : Melouna Fault Zone ; O : Ophiolites ; Pe : séries pélagoniennes.

Le rift Sperchios-Golfe Nord Eubée est asymétrique dans sa partie occidentale, sur la transversale du Bassin du Sperchios où la déformation est essentiellement contrôlée par plusieurs failles majeures à pendage vers le Nord délimitant la bordure sud du Bassin (Figures 4.1 et 4.19). L'apport des données sismiques marines et géophysiques plus profondes mettent en évidence d'autres zones asymétriques au sein du rift (Figures 4.19, 4.21 et 4.22). En terme de symétrie, celui-ci se retrouve segmenté en deux domaines, l'un à l'ouest, regroupant le Bassin du Sperchios et la zone de Lichades, et l'autre à l'est, regroupant le Bassin Central et le Bassin Oriental (**Figure 4.23**). Le premier domaine est caractérisé par une asymétrie marquée par un dépôt-centre localisé au sud où la déformation est principalement contrôlée par les systèmes de failles Sperchios-Ipati (SIFZ) et



Kamena Vourla-Arkitsa (KVAFS). L'asymétrie dans le second domaine est mise en évidence par des dépôt-centres localisés au nord et par les failles du système Aedipos-Politika Fault System (APFS) qui contrôlent la déformation.

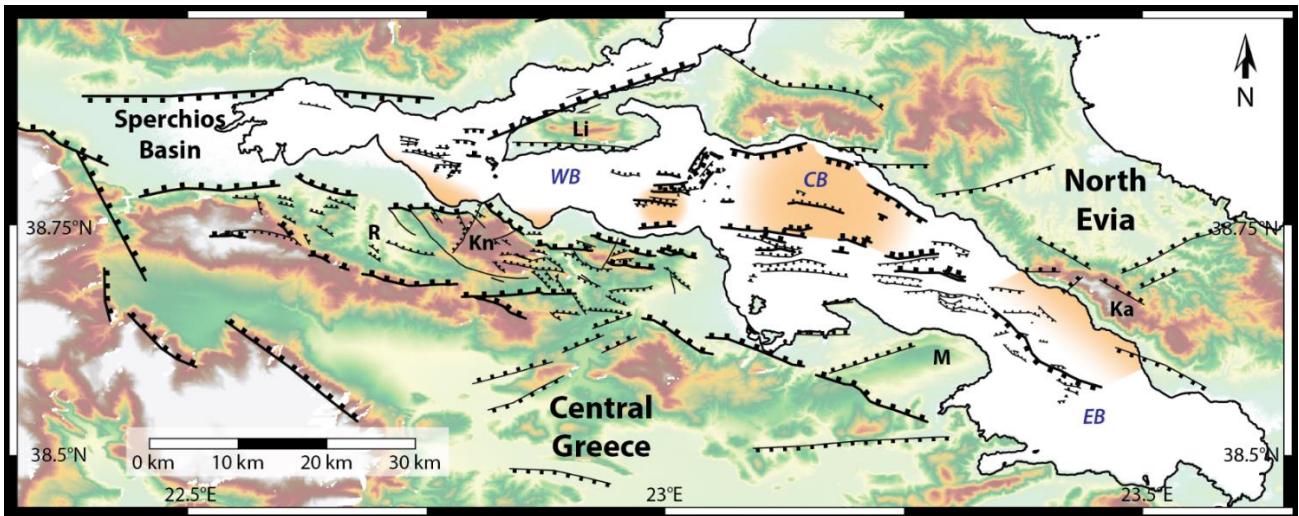


Figure 4.23 : Schéma structural sur lequel ont été reportées en orange les zones immergées caractérisées par une forte subsidence au Quaternaire d'après l'interprétation des profils sismiques. CB : Central Basin ; EB : Eastern Basin ; Ka : Kandili ; Kn : Knimis ; Li : péninsule de Lichades ; M : péninsule de Malesina ; R : bassin de Réginio ; WB : Western Basin.

Cette différence d'asymétrie entre les deux domaines du rift est également observable dans la répartition des zones de forte subsidence (zones en orange sur la Figure 4.23). Ces zones ont été déterminées à partir de l'analyse des profils sismiques, des mouvements verticaux le long des failles identifiées en mer, des géométries des bassins sédimentaires et des données géophysiques disponibles dans la littérature (gravimétrie, résistivité électrique, tomographie, données magnétotelluriques, Apostolopoulos, 2005 ; Karastathis *et al.*, 2011 ; Savvaidis *et al.*, 2012). Au sein du domaine oriental, la localisation des zones de forte subsidence se juxtapose à la localisation des failles majeures à pendage vers le Sud, localisées sur la bordure septentrionale du rift (Figure 4.23). Cela induit la forte asymétrie observée dans le Bassin Central et le Bassin Oriental. Les autres zones de subsidence appartenant au Bassin Occidental et à la zone de Lichades sont mises en évidence par les épaissements des séries très récentes (*Upper Sequence*, UA et UB) vers le système de failles Kamena Vourla-Arkitsa. Ces séries sont bordées au nord par la faille majeure à pendage vers le Sud de la Western Fault Zone et par la remontée des unités sismiques appartenant à la plate-forme de Lichades. Ceci pourrait induire une asymétrie du rift, néanmoins, l'interprétation des données tomographiques semblent montrer une structure symétrique dans cette partie du rift (Karastathis *et al.*, 2011). Le rift au sein du Bassin du Sperchios est clairement asymétrique comme le montre la localisation des dépôt-centres proche de la bordure méridionale (Apostolopoulos, 2005) où les failles normales à pendage vers le Nord contrôlent majoritairement la déformation. Ainsi, le Bassin Occidental et la zone de Lichades se trouvent dans une zone de transition entre les deux domaines asymétriques du rift, où le rift semble symétrique.

Le rift Sperchios-Golfe Nord Eubée est loin d'être le seul rift asymétrique et présentant un changement de polarité de l'asymétrie le long de sa structure. Le graben du Rhin et le rift Est Africain, par exemples, montrent également des asymétries et des variations de polarité (*e. g.* Doebl, 1967 ; Rotstein *et al.*, 2006 ; Grimmer *et al.*, 2017, pour le graben du Rhin ; *e. g.* Ebinger *et al.*, 2000 ;



Wolfenden *et al.*, 2004 ; Philippon *et al.*, 2014, pour le rift Est Africain). Ces dernières sont interprétées comme des héritages structuraux liés à l'orogénèse Varisque, pour le graben du Rhin (*e. g.* Schumacher, 2002 ; Edel *et al.*, 2007 ; Grimmer *et al.*, 2017), et à des hétérogénéités et des variations rhéologiques crustales et lithosphériques pour le rift Est Africain (*e. g.* Corti *et al.*, 2018). Autre rift asymétrique, le Golfe de Corinthe est majoritairement contrôlé par les failles situées au sud, à pendage vers le Nord, qui s'enracinent en profondeur le long d'un détachement (*e. g.* Le Pourhiet *et al.*, 2006 ; Jolivet *et al.*, 2010 ; Taylor *et al.*, 2011 ; Lambotte *et al.*, 2014). La présence d'une chambre magmatique localisée à 8 km de profondeur sous le Bassin Central, d'après l'étude de Karastathis *et al.* (2011), constitue une hétérogénéité crustale et peut avoir un lien avec l'asymétrie du rift à cet endroit. Concernant l'asymétrie du domaine occidental où les failles majeures sont localisées sur la bordure sud du rift, la déformation pourrait être influencée par une des structures héritées de la formation des Hellénides : le Front de Chevauchement des Zones Internes, aussi appelé ici, le Front de Chevauchement Pélagonien. En effet, ce contact tectonique majeur entre la zone du Pélagonien et la zone du Parnasse est repris, au moins localement, par la tectonique extensive néogène (Kranis, 2007 ; Chanier *et al.*, 2017). Ainsi, les failles méridionales du domaine occidental du rift s'enracinent probablement dessus et sont les failles dominantes du rift dans ce secteur. Il convient alors d'approfondir la question, au sens propre comme au figuré, en se penchant sur les variations d'épaisseurs de la croûte et les géométries du Moho. Cette vision à plus grande échelle permettra également de replacer le rift Sperchios-Golfe Nord Eubée dans le contexte régional de la Grèce Centrale en incluant le rift de Corinthe, et aborder les relations entre ces deux rifts majeurs de l'ensemble de la Grèce continentale.

3. Le rift à l'échelle du système extensif de la Grèce Centrale

Les données géophysiques et leurs interprétations, dont je me suis servi pour l'analyse des rifts à l'échelle de la croûte, sont issues de plusieurs études impliquant des méthodes différentes (Tiberi *et al.*, 2001 ; Zelt *et al.*, 2005 ; Sachpazi *et al.*, 2007 ; Taylor *et al.*, 2011). L'une de ses études est basée sur l'analyse des anomalies gravimétriques et centrée sur le Golfe de Corinthe et la Grèce Centrale (**Figure 4.24B**, Tiberi *et al.*, 2001). Des stations d'analyses fonctions-récepteurs relatives à ces travaux ont été implantées en Eubée (Tiberi *et al.*, 2000) et permettent d'étendre les observations et interprétations jusque dans le rift Sperchios-Golfe Nord Eubée. Les études de Zelt *et al.* (2005) et de Sachpazi *et al.* (2007), respectivement basées sur de la sismique réfraction dans le Golfe de Corinthe et sur les temps d'arrivées des ondes P suite au séisme de Skyros (26 Juillet 2001, Mw = 6.4), ont permis de comparer les profondeurs du Moho obtenues. Bien que les valeurs varient de quelques kilomètres selon les études, les zones d'épaississement et d'amincissement restent les mêmes. Pour la suite de cette section, j'ai choisi de prendre en compte les valeurs de l'étude de Tiberi *et al.* (2001) qui offre le plus grand degré de précision à l'échelle de la zone d'étude.

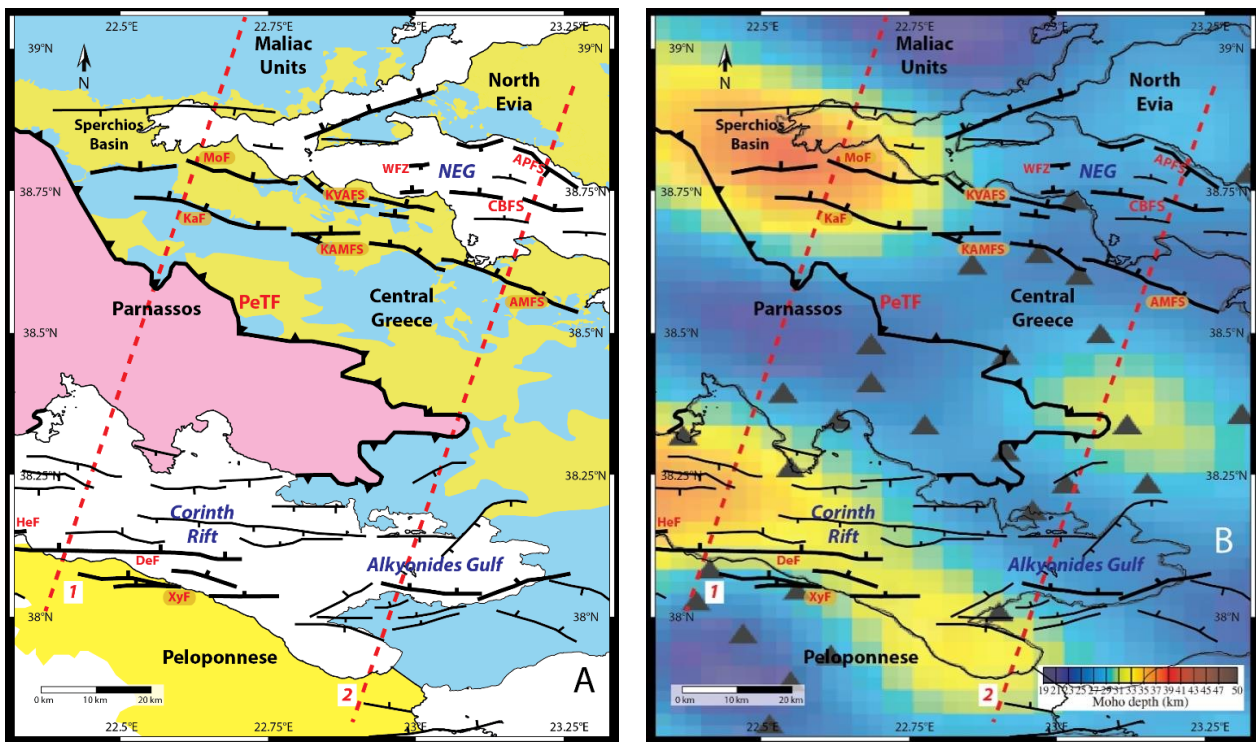


Figure 4.24 : Cartes de localisation des coupes à l'échelle crustale (tirets rouges, coupe 1 : Figure 4.23, et coupe 2 : Figure 4.24) avec les grands ensembles géologiques et les principales structures tectoniques (A), et les profondeurs du Moho déduites de l'inversion des anomalies gravimétriques résiduelles (B, d'après Tiberi *et al.*, 2001). Les triangles noirs représentent les stations fonctions-récepteurs utilisées par Tiberi *et al.* (2000). Les failles du rift de Corinthe sont issues de la compilation des structures réalisée par Taylor *et al.* (2011), les autres proviennent de la compilation effectuée dans le cadre de cette thèse. A) Bleu : Zone Pélagonienne ; Jaune : Sédiments néogènes et quaternaires ; Rose : Zone du Parnasse. B) Les couleurs froides correspondent aux faibles profondeurs du Moho, tandis que les couleurs chaudes correspondent à zones d'approfondissement du Moho. DeF : Faille de Deverni ; HeF : Faille d'Heliki ; PeTF : Pelagonien Thrust Front ; XyF : Faille de Xylokaastro.

3.1. Transversale du Golfe de Corinthe au Bassin du Sperchios

La coupe transversale du Golfe de Corinthe au Bassin du Sperchios (**Figure 4.25**) illustre l'ensemble du système extensif de la Grèce Centrale depuis les failles côtières du Golfe de Corinthe (DeF, HeF et XyF, Figure 4.24) au sud jusqu'au Massif de l'Othrys au nord, en passant par le rift de Corinthe, le Massif du Parnasse et le rift du Sperchios. Sur cette transversale, deux ensembles crustaux peuvent être distingués de par leur signification paléogéographique dans le système des Hellénides : les Zones Internes (IZ) au nord (Massif de l'Othrys, Bassin du Sperchios, Massif du Kallidromon) et les Zones Externes (EZ) au sud (Massif du Parnasse, Rift de Corinthe, Nord du Péloponnèse). Ces deux ensembles crustaux sont séparés par le Front de Chevauchement Pélagonien (FCP ou PeTF, Figures 4.24, 4.25 et **4.26**). Celui-ci constitue l'un des contacts tectoniques majeurs des Hellénides. Il s'agit donc d'un accident très important, d'échelle crustale, qui a été au moins partiellement réactivé au cours du Néogène par la tectonique extensive (n°2 sur le PeTF, Figure 4.25, Kranis, 2007 ; Chanier *et al.*, 2017). Cette réactivation (inversion tectonique négative) se traduit par le développement de failles normales à faible pendage (c. 25-30°) qui reprennent la surface initiale de chevauchement (n°1 sur le PeTF, Figure 4.25, Chanier *et al.*, 2017). Les autres failles majeures de la région sont les failles normales qui accommodent l'extension et l'ouverture des rifts de Corinthe et Sperchios-Golfe Nord Eubée. Ce dernier est contrôlé, dans sa partie occidentale, par les failles du Kallidromon (KaF) et de Molos (MoF) qui sont localisées au sud et possèdent des pendages vers le Nord (Figure 4.25A). Ces failles et la localisation des dépôt-centres dans la partie méridionale du rift confère à celui-ci une forte asymétrie.



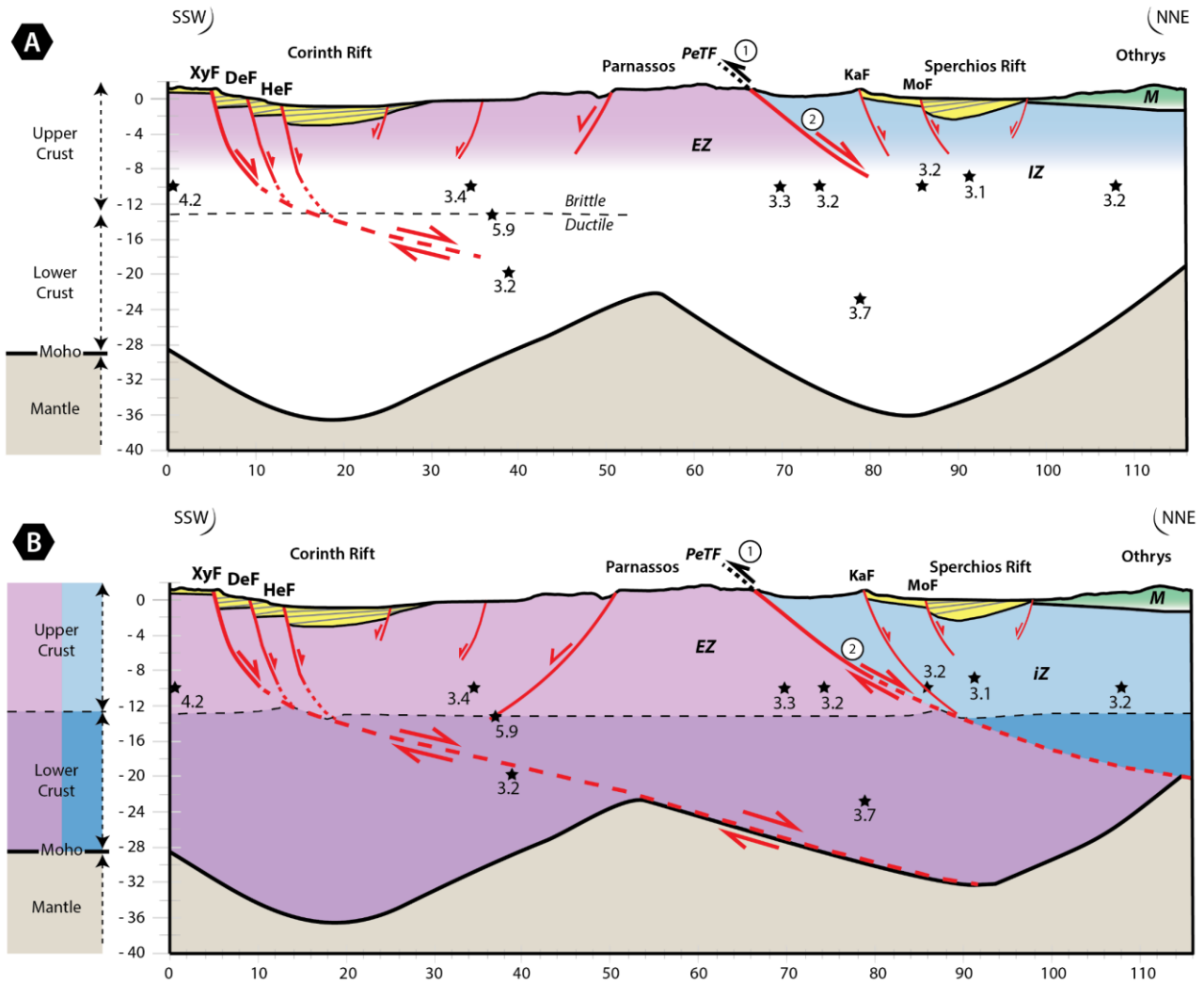


Figure 4.25 : Coupe schématique n° 1 selon la transversale Golfe de Corinthe – Bassin du Sperchios (localisée sur la Figure 4.24). **A**) Coupe regroupant les structures majeures décrites dans la littérature et issues des interprétations des profils sismiques. **B**) Coupe interprétative proposant de prolonger les structures majeures en profondeur. KaF : Faille du Kallidromon ; M : unités Maliaque ; MoF : Faille de Molos ; PeTF : Pelagonian Thrust Front. La limite entre la croûte cassante (brittle) et la croûte ductile a été positionnée dans la partie sud de la coupe à partir des travaux de Hatzfeld *et al.* (2000). Les étoiles indiquent les foyers des séismes proches du tracé de la coupe (projection d'environ 5 km de chaque côté du tracé), les valeurs correspondent aux magnitudes M_w . Les numéros 1 et 2 positionnés le long du PeTF correspondent aux deux mouvements cinématiques enregistrés, respectivement, le chevauchement des Zones Internes sur les Zones Externes et l'inversion tectonique lors de l'extension (Chanier *et al.*, 2017).

Le rift de Corinthe est lui aussi asymétrique, en effet, les failles majeures qui dominent la déformation sont localisées sur la bordure sud du rift (XyF, DeF et HeF, Figure 4.25A) et la plupart des dépôt-centres sont localisés au sud également (*e. g.* Taylor *et al.*, 2011). Ces failles s'enracinent en profondeur le long d'un détachement (*e. g.* Tiberi *et al.*, 2001 ; Jolivet *et al.*, 2010 ; Taylor *et al.*, 2011). D'après l'étude de la microsismicité menée dans le rift de Corinthe (Hatzfeld *et al.*, 2000), la limite entre la croûte cassante et la croûte ductile se situerait entre 8 et 11 km à l'ouest et entre 13 et 15 km à l'est. La coupe présentée ci-dessus étant localisée plutôt au centre, la limite cassante/ductile a été positionnée à environ 13 km de profondeur (Figure 4.25A).

En termes de variations de profondeur du Moho, les données les plus précises et synthétiques sont issues d'interprétations d'anomalies gravimétriques (Tiberi *et al.*, 2001), confirmées pour l'essentiel par d'autres travaux avec différentes approches et méthodologies (Zelt *et al.*, 2005 ; Sachpazi *et al.*, 2007). Ces résultats montrent une croûte épaissie (~ 36 km) sous le rift de Corinthe



et sous le Bassin du Sperchios (Figure 4.25 : km 20 et km 85). En revanche, la croûte est particulièrement amincie (~ 22-24 km) sous les massifs de l'Othrys et du Parnasse (Figure 4.25 : km 55 et km 115). Ces données montrent ainsi de fortes épaisseurs de croûte sous les rifts et de la croûte amincie sous les principaux reliefs. Les amincissements de la croûte qui accompagnent l'extension crustale apparaissent décalés vers le Nord par rapport aux axes des rifts. L'amincissement crustal observé sous le Massif du Parnasse pourrait être lié au rift de Corinthe, et l'amincissement observé sous le Massif de l'Othrys serait lié au rift du Sperchios. Il est alors proposé de prolonger en profondeur les deux structures crustales majeures de la zone, le détachement sous le rift de Corinthe et le Front de Chevauchement Pélagonien, afin de les faire correspondre avec les zones d'amincissement crustales (Figure 4.25B). Ainsi, la remontée du Moho sous le Massif du Parnasse et l'épaississement de la croûte sous le rift du Sperchios seraient induits par le détachement du rift de Corinthe (Figure 4.25B). En appliquant le même raisonnement, le Front de Chevauchement Pélagonien, suite à l'inversion tectonique négative, pourrait accommoder l'amincissement crustal sous le Massif de l'Othrys (Figure 4.25B). Ces propositions d'interprétations induisent également que les asymétries et les déformations observées au sein des rifts sont contrôlées en profondeur par le détachement de Corinthe et le Front de Chevauchement Pélagonien.

3.2. Transversale du Golfe d'Alkyonides au Nord de l'Eubée

La seconde coupe transversale présentée ici s'étend du sud du Golfe de Corinthe jusqu'en Eubée du Nord en traversant la partie orientale du rift de Corinthe (le Golfe d'Alkyonides), le bassin de Kifissos et le Bassin Central du Golfe Nord Eubée (Figure 4.26). Dans cette partie plus orientale du dispositif structural, le rift de Corinthe est encore majoritairement contrôlé par les failles normales localisées au sud et montre ainsi encore une asymétrie marquée avec des failles dominantes au sud. Quant à lui, le rift du Golfe Nord Eubée est principalement contrôlé par l'Aedipos-Politika Fault System (APFS), à pendage vers le Sud, localisé sur la bordure septentrionale du rift (Figure 4.26). Le dépôt-centre des sédiments néogènes et quaternaires est localisé au nord du rift près de ces failles. Cette localisation des dépôt-centres et des failles majeures au nord rend le rift du Golfe Nord Eubée asymétrique. Entre ces deux rifts avec une asymétrie opposée, on retrouve à l'affleurement des éléments des Zones Externes recouverts largement par les Zones Internes le long du Front de Chevauchement Pélagonien (PeTF, Figure 4.26). Ce grand contact chevauchant (n°1) est en partie réactivé pour participer à l'extension (n°2) néogène et quaternaire dans la partie occidentale du Massif du Parnasse (Kranis, 2007 ; Chanier *et al.*, 2017). Néanmoins, dans la partie orientale, le Front de Chevauchement Pélagonien ne semble pas montrer de signes de réactivation au cours de l'extension.

Les données de profondeurs du Moho varient entre un minimum de 22 km sous le rift Nord Eubée et un maximum de 32 km sous le nord du Péloponnèse. On constate aussi une zone de croûte relativement épaisse (~ 31 km) entre les deux principaux rifts (Corinthe et NEG). Sous le Golfe d'Alkyonides, la limite entre la croûte cassante et la croûte ductile a été placée à environ 15 km de profondeur selon l'étude d'Hatzfeld *et al.* (2000).

CHAPITRE 4

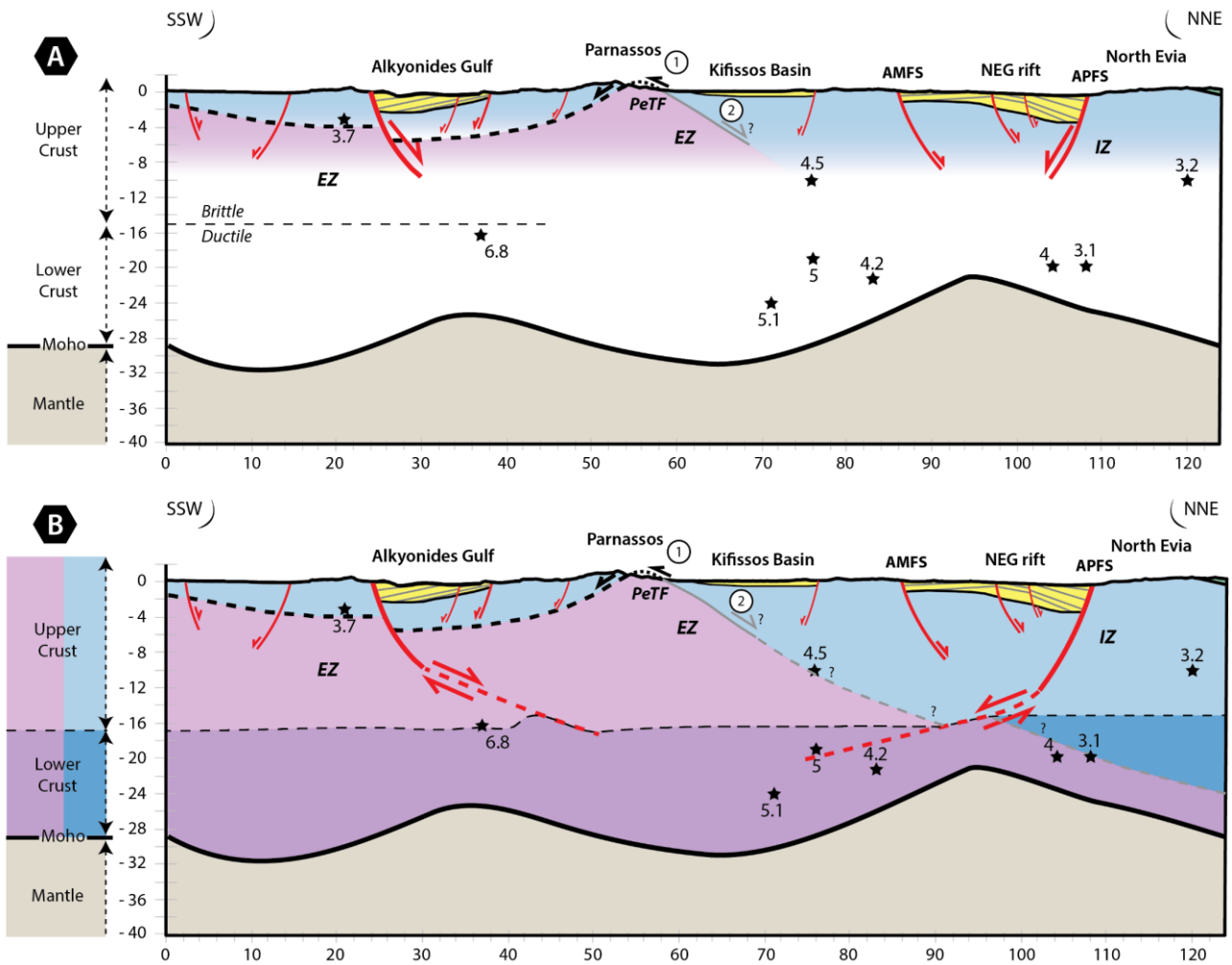


Figure 4.26 : Coupe schématique n°2 de la transversale « Golfe d'Alkyonides – Golfe Nord Eubée » localisée sur la Figure 4.24. **A)** Coupe regroupant les structures majeures décrites dans la littérature et issues des interprétations des profils sismiques. **B)** Coupe interprétative proposant la prolongation en profondeur des structures principales qui, selon nous, contrôlent la déformation. AMFS : Atalanti Martino Fault Segments ; APFS : Aedipos Politika Fault System ; EZ : External Zones ; IZ : Internal Zones ; NEG : North Evia Gulf ; PeTF : Pelagonian Thrust Front. La limite entre la croûte cassante (brittle) et la croûte ductile est indiquée uniquement dans la partie sud, à partir des travaux de Hatzfeld *et al.* (2000). Les étoiles indiquent les séismes dont les épicentres sont proches du tracé de la coupe (projection de 5 km de chaque côté du tracé), les valeurs correspondent aux magnitudes M_w . Les numéros 1 et 2 positionnés le long du PeTF correspondent aux deux mouvements cinématiques enregistrés, respectivement, le chevauchement des Zones Internes sur les Zones Externes et l'inversion tectonique lors de l'extension.

À la différence de la transversale « Golfe de Corinthe – Bassin du Sperchios » plus à l'ouest (Figure 4.25), cette transversale « Golfe d'Alkyonides – Golfe Nord Eubée » présente les deux rifts principaux à l'aplomb des zones d'amincissement crustal (Figure 4.26). Le long de cette coupe, le Front de Chevauchement Pélagonien ne montre pas de reprise en extension, ainsi il ne semble pas jouer un rôle sur les variations d'épaisseur de la croûte actuelles. Les failles bordières sud du rift de Corinthe et les failles bordières nord du rift du Golfe Nord Eubée contrôlent majoritairement la déformation et induisent les asymétries des rifts. La Figure 4.26B propose de prolonger ces failles en profondeur, au moins jusque dans la croûte inférieure. Cela implique que ces failles de pendages contraires participent à l'amincissement crustal sous les rifts. Le pendage des failles diminuerait proche de la limite cassante/ductile, ces failles deviendraient alors listriques. Ainsi, à l'échelle de l'ensemble de la coupe, ces failles normales majeures déformeraient la croûte de manière symétrique au sein d'un grand système extensif regroupant les deux rifts.



La Province du Basin and Range est un bon exemple de grand système extensif. Ses dimensions et les styles de déformation qui s’y appliquent (*cf.* chapitre 1 section 4.2.) ont de fortes similitudes avec le domaine égéen qui connaît lui aussi un changement dans l’accommodation de l’extension au Miocène (Brun *et al.*, 2016). Ces domaines très étendus se mettent tous les deux en place au sein d’une croûte hétérogène dont les héritages de plusieurs phases tectoniques majeures ont façonné la structure crustale (*e. g.* Sonder and Jones, 1999 ; Whitmeyer and Karlstrom, 2007 ; Jolivet and Brun, 2010 ; Menant *et al.*, 2016). Néanmoins, la croûte continentale sous le Basin and Range reste épaisse (~ 30-50 km, *e. g.* Hamilton, 1987 ; Jones *et al.*, 1992 ; Parsons, 1995 ; Lerch *et al.*, 2007) tandis que la croûte sous le domaine égéen est amincie (~ 18-30 km, *e. g.* Makris *et al.*, 2013). Le rift Sperchios-Golfe Nord Eubée fait partie des structures du domaine égéen qui accommodent l’extension arrière-arc. Cette extension n’est pas localisée le long d’un seul rift à grande échelle mais plutôt au sein de nombreuses structures de plus petite taille réparties sur l’ensemble de la plaque supérieure. Ainsi la structuration du domaine égéen se rapproche de celles de la province du Basin and Range et de la Mer Tyrrhénienne. Avec de nombreux reliefs et bassins, une croûte continentale amincie et un vaste domaine étiré, le domaine égéen serait à un stade d’extension intermédiaire entre le Basin and Range, dont la croûte continentale est encore épaisse, et la Mer Tyrrhénienne où de la croûte océanique a déjà commencé à se former et dont l’ensemble du domaine est immergé.

4. Conclusions

L’analyse et l’interprétation des profils sismiques utilisés au cours de cette thèse ont permis de réaliser des corrélations et des cartes plus précises à travers le rift Sperchios-Golfe Nord Eubée, aboutissant à l’amélioration significative de la cartographie de la déformation du rift. La compilation des études tectoniques menées à terre a également apporté de nombreuses informations sur les caractéristiques de la déformation des parties émergées des bordures du rift. Cette nouvelle carte tectonique nous conduit à distinguer trois directions majeures parmi les failles qui participent à l’ouverture du bassin : W-E, WNW-ESE et NW-SE. D’autres accidents importants, de direction NE-SW, ont pu être mis en évidence. Ces derniers se développent aussi au Plio-Quaternaire et sont donc contemporains de l’ouverture du rift.

En s’appuyant sur les résultats de plusieurs études géophysiques antérieures (Tiberi *et al.*, 2001 ; Apostolopoulos, 2005 ; Karastathis *et al.*, 2011 ; Savvaidis *et al.*, 2012) et sur l’interprétation des profils sismiques, nous montrons que le rift Sperchios-Golfe Nord Eubée est marqué par de fortes asymétries. À l’ouest, les dépôts-centres et les failles majeures sont localisés sur la bordure méridionale du rift, alors qu’à l’est, ils sont observés sur la bordure septentrionale du rift. Nous mettons en évidence deux structurations majeures différentes à l’échelle de la croûte en Grèce Centrale. Dans la partie occidentale de la Grèce Centrale, les deux principaux rifts (Sperchios et Corinthe) montrent une asymétrie prononcée avec un basculement vers le Sud. Les grandes failles bordières au sud de ces rifts sont très probablement connectées en profondeur à des failles de détachement dont au moins certaines seraient héritées des grands chevauchements qui ont participé à la convergence des Hellénides au cours du Paléogène. Environ 50 km plus à l’est, le rift de Corinthe montre toujours la même asymétrie, alors que le rift Nord Eubée présente une polarité opposée. Ce changement latéral de polarité du rift Sperchios-Golfe Nord Eubée s’exprime aussi à l’échelle de l’ensemble de la croûte qui montre des amincissements sous les rifts à l’est et des amincissements décalés, donc sous les principales zones de reliefs à l’ouest.



CHAPITRE 5 : ANALYSES SÉDIMENTAIRE ET STRUCTURALE DU CHENAL D'OREOI ET DU BASSIN DE SKOPELOS

Introduction

Ce cinquième chapitre est focalisé sur l'étude stratigraphique du Chenal d'Oreoi et l'analyse de la déformation au sein de ce chenal et du Bassin de Skopelos (**Figure 5.1**). Ces deux zones sont localisées dans le prolongement occidental du Fossé Nord Égéen (NAT en anglais, Figure 5.1) où la Faille Nord-Anatolienne (NAF) se termine (*e. g.* Lyberis, 1984 ; Papanikolaou *et al.*, 2006 ; Sakellariou *et al.*, 2016). Malgré cette position privilégiée pour observer la potentielle propagation de la limite de plaques entre l'Eurasie et l'Anatolie-Égée, le Chenal d'Oreoi et le Bassin de Skopelos ont été très peu explorés.

Le Chenal d'Oreoi est une voie maritime qui connecte la zone de Lichades, et le Golfe Nord Eubée, à la Mer Égée (Figure 5.1). Il est large de seulement 5 à 12 km sur une longueur de 60 à 70 km entre l'Île d'Eubée au Sud et les massifs de l'Othrys et du Pelion au Nord. Dans ce chenal, la tranche d'eau est assez faible à l'ouest (environ 70 m maximum), puis la profondeur augmente légèrement à mesure que le chenal s'élargit vers l'est (environ 100 m maximum). Enfin, la pente s'accroît vers le Bassin de Skopelos où les profondeurs atteignent des valeurs supérieures à 1000 m (Figure 5.1). Ce bassin est bordé au sud-est par des hauts bathymétriques s'élevant à quelques centaines de mètres de profondeur (200-300 m, Figure 5.1). Il est limité au nord par les îles de Skiathos et de Skopelos et l'Eubée constitue sa bordure sud-ouest. Cette configuration confère au Bassin de Skopelos une forme triangulaire (Figure 5.1).

Les données de sismique très haute résolution de type Sparker, acquises lors des campagnes WATER, permettent de caractériser la déformation et la sédimentation dans ces zones clés vierges de données de type « air-gun ». Ce chapitre 5 s'articule en trois parties principales orientées sur la stratigraphie sismique du Chenal d'Oreoi, la déformation dans ce chenal puis celle observée dans le Bassin de Skopelos.

1. Analyse stratigraphique du Chenal d'Oreoi

D'après l'interprétation des profils sismiques Sparker, le Chenal d'Oreoi est constitué de dix unités sismiques différentes dont six unités faisant partie d'un système progradant. L'objectif de cette première partie est de présenter ces unités qui permettront ensuite d'analyser la déformation en identifiant et en caractérisant les failles. Je vais procéder par ordre chronologique en commençant par le remplissage holocène de l'*Upper Sequence* jusqu'au volcanisme d'Achilleion d'âge Pliocène (3,4-2,7 Ma, Innocenti *et al.*, 1979 ; Pe-piper and Piper, 1979 ; Innocenti *et al.*, 2010).



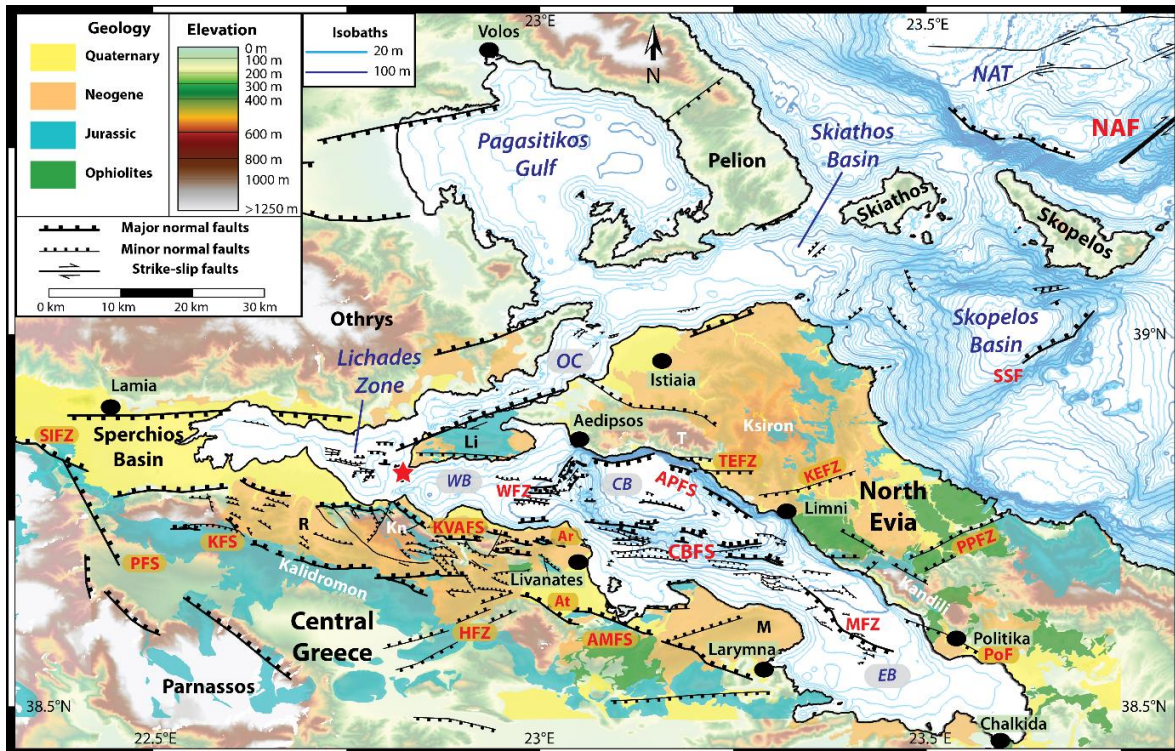


Figure 5.1 : Carte tectonique du domaine Nord Eubée établie à partir de la compilation des failles à terre issue de la bibliographie (Palyvos *et al.*, 2006 ; Kranis, 2007 ; Kiliyas *et al.*, 2008 ; Savvaidis *et al.*, 2012 ; Sakellariou *et al.*, 2017) et de l'interprétation des données de sismique réflexion marines de type « air-gun » (campagne 2004 : cf Sakellariou *et al.*, 2007) et de la campagne WATER 1 (2017). La topographie est issue du réseau de données SRTM30 (Farr *et al.*, 2007), les isobathes ont été extraites des données bathymétriques EMODNET et les formations géologiques représentées à terre ont été compilées et simplifiées à partir des cartes géologiques de l'IGME à l'échelle 1:50 000. Se référer au Glossaire pour les abréviations.

- **Faillies :** AMFS : Atalanti Martino Fault Segments ; APFS : Aedipsos Politika Fault System ; Ar : faille d'Arkitsa ; At : faille d'Atalanti ; CBFS : Central Basin Fault System ; HFZ : Hyampolis Fault Zone ; KEFZ : KEchriae Fault Zone ; KFS : Kallidromon Fault Segments ; KVAFS : Kamena Vourla Arkitsa Fault System ; MFZ : Melouna Fault Zone ; NAF : North Anatolian Fault ; PFS : Parnassos Fault System ; PoF : Politika Fault ; PPFZ : Prokopi Pilion Fault Zone ; SIFZ : Sperchios Ipati Fault Zone ; SSF : South Skopelos Fault ; TEFZ : Telethriion Fault Zone ; WFZ : Western Fault Zone.

- **Indications géographiques :** CB : Central Basin ; EB : Eastern Basin ; Kn : Knimis ; Li : péninsule de Lichades ; M : péninsule de Malesina ; NAT : North Aegean Trough ; R : bassin de Réginio ; T : Telethriion ; WB : Western Basin.

Plusieurs critères de reconnaissance permettent de distinguer l'*Upper Sequence* dans le Chenal d'Oreoi : sa base érosive, les terminaisons en onlap et downlap des réflecteurs internes contre cette base et ses faciès sismiques SF1 et SF2 qui sont respectivement de moyennes amplitudes et haute fréquence et de fortes amplitudes et moyenne fréquence (cf Tableau 3.2 du chapitre 3, section 1.2). La seule différence majeure avec les faciès sismiques observés dans le Golfe Nord Eubée est l'absence du faciès sismique de faibles amplitudes SF3. La répartition géographique des dépôt-centres de l'*Upper Sequence* met en évidence plusieurs épaisissements le long de la côte de l'Eubée dont la plupart est contrôlée par les apports deltaïques venant des bassins versants d'Istiaia (cf Figure 3.21 du chapitre 3, section 2).

1.1. Le système progradant du Chenal d'Oreoi

Dans la partie orientale du chenal, la base érosive de l'*Upper Sequence* constitue le toit de plusieurs unités sismiques composées de nombreux clinofformes. Elles sont alors plus



anciennes que le remplissage marin d'âge holocène et ces géométries de réflecteurs ont une signification en termes de types de dépôts sédimentaires, d'environnements de dépôts et, potentiellement, en termes de variations du niveau marin. Ces unités ont été analysées grâce aux principes de la stratigraphie séquentielle (*cf.* chapitre 2, section 2.2.2).

1.2.1. Caractérisation sismique des unités progradantes

À partir de l'analyse des réflecteurs et de leurs terminaisons, six séquences sédimentaires formant un système progradant global ont été mises en évidence dans le Chenal d'Oreoi, plus précisément, entre le Pélion et l'Eubée, et dans le Bassin de Skiathos (**Figure 5.2** et **Tableau 5.1**). Ces séquences sont constituées de six faciès sismiques différents dont deux ont une géométrie dite chaotique (Tableau 5.1 et **Figures 5.3** et **5.4**).

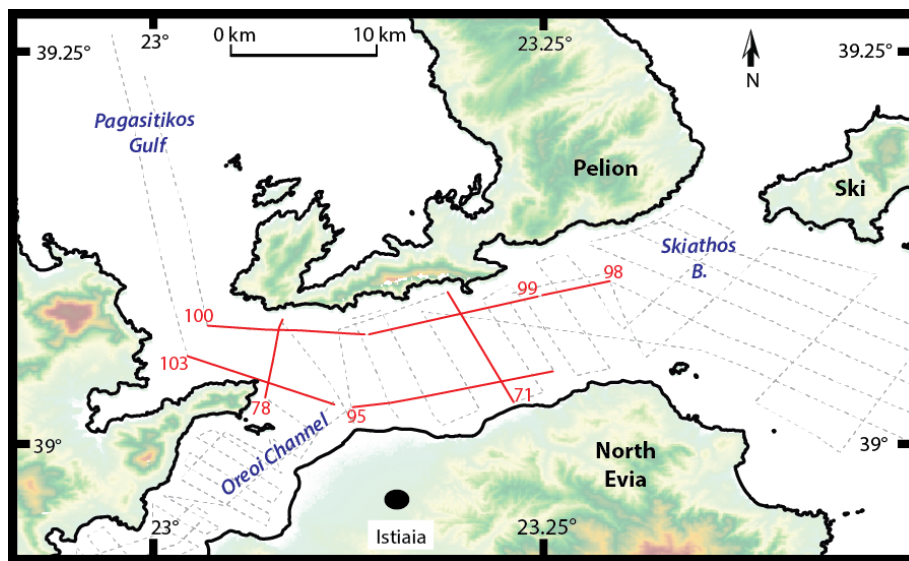


Figure 5.2 : Localisation des profils utilisés (en rouge) par la suite pour illustrer les séquences sédimentaires. Les autres profils de la campagne WATER sont représentés en pointillés gris.

Profiles	Units	Geometry	Continuity	Frequency	Amplitude	Facies
WAT17_099	S1	Cliniforms	+/-	High	Moderate	SFP1
		Cliniforms	++	Moderate	High	SFP2
	S2	Cliniforms	+	High	Moderate to Low	SFP3
		Chaotic	-	High	High to Low	SFC1
	S3	Cliniforms	+	High	Low	SFP3
		Cliniforms	++	Moderate	High	SFP2
		Chaotic	-	High	High in top	SFC2
	S4	Cliniforms	++	High	High to Moderate	SFP4
		Cliniforms	+	High	Moderate to Low	SFP3
	S5	Chaotic	-	High	High in top	SFC2
Cliniforms		++	High	Moderate to Low	SFP3	
WAT17_062	S6	Chaotic	-	High	High in top	SFC2
		Cliniforms	+	High	Low	SFP3
	S6	Cliniforms	++	High	High to Moderate	SFP4
		Cliniforms	++	High	High to Moderate	SFP4

Tableau 5.1 : Tableau de faciès des réflecteurs constituant les unités séquences du système progradant dans le Chenal d'Oreoi et le Bassin de Skiathos. SFC : Seismic Facies Chaotic ; SFP : Seismic Facies Progradation.

Les séquences sédimentaires ont été différenciées grâce à des surfaces d'érosion remarquables appelées surface d'inondation maximale mises en évidence par les terminaisons des réflecteurs de part et d'autre de ces surfaces (flèches rouges, Figures 5.3 et 5.4). Le profil WAT17_099 de la Figure 5.3, et les détails de la Figure 5.4, permettent une très bonne visualisation de toutes les séquences et de leur organisation les unes par rapport aux autres.

- La séquence n°1 (S1, vert clair, Tableau 5.1 et Figures 5.3 et 5.4) est caractérisée par un faciès sismique moyennement continu de forte fréquence et moyennes amplitudes (SFP1, Tableau 5.1). Son dernier *offlap break* se situe ici à 148 ms TWTT (Figures 5.3 et 5.4). Afin d'en déduire sa profondeur en mètres, la bathymétrie, les épaisseurs des unités sismiques supérieures et une vitesse de propagation des ondes acoustiques de 1600 m.s^{-1} dans ces dépôts récents ont été prises en compte. Ainsi, ce dernier *offlap break* est à environ 113 m de profondeur sur le profil WAT17_099 localisé au nord du Chenal d'Oreoi. Sur les autres profils sismiques, le dernier *offlap break* de la S1 est en moyenne à environ 100 m de profondeur.

- La séquence n°2 (S2, vert foncé, Tableau 5.1 et Figures 5.3 et 5.4) est constituée de trois faciès sismiques, un faciès chaotique (SFC1, Tableau 5.1) et deux faciès caractérisés par des cliniformes bien continus (SFP2 et SFP3, Tableau 5.1). Le dernier *offlap break* de la S2 est ici à 156 ms TWTT, soit environ 119 m de profondeur avec la même méthode utilisée que pour la S1. Sur les autres profils, il est en moyenne à environ 116 m de profondeur.

- La séquence n°3 (S3, violet, Tableau 5.1 et Figures 5.3 et 5.4) possède les mêmes faciès contenant des cliniformes que la S2 (SFP2 et SFP3). Par contre le faciès chaotique change, il est plutôt localisé au sommet de l'unité et comporte de nombreuses hyperboles de diffraction (Figures 5.3 et 5.4). Le dernier *offlap break* se trouve à 151 ms TWTT, soit environ 115 m de profondeur. En moyenne, il est situé à environ 109 m de profondeur sur les autres profils.

- La séquence n°4 (S4, bleu, Tableau 5.1 et Figures 5.3 et 5.4) est caractérisée par le même faciès chaotique que la S3, ainsi que, le SFP3 et le SFP4. Ce dernier se distingue par sa très bonne continuité, sa haute fréquence et ses amplitudes moyennes à élevées (Tableau 5.1). Le dernier *offlap break* de la S4 est à 139 ms TWTT, soit environ 105 m de profondeur. Il est à environ 100 m de profondeur sur les autres profils.

- La séquence n°5 (S5, jaune, Tableau 5.1 et Figures 5.3 et 5.4) est constituée des faciès sismiques SFP3 et SFC2 (Tableau 5.1). Son dernier *offlap break* est moins évident à placer que les autres, en suivant l'interprétation qui me paraît la plus judicieuse, il se situe à 160 ms TWTT, soit environ 120 m de profondeur. Sur les autres profils, il est en moyenne à environ 100 m de profondeur.

- La séquence n°6 (S6, orange foncé, Tableau 5.1 et Figures 5.3 et 5.4) comporte les faciès sismiques SFP3, SFP4 et SFC2 (Tableau 5.1). Le dernier *offlap break* de la S6 est localisé beaucoup plus à l'est, au sein du Bassin de Skiathos. Il se trouve en moyenne à 149 ms TWTT, soit environ 112 m de profondeur.

La profondeur des derniers *offlap break* augmente entre celui de la S1 et celui de la S2, puis elle diminue jusqu'à la S4 où elle n'est que de 105 m. La fin de la S5 marque un approfondissement du dernier *offlap break* à 120 m. Pour finir, celui de la S6 remonte à une profondeur de 112 m.

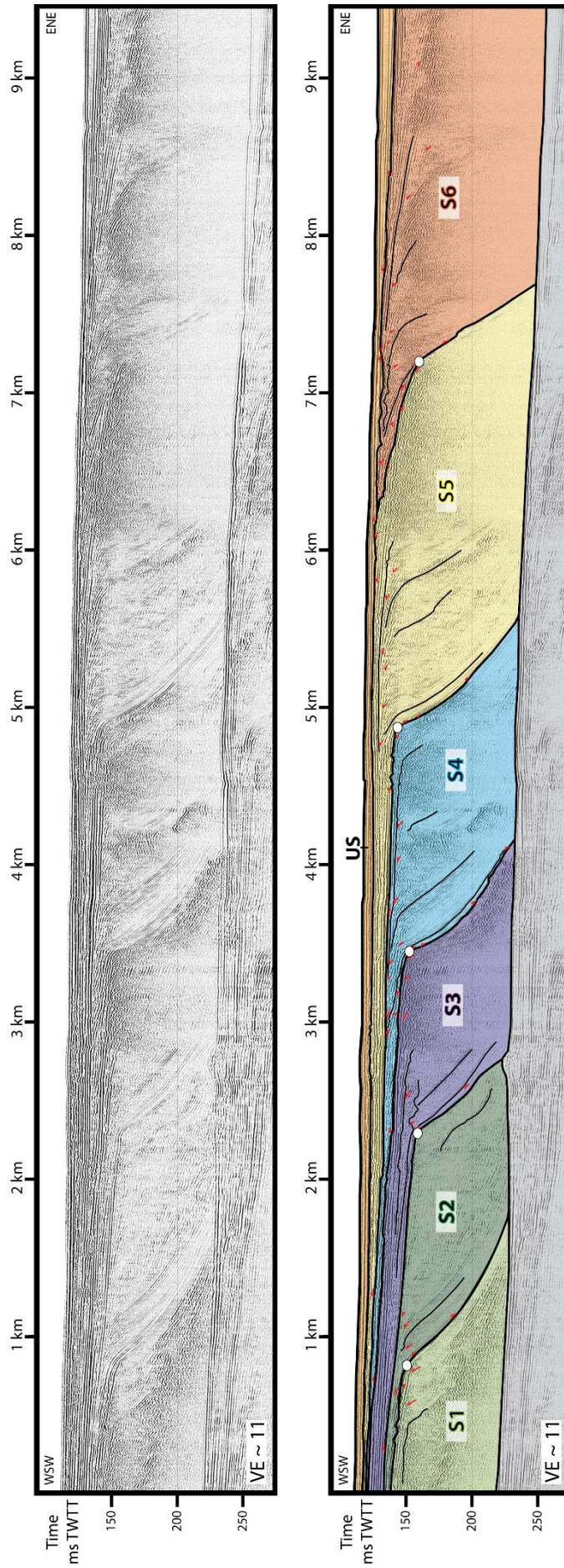
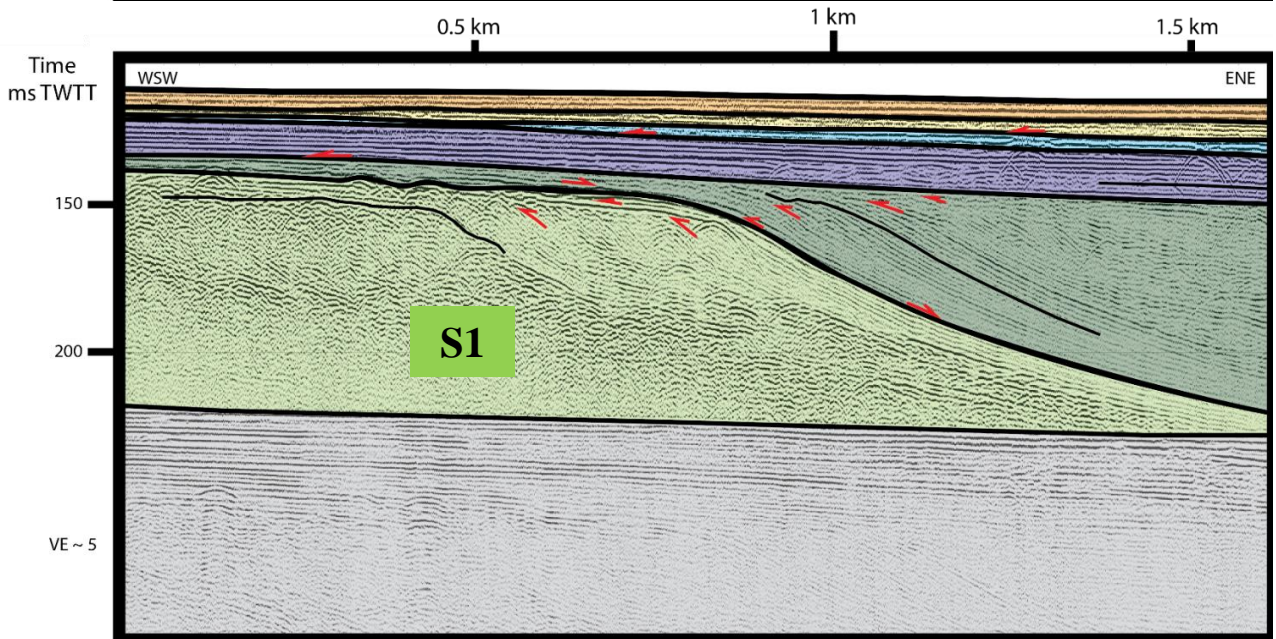
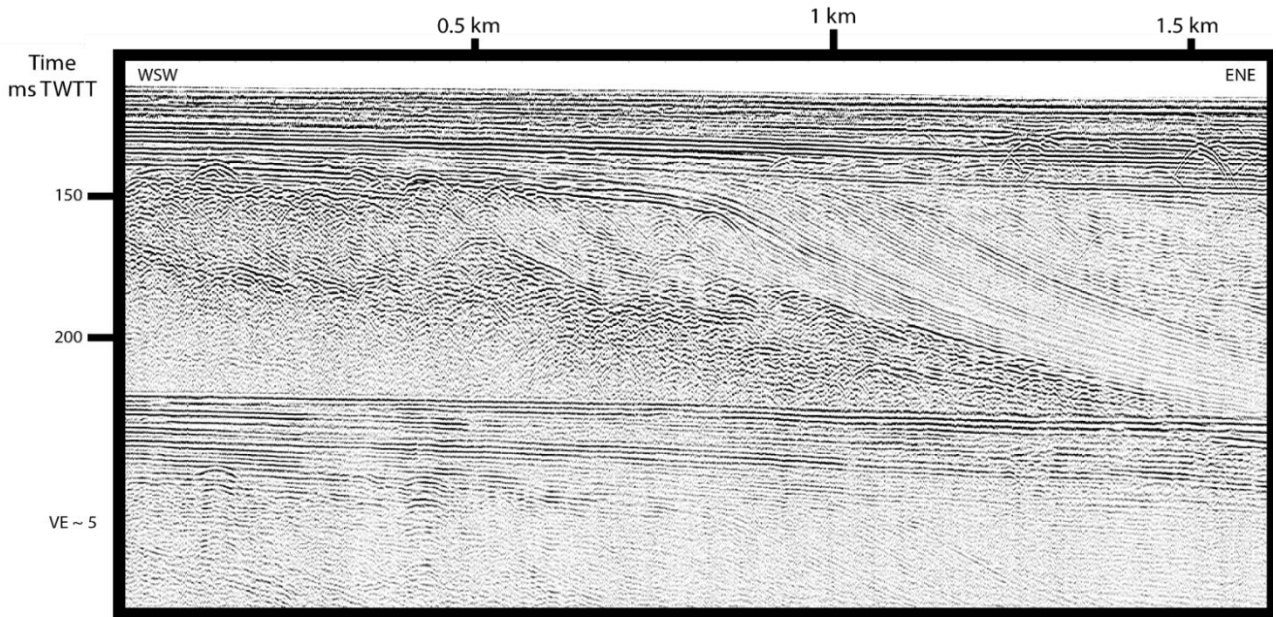
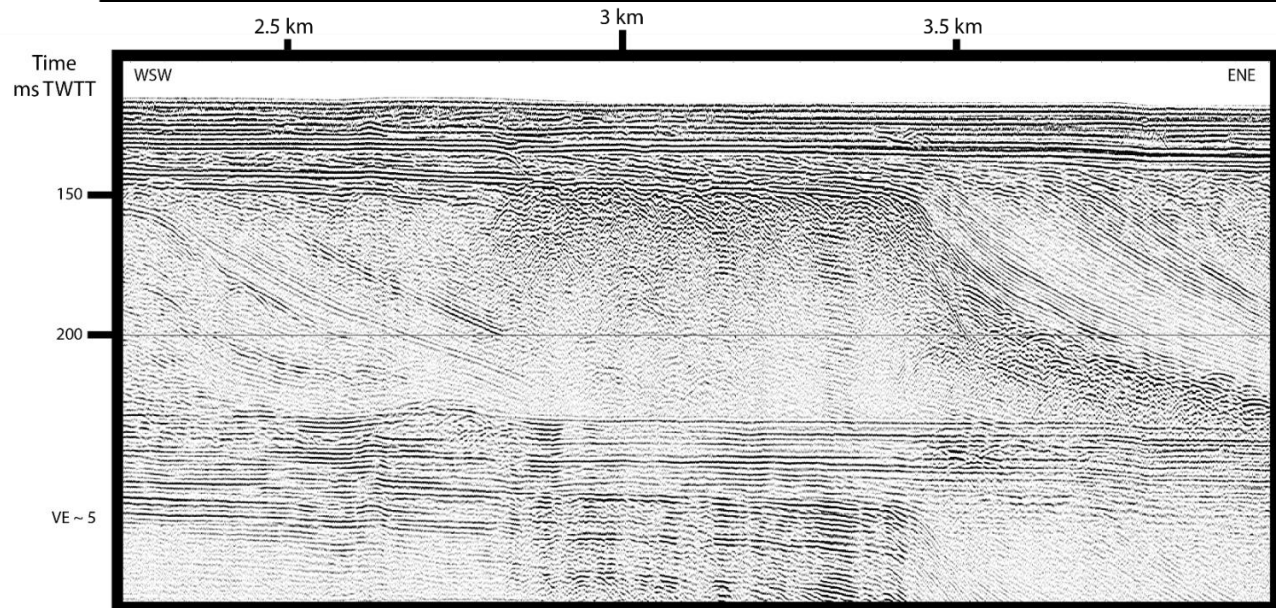
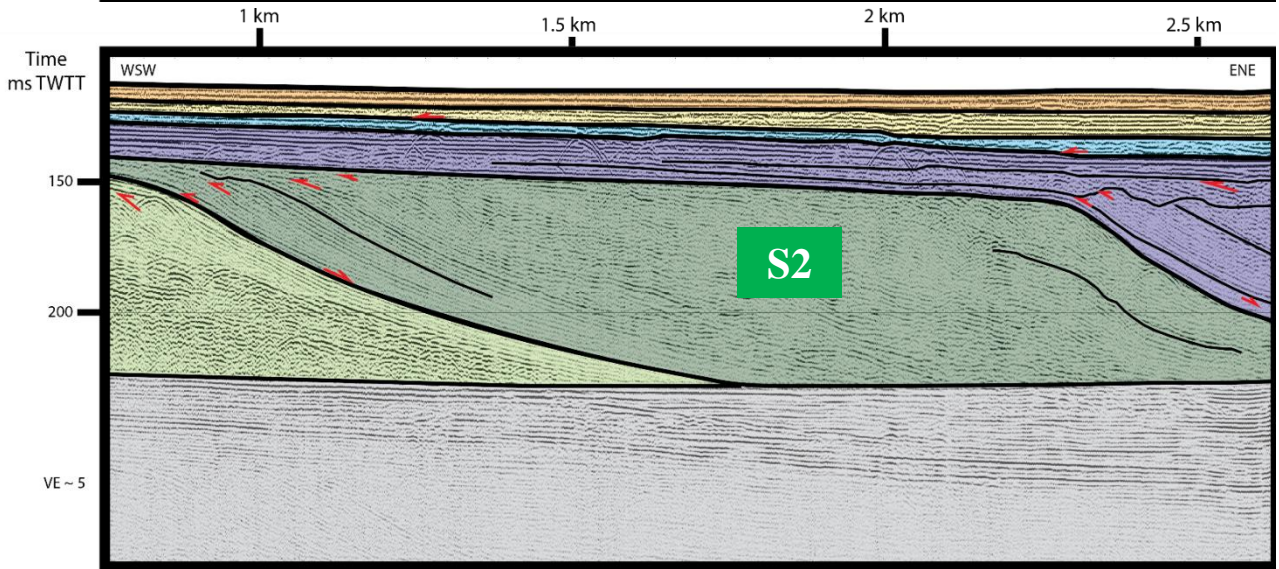
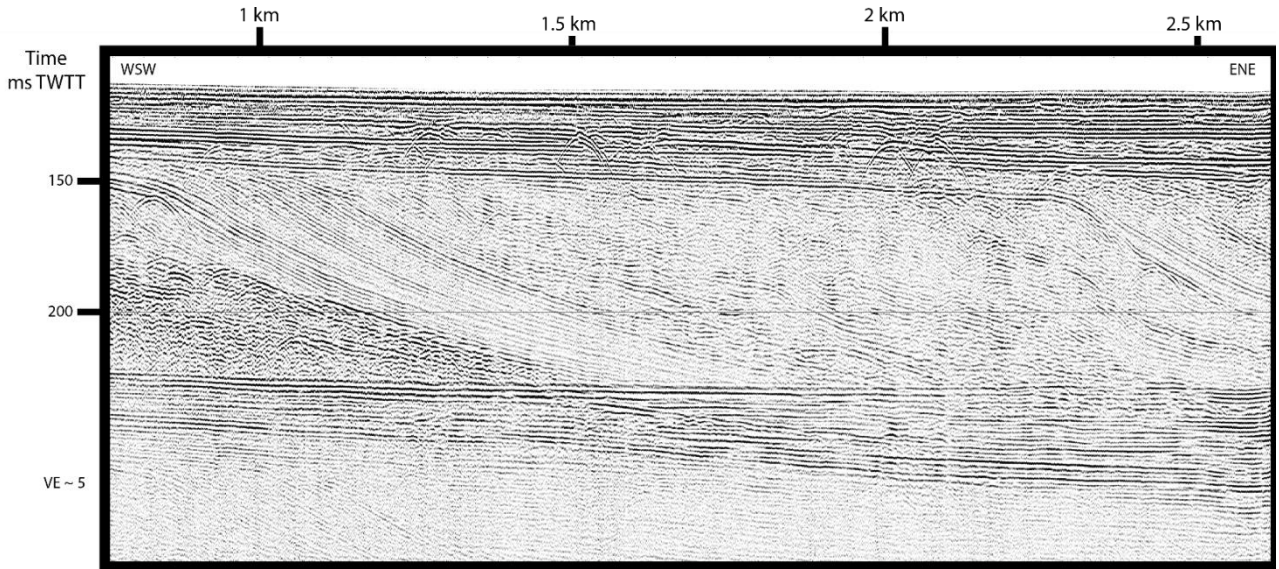


Figure 5.3 : Profil sismique WAT17_099 localisé sur la Figure 5.2. Les 6 unités colorées correspondent aux 6 séquences sédimentaires décrites dans le Tableau 5.1.

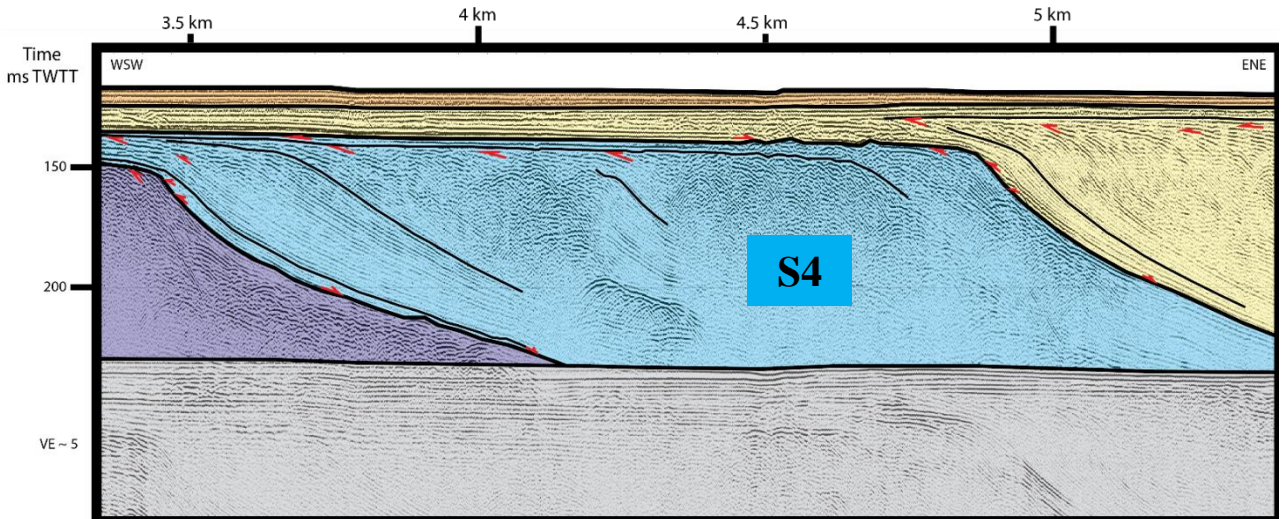
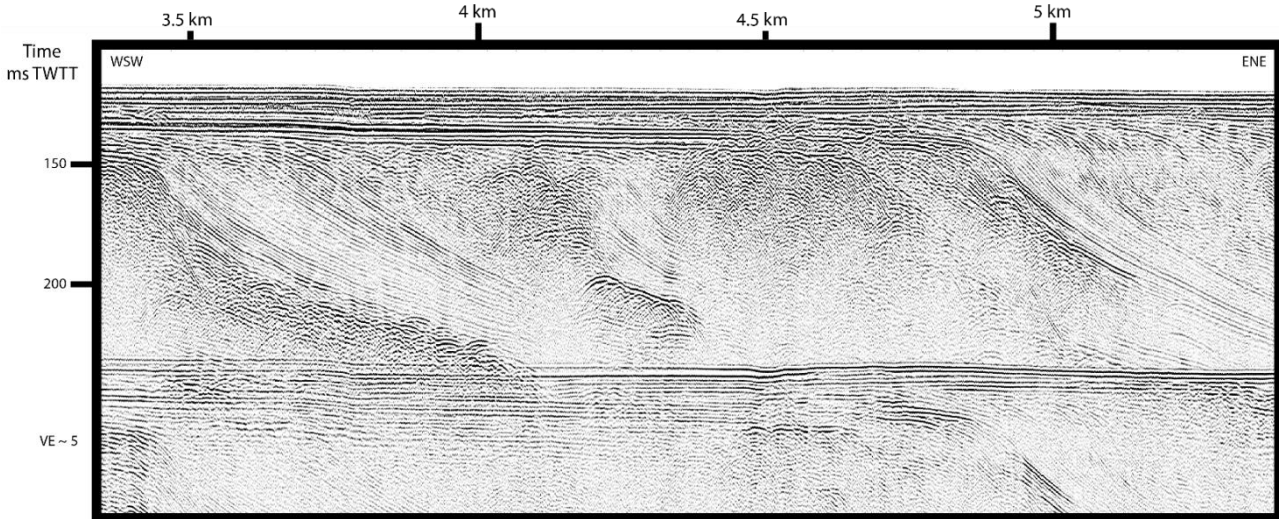
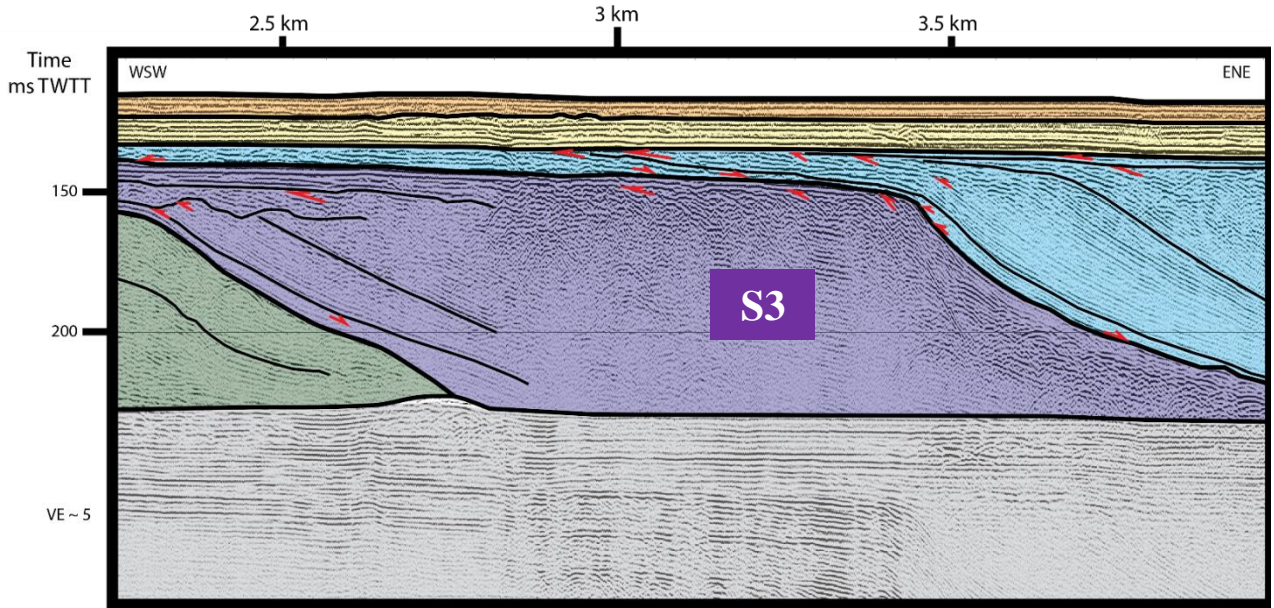
CHAPITRE 5



CHAPITRE 5



CHAPITRE 5



CHAPITRE 5

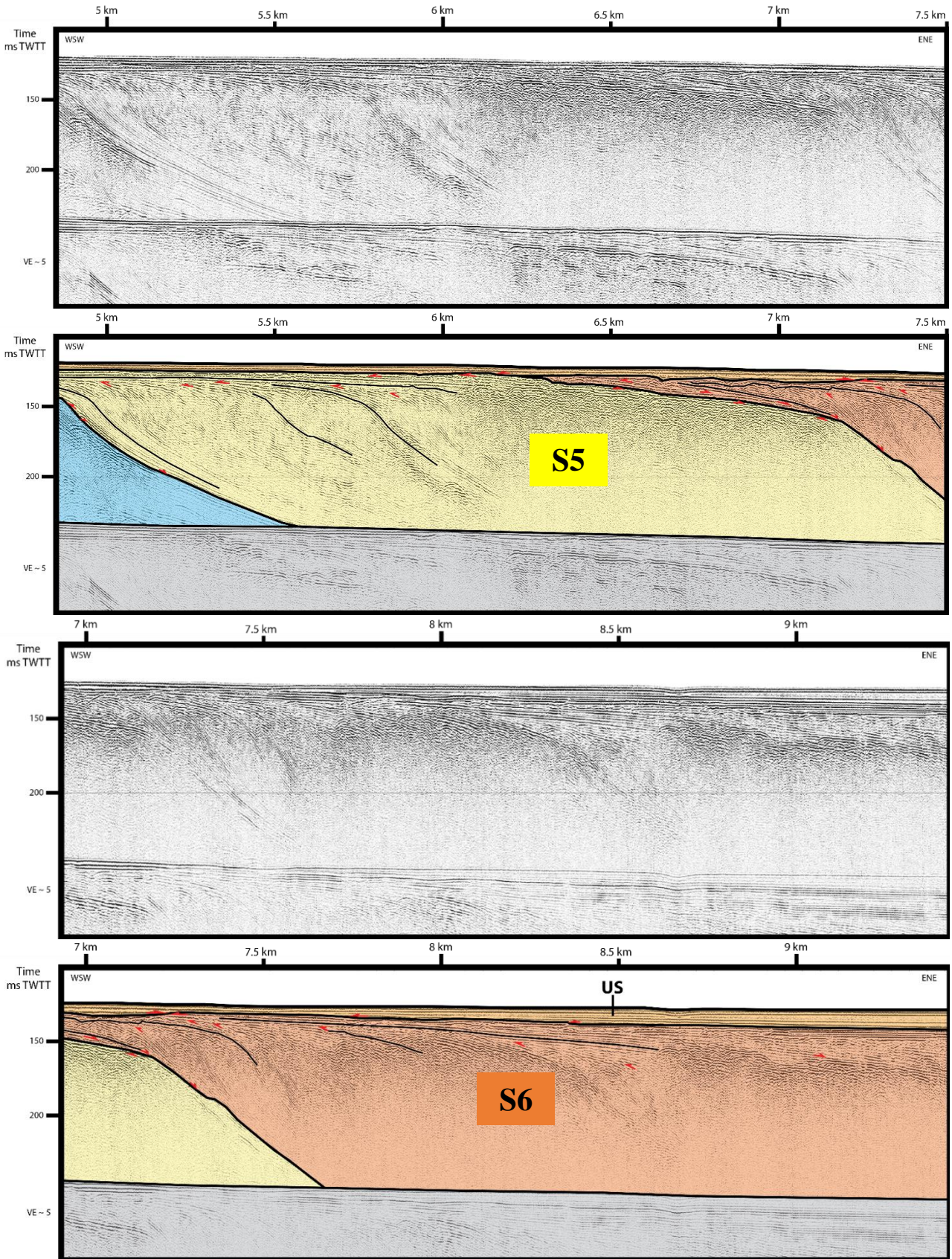


Figure 5.4 : Zoons du profil WAT17_099 sur les six séquences sédimentaires du système progradant du Chenal d'Oreoi.

Afin de déterminer précisément les directions de pendage des cliniformes et en déduire les directions de progradation de chaque séquence, il est nécessaire de caractériser ces séquences sur d'autres profils possédant des orientations différentes (**Figures 5.5, 5.6, 5.7, 5.8 et 5.9**). Ces précieuses informations vont permettre de réaliser une cartographie de chaque séquence, de déterminer le ou les sens de progradation du système et potentiellement d'en déduire une paléogéographie lors de la mise en place des séquences .

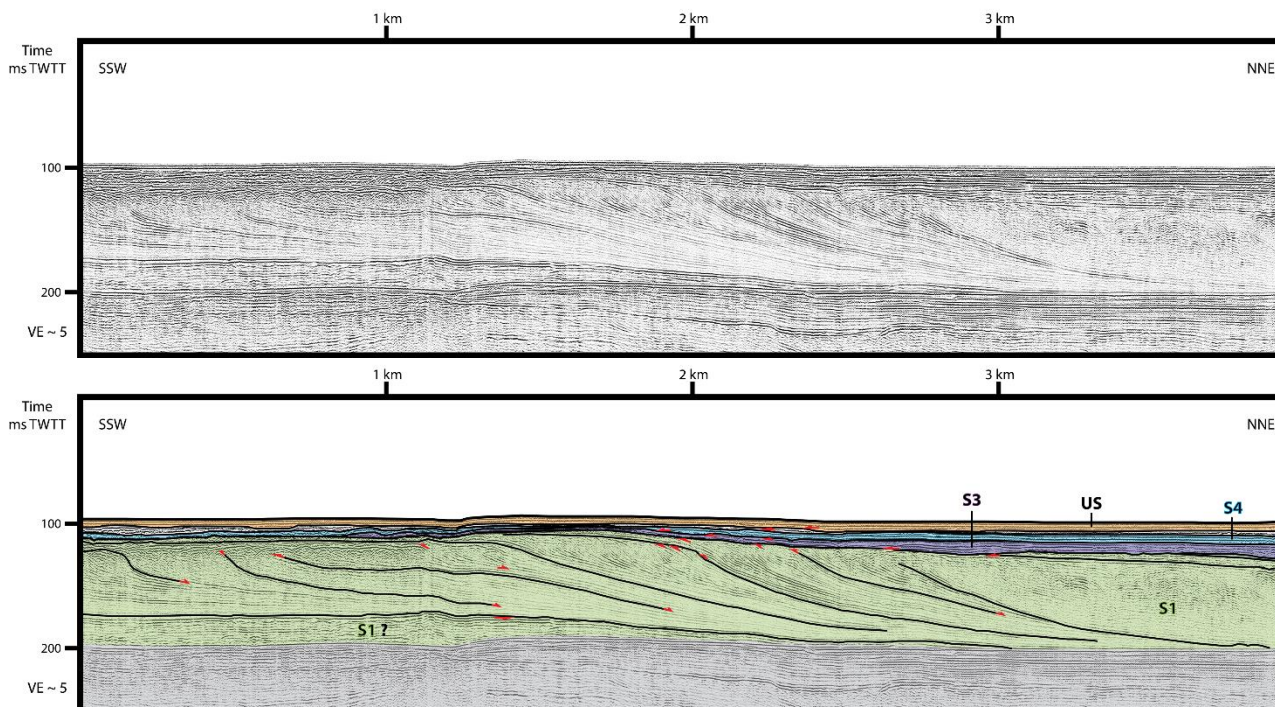


Figure 5.5 : Profil sismique WAT17_078 localisé sur la Figure 5.2, illustrant principalement la géométrie des réflecteurs de la séquence n°1 (S1).

Dans la partie occidentale du système progradant, les cliniformes de la S1 montrent des directions de progradation vers le NNE (Figure 5.6). La S2 n'est présente qu'au nord et les séquences S3 et S4 sont peu épaisses et elles ne comportent pas de cliniformes (Figure 5.5).

Les cortèges sédimentaires dans le sud du Chenal d'Oreoi ont des géométries plus complexes qu'au nord, notamment des directions de progradation vers l'est pour S1 et S2, et à la fois vers l'est et vers l'ouest pour S3 (Figure 5.6). Les autres séquences ne montrent pas de cliniformes à l'exception de la S4 qui, à l'extrémité orientale du profil, est constituée de cliniformes progradant vers l'est (Figure 5.6). Il est également intéressant de noter que la S5 est très peu épaisse par rapport aux autres séquences sans cliniformes (S4 et S6). Les deux directions différentes de cliniformes au sein d'une même séquence (Figures 5.6 et 5.7) peuvent être interprétées soit comme deux corps sédimentaires progradants contemporains, soit comme une unique séquence doté d'une géométrie incurvée en 3D que le profil recouperait obliquement.

CHAPITRE 5

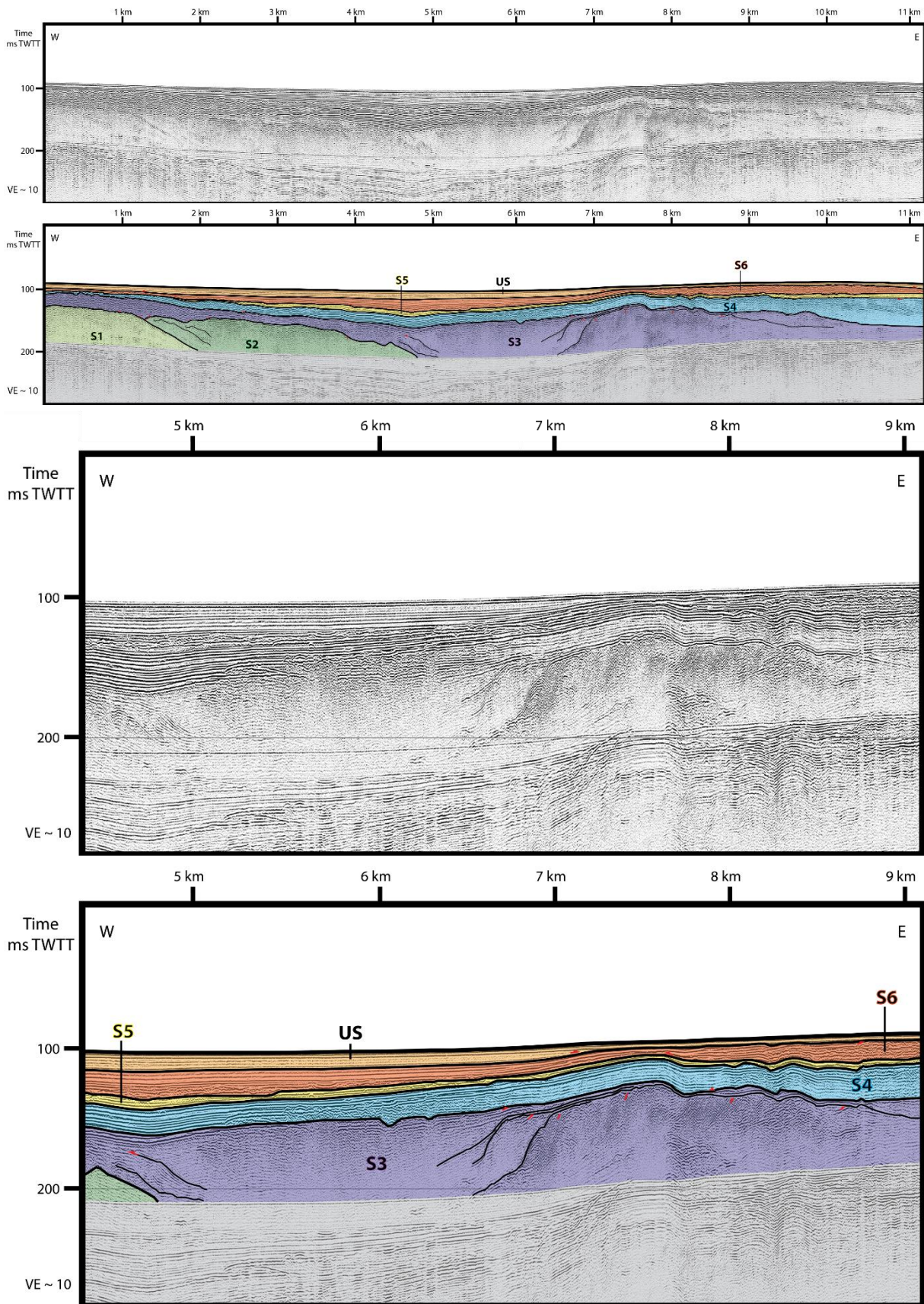


Figure 5.6 : Profil sismique WAT17_095, localisé sur la Figure 5.2, et un zoom entre les 5^{ème} et 9^{ème} kilomètres montrant les séquences du système progradant selon la direction Ouest-Est proche de la côte de l’Eubée, et les directions de pendage opposées des clinofmes au sein de la séquence n°3.

CHAPITRE 5

Cette configuration de groupes de cliniformes qui progradent dans des directions opposées est encore plus marquée au sein de la séquence n°5 (Figure 5.7). En effet, un ensemble se développe vers le NNW tandis que l'autre se met en place vers le SSE. Plusieurs réflecteurs sont continus d'un groupe à l'autre, ce qui favorise l'hypothèse d'un cortège sédimentaire unique recoupé obliquement par le profil.

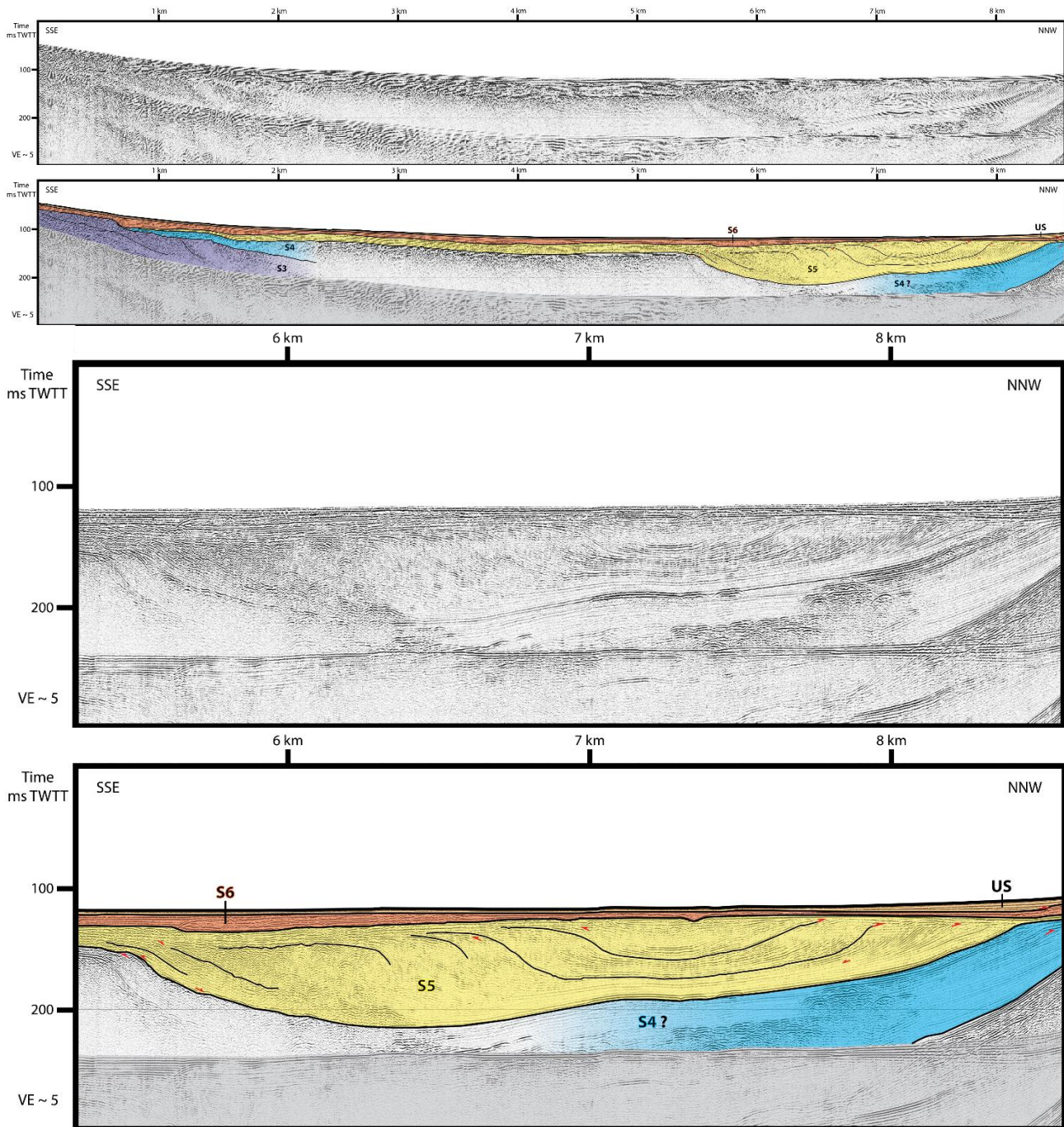


Figure 5.7 : Profil sismique WAT17_071, localisé sur la Figure 5.2, et un zoom entre le 6^{ème} kilomètre et la fin du profil illustrant la géométrie des réflecteurs dans la S5.

Les profils dans le Golfe Pagasitique et, entre celui-ci et le Chenal d'Oreoi, mettent en évidence des cliniformes à pendages vers l'Ouest et vers le Golfe Pagasitique au sein des séquences 1, 3 et 4 (Figures 5.8 et 5.9).

CHAPITRE 5

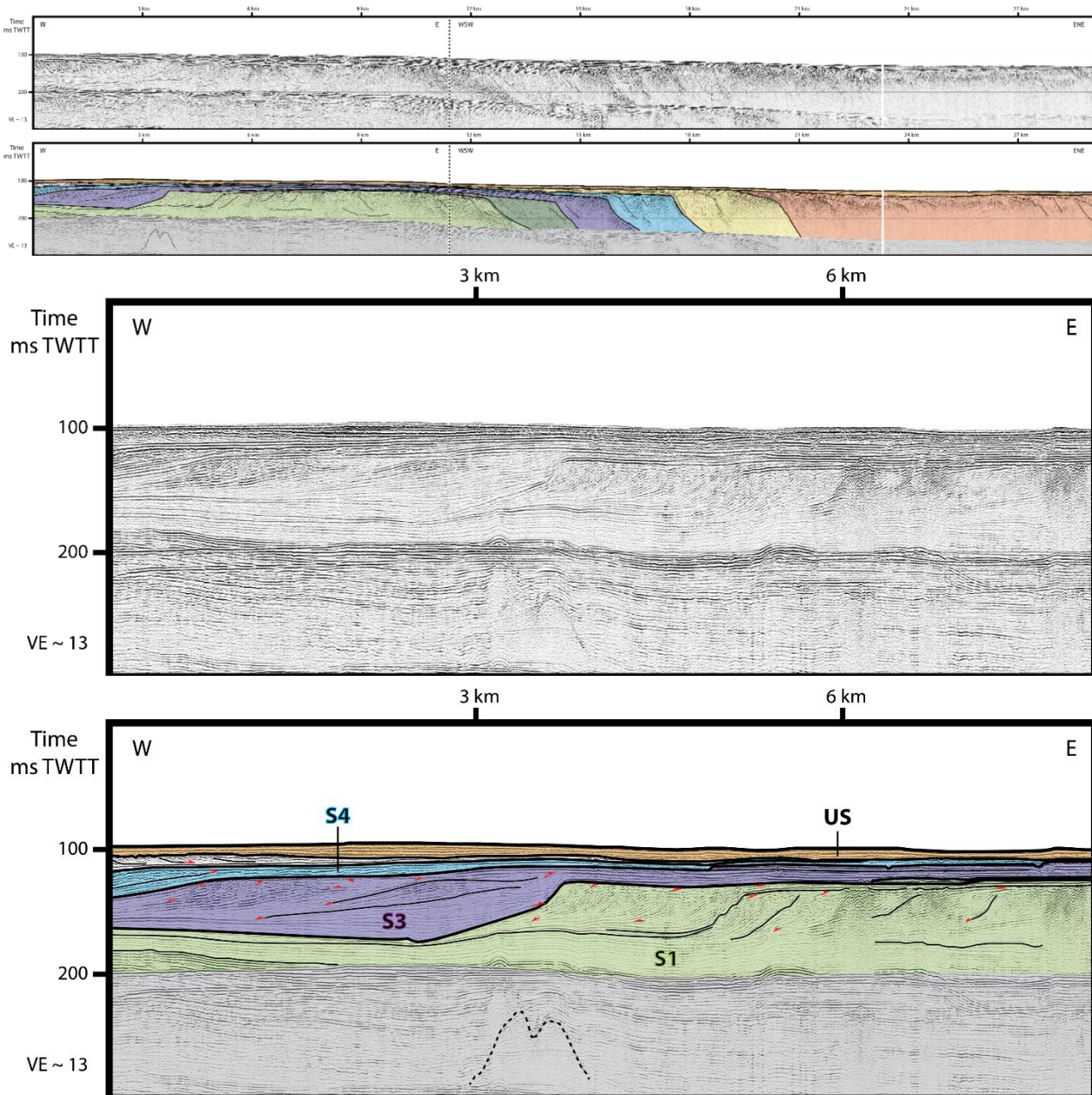


Figure 5.8 : Montage des profils WAT17_100, WAT17_099 et WAT17_098, localisés sur la Figure 5.2, et un zoom sur le profil WAT17_100, renseignant sur la géométrie des séquences du système progradant de l'entrée du Golfe Pagasitique (à l'Ouest) jusqu'aux abords du Bassin de Skiathos (à l'Est).

Dans la partie occidentale du système progradant, les cliniformes de la S1 montrent clairement deux directions de pendage opposées, une vers le NW, vers le Golfe Pagasitique et l'autre vers le SE, vers le Chenal d'Oreoi (Figure 5.9). Le début de divergence des directions de pendage des cliniformes correspond à une remontée de socle acoustique au faciès chaotique contenant de nombreuses hyperboles de diffraction. La grande partie des *topsets* des cliniformes ont été érodés, ce qui est une exception à l'échelle du système progradant entier où les géométries des cliniformes sont bien conservées.

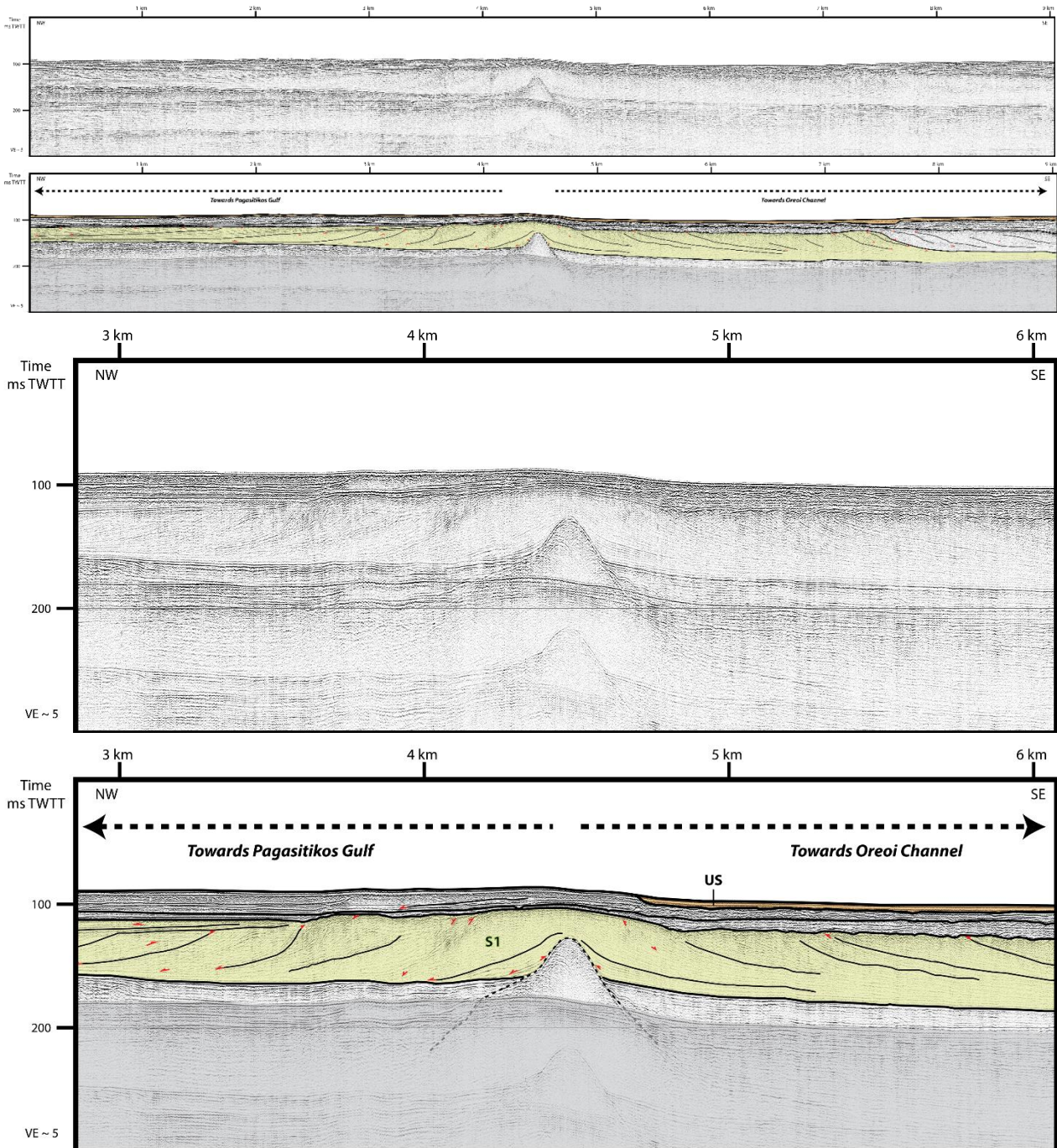


Figure 5.9 : Profil sismique WAT17_103, localisé sur la Figure 5.2, et un zoom au milieu du profil montrant les deux directions de pendage des clinofmes vers le Golfe Pagasitique et vers le Chenal d’Oreoi.

1.2.2. Cartographie des unités progradantes

Les derniers *offlap breaks* de chaque séquence ont été cartographiés et reliés entre eux selon leur séquence (**Figure 5.10**), ceci dans le but de mieux visualiser l’évolution du système progradant au cours de sa mise en place. L’analyse des directions de pendage des clinofmes et le calcul de leurs pendages réels obtenus grâce aux croisements de profils permettent de reconstituer l’évolution des directions de progradation à travers le Chenal d’Oreoi (Figure 5.10).

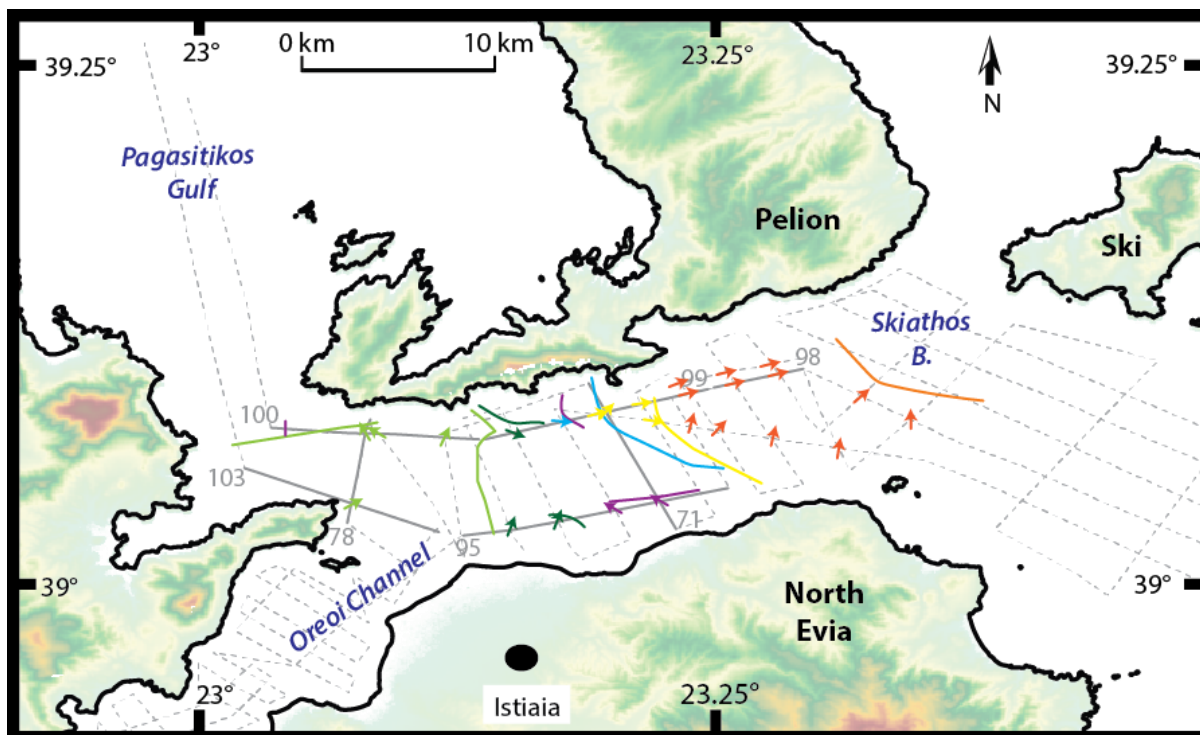


Figure 5.10 : Carte des directions des pendages réels des clinofformes déterminés grâce aux croisements de profils. Les derniers *offlap breaks* sont également localisés et reliés entre eux par des lignes de couleurs correspondantes aux séquences sédimentaires (S1 : vert clair ; S2 : vert foncé ; S3 : violet ; S4 : bleu ; S5 : jaune et S6 : orange).

Comme évoqué précédemment lors de l'analyse des profils sismiques, la direction majeure des pendages, et par conséquent de la progradation, est du Chenal d'Oreoi vers le Bassin de Skiathos (Figures 5.3, 5.4 et 5.10). Cependant, des exceptions existent : proche de l'Eubée, où la progradation de la S3 (violet) est vers le Nord-Ouest, et à l'entrée du Golfe Pagasitique, où la S1 (vert clair) montre des clinofformes orientés vers le golfe, vers le Nord-Ouest (Figures 5.8, 5.9 et 5.10).

Les répartitions géographiques des séquences sédimentaires mettent en évidence leur mise en place, leur étendue et, couplées avec la cartographie des *offlap breaks* et des directions des clinofformes, l'évolution globale du système progradant (**Figure 5.11**). Ainsi, la S1, la séquence la plus vieille se développe dans la partie occidentale, entre les côtes de l'Othrys, de l'Eubée et du Pelion. La S2 n'est également observée qu'à l'Ouest avec une expansion moins importante que la S1 vers la côte de l'Othrys. La S3 montre une plus grande étendue, notamment proche de l'Eubée où ses clinofformes sont observés jusque dans la partie centrale du système. La S4 possède une répartition similaire à celle de la S3 avec une expansion plus importante vers le Bassin de Skiathos. Contrairement aux unités précédentes, la S5 et la S6 ne sont identifiées qu'au sein du Chenal d'Oreoi et leurs clinofformes indiquent tous des directions de progradation vers la partie orientale et le Bassin de Skiathos. Ce dernier semble d'ailleurs comblé par la S6 qui est l'unité la plus étendue et la plus épaisse du système progradant.

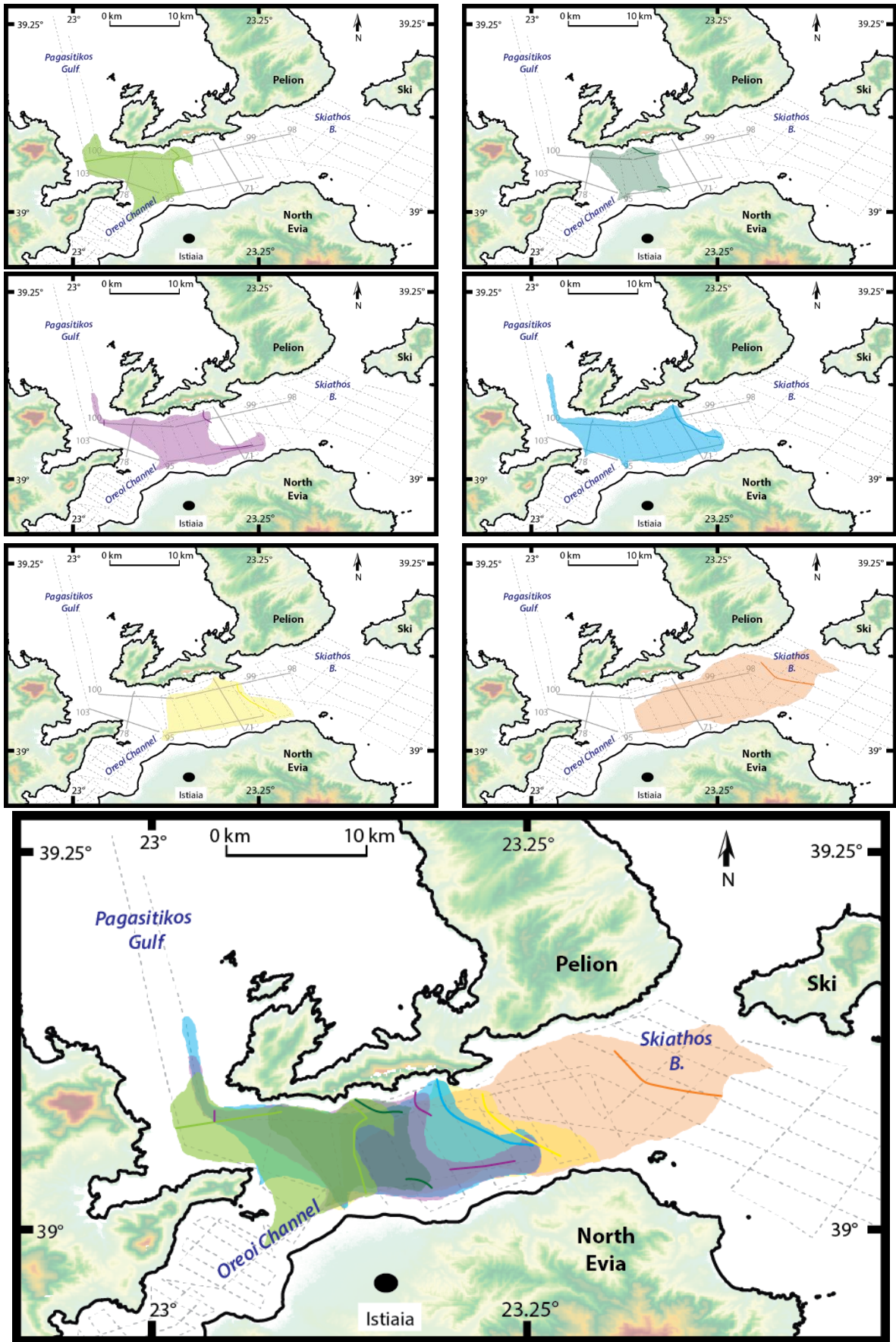


Figure 5.11 : Cartes de répartition des séquences du système progradant et leurs lignes de derniers *offlap breaks*.



1.2.3. Interprétations temporelles des séquences sédimentaires

À l'identique des autres sommets des autres séquences, le sommet de la S6 est une surface d'érosion. Cette surface marque également la base de l'*Upper Sequence* qui est d'âge Holocène et correspond au remplissage marin post-glaciaire (Sakellariou *et al.*, 2007). On peut donc en déduire que la S6 s'est développée durant le dernier épisode glaciaire dont la chute du niveau marin est estimée à 120 mètres par rapport au niveau actuel. Concernant les cinq autres séquences, le doute subsiste, deux hypothèses peuvent être considérées : 1) l'ensemble du système progradant s'est mis en place au dernier épisode glaciaire (**Figure 5.12**) ; 2) chaque séquence sédimentaire s'est formée pendant un cycle glaciaire-interglaciaire (**Figure 5.13**). La faible aggradation entre les progradations et les faibles profondeurs auxquelles on retrouve ces séquences actuellement peuvent nous amener à penser que ce système s'est formé lors de la dernière glaciation (Figure 5.12). L'existence de plusieurs unités de progradation au sein d'un même épisode glaciaire peut s'expliquer par les variations de plus faibles amplitudes du niveau marin, dont les remontées et les baisses contrôleraient les paléo-traits de côtes et les séquences sédimentaires.

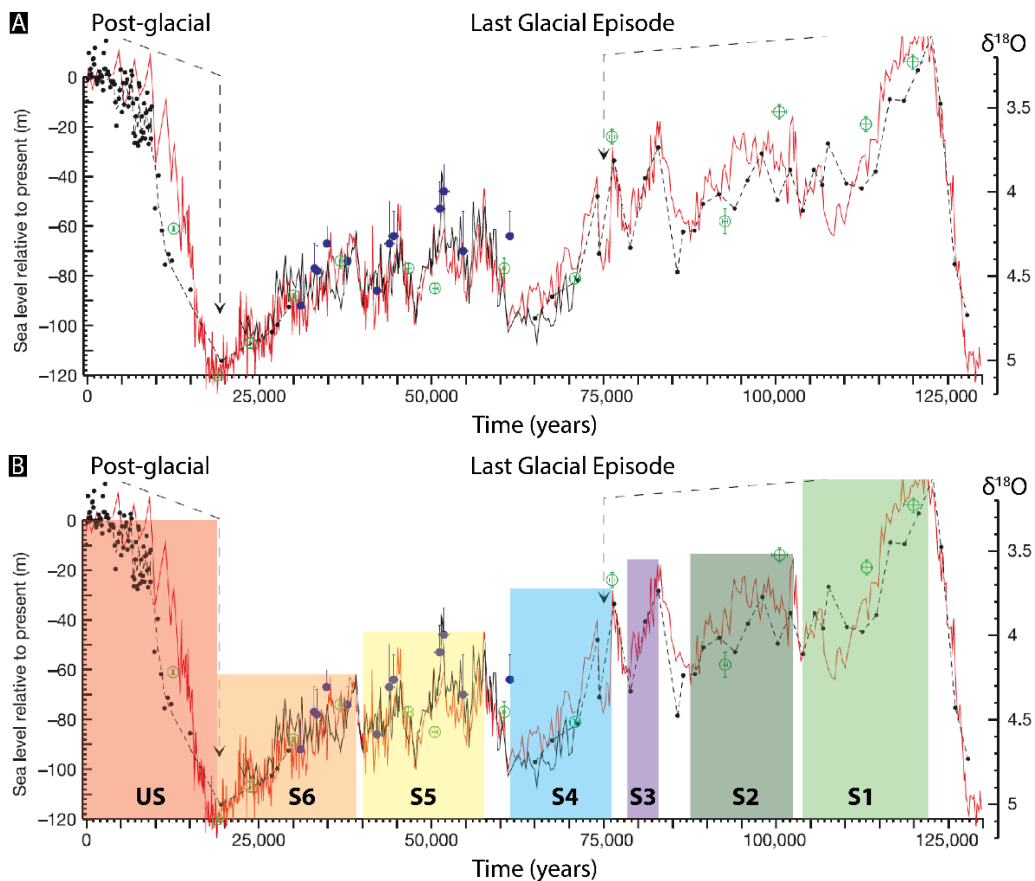


Figure 5.12 : Comparaisons des reconstructions des variations du niveau marin de la Mer Rouge avec d'autres estimations du niveau marin entre 0 et 130 ka BP à partir des enregistrements de haute et basse résolutions de la carotte KL11 (en noir, Siddall *et al.*, 2003) et de l'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ benthique de la carotte MD952042 (en rouge, Shackleton *et al.*, 2000). L'axe des ordonnées de droite correspond aux valeurs du $\delta^{18}\text{O}$. Les rectangles de couleurs orange, jaune, bleue, violette, verte foncée et verte claire correspondent aux périodes de baisses du niveau marin que nous proposons de corréliser aux six unités de progradation. Le rectangle rouge, le plus à gauche, représente la période post-glaciaire (*l'Upper Sequence*).



L'analyse des variations du niveau marin au cours des derniers 120 000 ans, met en évidence plusieurs courts épisodes de baisse du niveau marin (Figure 5.12, Siddall *et al.*, 2003). Selon notre interprétation, on dénombre 6 courts épisodes, que nous proposons de corrélérer avec les 6 séquences observées.

Concernant l'hypothèse de l'attribution d'un cycle glaciaire-interglaciaire à chaque séquence sédimentaire (Figure 5.13), l'*Upper Sequence* représente la période interglaciaire actuelle (Sakellariou *et al.*, 2007), ainsi il convient de comparer les géométries et faciès sismiques de ses réflecteurs avec ceux qui constituent les autres séquences. Au-dessus des cliniformes des séquences 1 à 5, on retrouve des réflecteurs partageant les mêmes caractéristiques que ceux de l'US, ils sont sub-horizontaux, de fortes amplitudes et moyenne fréquence. De plus, certains réflecteurs appartenant aux formations de cliniformes se terminent en toplot contre les ensembles de réflecteurs subhorizontaux. Ces derniers pourraient alors correspondre à des cortèges de rétrogradation se déposant pendant la période interglaciaire de chaque séquence sédimentaire et les ensembles de cliniformes se déposeraient pendant les périodes glaciaires. Ainsi, l'ensemble du système progradant se développerait depuis 6 cycles glaciaire-interglaciaire, soit environ 620 000 ans (Figure 5.13).

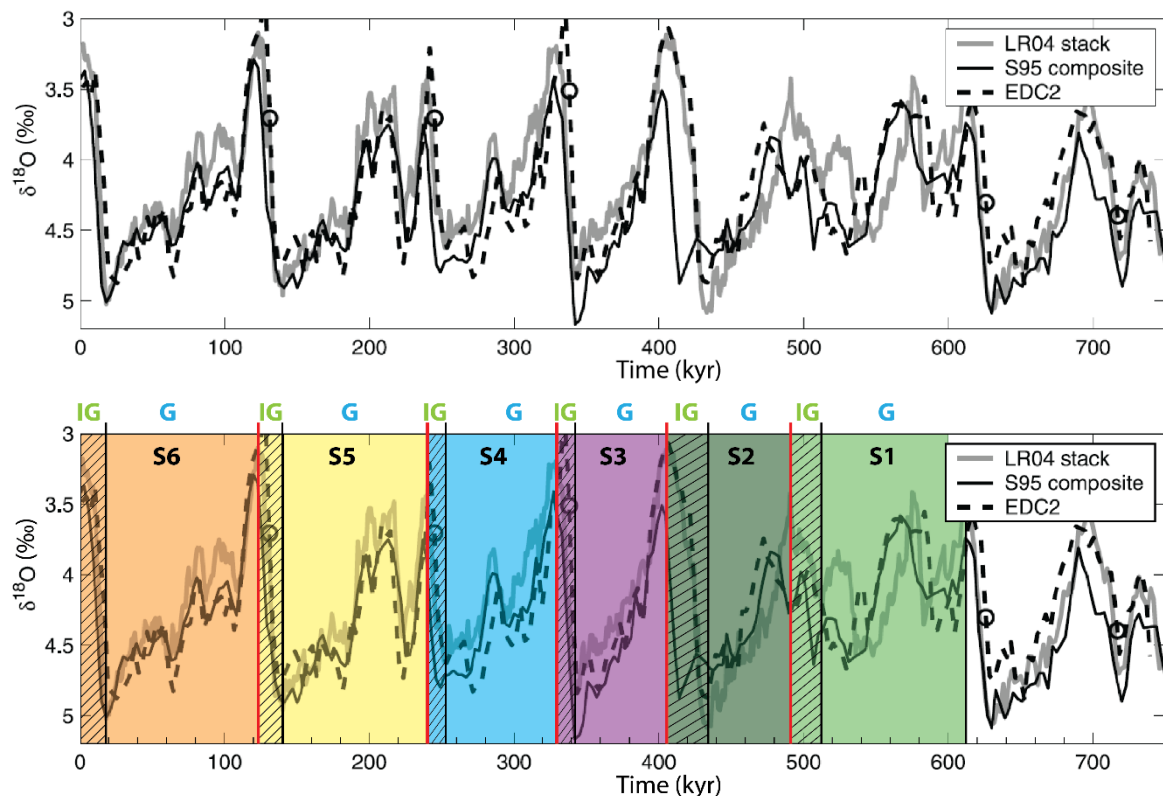


Figure 5.13 : Évolution du $\delta^{18}\text{O}$ au cours des 700 000 dernières années selon trois différents modèles d'âges (d'après Lisiecki and Raymo, 2005). Les rectangles de couleur correspondent aux séquences sédimentaires selon l'hypothèse d'une séquence par cycle glaciaire-interglaciaire. Les parties hachurées représentent les périodes interglaciaires d'après la courbe « LR04 stack ». Les lignes rouges marquent les limites entre les séquences correspondant à des *Maximum Flooding Surface*. G : Glaciaire ; IG : Interglaciaire.

La seconde hypothèse (Figure 5.13) induit une mise en place du système progradant plus lente que celle de la première hypothèse (Figure 5.12). Ainsi, les cortèges de rétrogradation



des séquences sédimentaires se développent pendant une période de hausse du niveau marin plus longue, leur conférant les mêmes caractéristiques que l'*Upper Sequence*. L'ensemble des arguments nous pousse à privilégier la seconde hypothèse.

Un autre facteur est également à prendre en compte, le Chenal d'Oreoi, et l'ensemble de la zone d'étude, sont soumis à une subsidence tectonique significativement importante qui pourrait jouer un rôle dans l'approfondissement des séquences sédimentaires et influencer sur les paléo-environnements côtiers. Ces mouvements verticaux du bassin permettent la création d'un espace d'accommodation tout en conservant un flux sédimentaire constant provenant probablement du paléo-fleuve Sperchios. Cela pourrait être une explication à la migration latérale vers l'est très prononcée des séquences.

1.3. Les unités sismiques A et B

Au sein des parties centrale et occidentale du Chenal d'Oreoi (**Figure 5.14**), les unités sismiques sous l'*Upper Sequence* sont constituées de réflecteurs parallèles et sub-parallèles dont les faciès sismiques sont de hautes fréquences. La seule différence entre les deux unités se trouve au niveau des amplitudes, l'unité sous l'*Upper Sequence* présente de fortes amplitudes, tandis que celle en-dessous montre de faibles amplitudes (**Figure 5.15**). Ces caractéristiques et différences sont globalement les mêmes que celles des unités A et B identifiées dans le Golfe Nord Eubée (*cf* chapitre 3, section 1.2, Tableau 3.1). Ainsi, ces unités peuvent être corrélées aux unités A et B.

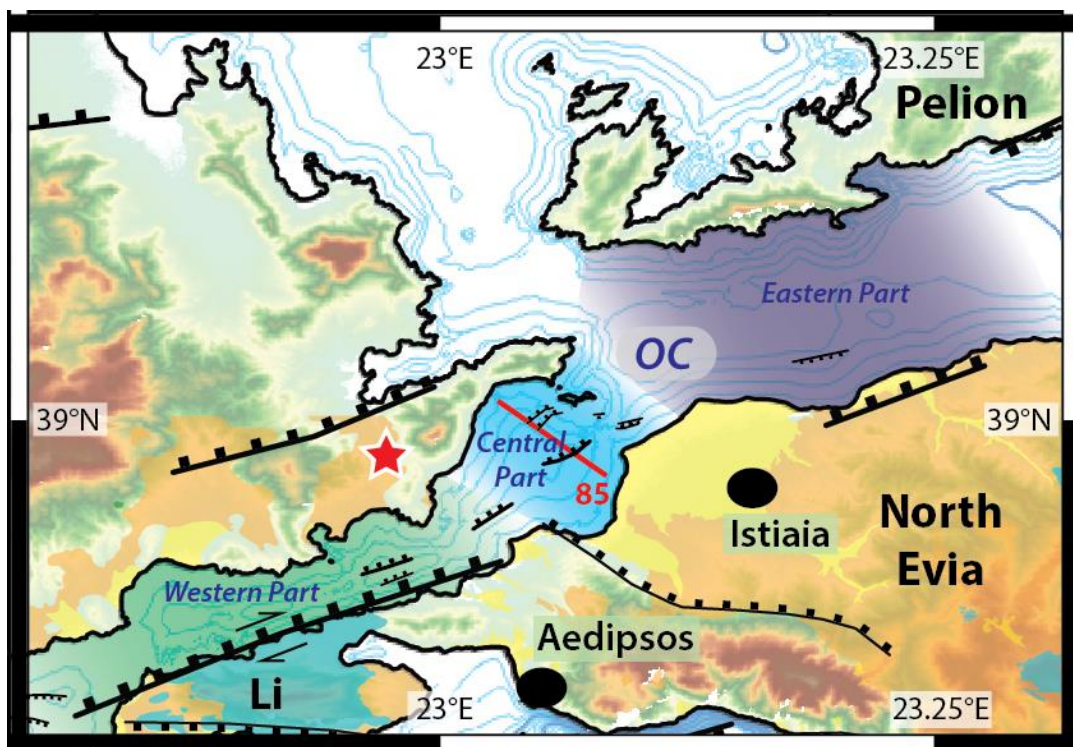


Figure 5.14 : Schéma structural du Chenal d'Oreoi. Le profil WAT17_085 de la Figure 5.15 est localisé en rouge. Vert : Partie Occidentale ; Bleu : Partie Centrale ; Violet : Partie Orientale.

La base de l'Unité A est elle aussi une surface d'érosion, notamment marquée par la troncature de plusieurs réflecteurs de l'Unité B qui se terminent en toplap (Figure 5.15). Ces deux unités sismiques sont discordantes sur une structure, au faciès sismique complexe,

composée de plusieurs réflecteurs fortement réfléchissants et avec un pendage significativement élevé (~ 5° sans exagération verticale, Figure 5.15). Cette structure est interprétée comme appartenant au socle du Chenal d'Oreoi. D'autres corps aux faciès sismiques complexes ont également été identifiés dans le chenal, notamment des faciès chaotiques accompagnés de nombreuses hyperboles et dont le toit de ces corps forme des dômes. Ces types de structures et de faciès peuvent potentiellement correspondre à des épanchements volcaniques.

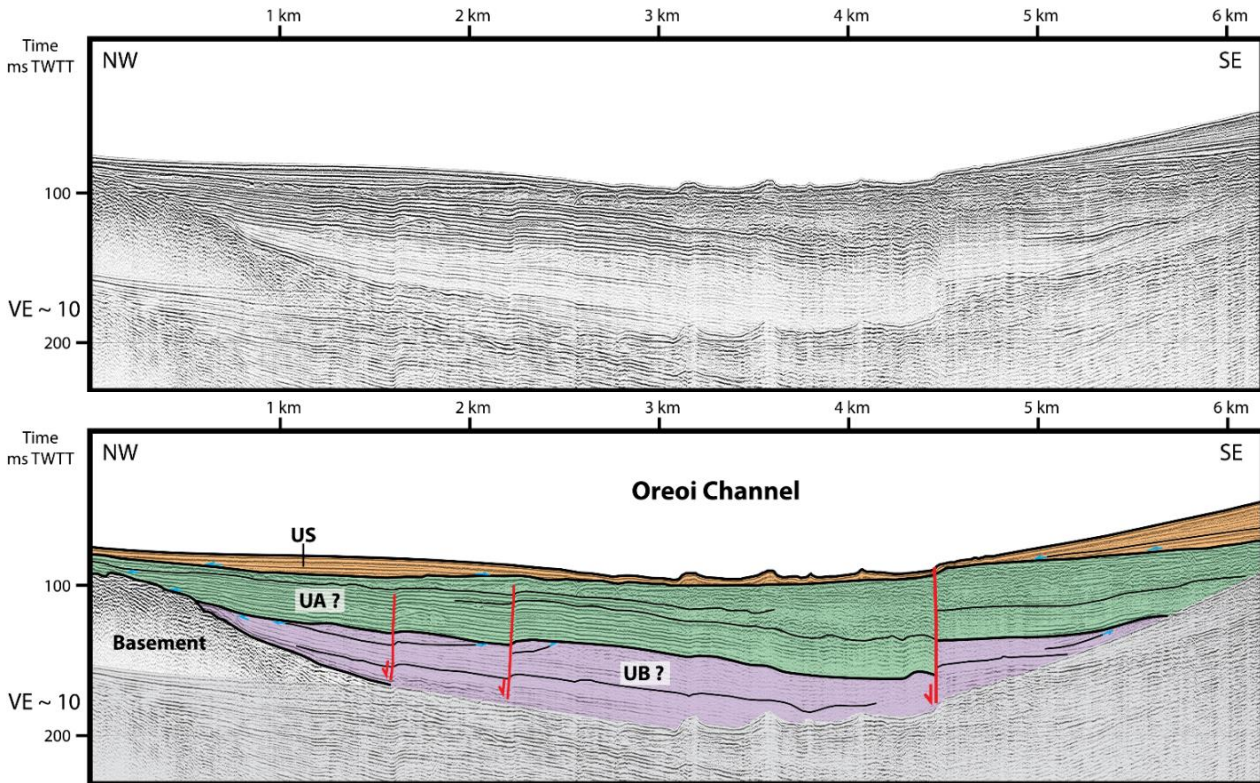


Figure 5.15 : Profil sismique Sparker WAT17_085 localisé sur la Figure 5.14. Ce profil perpendiculaire à l'axe du Chenal d'Oreoi met en évidence les différences de faciès sismique entre les deux unités sous-jacentes de l'Upper Sequence qui peuvent être corrélées aux unités A et B identifiées dans le Golfe Nord Eubée.

1.4. Le volcanisme dans le Chenal d'Oreoi

Plusieurs édifices volcaniques ont été mis en évidence dans la zone d'étude dont le volcan de Lichades et celui d'Achilleion (**Figure 5.16**). Ce dernier est localisé sur la bordure septentrionale du Chenal d'Oreoi à quelques kilomètres de la côte. L'analyse pétrographique et géochimique révèlent que les laves émises par ce volcan sont des trachy-andésites basaltiques (Innocenti *et al.*, 2010) dont les âges sont compris entre 3,4 Ma et 2,7 Ma (Innocenti *et al.*, 1979 ; Pe-piper and Piper, 1979). Bien que le volcan d'Achilleion soit daté du Pliocène, la signature isotopique de ses produits est différente de celle des produits volcaniques provenant des édifices de l'arc volcanique plio-quadernaire sud égéen (Innocenti *et al.*, 2010). Selon ces mêmes auteurs, cette signature isotopique différente implique une origine magmatique différente. Ainsi les épanchements volcaniques d'Achilleion et de Lichades résulteraient de la fusion d'un manteau lithosphérique alors que ceux des volcans de l'arc égéen proviendraient d'un manteau asthénosphérique appauvri (Innocenti *et al.*, 2010).



Au sein du Chenal d'Oreoi, plusieurs structures dont les faciès sismiques sont chaotiques et dont le toit forme des ondulations ont été identifiées (**Planche 5.1**). Ces caractéristiques sont très similaires à celles des unités chaotiques mises en évidence proche du volcan de Lichades (**Figure 5.17**). La proximité avec ce volcan âgé d'environ 500 000 ans (Pepiper and Piper, 1989) nous amène à interpréter ces structures comme des épanchements volcaniques.

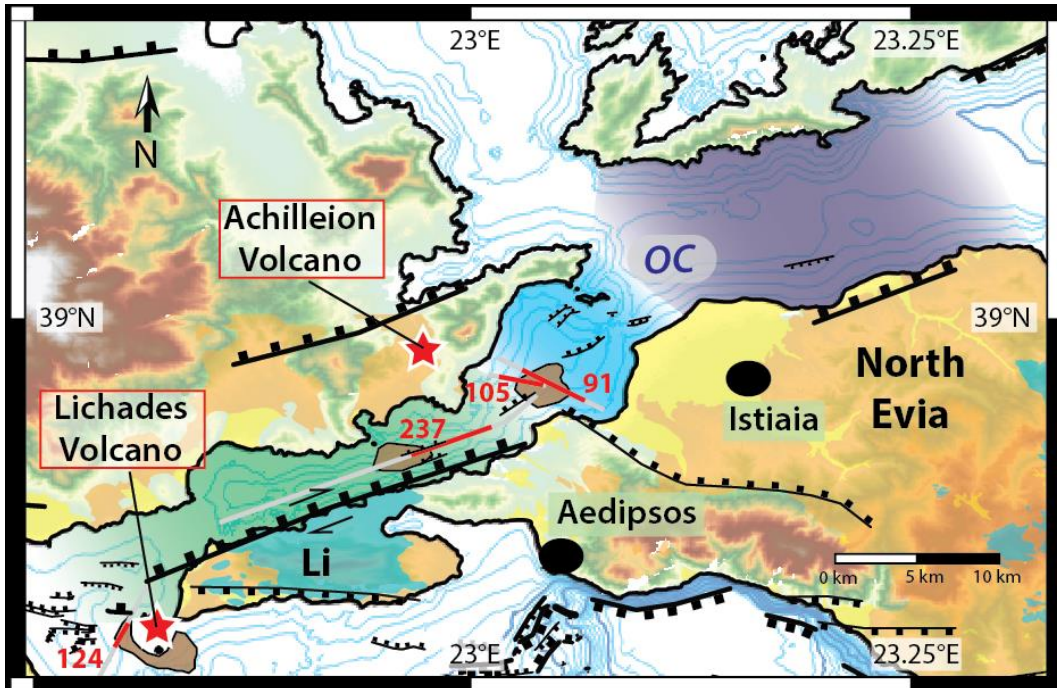


Figure 5.16 : Carte tectonique de la Figure 5.1 centré sur le Chenal d'Oreoi. Les profils sismiques de la Planche 5.1 et de la Figure 5.17 sont représentés en gris et rouge et les épanchements volcaniques sont cartographiés en marron. Vert : partie occidentale ; Bleu : partie centrale ; Violet : partie orientale.

Ces structures sont localisées au sud et au sud-est du volcan d'Achilleion au sein des parties occidentale et centrale du Chenal d'Oreoi (Figure 5.16). L'épanchement occidental couvre une superficie d'environ 4,8 km², tandis que l'autre est d'environ 7,2 km². Ces valeurs sont des minimales étant donné que l'identification des corps volcaniques n'a été fait qu'au-dessus du premier multiple qui arrivent très rapidement dans cette zone peu profonde. Les réflecteurs des unités sismiques supérieures (US, UA et UB) se terminent en onlap contre ces structures. Ainsi, le remplissage sédimentaire du Chenal d'Oreoi serait postérieur à l'activité volcanique. En considérant que ces structures sont des édifices volcaniques, il existe alors une série de volcans à terre et en mer qui s'étend de la zone de Lichades jusque dans la partie centrale du Chenal d'Oreoi et sa bordure nord.

CHAPITRE 5

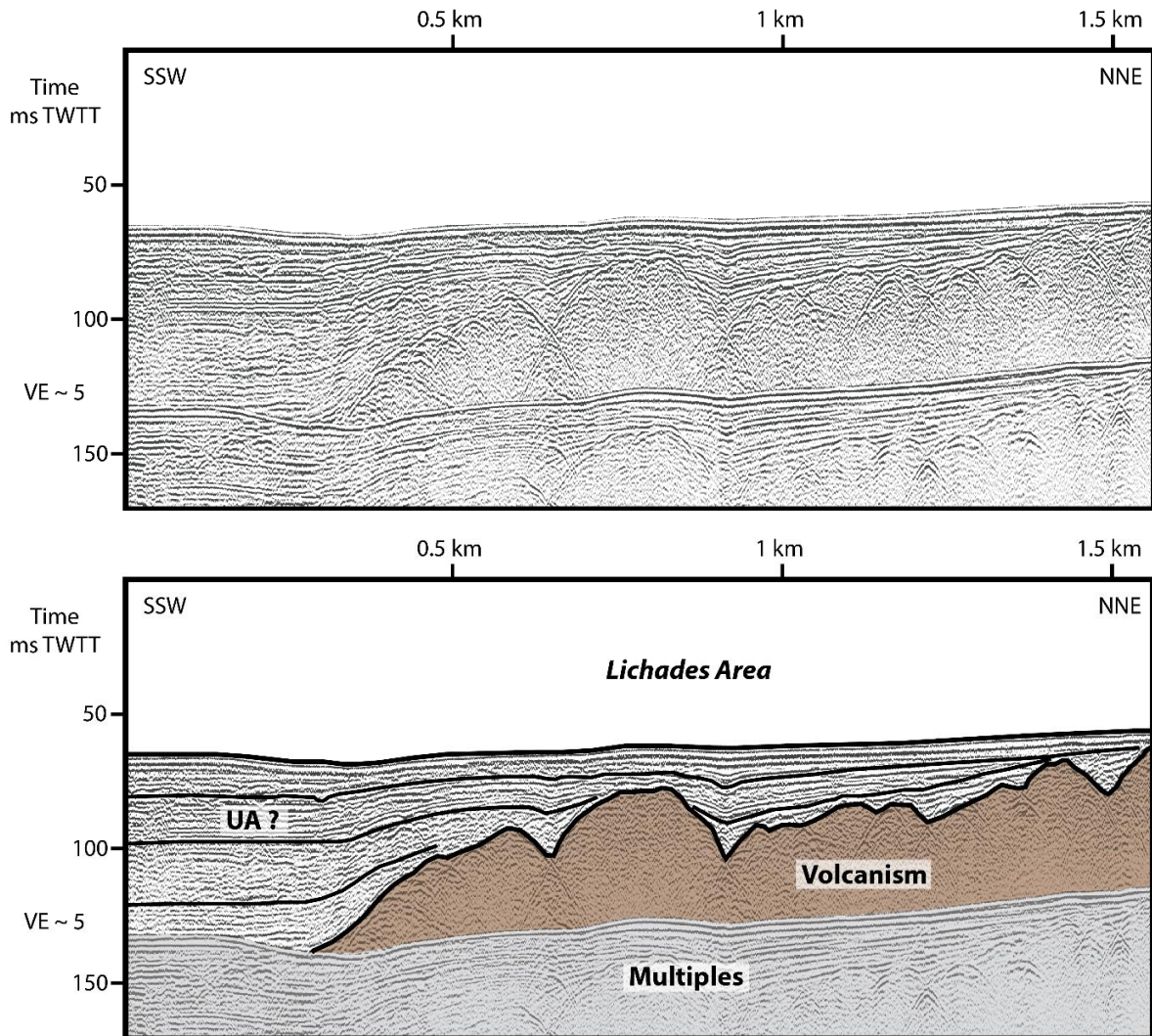


Figure 5.17 : Profil sismique Sparker WAT17_124 localisé sur la Figure 5.16 montrant le faciès sismique des épanchements volcaniques proche du volcan de Lichades.

Néanmoins, de nombreuses unités géologiques de natures et de structures différentes sont retrouvées de part et d'autre du Chenal d'Oreoi. L'Eubée du Nord comporte des nappes ophiolitiques, des ensembles volcano-sédimentaires permien, ainsi que des calcaires jurassiques. La région de l'Othrys est constituée des séries maliaques triasico-jurassiques, de formations de la zone pélagonienne et, également, d'ophiolites (*e. g.* Ferrière, 1982 ; Ferrière *et al.*, 2016). Ainsi, les faciès chaotiques contenant de nombreuses hyperboles observés dans le Chenal d'Oreoi pourraient aussi correspondre à l'une de ces anciennes formations constituant à présent le socle acoustique du chenal.

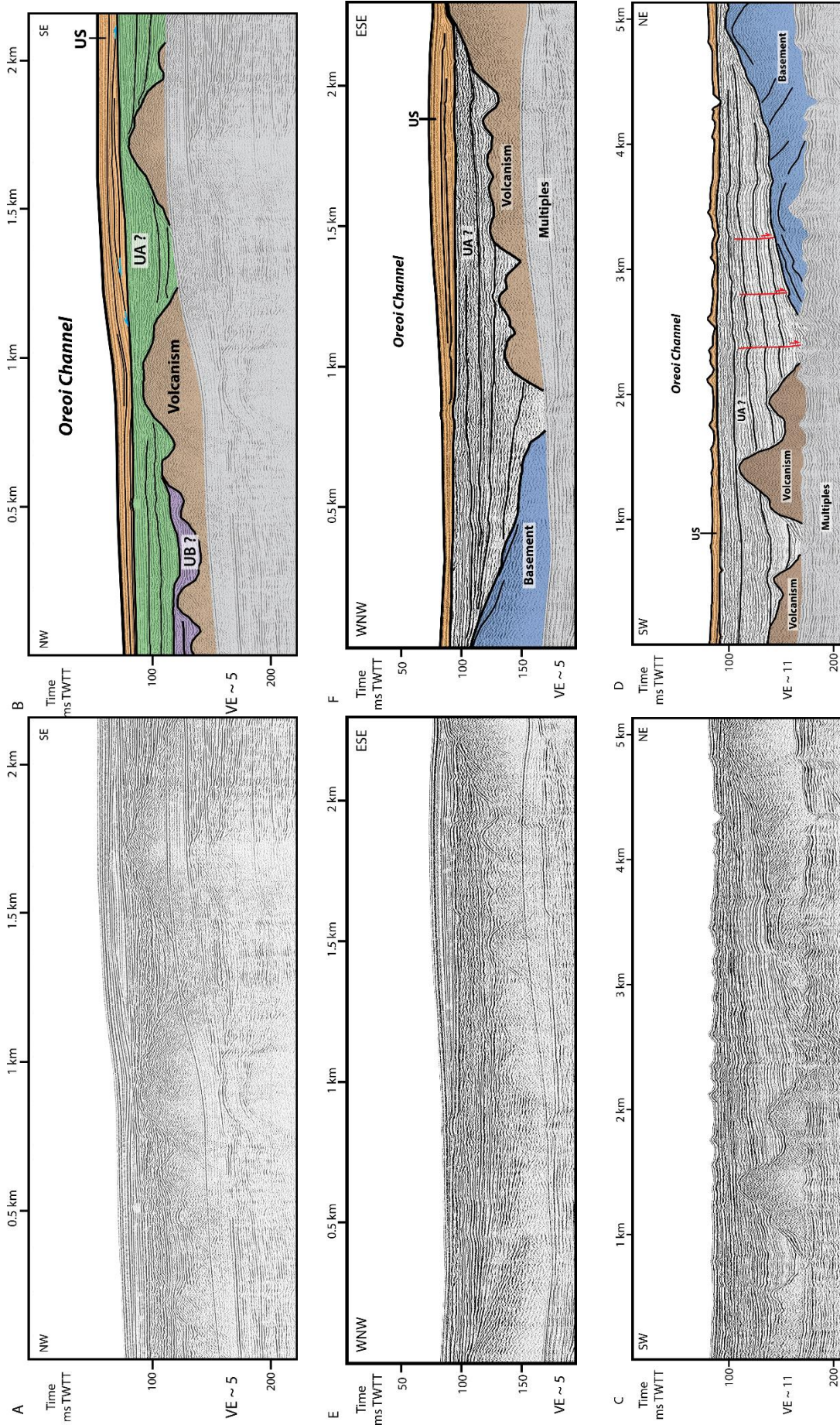


Planche 5.1 : Profils sismiques Sparker WAT17_091 (A-B), WAT17_237 (C-D) et WAT17_105 (E-F) localisés sur la Figure 5.1.6. Ces profils mettent en évidence les épanchements volcaniques (en marron) et les différences de faciès sismiques entre les ceux-ci et le socle du Chenal d'Oreoi (en bleu).

2. Analyse de la déformation dans le Chenal d'Oreoi

L'analyse des profils sismiques Sparker THR a mis en évidence plusieurs failles normales au sein du Chenal d'Oreoi (**Figure 5.18**). Celui-ci peut être divisé en trois zones selon l'orientation des failles identifiées et l'évolution de la largeur de ce détroit (Figure 5.18).

La partie occidentale (en vert, Figure 5.18) est la moins large (~ 2,5 km minimum et ~ 7 km maximum) et les failles normales sont orientées WSW-ENE avec des pendages vers le NNW (Figures 5.18 et 5.19). La faille majeure est celle qui borde le sud du chenal, néanmoins elle est trop proche de la côte pour être observée sur les profils sismiques. Au milieu du chenal, une autre faille importante d'après son rejet (~ 17 ms TWTT, soit ~ 13 m en prenant en compte une vitesse de propagation des ondes acoustiques de 1600 m.s^{-1}) a été identifiée (Figure 5.18). Cette faille affecte principalement les unités A et B, au sein desquelles les rejets maximaux ont été mesurés, et les sédiments holocènes de l'*Upper Sequence* sont légèrement déformés. Ainsi, cette faille s'est probablement formée avant l'Holocène et elle aurait été réactivée pendant cette période très récente.

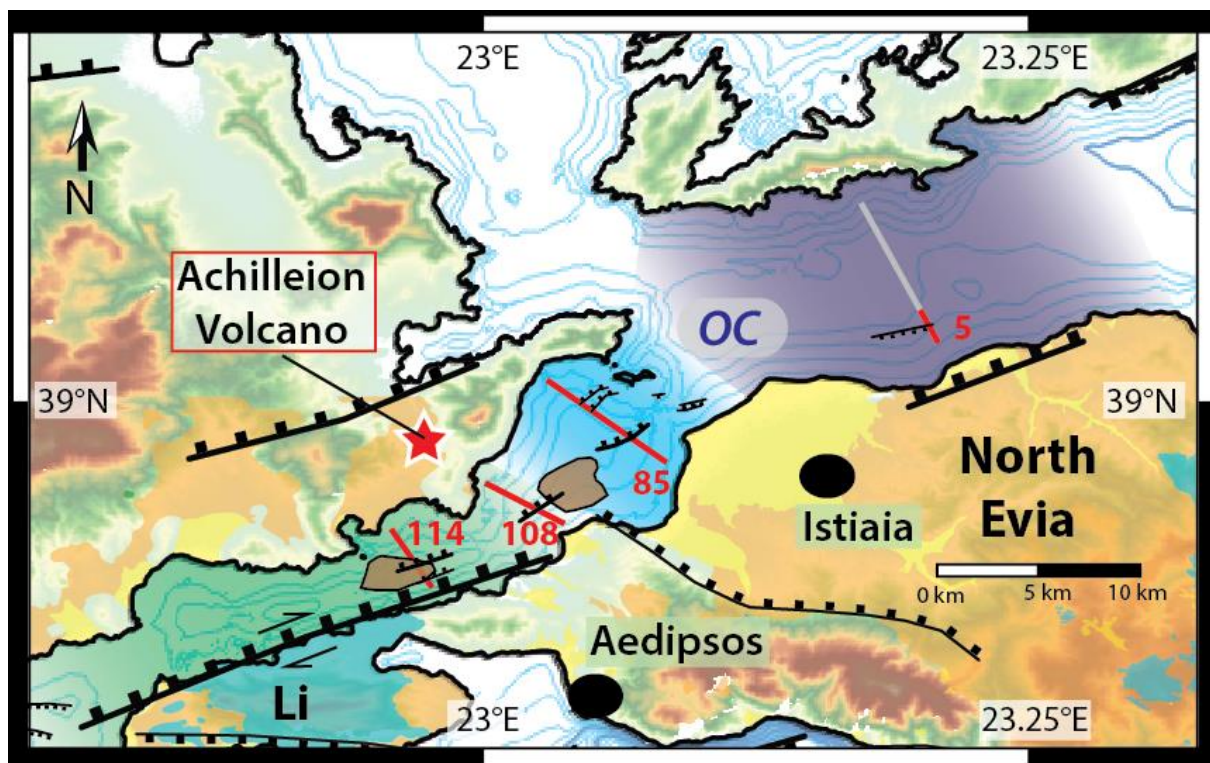


Figure 5.18 : Schéma structural centré sur le Chenal d'Oreoi (OC). Les profils sismiques des Figures 5.19, 5.20, 5.21 et 5.22 sont localisés par des traits rouges. Vert : partie occidentale ; Bleu : partie centrale ; Violet : partie orientale. Li : péninsule de Lichades ; OC : Oreoi Channel.

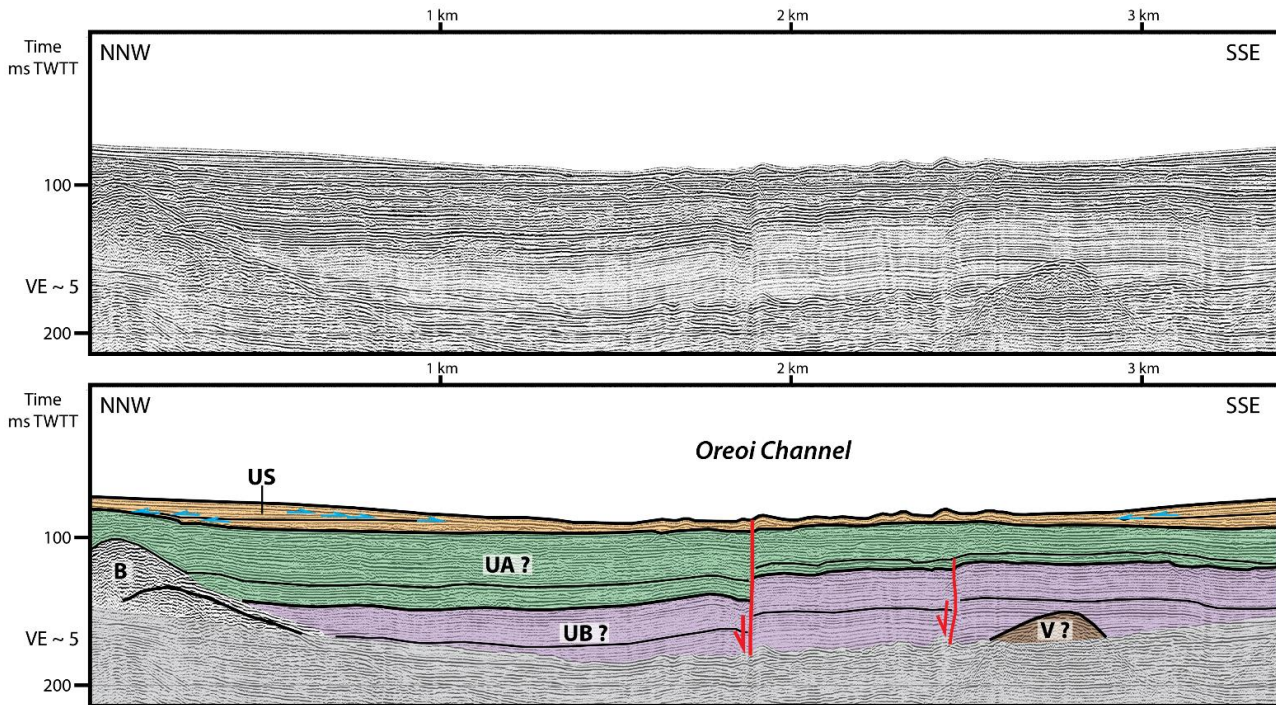


Figure 5.19 : Profil sismique Sparker WAT17_114 localisé sur la Figure 5.18 montrant la fracturation dans la partie occidentale du Canal d'Oreoi. B : *Basement* (socle) ; UA : Unité A ; UB : Unité B ; US : *Upper Sequence* ; V : *Volcanisme*.

À la transition entre les zones occidentale et centrale, une série de failles normales orientées NE-SW avec un pendage vers le NW a également été mise en évidence (**Figure 5.20**). Ces failles affectent le socle du chenal (*Basement*, Figure 5.20), des réflecteurs aux faciès sismiques similaires à ceux de l'unité B, ainsi que l'unité A et l'*Upper Sequence* avec des rejets moins élevés. Les réflecteurs du socle et de l'unité B sont inclinés vers les failles tandis que ceux de l'unité A sont subhorizontaux (Figure 5.20). Ces structures aux géométries en éventail associées aux failles normales pourraient être interprétées comme des têtes de blocs basculés (Figure 5.20). La faille majeure est celle la plus au sud de la série. Son rejet vertical diminue d'environ 19 ms TWTT (~ 15 m) dans le socle à environ 3 ms TWTT (~ 2,4 m) dans l'*Upper Sequence*. La faille la plus au nord n'atteint que les premiers réflecteurs de l'unité A et elle présente de faibles rejets (~ 3 ms TWTT) à la base de l'unité A. La faille du milieu affecte l'ensemble des unités sismiques avec des rejets moins élevés que la faille majeure (Figure 5.20, ~ 15 ms TWTT à la base de l'UA et ~ 5 ms TWTT à la base de l'US). L'ensemble de ces observations et mesures indique que la déformation est de plus en plus jeune vers le sud-est du Canal d'Oreoi et elle s'accompagne de rejets de plus en plus élevés.

La partie centrale correspond à un élargissement du Canal d'Oreoi où la largeur maximale s'élève à environ 10 km et où la bathymétrie atteint 80 m au centre (Figure 5.18). La faille majeure est, ici aussi, localisée au sud du chenal, elle est globalement orientée NE-SW avec un pendage vers le NW (**Figure 5.21**). Le rejet vertical maximal a été mesuré à la base de l'unité A, il est de 27 ms TWTT (~ 21 m). Cette faille affecte également l'*Upper Sequence* et semble même déformer le fond marin (Figure 5.21), ce qui indique une activité très récente le long de cette faille. Au sein de l'*Upper Sequence*, le rejet est d'environ 5 ms TWTT (~ 4 m).



Les autres failles normales identifiées au nord présentent des rejets beaucoup plus faibles et elles n'atteignent pas l'*Upper Sequence* (Figure 5.21).

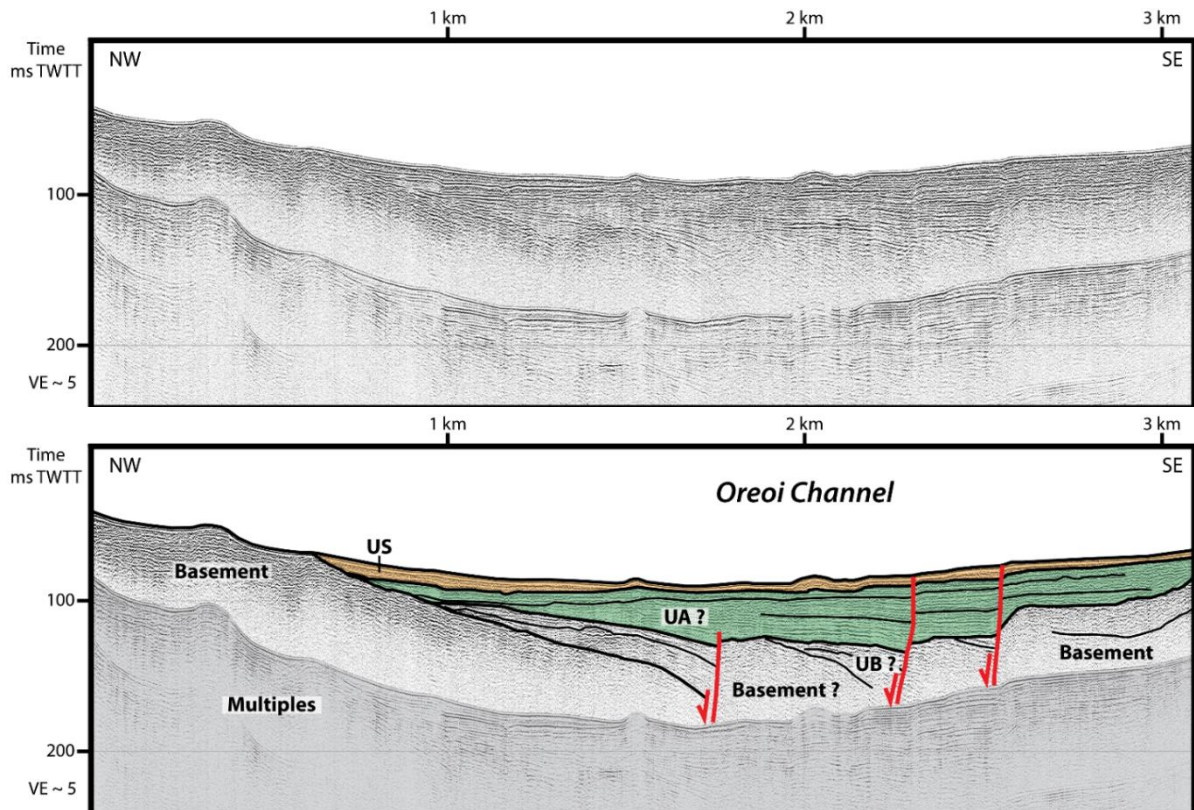


Figure 5.20 : Profil sismique Sparker WAT17_108 localisé sur la Figure 5.18 illustrant des structures interprétées comme des blocs basculés le long de failles normales à la transition entre les zones occidentale et centrale du Chenal d'Oreoi. UA : Unité A ; UB : Unité B ; US : *Upper Sequence*.

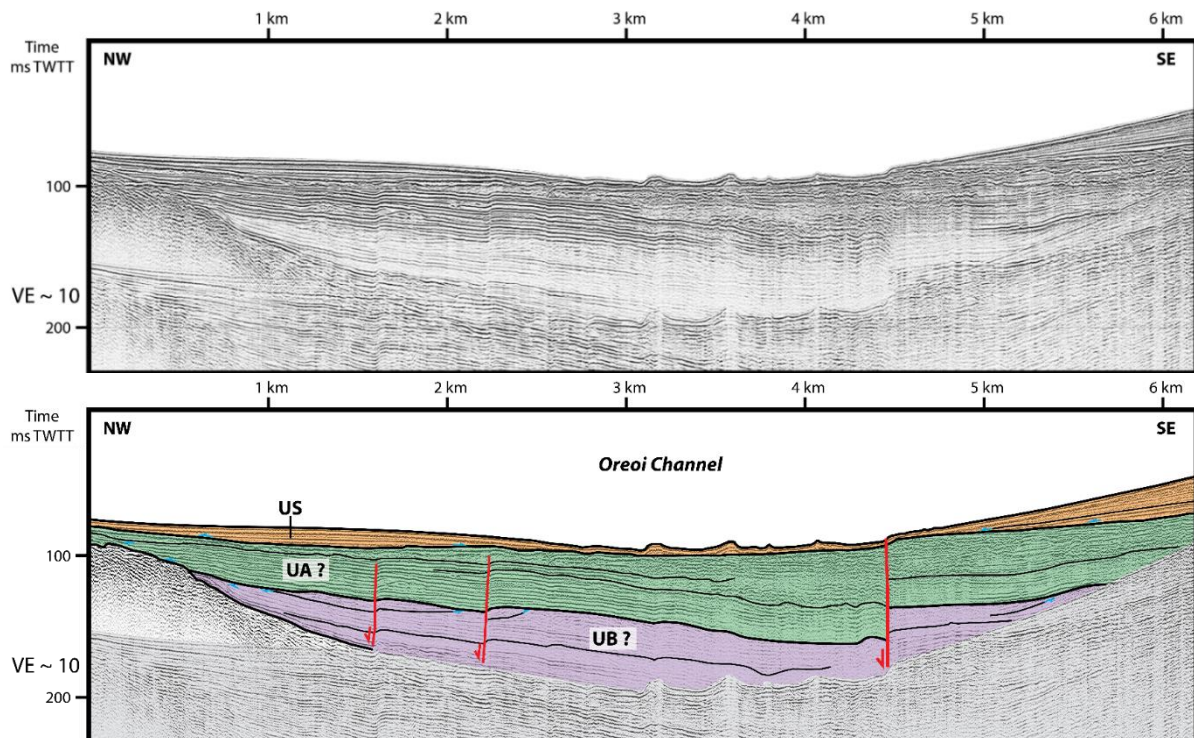


Figure 5.21 : Profil sismique Sparker WAT17_085 localisé sur la Figure 5.18. UA : Unité A ; UB : Unité B ; US : *Upper Sequence*.

En continuant vers l'Est, le Chenal d'Oreoi s'élargit encore pour atteindre environ 12 km au sein de la partie orientale (Violet, Figure 5.18). L'ensemble de cette zone est constitué de plusieurs unités de progradation regroupées au sein d'un système progradant se développant d'ouest en est (chapitre 5, section 1.2). Très peu de failles ont été identifiées dans cette partie et seulement une a pu être corrélée entre plusieurs profils. Celle-ci est localisée au sud du chenal avec une direction WSW-ENE et un pendage vers le SSE (Figures 5.18 et 5.22). Cette faille est celle de gauche sur la Figure 5.22, elle présente un rejet maximal d'environ 9 ms TWTT (~ 7 m) et elle est scellée par les premiers réflecteurs de l'*Upper Sequence* (Figure 5.22). L'autre faille possède des rejets similaires et elle est également scellée par l'*Upper Sequence*. La quasi-absence de failles et leurs faibles rejets dans cette partie orientale du Chenal d'Oreoi peut s'expliquer de deux façons :

- Soit, il y a effectivement très peu de déformation,
- Soit, les corps progradant qui, selon nous, se développent depuis les six derniers épisodes glaciaires recouvrent les autres failles plus anciennes, la faible pénétration du Sparker ne nous permettant pas de les identifier. Les autres parties du chenal n'étant pas composées de ces unités de progradation, les profils sismiques montrent des unités plus anciennes (UA et UB) qui sont affectées par de nombreuses failles.

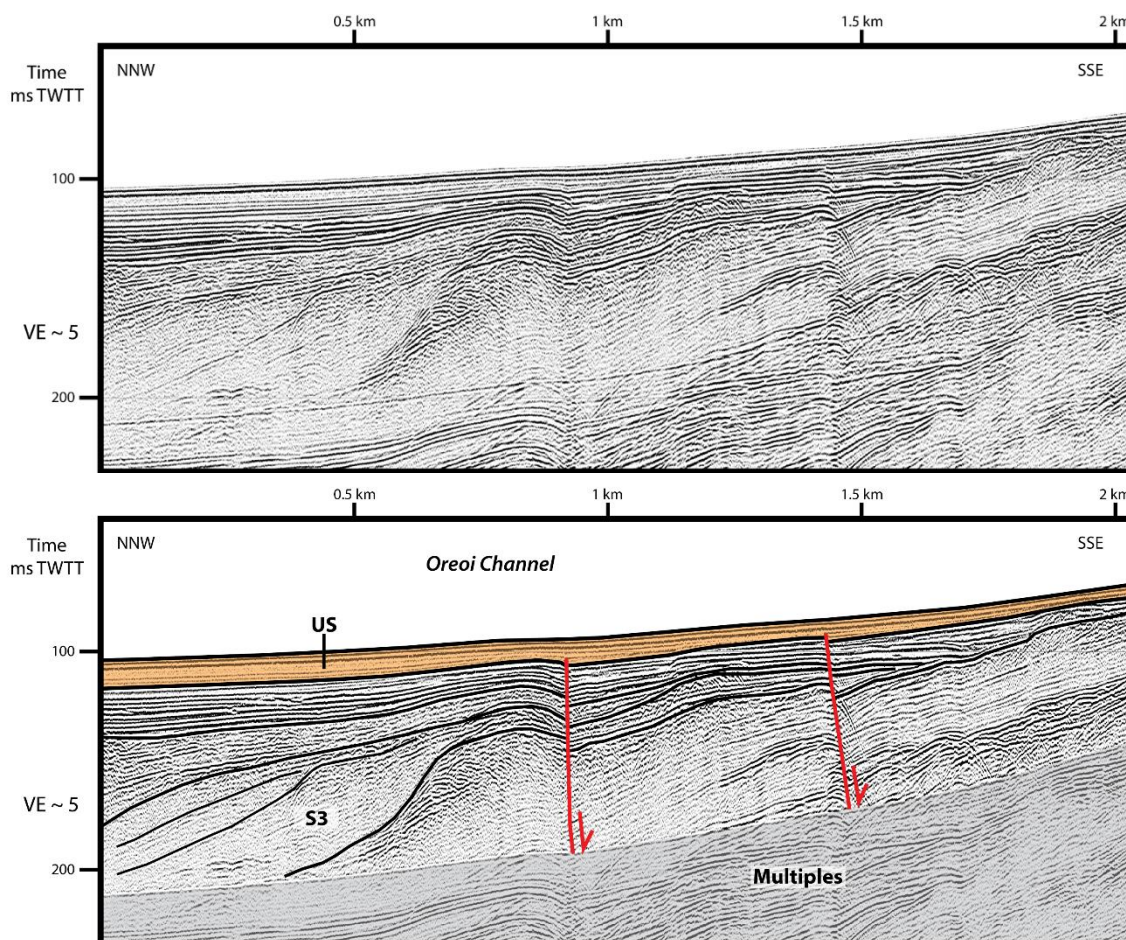


Figure 5.22 : Profil sismique Sparker WAT17_005 localisé sur la Figure 5.18 montrant des failles normales identifiées dans la partie orientale du Chenal d'Oreoi. Ces failles affectent les séquences du système progradant et la base de l'*Upper Sequence* (US).



Pour conclure cette section axée sur la déformation dans le Chenal d'Oreoi, plusieurs failles majeures ont été mises en évidence grâce aux données de la campagne WATER. Ces failles sont orientées WSW-ENE et NE-SW, comme l'axe du chenal, et elles présentent toutes un pendage vers le NNW et le NW. Leurs rejets s'échelonnent de quelques mètres à une vingtaine de mètres et l'apogée de leur activité est antérieure à l'Holocène. Les faibles décalages observés dans l'*Upper Sequence* et parfois sur le fond marin semblent correspondre à de la réactivation. Enfin, des structures pouvant être interprétées comme des blocs basculés ont été identifiées. L'ensemble de ces remarques amène à considérer le Chenal d'Oreoi comme un demi-graben plutôt actif avant le dépôt du système progradant et contrôlé par des failles normales localisées au centre et dans le sud-est du chenal, accompagnées de l'épaississement des sédiments vers le sud-est.

3. Analyse structurale des bassins de Skiathos et de Skopelos

Vierge de toutes données sismiques, le Bassin de Skopelos a été exploré au cours des campagnes WATER. Bien que ce bassin soit très profond pour la sismique très haute résolution Sparker (> 1000 m), les profils acquis sont d'une grande qualité et ils mettent en évidence plusieurs structures majeures. Une des premières observations est l'identification d'une ride de socle acoustique qui remonte jusqu'au niveau du fond marin. Nous appelons cette structure la Ride Eubée-Skiathos (ESR, **Figures 5.23, 5.24 et 5.25**), elle isole la partie septentrionale du Bassin de Skopelos du reste du bassin. Nos observations nous ont poussé à définir cette partie comme un nouveau bassin sédimentaire, le Bassin de Skiathos (Figure 5.23).

3.1. Un nouveau bassin : le Bassin de Skiathos

Ce bassin défini au cours de cette thèse est situé entre la péninsule du Pelion, les îles d'Eubée et de Skiathos, et la terminaison orientale du Chenal d'Oreoi (Figure 5.23). Le Bassin de Skiathos mesure environ 94 km^2 et la bathymétrie maximale est d'environ 200 m proche de la Ride Eubée-Skiathos (Figure 5.23).

La bathymétrie globale du bassin ne montre pas de dépression franche mettant en évidence la présence d'un bassin sédimentaire singulier soumis à une dynamique différente du Bassin de Skopelos. C'est en premier lieu l'identification de la ride de socle acoustique qui marque une distinction entre le Bassin de Skiathos et celui de Skopelos (Figures 5.23, 5.24 et 5.25). Le Bassin de Skiathos est principalement caractérisé par la présence de remontées du socle acoustique à de faibles profondeurs, notamment jusqu'au fond marin pour la Ride Eubée-Skiathos (Figures 5.24 et 5.25). Les blocs de socle acoustique localisés au sein du bassin sont séparés par des dépôt-centres qui atteignent des épaisseurs d'environ 230 ms TWTT (~ 184 m avec une vitesse de propagation des ondes acoustiques de 1600 m.s^{-1}). L'ensemble du Bassin de Skiathos est comblé en grande majorité par la séquence sédimentaire n°6 (S6) provenant du Chenal d'Oreoi (Figure 5.24).

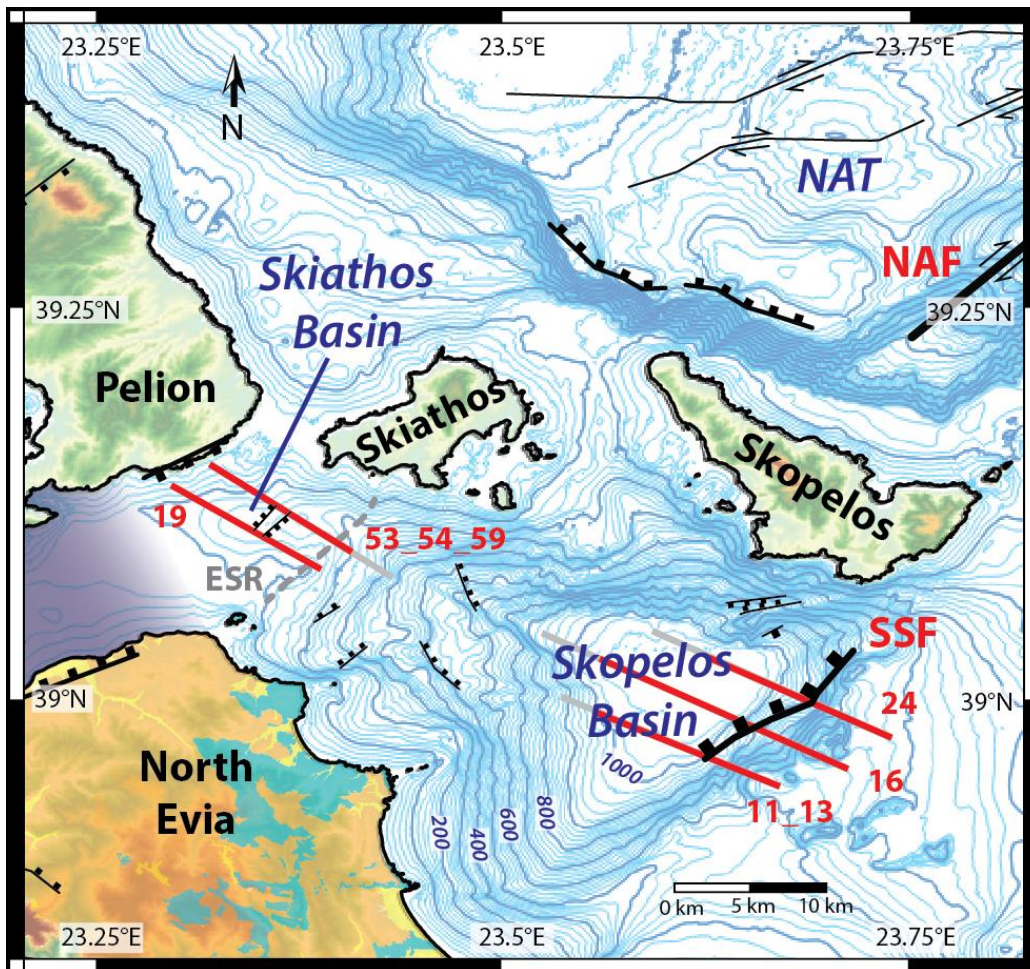


Figure 5.23 : Schéma structural de la Figure 5.1 centré sur le Chenal d'Oreoi (OC) et le Bassin de Skopelos. Les profils sismiques des Figures 5.24, 5.25 et 5.27 sont représentés en rouge. ESR : Evia-Skiathos Ridge ; NAF : North Anatolian Fault ; NAT : North Aegean Trough ; OC : Oreoi Channel ; SSF : South Skopelos Fault.

C'est au sein des zones d'épaississements sédimentaires que des failles normales orientées NE-SW avec des pendages vers le nord-ouest et vers le sud-est ont été identifiées (Figures 5.24 et 5.25). Ces failles ont des rejets compris entre 5 et 36 ms TWTT (environ 4 m et 28 m), celles à pendage vers le nord-ouest n'affectent pas la S6 (Figure 5.24), alors que celles à pendage vers le sud-est l'affectent et semblent être scellées par l'*Upper Sequence* (Figure 5.25). Les rejets les plus élevés sont d'ailleurs mesurés le long de ces failles, ce seraient elles qui contrôlèrent la déformation récente du bassin. L'une d'entre elles, la faille la plus au sud (Figure 5.25), semble abaisser le socle acoustique de la Ride Eubée-Skiathos, participant probablement à l'enfouissement de la ride qui atteint à peine le fond marin à cet endroit (Figure 5.26). Les rejets les plus élevés ont été mesurés le long de l'autre faille, plus au nord (36 ms TWTT, soit environ 28 m, Figure 5.25). Ce maximum de décalage a été mesuré au sein des réflecteurs les plus profonds encore identifiables. Les rejets diminuent ensuite au fur et à mesure qu'on remonte la pile sédimentaire jusque dans la S6 dans laquelle la faille se termine, scellée par la base de l'*Upper Sequence*. Les sédiments sous la séquence n°6 constituant le « hanging-wall » de cette faille s'épaississent vers la faille, formant ainsi un éventail ouvert vers la faille (Figure 5.25). Les failles au pendage vers le nord-ouest sont scellées par la S6 et elles montrent des rejets plus faibles de l'ordre de 6 ms TWTT (soit environ 5 m).



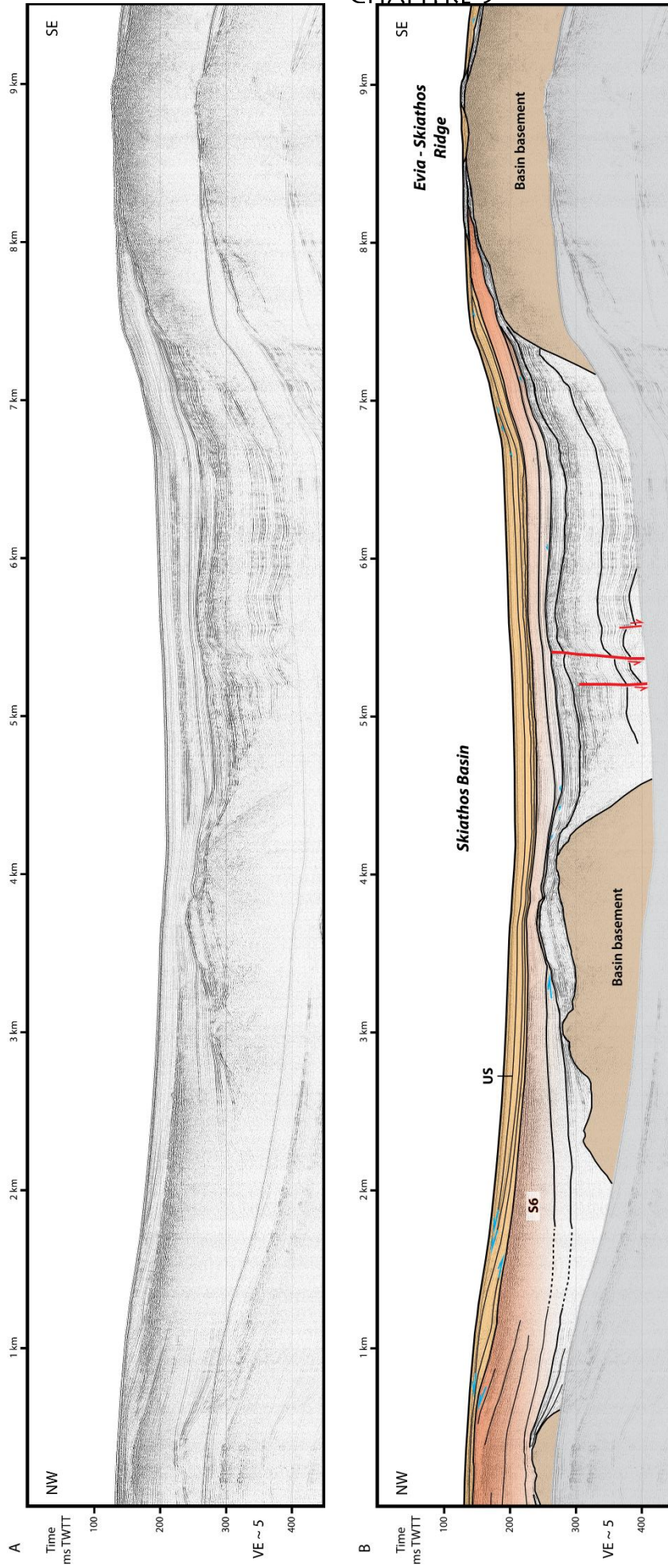


Figure 5.24 : Profil sismique Sparker WAT17_019 localisé sur la Figure 5.23.

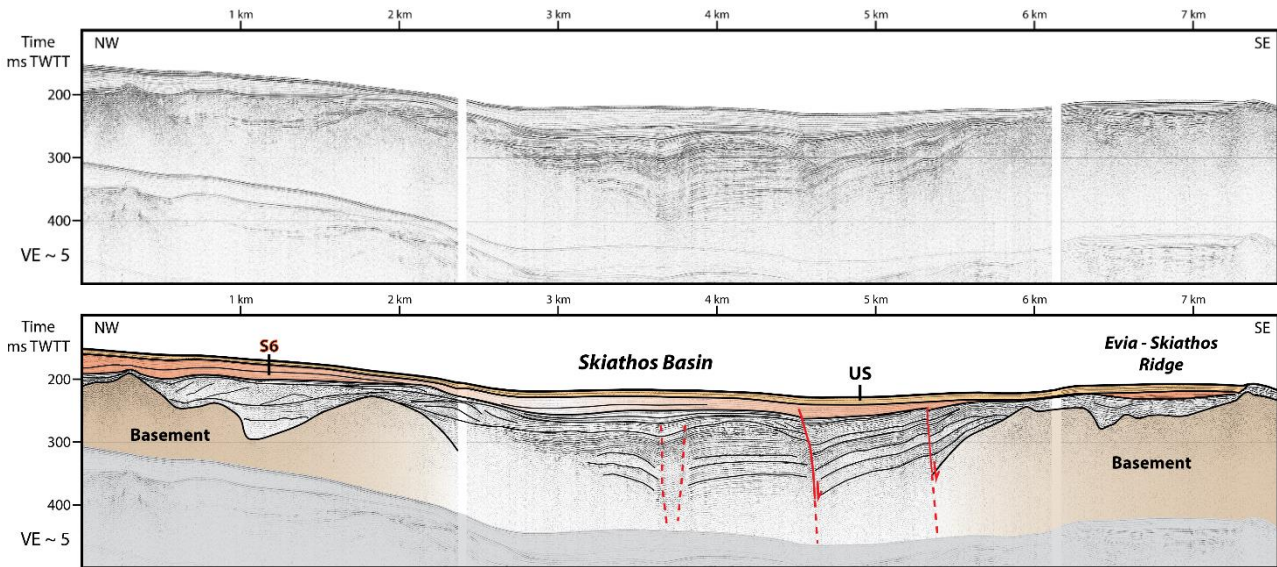


Figure 5.25 : Profils sismiques Sparker WAT17_053, WAT17_054 et WAT17_059, localisés sur la Figure 5.23.

Les failles du Bassin de Skiathos sont orientées NE-SW, comme la ride, et bien qu'elles ne semblent plus actives au moins depuis le début de l'Holocène, la sismicité du bassin est importante (Figure 5.26). De nombreux séismes de magnitudes comprises entre 3 et 5 sur l'échelle de Richter, et localisés à des profondeurs majoritairement comprises entre 0 et 10 km ont été enregistrés dans le Bassin de Skiathos (Figure 5.26).

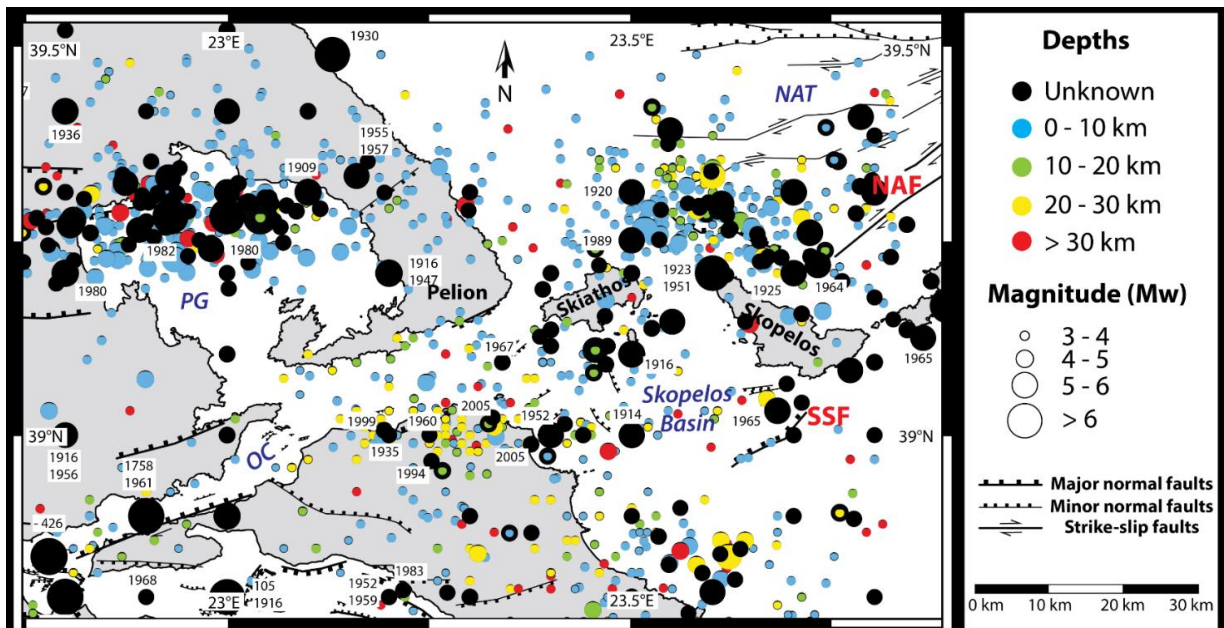
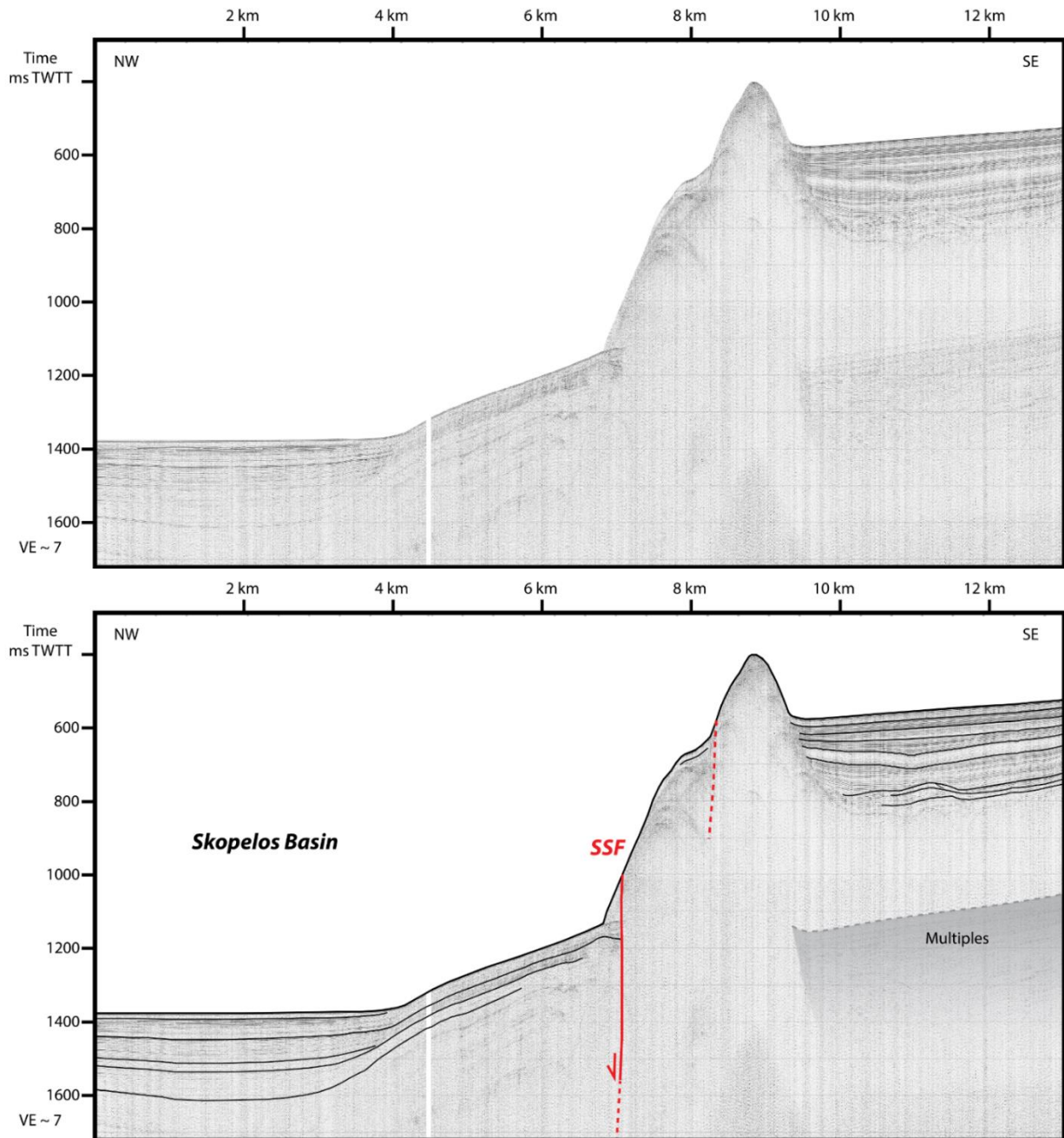


Figure 5.26 : Carte structurale et localisation des séismes de magnitude supérieure à 3 depuis 550 avant J.C. à 2011 (en noir), et depuis 1970 à 2020 (en couleurs). Les années des séismes historiques ont été reportés à côté. Les données proviennent d'une compilation effectuée à partir des catalogues de l'United States Geological Survey (USGS), de l'Aristotle University of Thessaloniki (AUTH), de l'International Seismological Centre (ISC, Storchak *et al.*, 2013 ; 2015 ; Di Giacomo *et al.*, 2018) et du Global Project Centroid Moment Tensor (Ekström *et al.*, 2012).

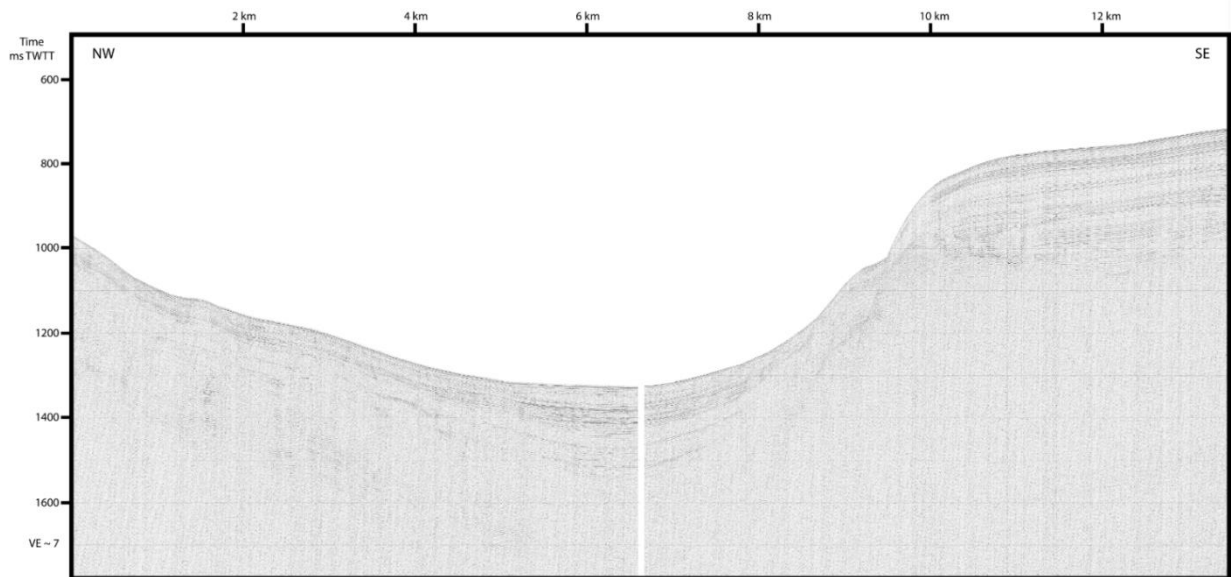
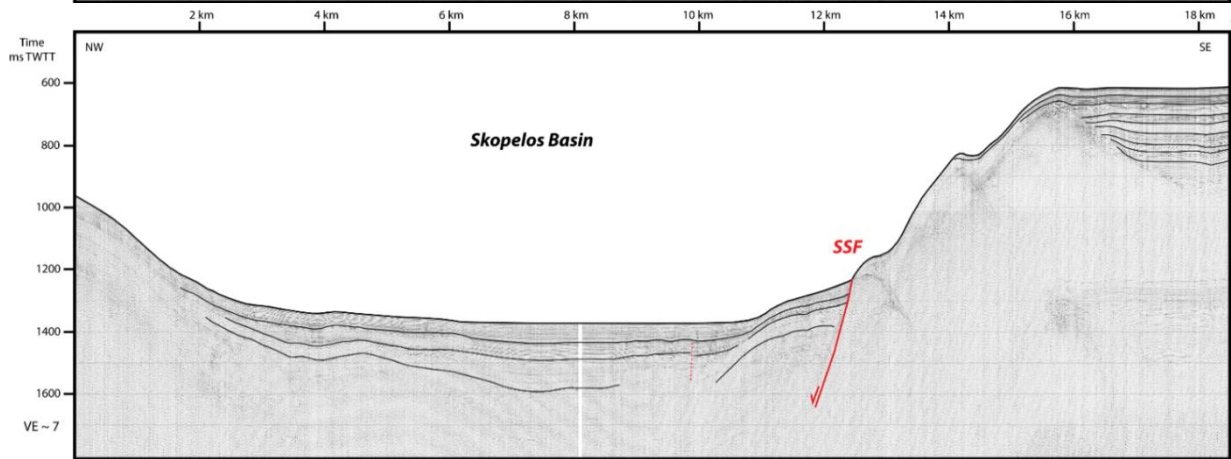
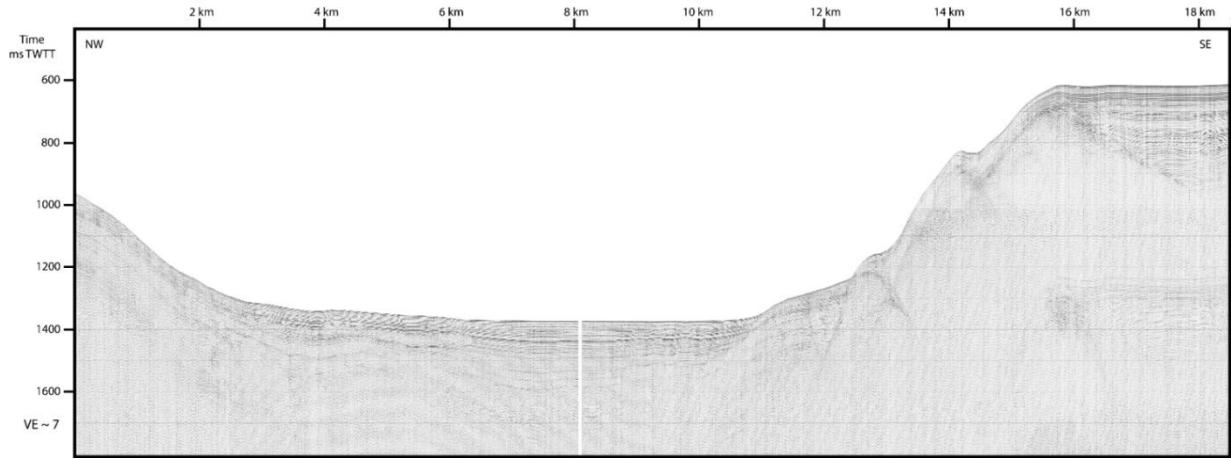


3.2. Le Bassin de Skopelos

Le Bassin de Skopelos est localisé entre les îles de Skopelos et d'Eubée, et la Ride Eubée - Skiathos qui le sépare du Bassin de Skiathos (Figure 5.23). Il constitue la zone la plus profonde du domaine Nord Eubée en atteignant des profondeurs supérieures à 1000 m. La déformation au sein de ce bassin est principalement localisée le long de la Faille Sud Skopelos (South Skopelos Fault, Figures 5.23, 5.26 et 5.27) qui est orientée NE-SW. D'une longueur d'environ 13 km, cette faille majeure à pendage vers le nord-ouest affecte grandement la bathymétrie avec des rejets compris entre 200 et 300 m (Figure 5.27).



CHAPITRE 5



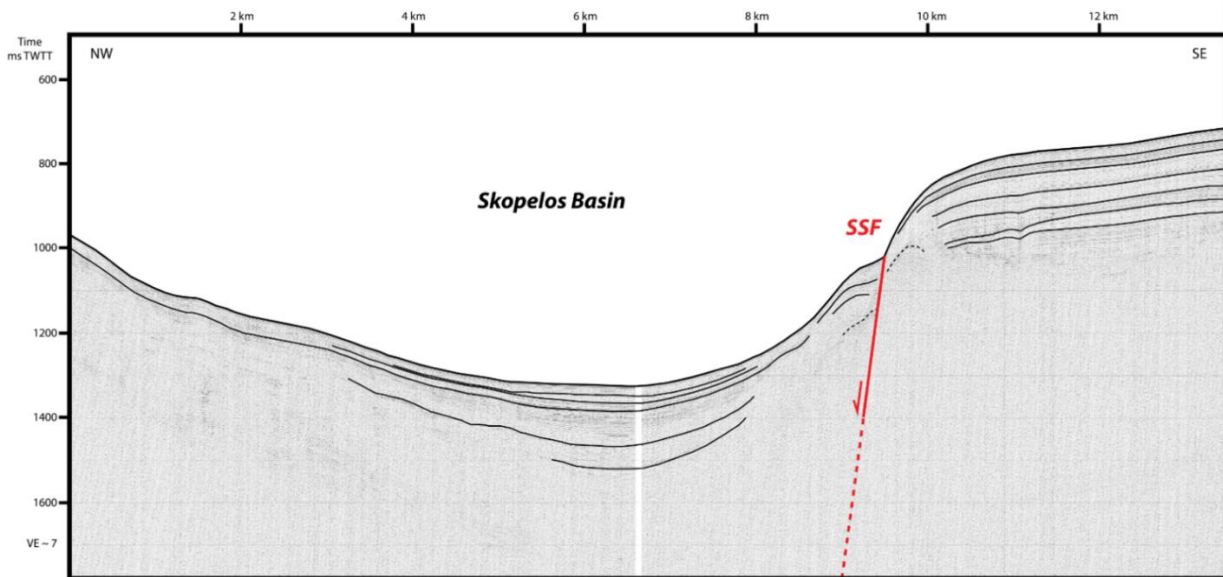


Figure 5.27 : Extraits des profils sismiques Sparker WAT17_024 (haut), WAT17_016 (milieu), et WAT17_011 et WAT17_013 réunis (bas), localisés sur la Figure 5.23. Les profils sont disposés de la manière suivante : le profil le plus au Nord est en haut, et le profil le plus au Sud est en bas. SSF : South Skopelos Fault.

L'escarpement marqué dans la bathymétrie et l'activité sismique importante proche de la Faille Sud Skopelos (Figures 5.26 et 5.27) mettent en évidence le rôle majeur que cette structure exerce dans le contrôle de la déformation et de la subsidence du Bassin de Skopelos. On la considère d'ailleurs comme la limite sud-est de ce bassin. Cette faille majeure partage les mêmes caractéristiques que la Faille Nord-Anatolienne (NAF, Figures 5.23 et 5.26), à l'exception de mouvements dextres avérés. L'analyse des mécanismes aux foyers et des mouvements horizontaux le long des failles du domaine Nord Eubée fera l'objet d'une section du chapitre suivant, mais je dévoile ici une partie de ses conclusions. En effet, aucun séisme proche de la Faille Sud Skopelos n'a permis d'obtenir un mécanisme au foyer. Par conséquent, on ne peut que supposer l'existence de mouvements horizontaux en regardant les mécanismes disponibles pour les autres failles de la zone (*cf.* Chapitre 6, section 2.1).

4. Conclusions

La déformation dans le Chenal d'Oroei se manifeste principalement par une faille normale majeure de direction NE-SW à pendage vers le nord-ouest localisée le long de la côte de l'Eubée et des failles normales plus courtes localisées au centre du chenal. La faille principale n'est pas visible sur les profils sismiques du chenal, néanmoins, de nombreux auteurs s'accordent pour la placer le long de la partie occidentale du chenal, et nous avons identifié une faille majeure avec les mêmes caractéristiques sur les profils sismiques dans la zone de Lichades (*cf.* Chapitre 4, section 1.2). Le Chenal d'Oroei est donc contrôlé par des failles normales de directions WSW-ENE à NE-SW avec des pendages vers le Nord-Nord-Ouest et le Nord-Ouest.

La partie orientale du chenal se distingue par la présence d'un système progradant composé de six séquences sédimentaires. L'hypothèse retenue à propos de sa formation est celle qui considère que chaque séquence s'est mise en place pendant un cycle glaciaire-interglaciaire. Ainsi, l'ensemble du système progradant commence à se développer depuis environ 620 000 ans. La cartographie du système met en évidence son évolution temporelle et géographique à

partir desquelles on peut essayer de reconstituer les paléo-rivages. Les progradations sont principalement vers l'est, traduisant une mise en place du système progradant d'ouest en est, de la partie centrale du chenal jusqu'au Bassin de Skiathos.

Ce Bassin de Skiathos a été différencié du grand Bassin de Skopelos suite à la mise en évidence de la Ride Eubée-Skiathos et d'une sédimentation localisée entre des zones de remontées du socle acoustique. Leurs faciès sismiques sont d'ailleurs similaires à celui de la ride. La déformation semble être localisée le long de failles normales au centre du bassin qui ne montrent pas de décalages récents, néanmoins, la zone a subi de nombreux séismes témoignant d'une activité très récente.

Le Bassin de Skopelos, et notamment la Faille Sud Skopelos (SSF), constituent des structures majeures dans le prolongement du Fossé Nord Égéen (NAT en anglais) et de la Faille Nord-Anatolienne. La SSF est orientée NE-SW avec un pendage vers le nord-ouest et elle affecte grandement la bathymétrie, participant ainsi à l'approfondissement du Bassin de Skopelos.

Pour conclure, le Chenal d'Oreoi et les bassins de Skiathos et de Skopelos sont des zones clefs pour la compréhension de la déformation dans le prolongement de la Faille Nord-Anatolienne ainsi que pour l'évaluation du risque sismique. Ces zones pourraient aussi jouer un rôle dans la localisation de l'actuelle, ou de la future, limite de plaques entre l'Eurasie et l'Égée.

CHAPITRE 6 : DISCUSSION GÉNÉRALE

1. La tectonique active dans le domaine Nord Eubée

1.1. Définition d'une faille active

L'activité d'une faille peut être observée de différentes manières, par la sismicité instrumentale et historique, d'après l'analyse de profils sismiques, d'après la bathymétrie précise, à partir d'indices géomorphologiques récents tels que les décalages de cours d'eau. À l'échelle temporelle de la société humaine, les processus tectoniques qui déforment la croûte sont considérés comme actifs et ils sont associés au risque sismique. Néanmoins, les phases intersismiques d'une même faille peuvent durer plusieurs siècles, voire plusieurs millénaires (Keller and Pinter, 2002). Ainsi, quand bien même, aucun séisme n'a été enregistré ou documenté par des archives historiques, une faille peut éventuellement être considérée active. Cela dépend du contexte géodynamique, en contexte intraplaque, les failles ayant joué au cours du Quaternaire sont considérées actives (Keller and Pinter, 2002). Alors qu'en contexte interplaque, une faille est déclarée active si elle montre des mouvements durant l'Holocène (Keller and Pinter, 2002). Généralement, au-delà du Quaternaire, les failles sont considérées comme inactives.

Le domaine Nord Eubée, qui est localisé dans une zone de limite de plaques diffuse entre l'Eurasie et l'Anatolie-Égée, se trouve dans un domaine interplaque. Par conséquent, nous choisissons de considérer comme actives les failles qui affectent les sédiments holocènes de l'*Upper Sequence*, identifiés à partir des données sismiques. De plus, les nombreux séismes documentés (historiquement ou par instruments) dans la zone permettent de caractériser précisément les failles qui ont joué depuis l'Antiquité.

1.2. Analyse de la sismicité du domaine Nord Eubée

Un grand nombre de tremblements de terre, de magnitudes comprises entre 3 et 7, ont été enregistrés depuis les années 1970 jusqu'aujourd'hui, et beaucoup d'autres ont été reportés à partir des enregistrements historiques et archéologiques depuis 550 avant J.C. (**Figure 6.1**). La compilation des séismes réalisée au cours de cette thèse a été effectuée à partir de différents catalogues sismologiques : United States Geological Survey Latest Earthquakes (USGS), International Seismological Centre (ISC), les catalogue de l'Université d'Aristote à Thessalonique (AUTH) et du Global Project Centroid Moment Tensor (CMT). Les données ont ensuite été projetées sur le logiciel QGIS et intégrées à la base cartographique. Quelques essaims de séismes esquissent une nette direction E-W, et beaucoup de failles identifiées d'après les campagnes sismiques sont caractérisées par de l'activité sismique. Dans la partie occidentale du Bassin Central (CB, Figure 6.1) du Golfe Nord Eubée, deux principaux séismes ont apparemment eu lieu le long de la Western Fault Zone (WFZ) ($M_w = 6.4$ en l'an 105 et $M_w = 4.7$ en 1916, d'après l'AUTH). Au sein de la zone de Lichades, deux grands séismes ($M_w = 7$ et $M_w = 6.8$) ont eu lieu respectivement en 426 avant J.C. et en l'an 551 le long de failles identifiées par les données WATER. Trois autres grands tremblements de terre ($M_w > 6$) étaient localisés au nord de la péninsule de Lichades et dans le Golfe Maliaque (MG, Figure 6.1). Ces séismes majeurs attestent d'une activité sismique significative dans la jonction complexe entre le Bassin du Sperchios, le Golfe Nord Eubée et le Chenal d'Oreoi. La carte des séismes de la Figure 6.1 met également en évidence l'intense activité aux alentours de la Faille Sud Skopelos (SSF),

au sud de l'Île de Skiathos et proche des côtes nord de l'Eubée, dans la prolongation du Fossé Nord Égéen (NAT).

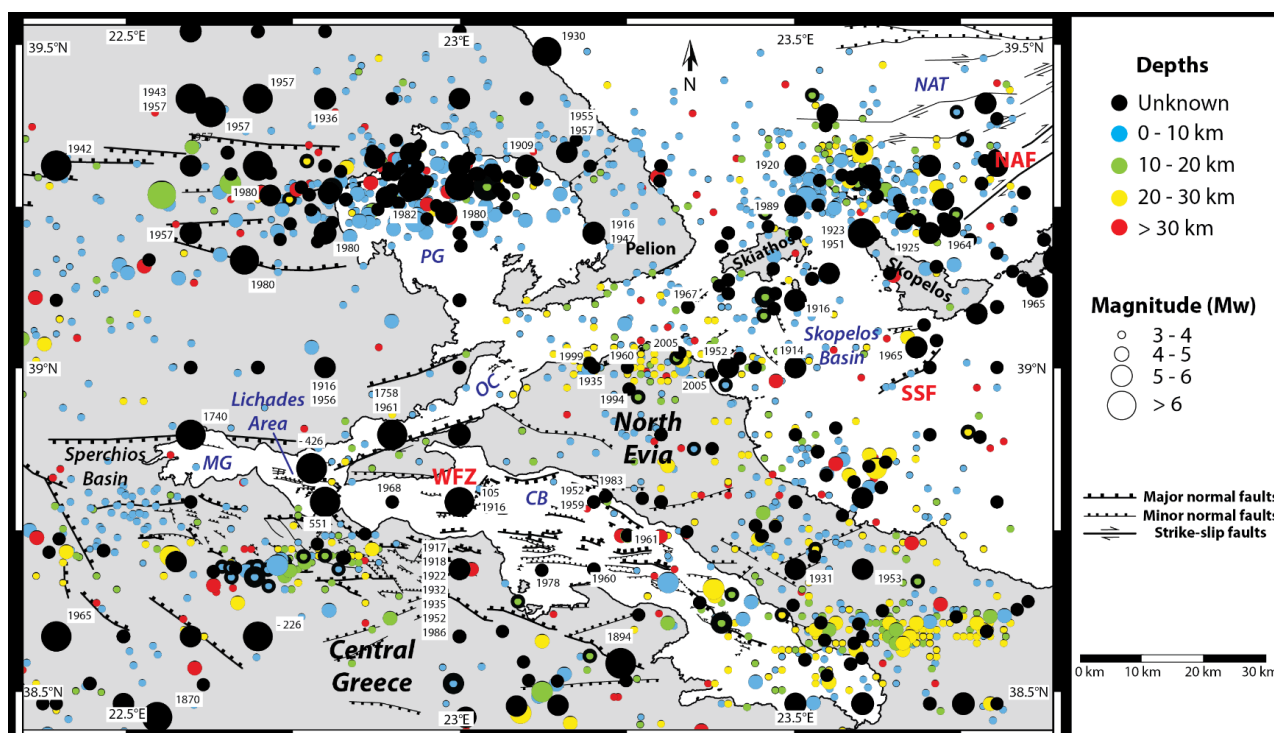


Figure 6.1 : Carte tectonique et localisation des séismes de magnitude supérieure à 3 depuis 550 avant J.C. (en noir) et de 1970 à 2020 (en couleurs). Les années des séismes historiques majeurs ont été reportés. Les données proviennent d'une compilation effectuée à partir des catalogues de l'United States Geological Survey (USGS), de l'Aristotle University of Thessaloniki (AUTH), de l'International Seismological Centre (ISC, Storchak *et al.*, 2013 ; 2015 ; Di Giacomo *et al.*, 2018) et du Global Project Centroid Moment Tensor (Ekström *et al.*, 2012).

2. Rotations et décrochements, évolution récente du domaine

L'interprétation des données sismiques très haute résolution (Campagnes WATER) et la compilation des données structurales à terre permettent de proposer une carte tectonique globale du domaine Nord Eubée (**Figure 6.2**). Celui-ci illustre la densité des principales failles et la complexité de certaines zones de déformation. Les variations de directions entre différents segments de failles ont été interprétées comme une conséquence de plusieurs phases extensives pendant le rifting (Mercier *et al.*, 1979, 1987). Cette deuxième section s'intéresse à l'évolution récente du domaine Nord Eubée à partir de l'initiation du rifting au Pliocène jusqu'à la situation actuelle, notamment grâce à la sismicité et aux données paléomagnétiques qui montrent des rotations horaires (Kissel *et al.*, 1989 ; Bradley *et al.*, 2013).



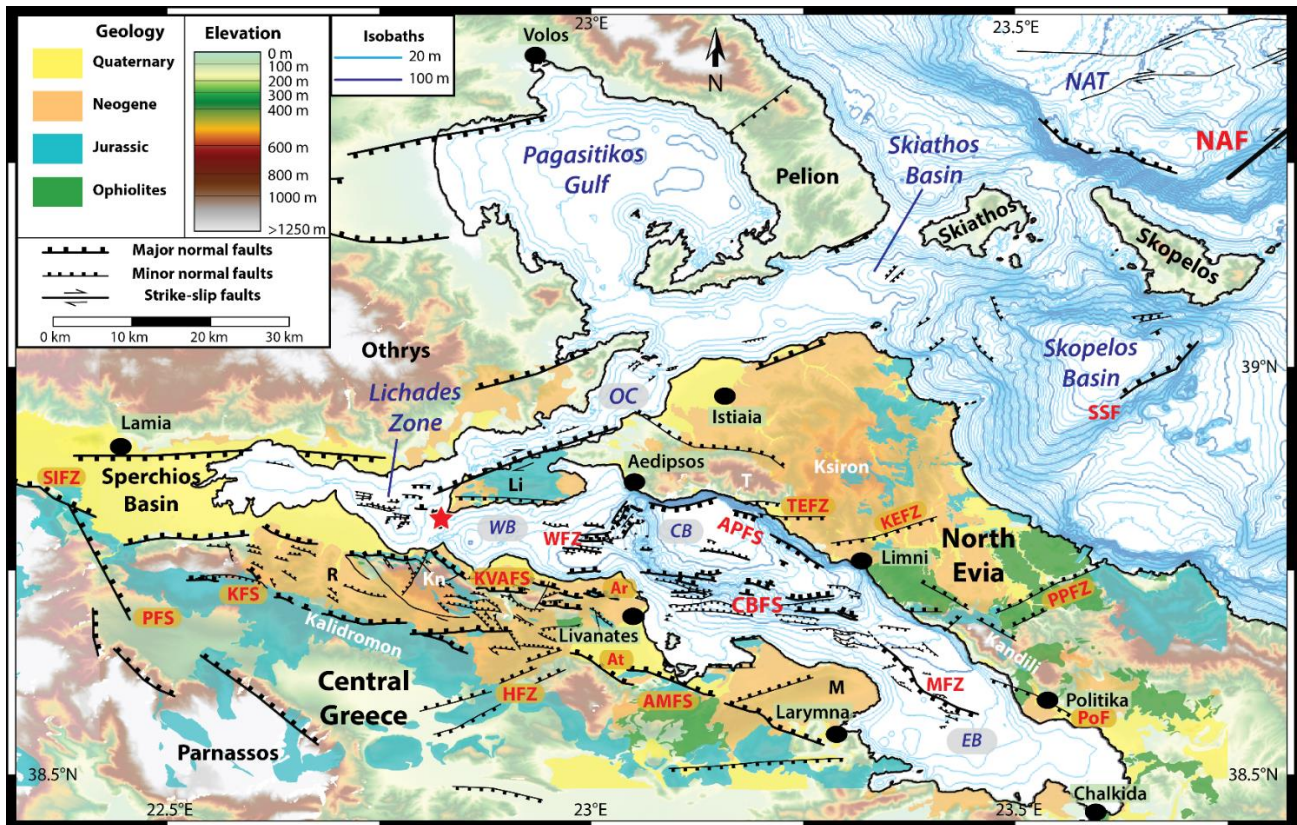


Figure 6.2 : Carte tectonique du domaine Nord Eubée établie à partir de la compilation des failles à terre issue de la bibliographie (Palyvos *et al.*, 2006 ; Kranis, 2007 ; Kiliyas *et al.*, 2008 ; Savvaidis *et al.*, 2012 ; Sakellariou *et al.*, 2016) et de l'interprétation des données de sismique réflexion marines. La topographie est issue du réseau de données SRTM30 (Farr *et al.*, 2007), les isobathes ont été extraites des données bathymétriques EMODNET et la géologie provient des cartes géologiques de l'IGME à l'échelle 1:50 000.

2.1. La déformation actuelle du domaine Nord Eubée

La distribution des séismes et la compilation des mécanismes aux foyers mettent clairement en évidence l'activité sismique de la zone d'étude dans le prolongement sud-ouest de la Faille Nord-Anatolienne (NAF, Figures 6.1 et 6.2). De plus, la compilation de la distribution des failles d'après la littérature, d'après les cartes géologiques, d'après nos données marines et d'après nos observations de terrain (Figures 6.2 et 6.3) permet de discuter de la déformation active à partir des mécanismes aux foyers. Les analyses de terrain mettent en évidence des décrochements dextres orientés NNE-SSW à ENE-WSW au sud du Bassin de Limni, ainsi que des décrochements sénestres orientés NNW-SSE au sein du Bassin d'Istiaia (Figure 6.3). Les axes P (Pression) et T (Tension) extraits des mécanismes aux foyers nous donnent une expression de la déformation active et de l'orientation des contraintes pour la plupart des failles majeures (**Figure 6.4**).

2.1.1. Les mouvements dextres

Au sein du Chenal d'Oreoi et du Bassin de Skopelos, les failles orientées NE-SW montrent des rejets normaux verticaux d'après les données marines, néanmoins, elles sont caractérisées par des mécanismes aux foyers en décrochement (Figure 6.4). En considérant que ceux-ci sont associés à des séismes qui ont eu lieu le long de ces failles de direction NE-SW, leur interprétation rend compte de mouvements dextres (Figure 6.4).



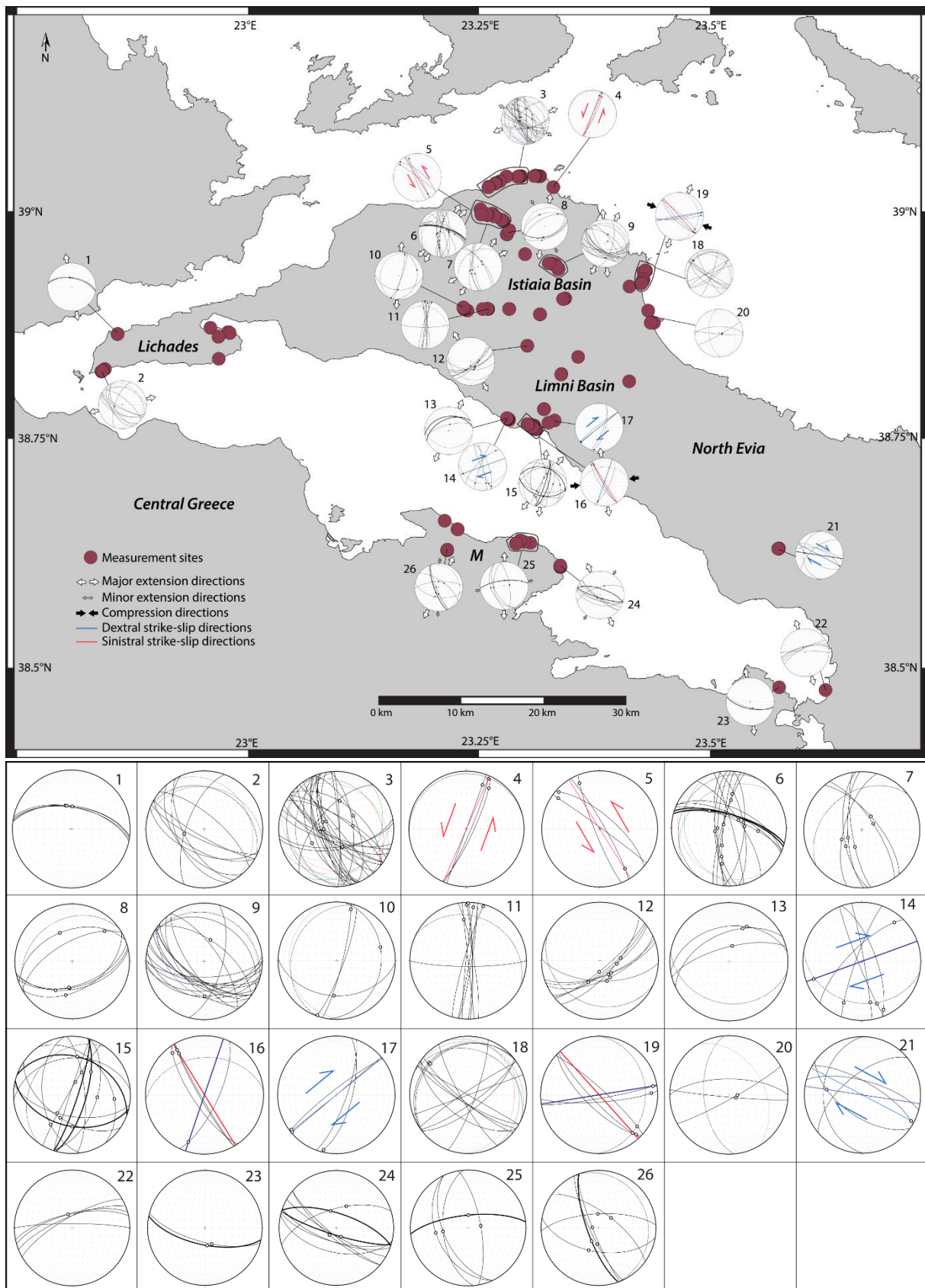


Figure 6.3 : Carte de localisation des affleurements étudiés et représentation stéréographique des failles mesurées (selon une projection de l'hémisphère inférieur conservant les aires). Les petits ronds blancs entourés de noirs représentent les stries, les plans en tirets correspondent aux plans de stratification. Les failles normales majeures sont mises en évidence par des traits pleins noirs plus épais. Les failles déterminées comme certainement sénestres ou dextres ont leur plan respectivement colorisé en rouge et en bleu. Les régimes de contraintes (flèches blanches et noires)

ont pu être identifiés à partir des stries sur les failles normales et des couples de décrochements sénestres et dextres lorsque ceux-ci ont pu être observés sur le même site.

Des observations similaires peuvent être faites à partir des failles de la bordure sud du Chenal d'Oreoi ainsi que pour les failles principales du Fossé Nord Égéen (*e. g.* Sakellariou *et al.*, 2016). À terre, les zones de failles Prokopi-Pilion et Hyampolis (PPFZ et HFZ, Figure 6.2) sont aussi associées à des séismes dont les mécanismes aux foyers montrent du décrochement (Figure 6.4). Ces failles sont orientées NE-SW, ainsi, les plans nodaux pris en considération sont ceux orientés de la même manière (Figure 6.4). Les mouvements le long de ces failles, localisées en Grèce Centrale et en Nord Eubée, sont alors interprétés comme dextres. Par conséquent, il apparaît clairement que la plupart de ces failles orientées NE-SW qui ont accommodé des rejets verticaux normaux significativement importants au préalable de leur activité présente, sont aujourd'hui des linéaments décrochants dextres.

De plus, l'analyse des contraintes réalisée à partir des mesures GPS suggère une direction d'extension globalement orientée N-S au sein du domaine Nord Eubée (Müller *et al.*, 2013). Cette direction est favorable au développement de mouvements dextres le long de failles orientées NE-SW comme celles du Nord de l'Eubée, du Chenal d'Oreoi et du Bassin de Skopelos (Figure 6.4).

2.1.2. Les mouvements sénestres

Les failles de direction NW-SE appartenant au système de failles Aedipos-Politika et à la zone de failles Melouna sont le lieu de nombreux mécanismes aux foyers en décrochement. En supposant que ces séismes ont eu lieu le long de ce large système de failles orienté NW-SE, ils doivent correspondre à des déplacements sénestres. (Figure 6.4). Nos observations de terrain en Eubée du Nord, couplées à notre compilation des mécanismes aux foyers, ont attesté l'existence de plusieurs failles normales et de décrochements sénestres dans la partie orientale du massif du Ksiron (Figure 6.4). Certaines failles normales localisées au nord du massif du Ksiron et proche de la ville de Limni possèdent des stries obliques (Figure 6.3), témoignant d'une composante latérale dans leurs mouvements. Les déplacements sénestres sont principalement localisés le long de failles orientées NW-SE. Néanmoins, la faille d'Arkitsa (KVAFS), et quelques segments des failles d'Atalanti et de Martino, orientés WNW-ESE, montrent des directions de glissements obliques avec une composante sénestre (Figure 6.4, Ganas *et al.*, 1998 ; Kokkalas *et al.*, 2007 ; Kranis, 2007 ; Jones *et al.*, 2009). Plus au Nord, à l'est de l'Île d'Alonnisos (Figure 6.4), un autre système de failles majeur orienté NW-SE est caractérisé par des déplacements sénestres actifs mis en évidence par les données sismologiques (Papanikolaou *et al.*, 2019). Ce dernier système de failles se développe à la terminaison de la branche sud de la Faille Nord-Anatolienne, bordant le Bassin de Skyros (Figure 6.4). La plupart de ces couloirs de décrochements actifs sont localisés le long de failles à pendage de 60 à 75° qui présentent de grands rejets verticaux totaux et elles sont par conséquent interprétées comme des failles normales. Le glissement oblique mis en évidence par les stries sur beaucoup de plans de failles exposés supporte aussi cette chronologie relative. Nous supposons que la plupart de ces failles sont héritées des épisodes extensifs antérieurs associés au développement du rift. Selon Mercier *et al.* (1987), sur la base de l'analyse généralisée de la déformation cassante à partir des failles exposées sur le terrain, le rift Sperchios-Golfe Nord Eubée a subi plusieurs régimes de contraintes de directions variées depuis le Pliocène.



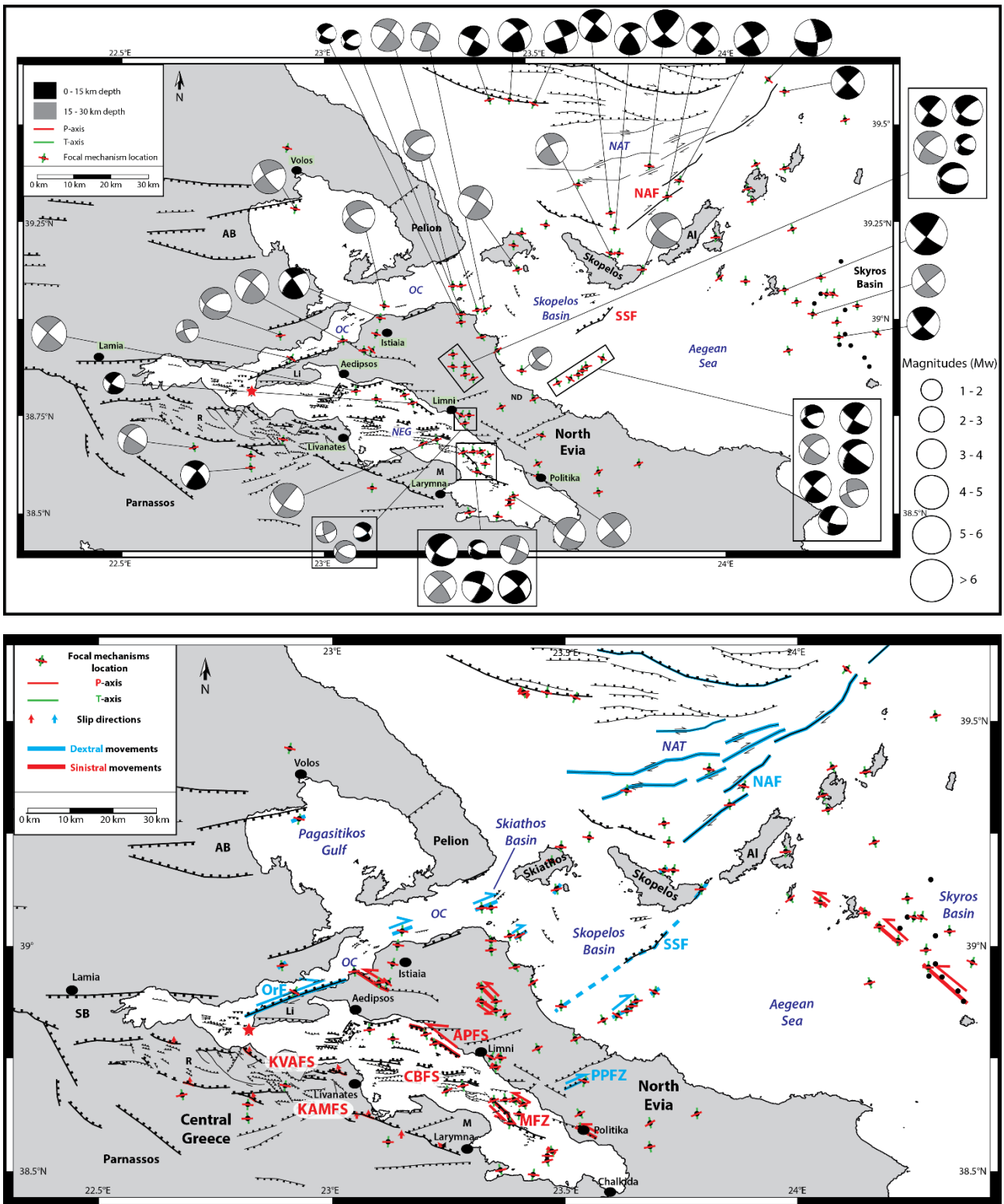


Figure 6.4 : Carte structurale du domaine Nord Eubée avec la compilation des principaux mécanismes aux foyers représentés par les axes P (pression, en rouge) et T (tension, en vert), à partir des catalogues de l'International Seismological Centre (ISC, Storchak *et al.*, 2013 ; 2015 ; Di Giacomo *et al.*, 2018) et du projet Global Centroid Moment Tensor (CMT, Dziewonski *et al.*, 1981 ; Ekström *et al.*, 2012), et de l'étude de Kiratzi (2002). Les mécanismes aux foyers coloriés en noir indiquent des séismes qui ont eu lieu entre 0 et 15 km de profondeur, et ceux coloriés en gris correspondent aux séismes entre 15 et 30 km de profondeur. La localisation des couloirs de décrochements est déduite de l'interprétation des mécanismes aux foyers et de l'analyse des failles.



Plus récemment, plusieurs études paléomagnétiques (Kissel *et al.*, 1989 ; Bradley *et al.*, 2013) ont démontré l'importance des rotations dans le domaine Nord Eubée, qui doivent être prises en compte pour reconstruire l'histoire de la déformation dans cette zone complexe. De plus, les données GPS actuelles montrent une direction d'extension N-S (*e. g.* Müller *et al.*, 2013), différente de celle trouvée par Mercier *et al.* (1987), NW-SE à NNW-SSE. Cette direction d'extension N-S est favorable au développement de mouvements sénestres le long des failles orientées NW-SE telles que l'Aedipsos-Politika Fault System, la Melouna Fault Zone et celles du Nord de l'Eubée (Figure 6.4). En plus des données sismologiques, les contraintes déduites des mesures GPS suggèrent que les failles orientées NW-SE et NNW-SSE sont caractérisées par une composante sénestre (Müller *et al.*, 2013).

2.2. Evolution tectonique du domaine Nord Eubée

L'extension généralisée à travers la plaque égéenne entière est d'abord localisée de l'Éocène au Miocène moyen, puis elle devient distribuée jusqu'à nos jours, menant ainsi à la formation de plusieurs rifts et bassins sédimentaires (Koukouvelas and Aydin, 2002 ; Beniest *et al.*, 2015 ; Brun *et al.*, 2016). Le Golfe de Corinthe, le Golfe Nord Eubée et le Fossé Nord Égéen (NAT) appartiennent à ces structures extensives s'ouvrant à partir du Miocène et du Pliocène. La principale raison de ce changement des mécanismes de l'extension serait l'accélération du retrait de la fosse de subduction. Celle-ci serait contemporaine de l'entrée en subduction de la croûte océanique au niveau de l'arc Ionien (Brun *et al.*, 2016 ; Beniest *et al.*, 2016). Ainsi, le passage d'une subduction entre deux croûtes continentales à une subduction océan-continent a fort probablement causé cette accélération (Brun *et al.*, 2016).

Pendant les 5 derniers millions d'années, la Grèce Centrale a subi une rotation horaire d'environ 25° (Kissel *et al.*, 1989, 2003 ; Bradley *et al.*, 2013) qui pourrait être une des conséquences de la propagation de la Faille Nord-Anatolienne à travers le nord de la Mer Égée (Armijo *et al.*, 1999 ; Sengör *et al.*, 2005 ; Melinte-Dobrinescu *et al.*, 2009 ; Bradley *et al.*, 2013). Plus précisément, des rotations de 26.7° +/- 9.2° (depuis 4 Ma, avec un taux calculé de 6.67°/Ma) et de 35.4° +/- 12° (depuis 7 Ma, avec un taux calculé de 5.05°/Ma) ont été déterminés respectivement à proximité de Limni (Ile d'Eubée) et sur la Péninsule de Malesina (Bradley *et al.*, 2013). Ces rotations sont déduites des données paléomagnétiques, elles se font par rapport à un axe vertical localisé sur le site d'échantillonnage. Les régions composant le sud de la Thessalie, au nord et au nord-ouest de l'Eubée, à savoir, l'Othrys, le Golfe Pagasitique et le Pelion, sont considérées comme fixes. En effet, des données paléomagnétiques provenant des sédiments néogènes bordant le massif de l'Othrys ne montrent pas de rotation (Kissel *et al.*, 1989).

Nous choisissons pour la reconstruction chronologique une rotation horaire continue avec un taux de 5°/Ma pour l'ensemble du domaine Nord Eubée, en gardant fixes les régions appartenant à la plaque Eurasie (Othrys, Golfe Pagasitique et Pélion). La déformation au sein du rift étant de plus en plus récente vers le centre du rift (Jackson, 1999), nous supposons que le système de failles Kamena Vourla-Arkitsa (KVAFS) est plus jeune que le système Kallidromon-Atalanti-Martino (KAMFS). Selon Goldsworthy and Jackson (2001), la migration de la déformation vers le Golfe Nord Eubée est rapide et le changement d'un système de failles à un autre peut se produire en 1 Ma. De plus, Philip (1974) et Mercier (1976) ont établi l'initiation des failles du système Kamena Vourla-Arkitsa entre 1 Ma et 2 Ma, et le rifting s'initie entre 3 et 4 Ma (Ganas *et al.*, 1998). Les déplacements de l'Eubée et de la Grèce Centrale par rapport à l'Eurasie fixe, déterminés à partir des campagnes de mesures GPS



(Clarke *et al.*, 1998 ; McClusky *et al.*, 2000 ; Müller *et al.*, 2013), sont également pris en compte dans le modèle proposé. Ces mouvements sont considérés comme constants et sont de l'ordre de 12 km au total vers le sud-sud-ouest pour l'Eubée, et de 16 km au total pour la Grèce Centrale. Cette différence de mouvement rend compte de l'ouverture du rift du Golfe Nord Eubée avec un taux d'extension d'environ 1,5 mm/a estimé à partir des mouvements GPS résiduels (Müller *et al.*, 2013) et de la restauration des coupes du rift présentées dans le chapitre 4. À partir de l'ensemble de ces paramètres, nous proposons le modèle chronologique suivant (**Figure 6.5**) composé en trois étapes : 1) T1 : ~ -3 Ma, l'initiation du rifting, 2) T2 : ~ -1.5 Ma, l'initiation du KVAFS, et 3) T3 : la situation actuelle.

L'initiation du rifting (T1, Figure 6.5) se développe avec la formation des systèmes de failles Kallidromon-Atalanti-Martino (KAMFS) et Aedipsos-Politika (APFS) et de la zone de failles de Melouna (MFZ) il y a environ 3 Ma (n°2, failles en rouge, Figure 6.5). À ce stade, avant le commencement des rotations horaires, les côtes de l'Eubée et du Pelion sont très proches, voire probablement réunies, induisant la fermeture du Chenal d'Oreoi et du Bassin de Skiathos. La Faille Nord-Anatolienne a commencé à se propager en Mer Égée il y a 5 Ma (Armijo *et al.*, 1999 ; Hubert-Ferrari *et al.*, 2002) et selon certains auteurs, elle atteindrait le nord des îles Skopelos et Alonissos il y a 430 000 ans (Ferentinos *et al.*, 2018). Ainsi, l'ouverture du rift Sperchios-Golfe Nord Eubée et les rotations horaires ne sont peut-être pas directement influencées par la Faille Nord-Anatolienne.

1,5 Ma plus tard (T2, Figure 6.5), l'ensemble du domaine Nord Eubée a subi une rotation horaire de $7,5^\circ$ (d'après un taux de rotation horaire de $5^\circ/\text{Ma}$), l'Eubée s'est déplacée d'environ 6 km vers le sud-sud-ouest, par rapport à l'Eurasie et la Grèce Centrale a migré d'environ 8 km vers le sud-sud-ouest, 6 km par rapport à l'Eurasie et 2 km par rapport à l'Eubée. La déformation était principalement active le long des systèmes de failles Kamena Vourla-Arkitsa et du Central Basin récemment formés (n° 3, failles en orange, Figure 6.5). Ces failles étant orientées E-W à cette époque, la direction d'extension pouvait être considérée comme N-S. Avec ce régime de contraintes et la rotation horaire, les systèmes de failles les plus anciens (KAMFS, APFS et MFZ, Figure 6.5) sont susceptibles de développer des composantes décrochantes sénestres. Le développement de failles normales orientées obliquement proche de l'Aedipsos-Politika Fault System pourrait être une des raisons de la segmentation de ce système de failles et cela expliquerait pourquoi il est aujourd'hui difficile à reconnaître et à suivre entre Limni et Politika, le long du Kandili (Figure 6.2). Avec la rotation horaire du Nord de l'Eubée par rapport au sud de la Thessalie fixe (Kissel *et al.*, 1989), le Chenal d'Oreoi s'ouvre le long de failles normales orientées NE-SW (n°4, failles en bleu marine, Figure 6.5). Nous proposons également la formation d'autres failles normales orientées NE-SW à ce stade telles que la Faille Sud-Skopelos et la zone de failles Prokopi-Pilion en Nord Eubée.

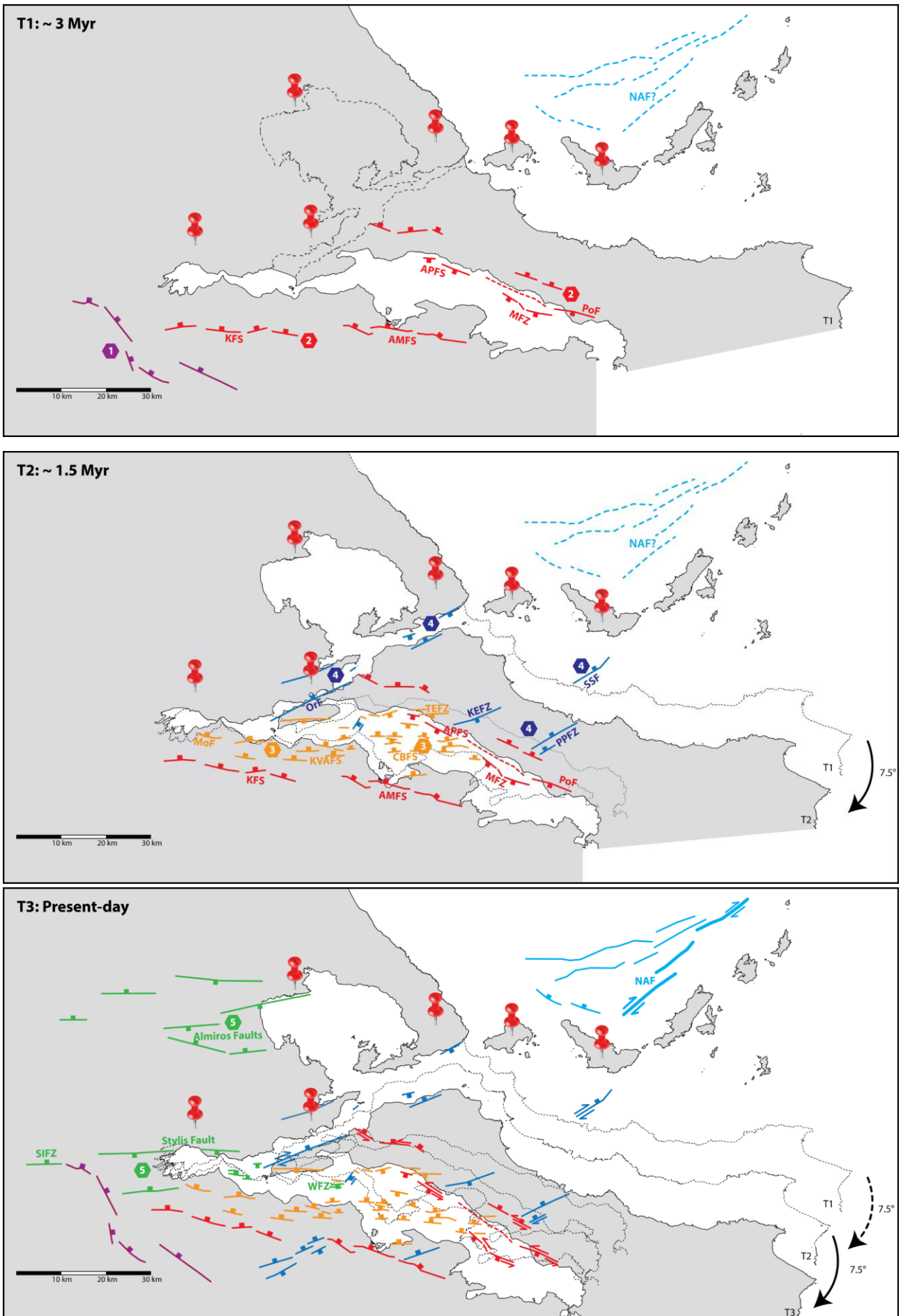


Figure 6.5 : Reconstructions chronologiques depuis l'initiation du rifting (T1) à aujourd'hui (T3).



Aujourd'hui, après une rotation horaire totale de 15° en 3 Ma, le domaine Nord Eubée présente quatre directions de failles différentes dont les failles les plus anciennes, APFS, KAMFS et MFZ, sont maintenant orientées NW-SE et se caractérisent par des mouvements sénestres mis en évidence par les mécanismes aux foyers des séismes (T3, Figure 6.5). Les failles des systèmes Central Basin et Kamena Vourla-Arkitsa sont principalement orientées WNW-ESE avec la présence de marqueurs de glissements obliques récents, tels que le plan de faille d'Arkitsa sur lequel apparaissent des stries obliques inclinées vers le NNW. Ces miroirs de failles striés révèlent ainsi une direction d'extension globalement N-S ($N340^\circ E$ à $N350^\circ E$) qui correspondrait donc aux déplacements les plus récents le long de cette zone de failles. La Western Fault Zone et la faille de Lichades ont une direction E-W et correspondent probablement aux failles les plus récentes du rift, telles que les failles du Sperchios (n°5, failles en vert, Figure 6.5). Ces dernières se sont certainement développées après le Kamena Vourla-Arkitsa Fault System comme suggéré par Jackson (1999). Enfin, la plupart des grandes failles orientées NE-SW (n°4, failles en bleu marine, Figure 6.5) étaient d'anciennes failles normales, avec des rejets verticaux significatifs, et sont à présent caractérisées par des déplacements dextres suggérés par les mécanismes aux foyers des séismes (*e. g.* Kiratzi, 2002 et cette étude).

Pour conclure cette proposition de reconstruction chronologique de la déformation au sein du domaine Nord Eubée, nous suggérons une seule phase d'extension depuis le Pliocène jusqu'à l'actuel, avec une direction moyenne N-S nonobstant quelques variations locales. Le développement de ce domaine avec la rotation horaire par rapport à un axe vertical initie l'évolution de failles purement normales, dites « dip-slip » à des failles obliques dans le rift du Golfe Nord Eubée et à des déplacements purement sénestres le long de failles orientées NW-SE. Le long du Chenal d'Oreoi, à l'est du Bassin de Skopelos et dans le nord de l'Île d'Eubée, des failles normales orientées NE-SW avec des rejets verticaux se sont développées et la plupart de ces failles montre à présent des déplacements dextres. Cette reconstruction géodynamique peut aussi expliquer la différence de direction entre le Bassin du Sperchios orienté E-W et le Golfe Nord Eubée orienté NW-SE, avec une zone de transition localisée aux environs de la péninsule de Lichades. Cette zone de transition pourrait plus ou moins correspondre à la charnière entre un domaine qui a subi une rotation et un autre moins, voire pas, concerné par cette rotation.

2.3. Discussion sur les héritages structuraux

Le rift Sperchios-Golfe Nord Eubée se développe au sein d'un domaine complexe avec une croûte hétérogène. Le contexte actuel est le résultat d'une longue histoire géodynamique ponctuée par plusieurs phases majeures de convergence et de divergence. La déformation récente, liée à l'extension arrière-arc et à la propagation de la Faille Nord-Anatolienne, pourrait éventuellement réactiver certaines anciennes structures avec une orientation favorable ou se manifester le long de certains contacts majeurs, qu'ils soient de nature tectonique ou lithologique. Il était donc important de rappeler cette histoire complexe dans le chapitre 1, afin de discuter les potentiels héritages structuraux qui joueraient un rôle encore aujourd'hui dans l'accommodation de la déformation.

Le premier constat observable concerne les directions des structures. La chaîne des Hellénides est orientée NW-SE et NNW-SSE, ces directions correspondent principalement aux grands charriages des Zones Internes (orientales) sur les Zones Externes (occidentales) qui se sont mis en place à partir de l'Eocène moyen (*e. g.* Nirta *et al.*, 2018). Au sein des Hellénides, le rift possède une direction E-



W oblique aux directions helléniques. Par conséquent, il apparaît peu probable que le rift se soit développé, dans ce secteur, le long d'anciens accidents hérités. Néanmoins, le Bassin du Sperchios est localisé entre deux domaines complètement différents, les calcaires triasico-jurassiques de la Zone du Parnasse au sud et les unités maliaques (séries de la marge distale et ophiolites) au nord. Cette partie occidentale du rift pourrait donc se mettre en place dans une zone majeure de discontinuités tectoniques et lithologiques. La partie orientale du rift est orientée NW-SE, cependant, cette orientation résulte d'après nous des rotations horaires récentes du domaine Nord Eubée par rapport à l'Eurasie (*cf.* section 2.2). De plus, aucun lien, dans cette partie-là, entre la localisation de la déformation récente et la présence de discontinuités majeures antérieures n'a été mis en évidence.

Les études structurales du rift et de ses alentours (Chanier *et al.*, 2017) et la réalisation des coupes à l'échelle crustale (*cf.* chapitre 4, sections 2 et 3) ont permis de montrer que le Front de Chevauchement Pélagonien, qui a accommodé le chevauchement des Zones Internes sur les Zones Externes, est récemment repris en extension. Il pourrait alors constituer une discontinuité majeure de la croûte sur laquelle viendraient s'enraciner les failles normales du rift. Ceci s'appliquerait au moins pour la partie occidentale du rift où il est fortement asymétrique et où les profondeurs du Moho semblent être également influencées par le Front de Chevauchement Pélagonien (*cf.* chapitre 4, section 3). Celui-ci constituerait alors un héritage structural important contrôlant l'extension crustale au nord du Massif du Parnasse.

La carte tectonique et la reconstruction chronologique du domaine Nord Eubée réalisés au cours de cette thèse soulignent la formation de failles normales orientées NE-SW au sein du Chenal d'Oreoi et en Eubée du nord, ainsi que l'ouverture du Bassin de Skiathos et du chenal. D'autres structures tectoniques plus anciennes, notamment des plis d'échelle variable et des chevauchements, de directions NE-SW et ENE-WSW ont été mises en évidence dans le Pelion, l'Othrys et en Eubée également (**Figure 6.6**, Vergely, 1979 ; Ferrière, 1982 ; Xypolias *et al.*, 2012). De par leur direction, ces structures sont dites transverses par rapport aux directions classiques helléniques (NW-SE et NNW-SSE). Selon certains auteurs (Vergely, 1979 ; Ferrière, 1982), ces structures « transverses » sont le résultat d'une phase compressive majeure datée de l'Eocène. La direction ENE-WSW est aussi celle du chaînon du Sarakino constitué de marbres triasico-jurassiques (Ferrière, 1982) qui forme la partie sud de la presqu'île du Pelion qui borde le Chenal d'Oreoi (Figure 6.6). Le Sarakino représente la surrection d'une unité inférieure du dispositif structural du Pelion. Cette surrection pourrait être le fruit de l'ouverture du chenal, elle-même résultant des rotations horaires du domaine Nord Eubée. Néanmoins, la localisation de la déformation le long de la côte du Pelion et du Chenal d'Oreoi pourrait être influencée par une zone préalablement fragilisée par la phase « transverse », qui constituerait un héritage structural.

Le chaînon du Sarakino, le Bassin de Skiathos, le Chenal d'Oreoi et même le Bassin de Skopelos, sont dans le prolongement occidental de la Faille Nord-Anatolienne. L'orientation NE-SW des failles majeures dans ces secteurs, ainsi que leur caractère décrochant dextre (*cf.* mécanismes aux foyers des séismes) semblent ainsi marquer la propagation récente d'accidents liés à la Faille Nord-Anatolienne dans le domaine Nord Eubée.





Figure 6.6 : Carte topographique de la Grèce Centrale et du sud de la Thessalie (réseau SRTM30) sur laquelle ont été reportés les secteurs où des structures dites « transverses » (orientées ENE-WSW) ont été observées (cercles rouges). Le Sarakino est un chaînon culminant à environ 600 m d'altitude constitué de roches pélagoniennes triasico-jurassiques. Ch. O : Chenal d'Oreoi ; GNE : Golfe Nord Eubée.

3. Influences de la Faille Nord-Anatolienne

La Faille Nord-Anatolienne se propage à travers le Nord de la Mer Égée jusque dans le Fossé Nord Égéen où sa terminaison est proposée à proximité des îles d'Alonnisos et de Skopelos (*e. g.* Lybéris, 1984 ; Laigle *et al.*, 2000 ; Sakellariou *et al.*, 2016 ; Ferentinos *et al.*, 2018). D'autres failles orientées NE-SW et caractérisées par des mouvements dextres, comme la Faille Nord-Anatolienne, accommodent la déformation actuelle dans son prolongement occidental, proche des côtes de Skopelos, dans le Bassin de Skiathos et le Chenal d'Oreoi. Il n'y a pas de prolongement clairement établi de la Faille Nord-Anatolienne, matérialisant la limite de plaques entre l'Eurasie et l'Anatolie-Égée dans le domaine Nord Eubée. Néanmoins, il apparaît fort probable que toutes ces failles orientées NE-SW accommodant des mouvements dextres pourraient participer à la localisation de la future limite de plaques entre la Thessalie et le domaine Nord Eubée.

Les rotations horaires enregistrées dans ce domaine par rapport à la Thessalie fixe, et donc par rapport à l'Eurasie fixe, pourraient refléter la propagation de la déformation liée au prolongement de la Faille Nord-Anatolienne. Dans ce cas, on pourrait émettre l'hypothèse que la déformation induite par cette faille majeure se propage en profondeur sous le domaine Nord Eubée de façon ductile. Cependant, l'expression de cette déformation cassante dans la croûte supérieure s'exprime pour l'instant par de l'extension et des rotations horaires et non par un décrochement dextre bien marqué comme la Faille Nord-Anatolienne. Cette hypothèse est notamment supportée par certaines



CHAPITRE 6

conclusions de l'étude de Jolivet *et al.* (2021) dans laquelle les auteurs définissent la Central Hellenic Shear Zone comme une zone de transfert. Selon eux, cette zone est l'extension occidentale de la Faille Nord-Anatolienne où il n'y a pas de décrochement pur mais plutôt des rotations de failles normales. Ainsi, le domaine Nord Eubée constituerait la limite de plaques Anatolie-Égée – Eurasie qui serait matérialisée par la Faille Nord-Anatolienne, en profondeur, et par des structures extensives discontinues dans la croûte supérieure accompagnées de rotations horaires.



CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Les objectifs principaux de cette thèse étaient d'analyser les structures immergées au sein du domaine Nord Eubée à partir d'un nouveau jeu de données sismiques de très haute résolution (Sparker), d'intégrer les résultats de cette analyse dans le contexte du rift Sperchios-Golfe Nord Eubée, puis de caractériser la déformation récente à travers toute la zone d'étude. Ce dernier objectif a pu être abordé à partir de la compilation de nombreuses données publiées, d'investigations sur le terrain et des interprétations des profils sismiques. Cette analyse structurale « terre-mer » a permis de mettre en évidence les structures tectoniques majeures et les déformations associées au sein d'une zone capitale dans la compréhension de la limite de plaques diffuse entre l'Eurasie et l'Anatolie-Égée.

L'analyse structurale du rift Sperchios-Golfe Nord Eubée, du Chenal d'Oreoi et du Bassin de Skopelos a été réalisée à partir de l'interprétation de plus de 1800 km de profils sismiques très haute résolution (Sparker) acquis lors des campagnes « WATER » 1 et 2. Dans un premier temps, les sédiments holocènes de l'*Upper Sequence* ont été cartographiés, puis la déformation et l'architecture du rift ont été précisées. Des zones jusqu'à présent inexplorées ont pu être caractérisées, avec notamment la mise en évidence d'un système progradant Quaternaire le long du Chenal d'Oreoi, mais aussi l'identification d'un nouveau bassin sédimentaire au nord de l'Île d'Eubée : le Bassin de Skiathos. L'ensemble des observations et des interprétations structurales a par ailleurs permis (1) de proposer une nouvelle reconstruction chronologique du domaine Nord Eubée au cours du Plio-Quaternaire, (2) de replacer le rift dans le contexte régional de l'étirement de la Plaque Egée, et (3) de préciser significativement les caractéristiques de la déformation récente au sein de cette limite de plaques diffuse dans le prolongement de la Faille Nord-Anatolienne.

L'*Upper Sequence*, d'âge holocène, a fait l'objet d'une étude cartographique approfondie pour plusieurs raisons. Tout d'abord, il était primordial de pouvoir corréler un maximum de profils avec cette unité holocène étant donné qu'elle constitue le seul repère chronologique absolu dans cette zone en l'absence de forage. Ensuite, l'étude de la déformation au sein de l'*Upper Sequence* a permis de définir des âges relatifs aux failles observées et ainsi d'établir une hiérarchisation chronologique. Enfin, la cartographie de l'*Upper Sequence* a mis en évidence plusieurs dépôts-centres à travers le domaine Nord Eubée, révélant l'importance des apports sédimentaires du Nord de l'Eubée et du Bassin de Réginio dans le remplissage post-glaciaire. Au sein du Chenal d'Oreoi, sous l'*Upper Sequence*, plusieurs séquences de cliniformes ont été identifiées pour la première fois et interprétées comme des ensembles progradation-rétrogradation. Les six séquences définissent un système progradant qui évolue d'ouest en est jusqu'au Bassin de Skiathos qui est entièrement comblé par ces dépôts quaternaires. Sur la base de leurs volumes estimés respectifs et de l'architecture stratigraphique, nous proposons que chaque séquence s'est mise en place au cours d'un cycle glaciaire-interglaciaire. Ainsi, la séquence n°1 se serait déposée entre environ 610 000 ans et environ 485 000 ans et ainsi de suite jusqu'à la séquence n°6 qui se serait développée au cours du dernier épisode glaciaire.

Les interprétations des nouvelles données sismiques très haute résolution et les corrélations avec les anciens profils de type Air-gun ont permis de définir de nouvelles failles normales, de nouvelles zones densément fracturées et d'améliorer la caractérisation des failles préalablement identifiées par Sakellariou *et al.* (2007). Ainsi, la zone de failles de Melouna (MFZ) et les failles du



CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Bassin Central (CBFS) ont pu être corrélées sur de plus longues distances et d'autres failles associées ont été identifiées. Les failles de la zone de Lichades et du Bassin Occidental (Western Fault Zone) ont pu être mises au jour, améliorant la compréhension de la déformation et de sa localisation au sein du rift. Ce travail d'interprétation a révélé plusieurs failles normales majeures dont les rejets sont significativement élevés (> 30 ms TWTT, soit > 24 m) et dont les décalages du fond marin et des réflecteurs composant l'*Upper Sequence* indiquent une activité récente. Des corrélations avec le système de failles Kamena Vourla-Arkitsa ont pu être effectuées avec le système du Bassin Central, faisant ainsi de ce système le prolongement oriental en mer des failles identifiées à terre proche de la faille d'Arkitsa. Sur l'ensemble du rift, trois directions de failles sont identifiées : NW-SE (Aedipsos-Politika Fault System et Melouna Fault Zone), WNW-ESE (Central Basin Fault System) et E-W (Western Fault Zone et les failles de la zone de Lichades). Ces variations dans l'orientation des failles, en considérant les résultats publiés issus des études paléomagnétiques, nous permettent de proposer une reconstruction chronologique et spatiale du rifting.

L'étude de la déformation des domaines immergés a également été menée dans les autres zones du domaine Nord Eubée, le Chenal d'Oreoi et le Bassin de Skopelos, encore vierges de données sismiques. Plusieurs failles normales majeures ont été caractérisées.

- Dans le Chenal d'Oreoi, un certain nombre de failles a pu être identifié, la grande majorité, sous les séquences quaternaires. Ces failles sont pour la plupart orientées NE-SW avec un pendage vers le NW. Leur continuité latérale est faible et leurs rejets verticaux sont généralement faibles avec quelques exceptions (*i. e.* 3 à 27 ms TWTT, soit 2,4 à 21 m). Les rejets maximaux ont été mesurés dans les unités A et B. L'*Upper Sequence* et le fond marin sont très peu, voire pas, affectés par les décalages. Ces failles inclinées vers le Nord-Ouest et localisées au sein des parties occidentale et centrale du chenal sont manifestement anté-holocène et probablement anté-système progradant. Les faibles rejets dans l'*Upper Sequence* et sur le fond marin (quelques millisecondes) témoignent de faibles réactivations récentes (pour ce qui concerne les mouvements verticaux). D'après la sismicité, certaines failles présentent une réactivation en décrochement que nous interprétons comme dextre. Ainsi, nous proposons le développement de ces zones sous la forme d'un héli-graben dont la faille majeure actuelle est celle qui borde les côtes de l'Eubée. Certaines failles seraient réactivées à présent en accommodant des déplacements dextres entre le sud de la Thessalie et le domaine Nord Eubée.

- Dans le Bassin de Skopelos, où la bathymétrie est principalement contrôlée par la Faille Sud-Skopelos (SSF), cette faille constitue la limite méridionale du bassin. En effet, cette faille orientée NE-SW avec un pendage vers le Nord-Ouest est caractérisée par des rejets verticaux très élevés (quelques centaines de millisecondes temps-double, soit plus de 150 m). La Faille Sud-Skopelos affecte grandement la bathymétrie, le Bassin de Skopelos atteint 1050 m de profondeur tandis que de l'autre côté de la faille, les valeurs sont comprises entre 500 et 600 m avec quelques hauts-fonds à environ 200-300 m de profondeur. Plusieurs séismes ont eu lieu le long de la Faille Sud-Skopelos, néanmoins aucun mécanisme au foyer n'a été établi. Pour finir, le Bassin de Skopelos et cette faille majeure sont situés dans le prolongement occidental du Fossé Nord Égéen (NAT) et de la Faille Nord-Anatolienne (NAF).

- Dans le Bassin de Skiathos, bassin nouvellement identifié entre le Chenal d'Oreoi et le Bassin de Skopelos. Les nouvelles données sismiques des campagnes « WATER » 1 et 2 mettent en évidence



CONCLUSIONS GÉNÉRALES

l'existence d'une ride de socle acoustique entre la terminaison orientale du Chenal d'Oreoi et le Bassin de Skopelos. Cette ride, nommée Evia-Skiathos Ridge, est orientée NE-SW et elle s'étend du Nord de l'Eubée à l'île de Skiathos. Elle atteint le fond marin sur quasiment tous les profils sismiques, matérialisant ainsi une nette séparation entre les bassins de Skopelos et de Skiathos. Ce dernier s'étend donc de la péninsule du Pélion jusqu'à la ride et du Nord de l'Eubée à l'île de Skiathos. Le Bassin de Skiathos n'est pas marqué par un approfondissement bathymétrique, les valeurs évoluent graduellement jusqu'à environ 200 m de profondeur au niveau de la ride. On suggère ainsi que le bassin est comblé par la dernière unité du système progradant du Chenal d'Oreoi et les sédiments holocènes de l'*Upper Sequence*. L'architecture interne du bassin est marquée par des failles normales orientées NE-SW avec des pendages vers le NW et vers le SE localisées au centre du bassin. Les décalages induits par ces failles s'amortissent dans la séquence n°6, elles sont donc clairement anté-holocènes. Contrairement aux failles dans le Chenal d'Oreoi, celles-ci ne montrent pas de signes de réactivation récente malgré la présence de nombreux séismes dans le bassin. D'autres remontées du socle acoustique au sein du bassin ont été identifiées, elles sont complètement recouvertes par l'unité de progradation 6. Les failles sont localisées dans le dépôt-centre principal du Bassin de Skiathos qui semble s'être développé entre un bloc de socle et la ride Evia-Skiathos. L'identification de ce nouveau bassin est un élément important dans la compréhension de la déformation dans le prolongement du Fossé Nord Égéen et de la Faille Nord-Anatolienne. En effet, l'orientation NE-SW des structures (failles et Evia-Skiathos Ridge) rappelle celle de la NAF et quelques mécanismes aux foyers en décrochement interprétés comme dextres sont localisés dans le Bassin de Skiathos. Ce bassin et ces failles témoignent de mouvements verticaux importants et de l'accommodation d'une déformation extensive dans le prolongement occidental du Fossé Nord Égéen.

Les résultats de l'ensemble de ces travaux nous ont permis de proposer un modèle de reconstructions chronologique de l'ouverture du rift Sperchios-Golfe Nord Eubée et de l'évolution tectonique de l'ensemble du domaine Nord Eubée. Ces reconstructions sont basées sur l'étude structurale « terre-mer » et intègrent les rotations autour d'axes verticaux identifiées par différents auteurs à partir des données paléomagnétiques (*e. g.* Kissel *et al.*, 1989, ; Bradley *et al.*, 2013). En prenant en compte un taux de rotation horaire estimé à 5°/Ma depuis 3 Ma par rapport au sud de la Thessalie (Othrys, Golfe Pagasitique et Pelion) considérée fixe, notre modèle illustre trois étapes clefs du rifting dans un continuum d'extension Nord-Sud.

- La première étape, il y a environ 3 Ma, est celle de l'initiation du rifting lors de laquelle se développent les systèmes de failles Kallidromon-Atalanti-Martino et Aedipsos-Politika et la zone de failles de Melouna avec une direction E-W (T1, Figure 6.5).
- La seconde étape, estimée à environ 1,5 Ma, correspond à la formation du système de failles Kamena Vourla-Arkitsa avec une orientation E-W (T2, Figure 6.5). L'ensemble du domaine et les failles préalablement formées ont subi une rotation horaire d'approximativement 7,5° depuis l'initiation du rifting. L'extension Nord-Sud continue et la rotation horaire mènent à la formation de failles normales orientées NE-SW entre l'Eubée et la Thessalie. Cette dynamique provoque l'ouverture du Bassin de Skiathos et du Chenal d'Oreoi entre 3 et 1,5 Ma.
- La dernière étape illustre la situation actuelle (T3, Figure 6.5) qui montre quatre directions de failles différentes : NW-SE, WNW-ESE, NE-SW et E-W. Les failles orientées E-W seraient des structures néoformées récentes qui répondent à l'extension Nord-Sud actuelle démontrée par l'activité sismique. Les autres systèmes de failles, plus anciens, auraient donc



CONCLUSIONS GÉNÉRALES

subit une rotation. Le Chenal d'Oreoi et les bassins de Skiathos et de Skopelos sont plus larges que lors de l'étape précédente puisque le domaine Nord Eubée a continué à subir le même taux de rotation horaire.

Cette reconstitution chronologique dans son ensemble propose ainsi de rendre compte de la variété des orientations des zones de fractures et des rifts associés dans le cadre d'une extension Nord-Sud continue depuis 3 Ma.

La compilation des mécanismes aux foyers issus des séismes met en évidence l'existence de nombreux mouvements horizontaux le long de décrochements, certains d'entre eux ont pu être interprétés grâce aux différentes données structurales publiées et acquises à terre et identifiées en mer. Des couloirs de décrochements sénestres ont alors été mis en évidence le long des failles orientées NW-SE, comme l'Aedipsos-Politika Fault System et la Melouna Fault Zone par exemples, et des décrochements dextres sont soulignés le long des failles orientées NE-SW. Ces sens de déplacements sont cohérents avec le régime de contraintes extensives orientées N-S mis en exergue par les campagnes de mesures GPS des dernières décennies. Les linéaments dextres sont, pour la plupart, localisés dans le prolongement occidental de la Faille Nord-Anatolienne et partagent avec elle la même orientation. Cela pourrait constituer un élément clef dans la détermination de l'influence de la Faille Nord-Anatolienne et dans la probable prolongation de la limite de plaques entre le domaine Nord Eubée et la Thessalie.

L'influence de la Faille Nord-Anatolienne sur la déformation du domaine Nord Eubée pourrait avoir lieu entre la deuxième et la troisième étape de notre modèle chronologique. En effet, l'ouverture du Bassin de Skiathos et du Chenal d'Oreoi entraîne la formation de structures dont les directions semblent être de même direction que la Faille Nord-Anatolienne. Néanmoins, la localisation de la déformation précisément entre l'Eubée et la Thessalie pourrait être héritée d'une phase compressive éocène, dite « transverse », dont plusieurs structures orientées NE-SW ont été observées dans le Pelion, en Eubée et en Othrys. La déformation au sein du rift Sperchios-Golfe Nord Eubée ne semble pas être influencée par d'anciennes structures héritées de l'histoire complexe de la zone Pélagonienne et des Hellénides. Cependant, les failles normales à pendage vers le nord qui composent la partie occidentale du rift semblent s'enraciner en profondeur sur le Front de Chevauchement Pélagonien qui a accommodé le chevauchement des Zones Internes sur les Zones Externes et joue aujourd'hui le rôle de faille normale à faible pendage.

Perspectives

Ce travail de thèse démontre l'intérêt porté au domaine Nord Eubée en tant que zone clef dans le prolongement de la Faille Nord-Anatolienne. La poursuite des études va principalement se faire à travers (1) l'analyse de l'ensemble des données sismiques et bathymétriques acquises au cours de la campagne WATER 2 et (2) au moins une mission de terrain supplémentaire afin de réaliser un échantillonnage du Nord de l'Eubée plus systématique et de mesurer d'autres failles à d'autres endroits. Ce travail devrait permettre d'améliorer la carte structurale globale de la zone d'étude et de mieux caractériser les bassins néogènes d'Istiaia et de Limni. Ils pourraient constituer le chaînon manquant de l'histoire néogène du domaine Nord Eubée.

Une autre étude de terrain importante à mener serait de mieux caractériser les âges de formation des systèmes de failles Kallidromon-Atalanti-Martino, Kamena Vourla-Arkitsa et Ipati-



CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Sperchios afin de déterminer plus précisément la chronologie des évènements tectoniques au sein du rift, notamment son initiation.

Enfin, il serait également très utile d'acquérir des données sismiques plus profondes et d'effectuer des carottages dans l'ensemble du domaine Nord Eubée dans le but de mieux caractériser les structures en profondeur et d'établir une datation des dépôts sédimentaires, notamment dans le rift, le Bassin de Skiathos et le Bassin de Skopelos.

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

- Figure 1.1** : Cartes topographique et bathymétrique de la Grèce, de la Turquie et de la Mer Egée issue du logiciel GeoMapApp. CHSZ : Central Hellenic Shear Zone..... 17
- Figure 1.2** : Carte du relief de la Grèce Centrale (SRTM30). IZTF : Internal Zones Thrust Front ; Ka : Kallidromon ; Kn : Knimis ; KTF : Kephallonia Transform Fault ; M : péninsule de Malésina ; NAF : North Anatolian Fault ; NEG : North Evia Gulf ; OC : Oreoi Channel ; Ot : Othrys, Pe : Pelion, R : bassin de Réginio, Sko : île de Skopelos, Sky : île de Skyros, Spe : bassin du Sperchios. 18
- Figure 1.3** : Extrait de la carte géologique de la zone d'études à l'échelle 1:500 000 (Bornovas & Rondogianni-Tsiambaou, 1983) avec les ophiolites et les principaux bassins néogènes respectivement mis en évidence en vert et jaune. L'étoile rouge correspond au volcan de Lichades daté d'environ 500 000 ans (Pe-Piper and Piper, 1989). Les principales structures tectoniques ont également été reportées, notamment le chevauchement des Zones Internes sur les Zones Externes (traits noirs épais accompagnés de triangles). CO : Chenal d'Oreoi, GNE : Golfe Nord Eubée, I-L : bassin d'Istiaia Limni, M : bassin de Malésina, R : bassin de Réginio, Sp : bassin du Sperchios..... 19
- Figure 1.4** : Carte tectonique simplifiée de l'Egée et de l'Anatolie (modifiée d'après Hejl *et al.*, 2010 et Jolivet *et al.*, 2013). Les triangles sont sur le bloc supérieur des chevauchements. Les étoiles représentent les volcans des arcs volcaniques néogènes (en orange) et plio-quadernaires (en rouge, d'après Vassilakis *et al.*, 2011). Les flèches pleines correspondent aux vecteurs vitesse (mm/a, d'après McClusky *et al.*, 2000 ; Taymaz *et al.*, 2007 et Müller *et al.*, 2013). Les flèches circulaires indiquent le sens de rotation des deux zones de cisaillement, en rouge, la Zone de Cisaillement Grecque Centrale (ou CHSZ : Central Hellenic Shear Zone), et en vert, la Zone de Cisaillement Anatolienne Occidentale (ou WASZ : Western Anatolian Shear Zone). EAF : Eastern Anatolian Fault ; Kar : point triple de Karliova ; KTF : Kephallonia Transform Fault ; LF : Levant Fault ; Ma : Mer de Marmara ; Mu : Mudurnu ; NAF : North Anatolian Fault ; NAT : North Aegean Trough ; SkB : Skyros Basin..... 20
- Figure 1.5** : Vitesses GPS enregistrées dans le domaine égéen entre 1993 et 2003 (Hollenstein *et al.*, 2008). À gauche) Vitesses GPS par rapport à l'Eurasie fixe. À droite) Vitesses GPS par rapport au centre de la Mer Egée fixe..... 21
- Figure 1.6** : Axes principaux des contraintes et taux de contraintes, dans le domaine égéen, calculés à partir des champs de vitesses GPS (Hollenstein *et al.*, 2008). Les flèches rouges indiquent la contrainte extensive et les flèches bleues la contrainte compressive. 22
- Figure 1.7** : Tentative de reconstruction 3D et directions des flux mantelliques (flèches bleues), et crustaux (flèches rouges pour la croûte supérieure et flèches oranges pour la croûte inférieure) dans la région égéenne après la déchirure récente du slab sous le rift de Corinthe (Jolivet *et al.*, 2013)..... 22
- Figure 1.8** : Carte de profondeurs du Moho (en km) établie à partir de modélisations 3D des données gravimétriques pour le domaine égéen (Makris *et al.*, 2013)..... 23
- Figure 1.9** : Carte tectonique simplifiée de la Mer de Marmara illustrant la prolongation de la Faille Nord-Anatolienne vers l'ouest (modifiée d'après Le Pichon *et al.*, 2016). DS : détroit des Dardanelles ; FNA : Faille Nord-Anatolienne ; FPM : Faille Principale de Marmara ; FSM : Faille Sud Marmara ; GI : Golfe d'Izmit..... 24
- Figure 1.10** : Réseau de failles au sein du Fossé Nord Egéen (d'après Sakellariou *et al.*, 2016). CF : Crustal Fault ; L : Limnos ; NAF : North Anatolian Fault ; PP : Péninsule du Pélion ; PSF : Pelion Skopelos Fault ; ThG : Thermaïkos Gulf. Les vitesses de déplacement dextre le long de la NAF (en blanc, mm/a) sont issues de données GPS d'après Müller *et al.*, (2013). 25
- Figure 1.11** : Carte simplifiée des principaux domaines tectoniques qui constituent la Grèce continentale (modifiée d'après Ferriere *et al.*, 2012). Al : Almopias, G : Guevgueli, GT : Gavrovo Tripolitza, K. B. : Koziakas Beotien, Lo : Locride, M : Maliaque, M. K. : Mavrolakkos Kranies, N. Pi : Nord du Pinde, Oth : Othrys, Pa : Parnasse, Pe : Peonias, Pg : Pélagonien, Pk : Païkon, Pi : Pinde, Rh : Rhodiani, S. Ve : Sud Vermion, Vo : Vardarian Ophiolites..... 27
- Figure 1.12** : Coupes schématiques à travers la marge pélagonienne et le domaine maliaque illustrant l'expansion océanique et l'extension encore active au sein de la marge au Ladinien (Trias moyen), puis le dépôt des radiolarites pendant la phase post-rift au Carnien (Trias supérieur) d'après Ferrière *et al.* (2016). 28
- Figure 1.13** : Évolution de la lithosphère océanique Maliaque depuis l'expansion triasique jusqu'à l'obduction jurassique (Ferrière *et al.*, 2015). Flèches verticale noires : zones de subsidence ; ellipses ouvertes : basaltes en coussins ; lignes en tirets épais noirs : radiolarites ; remplissages noirs : roches volcaniques dans le Pélagonien et la marge proximale Maliaque ; briques : calcaire ; rouge : argiles siliceuses ; bleu : unité océanique de Metallion ; verte : unité océanique de



LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

Mega Isoma. Hz : Harzburgites, Lz : Lherzolites, MI : Mega Isoma, Pgo : zone Pélagonienne, volc arc : arc volcanique.	29
Figure 1.14 : Diagramme montrant les principaux évènements tectoniques depuis le Trias affectant les zones du Gavrovo (e. g. Papanikolaou, 2013), du Pinde (e. g. Jones and Robertson, 1991 ; Saccani <i>et al.</i> , 2011 ; Papanikolaou, 2013), Pélagonienne (e. g. Ferrière <i>et al.</i> , 2015 ; Menant <i>et al.</i> , 2016), Maliaque/Vardar (e. g. Ferrière <i>et al.</i> , 2015 ; Ferrière and Chanier, 2020) et du Rhodope (e. g. Ricou <i>et al.</i> , 1998 ; Brun and Sokoutis, 2007), en distinguant les évènements de divergence (en vert) de ceux de convergence (en rouge).....	31
Figure 1.15 : Cartes paléotectoniques extraites d'un modèle de reconstruction cinématique pour la période comprise entre 100 Ma et 70 Ma. CACC : Central Anatolian Crystalline Complex (Menant <i>et al.</i> , 2016).....	32
Figure 1.16 : Cartes paléotectoniques extraites d'un modèle de reconstruction cinématique pour la période comprise entre 13 Ma et aujourd'hui. CACC : Central Anatolian Crystalline Complex, OOP : fenêtre tectoniques Olympos-Ossa-Pelion (d'après Menant <i>et al.</i> , 2016).....	34
Figure 1.17 : Diagramme montrant les principaux évènements tectoniques depuis 25 Ma affectant le Golfe de Corinthe (e.g. Armijo <i>et al.</i> , 1996 ; Rohais <i>et al.</i> , 2007 ; Leeder <i>et al.</i> , 2008), les bassins de Réginio et du Sperchios (e.g. Kranis, 2007 ; Kiliass <i>et al.</i> , 2008 ; Whittaker and Walker, 2015), l'Île d'Eubée (e.g. Mercier <i>et al.</i> , 1979, 1987 ; Kissel <i>et al.</i> , 1989 ; Jackson, 1999), le nord des Cyclades (e.g. Jolivet and Brun, 2010 ; Brun <i>et al.</i> , 2016), le Fossé Nord-Égéen (Armijo <i>et al.</i> , 1999 ; Papanikolaou <i>et al.</i> , 2006), et le Rhodope (e.g. Brun and Sokoutis, 2007 ; Brun <i>et al.</i> , 2016).....	35
Figure 1.18 : Carte topographique et bathymétrique de la zone d'étude (topographie provenant du réseau SRTM30 (Shuttle Radar Topography Mission, Farr <i>et al.</i> , 2007) et bathymétrie provenant du programme EMODnet Bathymetry Consortium (2020): EMODnet Digital Bathymetry (DTM). GM : Golfe Maliaque, GNE : Golfe Nord Eubée, Ka : Kallidromon ; Kd : Kandili ; Kn : Knimis ; Ks : Ksiron ; T : Téléthron. Equidistance des courbes de niveaux = 100m, équidistance des isobathes = 20m.....	36
Figure 1.19 : Vitesses horizontales dans le domaine Nord Egéen par rapport à l'Eurasie issues de plusieurs campagnes d'enregistrements menées entre 1993 et 2009, à droite : les blocs bleus et rouges représentent des zones de lentes déformations (Müller <i>et al.</i> , 2013). Bleu : rotations horaires et Rouge : rotation antihoraire. Les nombres le long du Fossé Nord Egéen (NAT) indiquent la quantité de mouvement décrochant en mm/an. A : Alonissos, A.E : Aghios Efstratios, BP : Biga Peninsula, Ch : Chalkidiki GC : Gulf of Corinth, GE : Gulf of Evia, GF : Ganos Fault, H : Hios, L : Limnos, Le : Lesvos, MyG : Mygdonian Graben, NAT : North Aegean Trough, P : Pelagonissi, Pe : Pelion, Pel : Peloponessos, Ps : Psara, Sa : Samothraki, Sk : Skyros, SpB : Sporades Basin, SpI : Sporades Islands. CGPS : réseau de stations GPS permanentes appartenant aux réseaux HELLAS et EUREF basées en Grèce et en Macédoine. EGPS : mesures GPS épisodiques effectuées sur le terrain.	37
Figure 1.20 : Cartes des contraintes pendant les deux dernières phases extensives (Pliocène inférieur – Pléistocène inférieur et Pléistocène inférieur – Actuel) et échelle chronologique illustrant les phases de déformation au sein de la zone d'études (d'après Mercier <i>et al.</i> , 1987). Les contraintes sont déduites de l'analyse des mécanismes au foyer des séismes pour la phase actuelle et de l'analyse des populations de failles mesurées à terre. MIO. : Miocène.....	39
Figure 1.21 : Carte des cinq grabens principaux : le Golfe de Corinthe, le Golfe Nord Eubée (GNE), bassin de Réginio, bassin du Sperchios et le bassin de Kifissos et des principales failles normales contrôlant ces grabens. FCZI : Front de Chevauchement des Zones Internes, ZE : Zones Externes, ZI : Zones Internes.....	39
Figure 1.22 : Carte géologique simplifiée du bassin de Réginio (modifié d'après Kranis, 2007). Orange : formation de Réginio (n°5), Rouge : formation de Karya (n°8), Rose : formation de Goulemi (n°7), Gris : socle ante-rift. Les systèmes de failles de Kamena Vourla - Arkitsa et Kallidromon - Atalanti - Martino sont représentés en trait rouge épais dont les rectangles indiquent le bloc supérieur des failles. Les flèches rouges représentent le sens de glissement déduit des stries sur les plans de failles.....	40
Figure 1.23 : Carte géologique du bassin du Sperchios (d'après Pechlivanidou <i>et al.</i> , 2014). ZE : Zones Externes, ZI : Zones Internes.....	41
Figure 1.24 : Localisations des principales structures tectoniques dans le bassin du Sperchios, le Golfe Maliaque et le sud de la Thessaly (d'après Kiliass <i>et al.</i> , 2008). A fs : Arkitsa faults segment, Aghf : Nea Aghialos Fault, Ip fs : Ipati fault segment, KA-AT. FZ : Kallidromon Atalanti Fault Zone, KV-A. FZ : Kamena Vourla Arkitsa Fault Zone, KVfs : Kamena Vourla fault segment, OC. FZ : Oreoi Channel Fault Zone, S-I. FZ : Sperchios Ipati Fault Zone, Sp fs : Sperchios fault segment, ST. FZ : Southern Thessaly Fault Zone.....	42



LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

- Figure 1.25** : Carte montrant le relief du socle du bassin du Sperchios d'après les interprétations des mesures de gravimétrie et de résistivité (Apostolopoulos, 2005) et les bassins versants du fleuve Sperchios (d'après Pechlivanidou *et al.*, 2018)..... 43
- Figure 1.26** : Carte géologique du Bassin Istiaia – Limni dans le Nord de l'Eubée modifiée d'après Mettos *et al.* (1991). 44
- Figure 1.27** : Carte de profondeurs du Moho (en km) établie à partir de modélisations 3D des données gravimétriques pour la Grèce et les régions alentours (d'après Makris *et al.*, 2013). La zone d'étude est encadrée en noir. FHMM : Fossé Hellénique Molassique Miocène..... 45
- Figure 1.28** : Carte des profondeurs du Moho obtenues à partir de l'inversion des anomalies de gravimétrie résiduelles (d'après Tiberi *et al.*, 2001). Les triangles noirs représentent les stations sismologiques utilisées. La zone d'études est encadrée en noir. 46
- Figure 1.29** : Carte tectonique et topographique de la zone d'étude regroupant les principales failles recensées dans la littérature (Palyvos *et al.*, 2006 ; Kranis, 2007, Kiliias *et al.*, 2008 ; Savvaidis *et al.*, 2012 ; Sakellariou *et al.*, 2016). AMFS : Atalanti Martino Fault System, Ar : Arkitsa fault, GNE : Golfe Nord Eubée, HFZ : Hyampolis Fault Zone, Ka : Kallidromon, KEFZ : KEchriae Fault Zone, KFS : Kallidromon Fault Segment, Kn : Knimis, KV : Kamena Vourla fault, Mo : Molos fault, NAT : North Aegean Trough, PFS : Parnassos Fault System, PPFZ : Prokopi Pilion Fault Zone, R : bassin de Réginio, SIFS : Sperchios Ipati Fault System, STFZ : Southern Thessaly Fault Zone, TEFZ : Telethron Fault Zone. 47
- Figure 1.30** : Carte tectonique de la Grèce Centrale, au sud du Golfe Nord Eubée (GNE) compilant les études suivantes : Palyvos *et al.*, 2006 ; Kranis, 2007 ; Kiliias *et al.*, 2008 ; Savvaidis *et al.*, 2012. Quelques mécanismes au foyer ont été ajoutés afin d'illustrer l'activité sismique de cette zone (ISC / CMT, Storchak *et al.*, 2013 ; 2015 ; Di Giacomo *et al.*, 2018 / Dziewonski *et al.*, 1981 ; Ekström *et al.*, 2012). La géologie simplifiée a également été reportée (Vert : ophiolites, Bleu : Jurassique, Orange : Néogène et Vert pâle : Quaternaire) d'après les cartes géologiques à l'échelle 1:50 000 (Marinos *et al.*, 1957, 1963, 1967 ; Papastamatiou *et al.*, 1960, 1962 ; Maratos *et al.*, 1965, 1967 ; Parginos *et al.*, 1970 ; Tataris *et al.*, 1970 ; Katsikatsos *et al.*, 1978a, 1978b, 1980, 1981). Les flèches représentent le sens de glissement du bloc supérieur des failles normales. Le Système de Failles Kamena Vourla-Arkitsa (Mo-KV-Ar) est mis en évidence en rouge. 48
- Figure 1.31** : Vue du miroir de faille de la Faille d'Arkitsa (photographie prise par Frank Chanier)..... 49
- Figure 1.32** : Carte tectonique de la Grèce Centrale, au sud du Golfe Nord Eubée (GNE) d'après les études suivantes : Palyvos *et al.*, 2006 ; Kranis, 2007 ; Kiliias *et al.*, 2008 ; Savvaidis *et al.*, 2012. Quelques mécanismes au foyer ont été ajoutés afin d'illustrer l'activité sismique de cette zone (ISC / CMT, Storchak *et al.*, 2013 ; 2015 ; Di Giacomo *et al.*, 2018 / Dziewonski *et al.*, 1981 ; Ekström *et al.*, 2012). Les grands ensembles lithologiques à terre ont également été reportés (Vert : ophiolites, Bleu : Jurassique, Orange : Néogène et Vert pâle : Quaternaire) d'après les cartes géologiques au 1:50 000. Les flèches représentent le sens de glissement du bloc supérieur des failles normales. Le Système de Failles Kallidromon Atalanti Martino (KFS-AMFS) est mis en évidence en rouge. 50
- Figure 1.33** : Carte géologique de la région d'Atalanti montrant le Système de Failles Atalanti Martino et sa zone de dommages (Savvaidis *et al.*, 2012). Les profils de magnétotellurie sont indiqués par les points A1-A12, B1-B9 et C1-C7. 51
- Figure 1.34** : Modèles de résistivité finaux le long des profils A et B (Savvaidis *et al.*, 2012). Les lignes continues correspondent aux failles définies et les failles en tirets à leurs possibles extensions en profondeur. 51
- Figure 1.35** : Carte tectonique de la Grèce Centrale, au sud du Golfe Nord Eubée (GNE) d'après les études suivantes : Palyvos *et al.*, 2006 ; Kranis, 2007 ; Kiliias *et al.*, 2008 ; Savvaidis *et al.*, 2012. Quelques mécanismes au foyer ont été ajoutés afin d'illustrer l'activité sismique de cette zone (ISC / CMT, Storchak *et al.*, 2013 ; 2015 ; Di Giacomo *et al.*, 2018 / Dziewonski *et al.*, 1981 ; Ekström *et al.*, 2012). Les grands ensembles lithologiques à terre ont également été reportés (Vert : ophiolites, Bleu : Jurassique, Orange : Néogène et Vert pâle : Quaternaire) d'après les cartes géologiques au 1:50 000. Les flèches représentent le sens de glissement du bloc supérieur des failles normales. La Zone de Failles Hyampolis (HFZ) est mise en évidence en rouge. 52
- Figure 1.36** : Carte tectonique du sud du Golfe Nord Eubée (GNE) et du Nord de l'Eubée d'après les études suivantes : Palyvos *et al.*, 2006 ; Kranis, 2007 ; Kiliias *et al.*, 2008 ; Savvaidis *et al.*, 2012. Quelques mécanismes au foyer ont été ajoutés afin d'illustrer l'activité sismique de cette zone (ISC / CMT, Storchak *et al.*, 2013 ; 2015 ; Di Giacomo *et al.*, 2018 / Dziewonski *et al.*, 1981 ; Ekström *et al.*, 2012). Les grands ensembles lithologiques à terre ont également été



LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

reportés (Vert : ophiolites, Bleu : Jurassique, Orange : Néogène et Vert pâle : Quaternaire) d'après les cartes géologiques au 1:50 000. Les flèches représentent le sens de glissement du bloc supérieur des failles normales.....	53
Figure 1.37 : Carte tectonique du Golfe Nord Eubée (d'après Sakellariou <i>et al.</i> , 2007). Bathymétrie d'après Alexandri <i>et al.</i> (2005). Les principales zones de failles sont marquées par des lignes noires épaisses. Les trois sous-bassins du Golfe Nord Eubée sont également indiqués. Le Système de Failles Aedipos - Politika (SFAP) est mis en évidence en rouge. À noter que ces travaux proposent une localisation des failles méridionales en mer, tandis que d'autres études les placent à terre, au pied des Monts Kandili (Roberts and Jackson, 1991 ; Palyvos <i>et al.</i> , 2006).	54
Figure 1.38 : Carte tectonique du Golfe Nord Eubée (d'après Sakellariou <i>et al.</i> , 2007). Bathymétrie d'après Alexandri <i>et al.</i> (2005). Les principales zones de failles sont marquées par des lignes noires épaisses. Les trois sous-bassins du Golfe Nord Eubée sont également indiqués. La Zone de Failles Kamena Vourla Arkitsa (ZFKVA) et la Faille de Lichades (FL) sont mises en évidence en rouge. LD : Loggos Delta.	55
Figure 1.39 : Profil de sismique réflexion monotrace de type Airgun orienté N-S à travers le bassin occidental (d'après Sakellariou <i>et al.</i> , 2007). La ligne noire épaisse marque la discordance entre les séquences inférieures et supérieures. Les lignes en tirets représentent la trace de réflecteurs de la séquence inférieure. Un certain nombre de failles normales ont pu être distinguées à travers le bassin (tirets épais et flèches). Exagération verticale ~ 9.	55
Figure 1.40 : Profil de sismique réflexion monotrace de type Airgun orienté SW-NE à travers le bassin central (Sakellariou <i>et al.</i> , 2007). Les lignes en tirets représentent la trace de certains réflecteurs. Des failles normales importantes (tirets fins) sont mises en évidence dans la pente sud-ouest du bassin profond, ainsi que sur sa bordure nord-est (Faille du Téléthron, en trait plein). Exagération verticale ~ 14.	56
Figure 1.41 : Profil de sismique réflexion monotrace de type Airgun orienté SW-NE à travers le bassin oriental (d'après Sakellariou <i>et al.</i> , 2007). Les lignes en tirets fins soulignent la trace de quelques réflecteurs de la séquence inférieure. Les lignes en tirets plus épais soulignent les deux discordances majeures identifiées dans cette zone. Les failles de Melouna et du Kandili sont représentées par des traits noirs épais. Exagération verticale ~ 14.	57
Figure 1.42 : Schémas des mécanismes accommodant l'extension continentale (d'après Robert and Bousquet, 2013).	58
Figure 1.43 : Modèle extensif de la Mer Tyrrhénienne proposé par Loreto <i>et al.</i> (2021). (a) Carte schématique de la distribution des failles en Mer Tyrrhénienne. (b) Modèle 3D de la Mer Tyrrhénienne construit à partir de profils sismiques et d'études antérieures. (c) Modèle de faille de détachement en contexte de marge passive, modifié par Loreto <i>et al.</i> (2021) d'après Morley (1995).	60
Figure 1.44 : Coupe crustale géologique et géophysique de la partie occidentale de la province du Basin and Range (Surpless <i>et al.</i> , 2002).	61
Figure 2.1 : Carte topographique (SRTM30, Farr <i>et al.</i> , 2007) et bathymétrique (EMODnet (European Marine Observation and Data network, résolution horizontale de 125m, EMODnet Bathymetry Consortium (2020): EMODnet Digital Bathymetry DTM) de la zone d'étude. L'équidistance des isobathes est de 100 m pour les courbes les plus épaisses et de 20 m pour les courbes intermédiaires. L'équidistance des courbes de niveau à terre est de 100 m. GM : Golfe Maliaque ; GNE : Golfe Nord Eubée ; Ka : Kallidromon ; Kd : Kandili ; Kn : Knimis ; Ks : Ksiron ; Li : Péninsule de Lichades ; T : Telethron.....	62
Figure 2.2 : Carte géologique simplifiée et réseau hydrographique du pourtour du Golfe Nord Eubée établie à partir des cartes géologiques au 1:50 000 (Marinos <i>et al.</i> , 1957, 1963, 1967 ; Papastamatiou <i>et al.</i> , 1960, 1962 ; Maratos <i>et al.</i> , 1965, 1967 ; Tataris <i>et al.</i> , 1970 ; Katsikatsos <i>et al.</i> , 1978, 1980, 1981 ; Parginos <i>et al.</i> , 2007). T : Téléthron.....	63
Figure 2.3 : Répartition géographique des séismes. En noir, les séismes depuis 550 av. J.C. jusqu'en 2011 (l'année des événements majeurs est également indiquée), d'après le réseau sismologique de l'Université d'Aristote de Thessalonique (AUPh). En couleurs, les séismes depuis 1970 de magnitude supérieure à 3, d'après les données des catalogues de l'United States Geological Survey Latest Earthquakes (USGS), de l'International Seismological Centre (ISC, Storchak <i>et al.</i> , 2013, 2015 ; Di Giacomo <i>et al.</i> , 2018) et de Global Project Centroid Moment Tensor (Ekström <i>et al.</i> , 2012).	64
Figure 2.4 : Carte de localisation des profils sismiques Air-gun et Boomer et des carottes réalisées pendant la même campagne (Sakellariou <i>et al.</i> , 2007).	65
Figure 2.5 : Carte de localisation des profils Sparker de la campagne WATER 1 (en bleu) et des profils Air-gun (en noir, Sakellariou <i>et al.</i> , 2007).	66
Figure 2.6 : Dispositif d'acquisition de type Sparker. A : le peigne, B : la flûte monotrace, C : la génératrice SIG, D : acquisition en cours sur le logiciel SonarWiz, photographie de Jollivet-Castelot (2018).	67



LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

Figure 2.7 : Schéma du principe de la sismique réflexion utilisée lors de la campagne WATER 1. Modifié d'après un schéma explicatif de SIG France.	68
Figure 2.8 : Plan de position des profils sismiques acquis lors des campagnes WATER 1 (en bleu), WATER 2 (en blanc) et des profils antérieurs de D. Sakellariou avec la bathymétrie de la zone d'étude. Les profils des Figures 2.15, 2.16, 2.19 et 2.20 utilisés par la suite sont localisés en trait noir épais.	68
Figure 2.9 : Localisation des affleurements étudiés lors des deux missions de terrain. GNE : Golfe Nord Eubée ; M : péninsule de Malésina ; NE : Nord Eubée ; R : bassin de Réginio.	69
Figure 2.10 : Planche de photos de terrain illustrant les différents faciès et failles étudiés. a) incisions de chenaux conglomératiques, b) failles normales et faciès calcaire lacustre, c) argiles et silts plissés interprétés comme un le résultat d'un évènement gravitaire, d) miroir de faille normale à rejet plurimétrique et stries quasi verticales.	70
Figure 2.11 : Filtre des fréquences appliqué aux profils sismiques (Logiciel Seisee)	71
Figure 2.12 : Capture d'écran du logiciel d'interprétation sismique IHS Kingdom Suite. A) Plan de position des profils sismiques des campagnes de D. Sakellariou et WATER ; B) Profil sismique en cours d'interprétation.	71
Figure 2.13 : Caractéristiques des faciès acoustiques et des terminaisons de réflecteurs couramment observés en sismique résumés par Jollivet-Castelot (2018) d'après les travaux de Mitchum <i>et al.</i> (1977), Vail <i>et al.</i> (1977), Catuneanu <i>et al.</i> (2011).	72
Figure 2.14 : Schéma des trois modes d'empilement de strates qui régissent la stratigraphie séquentielle (modifié d'après Van Wagoner <i>et al.</i> , 1987).	73
Tableau 2.1 : Tableau des caractéristiques des faciès sismiques identifiés sur les profils sismiques. TWTT : Two-Way Travel Time.	74
Figure 2.15 : Extrait du profil WAT17_099 montrant plusieurs séquences sédimentaires mises en évidence par les géométries des réflecteurs et leurs terminaisons en <i>toplaps</i> , <i>onlaps</i> et <i>downlaps</i> (flèches en rouge). Localisation sur la Figure 2.8.	75
Figure 2.16 : Extrait du profil WAT17_221 montrant les décalages par failles mis en évidence par les corrélations des faciès et des unités sismiques. UA : Unité sismique A, UB : Unité sismique B, US : <i>Upper Sequence</i> . Localisation sur la Figure 2.8.	75
Figure 2.17 : Menu de l'outil « Create Grid » et paramètres de création de cartes et d'interpolations du logiciel IHS Kingdom Suite.	76
Figure 2.18 : Processus d'analyse et de traitements des données cartographiques issues des profils sismiques.	76
Figure 2.19 : Profil WAT17_149 illustrant l'arrivée rapide du multiple en zones peu profondes. M : premier Multiple du fond de l'eau, US : <i>Upper Sequence</i> . Localisation sur la Figure 2.8.	78
Figure 2.20 : Extrait du profil WAT17_204 où des réflecteurs dans l'eau ont été interprétés comme étant des réflexions du tir précédent enregistrées lors du tir suivant. Localisation sur la Figure 2.8.	79
Figure 3.1 : Profils sismiques 3.5 kHz et Sparker (haut), et Airgun (bas) illustrant la discordance à la base de l' <i>Upper Sequence</i> (« R1 » et « Unconformity ») et les réflecteurs qui la composent (Van Andel and Perissoratis, 2006 ; Sakellariou <i>et al.</i> , 2007).	81
Figure 3.2 : Comparaisons des reconstructions des variations du niveau marin de la Mer Rouge avec d'autres estimations du niveau marin entre 0 et 130 ka BP à partir des enregistrements de haute et basse résolutions de la carotte KL11 (en noir, Siddall <i>et al.</i> , 2003) et de l'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ benthique de la carotte MD952042 (en rouge, Shackleton <i>et al.</i> , 2000). L'axe des ordonnées de droite correspond aux valeurs du $\delta^{18}\text{O}$	81
Figure 3.3 : Bathymétrie et topographie de la Grèce Centrale (IOC 1981) avec les failles majeures, la localisation des sites paléolithiques et des sources karstiques sous-marines et côtières (Sakellariou and Galanidou, 2016). Les zones grises sont les domaines lacustres attribués au Dernier Maximum Glaciaire (DMG). AG : Amvrakikos Gulf, ArG : Argolikos Gulf, InIA : Inner Ionian Archipelago, NAT : North Aegean Trough, NEG : North Evia Gulf, PaG : Pagasitikos Gulf, PG : Patras Gulf, SEG : South Evia Gulf, WSG : West Saronic Gulf.	82
Figure 3.4 : Plan de position des données WATER 1 (en traits pleins) et de Sakellariou <i>et al.</i> (2007, en pointillés). Les profils présentés ensuite sont mis en évidence par des traits blancs et noirs. CB : Central Basin ; EB : Eastern Basin ; Li : péninsule de Lichades ; Lo : delta de Loggos ; M : péninsule de Malésina ; MG : Maliakos Gulf ; OC : Oreoi Channel ; Te : Téléthron ; WB : Western Basin.	83



LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

Tableau 3.1 : Tableau de faciès des unités sismiques UA et UB et de l' <i>Upper Sequence</i> établi à partir des profils sismiques Sparker de la campagne WATER 1. Les couleurs plus claires des unités A et B correspondent aux unités sismiques de mêmes caractéristiques identifiées dans des zones sans corrélations directes avec les profils qui ont permis de décrire précisément ces unités A et B.	84
Figure 3.5 : Profil sismique WAT17_227 (localisation Figure 3.4) et son interprétation montrant l' <i>Upper Sequence</i> (US) et l'évolution de son épaisseur dans le Bassin Occidental (Western Basin). Les réflecteurs principaux sont représentés par des traits noirs, les failles sont mises en évidence en rouge et des flèches indiquent leur mouvement. Les terminaisons des réflecteurs sont soulignées par des flèches bleues. UA : Unité A ; UB : Unité B.	85
Tableau 3.2 : Tableau de faciès des réflecteurs constituant l' <i>Upper Sequence</i> à travers le Golfe Nord Eubée (Western Basin, Central Basin et Eastern Basin) et le Chenal d'Oreoi. SFS1 : Seismic Facies Sakellariou 1 ; SFMTD : Seismic Facies Mass Transport Deposit.	86
Figure 3.6 : Répartition géographique de l' <i>Upper Sequence</i> (en gris) comparée aux limites des jeux de données sismiques (en tirets gris). Se référer à la légende de la Figure 3.4 et au glossaire pour les abréviations.	86
Figure 3.7 : A : Profil sismique 35-36 (localisation Figure 3.4) issu de la campagne air-gun (Sakellariou et al., 2007) et son interprétation (B). Le détail de sa partie Nord (C et D) présente les faciès chaotiques de l' <i>Upper Sequence</i> (US) dans le Bassin Central (Central Basin) que nous interprétons comme le résultat d'un glissement gravitaire (Mass Transport Deposit). UA : Unité A ; UB : Unité B.	88
Figure 3.8 : Profil sismique WAT17_149 (localisation Figure 3.4) et son interprétation illustrant l'épaississement de l' <i>Upper Sequence</i> (US) vers le sud-sud-ouest, ainsi que la géométrie de ses réflecteurs qui se terminent en onlap contre la base érosive ou contre d'autres réflecteurs internes. M : premier multiple du fond marin.	89
Figure 3.9 : Profil sismique WAT17_228 (localisation Figure 3.4) montrant la forme lenticulaire de l' <i>Upper Sequence</i> (US) dans le Bassin Occidental (Western Basin), ainsi que les coulées volcaniques du volcan de Lichades. UA : Unité A ; UB : Unité B.	90
Figure 3.10 : Profil sismique WAT17_221 (localisation Figure 3.4) et son interprétation illustrant la partie orientale du Bassin Occidental (Western Basin) ainsi que la plate-forme de Lichades. Ces deux zones aux faciès sismiques très différents sont séparées par une faille normale à pendage Sud appartenant à la Western Fault Zone (WFZ). UA : Unité A ; UB : Unité B ; US : <i>Upper Sequence</i>	91
Figure 3.11 : Profil sismique WAT17_213 (localisation Figure 3.4) et son interprétation montrant le seuil bathymétrique séparant le Bassin Occidental (Western Basin) du Bassin Central (Central Basin). Ce profil montre également la différence d'épaisseur de l' <i>Upper Sequence</i> (US) entre les deux bassins et le seuil. UA : Unité A ; UB : Unité B.	92
Figure 3.12 : Profils sismique WAT17_203 (localisation Figure 3.4) et son interprétation montrant les variations d'épaisseur de l' <i>Upper Sequence</i> (US) dans le Bassin Central (Central Basin), et entre ce bassin et la plate-forme de Malesina. CBFS : Central Basin Fault System ; UA : Unité A ; UB : Unité B.	92
Figure 3.13 : Profils sismique WAT17_174 (localisation Figure 3.4) et son interprétation illustrant la répartition de l' <i>Upper Sequence</i> (US) dans les deux sous-bassins de Larymna et du Kandili séparés par la Melouna Fault Zone (MFZ). ORU : Ondulated Reflectors Unit.	93
Figure 3.14 : Profils sismique WAT17_173 (localisation Figure 3.4) montrant le faciès sismique et la géométrie de l' <i>Upper Sequence</i> (US) dans le sous-bassin du Kandili. UA : Unité A.	94
Figure 3.15 : Profil sismique WAT17_114 (localisation Figure 3.4) et son interprétation soulignant l' <i>Upper Sequence</i> (US) et l'architecture de ses réflecteurs dans le Chenal d'Oreoi. Ce profil met notamment en évidence les réflecteurs internes de l'US tronqués par le fond marin, et les épaississements de l'US sur les bords du chenal d'Oreoi. UA : Unité A ; UB : Unité B ; V : Volcanisme.	94
Figure 3.16 : Profil sismique WAT17_085 (localisation Figure 3.4) et son interprétation montrant les terminaisons en downlap des réflecteurs de l' <i>Upper Sequence</i> (US) sur sa base érosive dans le Chenal d'Oreoi. UA : Unité A ; UB : Unité B.	95
Figure 3.17 : Profil sismique WAT17_118 (localisation Figure 3.4) et son interprétation illustrant la géométrie de l' <i>Upper Sequence</i> (US) le long de l'axe du Chenal d'Oreoi, proche de la côte de Lichades. UA : Unité A ; UB : Unité B ; V : Volcanisme.	95
Planche 3.1 : A-B) Détails du profil sismique WAT17_227 et son interprétation mettant en évidence les terminaisons en downlap des réflecteurs de l' <i>Upper Sequence</i> (US).	96

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

C-D) Détails du profil sismique WAT17_229 et son interprétation illustrant les terminaisons en onlap des réflecteurs de l' <i>Upper Sequence</i> (US) contre sa base.....	96
Planche 3.2 : A-B) Détails du profil sismique WAT17_228 et son interprétation mettant en évidence les terminaisons en downlap et onlap des réflecteurs de l' <i>Upper Sequence</i> (US), ainsi que la forme lenticulaire de celle-ci.	97
C-D) Détails du profil sismique WAT17_173 et son interprétation illustrant les terminaisons en toplap des réflecteurs de l'Unité A sous la base érosive de l' <i>Upper Sequence</i>	97
E-F) Détails du profil sismique WAT17_114 et son interprétation montrant les terminaisons en onlaps des réflecteurs de l' <i>Upper Sequence</i> contre l'Unité A et le fond marin.	97
Planche 3.3 : Détails des profils sismiques WAT17_085 (A-B) et WAT17_118 (C-D) et leurs interprétations illustrant les terminaisons en downlap (A-B) et en onlap (C-D) des réflecteurs de l' <i>Upper Sequence</i> contre l'Unité A au sein du Chenal d'Oreoi.	98
Figure 3.18 : A et B : Profil sismique WAT17_019 (localisation Figure 3.4) et son interprétation. C et D : Détail d'une partie du profil illustrant les faciès sismiques de l' <i>Upper Sequence</i> (US) dans le Bassin de Skiathos ainsi que la géométrie de ses réflecteurs. S6 : Séquence sédimentaire n°6.	99
Figure 3.19 : Carte de répartition de l' <i>Upper Sequence</i> (en gris) et de ses courbes isopaques mettant en évidence les dépôt-centres de l'US (couleurs chaudes). Les épaisseurs sont en millisecondes temps-double. Les principaux ensembles géologiques connus à terres sont issus de la synthèse des cartes géologiques à l'échelle 1:50 000 de l'IGME (Marinos <i>et al.</i> , 1957, 1963, 1967 ; Papastamatiou <i>et al.</i> , 1960, 1962 ; Maratos <i>et al.</i> , 1965, 1967 ; Tataris <i>et al.</i> , 1970 ; Katsikatsos <i>et al.</i> , 1978, 1978b, 1980, 1981 ; Parginos <i>et al.</i> , 1970). Se référer au glossaire pour les abréviations.....	100
Figure 3.20 : Carte de répartition de l'US (en gris) et de ses courbes isopaques (en millisecondes temps-double), présentant les différents bassins versants (Döll <i>et al.</i> , 2003) et leurs réseaux hydrographiques (issus des cartes géologiques à l'échelle 1:50 000 de l'IGME, Marinos <i>et al.</i> , 1957, 1963, 1967 ; Papastamatiou <i>et al.</i> , 1960, 1962 ; Maratos <i>et al.</i> , 1965, 1967 ; Tataris <i>et al.</i> , 1970 ; Katsikatsos <i>et al.</i> , 1978, 1978b, 1980, 1981 ; Parginos <i>et al.</i> , 1970). Les principaux ensembles géologiques connus à terres sont issus de la synthèse des cartes géologiques à l'échelle 1:50 000 de l'IGME. Les flèches noires indiquent les sources sédimentaires alimentant l'US en termes de flux sédimentaires.....	102
Figure 4.1 : Carte tectonique du domaine Nord Eubée établi à partir de la compilation des failles à terre issue de la bibliographie (Palyvos <i>et al.</i> , 2006 ; Kranis, 2007 ; Kiliyas <i>et al.</i> , 2008 ; Savvaidis <i>et al.</i> , 2012 ; Sakellariou <i>et al.</i> , 2016) et de l'interprétation des données sismiques de Sakellariou <i>et al.</i> (2007) et de la campagne WATER (2017). La topographie et la bathymétrie proviennent respectivement du réseau de données SRTM30 et d'EMODNET. La géologie provient des cartes géologiques de l'IGME à l'échelle 1:50000. AMFS : Atalanti-Martino Fault Segments ; APFS : Aedipos-Politika Fault System ; Ar : faille d'Arkitsa ; At : faille d'Atalanti ; CB : Central Basin ; CBFS : Central Basin Fault System ; EB : Eastern Basin ; HFZ : Hyampolis Fault Zone ; KEFZ : KEchriæ Fault Zone ; KFS : Kallidromon Fault Segments ; Kn : Knimis ; KVAFS : Kamena Vourla-Arkitsa Fault System ; Li : péninsule de Lichades ; M : péninsule de Malesina ; MFZ : Melouna Fault Zone ; MG : Maliakos Gulf ; NAT : North Aegean Trough ; OC : Oreoi Channel ; PFS : Parnassos Fault System ; PG : Pagasitikos Gulf ; PoF : Politika Fault ; PPFZ : Prokopi Pilon Fault Zone ; R : bassin de Réginio ; SIFZ : Sperchios-Ipati Fault Zone ; SSF : South Skopelos Fault ; T : Telethron ; TEFZ : TElethron Fault Zone ; WB : Western Basin ; WFZ : Western Fault Zone.....	105
Figure 4.2 : La zone de Lichades vue depuis les hauteurs du Bassin de Réginio.	106
Figure 4.3 : Schéma structural centré sur la zone de Lichades. Les profils sismiques des Figures 4.4 et 4.5 sont localisés en rouge. KFS : Kallidromon Fault Segments ; Kn : Knimis ; KVAFS : Kamena Vourla-Arkitsa Fault System ; Li : péninsule de Lichades ; MG : Maliakos Gulf ; MoF : faille de Molos ; OrF : faille d'Oreoi ; SIFZ : Sperchios-Ipati Fault Zone.....	106
Figure 4.4 : Profils sismiques Sparker WAT17_233 (en haut) et WAT17_124 (en bas), localisés sur la Figure 4.3. OrF : Oreoi Fault ; UA : Unité A ; US : <i>Upper Sequence</i> . Shoal : haut-fond. Les figurés verts sur le profil WAT17_124 indique la présence d'un axe de pli anticlinal.....	107
Figure 4.5 : Profil sismique Sparker WAT17_149 , localise sur la Figure 4.3. Les flèches bleues indiquent des terminaisons de réflecteurs en onlap et toplap. M : Premier multiple du fond marin ; US : <i>Upper Sequence</i>	108
Figure 4.6 : Schéma structural centré sur le Bassin Occidental (<i>Western Basin</i> , en rose) et le Bassin Central (<i>Central Basin</i> , en vert). Les profils sismiques des Figures 4.7, 4.8, 4.9, 4.10 et 4.11 sont localisés en rouge. Pour les abréviations, se référer à la légende de la Figure 4.1 et au glossaire.....	109

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

- Figure 4.7** : Profil sismique Sparker WAT17_221, à travers le Bassin Occidental (Western Basin), localisé sur la Figure 4.6. UA : Unité A ; UB : Unité B ; US : *Upper Sequence* ; WFZ : Western Fault Zone. Les autres domaines colorés sont distingués en deux parties selon la géométrie des réflecteurs. Les teintes bleutées et violacées correspondent à des domaines où les réflecteurs ont un pendage faible, à la différence des teintes jaunâtres où les réflecteurs montrent de forts pendages. 110
- Figure 4.8** : Profil sismique Sparker WAT17_225, à travers la partie occidentale du Western Basin, localisé sur la Figure 4.6. UA : Unité A ; UB : Unité B ; US : *Upper Sequence* ; WFZ : Western Fault Zone. 111
- Figure 4.9** : Profil sismique Sparker WAT17_227, localisé sur la Figure 4.6. UA : Unité A ; UB : Unité B ; US : *Upper Sequence*. 112
- Figure 4.10** : Profil sismique Airgun 4_3 issu des données de Sakellariou *et al.* (2007) et réinterprété, localisé sur la Figure 4.6. APFS : Aedipos Politika Fault System ; CBFS : Central Basin Fault System ; UA : Unité A ; UB : Unité B ; US : *Upper Sequence*. 113
- Figure 4.11** : Plan de la faille d'Arkitsa vu depuis le Golfe Nord Eubée, photographie de F. Chanier. 113
- Figure 4.12** : Profil sismique Sparker WAT17_203, localisé sur la Figure 4.6. CBFS : Central Basin Fault System ; UA : Unité A ; UB : Unité B ; US : *Upper Sequence*. 114
- Figure 4.13** : Carte tectonique du Golfe Nord Eubée centrée sur le Bassin Oriental (*Eastern Basin*, EB) représenté en bleu. Les profils sismiques des Figures 4.14, 4.16 et 4.17 sont localisés en rouge. Pour les abréviations, se référer à la légende de la Figure 4.1 et au glossaire. 115
- Figure 4.14** : Profil sismique Sparker WAT17_174, localisé sur la Figure 4.13. La faille principale est indiquée avec une astérisque. MFZ : Melouna Fault Zone ; ORU : Ondulated Reflectors Unit ; US : *Upper Sequence*. 116
- Figure 4.15** : Le massif du Kandili vu depuis le Golfe Nord Eubée avec la probable prolongation du système de failles Aedipos Politika (APFS) à terre. Le plan de faille est marqué par des tirets rouges et blancs. Jaune : sédiments quaternaires. 116
- Figure 4.16** : Profil sismique Sparker WAT17_199, localisé sur la Figure 4.13. L'unité en vert clair, entre l'*Upper Sequence* et l'Ondulated Reflectors Unit, se distingue par des clinofformes accompagnés de terminaisons en toplap et downlap (flèches bleues). Le mécanisme au foyer reporté ici a été obtenu grâce à la compilation des données sismologiques réalisée au cours de cette thèse (ISC, CMT, cf Chapitre 2). MFZ : Melouna Fault Zone ; ORU : Ondulated Reflectors Unit ; US : *Upper Sequence*. 117
- Figure 4.17** : Profil sismique Sparker WAT17_200, localisé sur la Figure 4.13. MFZ : Melouna Fault Zone. L'ORU est représentée en jaune, l'unité bleue représente, ici, un faciès sismique de faibles amplitudes montrant particulièrement bien la déformation liée aux failles normales du Sous-bassin de Larymna. La faille principale de ce sous-bassin est indiquée par une astérisque. 119
- Figure 4.18** : Schéma structural du rift Sperchios-Golfe Nord Eubée montrant les variations de direction de l'axe du rift : en bleu, les orientations E-W ; en orange, les orientations WNW-ESE ; en rouge, les orientations NW-SE. CB : Central Basin ; EB : Eastern Basin ; Ka : Kandili ; Kn : Knimis ; Li : péninsule de Lichades ; M : péninsule de Malesina ; R : Bassin de Régino ; WB : Western Basin. 119
- Figure 4.19** : Coupe schématique n°1 orientée S-N à travers le bassin de Régino et le Golfe Maliaque, localisée sur la Figure 4.1. Le rectangle en tirets matérialise la position d'un des profils sismiques Sparker. M : unités maliaques ; Pe : séries pélagoniennes. 120
- Figure 4.20** : Coupe schématique n°2 orientée S-N à travers le Bassin de Régino, le Bassin Occidental et le Chenal d'Oreoi, localisée sur la Figure 4.1. Le rectangle en tirets matérialise la position d'un des profils sismiques Air-gun. KAMFS : Kallidromon Atalanti Martino Fault System ; KVAFS : Kamena Vourla Arkitsa Fault System ; LiF : Lichades Fault ; O : Ophiolites ; OrF : Oreoi Fault ; Pe : séries pélagoniennes. 121
- Figure 4.21** : Coupe schématique n°3 orientée SSW-NNE à travers le Bassin Central du Golfe Nord Eubée, localisée sur la Figure 4.1. Le rectangle en tirets matérialise la position d'un des profils sismiques Air-gun. APFS : Aedipos Politika Fault System ; O : Ophiolites ; Pe : séries pélagoniennes. 122
- Figure 4.22** : Coupe schématique n°4 orientée SSW-NNE à travers le Bassin Oriental du Golfe Nord Eubée, localisée sur la Figure 4.1. Le rectangle en tirets matérialise la position d'un des profils sismiques Air-gun. APFS : Aedipos Politika Fault System ; MFZ : Melouna Fault Zone ; O : Ophiolites ; Pe : séries pélagoniennes. 123



LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

- Figure 4.23** : Schéma structural sur lequel ont été reportées en orange les zones immergées caractérisées par une forte subsidence au Quaternaire d'après l'interprétation des profils sismiques. CB : Central Basin ; EB : Eastern Basin ; Ka : Kandili ; Kn : Knimis ; Li : péninsule de Lichades ; M : péninsule de Malesina ; R : bassin de Réginio ; WB : Western Basin. 124
- Figure 4.24** : Cartes de localisation des coupes à l'échelle crustale (tirets rouges, coupe **1** : Figure 4.23, et coupe **2** : Figure 4.24) avec les grands ensembles géologiques et les principales structures tectoniques (**A**), et les profondeurs du Moho déduites de l'inversion des anomalies gravimétriques résiduelles (**B**, d'après Tiberi *et al.*, 2001). Les triangles noirs représentent les stations fonctions-récepteurs utilisées par Tiberi *et al.* (2000). Les failles du rift de Corinthe sont issues de la compilation des structures réalisée par Taylor *et al.* (2011), les autres proviennent de la compilation effectuée dans le cadre de cette thèse. **A**) Bleu : Zone Pélagonienne ; Jaune : Sédiments néogènes et quaternaires ; Rose : Zone du Parnasse. **B**) Les couleurs froides correspondent aux faibles profondeurs du Moho, tandis que les couleurs chaudes correspondent à zones d'approfondissement du Moho. DeF : Faille de Deverni ; HeF : Faille d'Heliki ; PeTF : Pelagonien Thrust Front ; XyF : Faille de Xylokaastro. 126
- Figure 4.25** : Coupe schématique n° 1 selon la transversale Golfe de Corinthe – Bassin du Sperchios (localisée sur la Figure 4.24). **A**) Coupe regroupant les structures majeures décrites dans la littérature et issues des interprétations des profils sismiques. **B**) Coupe interprétative proposant de prolonger les structures majeures en profondeur. EZ : External Zones ; IZ : Internal Zones ; KaF : Faille du Kallidromon ; M : unités Maliaque ; MoF : Faille de Molos ; PeTF : Pelagonian Thrust Front. La limite entre la croûte cassante (brittle) et la croûte ductile a été positionnée dans la partie sud de la coupe à partir des travaux de Hatzfeld *et al.* (2000). Les étoiles indiquent les foyers des séismes proches du tracé de la coupe (projection d'environ 5 km de chaque côté du tracé), les valeurs correspondent aux magnitudes Mw. Les numéros 1 et 2 positionnés le long du PeTF correspondent aux deux mouvements cinématiques enregistrés, respectivement, le chevauchement des Zones Internes sur les Zones Externes et l'inversion tectonique lors de l'extension (Chanier *et al.*, 2017). 127
- Figure 4.26** : Coupe schématique n°2 de la transversale « Golfe d'Alkyonides – Golfe Nord Eubée » localisée sur la Figure 4.24. **A**) Coupe regroupant les structures majeures décrites dans la littérature et issues des interprétations des profils sismiques. **B**) Coupe interprétative proposant la prolongation en profondeur des structures principales qui, selon nous, contrôlent la déformation. AMFS : Atalanti Martino Fault Segments ; APFS : Aedipsos Politika Fault System ; EZ : External Zones ; IZ : Internal Zones ; NEG : North Evia Gulf ; PeTF : Pelagonian Thrust Front. La limite entre la croûte cassante (brittle) et la croûte ductile est indiquée uniquement dans la partie sud, à partir des travaux de Hatzfeld *et al.* (2000). Les étoiles indiquent les séismes dont les épicentres sont proches du tracé de la coupe (projection de 5 km de chaque côté du tracé), les valeurs correspondent aux magnitudes Mw. Les numéros 1 et 2 positionnés le long du PeTF correspondent aux deux mouvements cinématiques enregistrés, respectivement, le chevauchement des Zones Internes sur les Zones Externes et l'inversion tectonique lors de l'extension. 129
- Figure 5.1** : Carte tectonique du domaine Nord Eubée établie à partir de la compilation des failles à terre issue de la bibliographie (Palyvos *et al.*, 2006 ; Kranis, 2007 ; Kiliyas *et al.*, 2008 ; Savvaïdis *et al.*, 2012 ; Sakellariou *et al.*, 2017) et de l'interprétation des données de sismique réflexion marines de type « air-gun » (campagne 2004 : cf Sakellariou *et al.*, 2007) et de la campagne WATER 1 (2017). La topographie est issue du réseau de données SRTM30 (Farr *et al.*, 2007), les isobathes ont été extraites des données bathymétriques EMODNET et les formations géologiques représentées à terre ont été compilées et simplifiées à partir des cartes géologiques de l'IGME à l'échelle 1:50 000. Se référer au Glossaire pour les abréviations. 132
- **Failles** : AMFS : Atalanti Martino Fault Segments ; APFS : Aedipsos Politika Fault System ; Ar : faille d'Arkitsa ; At : faille d'Atalanti ; CBFS : Central Basin Fault System ; HFZ : Hyampolis Fault Zone ; KEFZ : KEchriae Fault Zone ; KFS : Kallidromon Fault Segments ; KVAFS : Kamena Vourla Arkitsa Fault System ; MFZ : Melouna Fault Zone ; NAF : North Anatolian Fault ; PFS : Parnassos Fault System ; PoF : Politika Fault ; PPFZ : Prokopi Pilion Fault Zone ; SIFZ : Sperchios Ipati Fault Zone ; SSF : South Skopelos Fault ; TEFZ : Telethron Fault Zone ; WFZ : Western Fault Zone. 132
- **Indications géographiques** : CB : Central Basin ; EB : Eastern Basin ; Kn : Knimis ; Li : péninsule de Lichades ; M : péninsule de Malesina ; NAT : North Aegean Trough ; R : bassin de Réginio ; T : Telethron ; WB : Western Basin. 132
- Figure 5.2** : Localisation des profils utilisés (en rouge) par la suite pour illustrer les séquences sédimentaires. Les autres profils de la campagne WATER sont représentés en pointillés gris. 133
- Tableau 5.1** : Tableau de faciès des réflecteurs constituant les unités séquences du système progradant dans le Chenal d'Oreoi et le Bassin de Skiathos. SFC : Seismic Facies Chaotic ; SFP : Seismic Facies Progradation. 133



LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

Figure 5.3 : Profil sismique WAT17_099 localisé sur la Figure 5.2. Les 6 unités colorées correspondent aux 6 séquences sédimentaires décrites dans le Tableau 5.1.	135
Figure 5.4 : Zooms du profil WAT17_099 sur les six séquences sédimentaires du système progradant du Chenal d'Oreoi.	139
Figure 5.5 : Profil sismique WAT17_078 localisé sur la Figure 5.2, illustrant principalement la géométrie des réflecteurs de la séquence n°1 (S1).....	140
Figure 5.6 : Profil sismique WAT17_095, localisé sur la Figure 5.2, et un zoom entre les 5 ^{ème} et 9 ^{ème} kilomètres montrant les séquences du système progradant selon la direction Ouest-Est proche de la côte de l'Eubée, et les directions de pendage opposées des cliniformes au sein de la séquence n°3.	141
Figure 5.7 : Profil sismique WAT17_071, localisé sur la Figure 5.2, et un zoom entre le 6 ^{ème} kilomètre et la fin du profil illustrant la géométrie des réflecteurs dans la S5.	142
Figure 5.8 : Montage des profils WAT17_100, WAT17_099 et WAT17_098, localisés sur la Figure 5.2, et un zoom sur le profil WAT17_100, renseignant sur la géométrie des séquences du système progradant de l'entrée du Golfe Pagasitique (à l'Ouest) jusqu'aux abords du Bassin de Skiathos (à l'Est).	143
Figure 5.9 : Profil sismique WAT17_103, localisé sur la Figure 5.2, et un zoom au milieu du profil montrant les deux directions de pendage des cliniformes vers le Golfe Pagasitique et vers le Chenal d'Oreoi.	144
Figure 5.10 : Carte des directions des pendages réels des cliniformes déterminés grâce aux croisements de profils. Les derniers <i>offlap breaks</i> sont également localisés et reliés entre eux par des lignes de couleurs correspondantes aux séquences sédimentaires (S1 : vert clair ; S2 : vert foncé ; S3 : violet ; S4 : bleu ; S5 : jaune et S6 : orange).	145
Figure 5.11 : Cartes de répartition des séquences du système progradant et leurs lignes de derniers <i>offlap breaks</i>	146
Figure 5.12 : Comparaisons des reconstructions des variations du niveau marin de la Mer Rouge avec d'autres estimations du niveau marin entre 0 et 130 ka BP à partir des enregistrements de haute et basse résolutions de la carotte KL11 (en noir, Siddall <i>et al.</i> , 2003) et de l'enregistrement du $\delta^{18}O$ benthique de la carotte MD952042 (en rouge, Shackleton <i>et al.</i> , 2000). L'axe des ordonnées de droite correspond aux valeurs du $\delta^{18}O$. Les rectangles de couleurs orange, jaune, bleue, violette, verte foncée et verte claire correspondent aux périodes de baisses du niveau marin que nous proposons de corrélérer aux six unités de progradation. Le rectangle rouge, le plus à gauche, représente la période post-glaciaire (<i>l'Upper Sequence</i>).	147
Figure 5.13 : Évolution du $\delta^{18}O$ au cours des 700 000 dernières années selon trois différents modèles d'âges (d'après Lisiecki and Raymo, 2005). Les rectangles de couleur correspondent aux séquences sédimentaires selon l'hypothèse d'une séquence par cycle glaciaire-interglaciaire. Les parties hachurées représentent les périodes interglaciaires d'après la courbe « LR04 stack ». Les lignes rouges marquent les limites entre les séquences correspondant à des <i>Maximum Flooding Surface</i> . G : Glaciaire ; IG : Interglaciaire.	148
Figure 5.14 : Schéma structural du Chenal d'Oreoi. Le profil WAT17_085 de la Figure 5.15 est localisé en rouge. Vert : Partie Occidentale ; Bleu : Partie Centrale ; Violet : Partie Orientale.	149
Figure 5.15 : Profil sismique Sparker WAT17_085 localisé sur la Figure 5.14. Ce profil perpendiculaire à l'axe du Chenal d'Oreoi met en évidence les différences de faciès sismique entre les deux unités sous-jacentes de l' <i>Upper Sequence</i> qui peuvent être corrélées aux unités A et B identifiées dans le Golfe Nord Eubée.	150
Figure 5.16 : Carte tectonique de la Figure 5.1 centré sur le Chenal d'Oreoi. Les profils sismiques de la Planche 5.1 et de la Figure 5.17 sont représentés en gris et rouge et les épanchements volcaniques sont cartographiés en marron. Vert : partie occidentale ; Bleu : partie centrale ; Violet : partie orientale.	151
Figure 5.17 : Profil sismique Sparker WAT17_124 localisé sur la Figure 5.16 montrant le faciès sismique des épanchements volcaniques proche du volcan de Lichades.	152
Planche 5.1 : Profils sismiques Sparker WAT17_091 (A-B), WAT17_237 (C-D) et WAT17_105 (E-F) localisés sur la Figure 5.16. Ces profils mettent en évidence les épanchements volcaniques (en marron) et les différences de faciès sismiques entre les ceux-ci et le socle du Chenal d'Oreoi (en bleu).	153
Figure 5.18 : Schéma structural centré sur le Chenal d'Oreoi (OC). Les profils sismiques des Figures 5.19, 5.20, 5.21 et 5.22 sont localisés par des traits rouges. Vert : partie occidentale ; Bleu : partie centrale ; Violet : partie orientale. Li : péninsule de Lichades ; OC : Oreoi Channel.	154



LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

- Figure 5.19** : Profil sismique Sparker WAT17_114 localisé sur la Figure 5.18 montrant la fracturation dans la partie occidentale du Chenal d’Oreoi. B : *Basement* (socle) ; UA : Unité A ; UB : Unité B ; US : *Upper Sequence* ; V : Volcanisme. 155
- Figure 5.20** : Profil sismique Sparker WAT17_108 localisé sur la Figure 5.18 illustrant des structures interprétées comme des blocs basculés le long de failles normales à la transition entre les zones occidentale et centrale du Chenal d’Oreoi. UA : Unité A ; UB : Unité B ; US : *Upper Sequence*. 156
- Figure 5.21** : Profil sismique Sparker WAT17_085 localisé sur la Figure 5.18. UA : Unité A ; UB : Unité B ; US : *Upper Sequence*. 156
- Figure 5.22** : Profil sismique Sparker WAT17_005 localisé sur la Figure 5.18 montrant des failles normales identifiées dans la partie orientale du Chenal d’Oreoi. Ces failles affectent les séquences du système progradant et la base de l’*Upper Sequence* (US). 157
- Figure 5.23** : Schéma structural de la Figure 5.1 centré sur le Chenal d’Oreoi (OC) et le Bassin de Skopelos. Les profils sismiques des Figures 5.24, 5.25 et 5.27 sont représentés en rouge. ESR : Evia-Skiathos Ridge ; NAF : North Anatolian Fault ; NAT : North Aegean Trough ; OC : Oreoi Channel ; SSF : South Skopelos Fault. 159
- Figure 5.24** : Profil sismique Sparker WAT17_019 localisé sur la Figure 5.23. 160
- Figure 5.25** : Profils sismiques Sparker WAT17_053, WAT17_054 et WAT17_059, localisés sur la Figure 5.23. 161
- Figure 5.26** : Carte structurale et localisation des séismes de magnitude supérieure à 3 depuis 550 avant J.C. à 2011 (en noir), et depuis 1970 à 2020 (en couleurs). Les années des séismes historiques ont été reportés à côté. Les données proviennent d’une compilation effectuée à partir des catalogues de l’United States Geological Survey (USGS), de l’Aristotle University of Thessaloniki (AUTH), de l’International Seismological Centre (ISC, Storchak *et al.*, 2013 ; 2015 ; Di Giacomo *et al.*, 2018) et du Global Project Centroid Moment Tensor (Ekström *et al.*, 2012). 161
- Figure 5.27** : Extraits des profils sismiques Sparker WAT17_024 (haut), WAT17_016 (milieu), et WAT17_011 et WAT17_013 réunis (bas), localisés sur la Figure 5.23. Les profils sont disposés de la manière suivante : le profil le plus au Nord est en haut, et le profil le plus au Sud est en bas. SSF : South Skopelos Fault. 164
- Figure 6.1** : Carte tectonique et localisation des séismes de magnitude supérieure à 3 depuis 550 avant J.C. (en noir) et de 1970 à 2020 (en couleurs). Les années des séismes historiques majeurs ont été reportés. Les données proviennent d’une compilation effectuée à partir des catalogues de l’United States Geological Survey (USGS), de l’Aristotle University of Thessaloniki (AUTH), de l’International Seismological Centre (ISC, Storchak *et al.*, 2013 ; 2015 ; Di Giacomo *et al.*, 2018) et du Global Project Centroid Moment Tensor (Ekström *et al.*, 2012). 167
- Figure 6.2** : Carte tectonique du domaine Nord Eubée établie à partir de la compilation des failles à terre issue de la bibliographie (Palyvos *et al.*, 2006 ; Kranis, 2007 ; Kiliyas *et al.*, 2008 ; Savvaidis *et al.*, 2012 ; Sakellariou *et al.*, 2016) et de l’interprétation des données de sismique réflexion marines. La topographie est issue du réseau de données SRTM30 (Farr *et al.*, 2007), les isobathes ont été extraites des données bathymétriques EMODNET et la géologie provient des cartes géologiques de l’IGME à l’échelle 1:50 000. 168
- Figure 6.3** : Carte de localisation des affleurements étudiés et représentation stéréographique des failles mesurées (selon une projection de l’hémisphère inférieur conservant les aires). Les petits ronds blancs entourés de noirs représentent les stries, les plans en tirets correspondent aux plans de stratification. Les failles normales majeures sont mises en évidence par des traits pleins noirs plus épais. Les failles déterminées comme certainement sénestres ou dextres ont leur plan respectivement colorisé en rouge et en bleu. Les régimes de contraintes (flèches blanches et noires) ont pu être identifiés à partir des stries sur les failles normales et des couples de décrochements sénestres et dextres lorsque ceux-ci ont pu être observés sur le même site. 169
- Figure 6.4** : Carte structurale du domaine Nord Eubée avec la compilation des principaux mécanismes aux foyers représentés par les axes P (pression, en rouge) et T (tension, en vert), à partir des catalogues de l’International Seismological Centre (ISC, Storchak *et al.*, 2013 ; 2015 ; Di Giacomo *et al.*, 2018) et du projet Global Centroid Moment Tensor (CMT, Dziewonski *et al.*, 1981 ; Ekström *et al.*, 2012), et de l’étude de Kiratzi (2002). Les mécanismes aux foyers colorisés en noir indiquent des séismes qui ont eu lieu entre 0 et 15 km de profondeur, et ceux colorisés en gris correspondent aux séismes entre 15 et 30 km de profondeur. La localisation des couloirs de décrochements est déduite de l’interprétation des mécanismes aux foyers et de l’analyse des failles. 171
- Figure 6.5** : Reconstructions chronologiques depuis l’initiation du rifting (T1) à aujourd’hui (T3). 174
- Figure 6.6** : Carte topographique de la Grèce Centrale et du sud de la Thessalie (réseau SRTM30) sur laquelle ont été reportés les secteurs où des structures dites « transverses » (orientées ENE-WSW) ont été observées (cercles rouges). Le



LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

Sarakino est un chaînon culminant à environ 600 m d'altitude constitué de roches pélagoniennes triasico-jurassiques. Ch. O : Chenal d'Oreoi ; GNE : Golfe Nord Eubée.	177
Annexe 1 : Log synthétique du Nord de l'Eubée réalisé à partir des observations de terrain suite aux missions effectuées en 2019.	208
Annexe 2 : Carte de localisation des failles identifiées sur l'ensemble des profils sismiques disponibles. Les couleurs représentent la direction du pendage de la faille par rapport à l'orientation du profil sismique sur lequel elle a été identifiée. Les failles corrélées ont également été reportées.	209

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- A**lexandri, M., Nomikou, P., Ballas, D., and Papoulia, I., 2005. Submarine topography and morphological regime of Northern Evoikos basin, *Int. Earth. Sci. Coif. Aegean Regions*.
- Altınok, Y., Alpar, B., 2006. Marmara Island earthquakes, of 1265 and 1935; Turkey. *Natural Hazards and Earth System Science*, 6, 999–1006. doi:10.5194/nhess-6-999-2006.
- Ambraseys, N.N., Jackson, J.A., 1990. Seismicity and associated strain of Central Greece between 1890 and 1988. *Geophysical Journal International* 101, 663–708.
- Angelier, J., 1979. Néotectonique de l'arc égéen. *Soc. Geol. Nord Publ.* 3, 418p.
- Angelier, J., Lyberis, N., Le Pichon, X., Barrier, E., Huchon, P., 1982. The tectonic development of the Hellenic arc and the Sea of Crete: a synthesis. *Tectonophysics*. 86, 159- 196.
- Angiolini, L., Dragonetti, L., Muttoni, G., Nicora, A., 1992. Trias stratigraphy in the island of Hydra (Greece).
- Apostolopoulos, G., 2005. Geophysical studies relating to the tectonic structure, geothermal fields and geomorphological evolution of the Sperchios River Valley, Central Greece 14.
- Armijo, R., Meyer, B., King, G.C.P., Rigo, A., and Papanastassiou, D.; 1996. Quarternary evolution of the Corinth rift and its implications for the late cenozoic evolution of the Aegean. *Geoph. J.Int.*, 126, 2-53.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., Barka, A., 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. *Geology*, 27, 267-270.
- B**arbier, F., Duverge, J., Le Pichon, X., 1986. Structure profonde de la marge Nord-Gascogne : Implications sur le mécanisme de rifting et de la formation de la marge continentale. *Bull. Cent. Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine*, 10, 105-121.
- Barth, M.G., Gluhak, M.T., 2009. Geochemistry and tectonic setting of mafic rocks from the Othrys Ophiolite, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 157, 23-40.
- Bartole, R., 1995. The North Tyrrhenian-Northern Apennines post-collisional system: constrain for a geodynamic model. *Terra Nova*, 7, 7-30.
- Baud, A., Jenny, C., Papanikolaou, D., Sideris, Ch., Stampfli, G., 1991. New observations on permian stratigraphy in Greece and geodynamic interpretation.
- Baumgartner, P.O., 1985. Jurassic sedimentary evolution and nappe emplacement in the Argolis Peninsula (Peloponnesus, Greece). *Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft*, 99:111.
- Beccaletto, L., Bonev, N., Bosch, D., O. Bruguier, O., 2007. Record of a Palaeogene syn-collisional extension in the North Aegean region: Evidence from the Kemer micaschists (NW Turkey), *Geol. Mag.*, 144, 393–400, doi:10.1017/S001675680700310X.
- Beccaluva, L., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M., Paupy, A., 1984. Two magmatic series with island arc affinities within the Vourinos ophiolite. *Contrib Mineral Petrol*, 85, 253–271.
- Beniest, A., Brun, J.-P., Jeroen Smit, J., Deschamps, R., Hamon, Y., Crombez, V., and Gorini, C. 2015. Structure and seismic stratigraphy of deep Tertiary basins in the northern Aegean Sea. *Geophysical Research Abstract*, 17: EGU2015-746.
- Beniest, A., Brun, J.P., Gorini, C., Crombez, V., Deschamps, R., Hamon, Y., Smit, J., 2016. Interaction between trench retreat and Anatolian escape as recorded by neogene basins in the northern Aegean Sea. *Marine and Petroleum Geology* 77, 30–42. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.05.011>.
- Bernoulli, D., Laubscher, H., 1972. The palinspastic problem of the hellenides. *Eclogae. Geol. Helv.*, 65, 107–118.
- Bertrand, J., Ferriere, J., Stais, A., 1994. Données pétrographiques et géochronologiques sur des laves des domaines vardariens de Peonias et d'Almopias (Hellenides orientales). *Bull. Geol. Soc. Greece*, 30, 213–222.
- Berza, T., Constantinescu, E., Vlad, S.I.-N., 1998. Upper Cretaceous Magmatic Series and Associated Mineralisation in the Carpathian—Balkan Orogen. *Resour. Geol.* 48, 291–306. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1751-3928.1998.tb00026.x>.
- Biryol, C. B., Beck, S.L., Zandt, G., Ozacar, A.A., 2011. Segmented African lithosphere beneath the Anatolian region inferred from teleseismic P wave tomography, *Geophys. J. Int.*, 184, 1037–1057, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04910.x.
- Bortolotti, V., Chiari, M., Marcucci, M., Photiades, A., Principi, G., Saccani, E., 2008. New geochemical and age data on the ophiolites from the Othrys area (Greece): implication for the Triassic evolution of the Vardar Ocean. *Ophioliti*, 33, 135–151.
- Bortolotti, V., Chiari, M., Marroni, M., Pandolfi, L., Principi, G., Saccani, E., 2013. Geodynamic evolution of the ophiolites from Albania and Greece, Dinaric-Hellenic belt: one, two or more Oceanic basins? *Int. J. Earth Sci.*, 102, 738–811.



RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Bonev, N., Marchev, P., Moritz, R., Filipov, P., 2015. Timing of igneous accretion, composition, and temporal relation of the Kassandra–Sithonia rift-spreading center within the eastern Vardar suture zone, Northern Greece: insights into Jurassic arc/back-arc systems evolution at the Eurasian plate margin. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 104, 1837-1864. doi:10.1007/s00531-015-1172-4.
- Bornovas, J., and Rondogianni-Tsiambaou, T., 1983. Geological map of Greece, 500 000.
- Bradley, K.E., Vassilakis, E., Hosa, A., Weiss, B.P., 2013. Segmentation of the Hellenides recorded by Pliocene initiation of clockwise block rotation in Central Greece. *Earth and Planetary Science Letters* 362, 6–19. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.11.043>.
- Brun, J.P., 1999. Narrow rifts versus wide rifts: inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.*, 357, 695-712.
- Brun, J.-P., Sokoutis, D., 2007. Kinematics of the southern Rhodope Core Complex (northern Greece), *Int. J. Earth Sci.*, 96, 1079–1099, doi:10.1007/s00531-007-0174-2.
- Brun, J.-P., Faccenna, C., Gueydan, F., Sokoutis, D., Philippon, M., Kydonakis, K., Gorini, C., 2016. The two-stage Aegean extension, from localized to distributed, a result of slab rollback acceleration. *Can. J. Earth Sci.*, 53, 1142-1157.
- Buck, W., R., 1988. Flexural rotations of normal faults. *Tectonics*, 7, 959-973.
- Burke, K., Dewey, J. F., 1973. Plume-generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks. *The Journal of Geology*, 81(4).
- C**atuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.St.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., Tucker, M.E., 2011. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy*, 44, 3, 173–245. doi:10.1127/0078-0421/2011/0011.
- Chanier, F., Ferrière, J., Averbuch, O., Gaullier, V., Graveleau, F., 2017. Role of the Tectonic inheritance on multi-phased rifting of the Sperchios Basin (Greece), north-western boundary of the Aegean Plate. *EGU General Assembly 2017, Vienna. Geophysical Research Abstracts*, vol. 19, EGU2017-13734.
- Chorowicz, J., 2005. The East African rift system. *Journal of African Earth Sciences*, 43, 379-410.
- Clarke, P.J., Davies, R.R., England, P.C., Parsons, B., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Cross, P.A., Denys, P.H., Ashkenazi, V., Bingley, R., Kahle, H.-G., Muller, M.-V., Briole, P., 1998. Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989-1997. *Geophys. J. Int.* 135, 195–214. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00633.x>.
- Clément, B., 1983. Evolution géodynamique d'un secteur des Hellénides internes : l'Attique-Béotie (Grèce continentale). Thèse de l'Université de Lille, 521p., Lille.
- Corti, G., Molin, P., Sembroni, A., Bastow, I. D., Keir, D., 2018. Control of pre-rift lithospheric structure on the architecture and evolution of continental rifts: Insights from the Main Ethiopian Rift, East Africa. *Tectonics*, 37, 477–496. <https://doi.org/10.1002/2017TC004799>.
- Cowie, P. A., Whittaker, A.C., Attal, M., Roberts, G., Tucker, G.E., Ganas, A., 2008. New constraints on sediment-flux dependent river incision: Implications for extracting tectonic signals from river profiles, *Geology*, 36, 535–538, doi:10.1130/G24681A.1.
- D**avey, F. J., 1982. The structure of the South Fiji Basin. *Tectonophysics*, 87, 185-241.
- Dercourt J., 1970. L'expansion océanique actuelle et fossile : ses implications géotectoniques. *Bull. Soc. Geol. France*, 12, 261–317.
- Dewey, J. F., Sengör, A. M. C., 1979. Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *GSA Bulletin*, 90, 84-92.
- Di Giacomo, D., Engdahl, E.R., Storchak, D.A., 2018. The ISC-GEM Earthquake Catalogue (1904–2014): status after the Extension Project, *Earth Syst. Sci. Data*, 10, 1877-1899, doi: 10.5194/essd-10-1877-2018.
- Dickinson, W. R., 2002. The Basin and Range Province as a Composite Extensional Domain. *International Geology Review*, 44, 1-38.
- Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B., Grundvig, S., 1999. Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dike intrusions (Turkey): implications for the Neotethyan ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 111, 1192–1216. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111b1192:SAPOTON2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111b1192:SAPOTON2.3.CO;2).
- Dimo-Lahitte, A., Monie, P., Vergely, P., 2001. Metamorphic soles from the Albanian ophiolites. *Petrology*, 40Ar/39Ar geochronology and geodynamic evolution. *Tectonics*, 20, 78–96.
- Doehl, F., 1967. The Tertiary and Pleistocene sediments of the northern and central part of the upper Rhinegraben. *Abh GLA Baden-Württ* 6:48–54.
- Döll, P., Kaspar, F., Lehner, B., 2003. A global hydrological model for deriving water availability indicators: model tuning and validation. *Journal of Hydrology*, 270, 105-134.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Doutsos, T., Poulimenos, G., 1992. Geometry and kinematics of active faults and their seismotectonic significance in the western Corinth-Patras rift (Greece). *Journal of Structural Geology*, 14, 689-699.
- Doutsos, T., Piper, G., Boronkay, K., Koukouvelas, I., 1993. Kinematics of the Central Hellenides. *Tectonics*, 12, 936-953.
- Doutsos, T., Kokkalas, S., 2001. Stress and deformation patterns in the Aegean region. *Journal of Structural Geology*, 23, 455-472.
- Dziewonski, A.M., Chou, T.-A., Woodhouse, J.H., 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, 86, 2825-2852, doi:10.1029/JB086iB04p02825.
- E**binger, C.J., Yemane, T., Harding, D.J., Tesfaye, S., Kelley, S., Rex, D.C., 2000. Rift deflection, migration, and propagation: Linkage of the Ethiopian and Eastern rifts, Africa. *Geological Society of America Bulletin*, 112(2), 163–176. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112%3C163:RDMAPL%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112%3C163:RDMAPL%3E2.0.CO;2).
- Edel, J.-B., Schulmann, K., Rotstein, Y., 2007. The Variscan tectonic inheritance of the Upper Rhine Graben: evidence of reactivations in the Lias, Late Eocene-Oligocene up to the recent. *Int. J. Earth Sci.*, 96, 305–326. doi:10.1007/s00531-006-0092-8.
- Ekström, G., Nettles, M., Dziewonski, A.M., 2012. The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 200-201, 1-9. doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002.
- EMODnet Bathymetry Consortium (2020): EMODnet Digital Bathymetry (DTM).
- F**accenna, C., Mattei, M., Funicello, R., Jolivet, L., 1997. Styles of back-arc extension in the central Mediterranean. *Terra Nova*, 9, 126-130.
- Faccenna, C., Funicello, D., Giardini, D., Lucente, P., 2001. Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 187, 105-116.
- Farr, T.G., Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., Alsdorf, D., 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics*, 45, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.
- Ferrière, J., 1982. Paléogéographies et tectoniques superposées dans les Hellénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pelion (Grèce continentale). *Soc. Geol. Nord*, 8.
- Ferrière J., Stais A., 1995. Nouvelle interprétation de la suture téthysienne vardarienne d'après l'analyse des séries de Péonias (Vardar oriental, Hellenides internes). *Bull. Soc. Geol. France*, 166, 327–339.
- Ferrière, J., Chanier, F., Ditbanjong, P., 2012. The Hellenic ophiolites: eastward or westward obduction of the Maliaic Ocean, a discussion. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 101, 1559–1580. <https://doi.org/10.1007/s00531-012-0797-9>.
- Ferrière, J., Chanier, F., Baumgartner, P.O., Caridroit, M., Bout-Roumazelles, V., Graveleau, F., Danelian, T., Ventalon, S., 2015. The evolution of the Triassic–Jurassic oceanic lithosphere: insights from the supra-ophiolitic series of othris (continental Greece). *Bull. Soc. geol. France*, 186, 71–84.
- Ferrière, J., Baumgartner, P.O., Chanier, F., 2016. The Maliaic Ocean: the origin of the Tethyan Hellenic ophiolites. *Int. J., Earth Sci.*, 10.1007/s00531-016-1303-6.
- Ferrière, J., Chanier, F., 2020. Analyse d'un processus d'obduction : l'exemple de l'Océan Téthysien Maliaque (Hellénides). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 27, 1-18.
- Floyd, M.A., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Avallone, A., Briole, P., McClusky, S., Nocquet, J.-M., Palamartchouk, K., Parsons, B., England, P.C., 2010. A new velocity field for Greece: Implications for the kinematics and dynamics of the Aegean. *J. Geophys. Res.* 115, B10403. <https://doi.org/10.1029/2009JB007040>.
- Frizon de Lamotte, D., Fourdan, B., Leleu, S., Leparmentier, F., de Clarens, P., 2015. Style of rifting and the stages of Pangea breakup. *Tectonics*, 34, 1009-1029.
- Fytrolakis N., Alexouli-Livaditi A., Livaditis G., Kyroussis J., 1988. Geomorphological study of the Kireas and Nileas basins (N. Evia). *Bulletin of the Geological Society of Greece* 20, 115–132 (in Greek).
- G**anas, A., White, K., 1996. Neotectonic fault segments and footwall geomorphology in Eastern Central Greece from Landsat TM data. *Geol. Sot. Greece Sp. Pub.* 6, 169-175.
- Ganas, A., Roberts, G.P., Memou, T., 1998. Segment boundaries, the 1894 ruptures and strain patterns along the Atalanti Fault, Central Greece. *Journal of Geodynamics* 26, 461–486. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(97\)00066-5](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(97)00066-5).
- Ganas, A., Sokos, E., Agalos, A., Leontakianakos, G., Pavlides, S., 2006. Coulomb stress triggering of earthquakes along the Atalanti Fault, central Greece: Two April 1894 M6+ events and stress change patterns. *Tectonophysics* 420, 357–369.
- Ganas, A., Marinou, A., Anastasiou, D., Paradissis, D., Papazissi, K., Tzavaras, P., Drakatos, G., 2013. GPS-derived estimates of crustal deformation in the central and north Ionian Sea, Greece: 3-yr results from NOANET continuous network data. *Journal of Geodynamics* 67, 62–71. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2012.05.010>.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ganas, A., Mouzakiotis, E., Moshou, A., Karastathis, V., 2016. Left-lateral shear inside the North Gulf of Evia Rift, Central Greece, evidenced by relocated earthquake sequences and moment tensor inversion. *Tectonophysics*, 682, 237-248.
- Gautier, P., Brun, J. -P., Moriceau, R., Sokoutis, D., Martinod, J., Jolivet, L., 1999. Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophysics*, 315, 31-72.
- Gilbert, G. K., 1928. Studies of Basin and Range structure. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 153, 1-92.
- Godfriaux, I., 1968. Etude géologique de la région de l'Olympe (Grèce). *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 19, 282 p.
- Goldsworthy, M., Jackson, J., 2001. Migration of activity within normal fault systems: examples from the Quaternary of mainland Greece. *Journal of Structural Geology*, 23, 489-506.
- Goldsworthy, M., Jackson, J., Haines, J., 2002. The continuity of active fault systems in Greece, *Geophys. J. Int.*, 148, 596-618.
- Görgün, E., Görgün, B., 2015. Seismicity of the 24 May 2014 *Mw* 7.0 Aegean Sea earthquake sequence along the North Aegean Trough. *Journal of Asian Earth Sciences*, 111, 459-469. doi:10.1016/j.jseaes.2015.06.018.
- Grimmer, J.C., Ritter, J.R.R., Eisbacher, G.H., Fielitz, W., 2017. The Late Variscan control on the location and asymmetry of the Upper Rhine Graben. *Int. J. Earth Sci.*, 106, 827-853.
- Guernet, C., 1971. Contribution à l'étude géologique de l'Eubée et des régions voisines.
- H**amilton, W. B., 1987. Crustal extension in the Basin and Range Province, Southwestern United States. In: Coward, M. P., Dewey, J. F., Hancock, P. L. (Editors), *Continental extensional tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 28, 155-176.
- Hatzfeld, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Kassaras, I., Papadimitriou, E., Makropoulos, K., Voulgaris, N., Papaioannou, C., 2000. Microseismicity and faulting geometry in the Gulf of Corinth (Greece). *Geophys. J. Int.*, 141, 438-456.
- Hejl, E., Bernroider, M., Parlak, O., Weingartner, H., 2010. Fissiontrack thermochronology, vertical kinematics, and tectonic development along the western extension of the North Anatolian Fault zone, *J. Geophys. Res.*, 115, B10407, doi:10.1029/2010JB007402.
- Henry, C. D., Aranda-Gomez, J. J., 1992. The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology*, 20, 701-704.
- Hollenstein, C., Müller, M., Geiger, A., Kahle, H., 2008. Crustal motion and deformation in Greece from a decade of GPS measurements, 1993-2003, *Tectonophysics*, 449, 17-40, doi:10.1016/j.tecto.2007.12.006.
- Howard, K. A., John, B. E., 1987. Crustal extension along a routed system of imbricate low-angle faults: Colorado River extensional corridor, California and Arizona. In: Coward, M. P., Dewey, J. F., Hancock, P. L. (Editors), *Continental Extensional Tectonics*, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 28, 299-311.
- Hubert-Ferrari, A., Armijo, R., King, G., Meyer, B., Barka, A., 2002. Morphology, displacement, and slip rates along the North Anatolian Fault, Turkey. *J. Geophys. Res.* 107, ETG 9-1-ETG 9-33. <https://doi.org/10.1029/2001JB000393>.
- Hynes, A., 1974. Igneous activity at the birth of an ocean basin in eastern Greece. *Can. J. Earth Sci.* 11, 842-853.
- I**nternational Seismological Centre (2021), On-line Bulletin, <https://doi.org/10.31905/D808B830>.
- Ioakim Ch., 1986. Palynological. – Stratigraphical study of the L3 borehole in Agnandi, Lokris. IGME Unpubl Report, Athens, 4p (in Greek).
- J**ackson, J., McKenzie, D., 1983. The geometrical evolution of normal fault systems. *J. Struct. Geol.*, 5, 471-482.
- Jackson, J., 1999. Fault death: a perspective from actively deforming regions. *Journal of Structural Geology* 21, 1003-1010. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00013-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00013-9).
- Jackson, J., McKenzie, D., 1999. A hectare of fresh striations on the Arkitsa Fault, central Greece. *Journal of Structural Geology*, 21, 1-6.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Mattei, M., Rossetti, F., Brunet, C., Storti, F., Funicello, R., Cadet, J. -P., d'Agostino, N., Parra, T., 1998. Midcrustal shear zones in postorogenic extension: Example from the northern Tyrrhenian Sea. *Journal of Geophysical Research*, 103, 123, 160.
- Jolivet, L., Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19, 1095-1106.
- Jolivet, L., Brun, J.-P., 2010. Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. *Int. J. Earth Sci.*, 99, 109-138.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., Lecomte, E., Burov, E., Denèle, Y., Brun, J.-P., Philippon, M., Paul, A., Salain, G., Karabulut, H., Piromallo, C., Monié, P., Gueydan, F., Okay, A.I., Oberhänsli, R., Pourteau, A., Augier, R., Gadenne, L., Driussi, O., 2013. Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics* 597-598, 1-33. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.011>.
- Jolivet, L., Menant, A., Roche, V., Le Pourhiet, L., Maillard, A., Augier, R., Do Couto, D., Gorini, C., Thion, I., Canva, A., 2021. Transfer zones in Mediterranean back-arc regions and tear faults. *BSGF, Earth Sciences Bulletin*, 192, 1-31. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2021>.
- Jollivet-Castelot, M., 2018. Bassin de Dieppe-Hampshire (Manche orientale) : Evolution cénozoïque et enregistrement des événements géodynamiques, Thèse de doctorat, Université de Lille.



RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Jones, C. H., Wernicke, B. P., Farmer, G. L., Walker, J. D., Coleman, D. S., McKenna, L. W., Perry, F. V., 1992. Variations across and along a major continental rift: an interdisciplinary study of the Basin and Range Province, western USA. *Tectonophysics*, 213, 57-96.
- Jones, G., Robertson, A.H.F., 1991. Tectono-stratigraphy and evolution of the Mesozoic Pindos Ophiolite and related units, northwestern Greece: an integrated supra-subduction zone spreading and subduction-accretion model. *Journal of the Geological Society, London*, 148, 267-288.
- Jones, R., Kokkalas, S., McCaffrey, K., 2009. Quantitative analysis and visualization of non-planar fault surfaces using terrestrial laser scanning (LIDAR) – The Arkitsa fault, central Greece, as a case study, *Geosphere*, 5, 465–482, doi:10.1130/GES00216.1.
- K**anellopoulos, C., Xenakis, M., Vakalopoulos, P., Kranis, H., Christopoulou, M., Vougioukalakis, G., 2020. Seawater-dominated, tectonically controlled and volcanic related geothermal systems: the case of the geothermal area in the northwest of the island of Euboea (Evia), Greece. *International Journal of Earth Sciences*, 109, 2081-2112.
- Karastathis, V.K., Ganas, A., Makris, J., Papoulia, J., Dafnis, P., Gerolymatou, E., Drakatos, G., 2007. The application of shallow seismic techniques in the study of active faults: the Atalanti normal fault, central Greece. *Journal of Applied Geophysics* 62, 215–233.
- Karastathis, V.K., Papoulia, J., Di Fiore, B., Makris, J., Tsambas, A., Stampolidis, A., Papadopoulos, G.A., 2011. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 206, 106-120.
- Kastens, K., Mascle, J., 1990. The geological evolution of the Tyrrhenian Sea: An introduction to the scientific results of ODP Leg 107. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 107, 3-26.
- Katsikatos, G., Koukis, G., Mettos, A., Albantakis, N., Machairas, G., 1978. Geological map of Larymna at 1:50 000 scale, published by IGME.
- Katsikatos, G., Mettos, A., Vidakis, M., Tsaila-Monopolis, ST., Skourtsi-Koroneu, V., Ioakim, C., Chorianopoulou, P., Papazeti, E., Hadjicostanti-Tsalachouri, I., Georgiou-Nikolaïdou, A., Giftopoulou, CH., 1978b. Geological map of Istiaia at 1:50 000 scale, published by IGME.
- Katsikatos G., Kounis, G., Fytikas, M., Mettos, A., Vidakis, M., Tsaila-Monopolis, ST., Bornovas, J., 1980. Geological map of Limni at 1:50 000 scale, published by IGME.
- Katsikatos, G., Koukis, G., Fytikas, M., Anastopoulos, J., Kanaris, J., Tsaila-Monopolis, ST., Bornobas, J., 1981. Geological map of Psachna at 1:50 000 scale, published by IGME.
- Katsikatos, G., Migiros, G., Triantaphyllis, M., Mettos, A., 1986. Geological structure of internal Hellenides (E. Thessaly–SW. Macedonia, Euboea–Attica–Northern Cyclades islands and Lesvos). *IGME Geological and Geophysical Research Special Issue*, pp. 191–212.
- Katzir, Y., Matthews, A., Garfunkel, Z., Schliestedt, M., Avigad, D., 1996. The tectonometamorphic evolution of a dismembered ophiolite (Tinos, Cyclades, Greece). *Geol. Mag.*, 133, 237. <http://dx.doi.org/10.1017/S0016756800008992>.
- Keller, E. A., Pinter, N., 2002. *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape*, second edition. Pearson Education.
- Ketin, I., 1948. Son on yilda Türkiye'de vukua gelen büyük depremlerin tektonik ve mekanik neticeleri hakkında. *Bulletin of the Geological Society of Turkey* 13.
- Kilias, A.A., Tranos, M.D., Papadimitriou, E.E., Karakostas, V.G., 2008. The recent crustal deformation of the Hellenic orogen in Central Greece; the Kremasta and Sperchios Fault Systems and their relationship with the adjacent large structural features. *zdgg* 159, 533–547. <https://doi.org/10.1127/1860-1804/2008/0159-0533>.
- Kiratzi, A.A., 2002. Stress tensor inversions along the westernmost North Anatolian Fault Zone and its continuation into the North Aegean Sea. *Geophysical Journal International* 151, 360–376. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01753.x>.
- Kissel, C., Laj, C., 1988. The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean Arc – a paleomagnetic reconstruction. *Tectonophysics*, 146, 183-201.
- Kissel, C., Laj, C., Poisson, A., Simeakis, K., 1989. A pattern of block rotations in central Aegea, in *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation*, edited by C. Kissel and C. Laj, pp. 115–129, Kluwer Acad., Dordrecht, Netherlands, doi:10.1007/978-94-009-0869-7_8.
- Kissel, C., Laj, C., Poisson, A., Görür, N., 2003. Paleomagnetic reconstruction of the Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean. *Tectonophysics* 362, 199–217. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00638-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00638-8).
- Kokkalas, S., Xypolias, P., Koukouvelas, I., Doutsos, T., 2006. Postcollisional contractional and extensional deformation in the Aegean region. In: Dilek, Y., Pavlides, S. (Eds.), *Post-collisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia: geological Society of America Special Paper*, 409, pp. 97–123. [https://doi.org/10.1130/2006.2409\(06\)](https://doi.org/10.1130/2006.2409(06)).
- Kokkalas, S., Jones, R.R., McCaffrey, K.J.W., Clegg, P., 2007. Quantitative fault analysis at Arkitsa, Central Greece, using terrestrial laser-scanning (“LIDAR”). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 37, 1-14.
- Kokum, M., Inceoz, M., 2018. Structural analysis of the northern part of the East Anatolian Fault System. *Journal of Structural Geology*, 114, 55–63. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.06.016>.
- Kondopoulou, D., Caputo, R., 1997. Palaeomagnetic evidence for non-rotational deformation along the Nea Anchialos Fault System, Central Greece. *Annali di Geofisica*, 40, 823-831.



RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Koukouvelas, I.K., Aydin, A., 2002. Fault structure and related basins of the North Aegean Sea and its surroundings. *Tectonics*, 21, 10-1–10-17. doi:10.1029/2001TC901037.
- Kranis, H., 1999. Neotectonic activity of fault zones in central-eastern Sterea Ellas, Lokris, Ph.D. Thesis, Univ. Athens.
- Kranis, H., 2007. Neotectonic Basin Evolution In Central-Eastern Mainland Greece: An Overview. *Bulletin of the Geological Society of Greece*. <https://doi.org/10.12681/bgsg.16621>.
- Kusznir, N. J., Karner, G. D., Egan, S. S., 1987. Geometric, thermal and isostatic consequences of detachments in continental lithosphere extension and basin formation. In: Beaumont, C., Tankard, A. J. (Editors), *Sedimentary Basins and Basins Forming Mechanisms*. *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, 12, 185-203.
- Kusznir, N. J., Ziegler, P. A., 1992. The mechanics of continental extension and sedimentary basin formation: A simple shear / pure shear flexural cantilever model. *Tectonophysics*, 215, 117-131.
- L**ambotte, S., Lyon-Caen, H., Bernard, P., Deschamps, A., Patau, G., Nercessian, A., Pacchiani, F., Bourouis, S., Drilleau, M., Adamova, P., 2014. Reassessment of the rifting process in the Western Corinth Rift from relocated seismicity. *Geophys. J. Int.*, 197, 1822-1844.
- Leeder, M. R., Mack, G.H., Brasier, A.T., Parrish, R.R., McIntosh, W.C., Andrews, J.E., Duermeijer, C.E., 2008. Late-Pliocene timing of Corinth (Greece) rift-margin fault migration, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 274, 132–141, doi:10.1016/j.epsl.2008.07.006.
- Lemeille F., 1977. Études néotectoniques en Grèce centrale nord-orientale (Eubée centrale, Attique, Béotie, Locride) et dans les Sporades du Nord. Thèse, Univ. Paris XI.
- Le Pichon, X., Sengör, A.M.C., Demirbag, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Cagatay, N., Mercier de Lepinay, B., Saatçilar, R., Tok, B., 2001. The active main Marmara fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 595–616. doi:10.1016/S0012-821X(01)00449-6.
- Le Pichon, X., Kreemer, C., 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, 323–351. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040809-152419>.
- Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Kende, J., İmren, C., Henry, P., Grall, C., Karabulut, H., 2016. Propagation of a strike-slip plate boundary within an extensional environment: the westward propagation of the North Anatolian Fault. *Can. J. Earth Sci.* 53, 1416–1439. <https://doi.org/10.1139/cjes-2015-0129>.
- Le Pourhiet, L., Mattioni, L., Moretti, I., 2006. 3D modelling of rifting through a pre-existing stack of nappes in the Gulf of Corinth (Greece): a mixed analogue/numerical approach. From: Buiter, S. J. H. and Schreurs, G. (eds) 2006. *Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes*. Geological Society, London, Special Publications, 253, 233–252.
- Lerch, D. W., Klemperer, S. L., Glen, J. M. G., Ponce, D. A., Miller, E. L., Colgan, J. P., 2007. Crustal structure of the northwestern Basin and Range Province and its transition to unextended volcanic plateaus. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8, 1-22.
- Liati, A., Gebauer, D., Wysoczanski, R., 2002. U–Pb SHRIMP-dating of zircon domains from UHP garnet-rich mafic rocks and late pegmatoids in the Rhodope zone (N Greece); evidence for Early Cretaceous crystallization and Late Cretaceous metamorphism. *Chem. Geol.* 184 (3–4), 281–299. [http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00367-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00367-9).
- Liati, A., Gebauer, D., Fanning, C.M., 2004. The age of ophiolitic rocks of the Hellenides (Vourinos, Pindos, Crete): first U-Pb ion microprobe (SHRIMP) zircon ages. *Chem Geol*, 207, 171–188.
- Lin, J. Y., Sibuet, J. –C., Hsu, S. –K., Lee, C. –S., Klingelhoefer, F., 2009. Sismicité et volcanisme dans le sud-ouest du basin arrière-arc d'Okinawa (Nord-Est Taiwan). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 180, 135-148.
- Loreto, M. F., Zitellini, N., Ranero, C. R., Palmiotto, C., Prada, M., 2021. Extensional tectonics during the Tyrrhenian back-arc basin formation and a new morpho-tectonic map. *Basin Research*, 33, 138-158.
- Lymer, G., Lofí, J., Gaullier, V., Maillard, A., Thinon, I., Sage, F., Chanier, F., Vendeville, B. C., 2018. The Western Tyrrhenian revisited: New evidence for a rifted basin during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, 398, 1-21.
- M**akris, J., Papoulia, J., Papanikolaou, D., and Stavrakakis, G., 2001. Thinned continental crust below northern Evoikos Gulf, central Greece, detected from deep seismic soundings, *Tectonophysics*, 341, 225-236.
- Makris, J., Papoulia, J., Yegorova, T., 2013. A 3-D density model of Greece constrained by gravity and seismic data. *Geophysical Journal International* 194, 1–17. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt059>.
- Maratos, G., Rigopoulos, K., Athanassiou, A., Zachos, K., 1965. Geological map of Atalanti at 1:50 000 scale, published by IGME.
- Maratos, G., Rigopoulos, K., Athanassiou, A., Zachos, K., 1967. Geological map of Elatia at 1:50 000 scale, published by IGME.
- Marinos, G., Anastopoulos, J., Maratos, G., Melidonis, N., Andronopoulos, B., Zachos, K., 1957. Geological map of Myli at 1:50 000 scale, published by IGME.
- Marinos, G., Anastopoulos, J., Maratos, G., Melidonis, N., Andronopoulos, B., Zachos, K., 1963. Geological map of Styliis at 1:50 000 scale, published by IGME.



RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Marinos, G., Anastopoulos, J., Maratos, G., Melidonis, N., Andronopoulos, B., Papastamatiou I., Tataris, Ath., Vetoulis, D., Bornovas, G., Katsikatsos, G., Maragoudhakis, N., Lalekhos, N., Zachos, K., 1967. Geological map of Lamia at 1:50 000 scale, published by IGME.
- Mariolakos, I., Kranis, H., Maroukian, H., Fountoulis, I., 2001. Tectonically controlled drainage evolution in Lokris. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 24, 175-782.
- Mavko, G., Mukerji, T., Dvorkin, J., 1998. *The Rock Physics Handbook*. Cambridge University Press, Cambridge.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N., Veis, G., 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geophys. Res.* 105, 5695–5719. <https://doi.org/10.1029/1999JB900351>.
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40, 25-32.
- Meier, L., Eisbacher, G. H., 1991. Crustal kinematics and deep structure of the northern Rhine Graben, Germany. *Tectonics*, 10, 621-630.
- Melinte-Dobrinescu, M.C., Suc, J.P., Clauzon, G., Popescu, S.M., Armijo, R., Meyer, B., Biletekin, D., Çagatay, M.N., Uçarkus, G., Jouannic, G., Fauquette, S., Çakir, Z., 2009. The Messinian Salinity Crisis in the Dardanelles region: Chronostratigraphic constraints. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 278, 24-39.
- Menant, A., Jolivet, L., Vrielynck, B., 2016. Kinematic reconstructions and magmatic evolution illuminating crustal and mantle dynamics of the eastern Mediterranean regions since the late Cretaceous. *Tectonophysics*, 675, 103-140.
- Mercier, J.L., 1968. Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine Centrale. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 1, 20 p.
- Mercier, J.L., Vergely, P., Bebien, J., 1975. Les ophiolites helléniques obduites au Jurassique supérieur sont-elles les vestiges d'un Ocean tethysien ou d'une mer marginale peri-européenne ? *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, 4, 108–112.
- Mercier, J.L., 1976. La néotectonique, ses méthodes et ses buts. Un exemple : l'arc Égéen (Méditerranée orientale). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, 18, 323-346.
- Mercier, J.L., Delibassis, N., Gauthier, A., Jarrige, J.L., Lemeille, F., Philip, H., Sebrier, M., Sorel, D., 1979. La néotectonique de l'arc égéen. *Revue de géologie dynamique et de géographie physique*, 21, 67-92.
- Mercier, J.L., Sorel, D., Simeakis, K., 1987. Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: The Aegean Arc from the Pliocene to the Present.
- Mettos, A., Rondoyianni, Th., Papadakis, I., Paschos, P., Georgiou, Ch., 1991. New geological data of the Neogene deposits of N. Euboea. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 25, 71-83.
- Mettos, A., Rondoyianni, Th., Ioakim, Ch., Papadakis, I., 1992. Evolution géodynamique et reconstruction paléoenvironnementale des bassins Neogènes–Quaternaires de la Grèce centrale. *Paleontologiai Evolucio* 24–25, 393–402.
- Mitchum, R.M., Jr., Vail, P.R., Thompson, S., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 2. The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. In: Payton, C. E. (ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26, 53–62.
- Mohriak, W. U., Brown, D. E., Tari, G., 2008. Sedimentary basins in the Central and South Atlantic conjugate margins: deep structures and salt tectonics. In: Brown, D. E., Watson, N. (Editors), *Central Atlantic conjugate margins conference – Halifax 2008, 13-15 August, Dalhousie University, Nova Scotia Extended Abstracts*. Halifax 2008 Steering committee, Halifax, Nova Scotia, 34.
- Monjoie, P., Lapierre, H., Tashko, A., Mascle, G., Dechamp, A., Muceku, B., Brunet, P., 2008. Nature and origin of the Triassic volcanism in Albania and Othrys: a key to understanding the Neotethys opening? *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179, 411–425.
- Morley, C. K., 1995. Developments in the structural geology of rifts over the last decade and their impact on hydrocarbon exploration. *Spec. Publ. Geol. Soc. Lond.*, 80, 1-32.
- Morris, A., Anderson, M., 1996. First palaeomagnetic results from the Cycladic Massif, Greece, and their implications for Miocene extension directions and tectonic models in the Aegean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142, 397–408, doi:10.1016/0012-821X(96)00114-8.
- Mountrakis, D., Kiliass, A., Pavlides, S., Zouros, N., Spyropoulos, N., Tranos, M. & Soulakellis, N., 1993. Field study of the Southern Thessaly highly active fault zone. – *Proceedings of the 2nd Congress of the Hellenic Geophysical Union*, 2: 603–614, Florina.
- Müller, M.D., Geiger, A., Kahle, H.-G., Veis, G., Billiris, H., Paradissis, D., Felekis, S., 2013. Velocity and deformation fields in the North Aegean domain, Greece, and implications for fault kinematics, derived from GPS data 1993–2009. *Tectonophysics*, 597-598, 34-49.
- N**irta, G., Moratti, G., Piccardi, L., Montanari, D., Carras, N., Catanzariti, R., Chiari, M., Marcucci, M., 2018. From obduction to continental collision: new data from Central Greece. *Geol. Mag.*, 155, 377-421.
- O**kay, A.I., 1986. High-pressure/low-temperature metamorphic rocks of Turkey. *Geol. Soc. Lond. Mem.* 164, 333–347.



RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Okay, A.I., Tansel, I., Tüysüz, O., 2001. Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous–Lower Eocene sedimentary record of western Turkey. *Geol. Mag.* 138 (02). <http://dx.doi.org/10.1017/S0016756801005088>.
- Okay, A.I., Tuysuz, O., Satir, M., Ozkan-Altiner, S., Altiner, D., Sherlock, S., Eren, R.H., 2006. Cretaceous and Triassic subduction–accretion, high-pressure-low-temperature metamorphism, and continental growth in the Central Pontides, Turkey. *Geol. Soc. Am. Bull.* 118 (9–10), 1247–1269. <http://dx.doi.org/10.1130/B25938.1>.
- P**alyvos, N., Bantekas, I., Kranis, H., 2006. Transverse fault zones of subtle geomorphic signature in northern Evia island (central Greece extensional province): An introduction to the Quaternary Nileas graben. *Geomorphology* 76, 363–374. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.12.002>.
- Pantosti, D., De Martini, P.M., Papanastassiou, D., Palyvos, N., Lemeille, F., and Stavrakakis, G., 2001. A reappraisal of the 1894 Atalanti earthquake surface ruptures, Central Greece, *Bull. Seism. Soc. America*, 91/4, 760–780.
- Pantosti, D., Martini, P., Papanastassiou, D., Lemeille, F., Palyvos, N., Stavrakakis, G., 2004. Paleoseismological trenching across the Atalanti fault (central Greece): Evidence for the ancestors of the 1894 earthquake during the middle ages and roman times, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 94, 531–549.
- Papanikolaou, D., Panagopoulos, A., 1981. On the structural style of southern Rhodope. *Geologica Balcanica* 11, 13–22.
- Papanikolaou, D., 1989. Are the medial crystalline massifs of the eastern Mediterranean drifted Gondwanian fragments? In: Papanikolaou, D., Sassi, F.P. (Eds.), *Special Publications of the Geological Society of Greece. Newsletter*, Athens, pp. 63–90.
- Papanikolaou, D., 1996. The tectonostratigraphic terranes of the Hellenides. *Ann. Geod. Pays Hellen.* 37, 495–514.
- Papanikolaou, D., Stockert, B., Sakellariou, D., 1999. Land-based drilling project in the forearc of the retreating Hellenic subduction zone, Crete, Greece. *CIESM Workshop Series*, vol. 6, pp. 109–115.
- Papanikolaou, D., Alexandri, M., Nomikou, P., Ballas, D., 2002. Morphotectonic structure of the western part of the North Aegean Basin, based on swath bathymetry, *Mar. Geol.*, 190, 465–492, doi:10.1016/S0025-3227(02)00359-6.
- Papanikolaou, D., Alexandri, M., Nomikou, P., 2006. Active faulting in the north Aegean basin. In: Dilek, Y., Pavlides, S. (Eds.), *Postcollisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia: Geological Society of America Special Paper*, 409, pp. 189–209, [http://dx.doi.org/10.1130/2006.2409\(11\)](http://dx.doi.org/10.1130/2006.2409(11)).
- Papanikolaou, D., 2013. Tectonostratigraphic models of the Alpine terranes and subduction history of the Hellenides. *Tectonophysics*, 595–596, 1–24.
- Papanikolaou, D.J., Royden, L.H., 2007. Disruption of the Hellenic arc: Late Miocene extensional detachment faults and steep Pliocene–Quaternary normal faults—Or what happened at Corinth? *Tectonics*, 26, TC5003, doi:10.1029/2006TC002007.
- Papastamatiou, I., Tataris, Ath., Vetoulis, D., Bornovas, G., Christodoulou, G., Katsikatsos, G., Zachos, K., 1960. Geological map of Amfissa at 1:50 000 scale, published by IGME.
- Papastamatiou, I., Tataris, Ath., Vetoulis, D., Katsikatsos, G., Lalechos, N., Elefteriou, A., Zachos, K., 1962. Geological map of Amfiklia at 1:50 000 scale, published by IGME.
- Papazachos, C.B., Vamvakaris, D.A., Vargemezis, G.N., Aidona, E.V., 2001. A study of the active tectonics and deformation in the Mygdonia basin (Northern Greece) using seismological and neotectonic data. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 34 (1), 303–309.
- Papoulia, J., Makris, J., Drakopoulou, V., 2006. Local seismic array observations at north Evoikos, central Greece, delineate crustal deformation between the North Aegean Trough and Corinthiakos Rift. *Tectonophysics*, 423, 97–106.
- Parginos, D., Mavrides, A., Bornovas, I., Mettos, A., Katsikatsos, G., Koukis, G., Christodoulou, G., Tsaila-Monopolis, ST., Skourtsi-Koroneou, V., Ioakim CH., Dimou-Honianaki, E., Kanaki-Mavridou, F., Tsalahouri IR., Foundou, CHR., Georgiou, A., Vacalopoulou EUG., 2007. Geological map of Chalkida at 1:50 000 scale, published by IGME.
- Parson, L., Wright, I., 1996. The Lau-Havre-Taupo back-arc basin: a south-ward propagating, multi-stage evolution from rifting to spreading. *Tectonophysics*, 263, 1–22.
- Parsons, T., 1995. The Basin and Range Province. In: *Continental Rifts: Evolution, Structure and Tectonics*.
- Pavlides, S., Valkaniotis, S., Ganas, A., Keramidas, D., Smporas, S., 2004. The Atalanti active fault-re-evaluation with new geological data. *Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004. Bulletin of the Geological Society of Greece* 36, 1560–1567.
- Pechlivanidou, S., Vouvalidis, K., Lovlie, R., Nesje, A., Albanakis, K., Pennos, C., Syrides, G., Cowie, P. and Gawthorpe, R., 2014. A multi-proxy approach to reconstructing sedimentary environments from the Sperchios Delta, Greece. *Holocene*, 24, 1825–1839.
- Pechlivanidou, S., Cowie, P., Hannisdal, B., Whittaker, A., Gawthorpe, R., Pennos, C., Riiser, O., 2018. Source-to-sink analysis in an active extensional setting: Holocene erosion and deposition in the Sperchios rift, Central Greece. *Basin Research*, 30, 522–543.
- Pe-Piper, G., Panagos, A.G., 1989. Geochemical characteristics of the triassic volcanic rocks of Evia: petrogenetic and tectonic implications. *Ophioliti*, 33–50.



RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Pe-Piper, G., Piper, D.J.W., 1989. Spatial and temporal variation in Late Cenozoic back-arc volcanic rocks, Aegean Sea region. *Tectonophysics*, 169, 113-134.
- Permanent Regional Seismological Network operated by the Aristotle University of Thessaloniki, doi:10.7914/SN/HT (Accessed March 09, 2021).
- Philip, H., 1976. Un épisode de déformation en compression à la base de Quaternaire en Grèce Centrale (Locride et Eubée nord-occidentale), *Bull. Soc. Géol. France*, 18, 287-292.
- Philippon, M., Corti, G., Sani, F., Bonini, M., Balestrieri, M. L., Molin, P., Willingshofer, E., Sokoutis, D., Cloetingh, S., 2014. Evolution, distribution and characteristics of rifting in southern Ethiopia. *Tectonics*, 33, 485–508. <https://doi.org/10.1002/2013TC003430>.
- Press, F., 1966. Seismic velocities. In: Clark Jr., S.P. (Ed.), *Handbook of Physical Constants*, Revised Edition. Geological Society of America Memoir, 97, 97-173.
- R**assios, A.H.E., Moores, E.M., 2006. Heterogeneous mantle complex, crustal processes and obduction kinematics in a unified Pindos-Vourinos ophiolitic slab (northern Greece). In: Robertson AHF, Mountrakis D (eds) *Tectonic development of the Eastern Mediterranean Region*, vol 260. Geological Society of London, Special Publications, London, pp 237–266.
- Rassios, E., Dilek, Y., 2009. Rotational deformation in the Jurassic Mesohellenic ophiolites, Greece, and its tectonic significance. *Lithos*, 108, 207–223.
- Rehrig, W. A., Reynolds, S. J., 1980. Geologic and geochronologic reconnaissance of a northwest-trending zone of metamorphic core complexes in southern and western Arizona. In: Crittenden, M. D., et al. (Editors), *Cordilleran metamorphic core complexes*. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 153, 131-157.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrova, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *J. Geophys. Res.* 111, 1-26. <https://doi.org/10.1029/2005JB004051>.
- Reilinger, R., McClusky, S., Paradissis, D., Ergintav, S., Vernant, P., 2010. Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone. *Tectonophysics* 488, 22–30. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.05.027>.
- Ricou, L.-E., Burg, J.-P., Godfriaux, I., Ivanov, Z., 1998. Rhodope and Vardar: The metamorphic and the olistostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe, *Geodin. Acta*, 11(6), 285–309, doi:10.1016/S0985-3111(99)80018-7.
- Ring, U., Glodny, J., Will, T., Thomson, S., 2010. The Hellenic Subduction System: High-Pressure Metamorphism, Exhumation, Normal Faulting, and Large-Scale Extension. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 38, 45-76.
- Robert, C., Bousquet, R., 2013. *Géosciences, la dynamique du système Terre*. Editions Belin, 1159 p.
- Roberts, G.P., Koukouvelas, I., 1996. Structural and seismological segmentation of the Gulf of Corinth fault system: Implications for models of fault growth. *Ann. Geofis.*, 39, 619-646.
- Roberts, S., Jackson, J., 1991. Active normal faulting in central Greece: an overview. Geological Society, London, Special Publications 56, 125–142. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1991.056.01.09>.
- Robertson, A.H.F., Clift, P.D., Degan, P.J., Jones, G., 1991. Paleogeographical and paleotectonic evolution of the eastern Mediterranean Neotethys. *Paleoceanography Paleoclimatology Paleoecology*, 87, 289–343.
- Rohais, S., Eschard, R., Ford, M., Guillocheau, F., Moretti, I., 2007. Stratigraphic architecture of the Plio-Pleistocene infill of the Corinth Rift: Implications for its structural evolution, *Tectonophysics*, 440, 5–28, doi:10.1016/j.tecto.2006.11.006.
- Rotstein, Y., Edel, J.-B., Gabriel, G., Boulanger, D., Schaming, M., Munsch, M., 2006. Insight into the structure of the Upper Rhine Graben and its basement from a new compilation of Bouguer Gravity. *Tectonophysics*, 425, 55-70.
- Roundoyannis-Tsiambaou, Th., 1984. *Etude néotectonique des rivages occidentaux du canal d'Atalanti (Grèce centrale)*. Thèse 3^e cycle, 190 pp. Univ. Paris-Sud, Orsay, France.
- Royden, L.H., Papanikolaou, D.J., 2011. Slab segmentation and late Cenozoic disruption of the Hellenic arc. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 12, 1-24. <https://doi.org/10.1029/2010GC003280>.
- S**accani, E., Beccaluva, L., Coltorti, M., Siena, F., 2004. Petrogenesis and tectono-magmatic significance of the Albanide-Hellenide subpelagonian ophiolites. *Ophioliti*, 29, 75–93.
- Saccani, E., Photiades, A., 2003. Mid-ocean ridge and supra-subduction affinities in the Pindos ophiolites (Greece): implications for magma genesis in a forearc setting. *Lithos* 73, 229–253.
- Saccani, E., Photiades, A., Santato, A., Zeda, O., 2008. New evidence for supra-subduction zone ophiolites in the Vardar zone of northern Greece: implications for the tectono-magmatic evolution of the Vardar oceanic ocean. *Ophioliti*, 33, 65–85.
- Saccani, E., Beccaluva, L., Photiades, A., Zeda, O., 2011. Petrogenesis and tectono-magmatic significance of basalts and mantle peridotites from the Albanian–Greek ophiolites and sub-ophiolitic mélanges. New constraints for the Triassic–Jurassic evolution of the Neo-Tethys in the Dinaride sector. *Lithos*. 124, 227–242.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Sachpazi, M., Galvé, A., Laigle, M., Hirn, A., Sokos, E., Serpetsidaki, A., Marthelot, J.M., Pi Alperin, J.M., Zelt, B., Taylor, B., 2007. Moho topography under central Greece and its compensation by Pn time-terms for the accurate location of hypocenters: The example of the Gulf of Corinth 1995 Aigion earthquake. *Tectonophysics*, 440, 53-65.
- Sakellariou, D., Rousakis, G., Kaberi, H., Kapsimalis, V., Georgiou, P., Kanellopoulos, Th., Lykousis, V., 2007. Tectono-sedimentary structure and late Quaternary evolution of the North Evia Gulf basin, Central Greece: preliminary results. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 40, 1-12. <https://doi.org/10.12681/bgsg.16644>.
- Sakellariou, D., Rousakis, G., Vougioukalakis, G., Ioakim, Ch., Panagiotopoulos, I., Morfis, I., Zimianitis, E., Athanasoulis, K., Tsampouraki-Kraounaki, K., Mparadis, D., 2016. Deformation pattern in the western North Aegean Trough: preliminary results. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 50, 1-10. <https://doi.org/10.12681/bgsg.11708>.
- Sakellariou, D., Tsampouraki-Kraounaki, K., 2019. Plio-Quaternary Extension and Strike-Slip Tectonics in the Aegean. *Transform Plate Boundaries and Fracture Zones*, pp 339-374. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-812064-4.00014-1>.
- Salaün, G., Pedersen, H.A., Paul, A., Farra, V., Karabulut, H., Hatzfeld, D., Papazachos, C., Childs, D.M., Pequegnat, C., SIMBAAD Team, 2012. High-resolution surface wave tomography beneath the Aegean–Anatolia region: constraints on upper-mantle structure: Tomography of Aegea–Anatolia upper mantle. *Geophys. J. Int.* 190 (1), 406–420. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05483.x>.
- Sartori, R., 1990. The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to Recent geology of peritryrhenian areas. In: Kastens, K. A., Mascle, J., et al. (Eds), *Proceeding ODP Sci. Results 107*, 715-730.
- Sartori, R., Carrara, G., Torelli, L., Zitellini, N., 2001. Neogene evolution of the southwestern Tyrrhenian Sea (Sardinia Basin and western Bathyal plain). *Marine Geology*, 175, 47-66.
- Sartori, R., Torelli, L., Zitellini, N., Carrara, G., Magaldi, M., Mussoni, P., 2004. Crustal features along a W-E Tyrrhenian transect from Sardinia to Campania margins (Central Mediterranean). *Tectonophysics*, 383, 171-192.
- Savvaïdis, A., Smirnov M.Y., Tranos, M.D., Pedersen, L.B., Chouliaras, G., 2012. The seismically active Atalanti fault in Central Greece: A steeply dipping fault zone imaged from magnetotelluric data. *Tectonophysics*, 554-557, 105-113.
- Scherreiks, R., 2000. Platform margin and oceanic sedimentation in a divergent and convergent plate setting (Jurassic, Pelagonian Zone, NE Evvoia, Greece). *International Journal of Earth Sciences* 89, 90–107.
- Schumacher, M.E., 2002. Upper Rhine Graben: role of pre-existing structures during rift evolution. *Tectonics* 21:TC1006. [doi:10.1029/2001TC900022](https://doi.org/10.1029/2001TC900022).
- Sengör, A.M.C., 1979. The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance.
- Sengör, A.M.C., Yilmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Sengör, A.M.C., Canitez, N., 1982. The North Anatolian fault, in: Berchemer, H., Hsü, K. (Eds.), *Geodynamics Series*. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 205–216. <https://doi.org/10.1029/GD007p0205>.
- Sengör A. M. C., Görür, N., Saroglu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In *Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*, Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ. 37 (in honor of J.C. Crowell), ed. KT Biddle, N Christie-Blick, pp. 227–64.
- Sengör, A.M.C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakıncı, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, X., Rangin, C., 2005. THE NORTH ANATOLIAN FAULT: A NEW LOOK. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 33, 37–112. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120415>.
- Serri, G., Innocenti, F., Manetti, P., 1993. Geochemical and petrological evidence of the subduction of delimitated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism of central Italy. *Tectonophysics*, 223, 117-147.
- Shackleton, N. J., Hall, M. A., Vincent, E., 2000. Phase relationships between millennial-scale events 64,000–24,000 years ago. *Paleoceanography*, 15, 565–569.
- Sibuet, J. -C., Letouzey, J., Barbier, F., Charvet, J., Foucher, J. -P., Hilde, T. W. C., Kimura, M., Chiao, L. -Y., Marsset, B., Muller, C., Stéphan, J. -F., 1987. Backarc extension in the Okinawa trough. *J. Geophys. Res.*, 92, 14041-14063.
- Sibuet, J. -C., Hsu, S. -K., Shyu, C. -T., Liu, C. -S., 1995. Structural and kinematic evolution of the Okinawa trough back-arc basin. In: Taylor, B. (Editors), *Back-arc basins: Tectonics and magmatism*. Plenum, New York, 343-379.
- Siddall, M., Rohling, E. J., Almoji-Labin, A., Hemleben, Ch., Meischner, D., Schmelzer, I., Smeed, D., A., 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, 423, 853-858.
- Skiphos, T., 1894. Die zwei grossen Erdbeben in Lokris am 8/20 und 15/27 April 1894, *Zeitschrift Ges. Erdkunde zu Berlin*, 24, 409-474.
- Smith, A.G., Hynes, A.J., Menzies, M., Nisbet, E.G., Price, I., Welland, M.J., Ferrière, J., 1975. The stratigraphy of the Othris mountains, eastern Central Greece: a deformed Mesozoic continental margin sequence. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 68, 463-481.
- Smith, A.G., 2006. Tethyan ophiolite emplacement, Africa to Europe motions, and Atlantic spreading. *Geological Society, London, Special Publications*, 260, 11–34.
- Sonder, L. J., Jones, C. H., 1999. Western United States extension: How the west was widened. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 27, 417-462.



RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

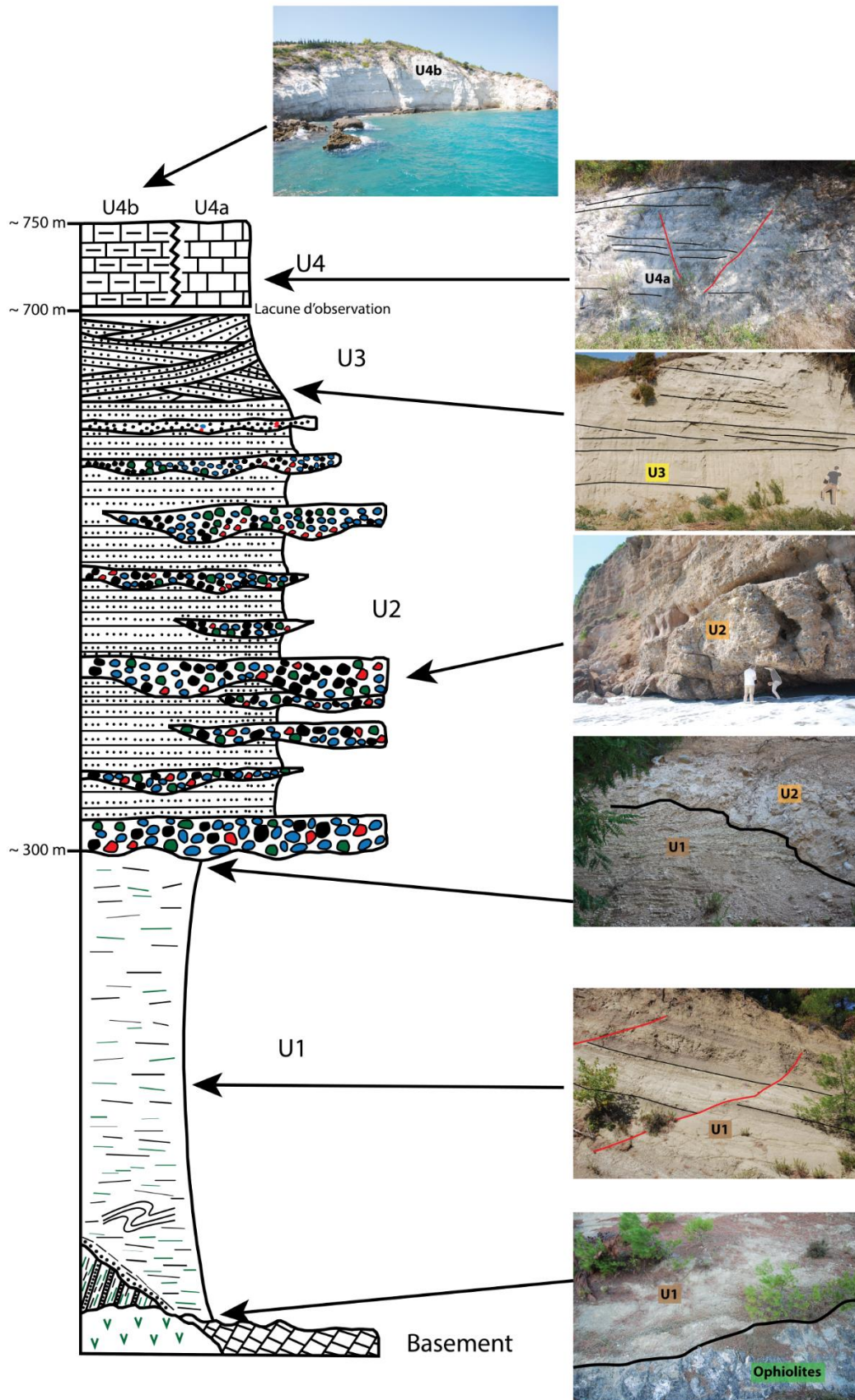
- Spray, J.G., Bebieen, J., Rex, D.C., Roddick, J.C., 1984. Age constraints on the igneous and metamorphic evolution of the Hellenic-Dinaric ophiolites. In: Dixon JE, Robertson AHF (eds) *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*, vol 17. Geological Society London Special Publications, London, pp 617–629.
- Stewart, S.A., 2011. Vertical Exaggeration of Reflection Seismic Data in Geoscience Publications 2006–2010. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 959–65. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2010.10.003.
- Storchak, D.A., Di Giacomo, D., Bondár, I., Engdahl, E.R., Harris, J., Lee, W.H.K., Villaseñor, A., Bormann, P., 2013. Public Release of the ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009). *Seism. Res. Lett.*, 84, 810-815, doi: 10.1785/0220130034.
- Sunal, G., Tüysüz, O., 2002. Palaeostress analysis of Tertiary post-collisional structures in the Western Pontides, northern Turkey. *Geol. Mag.* 139 (03). <http://dx.doi.org/10.1017/S0016756802006489>.
- Surpless, B. E., Stockli, D. F., Dumitru, D. A., Miller, E. L., 2002. Two-Phase Westward Encroachment of Basin and Range Extension into the Northern Sierra Nevada. *Tectonics*, 21(1), 2-1 – 2-10.
- Sutra, E., Manatschal, G., Mohn, G., Unternher, P., 2013. Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 14, 2575-2597.
- Symeonidis, N., 1974. Ein Bemerkenswerter Wirrbeltierfund aus dem Lignit von Atalanti (Phthiotis, Griechenland), *Ann. Geol. Pays Hell.*, 26, 306-314.
- T**ataris, A., Kounis, G., MaraGoudakis, N., Christodoulou, G., Bizon, G., Tsaila-Monopolis, ST., Zaronikos, J.N., 1970. Geological map of Thivai at 1:50 000 scale, published by IGME.
- Taylor, B., Weiss, J.R., Goodliffe, A.M., Sachpazi, M., Laigle, M., Hirn, A., 2011. The structures, stratigraphy and evolution of the Gulf of Corinth Rift, Greece. *Geophysical Journal International*, 185, 1189–1219.
- Taymaz, T., Yilmaz, Y., Dilek, Y., 2007. The geodynamics of the Aegean and Anatolia: Introduction. From Taymaz, T., Yilmaz, Y., Dilek, Y., 2007. The geodynamics of the Aegean and Anatolia. Geological Society, London, Special Publications, 291, 1-16. DOI: 10.1144/SP291.1.
- Tiberi, C., Lyon-Caen, H., Hatzfeld, D., Achauer, U., Karagianni, E., Kiratzi, A., Louvari, E., Panagiotopoulos, D., Kassaras, I., Kaviris, G., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., 2000. Crustal and upper mantle structure beneath the Corinth rift (Greece) from a teleseismic tomography study, *J. geophys. Res.*, 105, 28 159–28 172.
- Tiberi, C., Diament, M., Lyon-Caen, H., King, T., 2001. Moho topography beneath the Corinth Rift area (Greece) from inversion of gravity data. *Geophysical Journal International* 145, 797–808. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2001.01441.x>.
- Tontini, F. C., Bassett, D., de Ronde, C. E. J., Timm, C., Wysoczanski, R., 2019. Early evolution of a youngback-arc basin in the Havre Trough. *Nature Geoscience*. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0439-y>.
- U**.S. Geological Survey, 2021, Earthquake Lists, Maps, and Statistics, accessed March 09, 2021 at URL <https://www.usgs.gov/natural-hazards/earthquake-hazards/lists-maps-and-statistics>.
- V**ail, P.R., Mitchum, R.M., Jr., Thompson, S., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 4. Global Cycles of Relative Changes of Sea Level. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 26, 83–98.
- Van Andel, T.H., Perissoratis, C., 2006. Late Quaternary depositional history of the North Evvoikos Gulf, Aegean Sea, Greece. *Marine Geology* 232, 157–172. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.07.004>.
- van Hinsbergen, D.J.J., Langereis, C.G., Meulenkamp, J.E., 2005. Revision of the timing, magnitude and distribution of Neogene rotations in the western Aegean region. *Tectonophysics* 396, 1–34. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.10.001>.
- van Hinsbergen, D.J.J., Dekkers, M.J., Bozkurt, E., and Koopman, M., 2010a. Exhumation with a twist: paleomagnetic constraints on the evolution of the Menderes metamorphic core complex, western Turkey. *Tectonics*, 29(3): TC3009. doi:10.1029/2009TC002596.
- van Hinsbergen, D. J. J., Dekkers, M.J., Koç, A., 2010b. Testing Miocene remagnetization of Bey Daglari: Timing and amount of Neogene rotations in SW Turkey, *Turk. J. Earth Sci.*, 19, 123–156.
- van Hinsbergen, D.J.J., Schmid, S.M., 2012. Map view restoration of Aegean-West Anatolia accretion and extension since the Eocene. *Tectonics*, 31, TC5005, doi:10.1029/2012TC003132.
- Van Wagoner, J. C., Mitchum JR, R. M., Posamentier, H. W., Vail, P. R., 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy: Part 2: key definitions of sequence stratigraphy.
- Vassilakis, E., Royden, L., Papanikoalou, 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.
- Vergely, P., 1979. Ophiolites et phases tectoniques superposées dans les Hellénides. VI Colloq. Geol. Aegean region, Athens (1977), 3, 1293-1302.
- Vergely, P., Dimo, A., Monie, P., 1998. Datation des semelles métamorphiques ophiolitiques d’Albanie par la méthode 40A/39A : Conséquences sur le mécanisme de leur mise en place. *C. R. Acad. Sci. Paris* 326, 717–722.
- Vicente de Gouveia, S., Frizon de Lamotte, D., Leparmentier, F., Besse, J., Greff-Lefftz, M., 2018. Les rifts : des objets géologiques variés et complexes. *Géochronique*, 145, 10-15.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

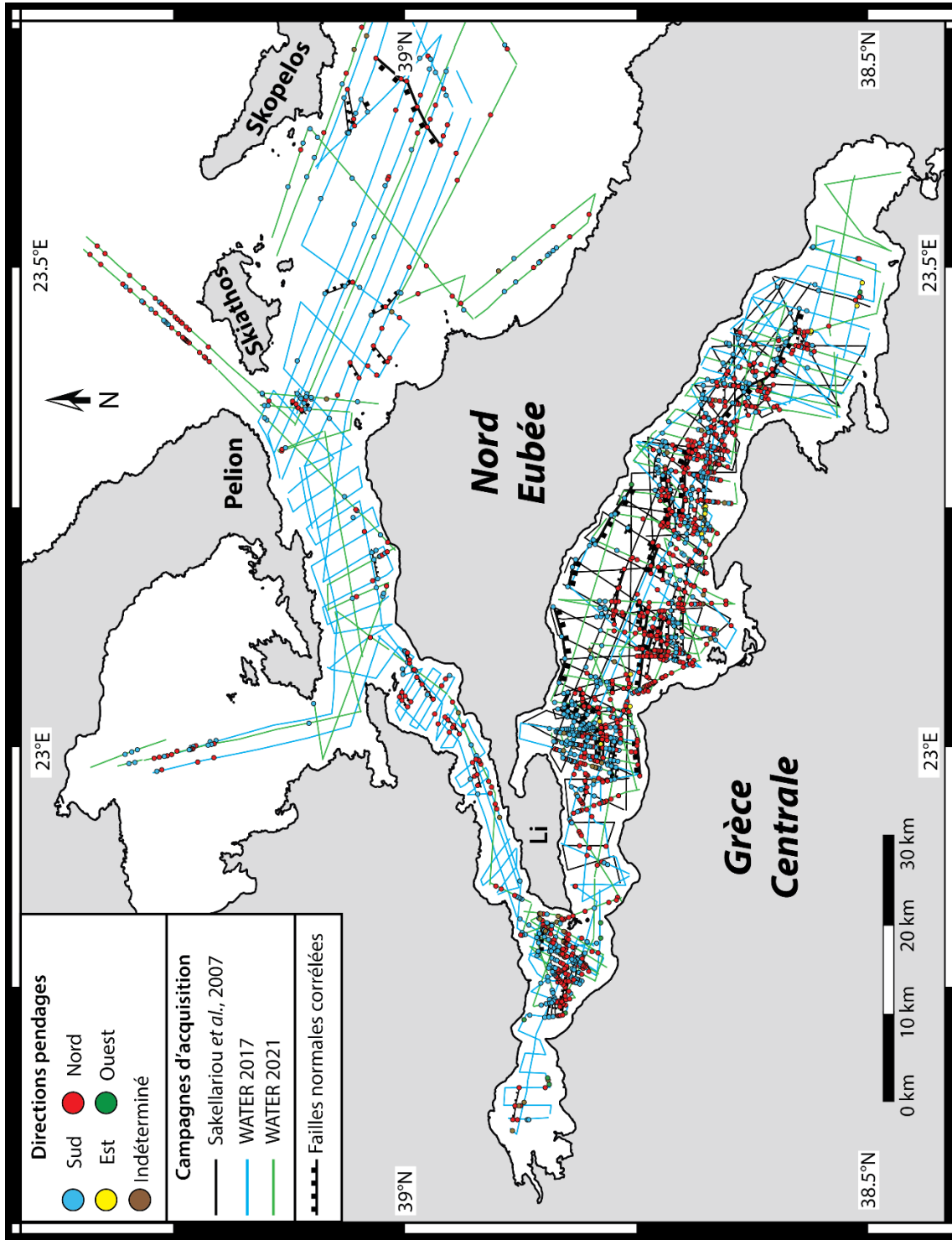
- W**alker, R. T., Classie, S., Telfer, M., Nissen, E., England, P., Bryant, C., Bailey, R., 2010. Preliminary estimate of Holocene slip rate on active normal faults bounding the southern coast of the Gulf of Evia, central Greece, *Geosphere*, 6, 583–593, doi:10.1130/GES00542.1.
- Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogeny. *Nature*, 291, 645-648.
- Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal sense simple-shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22, 108-125.
- Wernicke, B., 1992. Cenozoic extensional tectonics of the U. S. Cordillera. In: Burchfiel, B. C., Lipman, P. W., Zoback, M. L. (Editors), *The Cordilleran orogeny; conterminous U. S. The Geology of North America Volume G-3*, Geol. Soc. Am., Boulder, CO, 553-581.
- Whitmeyer, S. J., Karlstrom, K. E., 2007. Tectonic model for the Proterozoic growth of North America. *Geosphere*, 34, 220-259.
- Whittaker, A.C., Walker, A.S., 2015. Geomorphic constraints on fault throw rates and linkage times: Examples from the Northern Gulf of Evia, Greece. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 120, 137-158, doi:10.1002/2014JF003318.
- Willingshofer, E., Neubauer, F., Cloetingh, S., 1999. The significance of Gosau-type basins for the late cretaceous tectonic history of the Alpine–Carpathian belt. *Phys. Chem. Earth A.*, 24 (8), 687–695. [http://dx.doi.org/10.1016/S1464-1895\(99\)00100-3](http://dx.doi.org/10.1016/S1464-1895(99)00100-3).
- Withjack, M. O., Schlische, R. W., Olsen, P. E., 1998. Diachronous rifting, drifting, and inversion on the passive margin of Central Eastern North America: an analog for other passive margins. *AAPG Bulletin*, 82, 817-835.
- Wolfenden, E., Ebinger, C., Yirgu, G., Deino, A., Ayale, D., 2004. Evolution of the northern Main Ethiopian rift: Birth of a triple junction. *Earth and Planetary Science Letters*, 224(1-2), 213–228. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.04.022>.
- X**ypolias, P., Iliopoulos, I., Chatzaras, V., Kokkalas, S., 2012. Subduction- and exhumation-related structures in the Cycladic Blueschists: Insights from south Evia Island (Aegean region, Greece). *Tectonics*, 31, doi:10.1029/2011TC002946.
- Y**aliniz, K.M., Göncüoğlu, M.C., 1998. General geological characteristics and distribution of the Central Anatolian Ophiolites. *Yerbilimleri*, 20, 19–30.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğibaş, E., Can Genç, Ş., Şengör, A.M.C., 1997. Geology and tectonic evolution of the Pontides. *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region Vol. AAPG Memoir 68*. A.G. Robinson, pp. 183–226.
- Z**elt, B.C., Taylor, B., Sachpazi, M., Hirn, A., 2005. Crustal velocity and Moho structure beneath the Gulf of Corinth, Greece. *Geophys. J. Int.*, 162, 257-268.
- Zoback, M. L., Anderson, R. E., Thompson, G. A., 1981. Cainozoic evolution of the state of stress and style of tectonism of the Basin and Range province of the western United States. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A300, 407-434.



ANNEXES
ANNEXES



Annexe 1 : Log synthétique du Nord de l'Eubée réalisé à partir des observations de terrain suite aux missions effectuées en 2019.



Annexe 2 : Carte de localisation des failles identifiées sur l'ensemble des profils sismiques disponibles. Les couleurs représentent la direction du pendage de la faille par rapport à l'orientation du profil sismique sur lequel elle a été identifiée. Les failles corrélées ont également été reportées.