



HAL
open science

Caractérisation structurale et cinématique dun rift sur détachement : le rift de Corinthe-Patras, Grèce

Nicolas Flotte

► **To cite this version:**

Nicolas Flotte. Caractérisation structurale et cinématique dun rift sur détachement : le rift de Corinthe-Patras, Grèce . Sciences de la Terre. Université Paris Sud, Orsay, 2003. Français. NNT : . tel-01576511

HAL Id: tel-01576511

<https://theses.hal.science/tel-01576511>

Submitted on 23 Aug 2017

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.

UNIVERSITE DE PARIS-SUD
U.F.R. SCIENTIFIQUE D'ORSAY

THESE

présentée pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR EN SCIENCES
DE L'UNIVERSITE PARIS XI

Par

NICOLAS FLOTTÉ

CARACTERISATION STRUCTURALE ET CINEMATIQUE D'UN RIFT
SUR DETACHEMENT : LE RIFT DE CORINTHE-PATRAS, GRECE.

Soutenue le 9 janvier 2003 devant le jury composé de:

Maurice Pagel (Université Paris-Sud, Orsay).....Président du jury
Claude Rangin (Ecole Normale Supérieure, Paris).....Rapporteur
Laurent Jolivet (Université Pierre et Marie Curie, Paris 6).....Rapporteur
François Cornet (Institut de Physique du Globe, Paris).....Examineur
Jean Virieux (Université de Nice, Sophia-Antipolis).....Examineur
Pierre Vergely (Université Paris-Sud, Orsay).....Examineur
Elisabeth Carrio (Université Joseph Fourier, Grenoble).....Chercheur invité
Antonio Benedicto (Université Paris-Sud, Orsay).....Chercheur invité
Denis Sorel (Université Paris-Sud, Orsay).....Directeur de thèse

MERCI !

En premier lieu je tiens à remercier mon directeur de thèse, Denis Sorel, de m'avoir encadré durant ces trois années. J'avoue que ça ne devait pas être simple...Je suis arrivé comme un cheveu sur la soupe début octobre 1999 et du jour au lendemain Denis s'est retrouvé avec un thésard dans son bureau. Drôle de départ...Je le remercie pour sa patience et sa gentillesse, même si parfois la communication n'était pas toujours facile (quand deux têtus se rencontrent, gare !). Je le remercie aussi pour tout ce qu'il m'a transmis : l'analyse de terrain, la rigueur et la hiérarchie des observations, la géomorphologie qui jusqu'à présent m'était inconnue, la patience sur le terrain et au laboratoire. Mais ce que je n'oublierai jamais, ce sont ses conseils pour l'acquisition d'une R21 Nevada (quelle classe !) et la conduite rallye qui ferait pâlir Colin McRae ! Définitivement une sacrée voiture ! Pour finir, je voudrais également le remercier, au-delà de la géologie, de m'avoir fait découvrir la Grèce et sa culture, et plus particulièrement le Péloponnèse. C'est magnifique !

Même s'il ne figure pas sur la paperasse administrative officielle, je tiens particulièrement à remercier Antonio Benedicto de m'avoir encadré et soutenu durant ces trois années. Pour un premier thésard, j'imagine qu'il s'attendait à quelque chose de plus simple. Désolé Antonio, c'est promis, je ne recommencerai pas !

Un grand merci également à Valérie Plagnes avec laquelle j'ai travaillé sur les calcites de failles qui nous ont donné du fil à retordre. Merci de m'avoir transmis quelques-unes de ses connaissances, de m'avoir accueilli au sein du LSCE pour faire quelques manip, et pour un ensemble de discussions très enrichissantes. Dans le cadre de ces calcites, merci également à Christiane Causse qui a largement participé aux discussions et au suivi des manip.

Toujours en parlant « calcites », merci à Christelle Marlin et Jean-Luc Michelot qui m'ont guidé dans l'interprétation des résultats isotopiques et également à une bonne partie de l'étage Hydro que j'ai parfois squatté et souvent spolié de quelques bibles sur la géochimie isotopique. Merci aussi à Maurice Pagel de m'avoir consacré du temps et initié à la microthermométrie, même si les résultats ne sont pas à la hauteur de nos attentes.

Je voudrais également remercier les quelques personnes qui ont partagé le terrain en ma compagnie. Je pense particulièrement à Michel Sébrier qui m'a transmis sa vision globale du système, et à Pierre Vergély avec qui j'ai partagé la chasse aux calcites (l'Hallali a rarement sonné). Merci aussi à François Renard et à Pierre Labaume qui m'a appris, malgré lui je pense, la rigueur de l'échantillonnage (très impressionnant !).

Merci aussi à Roula (Ευχαριστω πολλι) de m'avoir simplifié la tâche dans l'acquisition de cartes topographiques, géologiques et de photos aériennes.

Voici venu le temps de remercier en vrac tous ceux qui m'ont soutenu ouvertement ou sans s'en rendre compte. Ceux sans qui rien n'est possible ! comme on le dit si souvent.

Merci à Juju, tout d'abord de m'avoir accompagné par deux fois sur le terrain et d'avoir supporté mon caractère, et ensuite de me faire l'honneur de son amitié que j'espère impérissable. Spécial « best regards » à Jojo (et sa petite famille) qui m'a soutenu sur cette fin difficile et qui m'a fait découvrir le cognac-schwepps, le patois charentais et

son imitation de Bourvil. Merci aussi à Charlotte pour moult raisons (la liste serait trop longue !) et à Anne et Antoine pour leur amitié et leur constance (dont je suis personnellement dépourvu !).

Merci aussi à tous les locataires du 2^{ème} étage du 504, avec de gauche à droite : Jean-Pierre, Myriam, Jean-Luc, Roger, Mauricette, Geneviève, l'imprimante, Joëlle, Lionel, Marc, Albane, Herman et la cafetière.

Merci à Adobe d'avoir eu l'excellente idée de créer une suite de DAO (Photoshop, Illustrator...). En parlant d'informatique je ne remercie pas Windows qui m'a fait de belles frayeurs.

Merci à la méthode Assimil de m'avoir donné quelques notions de grec. A ce titre, je remercie Pierre de m'avoir prêté sa méthode publiée en 1956 qui contient encore de vieilles règles réformées depuis une trentaine d'année : apprendre le grec avec l'aoriste complique énormément la tâche.

Pour finir, je voudrais remercier ma famille et mes vieux amis. Alors un grand merci à mes parents de m'avoir soutenu depuis le début, à mes deux frères (sans oublier Jean-Pierre !) et à mes deux compères (Steph et Dom) qui ont dû avoir du mal à me supporter sur la fin.

Je ne voudrais surtout pas oublier que ces trois ans de thèse ont été les plus éprouvants de mon cursus. Je crois que je n'aurais jamais autant douté de mon travail, des résultats (que j'ai dû remettre en cause des dizaines de fois) et de mes capacités. Mais ainsi va la vie !

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES	1
INTRODUCTION : BUTS DE L'ETUDE ET PRESENTATION DU MEMOIRE	4
1. CADRE GEOLOGIQUE DE L'ETUDE	7
1.1. La géodynamique de la Méditerranée orientale	7
1.1.1. Contexte général et cinématique des plaques	7
1.1.2. L'ensemble Anatolie-Egée et la faille Nord-anatolienne	7
1.1.3. La transition bloc égéen/Europe	8
1.1.4. La subduction hellénique	9
1.1.5. Le prisme d'accrétion (ou Ride Méditerranéenne)	10
1.1.6. La faille transformante de Céphalonie	10
1.2. Néotectonique du domaine égéen	11
1.2.1. L'extension miocène du domaine égéen et l'exhumation des unités métamorphiques HP-BT : la formation des "metamorphic core complex"	11
1.2.2. L'exhumation de la nappe des Phyllades dans le Péloponnèse	12
1.2.3. La formation de l'arc égéen	13
1.2.4. Régime tectonique et état de contrainte du Pliocène à l'actuel	15
1.3. La structuration des Hellénides	17
1.3.1. La zone du Parnasse et la zone béotienne	17
1.3.2. La zone du Pinde-Olonos	18
1.3.3. La zone du Gavrovo-Tripolitsa	19
1.3.4. La zone ionienne	20
1.3.5. La nappe des phyllades	20
1.3.6. La zone préapulienne	21
1.4. Le rift de Corinthe-Patras	21
1.4.1. Présentation géographique	22
1.4.2. Les données GPS et la sismicité	22
1.4.3. Les failles actives du golfe de Corinthe	23
2. RAPPELS THEORIQUES SUR LES FAILLES NORMALES LISTRIQUES ET LA RESTAURATION DES COUPES	27
2.1. Relations géométriques entre la faille, le bloc supérieur et le remplissage	27
2.1.1. Géométrie de la faille	27
2.1.2. Géométrie du bloc supérieur	28
2.1.3. Géométrie du remplissage	30
2.2. Principes de base pour la construction des coupes en profondeur à partir des données de surface	31
2.2.1. Les hypothèses de départ	31
2.2.2. Choix du modèle de déformation du bloc supérieur pour cette étude	32
2.3. Les hypothèses de départ pour la construction des coupes dans le N-Péloponnèse	33

2.3.1. Le chevauchement de la nappe du Pinde _____	34
2.3.2. La surface ante-rift _____	34
3. ETUDE STRUCTURALE, GEOMORPHOLOGIQUE ET SEDIMENTAIRE DE LA MARGE SUD DU GOLFE DE CORINTHE _____	35
3.1. Présentation du secteur d'étude _____	35
3.1.1. La carte structurale _____	36
3.1.2. Description globale de la structure _____	36
3.1.3. Cadre paléo-environnemental utilisé dans cette étude _____	37
3.2. Le système bordier méridional _____	38
3.2.1. Géométrie des failles du système bordier méridional et de leur bloc supérieur _____	39
3.2.2. Les bassins associés au système bordier méridional et leur remplissage _____	46
3.2.3. Age de fin d'activité du système bordier méridional _____	55
3.2.4. Le basculement régional du système bordier méridional _____	56
3.2.5. Microtectonique et cinématique des failles du système bordier _____	59
3.2.6. Les relations entre le système bordier méridional et l'exhumation de la nappe des Phyllades dans l'axe de la vallée du Krathis _____	60
3.2.7. Synthèse sur le système bordier méridional _____	62
3.3. Les systèmes de failles septentrionaux _____	63
3.3.1. Coupe de la vallée du Krathis _____	63
3.3.2. Coupe de la vallée du Vouraïkos _____	73
3.3.3. Coupe de la vallée du Sélinous _____	77
3.3.4. Coupe Erymanthe-Psathopyrgos _____	84
3.3.5. La terminaison occidentale des failles normale du golfe de Corinthe - rôle de l'héritage structural ante-rift _____	89
3.3.6. Synthèse sur le style structural du bloc supérieur du détachement _____	91
4. MODELE D'EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE ET SPATIO-TEMPORELLE DE LA MARGE SUD DU GOLFE DE CORINTHE ET RELATIONS AVEC LE GOLFE DE PATRAS _____	93
4.1. Les mouvements verticaux _____	93
4.1.1. La surrection E/W de la côte nord du Péloponnèse _____	94
4.1.2. La surrection N/S _____	95
4.1.3. La subsidence dans le golfe de Corinthe _____	96
4.2. Utilisation des taux de surrection à l'estimation de l'âge des surfaces d'émerision _____	97
4.2.1. Méthode _____	97
4.2.2. Les surfaces utilisées comme marqueur _____	98
4.2.3. Estimations des âges des surfaces d'émerision _____	99
4.2.4. Datation des systèmes faillés et vitesses de propagation des failles _____	102
4.3. Utilisation de l'extension horizontale cumulée à l'estimation de l'âge des systèmes de failles _____	105
4.3.1. Age de l'initiation du rifting (détachement) _____	105
4.3.2. Age des systèmes de failles du bloc supérieur du détachement _____	106
4.4. Synthèse et discussion des résultats – Reconstitution spatio-temporelle du rift de Corinthe _____	109
4.4.1. Diachronisme de l'ouverture du golfe _____	109
4.4.2. Durée d'activité des systèmes faillés _____	110

4.5. Evolution structurale et sédimentaire du golfe de Patras et ses relations avec le golfe de Corinthe	110
Article 1	111
5. LE DETACHEMENT A L'ECHELLE REGIONALE	120
5.1. Le détachement à l'échelle lithosphérique	120
5.2. Les mécanismes de surrection régionale	121
5.2.1. La surrection E/W	121
5.2.2. Origine de la surrection N/S	123
5.3 Le rift de Corinthe-Patras dans son contexte géodynamique	124
5.3.1. La propagation de la faille Nord-Anatolienne dans le système corinthien	125
5.3.2. La faille de Katouna	125
5.3.3. La faille de Céphalonie	126
6. ETUDE DES ZONES DE FAILLES	128
6.1. Caractérisation des zones de dommage	128
6.2. Les cristallisations de calcite	129
6.3. Analyse microstructurale et pétrologique des cristallisations de calcites	130
6.3.1. Description des échantillons	131
6.3.2. Synthèse de l'étude pétrologique et microstructurale	135
6.4. Caractérisation géochimique des calcites de failles	136
6.4.1. Méthodes	136
6.4.2. Les échantillons : choix et méthode de prélèvement	137
6.4.3. Résultats sur les isotopes stables et les teneurs en uranium	138
6.4.4. Interprétation des résultats sur les isotopes stables	140
6.4.5. La microthermométrie – résultats qualitatifs	145
6.4.6. Synthèse des résultats et modèle d'évolution faille/fluides	146
6.4.7. Perspectives	148
6.5. Les datations	149
6.5.1. Les domaines d'application de la méthode $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	149
6.5.2. Cas des failles normales du golfe de Corinthe (article 2)	149
6.5.3. Discussion sur la méthode appliquée à la datation des failles et perspectives	159
SYNTHESE ET CONCLUSIONS	161
ANNEXE A	166
ANNEXE B	172
ARTICLE 3	177
BIBLIOGRAPHIE	185

INTRODUCTION : BUTS DE L'ETUDE ET PRESENTATION DU MEMOIRE

Le golfe de Corinthe, qui sépare le Péloponnèse de la Grèce continentale, est long de 120km et orienté N110°. Les données sismologiques et de géodésie montrent qu'il s'agit du rift continental le plus actif d'Europe. La rive sud du golfe est bordée par des failles normales actives qui affleurent à terre et peuvent être étudiées dans le détail. Plus au sud, la marge du rift est émergée et soulevée jusqu'à une altitude de 1800m. Très accessible, ce site est favorable à une étude de la structure et de l'évolution du rift. Pour ces raisons, le golfe de Corinthe fait l'objet depuis une vingtaine d'années de nombreux travaux.

Cependant, la formation du rift de Corinthe présente encore des questions: 1/ Quel est l'âge du rift ? 2/ Quelle est la géométrie des failles en profondeur et existe-t-il un grand accident à faible pendage vers le nord sous le golfe comme le suggère la sismicité ? 3/ Existe-t-il une évolution spatiale et temporelle des systèmes de failles ? 4/ Quelles sont les relations entre l'extension et la surrection du N-Péloponnèse ?

Les séries synrift situées au sud des failles actives sont presque exclusivement continentales. Le peu de faune observée dans les sédiments lacustres ne permet pas l'attribution d'âges stratigraphiques ; la flore et les pollens ne donnent que des informations paléoclimatiques (Sauvage et Dufaure, 1976). Pour ces raisons, et par comparaison à d'autres secteurs du domaine égéen, différents auteurs ont attribué un âge Miocène supérieur ou Pliocène (e.g. Ori, 1989 ; Armijo *et al.*, 1996) à ces séries et aux failles qui ont contrôlé leur dépôt. Cette étude montre que les dépôts synrift sont d'âge Pléistocène.

Sur la côte nord du Péloponnèse, l'interstratification de niveaux marins dans ces séries continentales a conduit certains auteurs à attribuer un âge Pléistocène moyen à supérieur à la partie la plus récente de ces séries (e.g. Keraudren et Sorel, 1987). Dans l'ouest du golfe, ces niveaux marins sont contenus dans des ensembles sédimentaires deltaïques qui contrastent avec les faciès fins de l'est du golfe attribués jusqu'à présent au Pliocène-Pléistocène inférieur. Ces changements de faciès ont conduit certains auteurs (e.g. Ori, 1989) à proposer deux phases de rifting : une première au Mio(?) -Pliocène et une seconde durant le Quaternaire. Armijo *et al.* (1996) proposent également une telle évolution pour l'est du golfe. Nous verrons qu'une seule phase de rifting explique l'évolution tectono-sédimentaire du golfe de Corinthe.

Sur la marge sud du golfe de Corinthe, les failles normales présentent des pendages de 50-60°N en surface. Certains auteurs ont proposé que ces failles à pendage fort se prolongent en profondeur et s'enracinent dans la croûte inférieure (Poulimenos *et al.*, 1989). Cependant, des profils sismiques montrent que les failles sont listriques, et responsables de la formation d'un graben asymétrique (Brooks et Ferentinos, 1984 ; Clément, 2000) ; des données de sismicité (Bernard *et al.*, 1997 ; Hatzfeld *et al.*, 1996) et de microsismicité (Rigo *et al.*, 1996 ; Rietbrock *et al.*, 1996) suggèrent que les failles actives se branchent sur un accident à faible pendage vers le nord (Rigo, 1996 ; Rietbrock, 1996). Si la communauté scientifique semble s'accorder sur la géométrie listrique des failles actives, il n'existe pas encore de consensus sur la géométrie des systèmes de failles inactifs situés au sud. Récemment, à partir

d'une étude structurale, Sorel (2000) a proposé que la marge sud du rift de Corinthe se soit formée sur un accident à faible pendage vers le nord qui pourrait se raccorder avec la structure à faible pendage mise en évidence par la sismicité. Nous montrerons dans cette étude la signification de la structure active sous le golfe et ses liens avec les failles inactives de la marge sud.

Goldsworthy et Jackson (2001) ou Seger et Alexander (1993) ont proposé, à partir d'arguments stratigraphiques et géomorphologiques, que les failles de la marge sud du golfe de Corinthe avaient progressivement migré vers le nord. Nous verrons que les systèmes de failles migrent effectivement vers le nord et à partir de données géomorphologiques et de l'extension horizontale cumulée sur les systèmes de failles, nous proposerons un modèle d'évolution spatio-temporelle du rift.

Le N-Péloponnèse subit une surrection importante qui permet la mise à l'affleurement de sa marge sud. A partir de l'étude de dépôts récents, de nombreux auteurs (Keraudren, 1970-1972 ; Dufaure, 1975 ; Sébrier, 1977 ; Imbrie, 1984 ; Keraudren et Sorel, 1987 ; Armijo *et al.*, 1996 ; Stewart, 1996 ; Dia *et al.*, 1997 ; Stiros, 1998 ; Soter, 1998) se sont intéressés à la quantification de ce phénomène. Cependant il existe encore une discussion quant à son origine. Nous verrons dans cette étude que la surrection de la marge sud du golfe de Corinthe peut s'expliquer par deux mécanismes indépendants, d'amplitude régionale.

La finalité de cette étude est de contribuer à la compréhension générale du rift de Corinthe et à son évolution depuis son initiation jusqu'à l'actuel. Le premier objectif sera de déterminer la structure du rift et de montrer les rapports entre les structures émergées de la marge sud et le système des failles actives côtières. Le second objectif sera de proposer un modèle d'évolution spatiale et temporelle du rift.

Pour répondre à ces buts, j'ai utilisé une approche pluri-disciplinaire dont les points essentiels sont :

- ❖ Une cartographie du secteur d'étude, pour décrire les différents systèmes de failles et les bassins sédimentaires associés, et des observations sur la chronologie relative de leur évolution
- ❖ Une étude tectono-sédimentaire pour comprendre les relations entre tectonique et sédimentation synrift et leurs rapports géométriques.
- ❖ La construction de coupes équilibrées qui ont pour but de retrouver la géométrie des failles en profondeur et donc de décrire la structure du rift. Les coupes donnent une estimation de l'extension tectonique sur les failles. Les vitesses d'ouverture actuelles mesurées par géodésie permettent d'extrapoler un âge pour l'initiation du rift et pour les différents systèmes de failles normales successifs.
- ❖ Une étude géomorphologique permettant de décrire un ensemble de surfaces d'arrêt de sédimentation soulevées. L'utilisation des taux de surrection sur la côte sud du golfe de Corinthe permet d'estimer l'âge de ces surfaces et, de manière indirecte, l'âge des failles normales.
- ❖ La datation U/Th des calcites de failles. Les deux dernières approches mentionnées ci-dessus conduisent à un schéma de l'évolution du rift. Mais il s'agit de méthodes indirectes qui reposent sur certaines hypothèses. Les séries associées au jeu des failles normales ne pouvant pas être datées paléontologiquement, nous avons essayé de dater directement les failles qui contiennent des minéralisations calcitiques syntectoniques et post-tectoniques. L'objectif essentiel est de tester

la validité de cette méthode. Cependant, cette datation est l'aboutissement d'une démarche qui nécessite une bonne compréhension de l'origine des calcites que l'on date. Une étude microstructurale des zones de failles et une caractérisation géochimique des calcites ont été réalisées dans cette démarche. Cette étude permettra de proposer un modèle d'évolution failles/fluides.

Ce mémoire est organisé en six chapitres :

Le premier est une présentation générale du cadre géologique du secteur d'étude, pour familiariser le lecteur avec l'histoire du domaine égéen, la géodynamique de la Méditerranée orientale et avec les golfes de Corinthe et de Patras.

Le second chapitre est un rappel sur les notions de reconstruction de la géométrie des failles en profondeur, et la construction des coupes équilibrées présentées dans ce mémoire.

Le troisième chapitre est une étude structurale, géomorphologique et sédimentaire de la marge sud du golfe du Corinthe, qui a pour but de décrire le style structural de la marge sud du golfe de Corinthe. Ce chapitre aboutit à la construction de coupes équilibrées.

Le quatrième chapitre propose un schéma de l'évolution spatio-temporelle de la marge sud du golfe de Corinthe. Ce schéma se base sur deux méthodes distinctes : l'estimation de l'âge des surfaces d'émersion à partir des taux de surrection, et l'estimation de l'âge des systèmes de failles normales à partir de leur extension horizontale cumulée. Enfin, ce chapitre traite des relations entre le golfe de Corinthe et le golfe de Patras, géographiquement décalés de 25km.

Le cinquième chapitre traite du rift de Corinthe-Patras à l'échelle régionale et le replace dans son contexte géodynamique.

Le sixième chapitre est consacré à l'étude microstructurale et géochimique des minéralisations de calcites, qui aboutit aux datations par la méthode U/Th.

Les résultats obtenus font l'objet d'une synthèse sur l'organisation structurale du rift, son évolution spatio-temporelle, et sur l'utilisation des calcites de failles en tant que chronomètre dans l'étude des systèmes faillés quaternaires.

Les travaux présentés dans cette étude ont fait l'objet de deux publications parues dans le *Bulletin de la Société Géologique de Grèce* (Annexe) et la revue *Geophysical Research Letter* (§ 6.5.2). Un troisième article (§ 4.5) est en cours de révision pour la revue *Tectonophysics* et un quatrième article portant sur l'architecture verticale de la faille de Pyrgaki est en préparation pour la revue *Tectonics*.

1. CADRE GEOLOGIQUE DE L'ETUDE

1.1. LA GEODYNAMIQUE DE LA MEDITERRANEE ORIENTALE

1.1.1. Contexte général et cinématique des plaques

La Méditerranée orientale et la tectonique qui la gouverne entrent dans le cadre de la tectonique alpine s.s. et de la cicatrisation du domaine téthysien. Le contexte tectonique (**Fig.I-1**) est dominé par la convergence des plaques arabique et africaine avec l'Eurasie (Jackson et McKenzie, 1988).

Le modèle tectonique NUVEL1A (DeMets *et al.*, 1990, 1994), basé sur l'analyse de l'expansion océanique globale, les systèmes de failles transformantes et les vecteurs glissement des séismes, montre que l'Arabie remonte vers le NNW par rapport à l'Eurasie à une vitesse d'environ 25mm/a. Ces données sont en accord avec les mesures GPS de Reilinger *et al.* (1997) qui indiquent un mouvement vers le NW de 20+/-3mm/a. Ce mouvement provoque la collision continentale de la chaîne du Bitlis-Zagros, la formation de hautes topographies dans l'est de la Turquie et le Caucase ainsi que l'extrusion vers l'ouest de la plaque anatolienne le long de la faille Nord anatolienne (FNA) et de la faille Est anatolienne (FEA). Le Pichon *et al.* (1993) ont montré qu'il y avait transfert intégral à l'Anatolie du mouvement de raccourcissement Arabie-Eurasie.

La plaque africaine se déplace également vers le nord (Eurasie fixe), à une vitesse d'environ 10mm/a (Argus *et al.*, 1989), entraînant la subduction de sa partie océanique sous le domaine égéen. Le mouvement différentiel entre l'Afrique et l'Arabie (~15mm/y), par l'ouverture de la Mer rouge, est accommodé par le système décrochant sénestre des failles du Levant.

1.1.2. L'ensemble Anatolie-Egée et la faille Nord-anatolienne

L'Anatolie comprend l'essentiel de la Turquie à l'ouest de Karliova, au sud de la Faille Nord-anatolienne et au nord et à l'ouest de la Faille Est-anatolienne (**Fig.I-2A**). Sa limite sud correspond à l'arc chypriote. A partir des données GPS et SLR, Le Pichon *et al.* (1995) montrent que le coulissement dextre le long de la FNA, longue de 1200km, peut être décrit comme une rotation anti-horaire autour d'un pôle situé près du delta du Nil (32.72°N, 32.03°E) (**Fig.I-2A**). Ces résultats sont confortés (**Fig.I-2B**) par les mesures GPS (Reilinger *et al.*, 1997 ; McClusky *et al.*, 2000) et s'accordent avec la forme courbe de la FNA

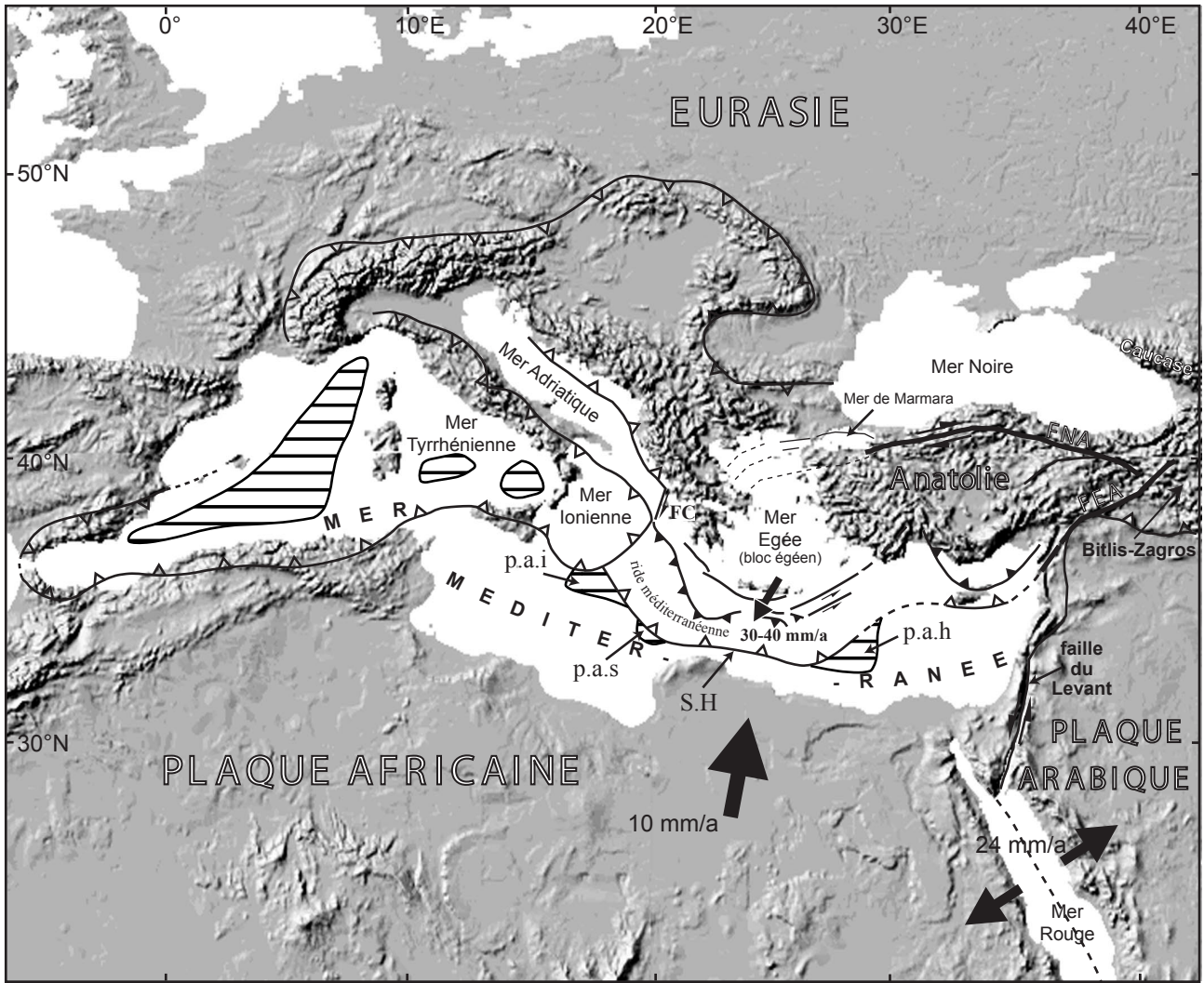


Fig.I-1. Cadre géodynamique du domaine méditerranéen. Données NUVEL1A (flèches noires épaisses) d'après DeMets *et al.* (1990 et 1994). Hachures horizontales : croûte océanique de la Mer Tyrrhénienne et de la Méditerranée occidentale d'après Ziegler et Roure (1999). Arc égéen et croûte océanique de la Méditerranée orientale d'après Chamot-Rooke *et al.* (2001). FC : faille transformante de Céphalonie. FEA : faille Est anatolienne. FNA : faille Nord anatolienne. p.a.i : plaine abyssale ionienne. p.a.s : plaine abyssale de Syrte. p.a.h : plaine abyssale d'Hérodote. S.H : subduction hellénique.

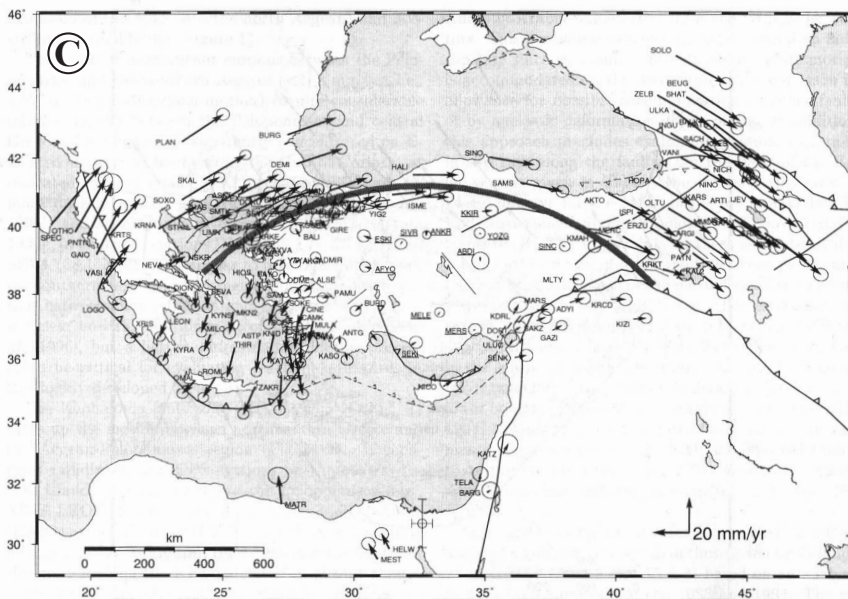
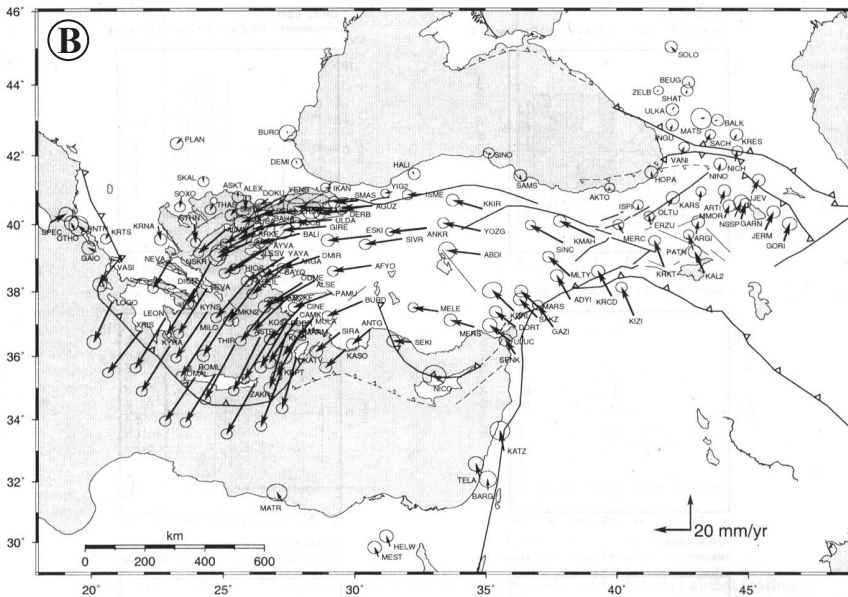
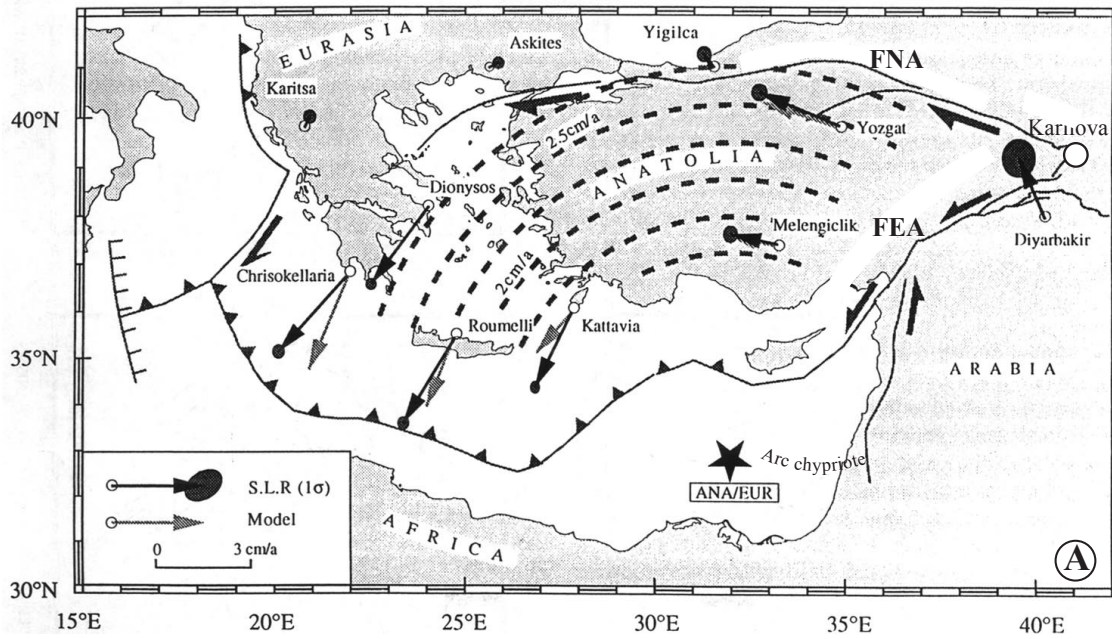


Fig.I-2. A. Déplacements actuels en Méditerranée orientale. Flèches noires, vecteurs SLR Eurasie fixe. Flèches grises, vecteurs correspondant à la rotation rigide estimant au mieux l'extrusion de l'Anatolie (étoile, pôle de rotation ANA/EUR). Les lignes pointillées correspondent aux petits cercles correspondant à la rotation rigide. D'après Le Pichon *et al.* (1995). FEA: faille Est anatolienne. FNA: faille Nord anatolienne. **B.** Vitesses GPS et leurs ellipses de confiance dans un référentiel avec l'Eurasie fixe. D'après McClusky *et al.* (2000). **C.** Vitesses GPS et leurs ellipses de confiance dans un référentiel avec l'Anatolie fixe. L'arc de cercle est tracé à partir du pôle de rotation. Il se superpose à la trace de la Faille Nord Anatolienne dans sa partie orientale. D'après McClusky *et al.* (2000).

(Westaway, 1994). Les vitesses de glissement mesurées sur la FNA sont de 23mm/a pour McClusky *et al.* (2000) et de 30mm/a pour Reilinger *et al.* (1997).

Alors que la rotation de l'Anatolie est pratiquement sans déformation interne en Turquie centrale (e.g. Reilinger *et al.*, 1997 et **Fig.I-2C et 3A**), McClusky *et al.* (2000) montrent que l'Egée (prolongement occidental de l'Anatolie) a un mouvement différent marqué par une accélération homogène vers le sud de 15mm/a par rapport à l'Anatolie. Ces travaux montrent qu'il existe un bloc égéen non-déformé asismique (**Fig.I-2C**) avec un mouvement uniforme de 28mm/a vers le N215°, c'est à dire vers la subduction hellénique (§ 1.1.4). Le passage de ce bloc à l'Anatolie n'est marqué par aucun accident tectonique net ; la déformation se répartit sur un ensemble de failles normales E/W et décrochantes localisées en Turquie occidentale (**Fig.I-3B**). Ceci est également traduit par le tracé de la FNA : le mouvement dextre est prédominant sur les segments est et centraux de la faille, et se transforme au niveau de la Mer de Marmara en une combinaison de décrochements et de failles normales (**Fig.I-1**). Le mécanisme invoqué pour expliquer la déviation et l'accélération du bloc égéen serait l'addition de la force de succion liée au retrait de la fosse hellénique et de l'expulsion vers l'ouest de l'Anatolie sous l'effet de la force de collision de l'Arabie sur l'Anatolie transmise vers l'ouest par le gradient topographique (e.g. Meijer et Wortel, 1997).

Bien que probablement apparue au Miocène (~13Ma) dans sa partie orientale (e.g. Le Pichon et Angelier, 1981) et en relation avec l'ouverture de la Mer Rouge, la FNA n'aurait débouché en Mer Egée que durant le Pliocène inférieur (6-5Ma selon Barka et Hancock, 1984 ; 4-5Ma selon Armijo *et al.*, 1999), période depuis laquelle elle a cumulé de l'ordre de 70 à 100km de déplacement selon les auteurs.

1.1.3. La transition bloc égéen/Europe

Le Pichon *et al.* (1994, 1995) ont montré que le champ de vitesse de la Grèce centrale, différent du bloc égéen, par rapport à l'Eurasie pouvait être décrit par deux rotations : la partie sud correspondant à la rotation anti-horaire de l'Anatolie autour d'un pôle situé près du delta du Nil (§ 1.1.2) et la partie nord à une rotation horaire autour d'un pôle situé dans l'Adriatique. Cette dernière rotation rend compte du champ de vitesse observé en Grèce du Nord et à l'extrême ouest du Péloponnèse (**Fig.I-4A**). Le Pichon *et al.* (1994) interprètent cette rotation comme le résultat de l'entraînement de la partie nord de la Grèce, bloquée par l'absence de subduction au niveau de la lithosphère continentale de l'Adriatique, par l'extrusion du bloc Anatolie-Egée. La limite de ces deux rotations se situerait au niveau de l'Attique, de l'Eubée et du Péloponnèse central (**Fig.I-4A**). Selon Le Pichon *et al.* (1994) l'addition des deux rotations décrit une troisième rotation dont le pôle serait situé près d'Athènes (**Fig.I-4A**). Selon ce schéma, le

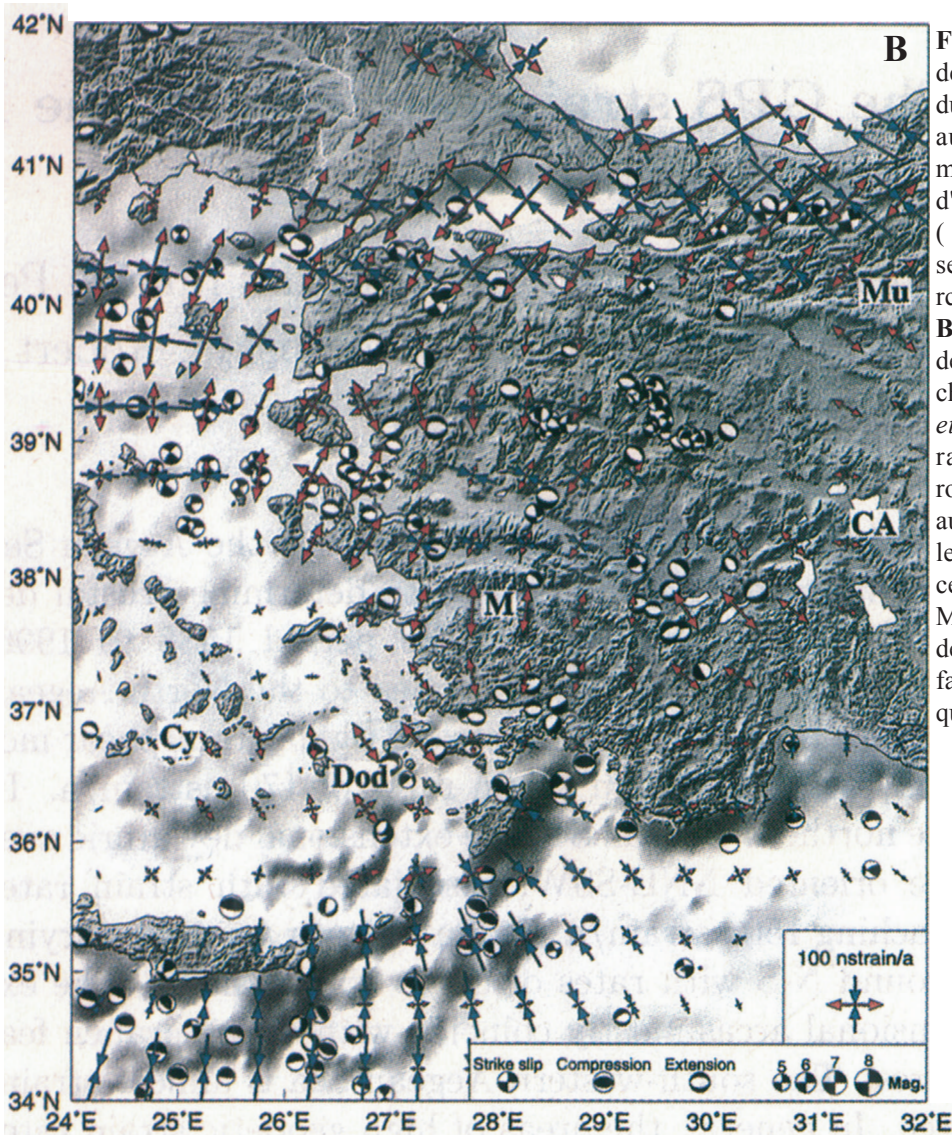
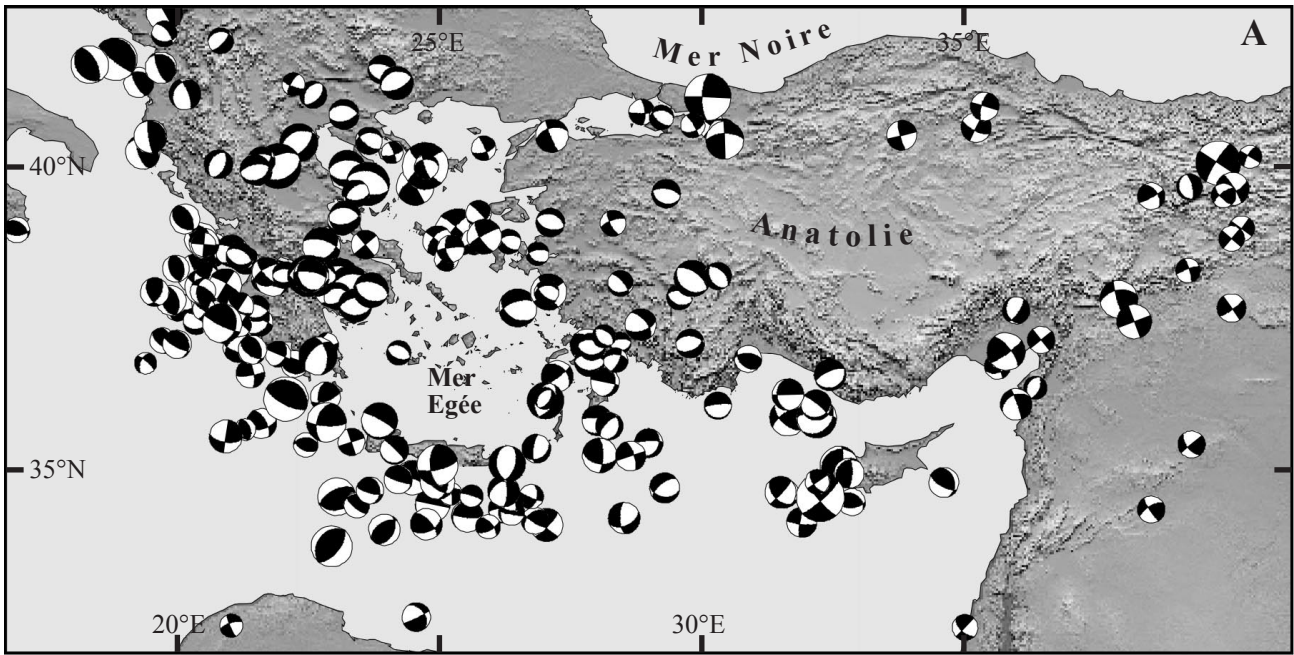


Fig.I-3. A. Mécanismes au foyer de la Méditerranée orientale et du domaine égéen. Mécanismes au foyer des séismes de magnitude $M_w > 5.5$. Données d'après le catalogue CMT (<http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>)

B. Principaux taux de déformation calculés à partir du champ de vitesse. D'après Kahle *et al.* (1999). Flèches bleues: raccourcissement. Flèches rouges: extension. Mécanismes au foyer d'après Straub (1996) et le catalogue CMT. CA=Anatolie centrale, CY=îles des Cyclades, Mu=Vallée de Murdunu. Le taux de déformation les Cyclades est faible et ne représente peut-être que le bruit des mesures.

Golfe de Corinthe serait soumis à une extension N/S dont la vitesse augmenterait vers l'ouest pour atteindre 15mm/a dans la région de Patras. A partir d'un réseau GPS situé en Grèce centrale et dans le nord du Péloponnèse, Clarke *et al.* (1998) ont obtenu des résultats similaires montrant une augmentation de la vitesse d'ouverture vers l'ouest, de Corinthe vers Aigion (**Fig.I-4B**). Kahle *et al.* (1998) observent également une augmentation du champ de déformation d'est en ouest, avec cependant une diminution importante de ce champ dans le golfe de Patras (**Fig.I-4C**).

1.1.4. La subduction hellénique

La subduction hellénique (**Fig.I-1 et 5A**) forme la limite structurale essentielle entre l'Afrique et le domaine égéen. De forme courbe (arc hellénique ou arc égéen), elle s'étend de la plaine abyssale ionienne à l'ouest, passe au sud de la Crète et rejoint le sud de Chypre où sa transition avec la faille Est Anatolienne reste encore mal déterminée.

Le mouvement Eurasie/Afrique est une convergence N/S d'environ 10mm/a (**Fig.I-1**). Il s'est probablement initié au Crétacé supérieur avec la mise en place des nappes internes des Hellénides (Argus *et al.*, 1989). Les données de géodésie montrent que la vitesse de subduction actuelle de la lithosphère africaine sous le domaine égéen peut atteindre 40mm/a, soit une vitesse 4 fois supérieure à la vitesse de convergence Afrique/Eurasie (**Fig.I-2 et 5A**). Ce mouvement relatif récent (<20Ma) viendrait en partie de la rotation anti-horaire du bloc anatolien le long de la faille Nord Anatolienne, et en partie de l'accélération uniforme du bloc égéen évoquée plus haut (§ 1.1.2).

Selon Spakman *et al.* (1988) l'initiation de la subduction serait plus ancienne. La tomographie sismique (inversion des temps de parcours des ondes sismiques permettant d'imager les anomalies de vitesse dans le manteau terrestre) montre que le panneau africain plonge jusqu'à une profondeur d'au moins 600km sous le domaine égéen. Les auteurs estiment entre 40 et 26Ma le début de la subduction. Cet âge est discuté par Le Pichon *et al.* (2002) qui estiment que la subduction océanique n'a pas débuté avant le Miocène : le taux de raccourcissement Afrique/Eurasie avant le Miocène serait 2 à 4 fois plus faible que celui mesuré aujourd'hui (40mm/a) et devait être pris en compte par la déformation interne du domaine égéen. L'extension rapide du domaine égéen depuis l'Aquitainien dans le domaine central et le Burdigalien en Crète accompagnerait l'initiation de la subduction océanique. Une fois la subduction formée, la force de succion du slab aurait accéléré l'extension du domaine égéen, qui semble avoir été maximale vers 12-10Ma (Lee et Lister, 1992).

L'approche tomographique de Spakman *et al.* (1988) a également permis de mettre en évidence une rupture du slab vers 200km de profondeur. Les manifestations de cette rupture auraient été un

changement de l'état de contraintes dans l'arc, responsable de l'épisode compressif du Pléistocène inférieur observé en Grèce centrale, dans les îles ioniennes et en Crète (Sorel *et al.*, 1988), ainsi qu'une importante surrection de l'arc externe.

A partir de l'étude de la sismicité, Hatzfeld (1994) décrit la géométrie superficielle du slab sous le Péloponnèse (**Fig.I-5**). Il montre que le plan de subduction est à faible pendage ($<15^\circ$) sur environ 200km jusqu'à l'aplomb du Golfe de Corinthe, et qu'il plonge ensuite plus fortement dans le manteau. Des résultats similaires ont été obtenus par Papazachos *et al.* (2000). Ce changement de géométrie observé s'accorde assez bien avec la localisation du volcanisme à l'extrémité orientale du Golfe de Corinthe (Fytikas *et al.*, 1984). Selon Hatzfeld *et al.* (1994), cette géométrie du slab aurait été acquise depuis 5Ma en conséquence de la propagation de la faille Nord-anatolienne dans le domaine égéen et de l'accélération du mouvement vers le SW du bloc égéen.

1.1.5. Le prisme d'accrétion (ou Ride Méditerranéenne)

Le prisme d'accrétion de l'arc égéen couvre une grande partie des fonds de la Méditerranée centrale. Il forme un haut relief sous-marin, la Ride Méditerranéenne, s'étendant du sud de la Crète jusqu'au large du Péloponnèse (**Fig.I-5A**). Au sud, la ride chevauche les reliquats de lithosphère océanique des plaines abyssales ioniennes, de Syrte et d'Hérodote appartenant à la plaque africaine (**Fig.I-1 et 6A**). Au nord, les sédiments du prisme viennent buter ou rétro-chevaucher sur les formations du backstop appartenant à la lithosphère égéenne (Truffert *et al.*, 1993) (**Fig.I-5A, 6A et 6B**). Sous ce butoir (backstop), Truffert *et al.* (1993) montrent l'existence de sédiments ($V=4.6$ à 4.8km/s), ce qui implique une zone de décollement majeure à l'interface des deux unités (**Fig.I-6A et 6B**). Le Pichon *et al.* (2002) montrent que la limite du backstop coïncide avec la localisation attendue du front des nappes de charriage des Hellénides qui affleurent dans le Péloponnèse. L'épaisseur régulière (6-8km) du backstop serait comparable avec celle de l'empilement des nappes du Pinde et du Gavrovo-Tripolitsa en Péloponnèse donnée par Thiébaud (1982) et les vitesses sismiques sont également compatibles avec les lithologies de ces nappes.

1.1.6. La faille transformante de Céphalonie

Vers le NW, la Ride Méditerranéenne est interrompue par le front du prisme calabrais (**Fig.I-6A**). Le mouvement de la subduction est en partie transféré vers la collision continentale Apulie/Eurasie le long de la faille transformante dextre de Céphalonie (FTC).

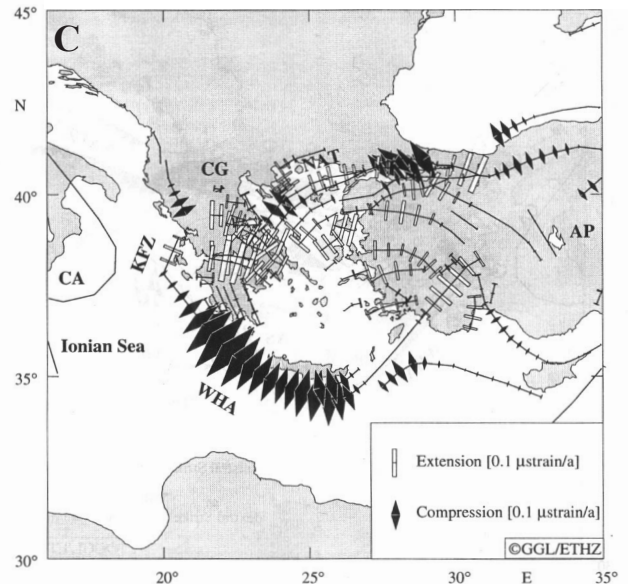
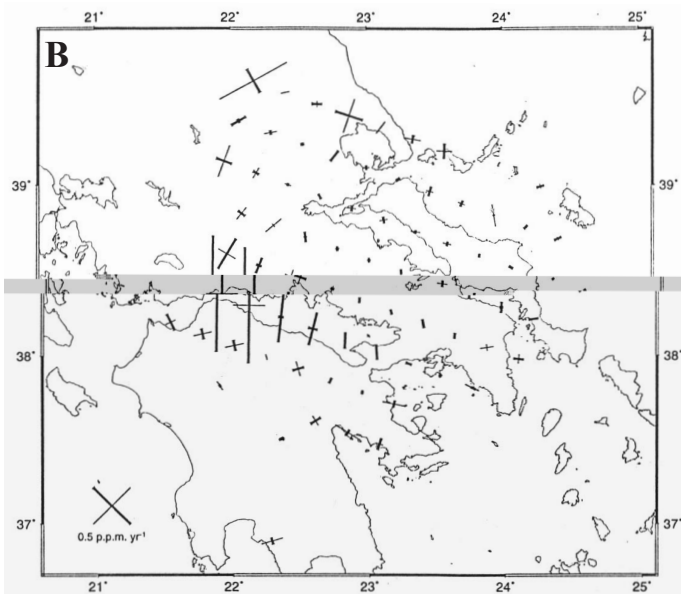
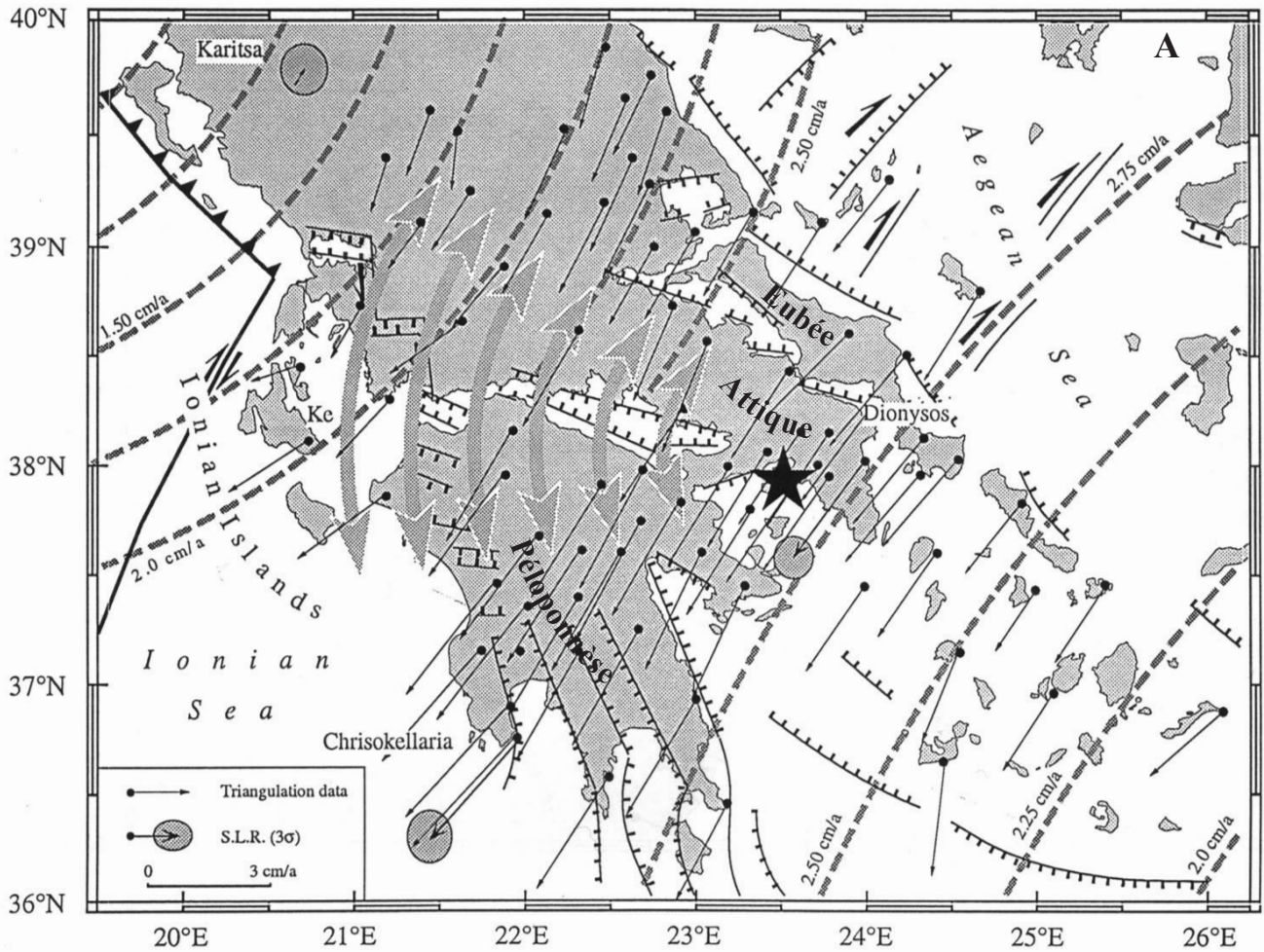


Fig.1-4. A. Champ de vitesses par rapport à l'Eurasie fixe obtenu par la combinaison de données de triangulation et de SLR. D'après Le Pichon *et al.* (1995). Les petits cercles des rotations anatolienne et de l'Europe sont représentés (traits discontinus). Le pôle du mouvement relatif (doubles flèches) entre ces deux rotations se situe près d'Athènes (étoile). B. Axes principaux de déformation calculés à partir des données GPS. D'après Clarke *et al.* (1998). C. Taux de déformation projetés sur les structures tectoniques majeures. D'après Kahle *et al.* (1998). L'extension domine en Turquie occidentale, dans le domaine égéen et en Grèce centrale. La subduction hellénique (WHA) est caractérisée par une importante compression.

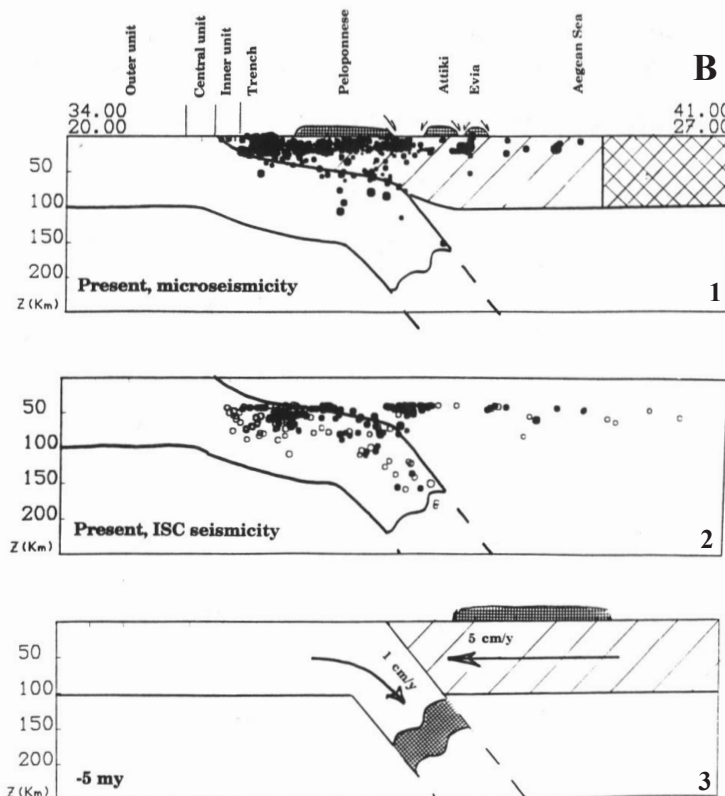
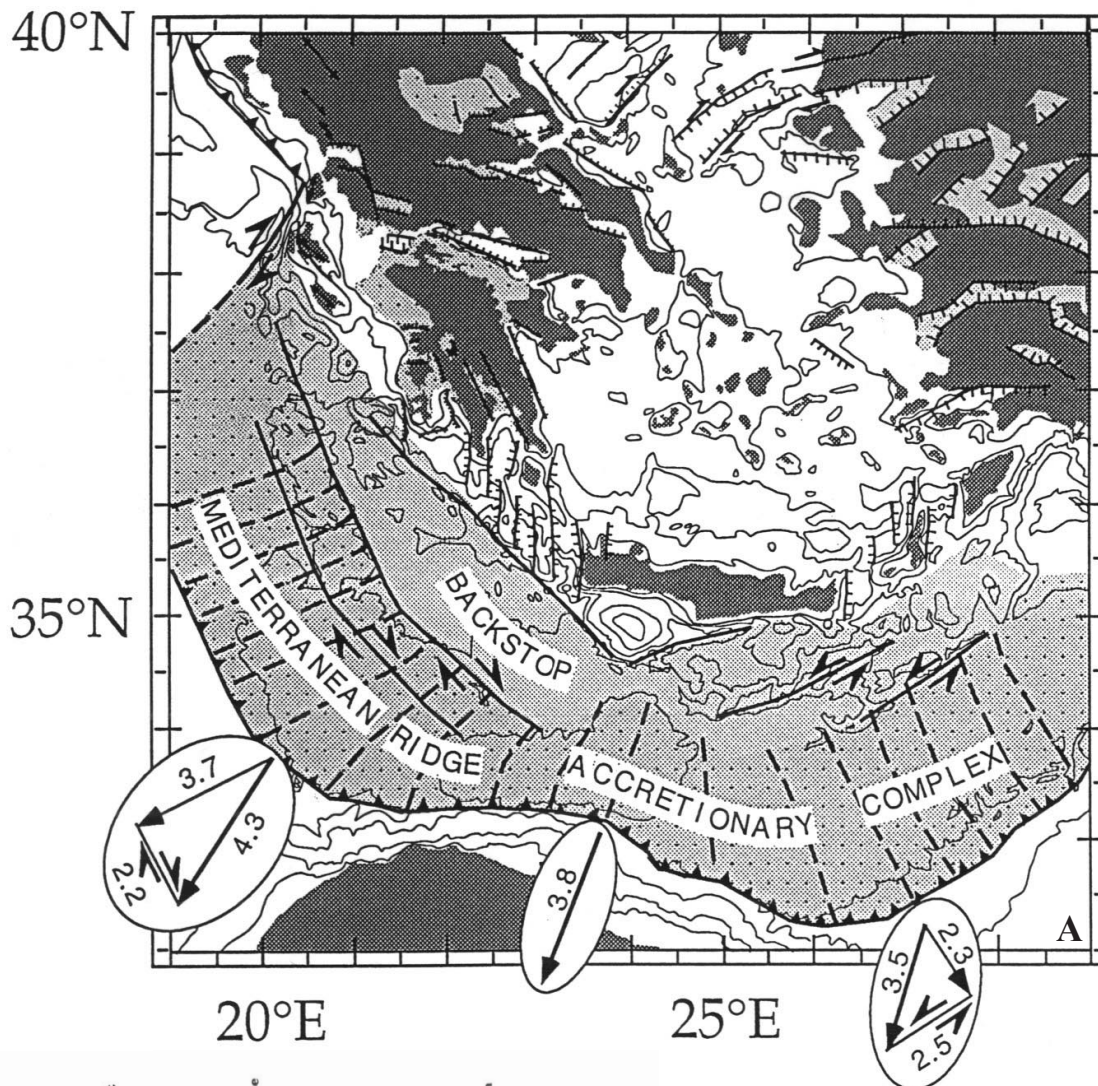


Fig.1-5. A. Contexte tectonique du prisme d'accrétion de la ride méditerranéenne. D'après Le Pichon *et al.* (1995). Les tiretés indiquent les lignes de flux dans le prisme par rapport à l'Afrique. Trois vecteurs déplacement de l'Egée par rapport à l'Afrique fixe sont représentés avec leur décomposition en composante normale et tangentielle par rapport à la fosse selon l'hypothèse d'un partitionnement de la déformation. **B.** Modèle de double courbure du slab sous le Péloponnèse: peu penté ($<15^\circ$) sous le Péloponnèse et fortement penté sous l'Egée. D'après Hatzfeld (1994). 1: stade actuel et microsismicité ($M < 3.5$; Hatzfeld *et al.*, 1993b). 2: stade actuel et séismes du catalogue ISC (Hatzfeld et Martin, 1992). 3: essai de reconstitution au début du Pliocène (5Ma); accélération égéenne sous l'effet de l'extrusion anatolienne liée à la propagation de la faille Nord Anatolienne en Mer Egée.

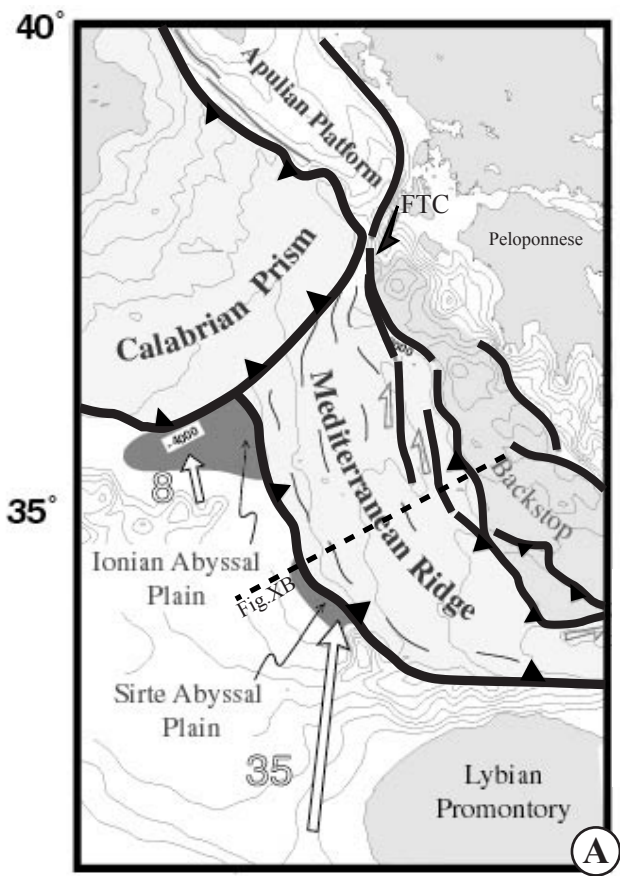
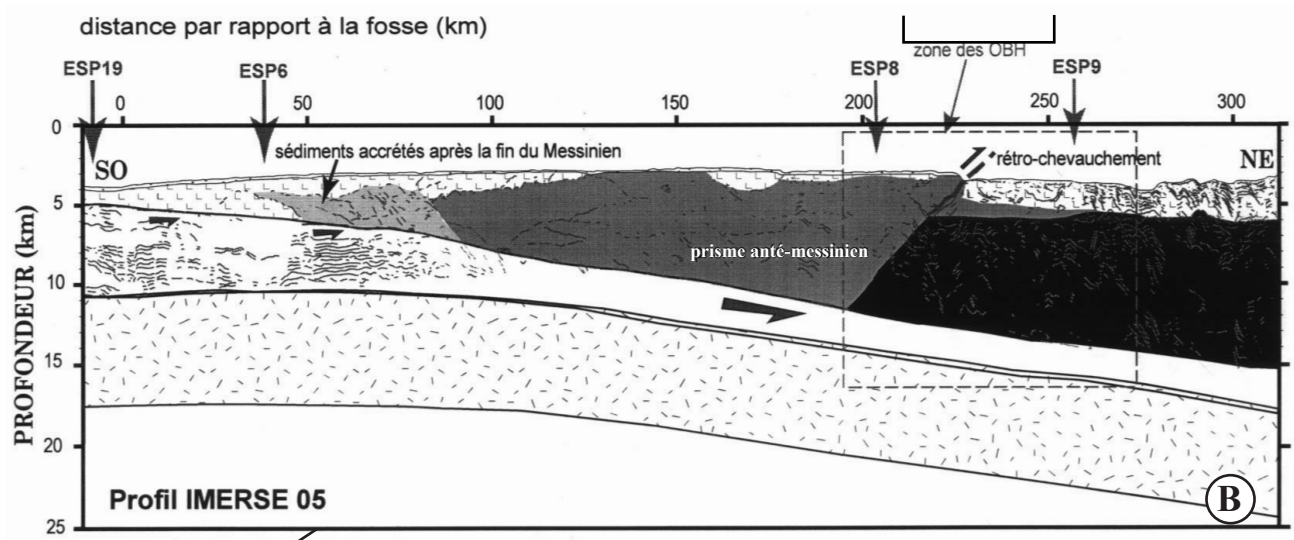
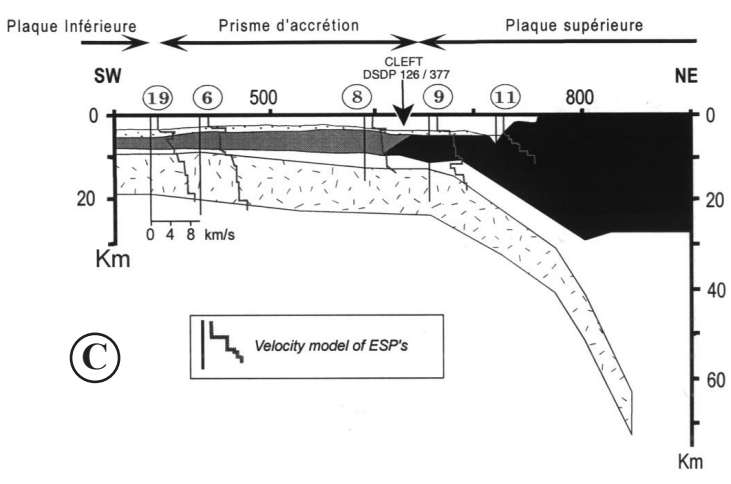


Fig.I-6. A. Carte tectonique simplifiée de la terminaison occidentale de la subduction hellénique contre le prisme Calabrais. Le mouvement est transféré par la faille transformante dextre de Céphalonie (FTC) **B.** Coupe géologique synthétique de la subduction hellénique (localisation Fig.5A). D'après Truffert *et al.* (1993), modifié par Trotet (2000). **C.** Coupe à l'échelle crustale de la subduction égéenne. D'après Truffert *et al.* (1993), modifié par Trotet (2000).



- Sédiments Plio-Quaternaires
- Prisme Messinien (évaporites)
- Prisme post-Messinien formé de séquences anté-messinienne
- Prisme anté-Messinien
- Sédiments subductés
- Butoir
- Croûte océanique



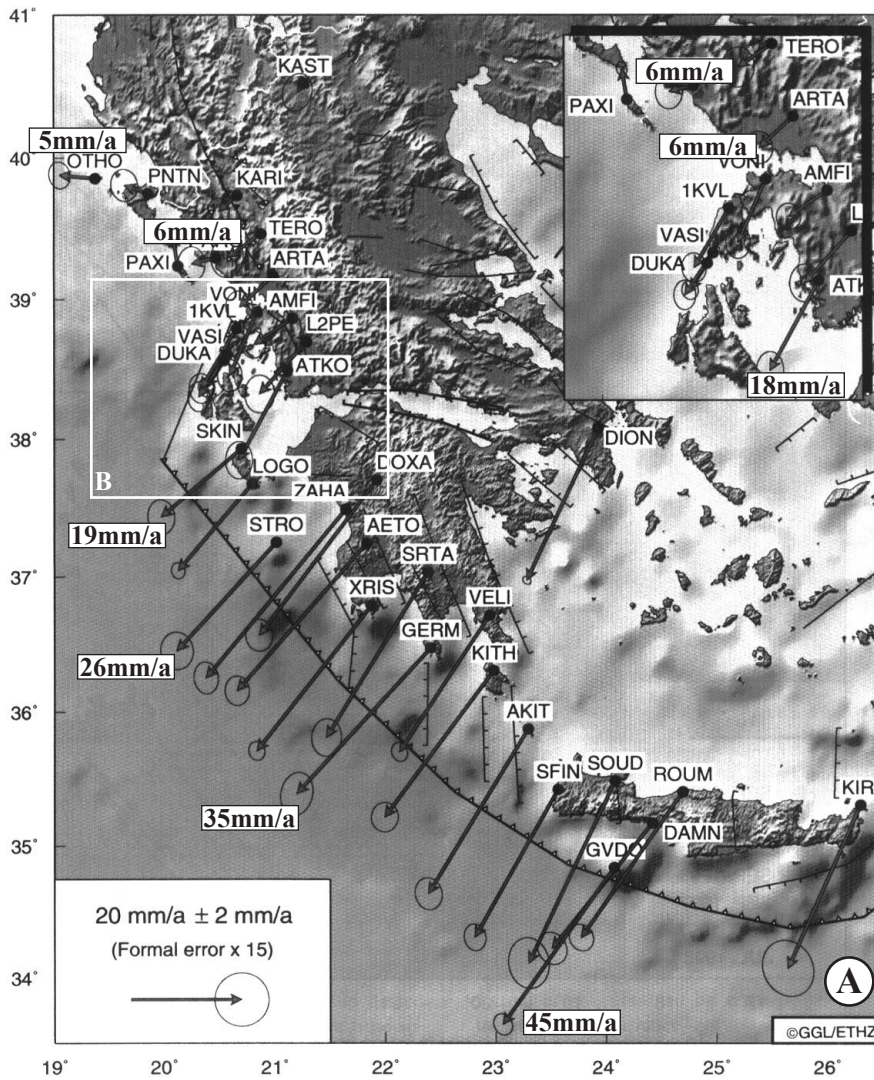
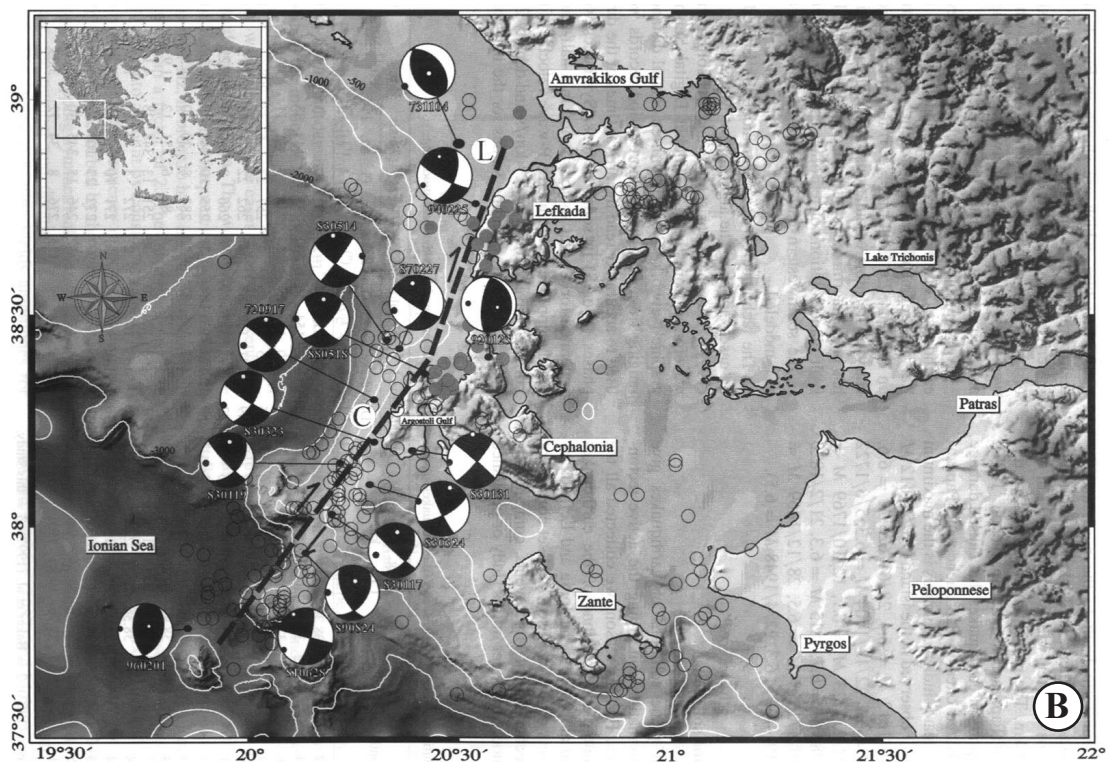


Fig.I-7. A. Vitesse de déplacement le long de l'Arc hellénique par rapport à l'Eurasie fixe, basés sur des mesures GPS entre 1993 et 1998. D'après *Cocard et al.* (1999). **B.** La faille transformante de Céphalonie (ligne en tirets) avec le segment de Céphalonie (C) et le segment de Levkas (L). Les séismes relocalisés (cercles vides), les épicentres des microséismes (cercles pleins) et les mécanismes au foyer des séismes de magnitude $M_w > 5.5$ sont également représentés. D'après *Louvari et al.* (1999).



Le mouvement de l'Egée par rapport à l'Afrique déduit des mesures GPS (**Fig.I-7A**) montre que la marge continentale du bloc égéen se déplace vers le SW, avec des vitesses décroissant de 45mm/a au sud à 19mm/a au niveau des Iles Ioniennes. Au nord de la faille de Céphalonie les vitesses de convergence diminuent fortement jusqu'à 5mm/a (Kahle *et al.*, 1995 ; Cocard *et al.*, 1999) (**Fig.I-7A**).

Les premières évidences d'un mouvement dextre sur la faille Céphalonie furent décrites par Scordilis *et al.* (1985). De nombreux travaux postérieurs basés sur des études de la sismicité (e.g. Anderson et Jackson, 1987), de la microsismicité (e.g. Hatzfeld *et al.*, 1995) ou des mesures de géodésie (Kahle *et al.*, 1993) ont confirmé le jeu dextre de cette faille transformante.

Elle se situe en mer (**Fig.I-7B**), avec une direction NNE-SSW parallèle aux côtes des îles de Céphalonie et de Levkas (e.g. Louvari *et al.*, 1999) et un pendage vers l'ESE. Les mesures GPS convergent vers une vitesse de glissement sur la faille comprise entre 25 et 35mm/a (e.g. Kahle *et al.*, 1995 ; Cocard *et al.*, 1999). Elle limite deux régions dynamiquement différentes : au nord, la subduction continentale (collision) Apulie/Eurasie à une vitesse lente de 5mm/a et se comportant comme une zone résistante au front de l'arc et au sud, la subduction océanique plus facile à une vitesse rapide de 40mm/a.

Nous reviendrons sur le lien entre la faille de Céphalonie et le rift de Corinthe-Patras.

1.2. NEOTECTONIQUE DU DOMAINE EGEEN

1.2.1. L'extension miocène du domaine égéen et l'exhumation des unités

métamorphiques HP-BT : la formation des "metamorphic core complex"

Depuis les travaux de Lister *et al.* (1984) qui ont mis en évidence la présence de "metamorphic core complexes" en Mer Egée (Naxos, Paros, Crète), de nombreuses études se sont intéressées aux zones de cisaillement ductile à faible pendage qui les ont formés. Leur but est de caractériser l'extension post-orogénique liée à l'effondrement de la chaîne des Hellénides, et les mécanismes d'exhumation impliqués (e.g. Gautier *et al.*, 1993 ; Jolivet *et al.*, 1994, 1996). La mise à l'air libre de roches métamorphiques HP-BT (faciès schistes bleus) implique qu'une grande partie de la pile structurale sus-jacente (les nappes alpines) a disparu du fait de ces grands cisaillements soustractifs.

Deux ceintures métamorphiques (**Fig.I-8A**) ont été reconnues en Egée (e.g. Jolivet *et al.*, 1994). La première, située au nord de l'archipel des Cyclades, est limitée par une vaste zone de cisaillement ductile à vergence nord allant de l'Olympe à l'île de Naxos. Une seconde zone de cisaillement majeure a été reconnue en Crète (Jolivet *et al.*, 1996) ; elle se prolonge à l'ouest dans le Péloponnèse et sur l'île de Rhodes à l'est.

Cette puissante extension du domaine égéen se réalise au moins depuis le Miocène moyen, et se poursuit jusqu'au Miocène supérieur-Pliocène inférieur dans l'île de Paros (Egée du sud) (Jolivet *et al.*, 1994). L'âge du début de cette extension est peut-être comparable à celui du début de la subduction océanique de l'arc égéen au Langhien. La rapide avancée de l'arc égéen central vers le sud entraînerait une extension d'arrière-arc importante, associée aux grands cisaillements lithosphériques. Deux faits semblent corroborer cette relation :

- la direction d'extension ductile maximum est radiale à l'arc égéen (**Fig.I-8A**)
- l'arrêt de l'extension semble correspondre à la fin de l'activité de la branche levantine de l'arc au Messinien (Laj *et al.*, 1982 ; Le Cléac'h, 1984), en relation probable avec l'initiation de la phase compressive de l'Aksu décrite en Turquie.

Cette extension importante et rapide permet l'exhumation de formations métamorphiques HP-BT formées lors de l'orogénèse alpine et de la structuration des Hellénides (e.g. Gautier *et al.*, 1993 ; Jolivet *et al.*, 1994).

Angelier (1979) et Le Pichon et Angelier (1981) ont proposé que l'altitude moyenne du domaine de la Mer Egée actuelle soit passée sous le niveau marin vers 10-12Ma. Dans leur reconstruction, ces auteurs ont proposé des taux d'étirement $\beta=1,3$ pour le nord de l'Egée et $\beta=1,5$ pour le sud, l'extension maximale étant de 250km à la longitude de la Crète. Le Pichon et Angelier (1981) ont estimé les épaisseurs de croûte (**Fig.I-8B**) à partir des données géophysiques de Makris (1978). On distingue trois domaines :

- le domaine occidental, de la Grèce continentale au Péloponnèse où l'épaisseur dépasse 40km
- un domaine nord-égéen de l'Eubée aux Cyclades septentrionales avec des épaisseurs 25 à 30km
- un domaine sud-égéen très aminci situé au nord de la Crète (Mer de Crète), en arrière de la subduction hellénique, avec des épaisseurs inférieures à 20km.

1.2.2. L'exhumation de la nappe des Phyllades dans le Péloponnèse

La nappe des Phyllades est une unité affleurant dans le Péloponnèse. Elle appartient à la ceinture métamorphique décrite en Crète (**Fig.I-8A**). Sa description est indispensable afin d'éviter toute confusion avec le détachement quaternaire qui la recoupe dans le nord du Péloponnèse.

Le métamorphisme HP-BT ayant affecté la série daterait d'environ 24Ma (e.g. Jolivet *et al.*, 1996), bien que certains auteurs (e.g. Seidel *et al.*, 1982) proposent un âge plus ancien de 35 à 60Ma. En Crète, la fin de l'exhumation des Phyllades est scellée par des dépôts néogènes datés de 15Ma. Selon les âges retenus, la vitesse moyenne d'exhumation varie de 5 à 8mm/a (Trotet, 2000).

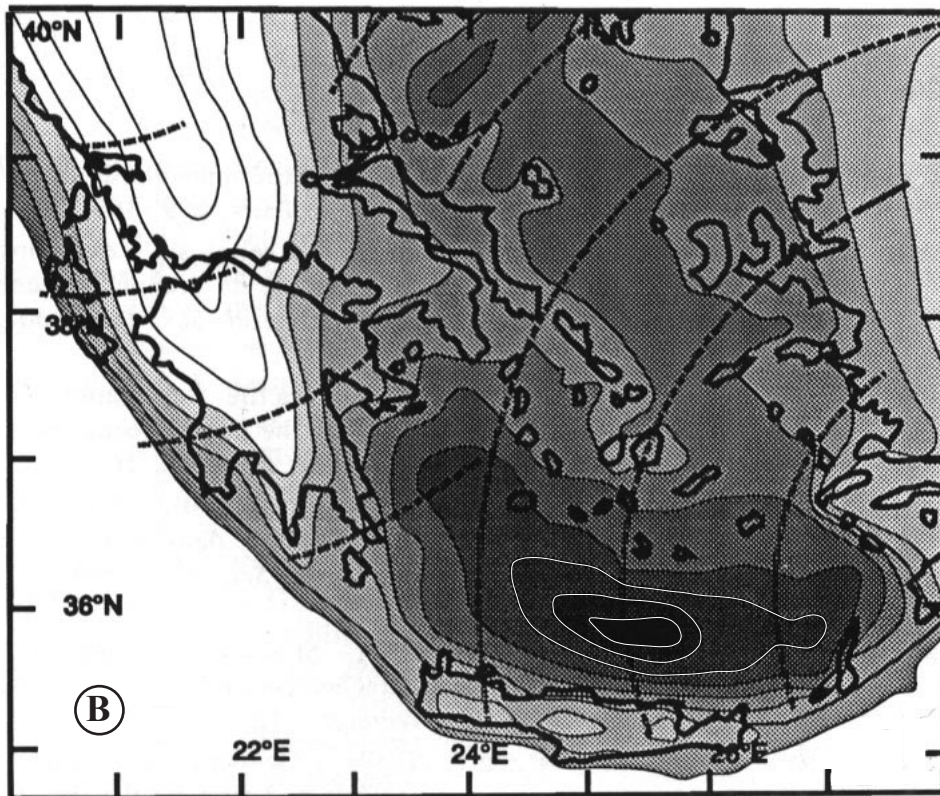
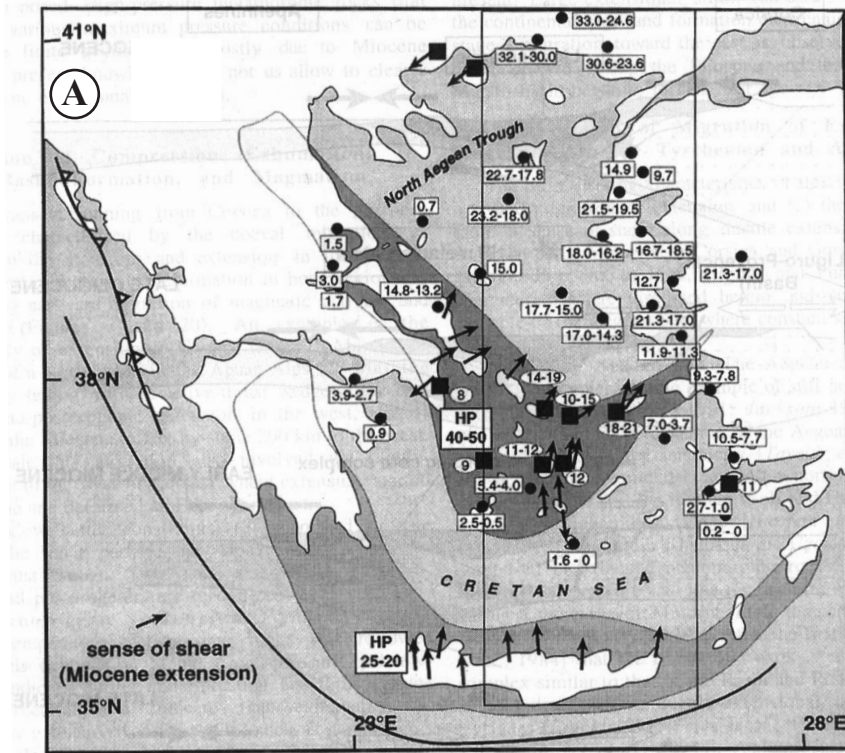


Fig.1-8. A. Carte tectonique simplifiée de la Mer Egée et mise en évidence des deux ceintures métamorphiques. D'après Jolivet *et al.* (1998). Les linéations d'étirement et le sens de cisaillement sont indiqués. L'âge du métamorphisme HP précoce (grand carré blanc), des intrusions de granitoïdes (carré noir) et du volcanisme sont également représentés. Un déplacement en cisaillement ductile systématiquement vers le NE peut être observé. **B.** Variations des épaisseurs crustales du domaine égéen. D'après Jolivet *et al.* (1994) modifié d'après Makris (1978) et Le Pichon et Angelier (1981). Blanc: épaisseurs supérieures à 40km; Noir: épaisseurs inférieures à 18,5km; intervalle de 2,5km entre chaque contour.

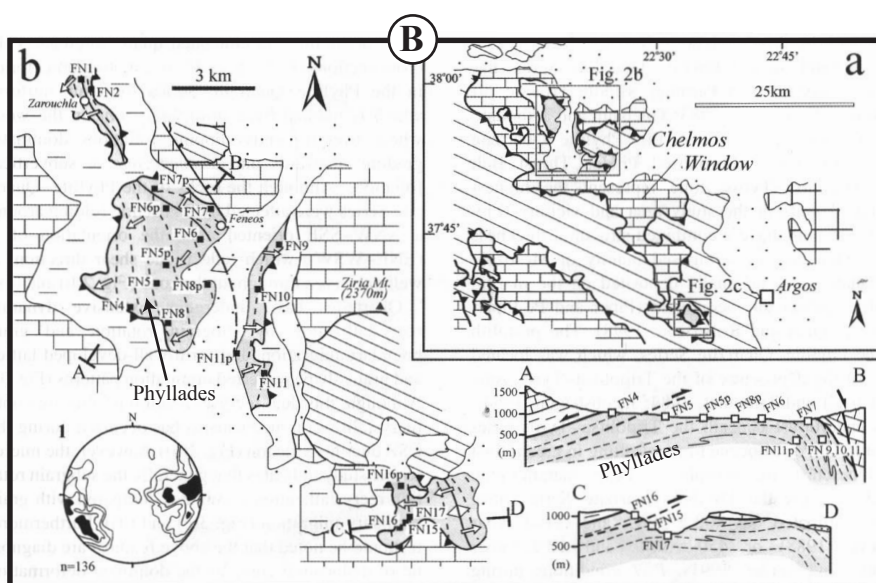
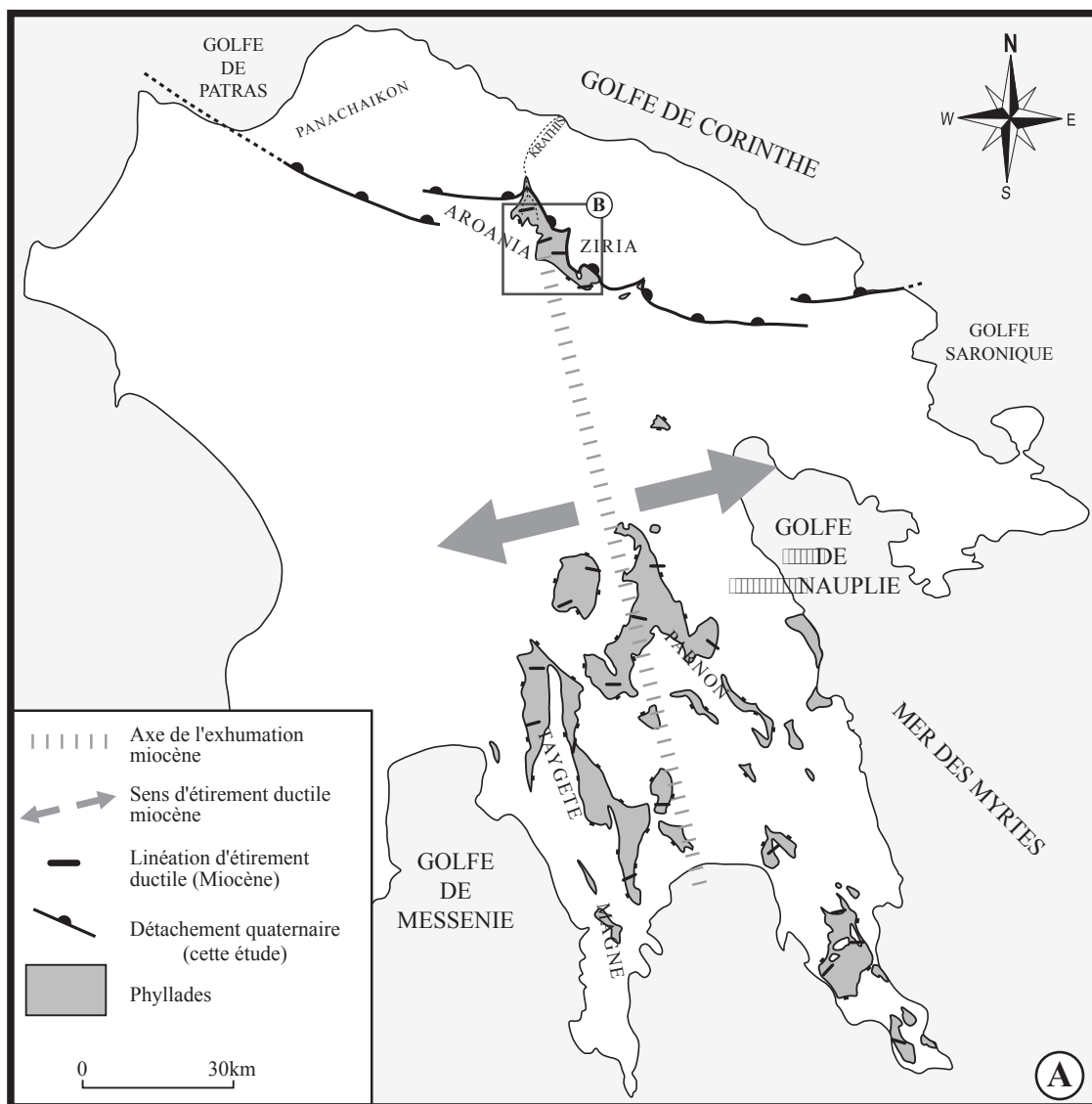


Fig.I-9. A. Carte schématique de l'extension de l'affleurement des phyllades exhumées lors de l'extension miocène. Les linéations d'étirement ductile indiquent une extension moyenne proche de E/W (Sud du Péloponnèse, d'après Trotet, 2000; Nord du Péloponnèse (fenêtre de Zaroukla), d'après Xypolias *et al.*, 2001). L'axe d'exhumation, orienté N 160-170°, correspond à la culmination ultérieure du détachement observé dans la vallée du Krathis. **B.** Linéations d'étirement ductile et sens de cisaillement dans la fenêtre de Zaroukla (fenêtre du Chelmos). Localisation sur la Fig.A. D'après Xypolias *et al.* (2001).

Dans le Péloponnèse, la direction d'étirement liée à l'exhumation est sensiblement E-W (**Fig.I-9A et 9B**). Si l'on considère la rotation horaire de 50° post-Miocène (Kissel *et al.*, 1984, 1985 ; § 1.2.3) de cette branche de l'arc égéen, la direction d'étirement était voisine de NE-SW en Péloponnèse. Cette direction est comparable à celle de la Crète (**Fig.I-8A**), ce qui suggère que l'arc égéen était faiblement courbé à la limite Oligo-Miocène (Trotet, 2000).

L'axe d'exhumation est orienté NNW-SSE et correspond aux massifs du Taygète et du Parnon. Cet axe se prolonge vers le nord où il est marqué par la mise à l'affleurement des formations métamorphiques de Zaroukla (phyllades). Il est coupé par le détachement qui fait l'objet de cette étude.

1.2.3. La formation de l'arc égéen

Un schéma de formation de l'arc égéen, basé sur l'étude des variations de direction des vecteurs glissement des mécanismes au foyer des séismes le long de l'arc hellénique ainsi que sur l'orientation de certaines structures transverses à l'arc, a été proposé par Le Pichon et Angelier (1979). Le bloc égéen peut être considéré comme un bloc rigide dont le mouvement est décrit par une rotation dont le pôle est localisé en mer Adriatique (40°, 18°E). En se basant sur une profondeur maximum de 180-200km des séismes liés à la subduction, et en considérant que cette profondeur correspond à l'extrémité du panneau lithosphérique subducté sous l'arc depuis son origine, ils proposent une rotation horaire d'environ 30° du front de l'arc depuis sa formation. La vitesse moyenne de rotation de l'arc (2.2°/Ma) est estimée à partir de l'activité du volcanisme des Cyclades, associé à la dynamique du slab plongeant. En supposant cette vitesse constante, ils estiment que 13Ma ont été nécessaires à la rotation de 30° du front de l'arc.

Des travaux ultérieurs ont montré qu'une certaine réserve pouvait être faite sur les hypothèses de départ ; Jarrard (1986) souligne que l'activité sismique ne permettait pas de définir la longueur d'une lithosphère subductée. Ultérieurement, les travaux de Spakman *et al.* (1988) ont effectivement permis d'observer le slab égéen jusqu'à une profondeur supérieure à 600km. Le début de la subduction aurait alors un âge compris entre 26 et 40Ma.

Un schéma intégrant données géologiques terrestres et marines, données géophysiques et paléomagnétiques a été proposé par Sorel (1989) :

-Le NW de la Grèce : du Miocène moyen (Langhien) au Pliocène inférieur, la zone apulienne y représentait l'avant-pays du front de la chaîne (front ionien, formé durant la phase de compression majeure du Langhien). Au Pliocène inférieur (~4,5Ma), une nouvelle phase compressive bien marquée dans les îles ioniennes accompagne le blocage du front chevauchant ionien et l'apparition d'un nouveau front plus à l'ouest, le front préapulien, encore actif aujourd'hui. Au nord de Levkas, le front ionien est

encore actif, peut-être parce que le taux de convergence est moins rapide que dans le sud de l'arc. La transition entre les deux fronts se fait par l'intermédiaire de la faille de Céphalonie. Des données de paléomagnétisme (Jamet, 1982 ; Laj *et al.*, 1982) sont venues confirmer ces résultats pour le NW de la Grèce en montrant une rotation horaire de 25° au Plio-Pléistocène (à partir d'environ 5Ma) dans les îles ioniennes.

-Le diachronisme de la formation de l'arc : l'incorporation de la zone préapulienne (§ 1.3.6) dans les Hellénides ne s'est pas faite de manière synchrone tout au long de la chaîne : dans le sud du Péloponnèse, la zone préapulienne métamorphisée affleure en fenêtre sous les nappes ioniennes et du Gavrovo-Tripolitsa (Thiébaud, 1982) (§ 1.3.3 et 1.3.4). Elle était donc déjà sous-charriée en Péloponnèse méridional avant de l'être au large des îles ioniennes, et elle ne l'est pas encore au nord de l'Albanie.

L'étude paléomagnétique du flysch d'âge Oligocène inférieur à Miocène moyen de la zone ionienne en Epire et en Akarnanie a montré une rotation horaire de 50° (Kissel *et al.*, 1984, 1985), supérieure à celle de 30° proposée par Le Pichon et Angelier (1979). Ceci implique que la zone ionienne a subi une rotation de 25°, avant celle de 25° d'âge Plio-Pléistocène. Cette première rotation est attribuée à l'activité du front ionien depuis la phase compressive du Langhien (Sorel, 1989) jusqu'à son blocage au Pliocène inférieur.

-La branche levantine de l'arc : une étude paléomagnétique a aussi été réalisée en Turquie, à l'extrémité orientale de l'arc, au niveau des nappes lyciennes, du massif des Bey Dagları et du bassin néogène d'Antalya (Kissel et Poisson, 1986, 1987). Elle montre que les Bey Dagları ont subi une rotation antihoraire de 30° à partir du Langhien, alors que du Maastrichtien au Miocène moyen aucune rotation n'avait affecté la région (Lauer, 1981). Devant les Bey Dagları, aucune rotation n'a affecté les séries néogènes du bassin d'Antalya depuis le Langhien. Ces résultats ont conduit Sorel (1989) à des conclusions identiques à celles obtenues pour la branche ionienne de l'arc : avant la phase compressive du Langhien, les Bey Dagları se trouvaient dans l'avant-pays de la chaîne, chevauchés par les nappes lyciennes. Au Langhien, la formation d'un chevauchement au SE des Bey Dagları (probablement masqué par les dépôts néogènes du bassin d'Antalya) aurait permis la rotation de ce massif. Cette rotation se serait arrêtée au Messinien, avec la phase de compression de l'Aksu à vergence ouest qui formerait l'actuel front de l'arc. L'arrêt de la subduction sous la branche levantine de l'arc au Messinien est soutenu par l'étude paléomagnétique des séries de l'île de Rhodes (Laj *et al.*, 1982), et par l'étude des structures sous-marines de la marge associées à la rotation de l'arc et cachetées par des sédiments attribués au Messinien (Le Cléac'h, 1984).

Un troisième modèle (**Fig.I-10B**) est proposé par Armijo *et al.* (1996) : selon ces auteurs la courbure de l'arc égéen s'acquiert à partir du Miocène (~15Ma) avec l'initiation de l'extension crustale en Egée en relation avec l'effondrement de la chaîne hellénique et le retrait du slab vers le sud (e.g. Jolivet *et al.*, 1994). L'extension est alors N/S et maximale au centre de l'Egée. Elle décroît latéralement vers l'est et

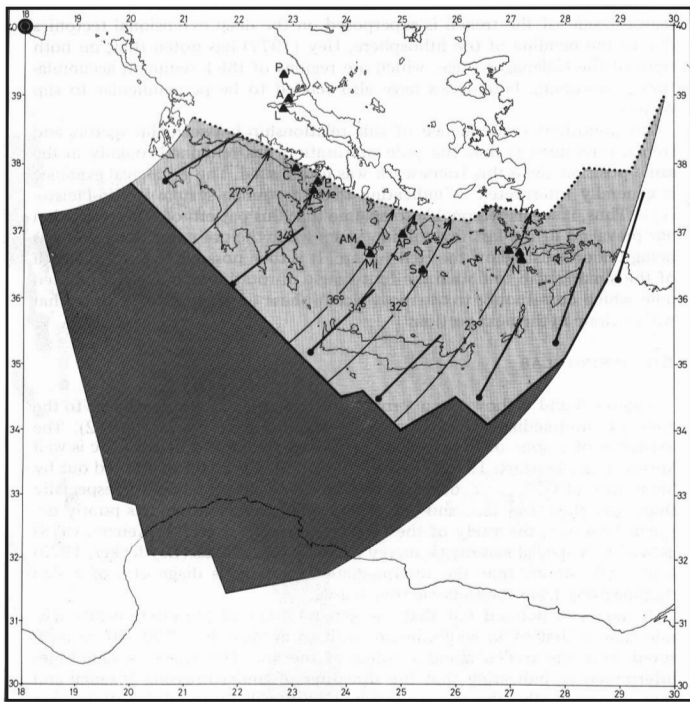


Fig.I-10A. Extension du slab plongeant pour une rotation autour d'un pôle situé dans la mer Adriatique (40°N, 18°E). D'après Le Pichon et Angelier (1979). P: volcans de Porphyron-Thebe-Zileria. A: Achilleion. L: Likhades-Agios Ioannis. C: Crommyonia-Isthmus. E: Aegina. Me: Methana-Poros. AM: Antimilos. Mi: Milos. AP: Antiparos. S: Santorini. K: Kos. Y: Yali. N: Nisiros.

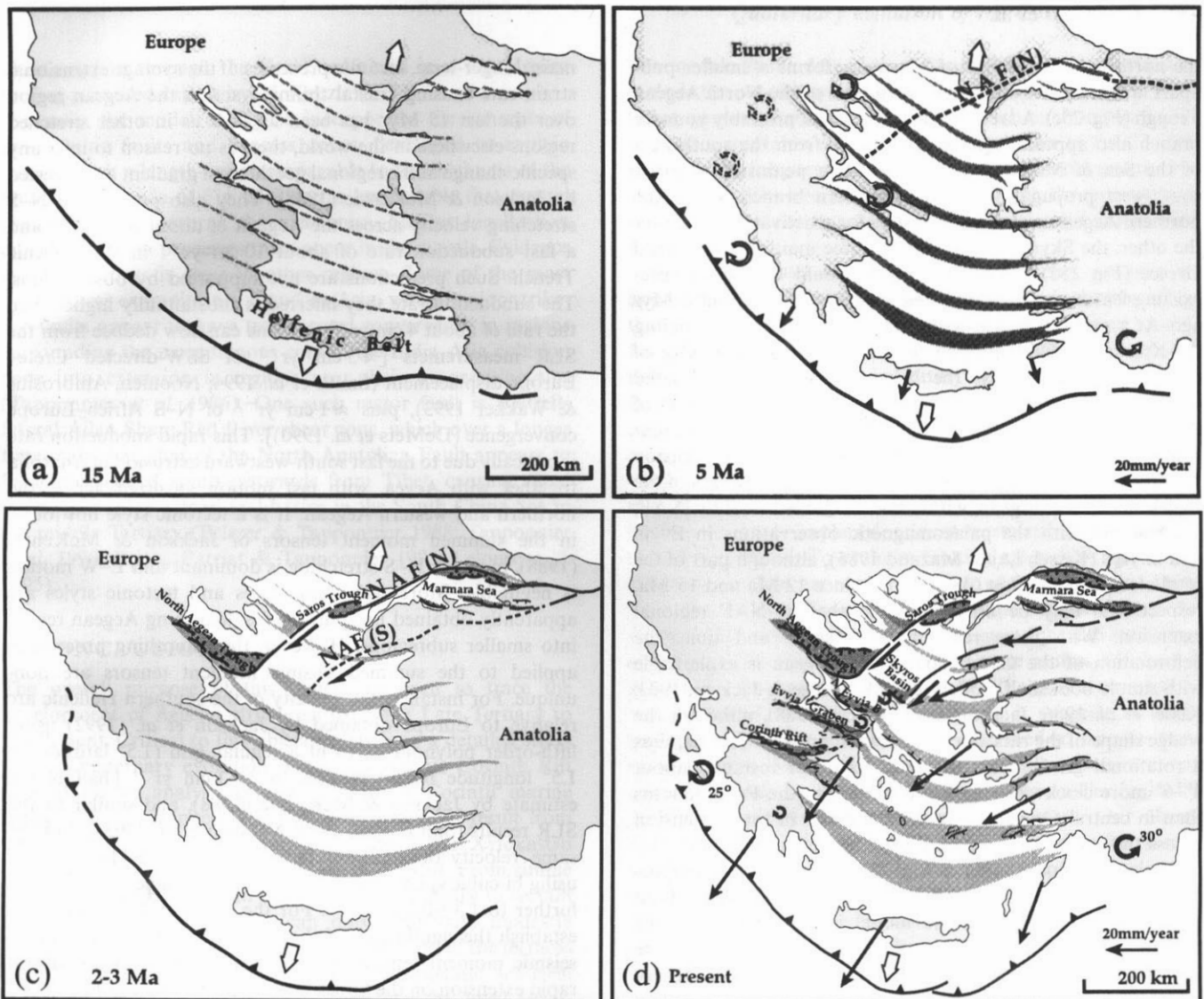


Fig.I-10B. Evolution tectonique de la région égéenne. D'après Armijo *et al.* (1996). **A:** Initiation de l'extension il y a 15Ma. La direction d'extension est approximativement N/S. Les traits discontinus indiquent la localisation des zones de rift. **B:** Etat de l'extension au début du Pliocène (5Ma). Les principales zones de rift sont en place avec le maximum d'extension situé au centre de l'Egée. La quantité d'extension décroît vers l'E et vers l'W, responsable des rotations horaires et anti-horaires observées à chaque extrémité. **C:** Propagation de la faille Nord anatolienne dans le domaine égéen (2-3Ma) responsable de la réactivation de certaines zones de rift. **D:** Situation actuelle. Le mouvement dextre sur la FNA est réparti sur les deux segments. La propagation de la branche sud a pu réactiver progressivement le bassin de Skyros, le bassin d'Evvia et le golfe de Corinthe.

vers l'ouest ayant pour effet une rotation horaire de la branche occidentale et une rotation anti-horaire de la branche orientale responsables de la courbure de l'arc égéen. La propagation de la faille Nord Anatolienne en Egée vers 5Ma entraînerait une accélération de l'acquisition de la courbure et la réactivation des structures extensives héritées du Miocène (fosse de Saros, fosse N-égéenne, graben d'Eubée et golfe de Corinthe).

1.2.4. Régime tectonique et état de contrainte du Pliocène à l'actuel

L'évolution tectonique plio-quadernaire du domaine égéen a été étudiée par de nombreux auteurs, dont Mercier *et al.* (1976, 1979), Mercier (1977) et Angelier (1979). La partie développée ici est largement basée sur l'article de Mercier *et al.* (1987).

En Grèce N-occidentale, durant le Miocène moyen et supérieur, un front convergent faisait chevaucher la zone ionienne (§ 1.3.4) sur la zone pré-apulienne (§ 1.3.6). La formation de ce front (arc ionien) a été accompagnée par le plissement majeur de la couverture de la zone ionienne au Langhien. Ce front s'étendait probablement jusqu'en Turquie, au niveau de l'arc lycien. C'est à cette même époque que s'exhumaient les derniers "metamorphic core complexes" dans les Cyclades (e.g. Jolivet *et al.*, 1996 ; § 1.2.1).

Pendant le Pliocène inférieur, un nouveau front de l'arc se forma plus à l'ouest des îles ioniennes : le front préapulien, toujours actif dans l'arc égéen N-occidental.

De nouvelles déformations ont ensuite affecté le domaine égéen dans lequel deux domaines distincts sont classiquement reconnus : la Mer Egée et ses bordures (domaine égéen interne) et la bordure ionienne (domaine externe préapulien). Une étude des variations du régime tectonique basée sur l'analyse microtectonique des failles et de leurs marqueurs cinématiques (et des directions de contraintes déduites des mécanismes au foyer des séismes pour la période récente) a permis à Mercier *et al.* (1987) et Sorel (1989) de retracer l'histoire de la déformation du domaine égéen que l'on peut résumer en quatre étapes :

- la compression du Pliocène inférieur
- la distension du domaine interne du Pliocène inférieur au Pléistocène inférieur
- la reprise compressive du domaine interne du Pléistocène inférieur
- l'extension généralisée du domaine interne du Pléistocène moyen à nos jours

Afin de rendre compte des changements d'état de contraintes responsables des variations cinématiques des différentes étapes mentionnées ci-dessus, Mercier *et al.* (1979, 1987) ont proposé qu'ils puissent être décrits par un modèle de topographie compensée. Il se base sur le calcul de la contrainte verticale σ_{zz} en excès par rapport à une contrainte de référence sur l'avant-arc et tient compte de la topographie, de l'épaisseur de la croûte et de la structure thermique en profondeur.

1.2.4.1. La compression du domaine égéen au Pliocène inférieur

Cet épisode accompagne le blocage du front ionien et l'apparition du nouveau chevauchement frontal préapulien, mentionné précédemment. Les déformations associées sont importantes, avec des failles de chevauchement pluri-kilométriques (Sorel, 1976). Dans le domaine interne, les structures compressives sont faibles dans l'arc méridional, modérées au nord de l'arc des Cyclades et importantes dans l'arc des Cyclades même.

1.2.4.2. Du Pliocène inférieur au Pléistocène inférieur

L'activité tectonique du domaine externe est peu marquée (**Fig.I-11A**). Elle se caractérise essentiellement par une sédimentation marine associée à une subsidence. Par contre le domaine interne connaît une période de distension, avec des directions d'extension radiales à l'arc.

Sorel (1989) propose que la déformation du domaine égéen soit sous le contrôle conjugué de la poussée de la subduction au front de l'arc et du retrait du panneau plongeant. Dans le modèle de topographie compensée σ_3 est alors radiale, sensiblement parallèle à la convergence au front de l'arc. L'orientation des contraintes est en accord avec l'extension radiale à l'arc observée dans tout le domaine égéen.

1.2.4.3. La reprise compressive dans domaine interne au Pléistocène inférieur

Alors que le domaine interne était caractérisé par une extension radiale à l'arc jusque dans le Pléistocène, une reprise compressive généralisée du domaine égéen (Rhodes, Crète, Iles ioniennes et Grèce centrale) est observée, et le domaine externe connaît une forte compression (**Fig.I-11B**). Cela marque sans doute une forte augmentation de la contrainte horizontale σ_{xx} radiale au front de l'arc, augmentation que Sorel *et al.* (1988) mettent à l'actif d'une rupture du slab en profondeur illustrée par la tomographie sismique (Spakman *et al.*, 1988).

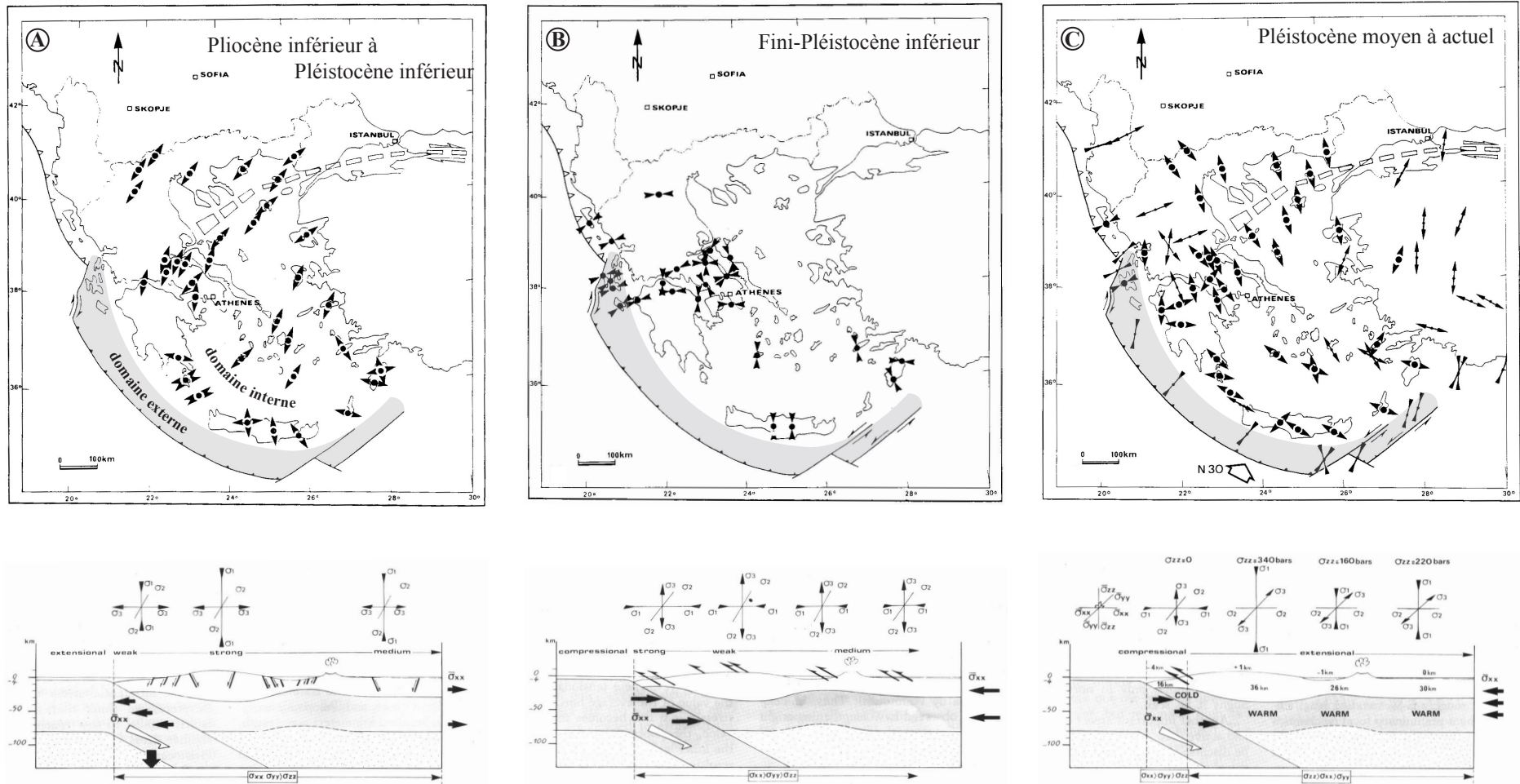


Fig.1-11. En haut: les états de contraintes dans l'Arc égéen depuis le Pliocène. Les doubles flèches fines sont les vecteurs glissement des mécanismes au foyer des séismes (divergentes: en extension; convergentes: en compression). Les doubles flèches épaisses avec un point sont les directions des contraintes principales calculées à partir des failles striées (divergentes: en extension; convergentes: en compression). En bas: interprétations physiques qualitatives des variations de l'état de contraintes au dessus de la zone de subduction égéenne. A. Pliocène inférieur à Pléistocène inférieur: l'extension est radiale à la bordure de l'arc, la poussée du slab étant faible, ou la traction s'exerce sur la lithosphère égéenne. B. Fini-Pléistocène inférieur: la compression gagne la domaine interne du fait de l'augmentation de la poussée du slab (sigma xx). Extrait de Mercier *et al.* (1987).

1.2.4.4. Du Pléistocène moyen à nos jours

Les déformations compressives du Pléistocène inférieur sont cachetées par des formations continentales et marines du Pléistocène moyen dans le domaine externe préapulien (Mercier et al, 1972 ; Bousquet, 1974 ; Sorel, 1976). Dans le domaine interne, de nombreux indices montrent que la compression n'affecte pas les formations du Pléistocène moyen, semblant indiquer que la compression a bien eu lieu au Pléistocène inférieur comme dans le domaine externe (**Fig.I-11C**).

Cette période récente est bien définie car on dispose des données des mécanismes au foyer des séismes. Elle est marquée par une compression modérée, localisée à la bordure de l'arc égéen, et le retour d'une distension généralisée dans le domaine interne. Mais contrairement à l'extension radiale observée au Pliocène inférieur, les directions d'extension sont parallèles au front de l'arc (NW-SE à N-S).

Ce changement d'état de contrainte peut marquer la réapparition d'une force de retrait du panneau plongeant suffisamment importante pour permettre la réapparition d'une contrainte horizontale $\sigma_{xx}=\sigma_2$ proche de la contrainte $\sigma_{yy}=\sigma_3$. Il en résulte une extension parallèle au front de l'arc.

1.3. LA STRUCTURATION DES HELLENIDES

On distingue classiquement les zones isopiques internes, affectées par une tectonique compressive antécénozoïque et les zones isopiques externes montrant une sédimentation continue (ou accordante) depuis le Trias, et tectonisées à partir de l'Eocène (Brunn, 1956). On entend par zone isopique un domaine sédimentaire présentant dans l'espace et pendant une période donnée les mêmes conditions de dépôts (même succession de faciès).

Les rifts de Patras et Corinthe recoupent les nappes de couverture des zones isopiques externes des Hellénides (**Fig. I-12**). Pour cette raison, nous nous concentrerons sur la description des zones externes.

1.3.1. La zone du Parnasse et la zone béotienne

Ces zones affleurent en Grèce continentale et au NE du Péloponnèse et sont chevauchées à l'est par les zones internes. La zone du Parnasse a été un haut-fond subsident où se sont déposés des calcaires néritiques du Trias au Crétacé supérieur. Ce haut-fond séparait le sillon du Pinde du bassin de la zone béotienne caractérisée par des faciès néritiques du Trias au Jurassique supérieur, pélagiques au Crétacé inférieur puis terrigène (flysch) du Crétacé à l'Eocène (Cadet *et al.*, 1980)

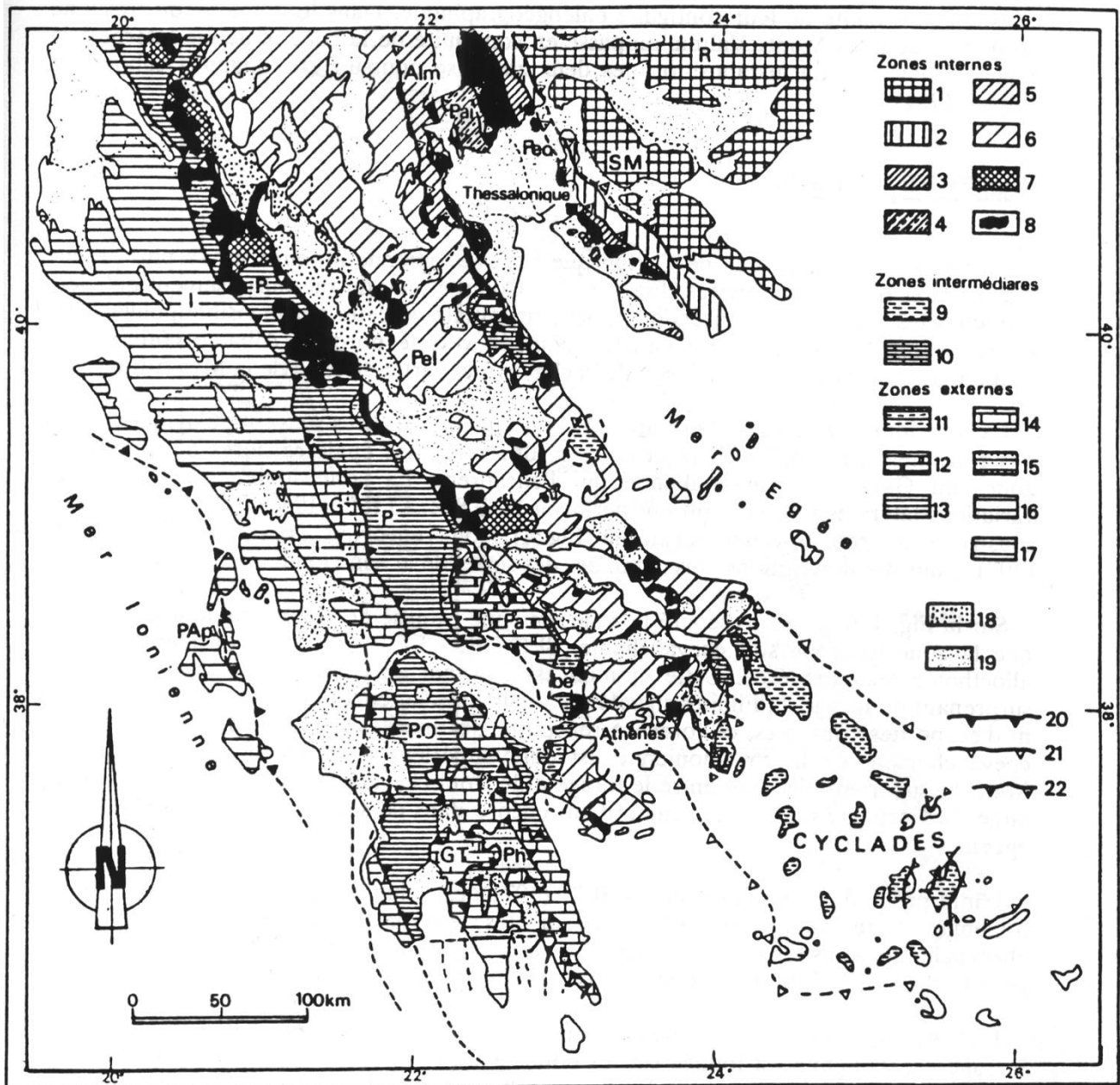


Fig.I-12. Schéma structural et zones isopiques des Hellénides. D'après Vergély (1984) modifié d'après Thiébault (1982) pour le Péloponnèse méridional. 1: massifs serbo-macédonien et du Rhodope. 2: bordure occidentale serbo-macédonienne. 3: zone de Péonias. 4: zone du Païkon. 5: zone d'Almopias. 6: zone pélagonienne. 7: zone maliaque. 8: Ophiolites. 9: unités intermédiaires des schistes bleus: série de Styra-Ochi (Eubée du sud), de Makrinitza (Haut Pélion), d'Attique du SE et des Cyclades. 10: unités intermédiaires calcaires de l'Ossa et d'Almyropotamos en Eubée du sud. 11: zone béotienne. 12: zone du Parnasse. 13: zone du Pinde. 14: zone de Gavrovo-Tripolitsa. 15: nappe des phyllades. 16: zone ionienne. 17: zone préapulienne. 18: molasse éocène supérieur à Miocène supérieur du sillon méso-hellénique (albano-thessalien). 19: bassins néogènes à quaternaires. 20: chevauchements majeurs dans les zones externes. 21: chevauchement de la nappe pélagonienne. 22: contacts chevauchants et écaillages des zones internes orientales (zones vardariennes et serbo-macédonienne).

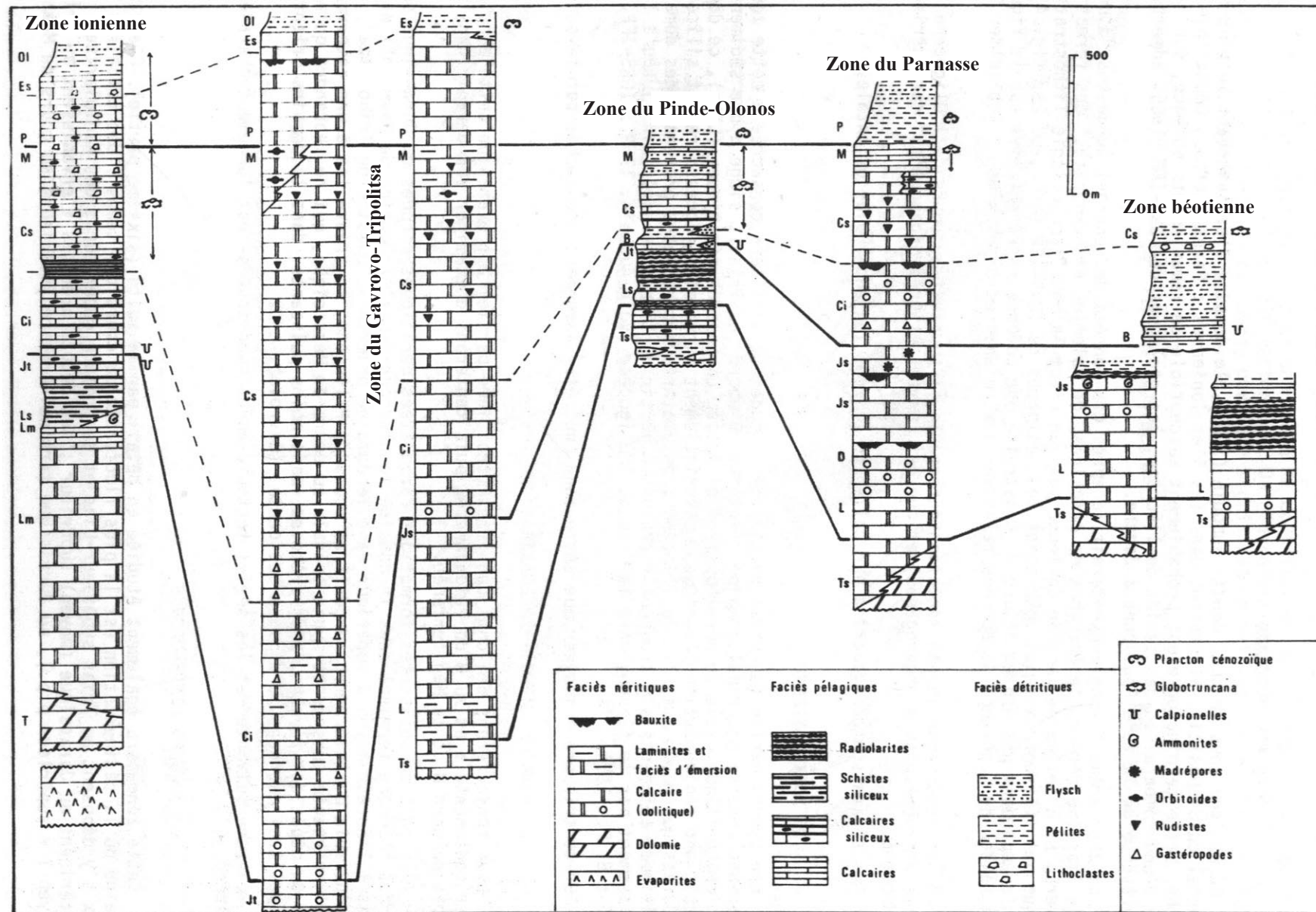


Fig.I-13. Colonnes lithologiques types des séries carbonatées des principales zones isopiques externes et intermédiaires en Grèce continentale. D'après Fleury (1980).

1.3.2. La zone du Pinde-Olonos

Cette zone affleure principalement en Grèce continentale, dans le Péloponnèse et dans le Dodécanèse.

a. Stratigraphie

Cette série s'individualise probablement dès la base du Trias moyen, qui comprend des coulées volcaniques (Fleury, 1980). Les premiers dépôts sans volcanisme apparaissent au Trias supérieur (**Fig. I-13**). A la limite Trias-Lias, un premier ensemble radiolaritique s'individualise dans la partie axiale du bassin et est suivi par la généralisation au Lias du faciès calcaire du domaine pindique. Le Dogger et le Malm se caractérisent par des faciès radiolaritiques qui affleurent largement dans la zone frontale des écaillés du Pinde (Fleury, 1980). La fin du Jurassique et le début du Crétacé montrent un changement de configuration de la marge orientale du bassin pindique, lié à la tectogenèse des zones internes (rapprochement de la nappe ophiolitique). La sédimentation est alors marquée par l'arrivée de matériel détritique dans certaines régions pindiques orientales (premier flysch du Pinde). Au centre du bassin se déposent des calcaires pélagiques (à Calpionelles). A la fin du Crétacé inférieur (Albo-Aptien), de nouvelles déformations des zones orientales entraînent des apports sableux (Fleury, 1980). L'axe du bassin est le lieu de dépôt de pélites à radiolaires. Au Crétacé supérieur se généralisent des faciès carbonatés pélagique (calcaires en plaquettes). Au Maastrichtien, une reprise d'érosion des régions orientales marque le retour de formations détritiques en certaines régions bordières et ainsi que dans l'axe du bassin pindique. Le phénomène s'amplifie au Paléocène. L'Eocène voit l'installation du dépôt des flyschs (subsidence importante), alimentés en partie par le front orogénique à l'est (Fleury, 1980).

b. Tectonique

Situés sur la bordure est du bassin pindique, les premiers indices de déformations importantes sont datés de l'Eocène supérieur et sont associés à la poursuite de la tectogenèse des zones internes. La mise en place vers l'ouest (dans la géographie actuelle) de la nappe du Pinde débute au Priabonien et se poursuit jusqu'à l'Oligocène (Fleury, 1980). Sa mise en place s'accompagne de son démantèlement qui alimente le flysch oligocène de la zone du Gavrovo-Tripolitsa.

Dans le nord du Péloponnèse, la tectonique a individualisé deux domaines pindiques structuralement distincts : une partie orientale, la Table d'Arcadie, située en Argolide, Corinthie et dans une partie de l'Achaïe caractérisée par une nappe du Pinde peu structurée mais réduite tectoniquement à sa base (Dercourt, 1964) : on ne voit jamais le Trias affleurer, les radiolarites sont réduites à quelques bancs totalement écrasés et aucune des séries du Crétacé inférieur n'a été reconnue. Seuls affleurent les calcaires en plaquettes et le flysch sus-jacent. Cette région s'oppose à la région occidentale des massifs de

l'Erymanthe et du Panachaïkon formés d'une pile d'écaillés orientées N160° au front de la nappe. Les écaillés du Pinde présentent des structures variées et complexes mais qui impliquent la totalité de la série stratigraphique du Trias à l'Eocène (Dercourt, 1964). Cet empilement d'écaillés entraîne un épaissement tectonique considérable des formations pindiques. Ces deux domaines sont reliés par un système intermédiaire dans lequel la série est moins réduite qu'à l'est mais n'est pas aussi riche en niveaux stratigraphiques que dans le système d'écaillés.

1.3.3. La zone du Gavrovo-Tripolitsa

Cette zone a été étudiée par de nombreux auteurs (Aubouin, 1959 ; Dercourt, 1964 ; Fleury, 1980 ; Thiébault, 1982). Elle s'étend du sud du Péloponnèse, où elle apparaît métamorphisée en fenêtre sous le Pinde, jusqu'au massif du Gavrovo au nord en Epire, puis elle est totalement chevauchée par la nappe du Pinde dont le front atteint la zone ionienne. Elle affleure dans le Péloponnèse septentrional (notre secteur d'étude) où elle forme les imposants massifs du Chelmos, de l'Oligirtos et du Ziria.

a. Stratigraphie

Il s'agit de formations carbonatées néritiques épaisses de 1000 à 1500m, d'âge Jurassique supérieur à Eocène terminal dans le domaine occidental (Gavrovo) et du Trias à l'Eocène supérieur dans le domaine oriental (Tripolitsa) (**Fig.I-13**). Au Crétacé terminal et au Paléocène inférieur, on observe un arrêt de la subsidence et une émergence de la plate-forme, avec apparition de faciès à charophytes (milieu dessalé). La subsidence reprend avec la sédimentation du flysch à l'Eocène. Cette reprise est contemporaine de l'arrivée d'éléments calcaires du Gavrovo-Tripolitsa dans les séries de la zone ionienne.

b. Tectonique

Cette zone est chevauchée à l'est par la nappe du Pinde. Décollée et charriée à partir de l'Aquitaniens supérieur (Fleury, 1980), la zone de Gavrovo-Tripolitsa présente une allochtonie croissante vers le sud. Thiébault (1982) propose que ce phénomène soit lié à la répartition géographique des évaporites du Trias : largement développées en zone ionienne en Grèce continentale et au nord du Péloponnèse, elles permettent un large décollement des séries ioniennes et du Gavrovo-Tripolitsa. Au sud, l'absence d'évaporites n'aurait pas favorisé son décollement mais plutôt son large recouvrement par le Pinde.

1.3.4. La zone ionienne

Cette zone affleure essentiellement en Epire et en Akarnanie, dans l'ouest de la Grèce continentale. Elle apparaît de manière sporadique dans le NW du Péloponnèse, en Achaïe (et sous les séries Plio-Quaternaires situées au sud du golfe de Patras). La série des Plattenkalke qui affleure en fenêtre sous la nappe du Gavrovo-Tripolitsa du sud du Péloponnèse a également été rapportée à la zone ionienne (e.g., Thiébault, 1982).

a. Stratigraphie

Le Trias est caractérisé par des dépôts essentiellement évaporitiques, puis le Lias voit le développement de faciès carbonatés néritiques (**Fig.I-13**). Du Jurassique moyen à la fin de l'Eocène, la sédimentation est pélagique, essentiellement carbonatée (accessoirement siliceuse). Des matériaux carbonatés provenant des domaines néritiques adjacents (probablement du Gavrovo-Tripolitsa selon Fleury (1980)) s'y trouvent parfois entraînés à partir du Sénonien supérieur (Aubouin, 1962). Le flysch débute avec l'Oligocène.

En résumé, une plate-forme carbonatée établie au cours du Trias et du Lias fait place jusqu'à la fin de l'Eocène à un domaine plus pélagique où se maintient une sédimentation essentiellement calcaire.

b. Tectonique

Les premiers indices de déformations compressives de la zone ionienne interne datent de l'Oligocène inférieur (Thiébault, 1982). L'ensemble de la zone est légèrement comprimée à l'Aquitaniens supérieur, la phase majeure ayant lieu au Langhien. Sorel (1989) attribue cette compression au blocage du front de chevauchement du Pinde et au début du chevauchement de la zone ionienne sur la zone préapulienne au Langhien.

1.3.5. La nappe des phyllades

La nappe des phyllades est une unité allochtone qui affleure dans le Péloponnèse méridional et central sous la série du Gavrovo-Tripolitsa et au-dessus des Plattenkalke assimilés à la zone ionienne. Cette série métamorphique affleure selon un axe NNW-SSE au cœur du Péloponnèse à la faveur de grands cisaillements ductiles soustractifs à vergence est et ouest et d'âge miocène (Trotet, 2000 ; § 1.2.1 et 1.2.2). La stratigraphie des phyllades est mal connue à cause de son métamorphisme. Cet ensemble comprend des schistes, des quartzo-phyllades, des métaconglomérats, des métavolcanites et des marbres. Trois origines lui sont proposées :

- selon Thiébault (1982), elle correspondrait au soubassement stratigraphique normal permo-triasique des carbonates mésozoïques de la zone de Tripolitsa.

- selon Lekkas et Papanikolaou (1978), elle correspondrait en grande partie au flysch ionien associé aux Plattenkalke, une partie pouvant correspondre au soubassement normal de Tripolitsa.

- selon Jacobshagen *et al.* (1978), elle serait le témoin d'une zone particulière initialement localisée entre la zone ionienne et la zone préapulienne. Cette solution implique que les Plattenkalke soient attribués à la zone pré-apulienne. Or l'homologie Plattenkalke-zone ionienne établie par Thiébault (1982) rend cette hypothèse difficile.

Les deux premières hypothèses, apparemment distinctes, ne diffèrent cependant que par l'importance de ce que l'on peut attribuer au soubassement de la zone du Tripolitsa ou au flysch de la zone ionienne.

1.3.6. La zone préapulienne

Il s'agit de la zone la plus externe des Hellénides (**Fig.I-12**). Elle affleure dans les îles ioniennes de Paxos, Levkas, Céphalonie et Zante. Elle présente au-dessus d'une série triasico-liasique formée d'alternance de calcaires, de dolomies et évaporites, des formations différentes de celles de la zone ionienne. La sédimentation carbonatée épaisse de 4-5km s'y poursuit jusqu'au Burdigalien, puis des marnes et grès caractérisent le Miocène (Fleury, 1980). Cette zone est chevauchée à l'est par la zone ionienne.

1.4. LE RIFT DE CORINTHE-PATRAS

Il s'agit du rift continental le plus rapide d'Europe et a fait l'objet de nombreuses études (géophysique profonde, sismologie, géologie structurale, géomorphologie, sédimentologie, paléosismologie, climatologie, paléontologie...). Aujourd'hui, la littérature est riche de plusieurs centaines de publications ayant trait au golfe de Corinthe et il serait long d'en faire une synthèse complète. Les données que je présente dans ce chapitre concernent principalement la géodynamique actuelle du rift et la tectonique active (géodésie, sismicité, failles actives). Les publications traitant des aspects plus précis comme la géologie structurale, la sédimentologie, la morphologie ou la surrection seront mentionnées dans les chapitres traitant de ces différents sujets.

1.4.1. Présentation géographique

Les golfes de Corinthe et de Patras appartiennent à un système ENE-WSW en échelon de horsts et de grabens dissymétriques s'étendant de la terminaison de la faille Nord-Anatolienne en Mer Egée à la faille transformante dextre de Céphalonie.

Les deux golfes sont orientés N120° et leurs axes sont géographiquement décalés de 25km (**Fig.I-14A**). Ils recoupent obliquement les structures N160° de la chaîne des Hellénides, et séparent la Grèce continentale du Péloponnèse qui ne sont reliés que par l'isthme de Corinthe.

A l'est, le golfe de Corinthe, long de 130km, et large d'environ 30km, est scindé en deux golfes secondaires (golfe d'Alkyonides et golfe de Lechaio) séparés par la péninsule de Perachora. Vers l'ouest, le golfe de Corinthe se rétrécit jusqu'au seuil de Rion où sa largeur n'excède pas 2,5km. Il s'y connecte au golfe de Patras dont la rive sud se situe 25km plus au sud. Alors que la côte sud des deux golfes est assez rectiligne, la côte nord est plus irrégulière. Elle montre des évidences morphologiques d'une subsidence (e.g. Dufaure, 1975 ; Stiros et Pirazzoli, 1998) et est généralement dépourvue de dépôts récents émergés. Cette dissymétrie morphologique est liée à une dissymétrie de la tectonique active du rift : la côte sud présente un ensemble de failles normales actives à pendage nord, de direction moyenne N110°, et de 15-25km de longueur (Jackson et McKenzie, 1983).

La dissymétrie morphologique est également reflétée par la bathymétrie du golfe de Corinthe : au centre du golfe, la pente sud faillée est abrupte jusqu'à la plaine abyssale située à environ 800m de profondeur. Par contre, la côte nord présente une pente plus douce marquant la flexure vers le sud du système de nappes. Cette flexure est localement accentuée par des failles normales à pendage sud.

Atteignant plus de 800m dans le secteur oriental, la profondeur diminue progressivement jusqu'au seuil de Rion où elle n'excède pas 62m (Chronis *et al.*, 1991). A l'ouest du seuil, le golfe de Patras n'excède pas 130m de profondeur (Ferentinis *et al.*, 1985).

1.4.2 Les données GPS et la sismicité

Le golfe de Corinthe est reconnu comme une région soumise à une extension rapide, soulignée par une importante activité sismique (e.g. Jackson et McKenzie, 1988 ; Taymaz *et al.*, 1991). Des études récentes de géodésie ont permis d'établir le taux de déformation horizontal de la région. Elles indiquent que le golfe de Corinthe est soumis à une extension N/S, avec une vitesse moyenne de 10-12mm/a (Billiris *et al.*, 1991 ; Davies *et al.*, 1997). Plus récemment, Clarke *et al.* (1998) ont montré que le taux d'extension augmente d'est en ouest, de 0,3cm/a au niveau de Corinthe, à 1,5cm/a à la longitude d'Aigion (**Fig.I-15**).

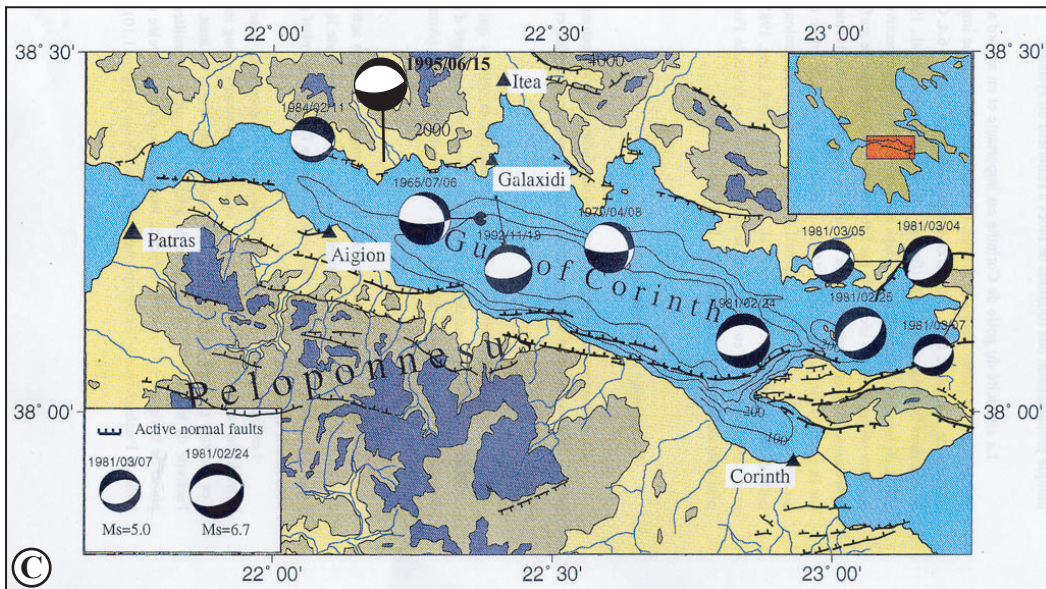
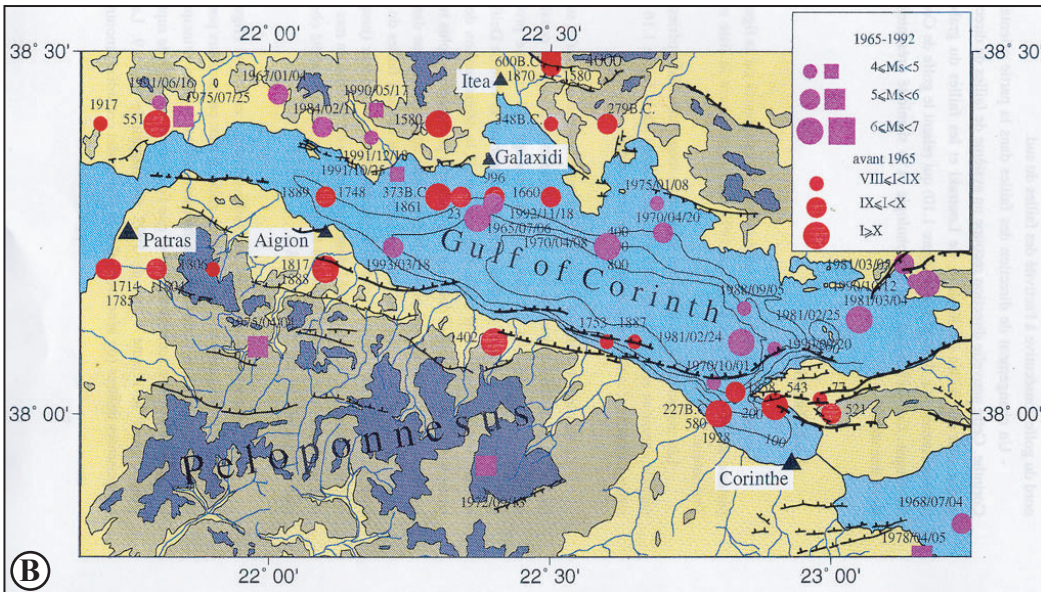
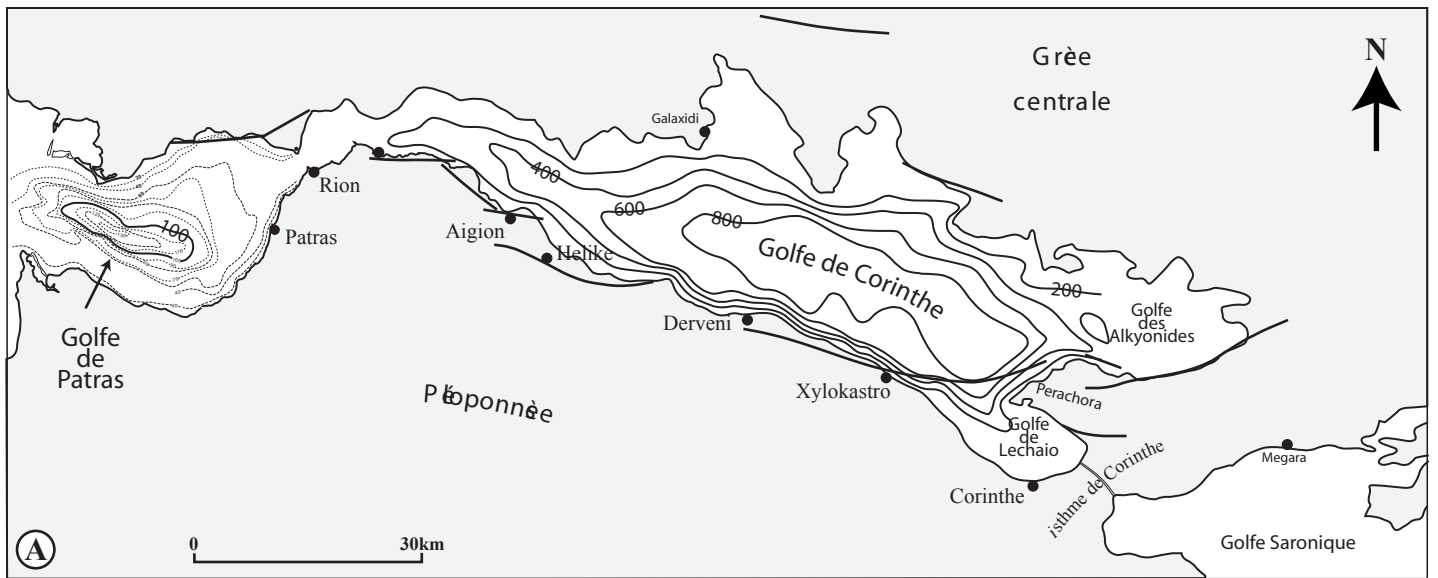


Fig.I-14. A: Les golfes de Patras et de Corinthe et données de bathymétrie (les données sont respectivement issues de Ferentinos et al., 1985 et Perissoratis et al., 1986). **B:** Carte de la sismicité historique et instrumentale (600av. J.C. - 1992) du golfe de Corinthe. D'après Rigo (1994). Les ronds représentent les séismes de profondeur comprise entre 0 et 15km, les carrés les séismes de profondeur supérieure à 15km. Pour la période avant 1965, les profondeurs ne sont pas déterminées. **C:** Carte des mécanismes au foyer des séismes de magnitude Ms supérieure à 5, entre 1965 et 1992, dans le golfe de Corinthe. D'après Rigo (1994). La taille des mécanismes est proportionnelle à la magnitude. Le séisme d'Aegion de 1995 a été rajouté.

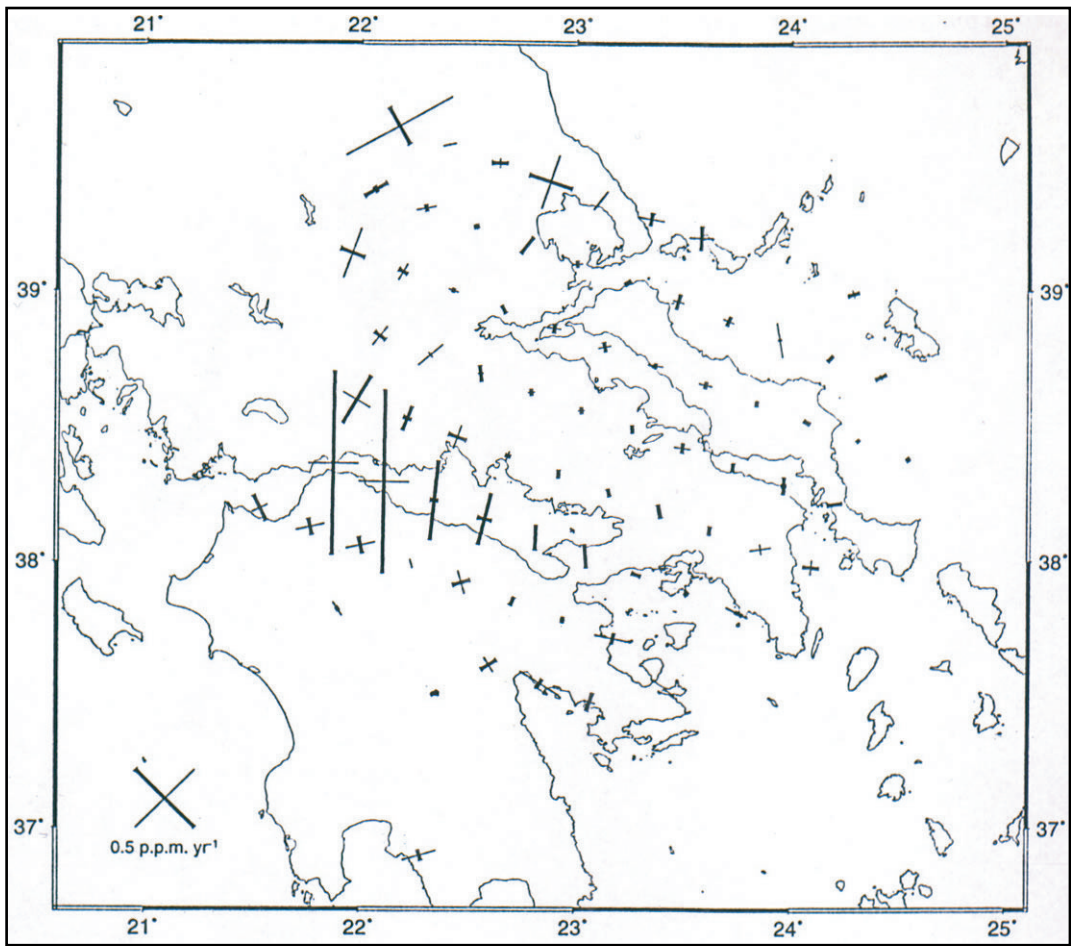


Fig.I-15. Axes principaux de la déformation déterminés à partir du champs de vitesse obtenus par mesures GPS répétées. D'après Clarke *et al.* (1998). Les traits épais représentent la contrainte principale σ_1 et les traits fins la contrainte σ_2 .

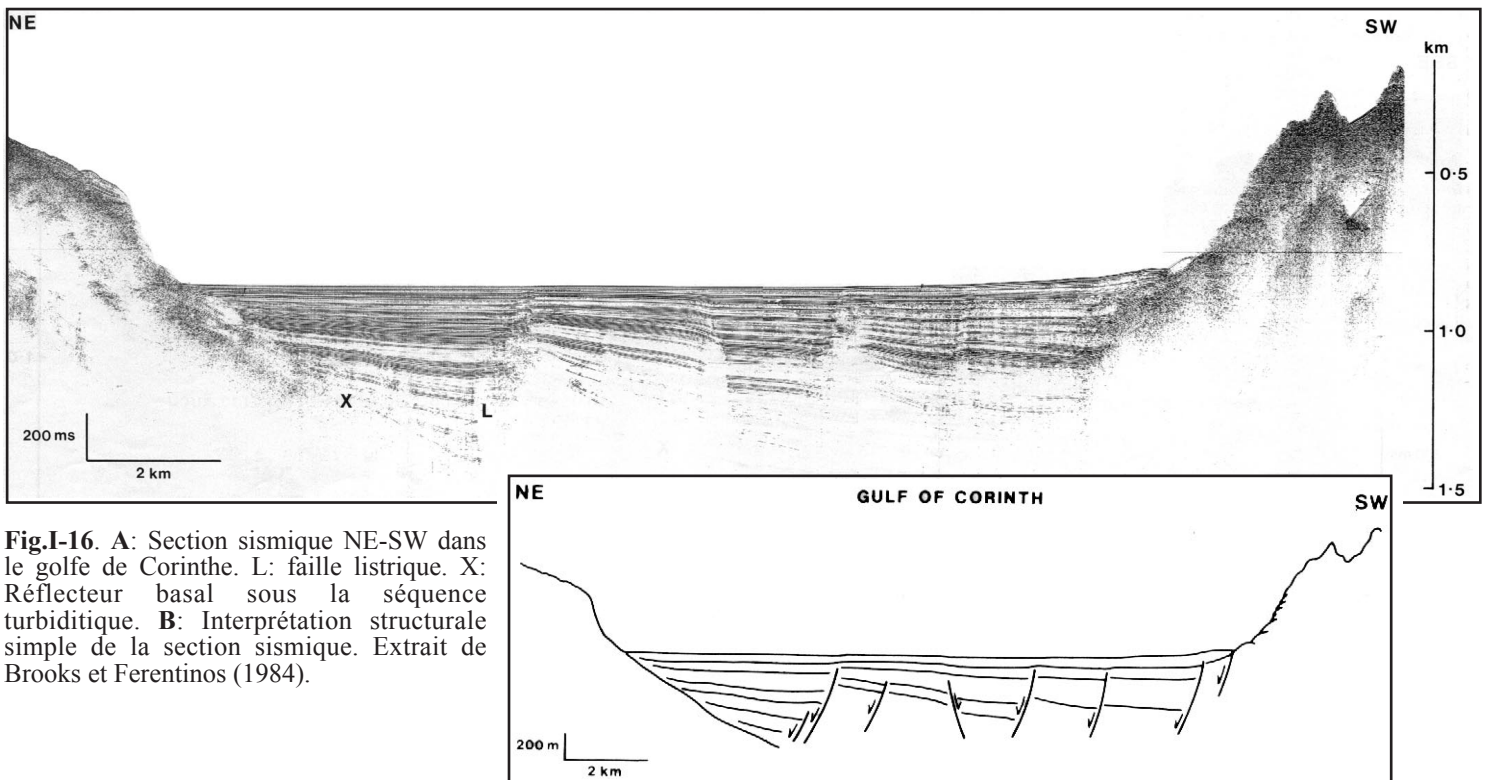


Fig.I-16. A: Section sismique NE-SW dans le golfe de Corinthe. L: faille listrique. X: Réflecteur basal sous la séquence turbiditique. B: Interprétation structurale simple de la section sismique. Extrait de Brooks et Ferentinos (1984).

Cette ouverture rapide s'accompagne d'une sismicité importante, en accord avec le système des failles normales actives situées sur la rive sud du golfe de Corinthe. Au sud de ce système, peu de séismes ont été enregistrés (**Fig.I-14B**). La dernière crise sismique importante est celle de 1981 avec trois séismes de magnitude Ms 6.7, 6.4 et 6.4 (Jackson *et al.*, 1982 ; King *et al.*, 1985 ; Collier *et al.*, 1998). Ces séismes ont eu lieu dans la partie orientale du golfe, au nord de la péninsule de Perachora. La **figure I-14C** représente les mécanismes au foyer des séismes de magnitude supérieure à 5 enregistrés entre 1965 et 1992. J'y ai superposé le séisme d'Aigion de 1995. Ces mécanismes montrent que la déformation cosismique est en accord avec les données de géodésie indiquant une extension N/S.

1.4.3 Les failles actives du golfe de Corinthe

1.4.3.1. Description des failles actives

La faille d'Héliké

Le plus ancien séisme reporté sur cette faille, et mentionné par des écrits anciens (cité par Mouyaris *et al.*, 1992 ; Papazachos et Papazachou, 1997), remonte à 373 av.J-C. Il serait responsable de la disparition de l'ancienne ville d'Héliké (Soter, 1998). Les premières descriptions de ruptures de surface sont faites par Schmidt (1879), suite au séisme du 26 décembre 1861. Une rupture de surface, dont le décalage vertical peut localement atteindre 2 mètres, a été cartographiée sur près de 14km, du sud du village d'Héliké à l'ouest jusqu'à Trapeza à l'est où la faille disparaît en mer.

Des études de paléosismicité (e.g. Koukouvelas *et al.*, 2001) ou de sismicité historique (e.g. Mouyaris, 1992) ont montré l'activité de la faille d'Héliké. Elle affleure à 5km au sud de la ville d'Aigion. Elle forme un escarpement qui affleure que près de 15km à terre et qui disparaît en mer au niveau du village de Trapeza. Un escarpement abrupt et rectiligne, mis en évidence par les données de bathymétrie, suggère que cette faille se prolonge encore sur plusieurs kilomètres vers l'est, au moins jusqu'au large de la ville d'Akrata (Ferentinos *et al.*, 1988). Mouyaris *et al.* (1992) ont mis en évidence, par la datation d'encoques marines soulevées, une surrection d'au moins 6,5m en moins de 5000 ans au sud du prolongement en mer de la faille d'Héliké. Ils en déduisent que cette portion de la faille soit toujours active.

La faille d'Aigion

Cette faille forme la falaise littorale de la ville d'Aigion. Longue d'environ 5km à terre, elle possède un escarpement d'une vingtaine de mètres. Cette faille serait responsable du séisme d'Aigion du 15-06-1995 de magnitude 6,2. A terre, une rupture cosismique de quelques dizaines de centimètres a pu être observée. De par son accessibilité, cette faille fait actuellement l'objet de nombreuses études dans le cadre du projet

européen « Corinth Rift Laboratory ». Lemeille *et al.* (2002) ont montré par le décalage de niveaux marins datés dans un forage situé dans le toit de la faille d'Aigion et soulevés à terre dans le mur, une surrection de 2,5mm/a depuis 34ka et son toit une subsidence de 1,7mm/a pour la même période.

La faille de Psathopyrgos

Cette faille se situe à l'extrémité occidentale du golfe de Corinthe. Orientée N90°, elle présente un versant à facettes triangulaires caractéristique des failles récentes et actives. A terre, la faille de Psathopyrgos est longue d'une dizaine de kilomètres mais il est probable qu'elle se poursuit en mer vers l'est.

Des travaux de géodésie récents ont montré que le mur et le toit de la faille avaient un mouvement horizontal différentiel important, indiquant son activité (Avallone (2002), communication orale).

La faille de Xylokastro

Orientée N100-110°, cette faille affleure à terre sur 20km entre les villes de Derveni et de Xylokastro. Vers l'est, elle passe en mer et se prolonge jusqu'au sud de la péninsule de Perachora. Morphologiquement, il s'agit de la faille la plus impressionnante du golfe de Corinthe. Armijo *et al.* (1996) considèrent qu'elle est encore active. Cependant, nous verrons qu'à terre cette faille est scellée par une terrasse marine datée à 125ka. A l'est du golfe, les failles actives sont en mer.

1.4.3.2. Géométrie des failles actives

1.4.3.2.1. Apport des profils sismiques

Des travaux récents se sont intéressés à la géométrie du remplissage du golfe de Corinthe et à la géométrie des failles. A l'aide de profils sismiques, Brooks et Ferentinos (1984) ont mis en évidence que le golfe de Corinthe était un *graben asymétrique* complexe, limité au sud par une faille normale majeure (**Fig.I-16**). La géométrie des failles mise en évidence par la sismique, ainsi que l'épaississement des dépôts vers le sud (épaisseur > 1km) contre la faille, a conduit ces auteurs à proposer que la faille majeure bordière soit une faille listrique.

Cette dissymétrie avait précédemment été mise en évidence par Heezen *et al.* (1966) qui, par l'étude de la bathymétrie du golfe, avaient remarqué que la pente sous-marine le long de la côte sud était plus forte (30-40°) que la pente se raccordant à la côte nord du golfe (10-20°).

De plus, alors que les séries sédimentaires affleurant sur le bord sud du golfe subissent actuellement une surrection importante variant de 0,3 à 3mm/a (§ 4.1), les dépôts quaternaires de la côte nord du golfe sont réduits à quelques deltas qui reposent directement sur le substrat ante-rift. *La côte nord montre des*

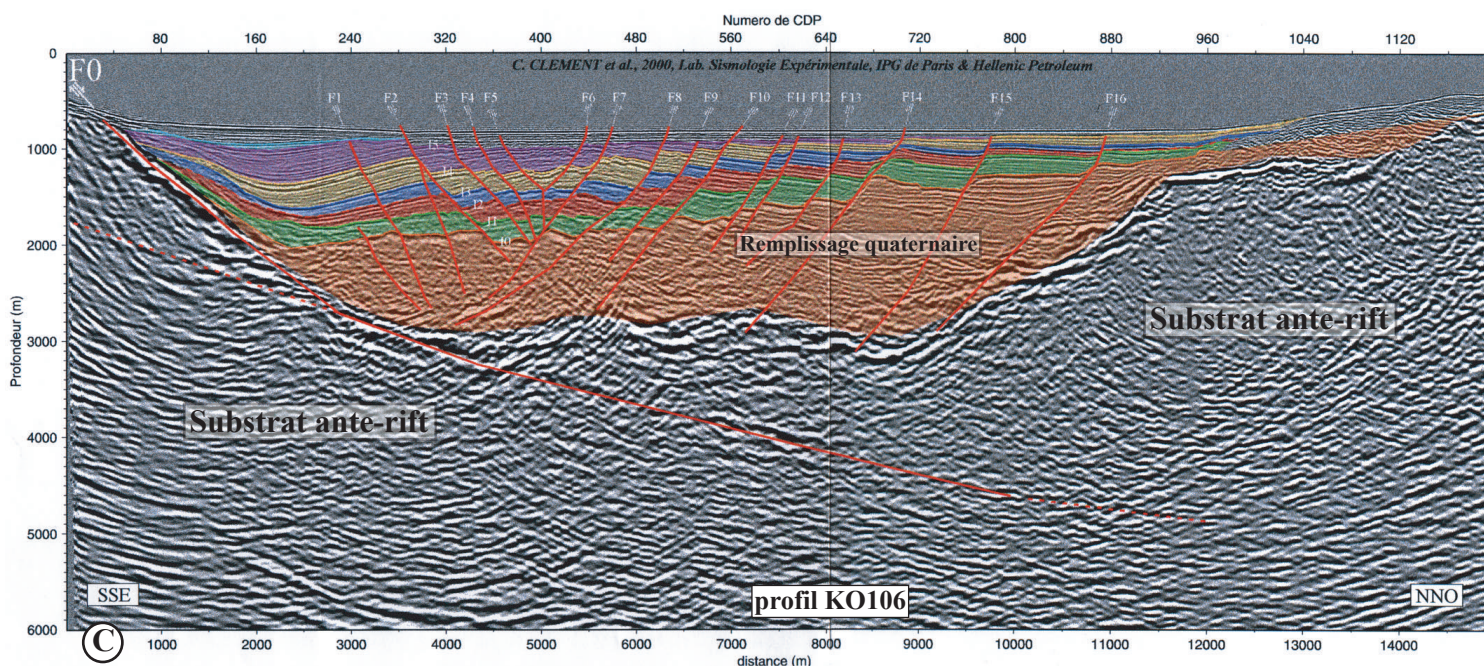
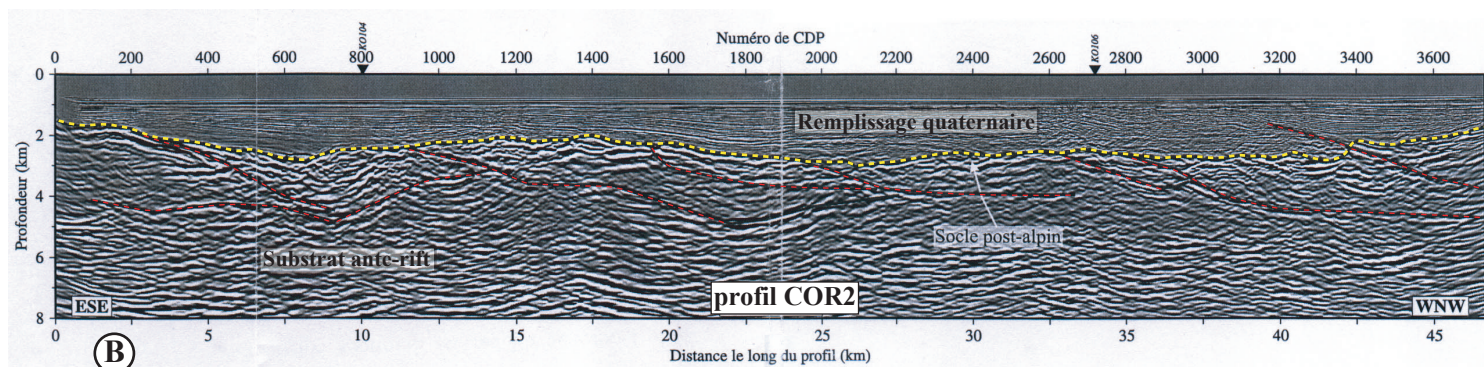
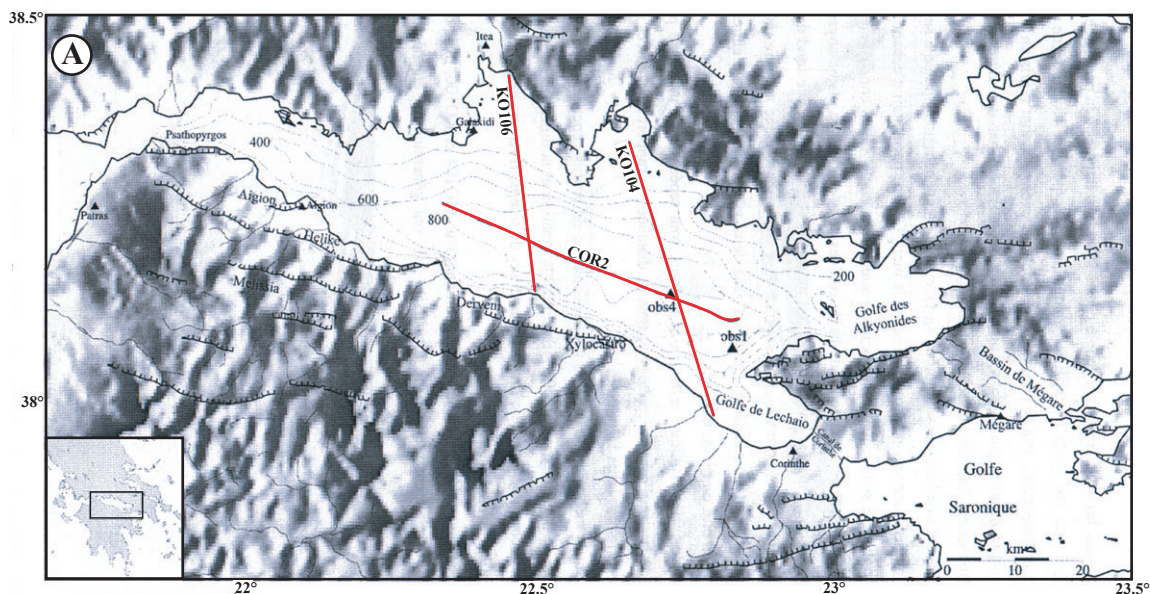


Fig.I-17. A: Plan de position des profils sismiques. Profil COR2 SEISGRECE et commerciaux (KO104 et KO106). **B:** Profil sismique COR2 longitudinal au golfe de Corinthe. Mise en évidence de la profondeur du socle et de la structuration ante-rift. **C:** Profil KO106 transversal au golfe de Corinthe. Mise en évidence des épaisseurs des séries quaternaires, de la faille normale listrique majeure bordant la côte N du Péloponnèse et de l'ensemble des failles normales secondaires, localement synsédimentaires, affectant le remplissage. Extrait de Clément (2000).

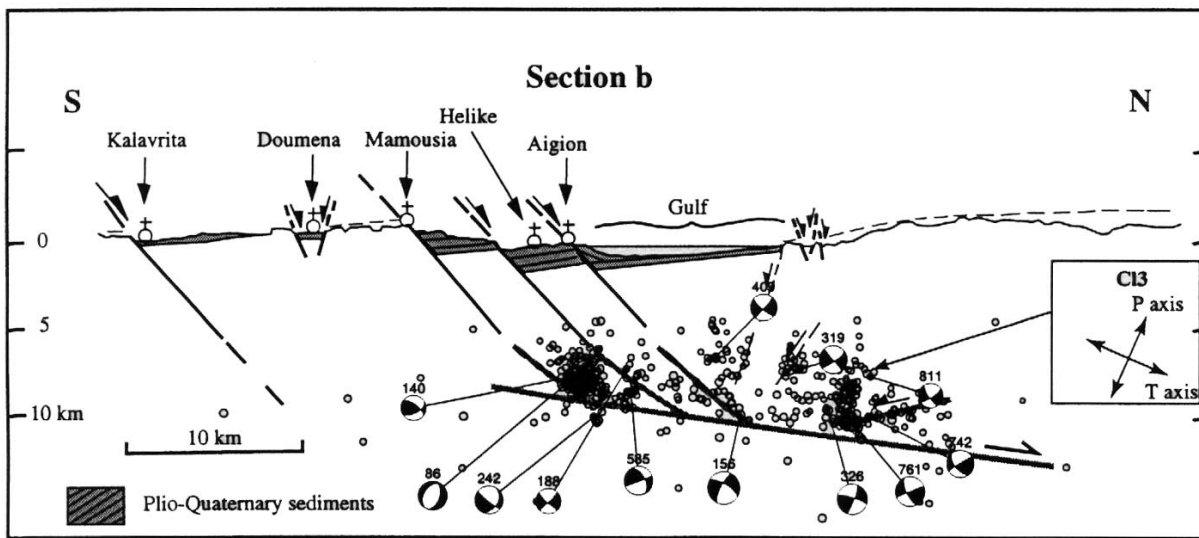


Fig.I-18. Coupe interprétative des relations entre les données tectoniques de surface et la microsismicité. D'après Rigo *et al.* (1996). Quelques mécanismes au foyer ont été projetés sur le plan vertical. Les failles normales actives connues en surface se connectent en profondeur avec le plan à faible pendage vers le nord, en accord avec la distribution spatiale de la sismicité et la plans nodaux à faibles pendages vers le nord des mécanismes au foyer.

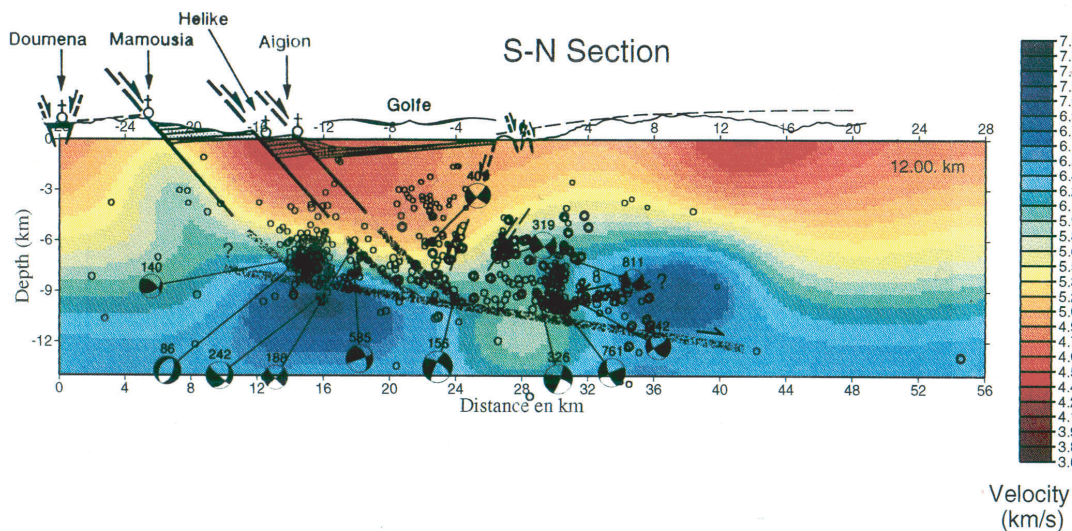


Fig.I-19. Modèle de vitesse obtenu par tomographie tridimensionnelle à partir des premières arrivées des ondes P et S. D'après Le Meur (1994). En dessous de 6km, on note la présence d'une zone qui présente un gradient de vitesse très fort, que l'auteur relie au niveau de décollement proposé par Rigo (1994).

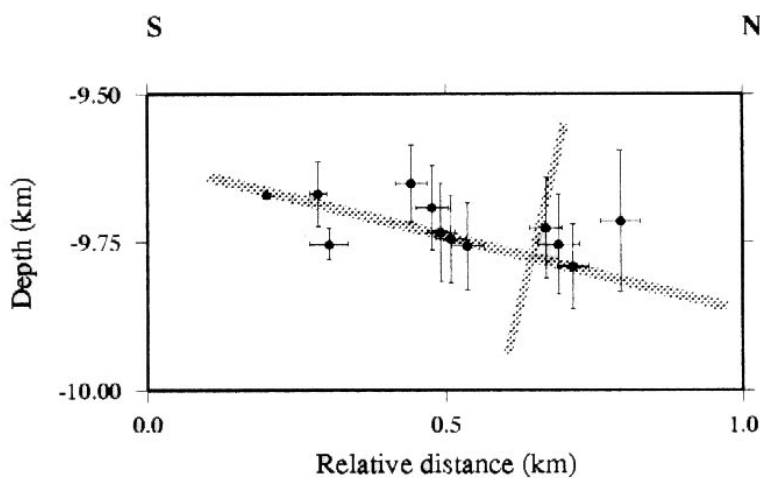


Fig.I-20. Coupe N/S d'événements sismiques relocalisés dont le plan nodal actif est à pendage nord. Les séismes s'alignent sur un plan à faible pendage vers le nord. D'après Rietbrock *et al.* (1996)

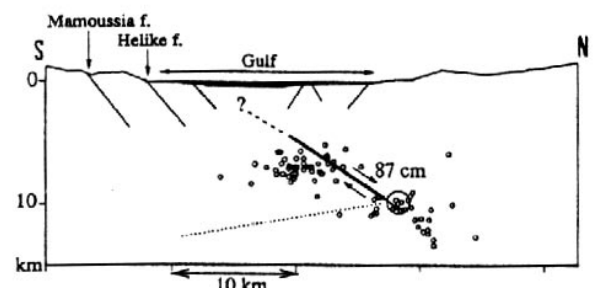


Fig.I-21. Schéma structural basé sur la localisation de l'hypocentre du séisme d'Aigion du 15/6/1995 ($M_s=6.2$) et des épicentres des répliques. En profondeur, la faille a un pendage de $35^\circ N$. D'après Bernard *et al.* (1997).

évidences morphologiques de subsidence (e.g. Dufaure, 1975 ; Stiros et Pirazzoli, 1998), et ne présente pas de dépôts récents soulevés.

Plus récemment, Clément (2000) a étudié différents profils sismiques qui lui ont permis d'imager la profondeur et la structure du socle ante-rift, ainsi que l'épaisseur et la géométrie du remplissage quaternaire et les failles l'affectant (**Fig.I-17**). Le profil longitudinal COR2, orienté N120°, montre la discordance du remplissage synrift sur le substratum structuré durant l'orogénèse alpine (**Fig.I-17B**). Dans l'axe du golfe, les sédiments atteignent une épaisseur largement supérieure au kilomètre. Le toit du socle forme une surface irrégulière marquée par la présence de trois dépressions que l'auteur suggère être le toit de trois failles normales distinctes orientées E/W (le profil, orienté N120° est oblique par rapport aux failles normales orientées N90-N110°). Localement, les sédiments peuvent atteindre une épaisseur supérieure à 2km.

Le profil KO106, transversal aux structures du golfe, montre que le socle atteint une profondeur maximale de 2900m, sous une couverture sédimentaire épaisse d'environ 2000m (**Fig.I-17C**). **Le bassin est bordé au sud par une faille normale listrique (F0)** qui présente un pendage apparent en surface de 40° jusqu'à une profondeur de 2650m. Au-delà de cette profondeur, la faille s'aplatit progressivement et révèle un pendage apparent vers le nord de 15°. De la même manière, Clément montre l'existence, dans le bloc inférieur de la faille F0, d'un réflecteur présentant un pendage de 15°N, dans l'alignement de la structure intra-socle déterminée précédemment.

Clément (2000) remarque également qu'au sud du bassin, les ensembles sédimentaires sont inclinés vers la faille majeure, alors que vers le nord, modulo les quelques failles antithétiques présentes, la stratification est sub-horizontale. Cette analyse de la géométrie du bassin s'accorde avec l'existence d'une faille listrique en profondeur.

1.4.3.2.2. Les mécanismes au foyer des séismes et la microsismicité

A partir de l'étude de la microsismicité, Melis *et al.* (1989) proposent l'existence d'un détachement à pendage nord sous le golfe de Patras. King *et al.* (1985) proposent à partir de données sismologiques (répliques des séismes de 1981) et des observations de déformation de surface dans la région de Corinthe, l'existence d'un plan à 10-15km de profondeur à pendage nord de 25° sur lequel viennent se raccorder les failles normales à pendage nord observées en surface.

En 1991, une campagne sismologique a permis d'enregistrer plus de 5000 séismes dans la région de Patras-Aigion. A partir de la distribution spatiale de ces séismes et des mécanismes au foyer, Rigo (1994) et Rigo *et al.* (1996) ont montré que **les failles normales bordant la côte sud du golfe de Corinthe se branchaient à 10-13km de profondeur sur une zone de décollement à pendage faible (10-20°) vers le nord (Fig.I-18)**. Ces auteurs remarquent qu'au sud des failles majeures bordières la sismicité est réduite.

De la même manière, Le Meur (1994) a mis en évidence par tomographie tridimensionnelle l'existence d'une anomalie de vitesse qui présente un fort gradient (**Fig.I-19**). Cette anomalie correspond au niveau de décollement mis en évidence par Rigo (1996) et sur lequel s'aligne la microsismicité.

Rietbrock *et al.* (1996) ont également travaillé sur la problématique d'une extension accommodée sur une faille normale à faible pendage. A partir de 12 mécanismes au foyer de séismes, ces auteurs ont calculé à partir de la forme d'onde et des temps d'arrivées des ondes P et S le plan nodal responsable des séismes. Parmi ces 12 événements, 8 ont un plan nodal présentant un faible pendage vers le nord. La relocalisation précise de ces événements (**Fig.I-20**) montre que ces séismes s'alignent sur un plan à faible pendage, évidence de l'existence d'une faille normale à faible pendage vers le nord (Rietbrock *et al.*, 1996).

Hatzfeld *et al.* (1996) ont travaillé sur les caractéristiques du mécanisme au foyer du séisme de Galaxidi ($M_s=5,9$) du 18/11/1992. Ils ont montré que le plan de faille était un plan à faible pendage vers le nord ($\sim 30^\circ$) et que les répliques sont alignées selon un plan également à faible pendage vers le nord.

Le séisme d'Aigion du 15/6/1995 présente également les mêmes caractéristiques (Bernard *et al.*, 1997). Alors que de petites ruptures de surface ont pu être observées le long de la faille cartographique à pendage fort d'Aigion ($50-60^\circ$), le mécanisme au foyer montre qu'en profondeur (**Fig.I-21**) le plan de faille est un plan à plus faible pendage vers le nord ($\sim 35^\circ$).

L'ensemble de ces données semblent indiquer que les failles actives à fort pendage ($\sim 50^\circ N$) du rift de Corinthe-Patras s'aplatissent en profondeur et se branchent sur un plan à faible pendage vers le nord.

2. RAPPELS THEORIQUES SUR LES FAILLES NORMALES LISTRIQUES ET LA RESTAURATION DES COUPES

Le chapitre précédent (§ 1.4.3.2) montre que les failles actives du golfe de Corinthe sont à fort pendage en surface et s'aplatissent progressivement en profondeur (failles listriques). De telles structures sont également observées à terre sur le terrain d'étude (§ 3). Le but de cette partie est de faire un rappel sur les failles normales listriques et sur la déformation associée dans le bloc supérieur.

L'étude des bassins sur failles normales à faible pendage en profondeur (failles listriques) a été largement abordée par l'étude de profils sismiques (Wernicke et Burchfield, 1982 ; Gibbs, 1984 ; Howard et John, 1987 ; Lister *et al.*, 1991 ; De Voogd *et al.*, 1991 ; Gorini, 1993 ; Benedicto, 1996) et par la modélisation analogique (Closs, 1968 ; Faugère et Brun, 1984 ; Ellis et McClay, 1988 ; McClay et Ellis, 1987a ; McClay et Ellis, 1987b ; McClay, 1990a ; McClay, 1990b ; Buchanan et McClay, 1991 ; McClay et Scott, 1991 ; McClay *et al.*, 1991 ; Lemon et Mahmood, 1994 ; McClay et White, 1995 ; Withjack *et al.*, 1990 ; McClay, 1996). Elle a permis une étude cinématique de la variation de la géométrie du bloc supérieur en fonction des taux d'extension mais surtout en fonction de la géométrie de la faille impliquée. L'ensemble de ces descriptions a permis de mettre au point différentes techniques géométriques de reconstruction qui permettent de déterminer la géométrie de la faille en profondeur à partir de la géométrie du bloc supérieur (e.g. Gibbs, 1983 ; Suppe, 1983 ; Jackson et McKenzie, 1983 ; Dula, 1991). Les différents modèles proposés impliquent d'adopter un mode de déformation interne du bloc supérieur. Dans notre étude, nous tenterons par l'application des techniques de reconstruction de déterminer la géométrie de la faille en profondeur à partir des données de surface (géométrie du bloc supérieur et géométrie du remplissage). Ce chapitre rappelle les notions théoriques de base et les méthodes de reconstruction de failles qui seront nécessaires pour la réalisation des coupes équilibrées à travers le golfe de Corinthe.

2.1. RELATIONS GEOMETRIQUES ENTRE LA FAILLE, LE BLOC SUPERIEUR ET LE REMPLISSAGE

2.1.1. Géométrie de la faille

Les failles normales à faible pendage en profondeur (palier ou rampe à faible pendage) émergent en surface par l'intermédiaire d'une rampe à plus fort pendage. Le raccord entre les deux parties de la faille

peut se faire (**Fig.II-1**) : soit le long d'une surface à courbure progressive et dans ce cas on parle de **faille listrique** (e.g. Hamblin, 1965), soit par un changement brusque de pendage et dans ce cas on parle de **faille plane** (e.g. McClay et Ellis, 1987a). Dans les deux cas, il peut exister toute une palette de géométries distinctes plus ou moins complexes (**Fig.II-1**). On distingue ainsi les failles listriques ou planes "simples", formées par une **rampe émergente et un palier basal** (Gibbs, 1983) ou une rampe basale à faible pendage (Groshong, 1989) et "complexes", formées par des **rampes et des paliers multiples** (**Fig.II-1**).

Dans tous les cas, le palier basal (ou la rampe à faible pendage) correspond (ou s'enracine) au niveau de décollement ou de détachement.

2.1.2. Géométrie du bloc supérieur

2.1.2.1. Les différents modèles de déformation du bloc supérieur

Si on considère une faille listrique dont le bloc inférieur est indéformable et le bloc supérieur déformable et découpé en plusieurs éléments finis, le déplacement d'un des éléments sur la partie courbe de la faille entraîne sa déformation progressive permettant à sa base de s'adapter au changement progressif du pendage. Cette déformation localisée à la base d'un élément est transmise au toit de l'élément par un mouvement de cisaillement (Benedicto, 1996) (**Fig.II-2**). Si le mouvement se fait sur une faille qui diminue progressivement de pendage, le mouvement de cisaillement compensateur de la déformation sera antithétique à la faille. Le mouvement sera synthétique dans le cas contraire.

Si ce principe de déformation semble simple, il existe différents modèles de déformation interne du bloc supérieur par lesquels il peut s'adapter à la géométrie de la faille (**Fig.II-3**). Les trois modes simples de déformation sont :

Les modèles de cisaillement simple (CH et IS)

Ces modèles supposent que le bloc supérieur (ou chacun des éléments finis) se déforme par **cisaillement simple**, soit vertical ($\alpha=90^\circ$; constant heave, CH) (Verrall, 1981 ; Gibbs, 1983) soit avec un angle d'inclinaison ($\alpha \neq 90^\circ$; inclined shear, IS) (White *et al.*, 1986 ; White, 1987 ; Dula, 1991). Ce style de déformation implique l'étirement et l'amincissement des couches du bloc supérieur (**Fig.II-3**) ainsi que la variation du taux de déplacement qui varie le long de la faille en diminuant en profondeur.

Le modèle de flexion et glissement banc sur banc (CBL)

Ce modèle (Davison, 1986 ; Higgs *et al.*, 1991) suppose que le bloc supérieur se déforme par **flexion et glissement banc sur banc** (constant bed length, CBL). Dans ce type de déformation les couches du bloc supérieur conservent leur longueur et leur épaisseur. Comme pour le modèle de déformation par cisaillement simple, la quantité de déplacement varie le long de la faille en diminuant en profondeur avec le pendage de la faille.

Les modèles à déplacement constant (SL et CD)

Deux modèles sont proposés (Williams et Vann, 1987) : 1/ le modèle à **déplacement constant** (constant displacement, CD) suppose un rejet égal en tout point de la faille, contrairement aux deux types de modèles cités ci-dessus. Ce mode de déformation interne implique un cisaillement qui transforme la base du bloc supérieur simplement translatée et courbée en une extension d'extrados. 2/ le modèle du **rejet linéaire** (Slip line, SL) qui implique le déplacement de tous les points du bloc supérieur parallèlement à la faille.

2.1.2.2. Description de quelques géométries du bloc supérieur

Quel que soit le mode de déformation interne considéré, la géométrie des structures du bloc supérieur ne change pas qualitativement mais seules la largeur et la profondeur des structures sont susceptibles de varier. Selon la géométrie de la faille considérée (listrique ou plane), différentes structures apparaissent dans le bloc supérieur (**Fig.II-4**) :

*sur une faille listrique simple, formation d'un **anticlinal de compensation (rollover)** (Gibbs, 1983) et d'un **demi-graben**.

*sur faille plane simple, formation d'un **pseudo-anticlinal de compensation (pseudo-rollover)** et d'un **graben de compensation** (Faure et Chermette, 1989).

*sur faille listrique à double rampe-palier, formation d'un **demi-graben** et d'un **rollover supérieur** associés au couple rampe émergente / palier supérieur, d'un **synclinal sur rampe** (sur la rampe inférieure) très asymétrique et d'un **rollover inférieur** associé au couple rampe-palier inférieur (Gibbs, 1984 ; McClay et Ellis, 1987b ; Ellis et McClay, 1988).

*sur faille plane à double rampe-palier, formation d'un **graben de compensation** et d'un **pseudo-rollover supérieur** associés au couple rampe émergente / palier supérieur, d'un **synclinal à fond plat** très asymétrique sur la rampe inférieure et d'un **pseudo-rollover inférieur** associé au couple rampe-palier inférieur (Benedicto, 1996).

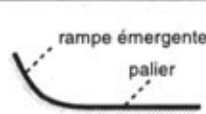
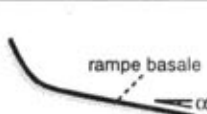
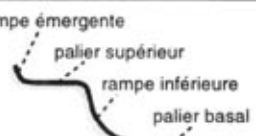





faille	simple		complexe : rampes-paliers multiples	
listrique	 <p>rampe émergente palier</p> <p>listrique à palier basal horizontal</p>	 <p>rampe basale</p> <p>listrique à rampe basale à pendage faible</p>	 <p>rampe émergente palier supérieur rampe inférieure palier basal</p> <p>listrique à palier basal horizontal</p>	 <p>rampe basale</p> <p>listrique à rampe basale à pendage faible</p>
plane	 <p>plane à palier basal horizontal</p>	 <p>plane à rampe basale à pendage faible</p>	 <p>plane à palier basal horizontal</p>	 <p>plane à rampe basale à pendage faible</p>

Fig.II-1. Géométrie des failles normales associées à un détachement-décollement. On différencie deux types de base: failles listriques (simples ou complexes) et planes (simples ou complexes). Le détachement-décollement peut être horizontal (palier basal horizontal) ou avoir un faible pendage (rampe basale à faible pendage). Extrait de Benedicto (1996).

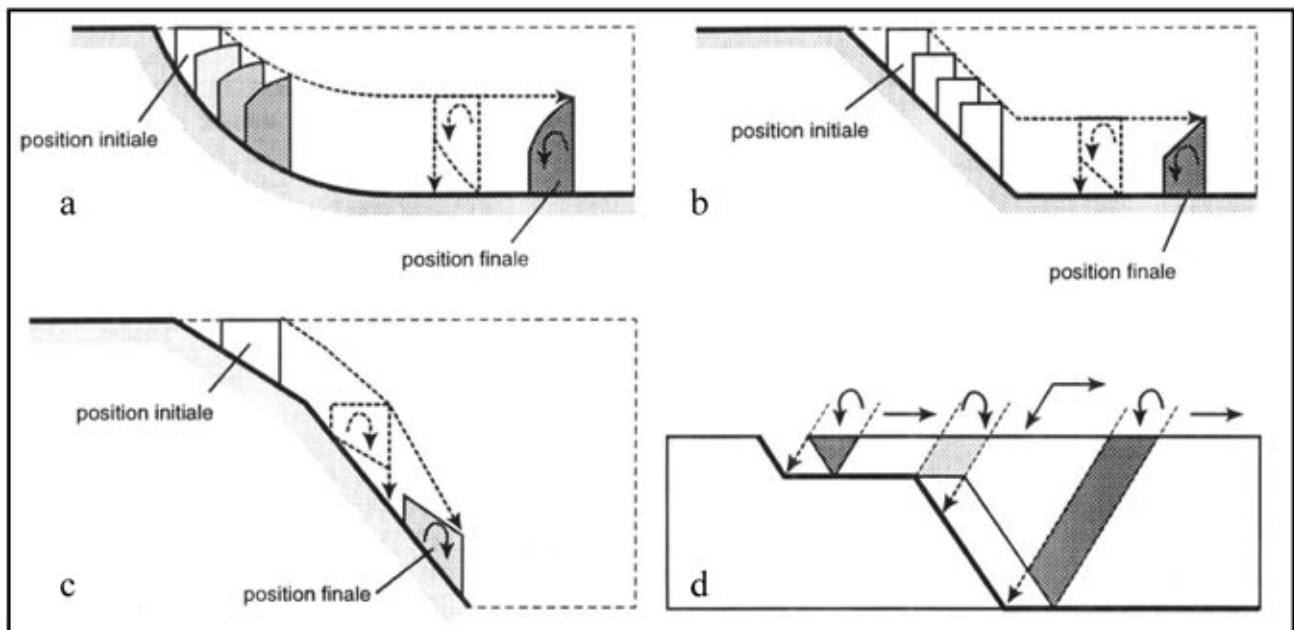


Fig.II-2. Principe de déformation d'un élément fini du bloc supérieur sur a) une faille listrique simple, b) et c) une faille plane et d) une faille plane complexe. L'élément qui se déplace sur la partie courbe de la faille listrique subit une déformation progressive pour que sa base s'adapte à la diminution progressive du pendage de la faille (a). Dans le cas de la faille plane (b), pendant que l'élément se déplace sur le même segment de la faille (de pendage constant) il ne subit qu'une translation. La déformation dans ce cas devient localisée au changement de pendage brusque de la faille. La déformation de la base d'un élément du bloc supérieur pour reposer sur la nouvelle partie de la faille est "transmise" au toit de l'élément par un mouvement de cisaillement. Celui-ci sera antithétique à la faille si le nouveau segment de celle-ci, sur lequel l'élément repose, a un pendage inférieur (a et b). Il sera synthétique à la faille dans le cas contraire (c). Dans le cas des failles à rampes-paliers multiples (d), les différents éléments du bloc supérieur subissent un cisaillement dans un sens ou l'autre selon sa position sur la faille. Extrait de Benedicto (1996).

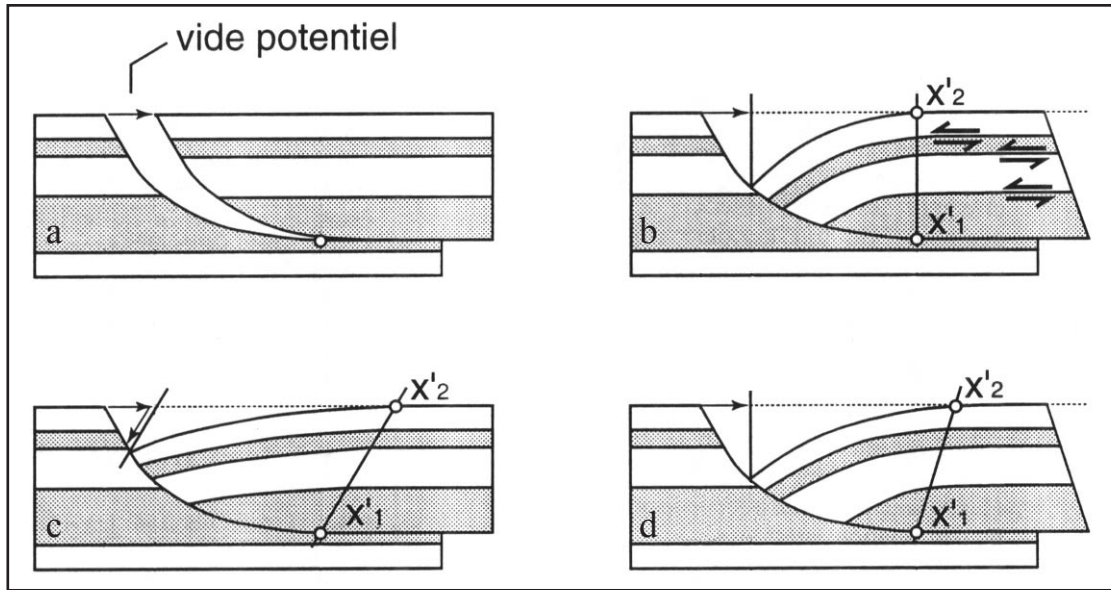


Fig.II-3. Modèles de déformation du bloc supérieur: a) formation du vide potentiel et comblement par déformation du bloc supérieur selon b) un modèle de cisaillement simple. Ce style de déformation implique l'étiement et l'amincissement des couches du bloc supérieur. Le déplacement le long de la faille diminue en profondeur; c) un modèle de flexion et glissement banc sur banc. Dans ce modèle les couches ne sont ni étirées ni amincies. Le déplacement le long de la faille diminue en profondeur; et d) un modèle à déplacement constant. Dans ce modèle le rejet mesuré sur la faille est identique en tout point de la faille. Ceci implique une déformation cisailante qui transforme la base du bloc supérieur simplement translattée et courbée en une extension d'extrados. Noter la variation de la profondeur et largeur du bassin pour chaque modèle de déformation. Extrait de Benedicto (1996).

<i>faille</i>	simple	complexe : rampes-paliers
listrique	<p>demi-graben</p> <p>anticlinal de compensation ou "rollover"</p>	<p>demi-graben</p> <p>synclinal sur rampe</p> <p>rollover supérieur</p> <p>rollover inférieur</p>
plane	<p>graben de compensation</p> <p>pseudo-anticlinal de compensation ou "pseudo-rollover"</p>	<p>graben de compensation</p> <p>synclinal sur rampe</p> <p>pseudo-rollover supérieur</p> <p>pseudo-rollover inférieur</p>

Fig.II-4. Géométrie du bloc supérieur: structures principales. Extrait de Benedicto (1996).

2.1.3. Géométrie du remplissage

Les géométries précédemment décrites forment des demi-grabens ou des grabens de compensation qui constituent des espaces topographiquement bas susceptibles d'accueillir une sédimentation syntectonique. Comme pour le bloc supérieur, l'architecture du remplissage du bassin sera caractéristique de la géométrie de la faille en profondeur (**Fig.II-5 et 6**).

2.1.3.1. Cas du remplissage associé à un demi-graben sur faille listrique simple à palier basal horizontal

Lors d'un épisode extensif, le bassin se remplit jusqu'au point de tangence de la crête du rollover (**Fig.II-5A**). Après chaque épisode, la déformation progressive du bloc supérieur affecte les sédiments précédemment déposés. Les premiers dépôts sont donc basculés. La géométrie du bassin implique un dépôt-centre proche de la faille. Il en résulte un **remplissage divergent (ou en éventail)** avec une épaisseur maximale des couches du côté de la faille (McClay et Ellis, 1987a). Le basculement progressif des sédiments et le déplacement horizontal progressif du point de tangence sur le palier basal entraîne la formation d'une discordance progressive avec des **toplaps droits** (Faure, 1990).

2.1.3.2. Cas du remplissage associé à un graben de compensation sur faille plane à palier basal horizontal

Contrairement au cas précédent, le remplissage n'est pas divergent et présente une géométrie en **demi-synclinal à fond plat** (**Fig.II-5A**). Comme la déformation n'est pas progressive mais localisée au passage rampe – palier basal, les couches synrift sont toujours parallèles au toit du bloc supérieur et entre elles. Ceci implique qu'il n'existe **pas de discordance angulaire** (Faure, 1990). Dans le centre du graben les couches sont horizontales et inclinées vers la faille au-delà du passage rampe – palier basal.

2.1.3.3. Cas du remplissage associé à un synclinal sur rampe inférieure de faille listrique complexe

Le remplissage du synclinal sur rampe généré par le passage palier supérieur – rampe inférieure présente une **forme synclinale asymétrique** avec un flanc à fort pendage du côté de la rampe et un flanc opposé à pendage plus faible (**Fig.II-6**). Comme pour le remplissage associé à un demi-graben sur faille listrique, on observe la création d'une **discordance progressive** et d'une légère **divergence** vers le centre du synclinal (McClay et Ellis, 1987a).

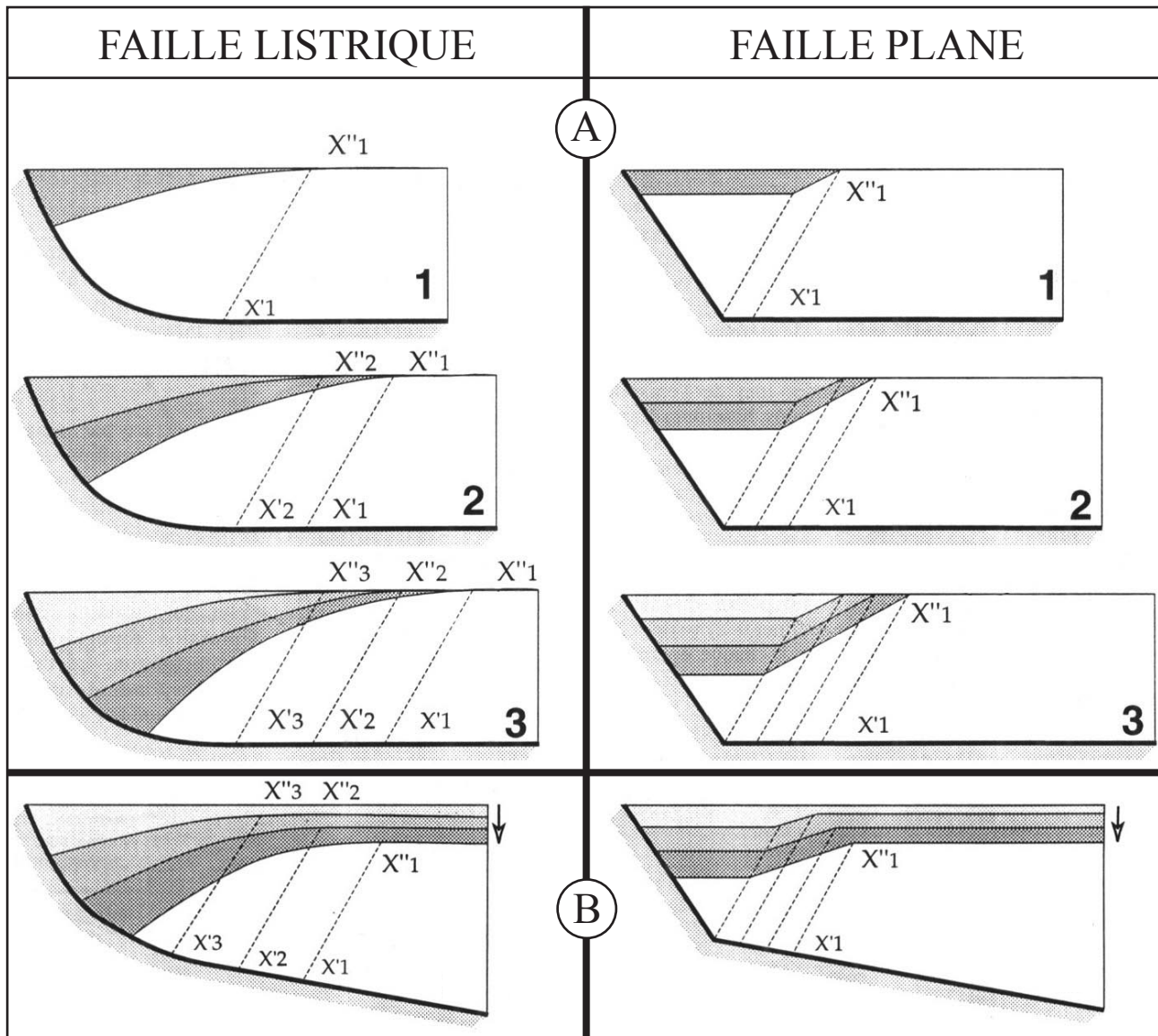


Fig.II-5. Modèles réalisés avec un mécanisme de déformation du bloc supérieur par cisaillement simple à 60°. **A:** Evolution de la géométrie du remplissage d'un bassin sur faille simple à palier basal horizontal. Sur faille listrique, on observe la formation d'un demi-graben. Le remplissage est divergent vers la faille. Les couches ont une disposition en éventail avec une épaisseur maximale du côté de la faille. Une discordance progressive se forme sur la crête du rollover. Sur faille plane, on observe la formation d'un graben de compensation. Le remplissage a une géométrie en demi-synclinal à fond plat. Les couches sont parallèles au toit du bloc supérieur et entre elles. Dans le centre du demi-synclinal les couches sont horizontales. Il ne se forme pas de discordance progressive sur la crête du pseudo-rollover. Les parties X'-X'' marquent les limites entre les parties déformée et non-déformée du bloc supérieur pour chaque stade. **B:** Géométrie finale du remplissage d'un bassin sur faille simple à rampe basale à pendage faible. La présence d'une rampe basale introduit une composante verticale du mouvement du bloc supérieur, responsable d'une sédimentation horizontale et parallèle sur le rollover et le pseudo-rollover. Modifié d'après Benedicto (1996).

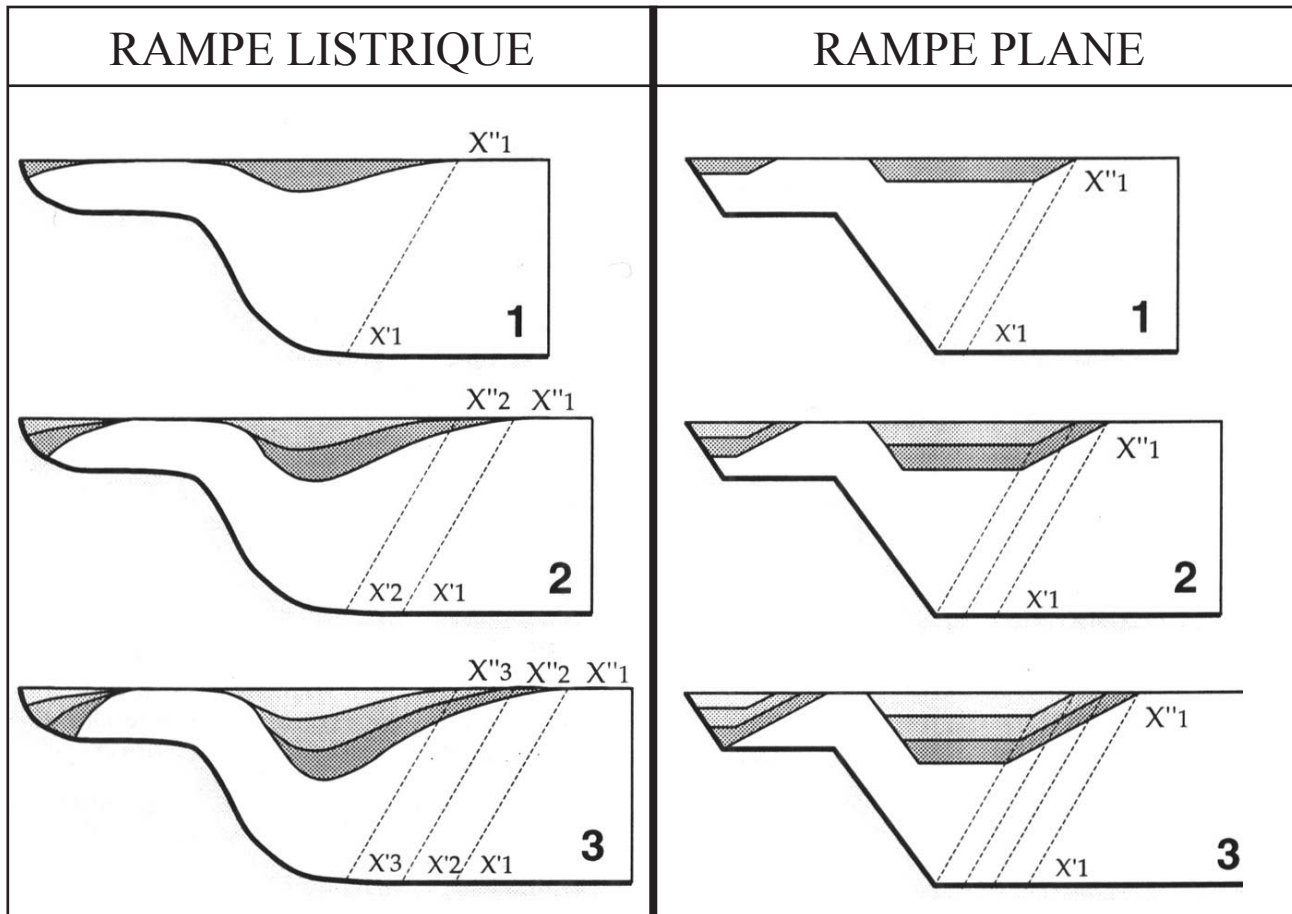


Fig.II-6. Evolution de la géométrie du remplissage d'un bassin sur faille complexe à rampes-paliers multiples. Sur rampe listrique, le remplissage forme un synclinal asymétrique avec un flanc à fort pendage du côté de la rampe et un flanc opposé à pendage plus faible. Sur ce dernier se développe une discordance progressive comme celle décrite dans le cas d'un demi-graben sur faille listrique simple à palier basal horizontal. Sur rampe plane, le remplissage forme un synclinal asymétrique avec une géométrie en demi-synclinal à fond plat, les couches étant parallèles et horizontales dans le centre du synclinal. Contrairement au synclinal sur rampe listrique, le synclinal sur rampe plane n'a qu'un seul flanc. Les modèles sont réalisés avec un mécanisme de déformation du bloc supérieur par cisaillement simple à 60°. Modifié d'après Benedicto (1996)

		géométrie de la faille	géométrie du bloc supérieur	géométrie du remplissage
simple	listrique	<p>rampe émergente palier listrique à palier basal horizontal</p>	<p>demi-graben anticlinal de compensation ou "rollover"</p>	<p>discordance progressive demi-graben à remplissage divergent</p>
		<p>rampe basale α listrique à rampe basale à pendage faible</p>	<p>demi-graben anticlinal de compensation ou "rollover"</p>	<p>demi-graben à remplissage horizontal et parallèle sur la crête du roll-over</p>
	plane	<p>plane à palier basal horizontal</p>	<p>gaben de compensation pseudo-anticlinal de compensation ou "pseudo-rollover"</p>	<p>gaben de compensation à remplissage parallèle</p>
		<p>plane à rampe basale à pendage faible α</p>	<p>gaben de compensation pseudo-anticlinal de compensation ou "pseudo-rollover"</p>	<p>gaben de compensation à remplissage horizontal et parallèle sur la crête du pseudo-rollover</p>
complexe	listrique rampes-paliers	<p>rampe émergente palier supérieur rampe inférieure palier basal</p>	<p>demi-graben synclinal sur rampe rollover supérieur rollover inférieur</p>	<p>discordances progressives demi-graben et synclinal sur rampe à remplissage divergent</p>
		<p>rampe basale α listrique à rampe basale à pendage faible</p>	<p>demi-graben synclinal sur rampe rollover supérieur rollover inférieur α</p>	<p>demi-graben et synclinal sur rampe à remplissage horizontal sur le rollover</p>
	plane rampes-paliers	<p>plane à palier basal horizontal</p>	<p>gaben de compensation synclinal sur rampe pseudo-rollover supérieur pseudo-rollover inférieur</p>	<p>gaben de compensation et demi-synclinal sur rampe à remplissage parallèle</p>
		<p>plane à rampe basale à pendage faible α</p>	<p>gaben de compensation synclinal sur rampe pseudo-rollover supérieur pseudo-rollover inférieur α</p>	<p>gaben de compensation et demi-synclinal sur rampe à remplissage horizontal et parallèle sur la crête du pseudo-rollover</p>

Fig.II-7. Tableau de synthèse des relations géométriques entre la faille, le bloc supérieur et le remplissage du bassin dans le cas des bassins en extension sur des failles normales associées à un détachement-décollement. Les modèles sont réalisés avec un mécanisme de déformation par cisaillement simple avec un angle antihétique de 60°. Extrait de Benedicto (1996).

2.1.3.4. Cas particulier des failles à rampe basale à faible pendage

La présence d'une rampe basale à faible pendage à la place d'un palier horizontal introduit une composante verticale au mouvement du bloc supérieur, c'est à dire une subsidence de l'ensemble du toit de la faille (**Fig.II-5B**). On observe ainsi une sédimentation horizontale et parallèle sur le sommet du rollover ou du pseudo-rollover associé à la partie non-déformée du bloc supérieur.

Bien sûr l'ensemble des modèles présentés ci-dessus sont simplifiés et idéalisés et tout type de combinaison ou de variation est susceptible d'exister. La **figure II-7** synthétise les différentes relations géométriques possibles du bloc supérieur et du remplissage syntectonique en fonction de la géométrie de la faille. Il est cependant important de comprendre que **les géométries générées dans le bloc supérieur et dans le remplissage associé sont directement liées à la géométrie de la faille en profondeur** et la connaissance d'un seul de ces paramètres doit permettre de déduire la géométrie des autres.

2.2. PRINCIPES DE BASE POUR LA CONSTRUCTION DES COUPES EN PROFONDEUR A PARTIR DES DONNEES DE SURFACE

Basées sur ces principes, il existe différentes techniques de reconstruction qui permettent soit de déterminer la géométrie de la faille en profondeur à partir de la géométrie du bloc supérieur soit, inversement, de déduire la géométrie du bloc supérieur à partir de la géométrie de la faille (Gibbs, 1983 ; White *et al.*, 1986 ; Groshong, 1990 ; Dula, 1991 ; Faure et Chermette, 1989). Ces méthodes peuvent être regroupées en trois catégories selon le modèle de déformation choisi pour le bloc supérieur (méthodes par cisaillement simple, méthodes de flexion et glissement banc sur banc et méthodes de déplacement constant ; § 2.1.2.1). La **figure II-8**, extraite de Dula (1991), propose une synthèse des différentes techniques utilisées pour la reconstruction de la faille en profondeur. Toutes ces techniques donnent des résultats sensiblement différents en fonction des hypothèses de départ admises et du mode de déformation interne du bloc supérieur.

2.2.1. Les hypothèses de départ

Pour toutes les méthodes, la reconstruction de la géométrie de la faille en profondeur à partir de la géométrie du bloc supérieur implique des hypothèses de départ qu'il faut contrôler (Dula, 1991):

- 1/ la reconstruction des géométries doit se faire dans une section parallèle à la déformation (ou orthogonale aux structures), c'est à dire une section contenant la contrainte maximale et la contrainte minimale,
- 2/ le niveau repère ou la surface pré-rift (surface datum régionale) doivent être horizontaux. Ceci implique l'absence de topographie (ou reliefs) avant la déformation,
- 3/ les mécanismes de déformation sont supposés simples et uniques,
- 4/ le bloc inférieur reste indéformable.

2.2.2. Choix du modèle de déformation du bloc supérieur pour cette étude

Il existe différentes écoles qui chacune défend son approche (Rowan et Kligfield, 1989 ; Dula, 1991 ; White et Yielding, 1991 ; Higgs *et al.*, 1991). Pour pouvoir comparer et valider les différentes méthodes de reconstruction proposées, Dula (1991) les a appliquées à des cas réels obtenus à partir de données de sismique et permettant ainsi de parfaitement contraindre et la géométrie de la faille et la géométrie du bloc supérieur.

Ses résultats (**Fig.II-9**) montrent que les techniques du rejet linéaire (SL), du cisaillement simple incliné (IS) et du déplacement constant (CD) donnent une bonne estimation de la profondeur du décollement. La méthode du rejet linéaire donne le niveau de décollement le moins profond, la méthode du cisaillement incliné donne le meilleur résultat et la méthode du déplacement constant surestime légèrement la profondeur du décollement. Par contre la méthode à épaisseur des couches constante (CBL) et du cisaillement simple vertical (CH) sont deux méthodes qui surestiment considérablement la profondeur du décollement.

En ce qui concerne le **modèle de flexion et glissement banc sur banc** de la série du bloc supérieur, il permet de conserver les épaisseurs, les longueurs et donc également les surfaces. Par contre il implique : 1/ une déformation au-delà du passage rampe/palier basal qui peut entraîner une diminution importante du pendage des failles situées en avant du système, compliquant par là-même l'équilibrage des coupes (Benedicto, 1996) ; 2/ la présence quasi-systématique de failles antithétiques interrompant la continuité des couches et bloquant potentiellement le glissement banc sur banc (White, 1987) empêche de valider la méthode ; 3/ Le remplissage divergent synrift observé dans les demi-grabens sur faille listrique simple semble s'opposer au glissement qui, pour être optimum, implique des couches parallèles ; 4/ L'application de ce modèle ne semble pas optimale dans le cas où le substrat ante-rift est pré-structuré (plissé). Or, en ce qui nous concerne, l'ensemble des séries ante-rift dans le golfe de Corinthe ont subi la tectogenèse alpine et, excepté les contacts de nappes, toutes les unités d'une même zone isopique sont en

	Déplacement constant		Cisaillement simple		Flexion
MODEL	SLIP LINE	CONSTANT DISPLACEMENT	INCLINED SHEAR	CONSTANT HEAVE	CONSTANT BED LENGTH
CONSTRUCTION					
AREA BALANCE PROFILE					
ASSUMPTIONS	<ul style="list-style-type: none"> • Plane strain deformation • Footwall relatively undeformed • Deformation by single mechanism • Compaction neglected or corrected 				
DEFORMATION MECHANISM	Unspecified Slip Conserved	Unspecified Slip Conserved	Simple Shear on Inclined Planes (Subsidiary Faults) Extension Conserved	Vertical Simple Shear	Bedding-Plane Slip
FOLD STYLE	Unspecified	Unspecified	Similar Folding	Similar Folding	Parallel Folding
DATA REQUIRED	Rollover Shape Displacement	Rollover Shape Fault Heave Displacement	Rollover Shape Fault Heave Shear Angle (α)	Rollover Shape Fault Heave	Rollover Shape Fault Heave
REFERENCES	Williams and Vann (1987)	Williams and Vann (1987)	White et al. (1986) White (1987) This Study	Verrall (1981) Gibbs (1983)	Davison (1986)

Fig.II-8. Synthèse des différents modèles pour la reconstruction de la géométrie de la faille en profondeur à partir de la géométrie du bloc supérieur. Informations sur les hypothèses de départ, les mécanismes de déformation du bloc supérieur et les données requises pour son utilisation. Extrait de Dula (1991).

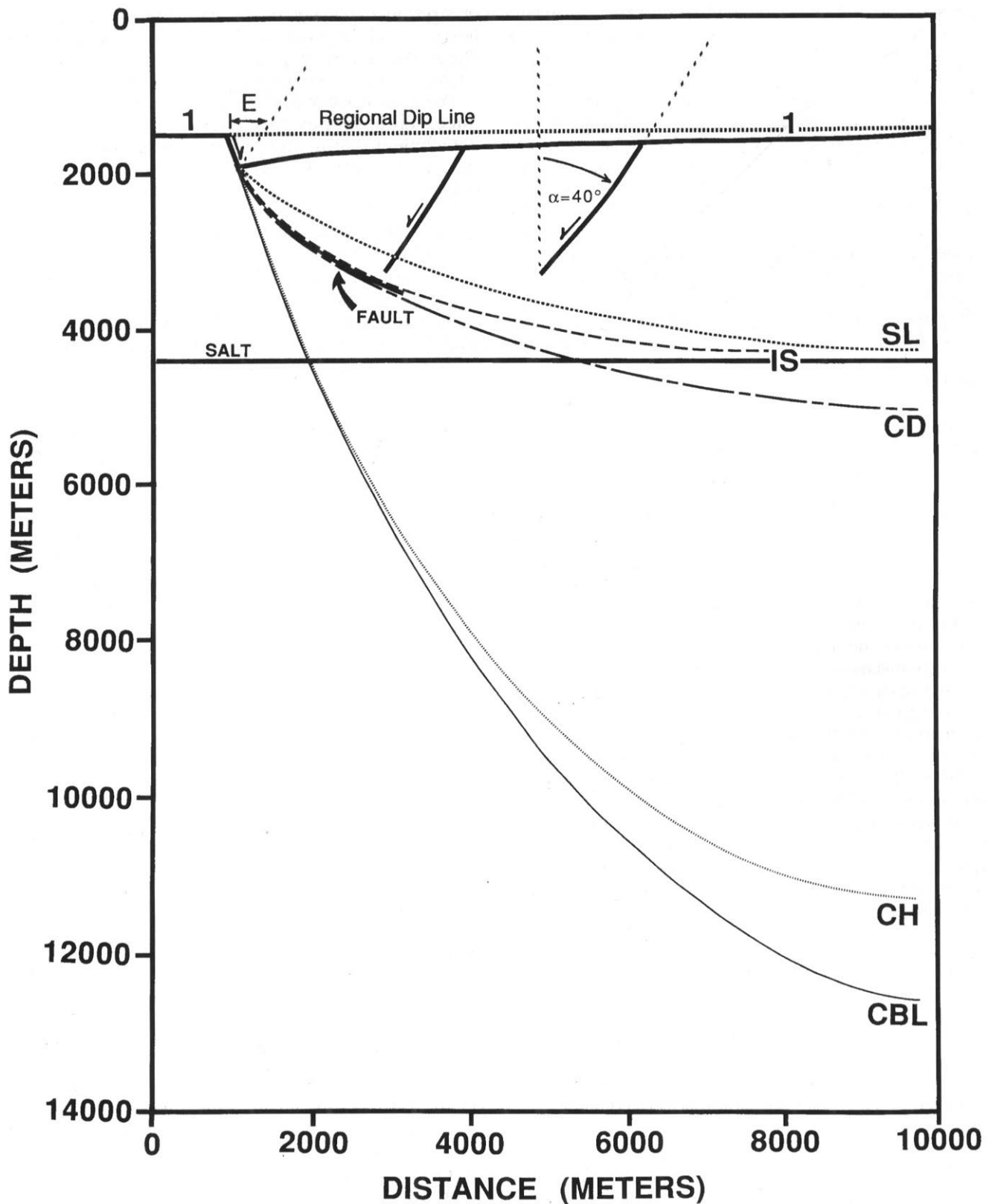


Fig.II-9. Coupe profonde à partir de données de sismique offshore au large de la Norvège montrant la géométrie du bloc supérieur et de la faille. A partir de ce cas réel l'auteur teste les différentes méthodes de reconstruction de la faille à partir de la géométrie du bloc supérieur. CBL (constant bed length): Flexion (épaisseur des couches constante); CD (constant displacement): déplacement constant; CH (constant heave): rejet horizontal constant; IS (inclined shear): cisaillement incliné; SL (slip line): rejet linéaire. Les résultats obtenus montrent que le rejet linéaire donne le décollement le moins profond, le cisaillement incliné (ici à 40°) donne le meilleur résultat et la méthode du déplacement constant surestime légèrement la profondeur du décollement. Les deux autres méthodes de déplacement horizontal surestiment beaucoup trop la profondeur et ne semblent donc pas applicables. Extrait de Dula (1991).

générale fortement plissées et faillées). Tous ces inconvénients importants font du modèle de flexion une méthode que je n'utiliserai pas lors de mon étude.

Les partisans de la **méthode à déplacement constant** (Williams et Vann, 1987) pensent qu'il n'est pas raisonnable d'imaginer que le déplacement le long de la faille n'est pas constant, comme l'impose les méthodes par flexion et par cisaillement simple. Cependant si la condition nécessaire à la restauration des coupes est la conservation des surfaces (White et Yielding, 1991), alors cette méthode est de difficile usage. La conservation des surfaces étant, d'après moi, une condition indispensable à l'équilibrage des coupes, je n'appliquerai pas cette méthode.

La **méthode par cisaillement simple** me semble donc être la méthode la mieux adaptée dans mon cas précis car elle conserve les surfaces et, contrairement à la méthode par flexion, ne s'oppose pas à la présence de failles antithétiques. Au contraire, ces failles seraient plutôt révélatrices de ce mode de déformation interne et marqueraient l'angle de cisaillement.

Si cette méthode semble la moins limitative, il reste à déterminer l'angle de cisaillement utilisé lors des reconstructions. La méthode par cisaillement simple vertical ($\alpha=90^\circ$) semble peu irréaliste car en général on observe (sur le terrain ou sur profils sismiques) des failles synthétiques et antithétiques inclinées (de plus cette méthode surestime considérablement la profondeur du palier basal ; voir ci-dessus). De nombreux auteurs (e.g. White *et al.*, 1986 ; Faure, 1990 ; Dula, 1991) s'accordent désormais à penser qu'un angle de cisaillement antithétique de $60^\circ (\pm 10^\circ)$ s'applique à la majorité des cas réels avec la marge d'erreur la plus réduite et que, de plus, il s'accorde avec la théorie de Coulomb de fracturation des roches. Des études de terrain (e.g. Valette et Benedicto, 1995) ainsi que notre étude montre également que les failles antithétiques rencontrées sur le terrain présentent des pendages proches de 60° . Ainsi au cours de mon travail j'utiliserai la méthode de reconstruction par cisaillement simple à 60° dans l'équilibrage et la restauration des coupes géologiques.

2.3. LES HYPOTHESES DE DEPART POUR LA CONSTRUCTION DES COUPES DANS LE N- PELOPONNESE

Dans les chapitres précédents nous avons vu que la reconstruction de la géométrie des failles en profondeur impliquait la connaissance précise d'un niveau repère (surface datum) présent dans le bloc inférieur et le bloc supérieur, et que l'on considère horizontal avant déformation. Dans notre étude il faut donc identifier de telles surfaces afin de pouvoir les utiliser à la reconstruction. Deux niveaux repères sont envisageables : le contact de la nappe du Pinde sur le Gavrovo-Tripolitsa et la surface ante-rift.

2.3.1. Le chevauchement de la nappe du Pinde

La nappe du Pinde affleure du nord au sud de la Grèce sur plus de 500km. Au nord elle chevauche directement la zone ionienne et vers le sud elle chevauche les unités du Gavrovo-Tripolitsa (**Fig.I-12**). Excepté dans le sud du Péloponnèse où la base de la nappe présente un pendage régulier vers le sud (Dufaure, 1977), en Grèce continentale le contact est subhorizontal. Ce niveau continu semble être un bon repère pour la reconstruction.

Dans les cas favorables, l'observation de ce contact et de sa géométrie dans le mur et le toit des failles permettra de bien caler les coupes et de reconstruire la géométrie des failles en profondeur.

2.3.2. La surface ante-rift

Les reliefs du Péloponnèse sont aujourd'hui imposants. Ils dépassent souvent les 2000m et les dénivelés sont très importants. La formation de la chaîne des Hellénides du Crétacé à l'Oligocène a du être responsable de la formation de grands reliefs.

Cependant, Desprairie (1977) a montré que la ride pindique devait être très aplanie voire submergée au cours de l'Aquitaniens. Pour cet auteur, l'âge des surrections finales conduisant à la formation des reliefs actuels serait d'âge Pliocène inférieur à Pléistocène, au moins en ce qui concerne le Péloponnèse septentrional.

Dufaure (1975) a également montré que les reliefs pindiques actuels de la bordure nord du golfe de Corinthe portaient des surfaces d'aplanissement qu'il rapporte au Miocène. Ces surfaces indiquent que les reliefs ont été nivelés durant le Miocène et que les reliefs actuels sont donc postérieurs.

Hageman (1979) a également proposé que le massif de l'Erymanthe aurait commencé à se soulever au cours du Pliocène supérieur ou du Pléistocène inférieur.

Toutes ces observations tendent à montrer qu'au cours du Miocène et jusqu'à la fin du Pliocène (voire jusqu'au Pléistocène inférieur), la région devait être dominée par un paysage de pénéplaine à basse altitude, voire submergé. Les profils sismiques du golfe de Corinthe (Clément, 2000) montrent également que l'interface entre les sédiments quaternaires et les séries ante-rift forme une surface régulière, sans relief marqué (**Fig.I-17B**). Il n'est cependant pas exclu qu'il existe localement des paléo-reliefs : dans le cadre d'un travail de maîtrise, Missenard (2002) a restauré la surface ante-rift contrainte à partir de cette étude. Il a ainsi mis en évidence l'existence de paléo-reliefs de faibles altitudes antérieurs à la formation du rift de Corinthe.

La paléo-topographie ante-rift recoupée par le rift de Corinthe devait donc être initialement une surface évoluée. Dans cette étude, j'utiliserai cette surface comme niveau repère pour la construction des coupes et de la géométrie des failles en profondeur.

3. ETUDE STRUCTURALE, GEOMORPHOLOGIQUE ET SEDIMENTAIRE DE LA MARGE SUD DU GOLFE DE CORINTHE

Le rift de Corinthe ne se limite pas au système des failles actives côtières (§ 1.4.3). Plus au sud, il existe un ensemble de systèmes faillés inactifs (failles et bassins associés). Ces différents systèmes sont-ils indépendants ? Ou bien existe-t-il une structure unique sur laquelle ils évoluent ?

Cette troisième partie a pour objectif la détermination de la géométrie et des relations entre les anciens systèmes de failles et les failles actives afin de les intégrer à l'échelle du rift et de proposer un schéma global d'évolution structurale. Les données utilisées sont essentiellement des observations de terrain. Les outils de la cartographie, de la géologie structurale, de la géomorphologie et de la sédimentologie ont été utilisés de manière conjointe afin d'avoir une vision synthétique des phénomènes. L'ensemble des observations a fait l'objet de la réalisation d'une carte structurale au 1/200.000 qui servira de base à l'exposé de cette partie (**Planche 1**).

Dans un premier chapitre (§ 3.1), je ferai une présentation du secteur d'étude ayant pour but de familiariser le lecteur avec les différents systèmes de failles rencontrés sur le terrain et également avec la toponymie régionale. La carte est succinctement décrite dans son ensemble et le lecteur pourra s'y référer tout au long de sa lecture.

Le second chapitre (§ 3.2) concerne le système de failles le plus méridional, ou système bordier, qui correspond à la structure principale de la marge sud du golfe de Corinthe. Nous verrons dans le chapitre 3.3 que cette structure peut être interprétée comme l'émergence d'un détachement.

Le troisième chapitre (§ 3.3) a pour but de décrire les structures situées au nord du système bordier. Je décrirai une série de coupes équilibrées S/N. Les coupes proposées dans ce chapitre sont construites à partir du modèle de déformation par cisaillement simple à 60° présenté dans la deuxième partie (§ 2).

Les chapitres 3.2 et 3.3 ont fait l'objet d'une publication dans le *Bulletin de la Société Géologique de Grèce* (Flotté et Sorel, 2001). Cet article résume les données développées dans ces deux chapitres et pour cette raison il n'est pas intégré ici mais figure en annexe.

3.1. PRESENTATION DU SECTEUR D'ETUDE

Dans l'est du N-Péloponnèse, les dépôts synrift semblent continus. Les taux de surrection sont faibles (§ 4.1) et l'érosion peu importante. Par manque de contraste lithologique les failles normales sont souvent difficiles à mettre en évidence. Dans ces conditions, une étude des failles et de la géométrie de leur toit

est délicate. Par contre dans l'ouest du N-Péloponnèse, les taux de surrection et l'érosion sont beaucoup plus importants (§ 4.1). Les unités ante-rift affleurent et les contrastes de dureté entre ces unités et les séries synrift permettent une bonne étude des failles normales, de leurs tracés et de leurs géométries. Les vallées sont généralement beaucoup plus encaissées qu'à l'est, et permettent une étude en coupe de la géométrie du remplissage.

Pour ces raisons, cette étude focalisera sur la partie occidentale du N-Péloponnèse, du lac Stymphale jusqu'au golfe de Patras.

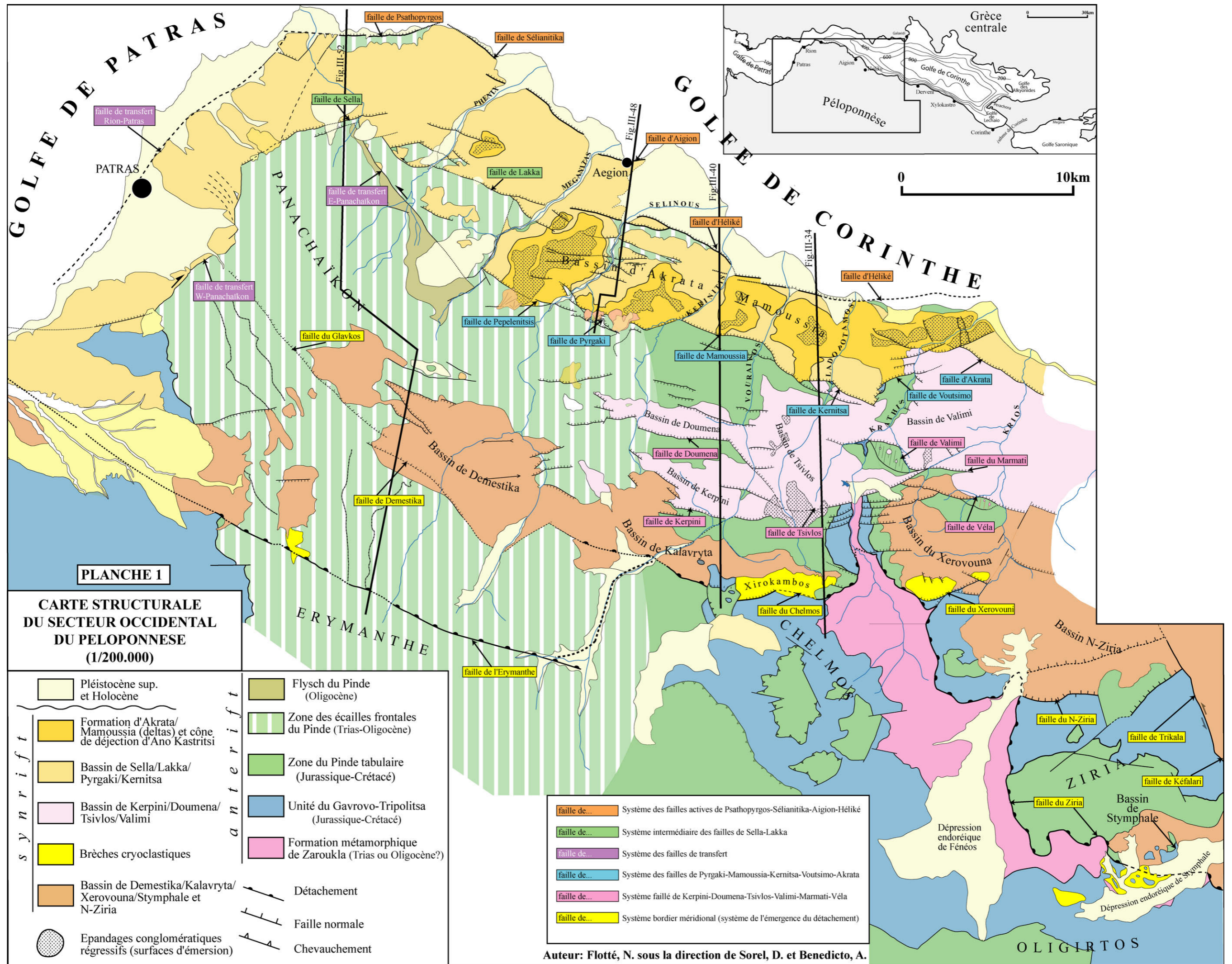
3.1.1. La carte structurale

Des cartes géologiques au 1/50.000 du N-Péloponnèse ont été publiées par l'IGME depuis une vingtaine d'années. Si ces cartes permettent la compréhension de la structure alpine, elles s'avèrent en général pauvres en informations en ce qui concerne les dépôts synrift et la néotectonique. Il y a peu de données concernant les pendages de ces dépôts, leur chronologie et les failles normales sont parfois omises ou simplifiées. La carte géologique d'Aigion, au centre du secteur d'étude, n'est pas publiée.

Afin de mener à bien l'étude structurale, géomorphologique et sédimentaire de la marge sud du golfe de Corinthe, j'ai dressé une carte structurale au 1/200.000 de la partie occidentale du N-Péloponnèse (**Planche 1**). Les données acquises dans le secteur de la vallée du Krathis ont été complétées par une étude des photographies aériennes au 1/30.000.

3.1.2. Description globale de la structure

Le sud de la marge du rift de Corinthe est dominé par trois imposants massifs constitués d'unités mésozoïques et alignés selon une direction N110° (**Planche 1**). D'est en ouest il s'agit des massifs de l'Oligirtos (1934m), du Chelmos (2138m) et de l'Erymanthe (~2000m). Le versant nord de ces massifs est déterminé par un grand accident continu du lac Stymphale jusqu'au golfe de Patras : le système bordier méridional (nous verrons au cours de cette partie qu'il s'agit du système de l'émergence d'un détachement). Dans un souci de simplification de la lecture, les différentes structures constituant ce système sont nommées en fonction de leur localisation géographique. Ces structures sont nommées sur la **planche 1** (encadrées en jaune). De la même manière, chacun des bassins synrift associés à chacune des structures est nommé indépendamment, bien que dans la plupart des cas, la continuité structurale avec les bassins voisins soit établie.



Au nord de ce premier système, on observe un second système de failles important, le système des failles de Kerpini-Doumena-Tsivlos-Valimi-Marmati-Véla, formé par plusieurs segments de failles (encadré en rose sur la **planche 1**). Le bassin sédimentaire associé à ce système de failles est continu, mais pour simplifier la lecture, je choisis de subdiviser ce grand bassin en plusieurs sous-bassins (bassins de Doumena, de Kerpini, de Tsivlos et de Valimi).

Vers le nord, un troisième système, le système des failles de Pyrgaki-Mamoussia-Kernitsa-Akrata, contrôle le bassin d'Akrata-Mamoussia. Les différentes structures tectoniques le constituant sont encadrées en bleu sur la **planche 1**.

Un quatrième système est représenté par les failles de Sella et de Lakka, encadrées en vert sur la planche 1. Selon des critères chronologiques qui seront définis dans la quatrième partie (§ 4), ces failles constituent un système de failles intermédiaire entre le système des failles de Pyrgaki-Mamoussia-Kernitsa-Akrata et le système des failles actives décrit ci-dessous.

Un cinquième système est formé par des failles normales décrochantes (failles de transfert) qui accommodent l'évolution différentielle entre les golfes de Corinthe et de Patras (encadré en violet sur la **planche 1**).

Un dernier système longe la rive sud du golfe de Corinthe, c'est le système des failles actives. Sur le secteur d'étude, ce système est formé par les failles de Psathopyrgos, Sélianitika, Aigion et Héliké (encadrées en orange sur la **planche 1**). Les bassins associés correspondent à l'actuel golfe de Corinthe.

3.1.3. Cadre paléo-environnemental utilisé dans cette étude

Le nombre de travaux publiés depuis plus d'un siècle sur la stratigraphie des formations récentes du pourtour du golfe de Corinthe ne permet pas d'en faire ici un historique. Le but de ce paragraphe est de familiariser le lecteur avec la chronologie géologique utilisée, sa nomenclature, et les équivalences actuelles entre chronologie marine, continentale et isotopique (**Tableau chrono-stratigraphique**). Ce paragraphe anticipe sur l'âge quaternaire du rift de Corinthe-Patras qui sera déterminé dans la quatrième partie (§ 4).

La courbe des variations isotopiques de l'oxygène (Réf. In Tian *et al.*, 2002) montre les stades glaciaires (nombre pair), de bas niveau marin mondial, et de climat plus chaud interglaciaires (nombre impair), de haut niveau marin. Elle montre bien l'installation vers 900ka du cycle climatique dominant à périodicité de 100ka basée sur la variation d'excentricité de l'orbite terrestre. Les données impliquent également que depuis 900ka les périodes froides sont plus intenses, et par conséquent, l'amplitude des variations du niveau marin est deux fois plus importante qu'avant 900ka (Ruddiman *et al.*, 1986 ; Shackelton, 1987 ;

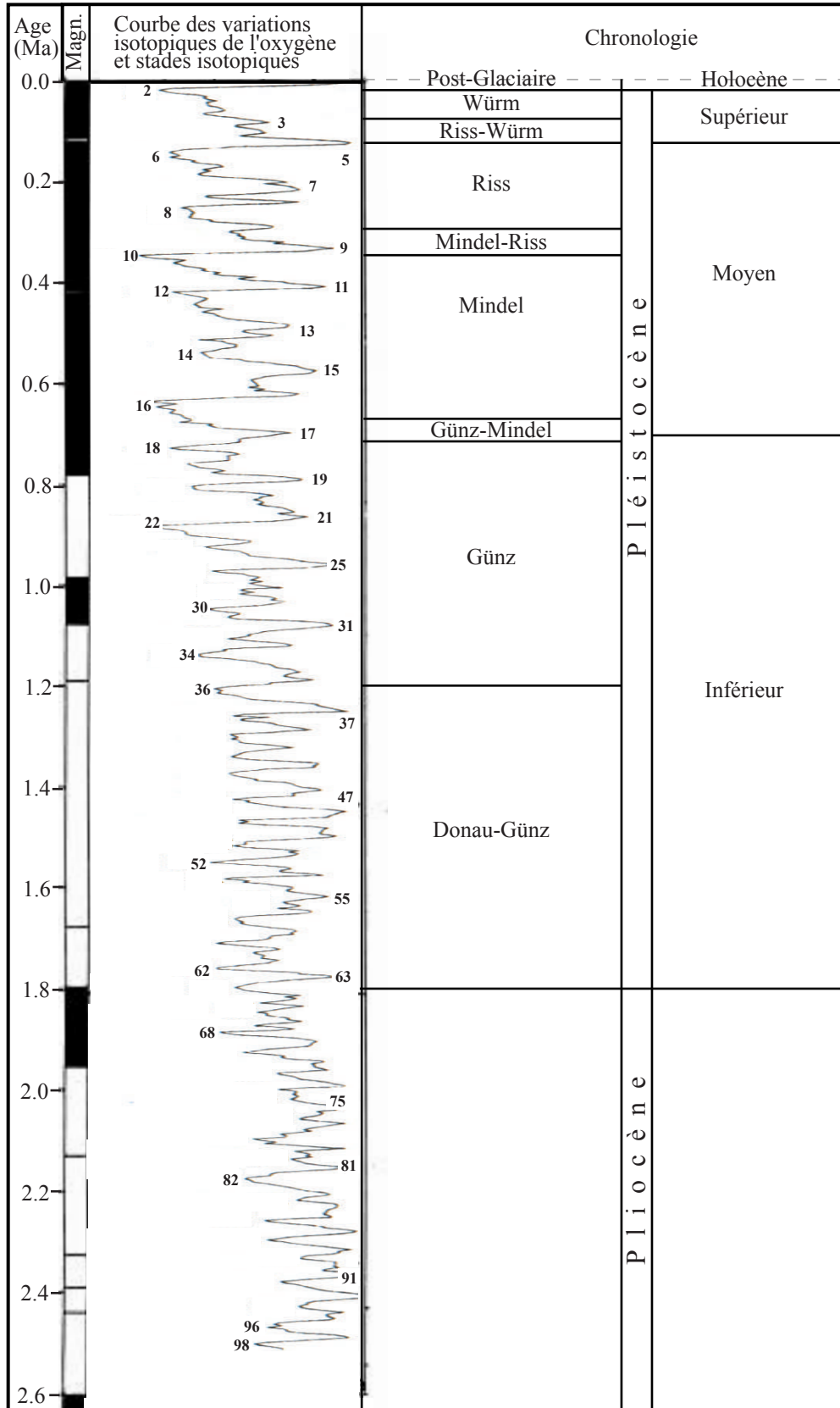


Tableau chrono-stratigraphique simplifié du Quaternaire, chronologie glaciaire du domaine alpin (La géologie de la préhistoire) et paléomagnétisme . La chronologie glaciaire est corrélée aux variations isotopiques de l'oxygène (Réf. in Tian *et al.*, 2002).

Shackelton *et al.*, 1990). C'est à cette première grande crise froide que je rattache la formation des plus anciennes brèches de versant que Dufaure (1975) attribue au Günz et dont l'argumentation sera présentée dans le chapitre 3.2.2.1.2. La période froide du Mindel recouvrirait les stades isotopiques 16, 14, 12 et 10, et celle du Riss les stades isotopiques 8 et 6.

Le golfe de Corinthe communique avec la mer ouverte pendant les hauts niveaux marins eustatiques à partir du stade isotopique 11 (Keraudren et Sorel, 1987 ; Keraudren *et al.*, 1995). Ces niveaux contiennent des assemblages de nanoplancton des zones NN20/21, qui débutent vers 470ka.

3.2. LE SYSTEME BORDIER MERIDIONAL

Dufaure (1975) fut le premier à introduire le terme de "bourrelet corinthien" pour décrire la déformation récente et la morphologie du nord du Péloponnèse. Sous ce terme, il entendait l'ensemble de la façade septentrionale bordant le golfe de Corinthe, du détroit de Rion-Antirion à l'ouest jusqu'au golfe Saronique à l'est. Cette structure s'étend sur près de 180km et sa largeur, variable, n'excède pas 30km. Ce même auteur a montré que l'ensemble de la structure s'intégrait en un puissant bourrelet dissymétrique : un front abrupt s'ouvrant sur le golfe de Corinthe vers le nord opposé à une face interne en pente douce vers le centre du Péloponnèse. Alors que le bourrelet est caractérisé par un ensemble de failles normales de longueurs inférieures à 30km et de rejets n'excédant pas 3-4km, Dufaure montre que le sud du bourrelet, qui forme la façade morphologique principale, est associé à une structure tectonique majeure qui s'étend sur la totalité de sa longueur. A l'est, cette structure est marquée par l'important faisceau d'A. Vasilios (IGME, 1983) qui s'étend sur plus de 50km du flanc nord du Mégalovouni (sud de Némée) au golfe Saronique. Dufaure considère que, plus à l'ouest, cet accident se prolonge au pied du versant nord du Ziria (par l'intermédiaire des failles de Kéfalari et de Trikala, bien que les relations soient difficiles à établir) où il observe un épaissement considérable des séries synrift. Nous verrons § 3.2.1.2 que la structure se prolonge au sud du Ziria où la quasi-totalité du remplissage a été érodé et où est installé le lac Stymphale). La structure majeure rejoint la vallée du Krathis, puis le versant nord du Chelmos (faille du Chelmos). Dufaure note qu'à partir de la vallée du Vouraïkos, le bourrelet perd quelque peu son unité mais propose que la structure majeure se prolonge au pied de l'accident de Vlasia (faille de l'Erymanthe), orthogonalement aux écaïlles d'Olonos. Toutes ces données permettent à Dufaure d'établir "une relation tectonique continue entre le faisceau d'A. Vasilios, à l'est et l'accident de Vlasia à l'ouest, qui apparaît lui-même comme le fragment le plus clair d'un linéament qui le dépasse vers l'WNW, limitant manifestement vers le nord le massif de Skolis en se prolongeant jusqu'au cap Araxos".

Ce que Dufaure décrivait en 1975 va faire l'objet de ce chapitre 3.2. Je commencerai par décrire l'ensemble des failles qui constituent le système bordier méridional (§ 3.2.1) afin de montrer la continuité de la structure. J'étudierai ensuite le remplissage et la géométrie des bassins associés (§ 3.2.2). Ces données permettront de traiter de l'âge de la fin d'activité de ce système de failles (§ 3.2.3) et du basculement régional associé à son jeu (§ 3.2.4). Un cinquième chapitre traitera de la cinématique associée à son jeu (§ 3.2.5) et un dernier chapitre (§ 3.2.6) traitera de la culmination du système bordier méridional dans sa partie centrale et de ses relations avec le détachement du Miocène précédemment décrit (§ 1.2.2).

3.2.1. Géométrie des failles du système bordier méridional et de leur bloc supérieur

Le système bordier méridional affleure sur près de 180km de long, du golfe Saronique au golfe de Patras. Je commencerai par la partie centrale du Péloponnèse (vallée du Krathis) où les conditions d'observation permettent de faire une description détaillée de l'organisation et du style structural. Je décrirai ensuite le prolongement de la structure vers l'est (massif du Ziria, lac Stymphale) puis vers l'ouest (Erymanthe, golfe de Patras).

3.2.1.1. Le système bordier méridional dans la vallée du Krathis : la faille du Chelmos

Le massif du Chelmos (**Fig.III-1**) est pour l'essentiel composé de calcaires et dolomies mésozoïques de la zone du Gavrovo-Tripolitsa, reposant par l'intermédiaire d'un grand cisaillement d'âge Miocène sur les formations métamorphiques de Zaroukla (§ 1.2.2). Localement, le Gavrovo-Tripolitsa est chevauché par les radiolarites et les calcaires en plaquettes de la nappe du Pinde qui constituent les plus hauts sommets du massif. L'empilement présente un pendage moyen de 20° vers le sud qui s'horizontalise à l'approche de la faille. Au pied du versant nord du Chelmos, le Pinde repose par contact anormal contre le Gavrovo-Tripolitsa mais aussi directement sur les formations de Zaroukla (**Fig.III-2**). Cet accident, de direction E-W, détermine morphologiquement tout le versant nord du massif. Son pendage à l'émergence est de 30-35°N mais s'aplatit progressivement vers le nord dans la vallée pour atteindre un pendage faible de l'ordre de 5-10°N. Une pente de 5-10°W indique son approfondissement vers l'ouest. Il s'agit d'une faille listrique. Les terrains du toit et le contact chevauchant de la nappe du Pinde sur le Gavrovo-Tripolitsa forment un demi-anticlinal de compensation sur cet accident (**Fig.III-2 & III-3A**). Cette **géométrie en rollover** (§ 2) est en accord avec la listricité observée de la faille décrite ci-dessus.

Deux failles normales accommodent la déformation du bloc supérieur (**a et b sur la Fig.III-1 ; Fig.III-2, et 3B**). Elles ne recoupent pas la rampe basale de la faille du Chelmos. La première, synthétique, limite les calcaires du Pinde des formations fluvio-lacustres du bassin de Kalavryta surmontées en discordance par le tablier de brèches du Xirokambos. La seconde, antithétique, accommode la courbure du rollover.

Le modèle de cisaillement à 60° (§ 2) est utilisé pour estimer l'extension horizontale cumulée sur les trois failles précédemment décrites (**Fig.III-3B**). Le rejet sur la faille listrique du Chelmos serait approximativement de 3,3km, de 300m au minimum sur la première faille synthétique et d'environ 300m sur la faille antithétique soit une extension horizontale cumulée d'environ 4km.

Vers le nord, le contact de la nappe du Pinde sur les séries du Gavrovo-Tripolitsa présente une forme anticlinale (**Fig.III-3A & 3C**). Son axe est approximativement E/W et plonge de 10° vers l'ouest en accord avec un approfondissement de la rampe basale vers l'ouest.

Cartographiquement, et malgré de mauvaises conditions d'affleurement, le contact des calcaires du Gavrovo-Tripolitsa sur le Zaroukla semble continu et sub-horizontale dans le fond de la vallée jusqu'au sud du village de Tzivlos (**Fig.III-1**). Sorel (2000) propose que cette limite corresponde au prolongement septentrional de la rampe basale à faible pendage décrite ci-dessus (**Fig.III-4**). Cette interprétation serait en accord avec la faible épaisseur de la série du Gavrovo-Tripolitsa dans la vallée du Krathis (max. 800m et min. 500m), en comparaison de l'épaisseur de la série dans le massif du Chelmos (800m). De plus, cartographiquement continu, ce contact ne semble pas recoupé par les quatre failles normales qui recoupent le Gavrovo-Tripolitsa, le Pinde et la base de la série du bassin du Xerouvouna (**Fig.III-1**), mais là encore, le creusement de la vallée est associé à une importante remobilisation des versants (cônes d'éboulis) qui empêche une observation continue des contacts.

Une seconde alternative peut être proposée. Le massif du Gaïdourraki présente une géométrie anticlinale. Une telle géométrie ne peut théoriquement pas être obtenue si l'on considère que la rampe basale continue à s'approfondir vers le nord avec un pendage régulier de $5-10^\circ$ N. Si tel était le cas, on n'observerait pas de point d'inflexion (**I, Fig.III-3C**), ni un passage progressif à un pendage vers le nord du contact de nappe. De plus, l'ensemble des structures héritées de la tectonique alpine sont généralement orientées $N160^\circ$ à N/S.

L'existence de ce point d'inflexion permettrait, selon le modèle de cisaillement à 60° , de déterminer le passage rampe à faible pendage/rampe, et la distance théorique d ou d' (selon le modèle de cisaillement à 60° , distance entre la géométrie attendue pour une rampe basale à pendage régulier de $5-10^\circ$ N et la géométrie observée) permettrait de déterminer l'angle entre le palier et la rampe. La géométrie du chevauchement de la nappe du Pinde dans le massif du Gaïdourraki impliquerait donc, théoriquement, une augmentation du pendage de la rampe basale (passage de $5-10^\circ$ à $20-25^\circ$ N) qui recouperait alors les formations de Zaroukla et le détachement du Miocène.

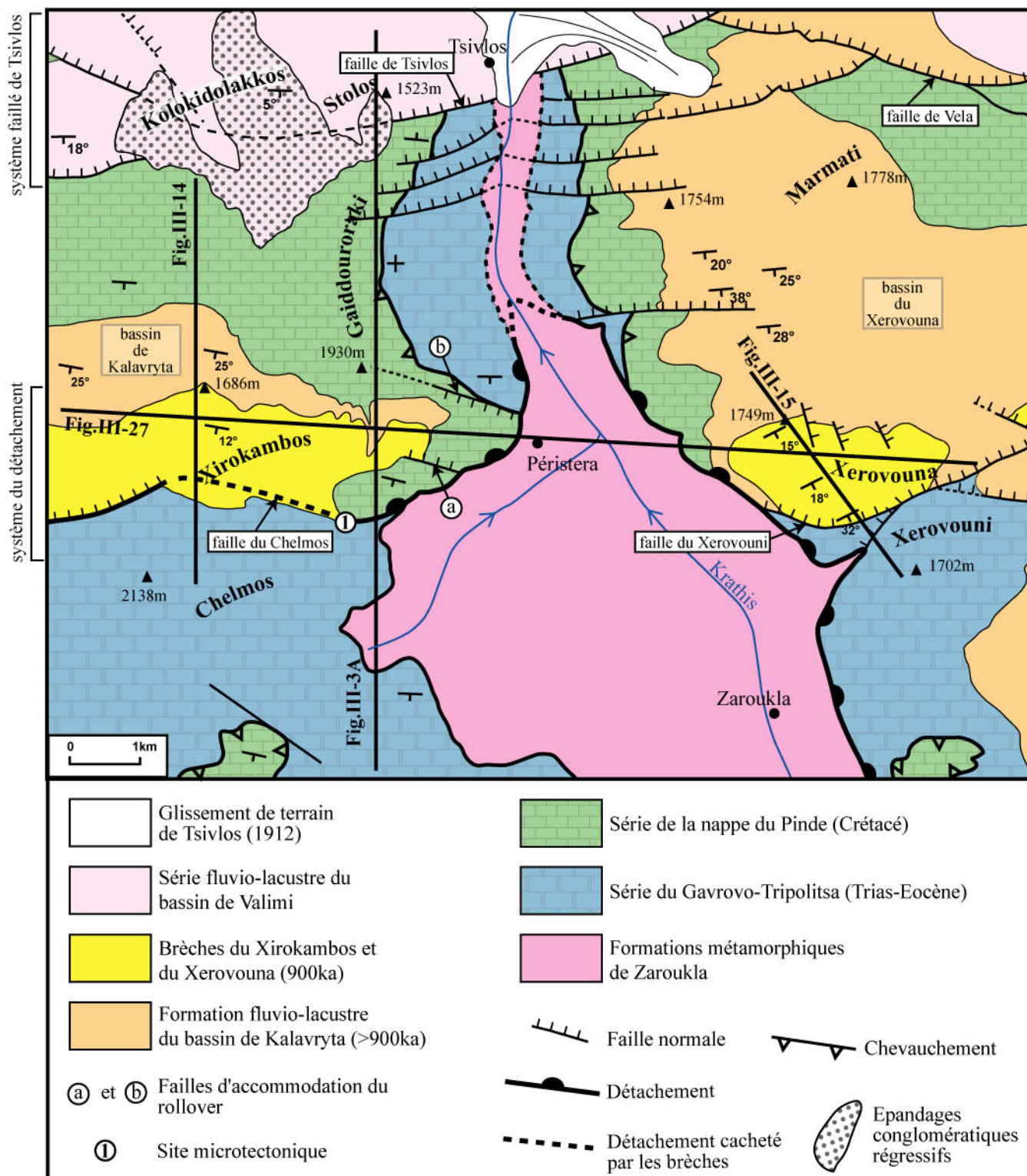


Fig.III-1. Carte structurale de la haute vallée du Krathis. Cartographie de la structure émergente du détachement. Les chevauchements du Pinde sur la série du Gavrovo-Tripolitsa au sud du massif du Chelmos et au sud du Xerovouni sont extraits des cartes géologiques au 1/50.000 de Dhafni (IGMR, 1978) et de Kandhila (IGME, 1982). Les autres contours ont été cartographiés dans le cadre de cette étude.

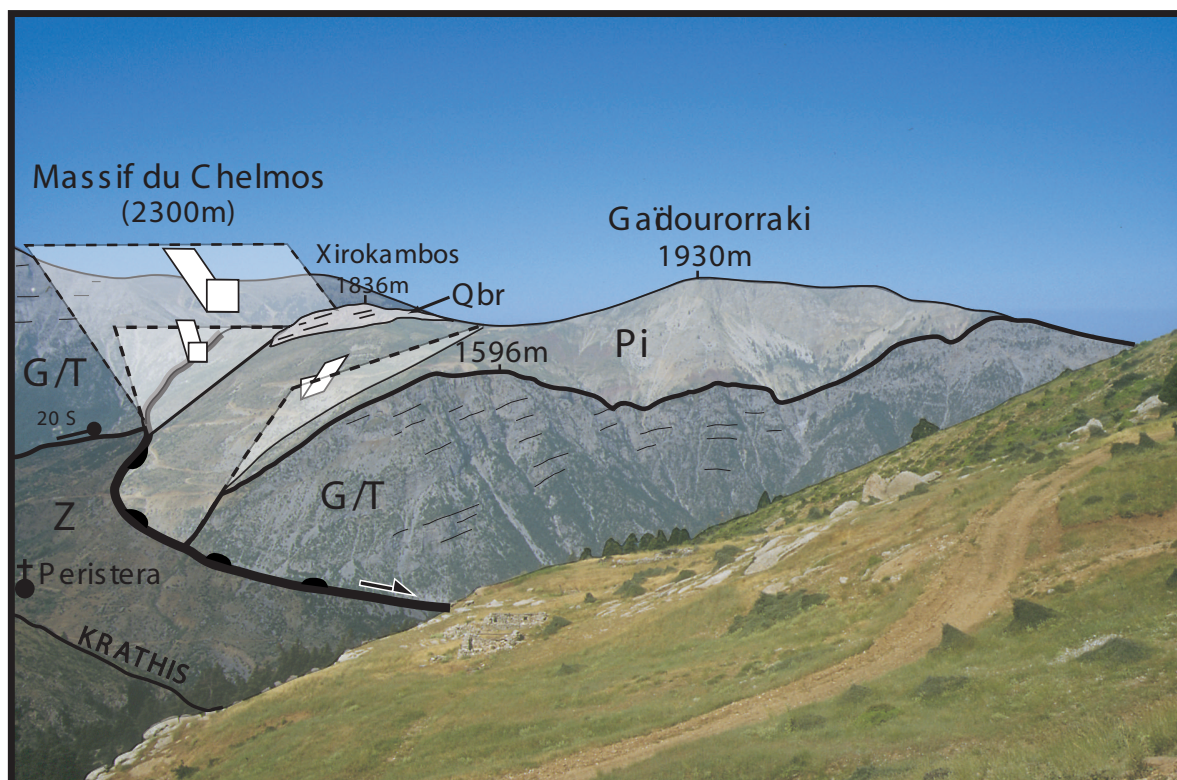


Fig.III-2. Vue vers l'ouest sur la rive gauche de la vallée du Krathis. Au sud, les calcaires et dolomies mésozoïques (zone du Gavrovo-Tripolitsa, G/T) du massif du Chelmos surmontent par contact anormal soustractif ("Metamorphic core complex" du Miocène) les séries métamorphiques de Zaroukla (Z). Au nord, le Pinde (Pi), initialement au sommet du massif du Chelmos, repose directement sur le G/T ainsi que sur le Zaroukla par l'intermédiaire d'un grand contact soustractif à vergence nord (faille du Chelmos). Au pied du versant du Chelmos, la faille présente un pendage de 30-35°N et s'aplatit vers le nord pour atteindre un pendage faible de 5-10° dans le fond de la vallée du Krathis. La formation d'un rollover dans l'empilement de nappes confirme la listricité de la faille du Chelmos. La fin de l'activité de la faille s'accompagne du dépôt des brèches de versant du Chelmos (Qbr) localement affectées. L'extension horizontale sur cet accident est estimée à 4km (Fig.III-3).

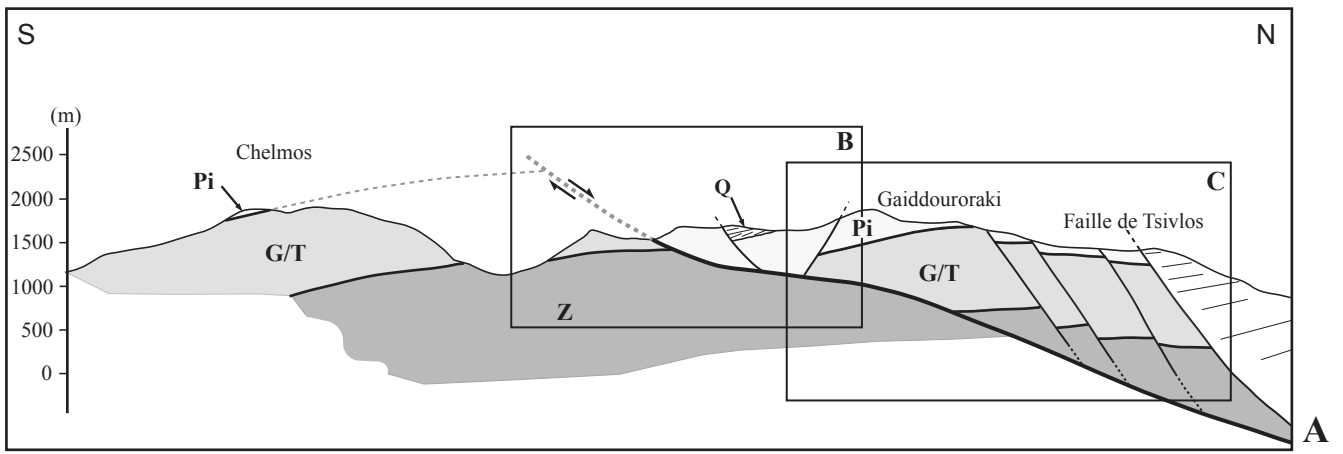


Fig.III-3. A. Coupe de l'émergence de la faille du Chelmos en rive gauche de la vallée du Krathis et estimation de l'extension horizontale. Z: formations épimétamorphiques de Zaroukla; G/T: zone du Gavrovo-Tripolitsa; Pi: nappe du Pinde; Q: brèches du Xirokambos (discordantes sur la série fluvio-lacustre du bassin de Kalavryta). B. L'extension horizontale est calculée selon le modèle en cisaillement simple à 60° (White *et al.*, 1986). (1): ~ 3.3 km; (2): > 0.3 km; (3): > 0.3 km, soit une extension horizontale cumulée estimée à 4km. C. Géométrie de la faille du Chelmos en profondeur déduite de la géométrie anticlinale du chevauchement du Pinde sur le Gavrovo-Tripolitsa dans le massif du Gaïdouroraki: cette géométrie (1') implique l'existence d'une rampe en profondeur (1). Si le détachement avait eu un pendage régulier vers le N (2), il n'y aurait pas création d'un anticlinal (2'). I: Point d'inflexion.

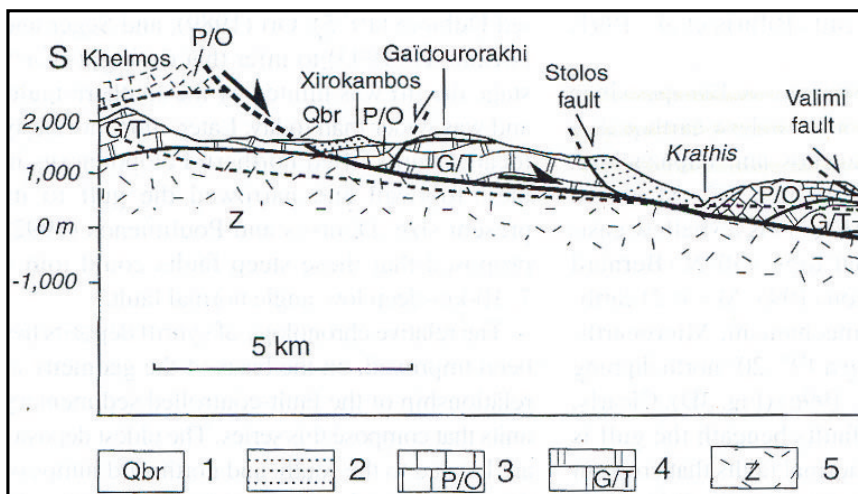
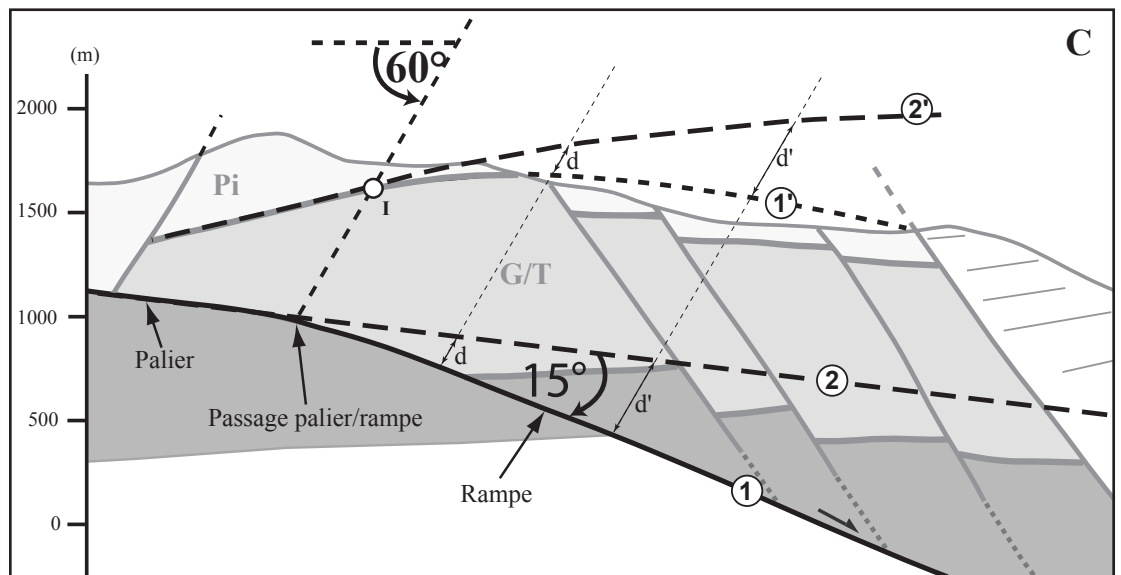
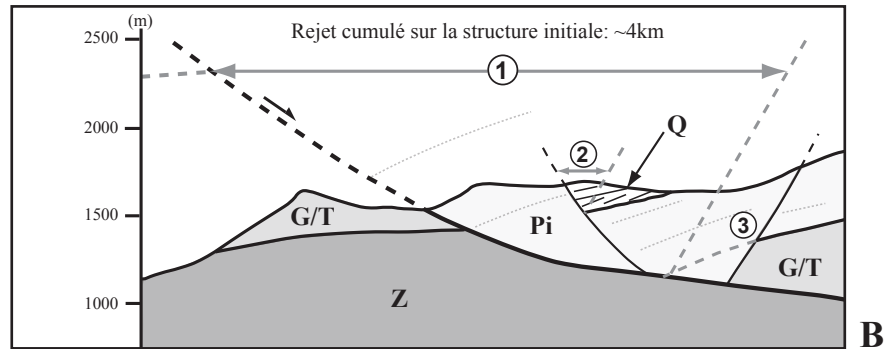


Fig.III-4. Amont de la coupe de la vallée du Krathis, d'après Sorel (2000). 1: brèches du Xirokambos. 2: remplissage conglomératique syntectonique. 3: nappe du Pinde. 4: Unité du Gavrovo-Tripolitsa. 5: formation métamorphique de Zaroukla.

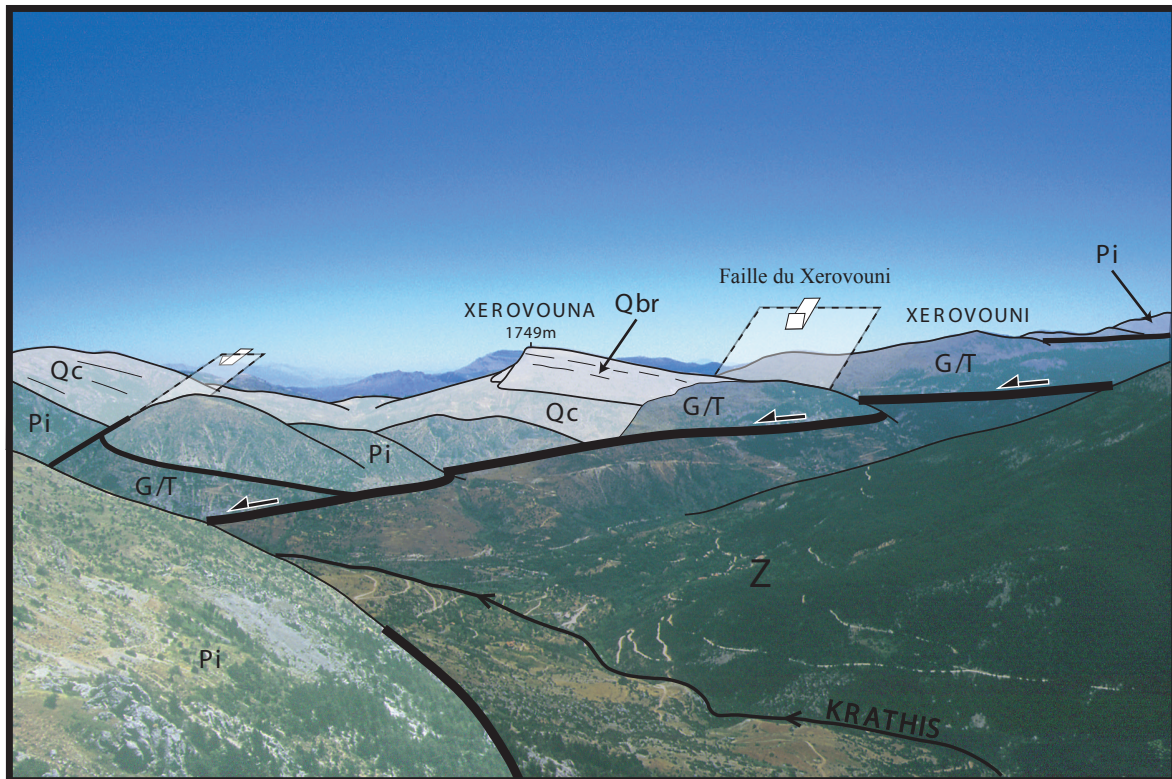


Fig.III-5. Vue vers l'est sur la rive droite de la vallée du Krathis. La rampe à faible pendage ($\sim 10^\circ\text{N}$) limite les formations métamorphiques de Zaroukla (Z) dans le bloc inférieur des calcaires et dolomies des zones du Gavrovo-Tripolitsa (G/T) et du Pinde (Pi) dans le bloc supérieur. Trois failles normales affectent le bloc supérieur; elles affectent l'empilement de nappes, et localisent la formation de bassins supra-rampe. Il est important de noter que les failles secondaires ne recoupent jamais la rampe à faible pendage mais viennent se brancher dessus. Cette géométrie de raccord entraîne la formation de roll-over à remplissage divergent dans les séries syn-tectoniques. Qc: séries fluvio-lacustres; Qbr: tablier de brèches de pente indurées, équivalentes des brèches du Chelmos.

Au nord du point d'inflexion marquant le passage palier/rampe, les trois failles normales secondaires à rejet faible pourraient alors accommoder la déformation en anticlinal du système de nappes. Leur existence peut être interprétée comme liée au premier glissement sur la faille listrique du Chelmos et au passage rampe à faible pendage/rampe qui entraîne une déformation interne dans le bloc supérieur. De telles failles ont été décrites dans le Gulf Coast (USA) à partir de sections sismiques (McClay, 1990).

Dans la suite de cette étude, pour la construction des coupes, j'opterai pour cette deuxième alternative, sachant que la première n'est pas à exclure.

La vue vers l'est à partir du pied du versant du Chelmos (**localisation Fig.III-1**) nous montre l'organisation structurale en rive droite de la vallée du Krathis. On observe une faille normale à faible pendage vers le nord ($\sim 10^\circ$) qui limite les formations métamorphiques de Zaroukla dans le bloc inférieur des séries de la zone du Gavrovo-Tripolitsa chevauchées par la nappe du Pinde dans le bloc supérieur (**Fig.III-5**). Le contact chevauchant limitant ces deux unités est recoupé obliquement par la faille. Contrairement à ce qu'on observe en rive gauche, cette faille à faible pendage possède une composante de $5-10^\circ E$ qui indique un approfondissement de la structure vers l'est.

Des failles normales secondaires à pendage fort affectent le bloc supérieur mais ne recoupent jamais la faille à faible pendage (Fig.III-5). Ces failles de rejet hectométrique à pluri-hectométrique, comme par exemple la faille du Xerouvouni, structurent le bloc supérieur et ont contrôlé localement la formation de demi-grabens. Leur raccord avec la faille à faible pendage a entraîné la déformation en rollover de l'empilement de nappes et de la série fluvio-lacustre syntectonique (§ 3.2.2.1).

Les calcaires des zones du Gavrovo-Tripolitsa ou du Pinde sont très fracturés et karstifiés, permettant une infiltration des eaux météoriques ; les schistes de Zaroukla sont plus imperméables. Ce contraste explique la localisation des sources (et des villages) le long de la trace de la faille à faible pendage comme c'est aussi le cas sur le flanc occidental du massif du Ziria.

3.2.1.2. Prolongement du système bordier méridional vers l'est

En rive droite du Krathis, la faille à faible pendage se prolonge vers le sud, sous le massif du Xerouvouni (**Fig.III-1 et III-6**) et rejoint le nord de la dépression endoréique de Fénéos. Le contact, sub-horizontale, limite les formations métamorphiques de Zaroukla de la série de Gavrovo-Tripolitsa au dessus.

3.2.1.2.1. La faille du Ziria

La **Figure III-7** est un panorama vers l'est pris à partir du village d'Archéa Fénéos (aussi appelé Kalivia). Au sud de Kastania, on voit l'empilement de la nappe du Pinde (massif du Gribini) sur la série du Gavrovo-Tripolitsa (Mavrovouni). Le contact chevauchant entre les deux unités présente un pendage

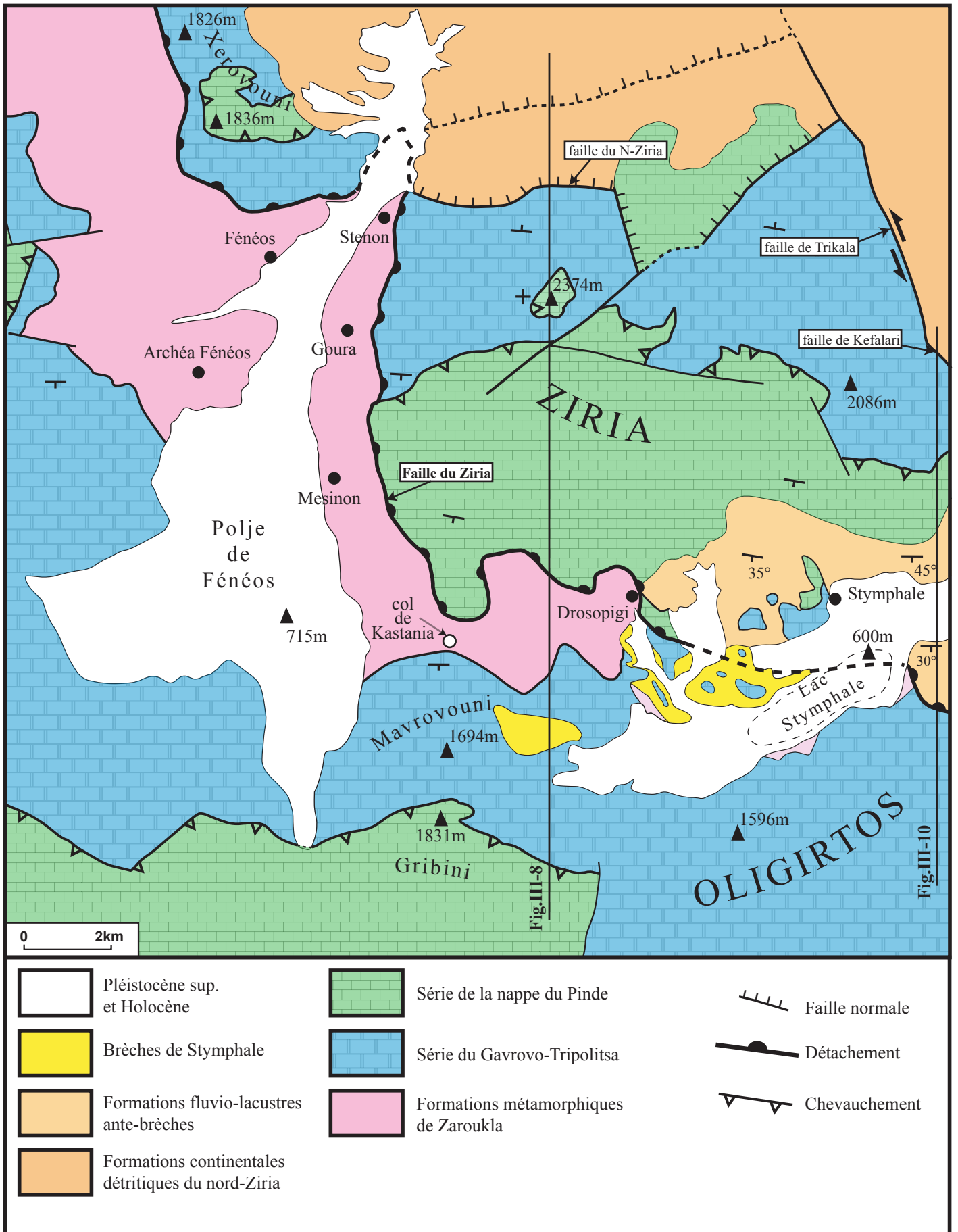


Fig.III-6. Carte structurale schématique des alentours du Ziria. Les contours chevauchants du Pinde sur le Gavrovo-Tripolitsa et les contours des brèches sont extraits de la carte géologique au 1/50.000ème de Kandhila (IGME, 1982). Les autres contours ont été cartographiés dans le cadre de cette étude.

d'environ 20° vers le sud. Au col de Kastania, qui limite les dépressions endoréiques de Fénéos et de Stymphale, on voit affleurer le contact soustractif miocène entre le Gavrovo-Tripolitsa et les formations de Zaroukla, également à pendage 20° S. Le Gavrovo-Tripolitsa est très cataclasé. Comme pour la base de la nappe du Pinde, ce contact présente un pendage d'une vingtaine de degrés vers le sud (ainsi que la foliation du Zaroukla). Au nord du col de Kastania, la rampe basale à faible pendage de la faille du Ziria affleure dans le flanc ouest du massif du Ziria. Au sud, elle met directement en contact les calcaires de la nappe du Pinde à pendage sud sur les schistes de Zaroukla coupés obliquement. Plus au nord encore, la rampe basale à faible pendage de la faille du Ziria recoupe le contact de nappe entre les séries du Pinde et du Gavrovo-Tripolitsa à pendage $\sim 30^\circ$ S. L'angle des deux structures est d'environ 30° et indiquerait le pendage initial de la rampe basale si l'on considère que la base de la nappe du Pinde était sub-horizontale, comme cela a déjà été proposé (§ 2.3.1). L'impressionnant massif du Ziria, parmi les cinq plus hauts sommets du Péloponnèse, fait donc partie du toit d'une faille normale listrique (**Fig.III-6 et 7**).

Le contact précis de la rampe basale est difficile à toucher dans ce versant obscurci par les éboulis et glissement de terrain. Il se manifeste surtout par une différence de lithologie importante entre les calcaires, en haut, et la formation de Zaroukla qui forme le bas du massif. Ce contraste se marque dans le paysage par une rupture de pente. De grands cônes d'éboulis et glissements de terrain masquent la transition entre le bloc inférieur et le bloc supérieur, ne permettant pas de faire d'observation ni de mesures sur la faille. En appliquant le modèle de cisaillement simple à 60° , le rejet estimé sur la structure initiale est d'environ 6km (**Fig.III-8**).

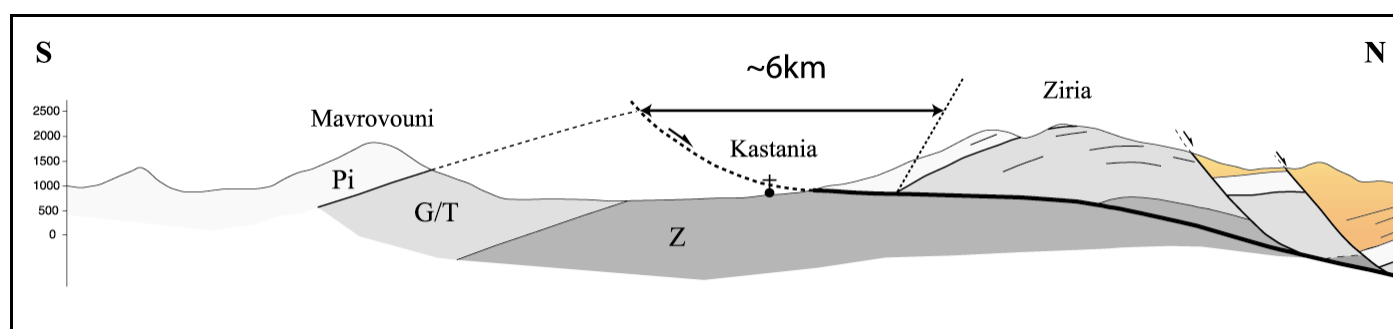


Fig.III-8. Coupe S/N de la partie occidentale du massif du Ziria. G/T : unité du Gavrovo-Tripolitsa. Pi : nappe du Pinde. Z : formation métamorphique de Zaroukla. Orange : dépôts synrift.

Au col de Kastania, l'affleurement de la rampe basale de la faille du Ziria prend une direction E-W et contourne le sud du massif du Ziria. Les calcaires du Pinde reposent directement sur les formations de

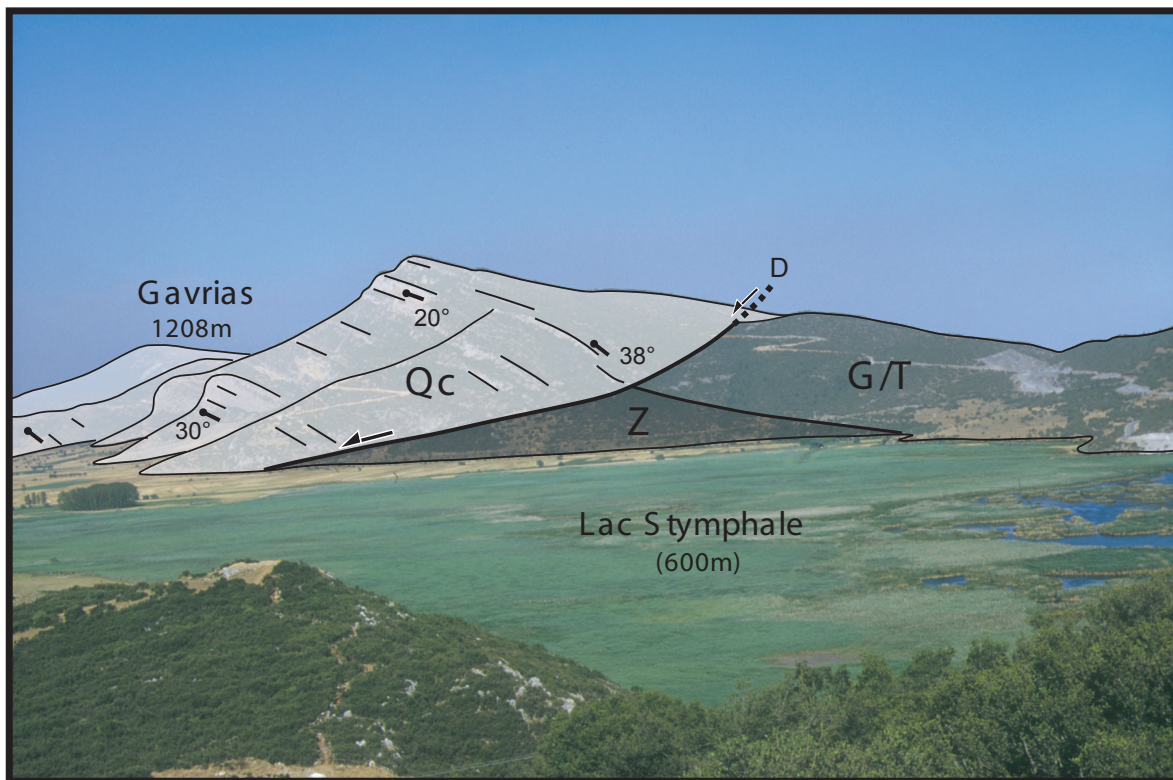


Fig.III-9. Vue vers l'est sur la faille du Ziroukla (terminaison orientale du lac Stymphale). Le contact entre le Gavrovo-Tripolitsa (G/T) et les formations de Zaroukla (Z) est recoupé par l'émergence de la faille. Le pendage de 45°N à l'émergence s'aplatit progressivement jusqu'à 10°N (faille listrique) dans la continuité de celle décrite dans la vallée du Krathis et sous le massif du Ziroukla. Le remplissage divergent du bloc supérieur (sédimentation syntectonique) est déformé en rollover en accord avec la listricité de l'émergence du détachement. Le lac est installé sur les formations imperméables de Zaroukla. D: émergence de la faille du Ziroukla.

Zaroukla. Le contact descend vers l'est : il affleure à 1050m d'altitude au col de Kastania, à 800m près du village de Drosopigi et 650m au niveau du lac Stymphale.

A l'extrémité orientale du lac Stymphale (**Fig.III-9**), l'émergence de la faille du Ziria présente un pendage d'environ 30-35°N. Son bloc inférieur montre la série du Gavrovo-Tripolitsa sur les formations de Zaroukla (le contact entre les deux unités pend vers le sud d'environ 15°). Le bloc supérieur est constitué par la série conglomératique de Stymphale. La faille s'aplatit vers le nord, son pendage n'est plus que de 10-15°N (**Fig.III-9**). Il s'agit donc, comme pour la faille du Chelmos, d'une *faille listrique*. La **figure III-10** est une coupe S/N passant par l'extrémité orientale du lac Stymphale. Le décalage du contact de la nappe du Pinde sur le Gavrovo-Tripolitsa permet d'estimer l'extension horizontale à environ 6,5km.

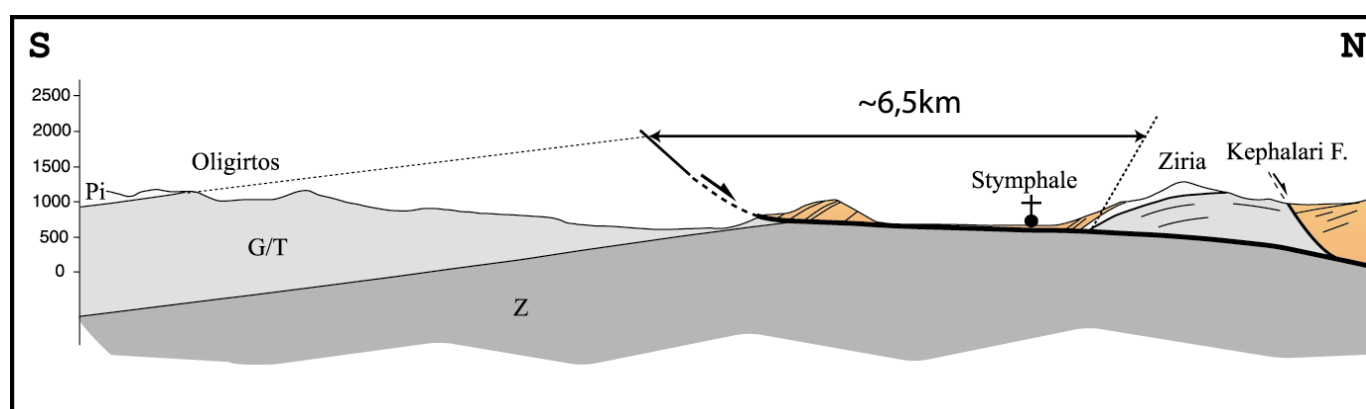


Fig.III-10. Coupe S/N de la partie orientale du lac Stymphale et du massif du Ziria. G/T : unité du Gavrovo-Tripolitsa. Pi : nappe du Pinde. Z : formation métamorphique de Zaroukla. Orange : dépôts synrift.

3.2.1.2.2. Vers Némée et le golfe Saronique

A l'est du lac Stymphale (**Fig.III-6**), l'altitude diminue et on ne peut plus observer à l'affleurement que l'émergence du système bordier méridional, semblable à celle d'une faille normale (~50°) mais d'une plus grande continuité. Elle se poursuit au sud de Némée où elle limite les calcaires mésozoïques de la nappe du Pinde du massif du Mégalovouni et les séries conglomératiques deltaïques des alentours de Némée (e.g. massif du Gavrias). Au SE de Némée, l'émergence est cachetée par ces deltas conglomératiques. Les relations topsets-foresets montrent que le cours d'eau qui les alimentait coulait du sud vers le nord. Aujourd'hui ils sont basculés de 10-15° vers le sud, vers la plaine d'Argos. L'émergence se poursuit vers l'est où elle va former l'important faisceau de failles d'Ayios Vasilios qui rejoint le golfe Saronique (Dufaure, 1975).

3.2.1.3. Prolongement du système bordier méridional vers l'ouest

3.2.1.3.1. Le prolongement de la faille du Chelmos vers la vallée du Vouraiikos

Au sud de Kalavryta et dans le prolongement du versant du Chelmos, l'émergence de la faille listrique du Chelmos limite les calcaires pindiques du massif du Vélia de la série conglomératique du bassin de Kalavryta (**Fig.III-11**). La faille se poursuit jusqu'à l'extrémité du Kotrona (917m) puis semble s'amortir au niveau de la vallée du Vouraiikos. Mais son rejet important (~4km) à la longitude de Kalavryta (**Fig.III-40**) rend peu probable une terminaison brutale au niveau de la vallée du Vouraiikos. Même si elle n'est pas marquée morphologiquement dans le paysage, elle se poursuit sans doute vers l'ouest où elle pourrait rejoindre la faille de Demestika, sur laquelle l'extension horizontale est estimée à 2-3km (ci-dessous). En rive gauche du Vouraiikos, les conglomérats du bassin de Kalavryta s'étendent largement plus au sud.

Le passage de la faille du Chelmos dans la vallée du Vouraiikos est associé à une virgation de la vallée : orientée N-S au sud de la faille, elle prend une direction NE-SW au nord. Au sud de la faille du Chelmos, on observe une dissymétrie de la vallée du Vouraiikos : à partir du massif du Vélia culminant à 1566m, et en se déplaçant vers l'ouest, on peut observer une diminution d'altitude des massifs de Pinde. En rive gauche, les altitudes ne dépassent pas 1100m (**Fig.III-11**).

Ce contraste de morphologie s'explique par un déplacement de l'accident majeur vers le sud. Cet accident est situé 8km au sud de la faille du Chelmos, et détermine l'escarpement impressionnant du massif de l'Erymanthe (2200m). Le système bordier méridional paraît donc présenter une discontinuité sous forme de relais entre les failles du Chelmos et de l'Erymanthe. Cette interprétation en terme de relais est soutenue par l'abaissement vers l'ouest des massifs de Pinde dans le mur de la faille du Chelmos, la situation plus méridionale du bassin de Kalavryta en rive gauche du Vouraiikos et la localisation de la ligne de partage des eaux parallèlement à la structure en relais (**Fig.III-11**). De telles observations sont classiquement décrites dans les zones de relais de failles normales (e.g. Peacock et Parfitt, 2002) (**Fig.III-12A**). Selon ce schéma, la rive droite du Vouraiikos, rectiligne, pourrait correspondre au passage d'une faille accommodant la flexure de la rampe du relais (**Fig.III-12B**) ou à la zone de connexion entre les deux failles.

3.2.1.3.2. La faille de l'Erymanthe

Dufaure (1975) a montré à partir de données géomorphologiques que le versant nord du massif de l'Erymanthe est déterminé par une faille normale majeure, la plus méridionale du bourrelet corinthien dans ce secteur. Relayant la faille du Chelmos, cette faille de l'Erymanthe passe au nord des hauts sommets déchiquetés du massif de l'Erymanthe, d'altitude moyenne de 2000m. Alors que dans le centre du Péloponnèse la nappe du Pinde (table d'Arcadie) est limitée à sa base par un décollement au niveau

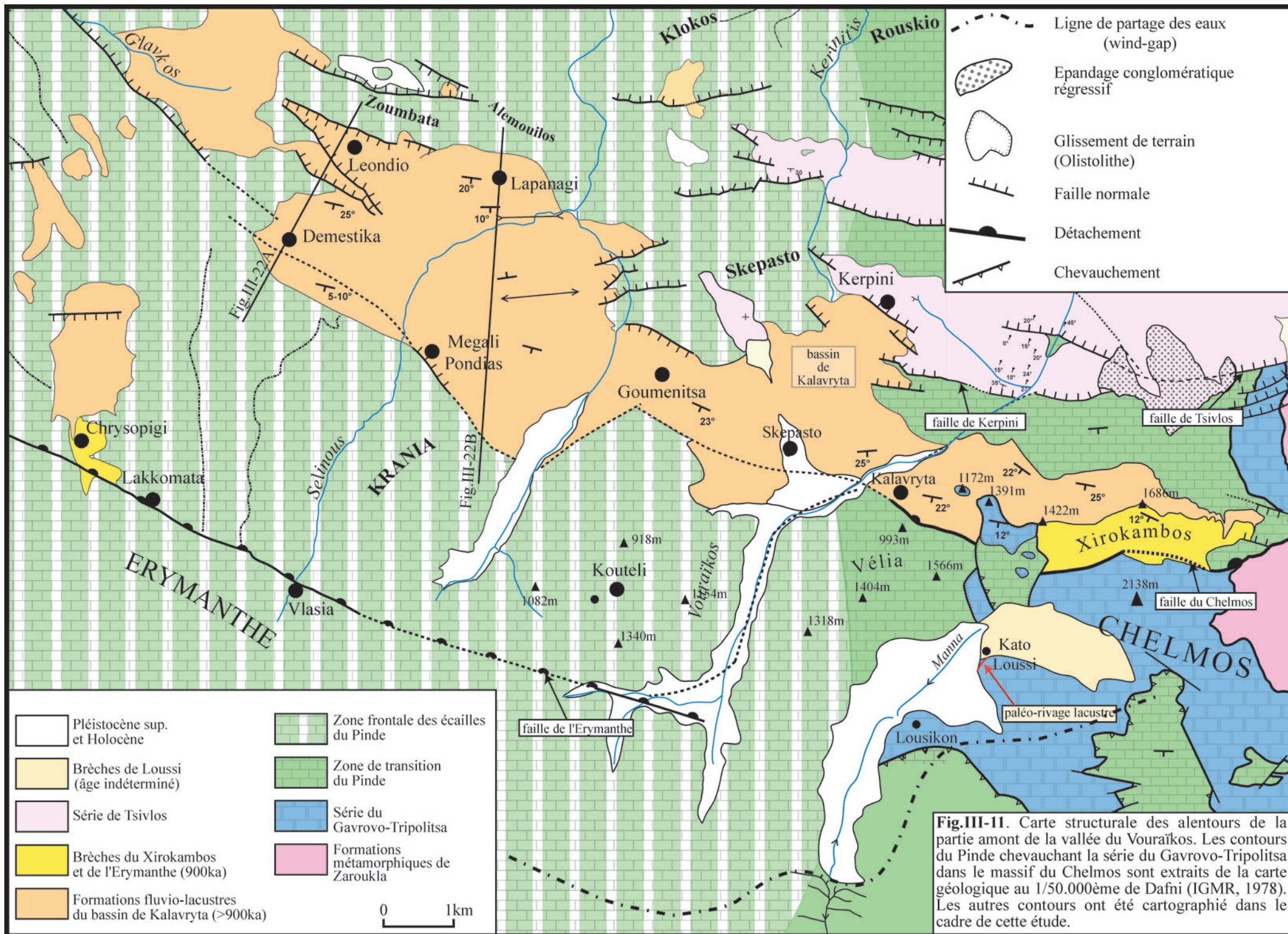


Fig.III-11. Carte structurale des alentours de la partie amont de la vallée du Voutraïkos. Les contours du Pinde chevauchant la série du Gavrovo-Tripolitsa dans le massif du Chelmos sont extraits de la carte géologique au 1/50.000ème de Dafni (IGMR, 1978). Les autres contours ont été cartographié dans le cadre de cette étude.

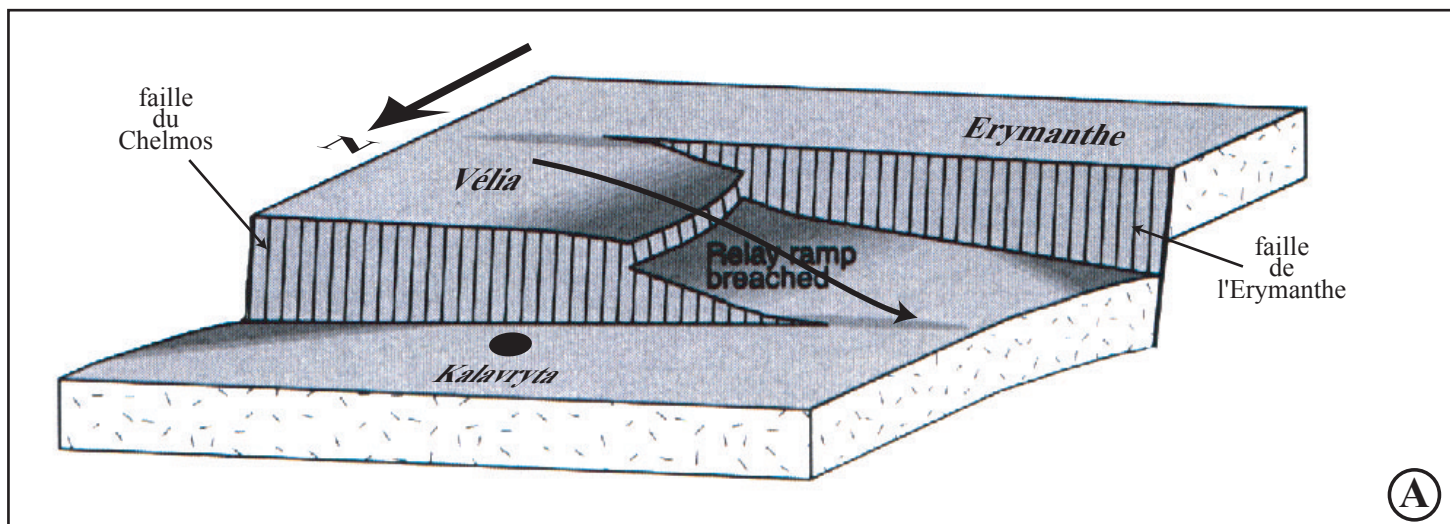


Fig.III-12. A: Modifié d'après Peacock et Parfitt (2002). L'interaction de deux failles en relais entraîne la formation d'une rampe localisée entre les deux failles caractérisée par une diminution progressive des altitudes. Selon le degré d'évolution de la rampe (Peacock et Parfitt, 2002), on peut observer l'apparition d'une faille d'accommodation orthogonale aux failles principales. B: La large vallée du Vouraikos est installée dans un paysage dont la morphologie est évoluée. La rive rectiligne est pourrait correspondre à une faille d'accommodation du relais entre les failles du Chelmos et de l'Erymanthe.

des radiolarites, la série se complète stratigraphiquement en rive gauche du Vouraikos et s'épaissit structurellement dans la zone des écaillles frontales du Pinde (**Fig.III-11**). Les différences de dureté entre les calcaires du Crétacé supérieur et les niveaux à radiolarites et pélites à radiolaires du Jurassique supérieur expliquent la formation des reliefs saillants qui arment les sommets de l'Erymanthe. Le pied du versant de l'Erymanthe est longé par une dépression orientée N100° où passe la route reliant Kalavryta à Patras. Dans une région où le réseau routier principal empruntent les vallées N/S, avec de rares ou périlleuses connections inter-vallées, le piedmont de l'Erymanthe fait exception.

3.2.1.3.3. La faille de Demestika

Malgré les mauvaises conditions d'affleurement liées à une érosion et une dissolution karstique importante (§ 3.2.2.1.4), la faille de Demestika se situe dans le prolongement occidental de la faille du Chelmos. Il s'agit d'une faille normale à pendage nord orientée N100°. Elle limite les calcaires du Pinde au sud des conglomérats synrift du bassin de Demestika (**Fig.III-11**). Malgré le contraste lithologique entre ces deux formations, et contrairement à ce qu'on observe classiquement le long des failles du système bordier méridional, le bloc inférieur formé par les calcaires pindiques n'est pas plus élevé que les conglomérats. Ceci témoigne d'une érosion importante qui a nivelé le paysage dans la partie méridionale de la marge du golfe de Corinthe. Cette érosion est suggérée par l'existence d'un grand karst (§ 3.2.2.1.4).

Vers l'ouest, et en raison de l'érosion importante des conglomérats, la faille de Demestika se poursuit dans les calcaires du Pinde et rejoint la faille qui localise le creusement de la vallée du Glavkos et qui est mentionnée par Dufaure (1975).

3.2.1.3.4. Vers le golfe de Patras

Vers l'ouest, l'escarpement de la faille de l'Erymanthe s'atténue. On observe une diminution d'altitude des massifs de Pinde vers l'ouest. Ce changement morphologique marque le passage à la frange ionienne basse du Péloponnèse occidental. Les calcaires mésozoïques du front de la nappe du Pinde reposent sur le flysch éocène de la zone du Gavrovo-Tripolitsa (**Planche 1**). L'érosion et le contraste de lithologie entre ces deux unités sont responsables du contraste morphologique.

Au sud du golfe de Patras, les calcaires mésozoïques de la zone ionienne du massif du Skolis et du cap Araxos affleurent largement. Pour Dufaure (1975), la mise au jour de ces calcaires normalement recouverts par l'épaisse série du flysch oligocène (>1km et jusqu'à 4km) implique une érosion importante due à une surrection de grande ampleur. Cette surrection, associée à la subsidence du golfe de Patras au nord, révèle l'existence d'une faille majeure limitant la côte sud du golfe de Patras et orientée parallèlement à la côte de Kato Achaïa (N110-120°) (Dufaure, 1975). Cet accident se situe dans le

prolongement de la faille de l'Erymanthe. Cependant, entre le village d'Ellinikon et le golfe de Patras, une lacune d'observation ne permet pas de voir la continuité des deux structures : le flysch est sensible à l'érosion et ne permet donc pas une "fossilisation" des structures tectoniques (recul rapide du versant de faille). De plus la plaine côtière, installée sur des séries marno-conglomératiques lacustres ou marines, est cultivée dans sa quasi-totalité, interdisant toute observation objective.

A partir de données de sismique réflexion, Ferentinos *et al.* (1985) montrent que le golfe de Patras est un **graben asymétrique contrôlé par une faille normale majeure listrique à pendage nord**, qui est le prolongement en mer de la faille de l'Erymanthe (§ 4.5). Ce résultat est confirmé par les travaux de Melis *et al.* (1989).

3.2.2. Les bassins associés au système bordier méridional et leur remplissage

3.2.2.1. Le bassin de Kalavryta et le bassin du Xerovouna

De part et d'autre de la vallée du Krathis (**Fig.III-1**), deux types de formations synrift modèlent le paysage: une épaisse série marno-conglomératique plus ou moins érodée, recouverte en discordance par un épais tablier de brèches (brèches du Xirokambos et du Xerovouna). Ces brèches, culminant vers 1700m d'altitude, arment de hauts reliefs monoclinaux. Leur pendage est de 12-15° vers le sud.

3.2.2.1.1. La série marno-conglomératique

Au pied du Chelmos, elle repose en discordance sur les calcaires de la nappe du Pinde du massif du Gaïdourraki (**Fig.III-1**). A l'extrémité orientale du Xirokambos, la série n'excède pas une dizaine de mètres d'épaisseur jusqu'à complètement disparaître. Vers l'ouest, son épaisseur augmente progressivement et atteint 2-3km d'épaisseur à Kalavryta. En rive droite du Krathis, la série marno-conglomératique du bassin du Xerovouna repose en discordance sur les calcaires du Pinde du massif du Marmati. On observe un épaissement progressif de la série d'ouest en est. Les épaissements opposés respectifs des deux bassins seront traités plus bas (§ 3.2.6).

Il s'agit d'une alternance de conglomérats indurés, à ciment calcaire et à galets majoritairement pindiques, et de silts, rappelant les alternances que l'on peut observer dans des formations de type "plaine alluviale" ou fluviatiles. A ce jour aucun fossile n'a permis de dater cette formation.

Le remplissage des bassins de Kalavryta et du Xerovouna présente des pendages très réguliers de 25° vers le sud. Cette organisation est localement perturbée à proximité des failles normales secondaires : le remplissage peut alors présenter une géométrie en rollover divergent indiquant une sédimentation syntectonique (**Fig.III-5**).

3.2.2.1.2. Les brèches sommitales (brèches du Xirokambos et brèches du Xerovouna)

Les brèches de versant du Xirokambos et du Xerovouna forment deux vastes replats à pendage sud (15°S) culminant à environ 1700m d'altitude (**Fig.III-1 et 5**). Morphologiquement les brèches du Xirokambos se raccordent au versant du Chelmos (**Fig.III-13a**) et viennent sceller la faille du Chelmos. Localement, les mêmes brèches sont recoupées par la faille. Elles doivent donc se mettre en place durant l'ultime jeu de la faille du Chelmos.

Faciès

Les brèches du Xirokambos (d'une épaisseur variable de 40 à 100m) débutent par des décharges catastrophiques de blocs métriques à décamétriques de calcaires du Pinde et du Gavrovo-Tripolitsa. Ces blocs sont emballés dans une brèche litée composée d'éléments centimétriques à décimétriques dans une matrice sableuse rose indurée (**Fig.III-13b et 13c**). En montant dans la série, les gros blocs disparaissent et le faciès est homogène. Les clastes sont majoritairement anguleux, même si une fraction non-négligeable est représentée par des clastes émoussés, témoins d'un début de transport ou d'une dissolution. Il faut noter la grande abondance de clastes de calcaires dolomitiques gris-sombre provenant de la série du Gavrovo-Tripolitsa.

Les brèches du Xerovouna, situées en rive droite du Krathis, ont la même position structurale que les brèches du Xirokambos (**Fig.III-1**). On peut cependant noter une différence de faciès. La fraction fine est plus abondante ainsi que la proportion d'éléments pluri-décimétriques largement émoussés (**Fig.III-13d**), suggérant un transport plus long. La fraction à éléments pluri-centimétriques anguleux reste majoritaire (**Fig.III-13e**), avec toujours une majorité d'éléments remaniés de la série de Gavrovo-Tripolitsa. La légère différence de faciès entre les deux ensembles de brèches pourrait être liée à la différence des deux versants d'alimentation des brèches. La faille normale limitant au nord le Xerovouni est modeste comparée au jeu sur l'émergence de la faille du Chelmos, dont le rejet atteint plus de 3km. Ce rejet important a créé un relief considérable et un versant beaucoup plus abrupt que dans le cas de la faille du Xerovouni. Cette différence de versants est encore nette aujourd'hui puisque le Xerovouni culmine à 1702m alors que le Chelmos atteint 2318m.

Géométrie

Les brèches du Xirokambos forment un vaste tablier à pendage 12-15°S. Cette pente laisserait imaginer une alimentation des brèches du nord vers le sud. Mais deux observations montrent que ces brèches étaient en fait alimentées du sud par le massif du Chelmos :

- 1/ morphologiquement, elles se raccordent au pied du versant calcaire du Chelmos (**Fig.III-13a**).
- 2/ la majorité des clastes provient de la série du Gavrovo-Tripolitsa qui constitue le versant du Chelmos. Vers le nord, le massif du Gaïdourraki est composé de calcaires du Pinde (**Fig.III-1 et 14A**). Seul le

massif du Chelmos a donc pu alimenter les brèches (**Fig.III-14A**), dont la surface se raccorde bien au pied de son versant. Dans ce cas, la pente sédimentaire initiale du tablier devait être vers le nord.

De la même manière, les brèches du Xerouvouna, à pendage vers le sud, sont majoritairement composées de clastes de calcaires du Gavrovo-Tripolitsa. Or, au nord des brèches, le massif du Marmati est formé par les calcaires du Pinde. Seul le massif du Xerouvouni situé au sud a pu fournir le matériel nécessaire, impliquant une alimentation du sud vers le nord.

Comment expliquer le pendage actuel vers le sud des brèches ?

La surface des brèches vient se raccorder en continuité au versant du Chelmos. Ceci indique que les dernières périodes d'alimentation des brèches du Xirokambos viennent sceller l'émergence de la faille du Chelmos. Cette observation est donc en faveur d'un basculement d'ensemble du bloc supérieur et du bloc inférieur de la faille après le dépôt des brèches. Cette hypothèse est confirmée par les géométries observées dans les brèches du Xerouvouna (**Fig.III-15A**) : contrairement à ce qu'on observe au pied du Chelmos, la surface des brèches du Xerouvouna ne scelle pas le versant du Xerouvouni. Les brèches sont localement déformées en rollover de courte longueur d'onde devant la faille du Xerouvouni. Cette observation a deux implications importantes : 1/ cela indique que la faille du Xerouvouni est bien une faille listrique et que la profondeur d'enracinement de la faille sur la rampe basale de la faille du Chelmos est superficielle, comme on l'observe sur le terrain, ce qui confirme le modèle (§ 3.2.1.1) et 2/ l'ensemble des brèches à pendage 15°S situé plus au nord n'est pas subi le passage rampe émergente/rampe à faible pendage formé par le branchement de la faille du Xerouvouni sur la rampe basale à faible pendage. Ceci implique donc un **basculement régional des brèches**, de la série marno-conglomératique sous-jacente et de l'empilement pré-rift des nappes et du système bordier méridional (**Fig.III-14 & 15**).

Origine et âge des brèches

L'origine des brèches a été discutée par Dufaure (1975), que je résume ici en partie : l'épandage continu sur une large surface et sur une épaisseur considérable de ce type de matériel implique une végétation "ouverte" résultant probablement d'un climat froid. Cependant, la fraction matricielle fine et la présence de clastes roulés (ainsi que l'épaisseur de la série) n'autorise pas une comparaison directe de ces brèches avec celles péri-glaciaires du "Riss" ou du "Würm" de la région. Toutefois, « la liquidation d'horizons C de paléosols ne peut rendre compte seule du phénomène [...], et l'abondance des débris calcaires ne peut pas être expliquée seulement par un climat contrasté, du point de vue saisonnier, sans période froide accusée ». Une crise climatique froide expliquerait aussi la faible proportion de la fraction fine, par l'absence d'une pédogenèse importante sur les versants et l'existence de pentes non-négligeables.

La position élevée de ce tablier de brèches (importants creusements de vallées postérieurs à leur mise en place) ne permet pas de le corrélérer simplement aux périodes froides du "Riss" ou du "Mindel". De plus,

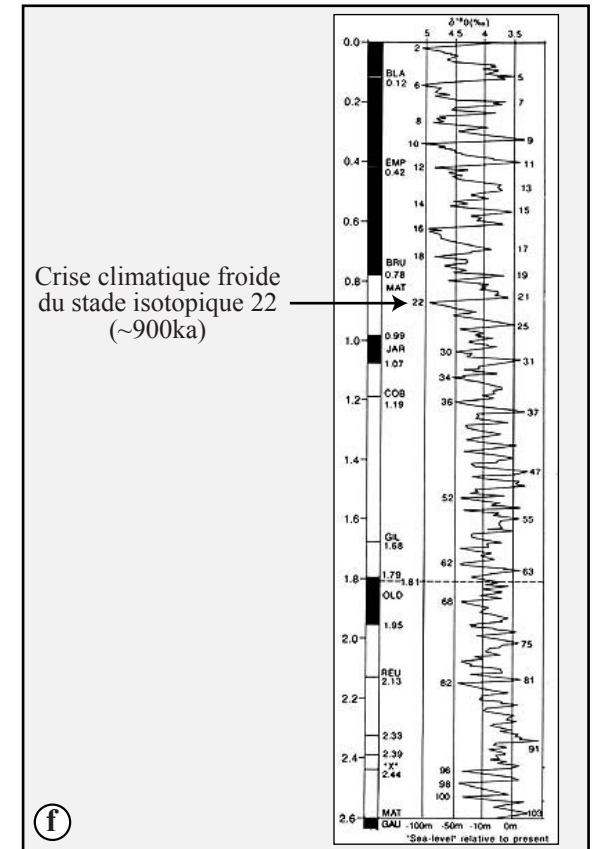
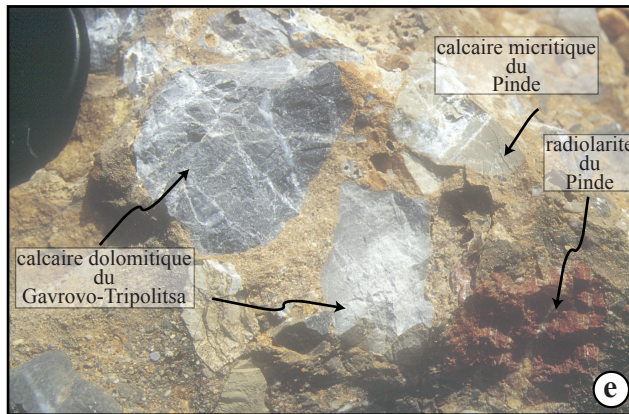
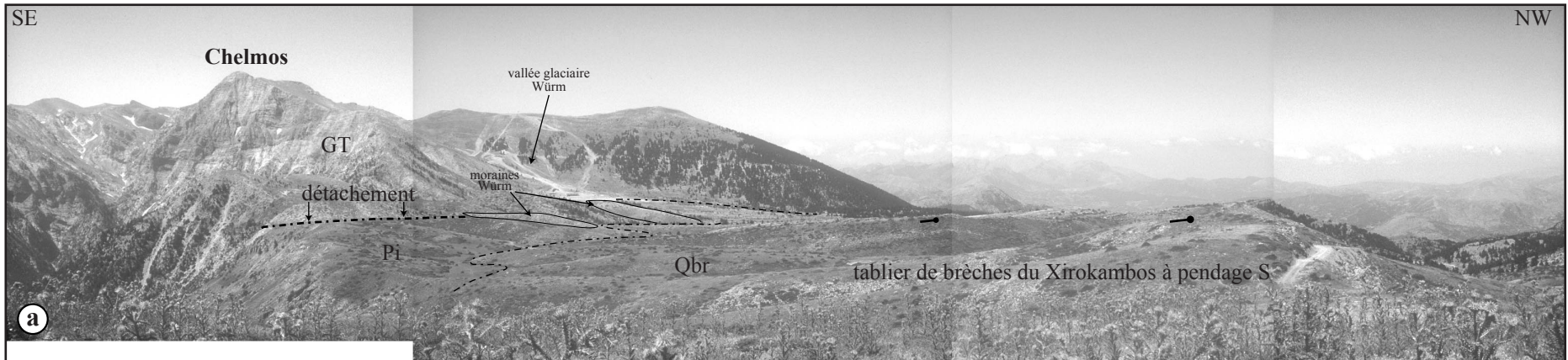


Fig.III-13. a: Le tablier de brèches du Xirokambos et ses rapports avec le versant du Chelmos. Les brèches scellent localement le détachement. Le paysage a été partiellement remodelé durant le Würm (Dufaure, 1975) (stade isotopique 2) et est marqué par le dépôt de moraines associés à une vallée glaciaire. b: Les brèches stratifiées du Xirokambos sont basculées de 15° vers le sud. c: Faciès des brèches du Xirokambos (éléments polygéniques centimétriques à décimétriques dans une matrice calcaire très cimentée). d: Faciès des brèches du Xerouvouna. Des éléments pluri-décimétriques émoussés témoignent d'un début de transport. e: Détail du faciès des brèches du Xerouvouna. f: Courbe des variations isotopiques de l'oxygène du Pliocène supérieur à l'actuel. Les variations du $\delta^{18}O$ (en ‰) sont corrélées aux variations eustatiques du niveau marin.

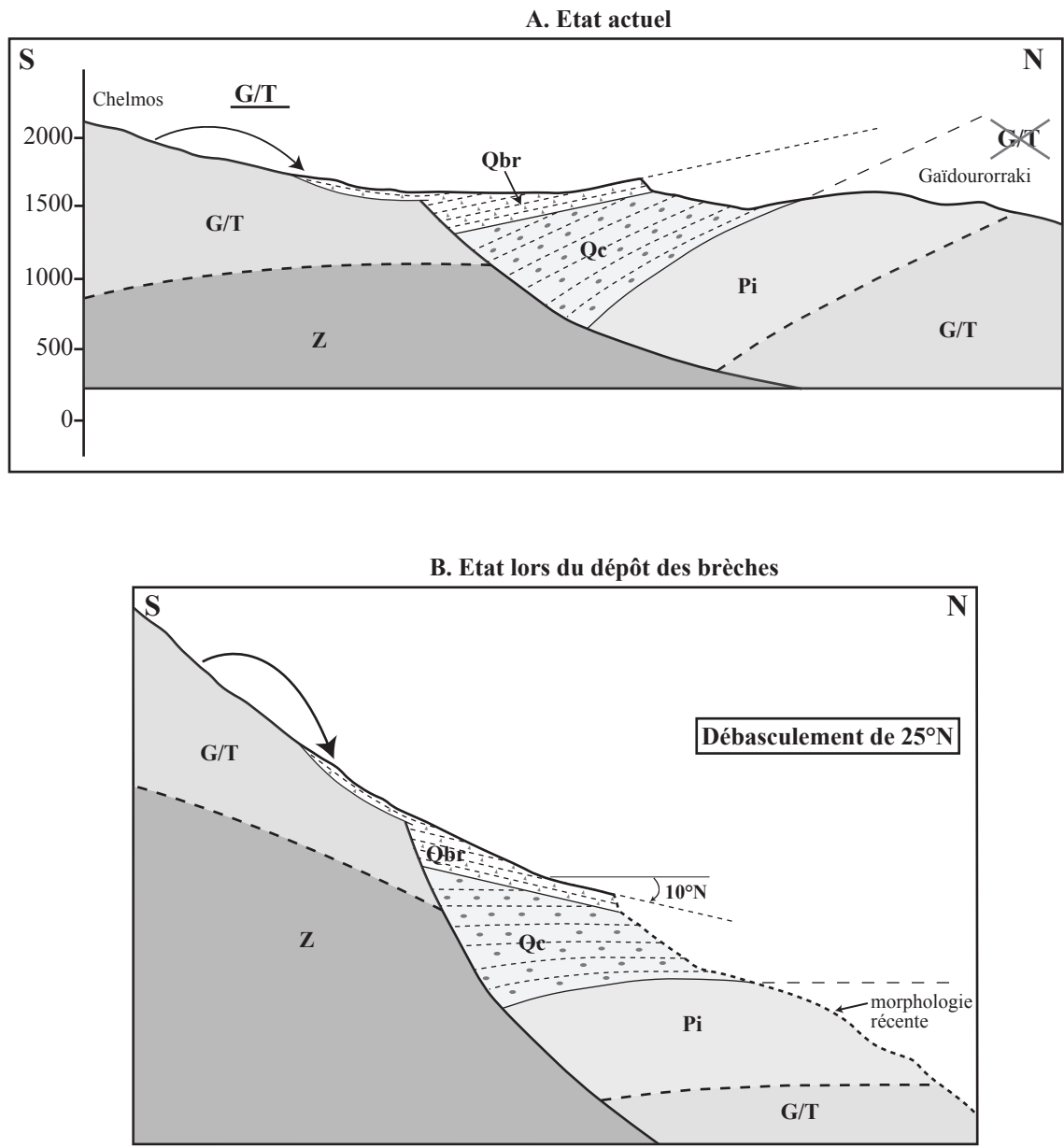


Fig.III-14. A: Coupe schématique des brèches du Xirokambos associées au versant du massif du Chelmos. Elle montre la géométrie des brèches, le scellement de la faille du Chelmos par les derniers niveaux de brèches, et les deux sources potentielles d'alimentation (le matériel des brèches très riche en éléments en provenance de la série du Gavrovo-Tripolitsa implique une alimentation du sud vers le nord en provenance du massif du Chelmos, voir texte pour discussion). Z : formations métamorphiques de Zaroukla; G/T : série du Gavrovo-Tripolitsa; Pi : calcaires de la nappe du Pinde; Qc : série marno-conglomératique du bassin de Kalavryta; Qbr : tablier de brèches du Xirokambos. **B:** Géométrie au moment du dépôt des brèches, après débasquement de 25°N.

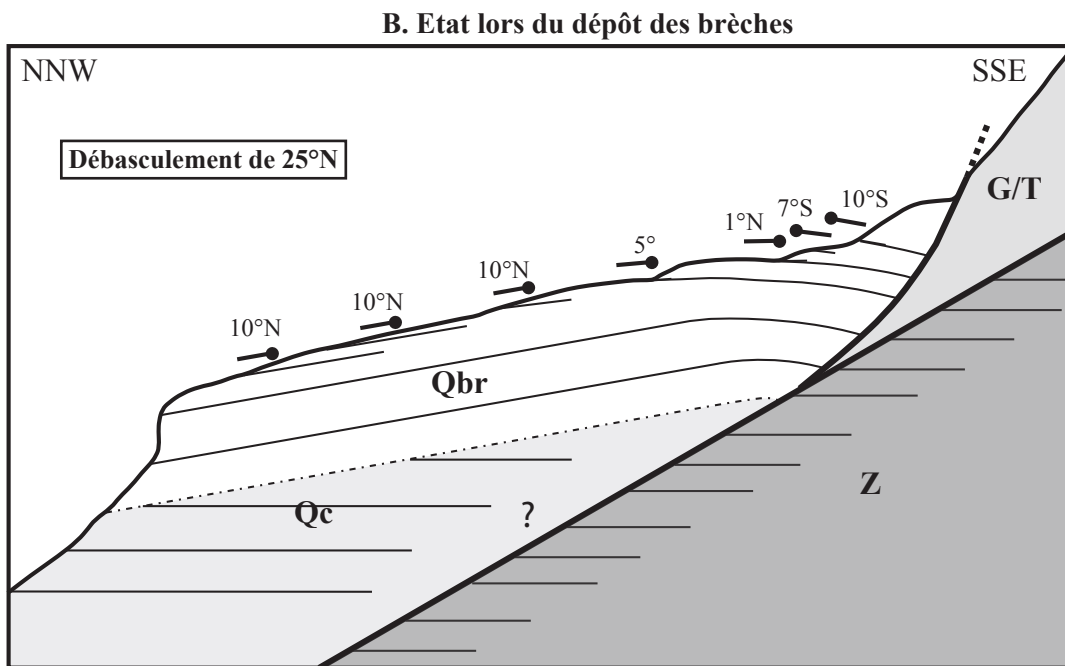
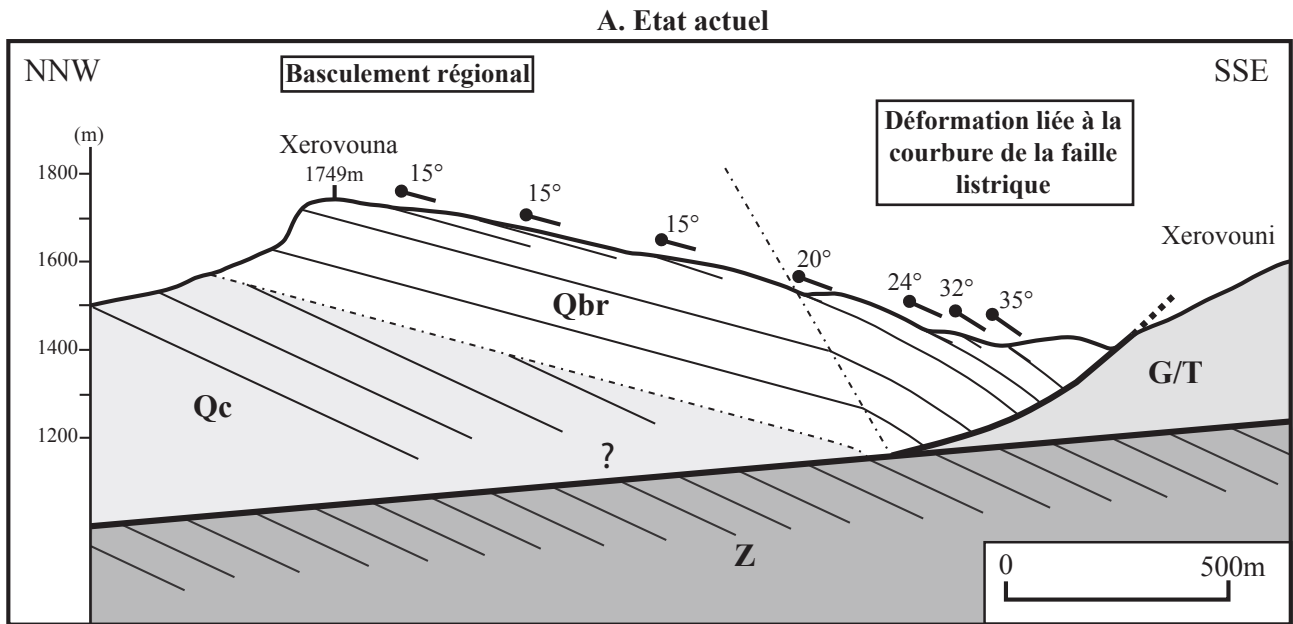


Fig.III-15. Le basculement de 25°S de l'épaule du rift en rive droite du Krathis. **A :** Coupe schématique du massif bréchique du Xerovouna. Mise en évidence de la déformation liée au basculement régional et à la listricité de la faille (passage rampe/rampe à faible pendage). La déformation en roll-over se fait au passage rampe émergente/rampe à faible pendage du raccord de la faille du Xerovouni sur la rampe à faible pendage du Chelmos et du Ziria. Z : formations épimétamorphiques de Zaroukla; G/T : séries calcaréo-dolomitiques du Gavrovo-Tripolitsa; Qc : série marno-conglomératique continentale; Qbr: brèches du Xerovouna. **B :** Mise en évidence de la géométrie des brèches après débasculement de 25°N (remise à l'horizontale de la série marno-conglomératique, Qc).

le tablier de brèches est intensément karstifié (dolines, terra rossa). Selon Dufaure (1975), ces importants phénomènes de karstification sont antérieurs au “Mindel”. En proposant des équivalences avec la chronologie glaciaire alpine, Dufaure propose que les brèches aient pu se former durant le “Donau” (2-1,8Ma) ou le “Günz” (1,2-0,7Ma). Se basant aussi sur un schéma ancien de la stratigraphie des dépôts corinthiens, l’auteur opte sans conviction (p364) pour un âge “Günz”. Cette attribution est confortée par les études paléoclimatiques basées sur les variations de composition isotopique de l’oxygène (variations du rapport O18/O16) de coquilles de lamellibranches, de tests de foraminifères ou de carottes glaciaires. Ces variations de composition isotopique sont liées à des variations du coefficient de fractionnement isotopique qui est lui-même directement lié à la température (thermo-dépendance du coefficient de fractionnement). Les courbes du rapport isotopique de l’oxygène renseignent sur les paléo-températures. La courbe de la **figure III-13f** indique que durant la fin du Pliocène et le début du Quaternaire, la succession des périodes froides se fait selon une périodicité de 40ka. A partir de 900ka, la périodicité est de 100ka et les périodes froides sont deux fois plus longues et plus intenses que les précédentes. La première grande période froide se situe vers 900ka (stade isotopique 22). Cet épisode correspond à la période du “Günz” retenue par Dufaure (1975).

L’attribution d’un âge d’environ 900ka pour la formation des brèches du Xirokambos semble raisonnable, d’autant plus qu’une méthode indirecte et autres arguments chronologiques viendront compléter cette interprétation (§ 4).

3.2.2.1.3. Le glissement de terrain de Kato Loussi

A l’est de Kalavryta, dans le secteur du col où se rejoignent les trois routes menant respectivement à Kalavryta à l’ouest, à la station de ski à l’est et au village de Kato Loussi au sud, la structure émergente de la faille du Chelmos est compliquée par l’existence d’un glissement de terrain pluri-kilométrique (**Fig.III-16 & 17**). Au NE de Kalavryta, des calcaires du Gavrovo-Tripolitsa forment le petit sommet du Kasto-Orias (1172m). Ils reposent sur les conglomérats de la série du bassin de Kalavryta qui présentent des pendages très réguliers de 22-26° vers le sud (§ 3.2.2.1.1). La base de l’olistolithe du Kasto-Orias se situe à environ 1100m. C’est à la même altitude que se situe également la base du massif du Grémoulas (culminant à 1391m) constitué, comme le Kasto-Orias, par des calcaires et dolomies de la série du Gavrovo-Tripolitsa. Si les rapports entre les conglomérats de Kalavryta et le Gavrovo-Tripolitsa du Grémoulas sont difficiles à voir dans la forêt, la proximité immédiate du Kasto-Orias et l’altitude comparable de la base des calcaires semblent indiquer que les calcaires du Grémoulas reposent eux aussi sur les conglomérats.

Vers le sud, le Gavrovo-Tripolitsa du Grémoulas repose sur les calcaires et pélites à radiolaires du Pinde, ce qui n’est pas leur position habituelle. Mais le Pinde fait aussi partie des terrains glissés puisqu’on le

retrouve chevauchant des calcaires et dolomies du Gavrovo-Tripolitsa qui eux-mêmes font partie de l'ensemble glissé sur les calcaires pindiques du massif du Vélia (1565m). Le glissement de terrain couvre environ 8km², et montre le déséquilibre des reliefs formés lors du jeu important de la faille listrique du Chelmos.

Au sud de cette masse glissée, la grande et large dépression endoréique de Loussi se situe vers 970m d'altitude (**Fig.III-17**). Elle est difficilement drainée par la Manna. Cette dépression occupe une vallée morte. Compte tenu du basculement régional observé pour les brèches du Xirokambos (§ 3.2.2.1.2 et 3.2.4), cette paléo-vallée devait initialement couler vers le nord et alimenter la série conglomératique du bassin de Kalavryta. Cependant, le glissement de terrain a barré la vallée et un lac s'est formé dont on retrouve des indices:

- près du village de Kato-Loussi, les calcaires du Gavrovo-Tripolitsa présentent des figures de dissolution comparables à celles observées sur les calcaires anciennement sous-lacustres des pourtours du polje de Fénéos ou du lac Stymphale
- au sud du village de Kato-Loussi, sur le versant occidental du Prophitis Ilias, on peut observer localement un paléo-rivage lacustre, basculé d'environ 15° vers le sud, et réutilisé comme chemin. Sous ce paléo-rivage aussi, les calcaires présentent les figures de dissolution précédemment décrites.

Quel est l'âge du glissement de terrain ?

Nous avons vu que les calcaires du Kasto-Orias et du Grémoulas reposent sur les conglomérats du bassin du Kalavryta. Or latéralement ces conglomérats sont recouverts par les brèches du Xirokambos. Donc, l'olistolithe s'est mis en place dans la fin ou postérieurement aux dépôts fluviatiles de Kalavryta. Aucun affleurement ne permet d'observer les brèches reposer sur l'olistolithe mais réciproquement, on ne voit pas l'olistolithe reposer directement sur les brèches. Ces deux unités semblent donc être synchrones : les brèches du Xirokambos sont associées au versant du Chelmos et, latéralement, le glissement de terrain Kato-Loussi comble la paléo-vallée du Manna. Le glissement de terrain n'est pas décalé par la faille du Chelmos, ce qui est un argument supplémentaire pour une mise en place tardive du glissement dans l'histoire de la faille du Chelmos. Le glissement de terrain se formerait donc durant la même période froide que les brèches du Xirokambos.

3.2.2.1.4. Le karst

En rive gauche du Vouraïkos, le paysage installé sur les conglomérats de la série de Kalavryta présente une *morphologie évoluée* qui contraste avec les reliefs incisés de la vallée du Krathis : ce sont des collines à pentes douces (**Fig.III-18A**) dans lequel le réseau de drainage forme de larges vallées qui s'opposent aux vallées fortement encaissées situées plus au nord. Le meilleur exemple est la vallée du

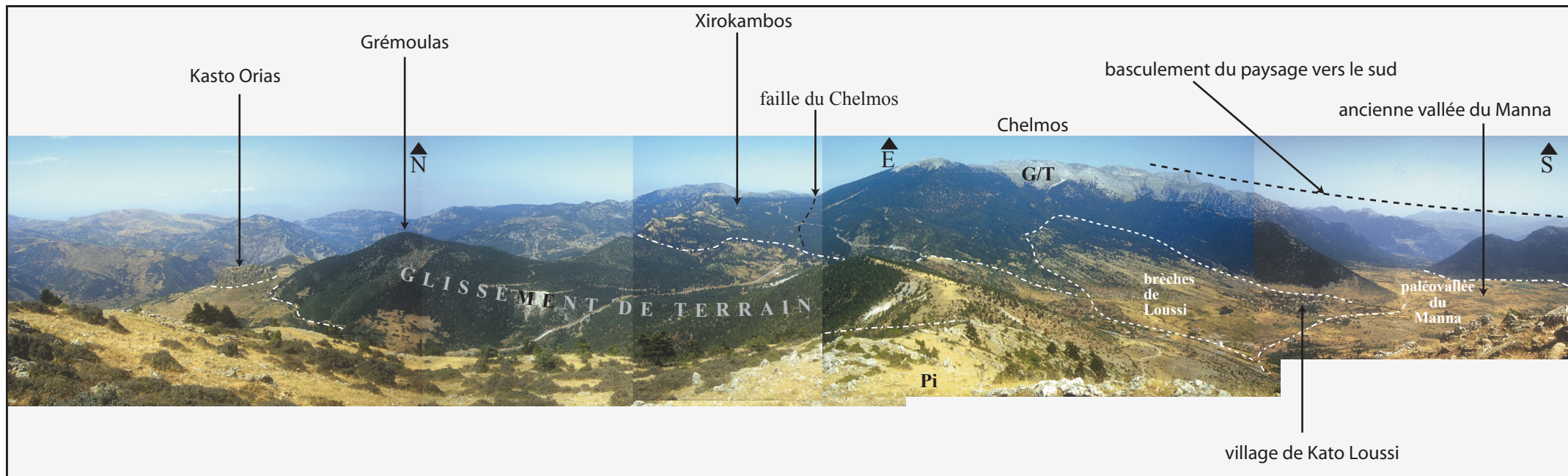


Fig.III-16. Panorama sur le glissement de terrain de Loussi et ses rapports avec la paléo-vallée du Manna et les brèches du Xirokambos. Au sud de la faille du Chelmos, les structures alpines et la morphologie du paysage sont basculées vers le sud.

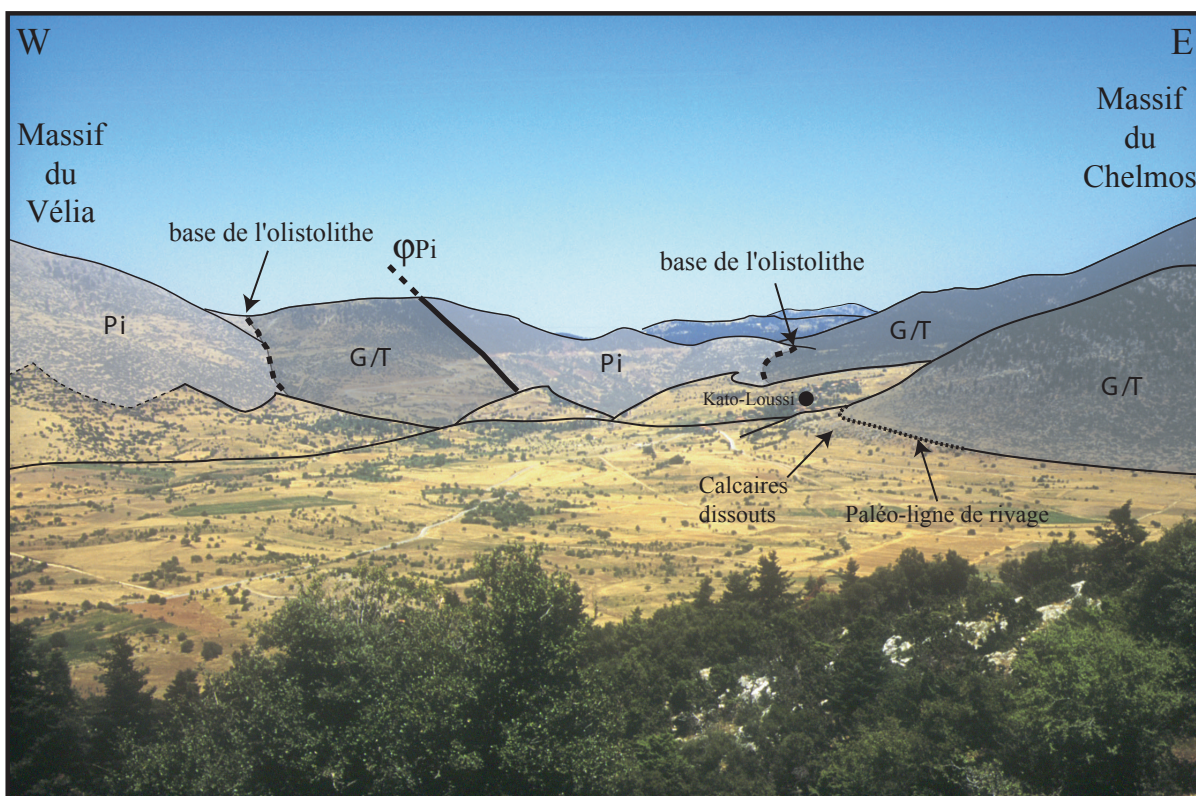
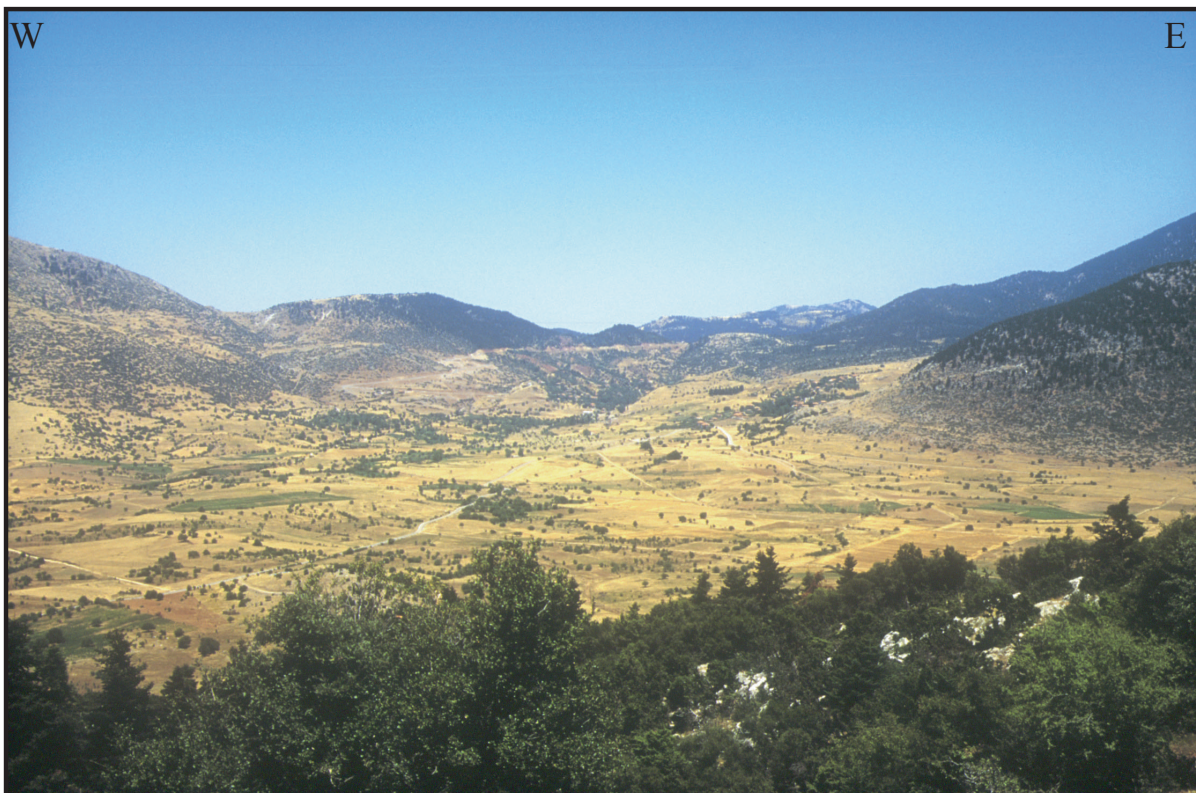


Fig.III-17. Vue vers le nord à partir du village de Lousikon (Fig.III-11) sur la vallée du Manna. Drainant initialement vers le nord, la vallée a évolué en lac lors de la chute de l'olistolithe de Loussi. On retrouve des indices d'une ancienne ligne de rivage du lac basculée vers le S.

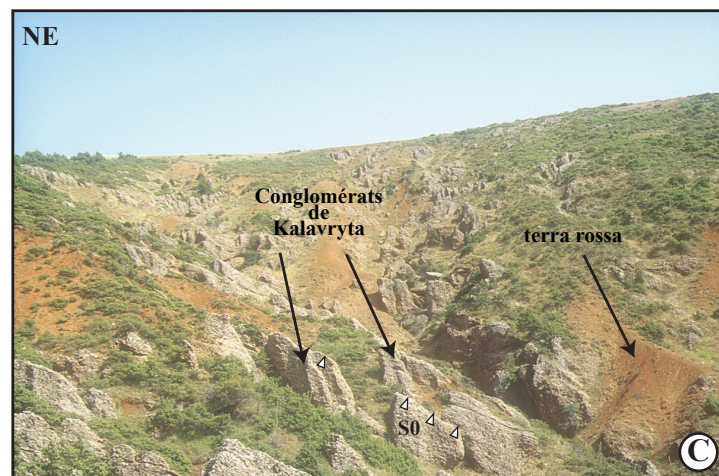


Fig.III-18. A: Au sud de la faille de Kerpini, la large vallée du Vouraikos est installée dans un paysage dont la morphologie est évoluée avec la présence de grands et larges cônes-éboulis B: Au sud de Kerpini, modelé karstique et importantes accumulations de terra rossa qui donnent au paysage sa morphologie évoluée. C: Figures de dissolution karstique dans les conglomérats du bassin de Kalavryta et accumulations de terra rossa.

Vouraïkos : près de Kalavryta, cette vallée est large de plusieurs kilomètres et son mauvais drainage lié au basculement régional vers le sud (§ 3.2.4) est souvent responsable de périodes d'inondations.

La série de Kalavryta est souvent profondément altérée. Les conglomérats présentent des figures de dissolution caractéristiques des zones de karst et auxquelles s'associent d'impressionnantes accumulations de *terra rossa* parfois sur plusieurs dizaines de mètres (**Fig.III-18B & 18C**). *L'ensemble du paysage à l'ouest de Kalavryta est modelé par un grand karst*. Cette karstification, dont on retrouve des indices dans tout le nord du Péloponnèse (pour rappel, les brèches du Xirokambos sont intensément karstifiées) est attribuée à l' « inter Mindel–Riss » par Dufaure (1975). Cependant il n'est pas exclu qu'il existe d'autres périodes de karstification antérieurs, après la mise en place des grands tabliers de brèches du Xirokambos et de l'Erymanthe. Un tel épisode est mentionné par Dufaure (1975).

Ce karst s'étend vers l'ouest où il affecte les séries du bassin de Demestika-Leondio et toutes les séries au sud de ce bassin jusqu'à la faille de l'Erymanthe. Vers le nord, le karst n'affecte guère les conglomérats dont le dépôt est contrôlé par la faille de Kerpini. Cette observation pourrait être en faveur de la postériorité de la faille de Kerpini par rapport au karst. Cependant, vers le nord, la surface sommitale sub-horizontale de séries plus récentes que la série de Kerpini sont karstifiées (e.g. surface du Kolokotronis ou de l'Evrostina). Ce type d'altération se localise sur des zones mal drainées.

La localisation du grand karst de Kalavryta pourrait être liée à de mauvaises conditions de drainage locales. Cette solution semble renforcée par la configuration de la vallée du Vouraïkos : comme cela a été mentionné précédemment, cette vallée est large de plusieurs kilomètres à l'ouest de Kalavryta et peut temporairement être inondée. Par contre, au nord de la faille de Kerpini on observe un encaissement important du Vouraïkos dans les séries de Kerpini et du Megaspiléon. La faille de Kerpini correspond à un changement de la dynamique du drainage.

Le mauvais drainage observé au sud de la faille de Kerpini peut être alors à lui seul responsable de la localisation et de la formation d'une grande étendue karstifiée.

3.2.2.2. Le bassin de Stymphale

3.2.2.2.1. La série conglomératique et son pendage sud

Dans la dépression endoréique de Stymphale, on trouve dans le toit de la faille du Ziria une série conglomératique à pendage sud qui repose en discordance sur le Ziria. Localement les pendages peuvent atteindre une quarantaine de degrés (**Fig.III-6**).

A l'est du lac Stymphale, le remplissage est divergent et déformé en rollover (**Fig.III-7**). Cette disposition montre que la sédimentation est synchrone du jeu de la faille du Ziria et que celle-ci est listrique, à pendage faible en profondeur, comme cela s'observe à l'affleurement.

Ce premier bassin conglomératique de Stymphale a ensuite été largement érodé, alimentant les bassins plus septentrionaux (“cannibalisme” sédimentaire). Ce phénomène s’est réalisé alors que les rivières du Rethis et du Souteni coulaient vers le nord. Or, aujourd’hui, ces deux rivières, comme l’Olivios qui alimente le Polje de Fénéos, se déversent vers le sud (Zelilidis, 2000). Ces données sont en faveur d’un basculement régional important de l’émergence de la faille du Ziria, postérieurement au comblement du bassin de Stymphale.

3.2.2.2.2. Les brèches de Stymphale

Ces brèches ont été décrites par Sébrier (1977). Elles forment des corniches d’une dizaine de mètres de hauteur sur la rive nord du lac Stymphale (**Fig.III-6**). Ce sont des brèches sédimentaires fortement indurées constituées d’éléments centimétriques à décimétriques de la série du Gavrovo-Tripolitsa et d’une faible proportion de matrice. Pour Sébrier (1977) ces deux caractères empêchent de leur attribuer une origine seulement morphoclimatique. L’absence de classement et de litage dans la formation l’a conduit à associer la mise en place des brèches à l’effondrement catastrophique de pans de versants. De plus ces brèches sont sans relation avec le paysage actuel. Elles reposent localement en discordance sur la série conglomératique de Stymphale, et présentent par endroit (ouest de Kiona, in Sébrier, 1977, p.44) des pendages d’environ 20° vers le sud. Composées d’éléments de la série du Gavrovo-Tripolitsa, ces brèches n’ont pas pu être alimentées du nord par le versant sud du Ziria, car il est constitué de Pinde. Seul le versant de Gavrovo-Tripolitsa de l’Oligirtos, au sud, a pu fournir le matériel de ces brèches.

Reposant en partie sur le mur érodé de la faille du Ziria mais aussi en discordance sur les conglomérats du bassin de Stymphale (bloc supérieur), les brèches scellent la faille du Ziria (**Fig.III-6**). Morphologiquement très basses, elles se sont mises en place après l’érosion de la quasi-totalité du bassin conglomératique de Stymphale (**Fig.III-19A et 19B**). La mise en place des brèches s’est réalisée alors que le drainage se faisait encore du sud vers le nord, permettant leur érosion (**Fig.III-19C**).

Chronologiquement, les brèches de climat froid de Stymphale scellent la faille du Ziria et sont discordantes sur les premiers conglomérats synrift. Elles pourraient être équivalentes aux brèches du Xirokambos, même si leurs faciès ne sont pas identiques pour des raisons locales. Mais comme l’a dit Dufaure à propos des brèches du Xirokambos, il est quasiment certain que la mise en place de brèches sur de fortes épaisseurs et sur de si grandes surfaces se fait lors d’une crise climatique froide importante.

3.2.2.3. Le bassin de l’Erymanthe

Le mur de la faille de l’Erymanthe (**Fig.III-11**) est constitué par les plis et écaillés de la nappe du Pinde, structures que l’on retrouve dans le toit de la faille où les reliefs sont peu marqués et où l’altitude ne dépasse pas 1150m.

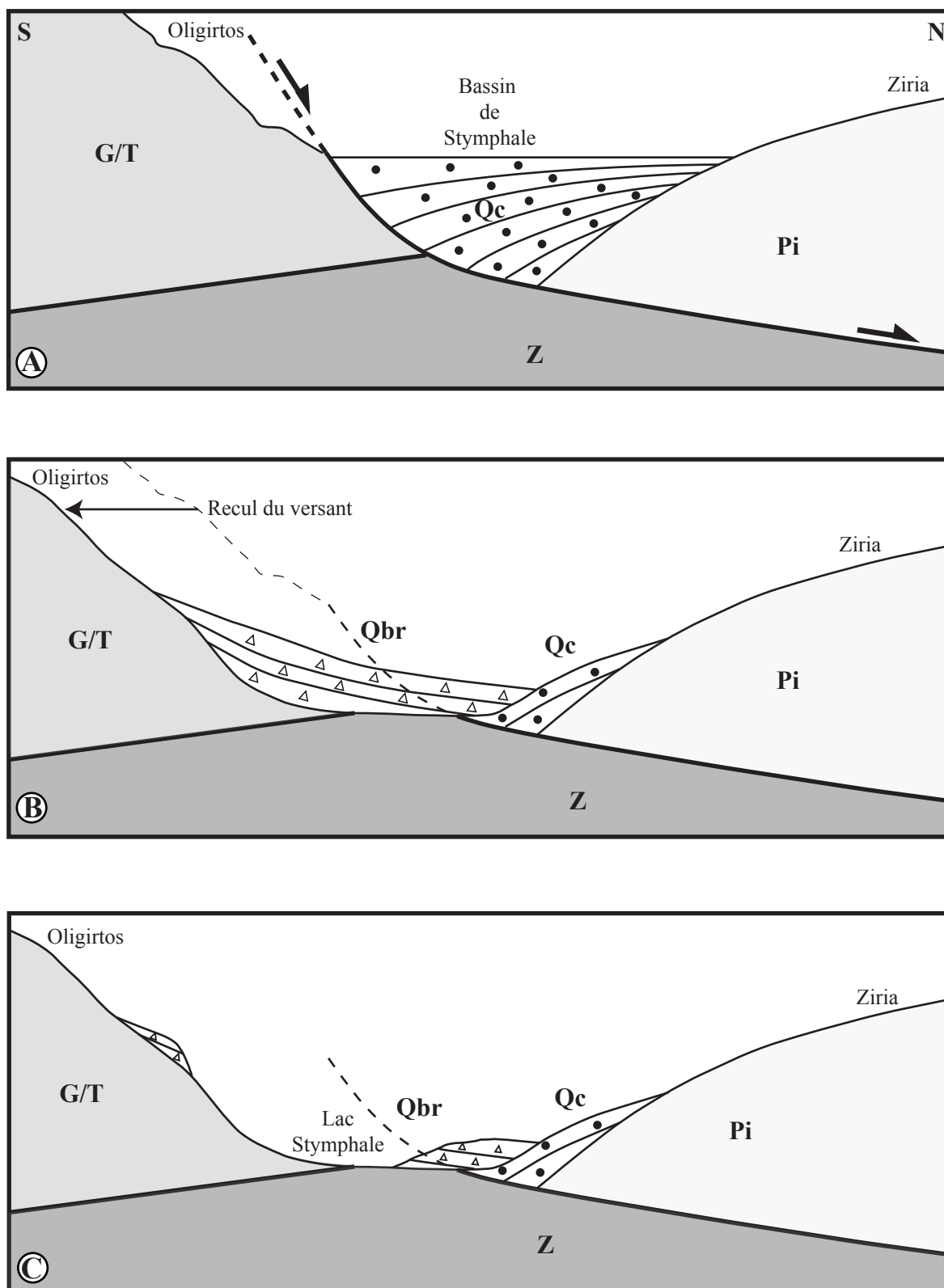


Fig.III-19. Chronologie du remplissage de la dépression de Stympale. L'échelle verticale est exagérée. **A:** Remplissage syntectonique par les séries conglomératiques du bassin de Stympale. **B:** Erosion du bassin par les rivières du Souteni et du Rethis lorsqu'elles coulaient vers le nord. Mise en place des brèches de Stympale et recul du versant de l'Oligirtos. On retrouve des reliquats du proto-bassin conglomératique sur le versant sud du Ziria. **C:** Erosion des brèches de Stympale (disposition actuelle). Postérieurement à cette érosion, le réseau de drainage s'est inversé par un basculement régional vers le sud d'environ 15°. G/T: Gavrovo-Tripolitsa. Pi: Nappe du Pinde. Z: Formation métamorphique de Zaroukla.

A l'exception du bassin conglomératique épais de Demestika (§ 3.2.2.4) qui est contrôlé au sud par une faille normale plurikilométrique (prolongement probable de la faille du Chelmos), les affleurements de conglomérats discordants sur le Pinde sont épars et minces (**Fig.III-11**). Le remplissage associé à la faille de l'Erymanthe a été largement érodé, et on ne se retrouve que de rares restes préservés dans des sillons parallèles à la direction hellénique (NNW-SSE).

La construction d'une coupe précise dans ce secteur est difficile. En effet, le toit et le mur de la faille de l'Erymanthe sont constitués par les écailles du Pinde. Il n'existe pas de repère sûr permettant de préciser le rejet de l'accident en l'absence du contact de la nappe du Pinde sur le Gavrovo-Tripolitsa. Ce rejet peut être estimé par le décalage de la morphologie d'érosion du paysage ante-rift. Si l'ensemble du versant de l'Erymanthe s'est fait lors du rifting, la surface sommitale de l'Erymanthe correspond sans doute approximativement à celle qui porte les conglomérats dans le toit de l'accident. Ce repère approximatif permet d'estimer un rejet maximum de 2km sur la faille de l'Erymanthe. Même si cette valeur est peu précise, elle permet d'avoir une idée de l'ordre de grandeur du rejet.

On notera que le rejet sur l'émergence du système bordier méridional décroît d'est en ouest: de 6km environ au niveau du massif du Ziria, il passe à 4km au front du massif du Chelmos puis 2km au front de l'Erymanthe. Ces résultats seront discutés dans une partie ultérieure (§ 4.4).

Les brèches anciennes de l'Erymanthe

Au sud du village de Chrysopigi (**Fig.III-11**), sur la piste venant du village de Lakkomata, un tablier de brèches prolongeant le versant du massif de l'Erymanthe scelle la partie occidentale de la faille de l'Erymanthe. Ces brèches sont discordantes sur une série marno-conglomératique comparable à la série du bassin de Kalavryta. Ces brèches sont incisées par le torrent du Pelpos. Elles sont ravinées par une seconde génération de brèches cryoclastiques cimentées corrélables à celles attribuées par Dufaure (1975) à l'épisode climatique du "Mindel" (clastes anguleux fortement cimentés par une calcite sparitique) ou du "Riss" (en effet, les tabliers de brèches du "Riss" ne présentent pas toujours une matrice de couleur rouge qui proviendrait du remaniement des paléosols fersialitiques formés durant "l'inter Mindel-Riss").

Les brèches anciennes de l'Erymanthe présentent un faciès proche de celles du Xirokambos ou du Xerovouna : clastes centimétriques à décimétriques, occurrence de blocs métriques, matrice calcaire argilo-sableuse fortement indurée. Les clastes sont exclusivement d'origine pindique (calcaires pélagiques, silex, radiolarites), au pied de la zone frontale des écailles du Pinde formant le massif de l'Erymanthe.

Leur position morpho-structurale est donc semblable à celle des autres massifs, suggérant une attribution de ces brèches au premier grand froid du Pléistocène vers 900ka. ***Les brèches anciennes de l'Erymanthe ont cependant gardé leur pente sédimentaire initiale vers le nord, indiquant un basculement régional***

moins important que celui enregistré par les brèches du Xirokambos ou du Xerovouna. Aucun indice de rejeu post-brèches n'a été observé dans les brèches de l'Erymanthe.

3.2.2.4. Le bassin de Demestika et la reconstruction de la faille en profondeur

Ce bassin continental conglomératique syntectonique (Dufaure, 1975) affleure environ 10km au nord de la faille majeure de l'Erymanthe (**Fig.III-11**). Malgré l'importance du jeu sur la faille de l'Erymanthe (~2km), l'érosion a remobilisé l'essentiel de la sédimentation synrift dont on ne retrouve que de rares reliquats. Le bassin de Demestika est donc le premier objet sédimentaire que l'on peut étudier à grande échelle sur ce transect N/S. Cartographiquement, il se trouve dans la continuité du bassin de Kalavryta.

Faciès et âge

La succession des séries du bassin a été décrite par Dufaure (1975). La base de la série, les conglomérats de Leondio (200-300m), est caractérisée par des conglomérats assez bien roulés alternant avec des lits plus fins (**Fig.III-20**). Au dessus, on voit l'apparition d'une alternance de niveaux argileux et de bancs grossiers à galets subanguleux. Comme les lits argileux de cette série (Demestika I) équilibrent les lits bréchiques, Dufaure propose que les conditions "forestières" duraient plus longtemps que les brèves crises de type rhexistasiques. Par contre au sommet de la série de Demestika (Demestika II) ne règne plus qu'une formation clastique, traduisant probablement le maintien des climats agressifs pendant une période assez longue. Selon Dufaure (1975) les conglomérats de Leondio sont attribués à un Villafranchien s.l.. La série de Demestika I correspondrait à une "péjoration" climatique froide marquant les débuts de la période du "Günz" et la série de Demestika II serait le témoin de la crise "froide" du "Günz". Selon cette interprétation *les formations clastiques de Demestika II sont comparables aux brèches du Xirokambos et de l'Erymanthe attribuées à la crise climatique du "Günz", il y a environ 900ka*. Le sommet de la série du bassin de Demestika est caractérisé par des altérites rouges épaisses résultant de l'action du grand karst décrit près de Kalavryta (§ 3.2.2.1.4).

Géométrie

La bordure nord du bassin est en discordance stratigraphique sur les calcaires du Pinde (**Fig.III-21**) qui forment au nord le massif du Barbas (1613m). Localement le contact est accentué par une faille à pendage sud à l'est de Leondio. Le remplissage conglomératique présente un pendage général vers le sud (**Fig.III-21A**). Près de Lapanagi, les conglomérats bien cimentés forment de véritables crêts dont les pendages peuvent atteindre 20°S. A grande échelle, on observe une divergence des dépôts vers la faille bordière méridionale (**Fig.III-22**).

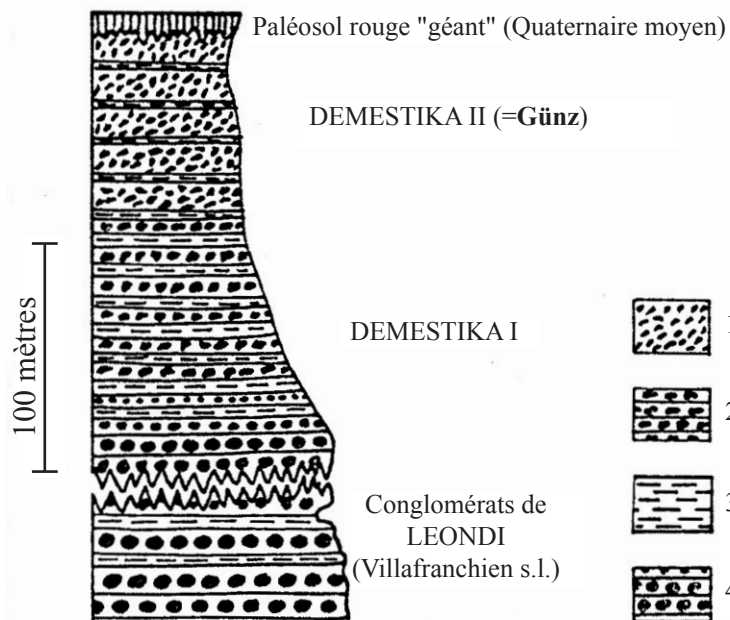


Fig.III-20. Log de la série quaternaire du bassin de Demestika. Extrait de Dufaure (1975). 1: Galets subanguleux et aplatis de calcaires d'Olonos. 2: Blocaille hétérométrique de calcaires du Pinde. 3: Argiles. 4: Poudingues.

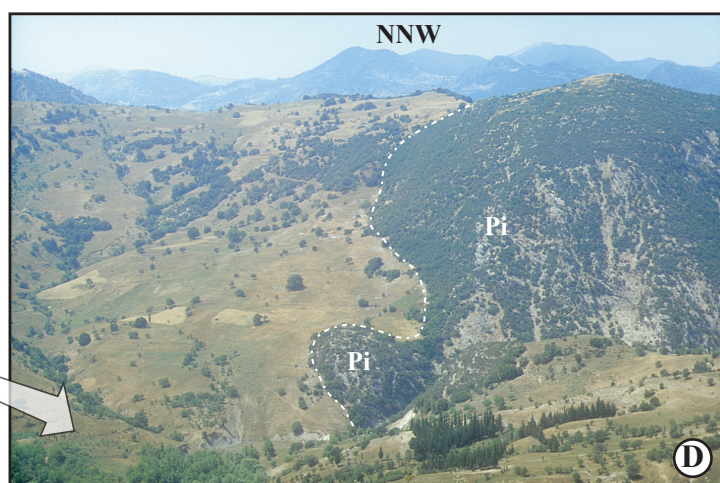
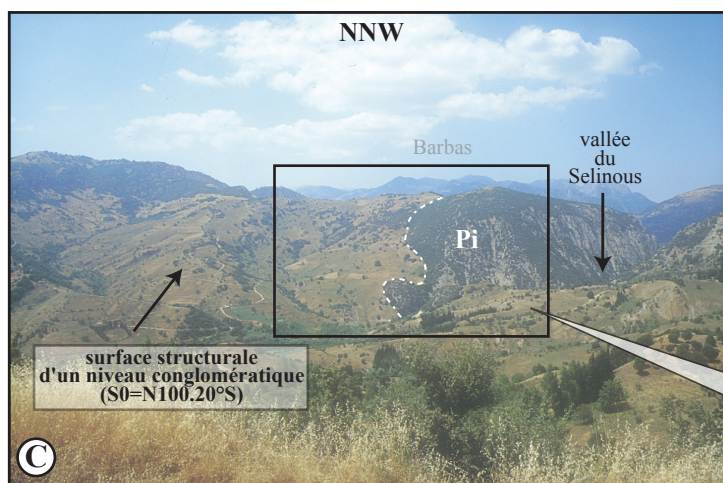
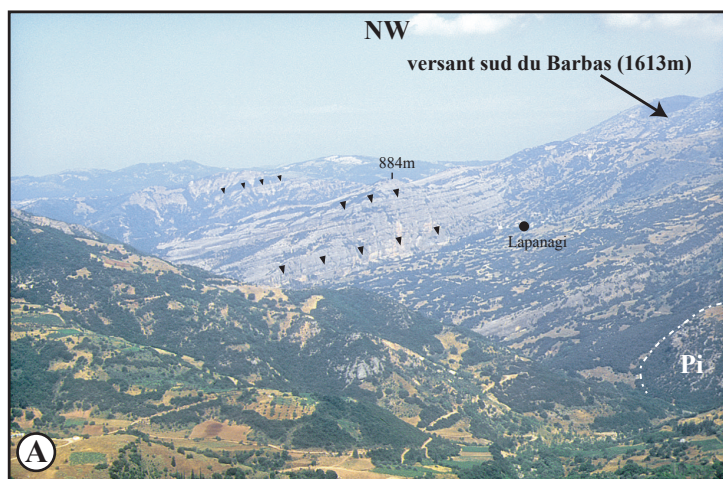


Fig.III-21. A, B: Vue vers le NW du bord nord du bassin de Demestika. La série de Demestika présente des pentages de 20-25° vers le S. Les conglomérats reposent sur les calcaires du Pinde qui forment vers le N le massif du Barbas. Localement le contact est accentué par une faille antithétique. C, D : Vue vers le NNW sur la discordance de la base des conglomérats sur les calcaires du Pinde qui affleurent à la faveur du creusement de la vallée encaissée du Selinous.

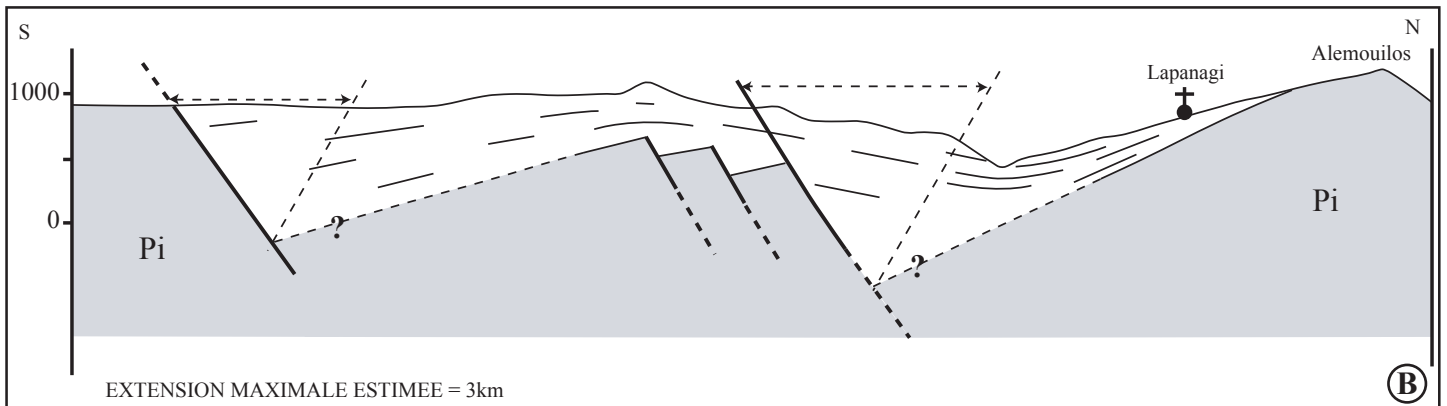
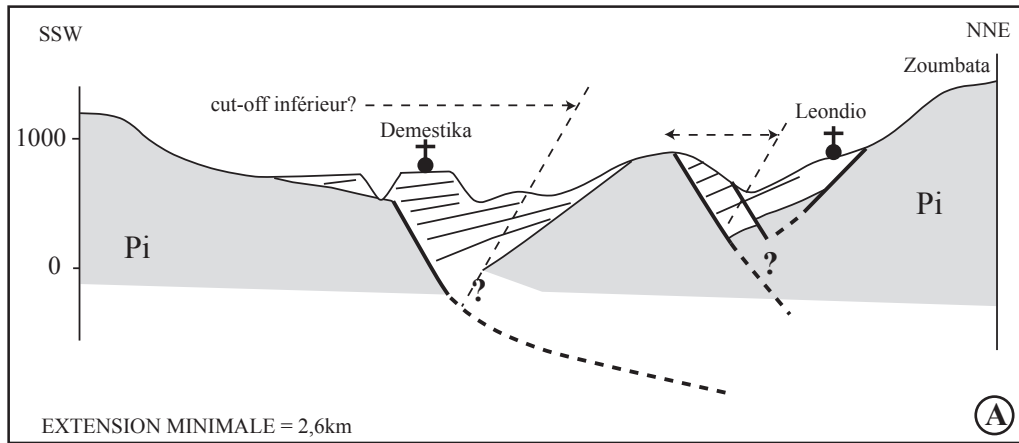


Fig.III-22. Coupes schématiques du bassin de Demestika. **A:** coupe à l'extrémité occidentale du bassin affleurant de Demestika: la faille méridionale est scellée par les dépôts sommitaux de la série synrift qui présentent une pente générale vers le sud. **B:** Coupe au centre du bassin: déformation synclinale dans le toit de la faille synthétique secondaire qui isole un demi-horst de Pinde. Sur la bordure nord, la base de la série repose en discordance sur les calcaires du Pinde (Pi).

Une exception au pendage sud du bassin se situe à son extrémité orientale qui montre un système de failles secondaires faisant apparaître un horst de calcaires du Pinde qui vient compliquer la géométrie : ces failles ont formé dans les dépôts un synclinal asymétrique associé à un pli forcé (forced fold) (**Fig.III-22B**).

Les séries sommitales de Demestika scellent la faille de Demestika et présentent un pendage d'environ 5-10°S (**Fig.III-22**). *Ce basculement, postérieur au jeu de la faille, est comparable à celui observé dans les brèches du Xirokambos et pourrait donc être associé à un basculement régional postérieur aux dépôts de la série de Demestika*, comme l'avait proposé Dufaure (1975). Cependant sa valeur est plus faible, comme cela a été proposé à partir de l'observation des brèches de l'Erymanthe (§ 3.2.2.3).

Reconstruction en profondeur

Pour reconstruire la géométrie de la faille de Demestika en profondeur il faudrait connaître la géométrie de la surface ante-rift sous le bassin. L'érosion et la dissolution karstique ont modifié le paysage régional, empêchant de connaître la position exacte du cut-off du bloc inférieur. On observe cependant une divergence des conglomérats vers la faille bordière méridionale attestant de la forme listrique de la faille en profondeur (**Fig.III-22**). Le manque de données de surface ne nous permet pas de reconstruire sa courbure. Compte tenu de la longueur d'onde de la divergence sédimentaire, le passage rampe-palier ne doit pas se faire à grande profondeur. La rampe basale de la faille de Demestika doit donc théoriquement se trouver à faible profondeur.

Si l'on fait quelques hypothèses sur la disposition des cut-off du bloc inférieur et du bloc supérieur, on peut tenter d'estimer l'extension horizontale minimale nécessaire à la création du bassin de Demestika (**Fig.III-22**). On obtient une extension approximative de 3km au centre du bassin et une extension minimale de 2,6km à son extrémité ouest.

3.2.3. Age de fin d'activité du système bordier méridional

Du lac Stymphale à l'Erymanthe, les brèches décrites semblent synchrones, et correspondent à l'épisode climatique froid du "Günz" (~900ka). Or toutes ces brèches, tardives dans l'histoire des bassins, scellent l'activité du système bordier méridional (§ 3.2.2.1.2, 3.2.2.2 et 3.2.2.3). *Ce système est donc actif jusqu'à approximativement 900ka.*

De la même manière, la faille de Demestika est scellée par les derniers niveaux du bassin de Demestika qui sont également attribués à la période froide du "Günz". Elle est donc également inactive depuis environ 900ka. Ce résultat explique que j'ai initialement intégré cette faille au système bordier méridional.

3.2.4. Le basculement régional du système bordier méridional

Dans le sud du Péloponnèse, les sommets s'alignent selon une direction N160°, héritée de la structuration hellénique, de l'exhumation du « metamorphic core complex » du Péloponnèse (Trotet, 2000) mais également du jeu tardif des grandes failles normales (e.g. faille de Sparte) (Armijo *et al.*, 1996). A la latitude de Pyrgos et Argos, on observe un alignement de hauts-sommets alignés selon une direction E/W et s'étendant du golfe Saronique à l'est jusqu'à la façade ionienne à l'ouest.

D'ouest en est (**Fig.III-23**), il est formé des massifs de l'Erymanthe (2221m), du Chelmos (2138m), de l'Oligirtos (1831m), du Ziria (2374m) et du Mégalouvouni (1273m). Excepté le massif du Ziria, tous ces sommets sont situés dans le bloc inférieur du système bordier méridional qui, cartographiquement, est parallèle au bombement. Le versant nord de ces massifs est abrupt et limité par les failles normales marquant l'émergence du système (faille de l'Erymanthe, faille du Chelmos, faille de Stymphale...). A l'opposé, les paysages du versant sud et les pendages des séries ante-rift présentent une pente régulière d'une vingtaine de degrés vers le sud (**Fig.III-16**). *Ce bombement, et ce basculement, sont comparables à l'épaulement observé lors de la formation des marges passives* comme l'a proposé Dufaure (1975).

3.2.4.1. Le réseau de drainage

Le réseau de drainage du nord du Péloponnèse est caractérisé par une *double vergence des écoulements*. Au nord du système bordier méridional, la majorité des rivières draine le rift de Corinthe vers le nord et alimente en eaux douces l'actuel golfe de Corinthe (**Fig.III-23**). Au sud du système, les rivières drainent vers le SW ou le SE et rejoignent soit la mer Egée, soit la mer Ionienne. La ligne de partage des eaux est orientée N110° (**Fig.III-23**) et correspond aux premiers haut-sommets situés dans le bloc inférieur des failles du système bordier : sommets de l'Erymanthe, du Chelmos, de l'Oligirtos et du Mégalouvouni.

Dufaure (1975) et Zelilidis (2000) ont montré qu'il existe un réseau de rivières qui recoupait le système et drainait initialement vers le nord. Ce réseau est aujourd'hui basculé et coule vers le sud. Ainsi, le Ladonas et l'Inachos (**Fig.III-23**), drainant initialement vers le nord, coulent désormais vers le sud en relation avec l'apparition de l'épaulement du système bordier.

La Manna coulait également vers le nord (§ 3.2.2.1.3). La création d'un barrage naturel par la mise du glissement de terrain de Kato Loussi a entraîné la création d'un lac temporaire dont la trace du paléorivage est aujourd'hui basculée vers le sud.

Recoupant le système bordier, le Souteni, situé à l'est du lac Stymphale, drainait initialement vers le nord. Son cours est aujourd'hui inversé et il alimente une petite dépression endoréique située au sud du système bordier. Le Rethis a initialement alimenté le bassin de Stymphale en sédiments, puis a ensuite érodé la quasi-totalité de ce remplissage. Postérieurement, son cours s'est inversé (Doutsos et Piper,

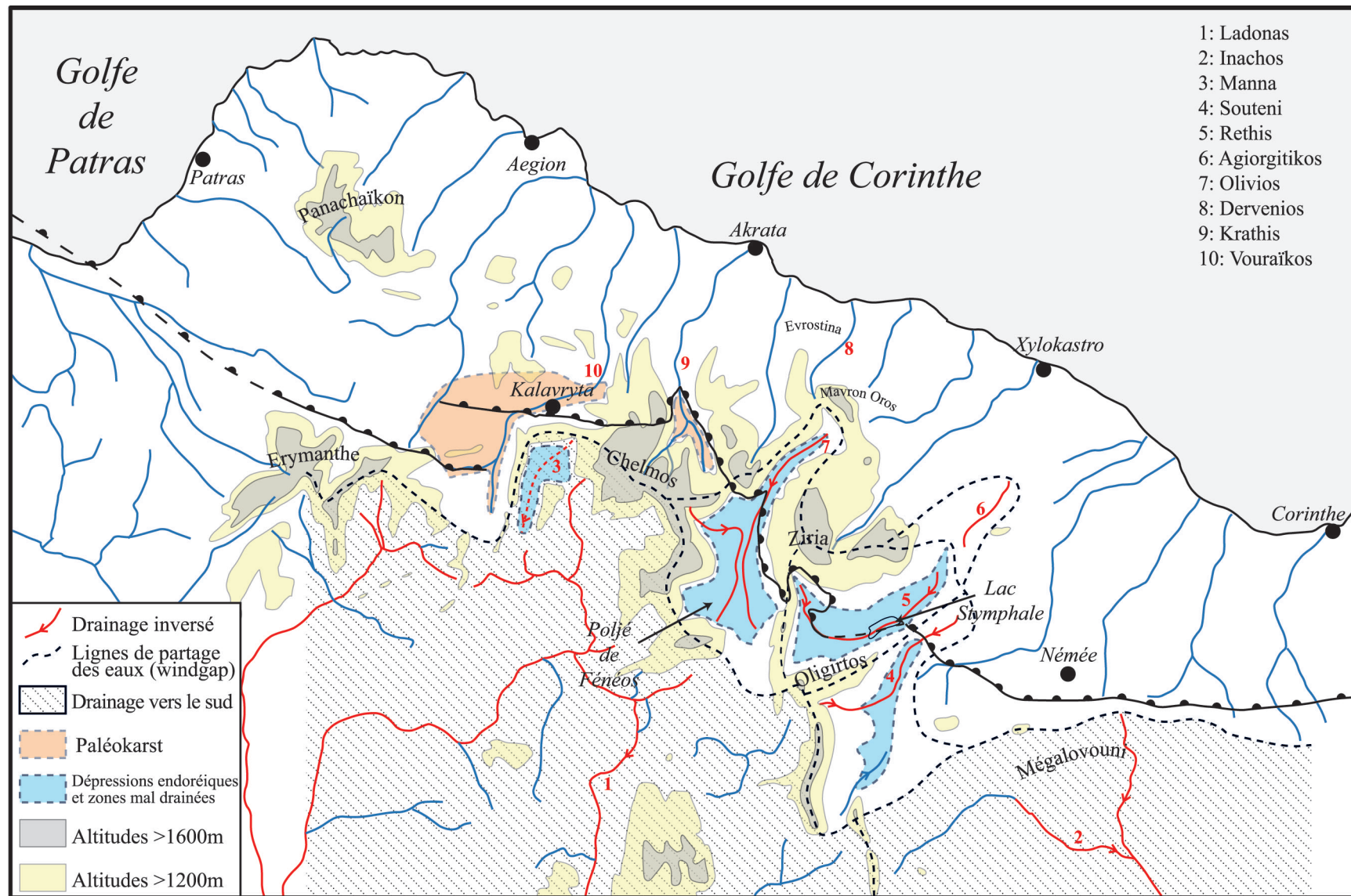


Fig.III-23. Carte du réseau hydrographique du N-Péloponnèse. Au sud du système bordier méridional, le réseau coule vers le sud. Au nord du système, le réseau coule vers le nord et alimente le golfe de Corinthe.

1990). La partie inversée alimente aujourd'hui la dépression endoréique du lac Stymphale. Au nord, le windgap de cette rivière la limite de l'Agiorgitikos qui a continué à drainer temporairement vers le golfe de Corinthe jusqu'à l'inversion de sa partie méridionale, postérieurement à celle du Rethis.

Un autre exemple est celui de l'Olivios. Initialement, cette rivière d'antécédence (Zelilidis, 2000) coulait vers le nord et a alimenté les deltas conglomératiques du Mavron Oros puis de l'Evrostina. Postérieurement, la partie méridionale de l'Olivios s'est inversée. Elle coule désormais vers le sud et alimente la dépression endoréique de Fénéos. La partie septentrionale (Dervenios) qui a persisté à drainer vers le nord est séparée de l'Olivios par un windgap situé à près de 1200m, à l'ouest du Mavron Oros.

Plus à l'ouest, vers Kalavryta, le Vouraïkos correspond au cours persistant du Ladonas (Zelilidis, 2000). Cependant le cours du Vouraïkos comprend deux parties distinctes : une partie méridionale large peu encaissée drainant difficilement le bassin de Kalavryta jusqu'à la faille de Kerpini, et une partie septentrionale très encaissée, jusqu'au golfe de Corinthe. La partie méridionale du Vouraïkos a subi un basculement important vers le sud, mais insuffisant pour provoquer l'inversion de son cours. Ceci explique le mauvais drainage de ce secteur, autrefois le lieu du grand karst affectant la série du bassin de Kalavryta (§ 3.2.2.1.4).

Conclusion. Ces variations du réseau hydrographique régional montrent l'importance de la formation du système bordier méridional et de son jeu plurikilométrique (jusqu'à 6,5km). Son apparition a entraîné un vaste bombement, qui s'observe du golfe de Patras jusqu'au golfe Saronique, et un basculement qui affecte une région plus vaste que les marches déterminées par les failles normales E/Wd'un bombement majeur.

3.2.4.3. Les brèches du Xirokambos et du Xerovouna : estimation de l'angle de basculement

Nous avons vu que, malgré un pendage actuel de 15°S des brèches du Xirokambos et du Xerovouna, leur alimentation s'était faite du sud vers le nord (§ 3.2.2.1.2). L'angle du basculement doit être estimé en tenant compte de leur pente sédimentaire initiale vers le nord. Par analogie avec d'autres tabliers semblables du Péloponnèse (Dufaure, 1975) et de Grèce occidentale (Bousquet, 1974), la pente sédimentaire minimum est de 5°.

Pour estimer la valeur du basculement, je considère aussi la série marno-conglomératique sous-jacente. Sous la partie septentrionale du massif du Xerovouna, les sables, silts et conglomérats localisés sous les brèches présentent un pendage régulier de 25°S (Fig.III-15, § 3.2.1.1). Or nous avons vu que les brèches sus-jacentes ont un pendage de 15°S qui s'explique par le basculement régional. Sachant que la série

marno-conglomératique n'a pas subi le passage rampe émergente/rampe à faible pendage (**Fig.III-15**) et que ces formations contenant des niveaux fins et de rares calcaires lacustres se sont déposées pratiquement à l'horizontale, le basculement régional est comparable au pendage de la série marno-conglomératique, c'est à dire environ **25° vers le sud**. Ce pendage est également équivalent de celui des contacts de nappes.

Cette démarche s'applique également au Chelmos pour les brèches du Xirokambos et les conglomérats de la série de Kalavryta sous-jacente (**Fig.III-14**), et le basculement est identique.

Ceci indique donc un basculement de 25°S et **une pente sédimentaire initiale des brèches de 10°N**.

Implications sur les pendages originels des structures tectoniques

Ce basculement régional de 25°S au niveau du massif du Chelmos a des implications sur les structures précédemment décrites : 1/ le pendage de la rampe basale à faible pendage observée dans la vallée du Krathis et de son émergence ne sont pas les valeurs de pendage initiales de la structure. Initialement, la rampe basale de la faille du Chelmos devait avoir un pendage de 30-35°N et son émergence un pendage de 55°N. 2/ ce basculement correspond au pendage des nappes, qui était auparavant sub-horizontale

3.2.4.4. Les brèches de l'Erymanthe et la série de Demestika : estimation de l'angle de basculement

La faille du Chelmos et le bassin de Kalavryta ont subi un basculement régional vers le sud de 25°. La faille de l'Erymanthe et le bassin de Demestika sont dans la continuité de ces structures. On devrait donc retrouver les indices d'un basculement du même ordre de grandeur dans ce secteur. Cependant, contrairement aux brèches du Xirokambos, les brèches de l'Erymanthe présentent toujours leur pente sédimentaire initiale vers le nord (§ 3.2.2.3). Ceci indique que ces brèches n'ont pas subi de basculement vers le sud ou que ce basculement n'est pas suffisant pour inverser la pente sédimentaire des brèches.

De la même manière, la surface sommitale du bassin de Demestika, qui scelle sa faille bordière, présente une pente vers le sud de 5-10° (§ 3.2.2.4). Cette valeur est inférieure au basculement de 25°S observé dans le cas du bassin de Kalavryta.

Ces données suggèrent qu'*à l'ouest de la vallée du Vouraikos le basculement régional est moins important et atteint seulement une valeur de 5-10°S*.

3.2.5. Microtectonique et cinématique des failles du système bordier

3.2.5.1. Mesures sur la faille du Chelmos

A partir du village de Péristera (**Fig.III-1**), une piste monte au Xirokambos. Elle rejoint la station de ski du Chelmos puis la route goudronnée qui redescend à l'ouest vers Kalavryta. Arrivé au point le plus haut de la piste et avant de traverser d'est en ouest le tablier de brèches, on quitte la piste principale vers l'est et on accède à un point de vue (**1, Fig.III-1**) sur la vallée du Krathis (**Fig.III-5**). Ce site permet des observations microstructurales et cinématiques à l'émergence de la faille du Chelmos.

Au sud de la faille, on trouve les calcaires et dolomies de la série du Gavrovo-Tripolitsa du massif du Chelmos. Ces calcaires surmontent les schistes de la formation de Zaroukla affleurant en contrebas. Au nord de la faille, on peut observer les calcaires de la nappe du Pinde formant le massif du Gaïdourraki. Ces calcaires sont recouverts en discordance par les brèches du Xirokambos, dont les derniers niveaux scellent la faille. Le contact est une zone cataclasées épaisse de 50m au moins, affectant les dolomies du Gavrovo-Tripolitsa et le Pinde. Dans la cataclasite, des failles plurimétriques à décimétriques (**Fig.III-24A & 24B**) forment de grands plans réguliers dont les tectoglyphes (cannelures, figures d'arrachement) indiquent qu'il s'agit de failles normales.

Sur certains affleurements (**Fig.III-24C**), une analyse structurale et microtectonique détaillées permettent de préciser la cinématique de cette bande de déformation. Les données microtectoniques mesurées sur les plans de failles normales majeures (**Fig.III-24, série 2**) indiquent une **direction de glissement moyenne vers le nord (Fig.III-25A)**. Ces plans ont des pendages faibles vers le nord (25 à 37°N), en accord avec le pendage général de l'émergence de la faille du Chelmos observé cartographiquement. Associés aux plans majeurs, et entre les deux plans, une fracturation secondaire importante affecte la cataclasite (**Fig.III-24C, série 1**). Ces plans ne portent pas de tectoglyphes mais la majorité des plans s'organisent selon une **direction moyenne N100-110°**, direction cartographique de la faille du Chelmos et des deux failles normales précédemment cités (**Fig.III-25A**).

Nous avons vu que les brèches du Xirokambos et du Xerouvouna ont été basculées de 25° vers le sud (§ 3.2.4). Ce basculement affecte l'ensemble des structures antérieures aux brèches et notamment l'émergence de la faille du Chelmos. Il faut donc corriger nos mesures de cette rotation pour définir le pendage et la cinématique de la faille à l'origine. Le débasculement de 25° est selon un axe de rotation horizontal N100°, direction moyenne de la faille du Chelmos. Ce débasculement (**Fig.III-25B**) ne modifie pas la direction N/S du contact. Les failles majeures dans la zone de la faille listrique du Chelmos devaient présenter originellement des pendages de 50 à 60°N.

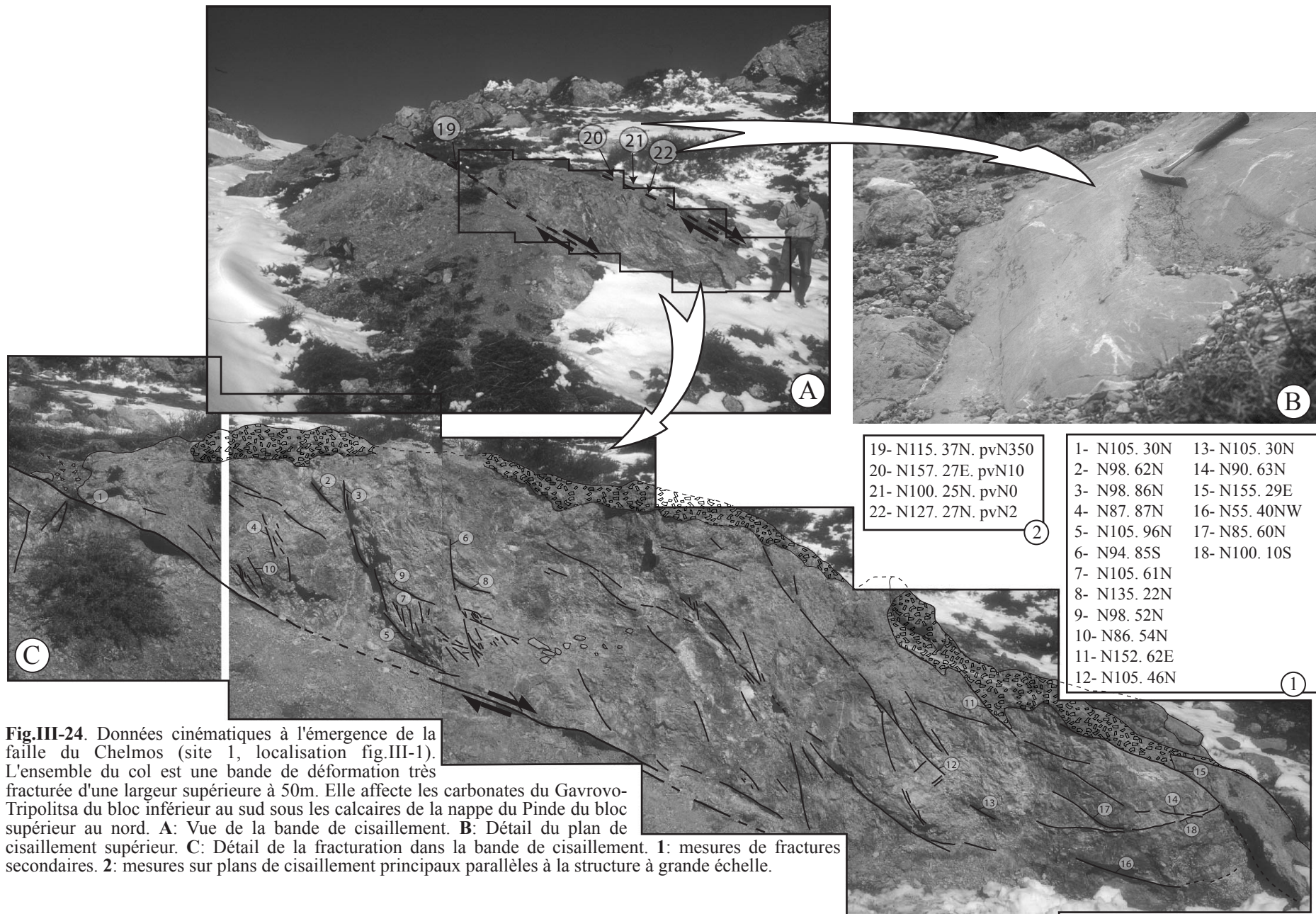


Fig.III-24. Données cinématiques à l'émergence de la faille du Chelmos (site 1, localisation fig.III-1). L'ensemble du col est une bande de déformation très fracturée d'une largeur supérieure à 50m. Elle affecte les carbonates du Gavrovo-Tripolitsa du bloc inférieur au sud sous les calcaires de la nappe du Pinde du bloc supérieur au nord. **A:** Vue de la bande de cisaillement. **B:** Détail du plan de cisaillement supérieur. **C:** Détail de la fracturation dans la bande de cisaillement. **1:** mesures de fractures secondaires. **2:** mesures sur plans de cisaillement principaux parallèles à la structure à grande échelle.

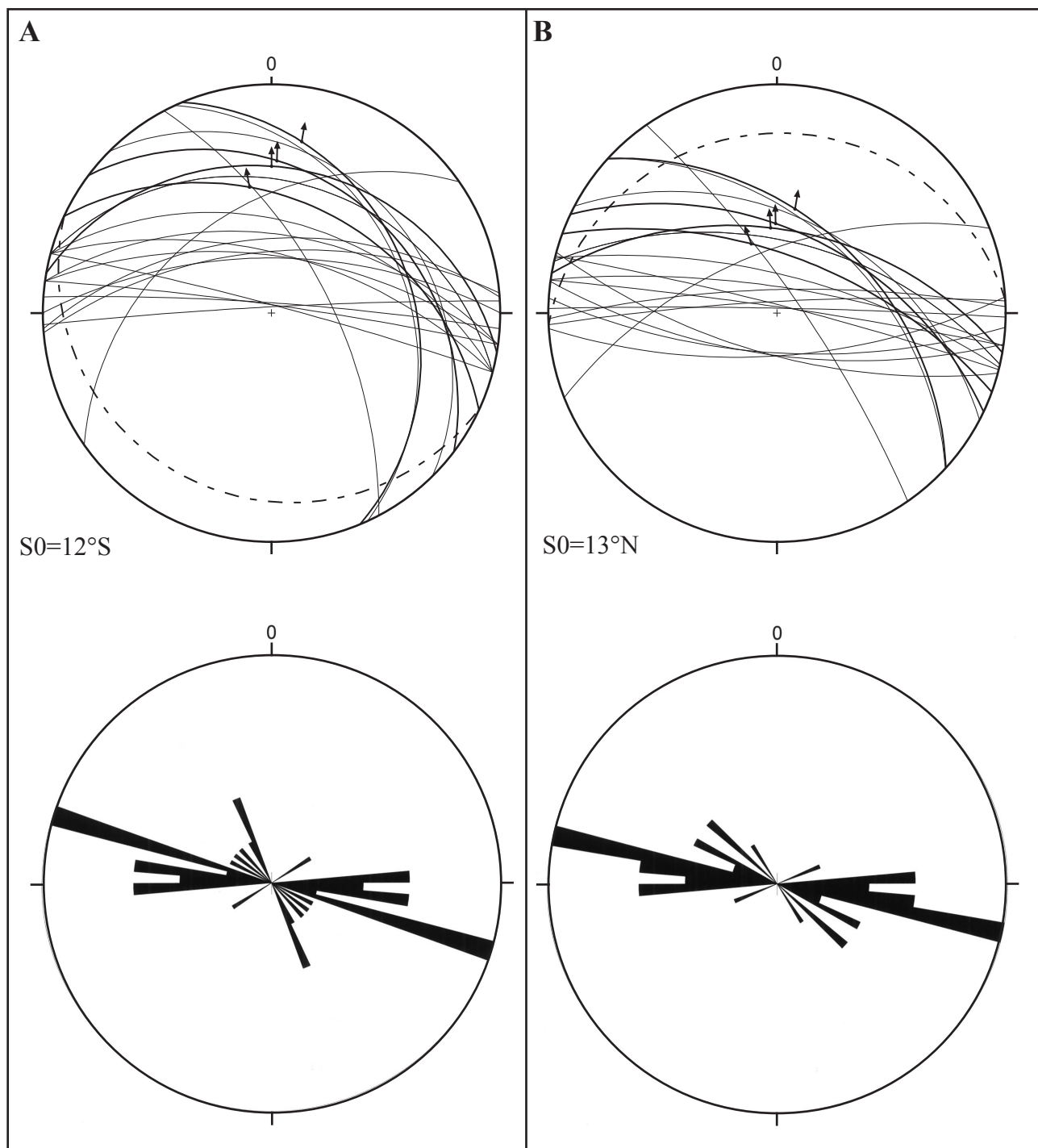


Fig.III-25. Fracturation et cinématique de l'émergence de la faille du Chelmos de la fig.III-24. Diagrammes stéréographiques (Wulf, hémisphère inférieure), et rosaces directionnelles des plans du site 1 (voir Fig.III-1 et III-24). Les plans majeurs sont en trait épais. La stratification des brèches du Xirokambos est représentée en tiretés. **A:** Etat actuel. Les brèches ont un pendage de 12°S. **B:** Données après un débasculement de 25° (§ 3.1.4) selon un axe horizontal orienté N100°, direction du basculement régional. Les brèches du Xirokambos avaient une pente sédimentaire initiale d'environ 13°N.

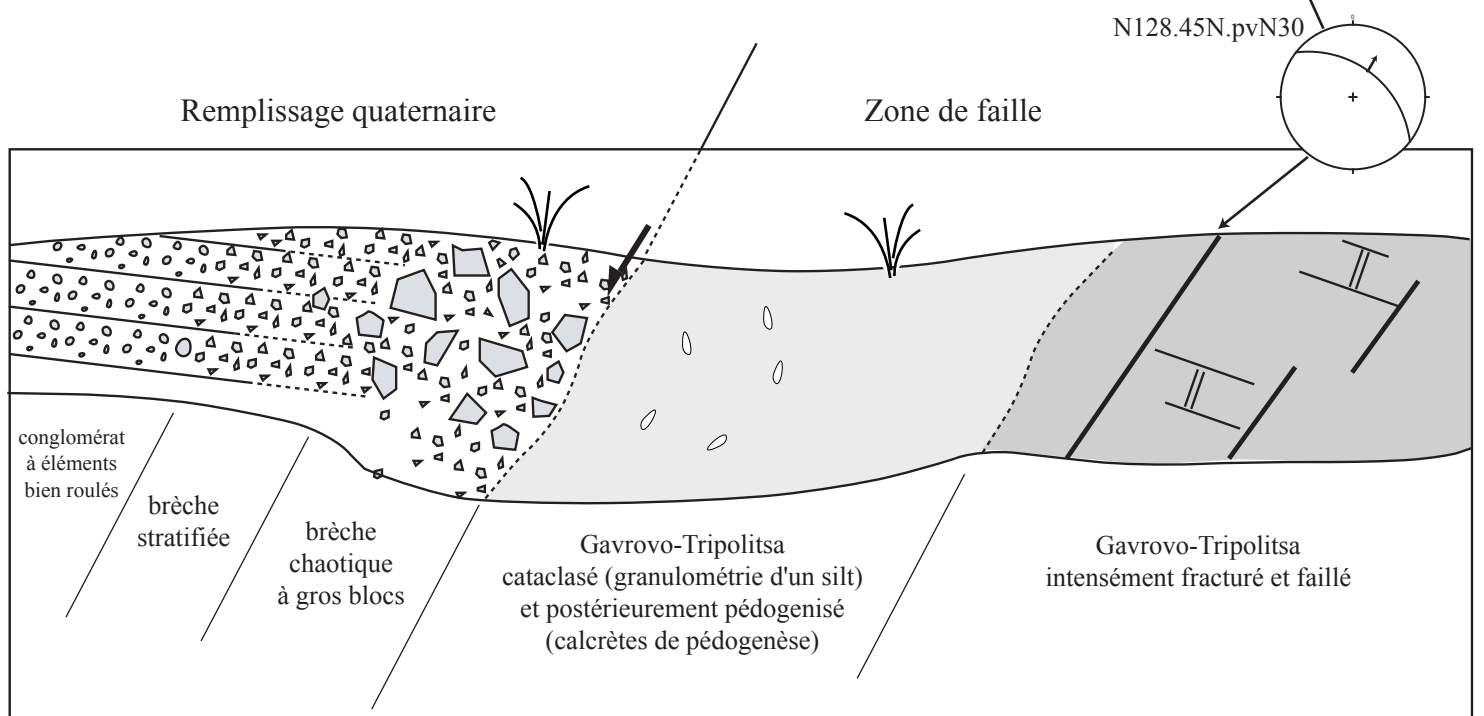
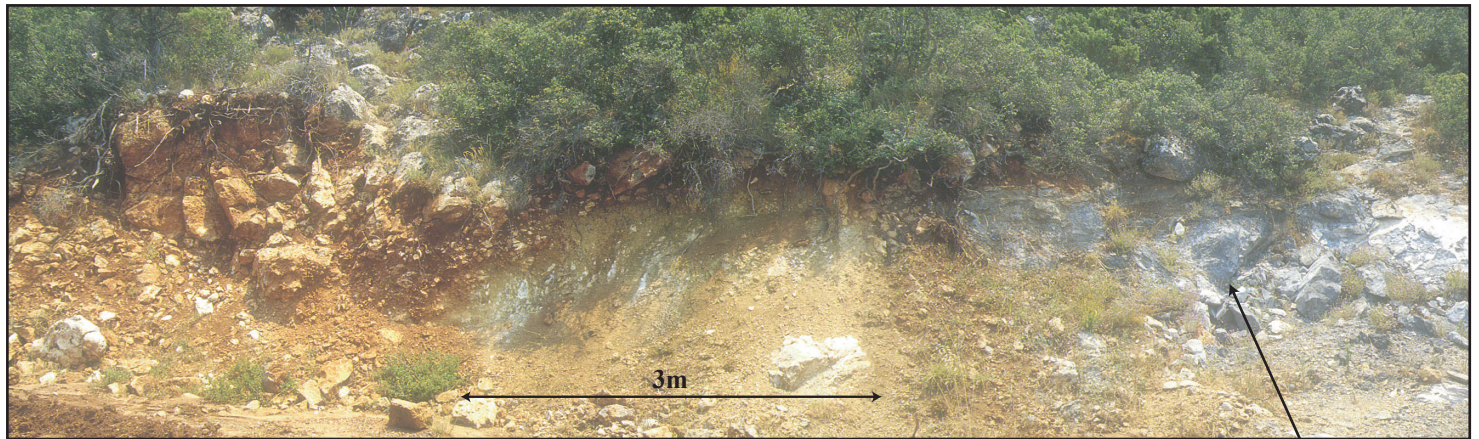


Fig.III-26. Zone de déformation de l'émergence de la faille du Ziria (terminaison orientale du lac Stymphale) et cinématique.

3.2.5.2. Mesures sur l'émergence de la faille du Ziria dans la région du lac Stymphale

La faille du Ziria peut être observée à l'extrémité orientale du lac Stymphale (**Fig.III-26**) : au sud, les calcaires du Gavrovo-Tripolitsa fracturés passent à une cataclastite de 3m d'épaisseur. Cette bande de broyage est très altérée et pédogénisée (calcrètes blanches de pédogénèse). Au nord, on passe à une brèche sédimentaire remaniant des clastes centimétriques anguleux de Pinde et de Gavrovo-Tripolitsa. Par endroit, la brèche contient des blocs métriques de Gavrovo-Tripolitsa. En se déplaçant vers le nord, les blocs décimétriques à métriques disparaissent et les clastes centimétriques s'émeussent progressivement. Le faciès passe d'une brèche sédimentaire grossière proximale à un conglomérat à éléments sub-anguleux. Cette variation de faciès démontre encore le caractère syntectonique de la sédimentation au pied du versant de la faille.

Des mesures microtectoniques sur des plans de failles métriques affectant le Gavrovo-Tripolitsa montrent que la cinématique est en accord avec les mesures effectuées sur la faille du Chelmos et avec la direction d'extension N/S à l'échelle régionale (e.g. Sébrier, 1977 ; Clarke *et al.*, 1998).

3.2.5.3. Mesures sur la faille de l'Erymanthe

La faille de l'Erymanthe était considérée comme une faille normale majeure sur des critères morphologiques (Dufaure, 1975 ; Dercourt, 1964).

A proximité du village de Vlasia, l'étude du versant nord de l'Erymanthe a permis de mettre en évidence une zone de déformation cassante épaisse de 10-20m. Elle est caractérisée par une cataclasite dans laquelle s'individualisent de nombreuses failles. L'étude microtectonique montre qu'il s'agit de failles normales, orientées N85° à N120°, dont le jeu indique une extension N/S.

3.2.6. Les relations entre le système bordier méridional et l'exhumation de la nappe des Phyllades dans l'axe de la vallée du Krathis

La rampe basale de la faille du Chelmos qui affleure dans la vallée du Krathis présente un pendage général de 10-15°N (3.2.1). En rive gauche la rampe basale s'approfondit vers l'ouest et en rive droite elle s'approfondit vers l'est (§ 3.2.1.1). Ceci indique que la rampe basale a une géométrie antiforme dont l'axe N/S se situe dans la vallée du Krathis.

La culmination de la rampe basale à faible pendage de notre étude correspond à celle du détachement d'âge Miocène qui met au jour la nappe des Phyllades dans le sud du Péloponnèse et qui rejoint la ceinture métamorphique de Crète (§ 1.2.2).

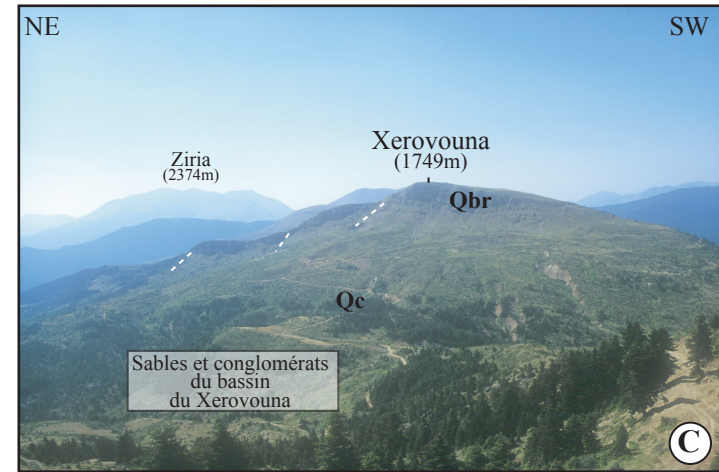
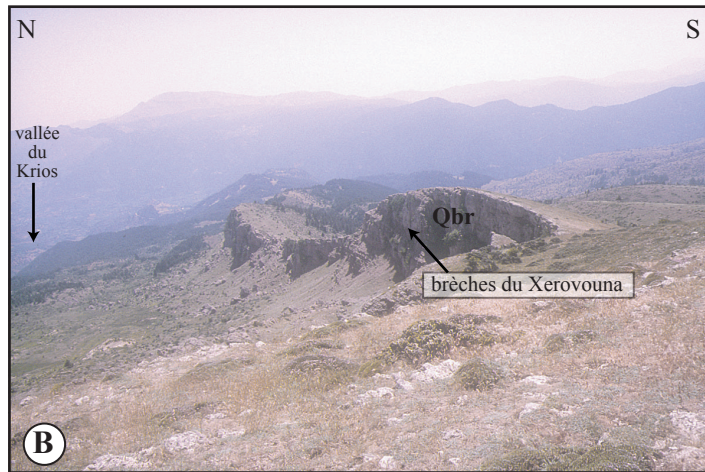
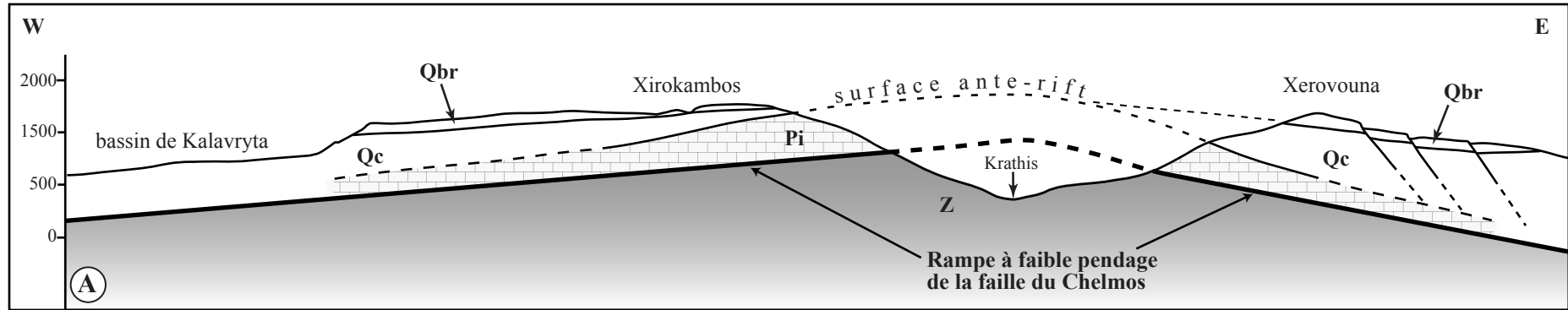


Fig.III-27. La culmination de la rampe à faible pendage de la faille du Chelmos dans la vallée du Krathis **A:** Coupe W/E de la vallée du Krathis. L'axe de la vallée correspond à une culmination de la rampe à faible pendage. De part et d'autre de la vallée, la rampe s'approfondit. Cette culmination correspond à celle de la série métamorphique de Zaroukla. Les brèches du Xirokambos présentent un pendage vers le SW et les brèches du Xerovouna un pendage vers le SE. La pente des brèches du Xerovouna est localement accentuée par des failles normales orientées ~N/S. **B:** Vue vers l'est depuis le sommet du Xerovouna montrant la descente des brèches vers le vallée du Krios. **C:** Vue vers le SE sur les brèches du Xerovouna et descente vers l'est. Cette baisse d'altitude est accentuée par des failles normales orientées ~N/S.

3.2.6.1. Les épaisseurs de la série conglomératique du bassin de Kalavryta

Dans la vallée du Vouraïkos, cette série présente une épaisseur de plus de 2km (**Fig.III-11**). Vers l'est, la série se réduit rapidement : elle ne fait plus qu'une centaine de mètres et finit en biseau sous l'extrémité orientale des brèches du Xirokambos (§ 3.2.2.1.1). Cette variation d'épaisseur peut avoir deux causes :

1/ Si le bassin avait initialement cette forme, impliquant un haut topographique et donc une culmination héritée, il devrait exister une variation de faciès entre les séries fluviales du bassin de Kalavryta et le relief axé dans la vallée du Krathis. Or les faciès sont homogènes, suggérant un bassin continu entre les bassins de Kalavryta et du Xerouvouna à l'est du Krathis.

2/ Il y avait initialement un bassin continu et régulier de Kalavryta au Xerouvouna. La culmination a pu se faire après le dépôt de la série et les conglomérats y auraient été plus érodés. Sachant que la série de Kalavryta se biseaute sous les brèches du Xirokambos, cette hypothèse implique une lacune entre le dépôt de la série marno-conglomératique et le dépôt des brèches.

3.2.6.2. Les brèches du Xirokambos et du Xerouvouna

Les brèches du Chelmos scellent la faille du Chelmos. On observe une augmentation de l'altitude du tablier vers l'est, vers la vallée du Krathis. Cette disposition suggère un soulèvement des brèches vers le Krathis.

Les brèches du Xerouvouna présentent également une augmentation de l'altitude du tablier vers l'ouest, vers la vallée du Krathis, symétrique de celle des brèches du Xirokambos par rapport à la vallée du Krathis. Cette augmentation se fait en partie par des failles orientées approximativement N/S (**Fig.III-1 et 27**).

Le soulèvement progressif sur l'axe de la vallée du Krathis entraînerait le basculement progressif vers l'ouest des brèches du Xirokambos et vers l'est des brèches du Xerouvouna. Le basculement de ces dernières est alors accommodé par des failles normales N/S.

La coïncidence des deux structures semble indiquer que, localement, la forme de la rampe basale est héritée de celle du détachement ductile formé lors de l'extension miocène. Cependant plusieurs observations (variations des épaisseurs de la série du bassin de Kalavryta et géométrie des brèches sus-jacentes) semblent indiquer que cet héritage a été accentué plus récemment.

<p>Conclusion. Ces données semblent indiquer que la culmination actuelle de la rampe basale de la faille listrique du Chelmos au niveau de la vallée du Krathis a été acquise en partie après la formation des</p>

brèches du Xirokambos et du Xerovouna. Mais les conglomérats de la série de Kalavryta montent et s'amincissent aussi à l'approche de la vallée du Krathis et il est probable que la culmination a débuté pendant leur dépôt, antérieurement à la formation des grands tabliers de brèches.

Comme la culmination de la rampe basale à faible pendage de notre étude correspond également à celle du détachement d'âge Miocène, je propose qu'elle soit en partie héritée et qu'elle s'accroisse durant l'activité de la faille listrique du Chelmos.

3.2.7. Synthèse sur le système bordier méridional

Ce chapitre confirme l'existence d'un grand accident sub-continu s'étendant du golfe Saronique au golfe de Patras. Sur le terrain, cette structure est caractérisée par une rampe émergente (30-35°N) qui s'aplatit rapidement en profondeur sur une rampe à faible pendage (0-10°N). L'extension horizontale sur cette structure listrique varie de 6,5km sous le massif du Ziria à environ 4km sur la faille du Chelmos. Vers l'ouest, l'extension horizontale est estimée à environ 2,5-3km sur la faille de Demestika et 2km sur la faille de l'Erymanthe. Les études microtectoniques indiquent que le jeu de cet accident est compatible avec une extension N/S, comme cela est observé sur les autres systèmes de failles et par les données actuelles GPS ou de sismologie, et qu'il est associé à la formation d'une épaisse zone de cataclasite (jusqu'à 50m).

Le proto-rift associé au système bordier méridional est dissymétrique comme le golfe actuel et rempli de séries détritiques fluvio-lacustres dont la géométrie permet localement de déterminer la géométrie de la faille en profondeur (faille de Demestika). Sur toute sa longueur, le système bordier est scellé par des brèches de versant ou des glissements de terrain. Ces formations résultant d'une crise climatique froide importante sont corrélées au refroidissement du stade isotopique 22 (~900ka). Ce système serait donc scellé depuis cette période. Vers l'ouest, il se poursuit dans le sud du golfe de Patras où nous verrons qu'il est encore actif aujourd'hui (§ 4.5).

Le jeu pluri-kilométrique sur le système bordier est la cause d'un basculement régional vers le sud qui atteint 25° au niveau du massif du Chelmos et au moins 20° au niveau du massif du Ziria. Ce basculement affecte le mur et le toit de la faille. Il est responsable d'inversions du réseau hydrographique (la ligne de partage des eaux se confond approximativement avec la trace de l'émergence du système en surface), et du basculement à contre-pente des brèches scellant le système bordier méridional. Vers l'ouest, le basculement semble moins important (5-10°S) et les brèches de Stymphale ont conservé leur pente sédimentaire d'origine.

3.3. LES SYSTEMES DE FAILLES SEPTENTRIONAUX

Dans le chapitre précédent a été décrite une grande faille listrique allant du golfe Saronique à l'est, au golfe de Patras à l'ouest et formant le système bordier méridional. Son pendage initial était d'environ 35°N et l'extension horizontale à son émergence varie de 4 à 6km. Nous avons vu que ce système est inactif depuis environ 900ka. Comment se réalise l'ouverture du rift depuis 900ka et que devient la rampe basale à faible pendage de cette faille listrique en allant vers le nord ?

Ce chapitre a pour but de traiter du style structural des systèmes de failles situés au nord du système bordier, et de l'évolution de la sédimentation synrift depuis environ 1Ma. Pour raison de clarté je décrirai plusieurs transects du sud vers le nord pour expliquer l'évolution tectono-sédimentaire, et montrer les rapports entre les structures observées en surface et le prolongement vers le nord de la rampe basale à faible pendage précédemment décrite. A partir des règles de restauration de la déformation rappelées dans la deuxième partie (§ 2), la géométrie du remplissage des bassins associés aux failles permettra de contraindre la géométrie de celles-ci en profondeur et de déterminer leur relation avec la faille listrique du système bordier. Je construirai ainsi trois coupes équilibrées à travers la marge sud du golfe de Corinthe.

3.3.1. Coupe de la vallée du Krathis

La coupe de la vallée du Krathis (**Fig.III-28**) s'étend du massif du Chelmos au sud à la faille d'Héliké au nord. Elle traverse l'extrémité orientale des brèches du Xirokambos, le massif du Gaïdourraki, recoupe les failles de Tsivlos et de Valimi, le bassin de Valimi, la faille de Kernitsa (prolongement oriental de la faille de Pyrkagi/Mamoussia) et son bassin associé, puis le prolongement de la faille d'Héliké.

3.3.1.1. Les failles de Tsivlos et de Valimi et les bassins associés

Ce système appartient au système des failles de Kerpini-Doumena-Tsivlos-Valimi-Marmati-Véla décrit précédemment (§ 3.1.2 et **planche 1**). Vers l'ouest, la faille de Tsivlos rejoint la faille de Kerpini qui s'amortit progressivement vers l'ouest.

3.3.1.1.1. Les failles de Tsivlos et de Valimi

La faille de Tsivlos est la première faille normale importante au nord de l'émergence de la faille du Chelmos au bas du versant nord du massif du Chelmos (**Fig.III-28**). Elle limite les séries du Pinde et du

Gavrovo-Tripolitsa situées dans son mur au sud (massif du Gaïdouorraki), d'une série continentale détritique épaisse (>1km) formant les bassins de Tzivlos et de Valimi. Dans le massif du Stolos, la faille de Tzivlos est scellée par les derniers niveaux de conglomérats du bassin, qui forment les hauts plateaux du Kolokidolakkos (~1500m). En rive droite du Krathis, un grand glissement de terrain qui a eu lieu en 1912 masque une partie de la faille. Les photos aériennes indiquent que la faille de Tzivlos est relayée au nord-est par les failles de Valimi et du Marmati. Cartographiquement, le pendage de la faille de Tzivlos est d'environ 45°N.

Au nord de la faille de Tzivlos, la faille de Valimi limite les calcaires du Pinde du massif du Gerakari (1227m) de la série lacustre du bassin de Valimi (**Fig.III-28**). Les dolomies du Gavrovo-Tripolitsa affleurent dans le fond de la vallée du Krathis, et le contact chevauchant de la nappe du Pinde sur cette série est basculé de 20-25° vers le sud. En rive droite du Krathis, cette faille détermine la quasi-totalité du versant nord du massif du Gerakari (**Fig.III-29A**). La piste qui mène de Valimi au hameau de Kamaravisi suit pratiquement le miroir de faille, dont le pendage n'excède pas 20-25°N (**Fig.III-29B**). Cette piste montre le miroir de faille limitant les calcaires du Pinde des conglomérats de son bloc supérieur. En rive gauche du Krathis, le pendage de la faille est plus fort. La faille ne limite plus les calcaires du Pinde des conglomérats mais se prolonge dans les conglomérats. Bien qu'elle puisse rejoindre le système des failles du bassin de Doumena ou de Mégaspiléon, la faille de Valimi n'est plus assez nette pour être correctement cartographiée, et sa recherche dans les séries conglomératiques monotones du bassin de Tzivlos n'a pas donné de résultat.

3.3.1.1.2. Les bassins de Tzivlos et de Valimi

Les bassins contrôlés par le système des failles de Tzivlos-Valimi pourraient être structurellement décrits comme un seul et unique bassin. Cependant, la disposition des failles (comme le relais entre les failles de Tzivlos et de Valimi) entraîne des variations locales des conditions de dépôt qui justifient sa description en plusieurs sous-bassins. Pour cette raison, je décrirai le système sédimentaire en deux unités distinctes : le bassin de Tzivlos associé à la faille de Tzivlos et le bassin de Valimi associé à la faille de Valimi (**Fig.III-28**).

Faciès et géométrie du remplissage

Au sud, la série du bassin de Tzivlos repose sur les calcaires pindiques du massif du Gerakari (**Fig.III-29C et 29D**), limité au nord par la faille de Valimi. Entre ces deux failles on observe une alternance de conglomérats à éléments en majorité pindiques de taille centimétrique à pluri-décimétrique, de niveaux de sables plus ou moins indurés et de rares niveaux de silts (faciès de plaine alluviale). En montant dans la série vers le sommet du Stolos, les faciès conglomératiques assez grossiers dominent. Ils forment les hauts plateaux (~1500m) du Kolokidolakkos qui scellent la faille de Tzivlos.

A la base, la série de Tsivlos présente des pendages de 40°S surmontés en onlap par des niveaux dont les pendages atteignent 25°S (**Fig.III-29**). En se déplaçant vers le sud, vers la faille de Tsivlos, les pendages de ces mêmes niveaux augmentent et peuvent atteindre 35°S. En montant dans la série, les pendages diminuent progressivement jusqu'au sommet du Stolos, où les derniers niveaux scellent la faille de Tsivlos et pendent de 5°S, pente moyenne des hauts plateaux voisins du Kolokidolakkos (**Fig.III-30A**). Le remplissage du bassin de Tsivlos est donc divergent (en éventail), indiquant une sédimentation syntectonique, et déformé en roll-over, indiquant que la faille de Tsivlos est une faille listrique (**Fig.III-30B**).

Au nord du Gerakari, la série du bassin de Valimi débute par des niveaux conglomératiques qui reposent en discordance sur les calcaires du massif de l'Ayios Nikolaos. Puis, sur presque toute son épaisseur, la série est constituée d'argiles silteuses, avec des intercalations sableuses et de rares niveaux conglomératiques. Ces silts présentent une couleur rosée dans la partie inférieure de la série et blanche dans la partie supérieure (**Fig.III-29E**). Localement (sous le village de Valimi), deux niveaux de lignite de 30-40cm d'épaisseur sont visibles. Le haut de la série, le sommet du massif du Prioni (1240m), est fait de conglomérats à galets centimétriques bien roulés. Souvent le conglomérat ne présente pas de matrice, les galets étant cimentés par un film de calcite. Il rappelle les faciès des plages à galets actuelles et des terrasses pléistocènes soulevées de Corinthe. L'absence de matrice indique qu'ils n'ont plus été immergés, et sont donc des dépôts régressifs.

Vers l'ouest, entre la vallée du Krathis et celle du Ladopotamos, la série devient conglomératique. Située à la même longitude que les niveaux grossiers du Kolokidolakkos, la série se trouve à proximité des sources d'alimentation comme le Gaïdourorraki à partir duquel devait couler le paléo-Ladopotamos.

Dans son ensemble, cette série est beaucoup moins grossière que celle associée à la faille de Tsivlos. Il s'agit de faciès lacustres et palustres plus calmes que ceux du bassin de Tsivlos.

Comme la série de Tsivlos, la série du bassin de Valimi présente des pendages vers le sud (**Fig.III-29E**). La base de la série présente des pendages de 45°S qui diminuent progressivement en montant dans la série jusqu'aux conglomérats régressifs du sommet du Prioni (1240m). Le remplissage est divergent.

Nous ne pouvons parler de cette région sans évoquer le glissement de terrain historique de Tsivlos. Il se situe en rive droite du Krathis, au sud du massif du Gerakari et en partie au nord de la faille de Tsivlos (**Fig.III-28**). Ce grand glissement de terrain encore spectaculaire (**Fig.III-29D et 29F**) s'est produit durant le mois de novembre 1912 à la suite de fortes pluies. Il s'est initié sur une faille entre les calcaires du Pinde du Marmati et une série fluvio-lacustre fine assez argileuse de la base du bassin du Xerovouna. Ce glissement a barré le cours du Krathis et un lac long de 3km s'est formé jusqu'à Agridi. On retrouve

les alluvions de ce lac. Pour éviter toute débâcle incontrôlée dans la vallée du Krathis, des travaux ont été entrepris quelques années plus tard afin de vider lentement le lac. Un second lac profond de 70m, le petit lac de Tzivlos, est barré par le front du glissement.

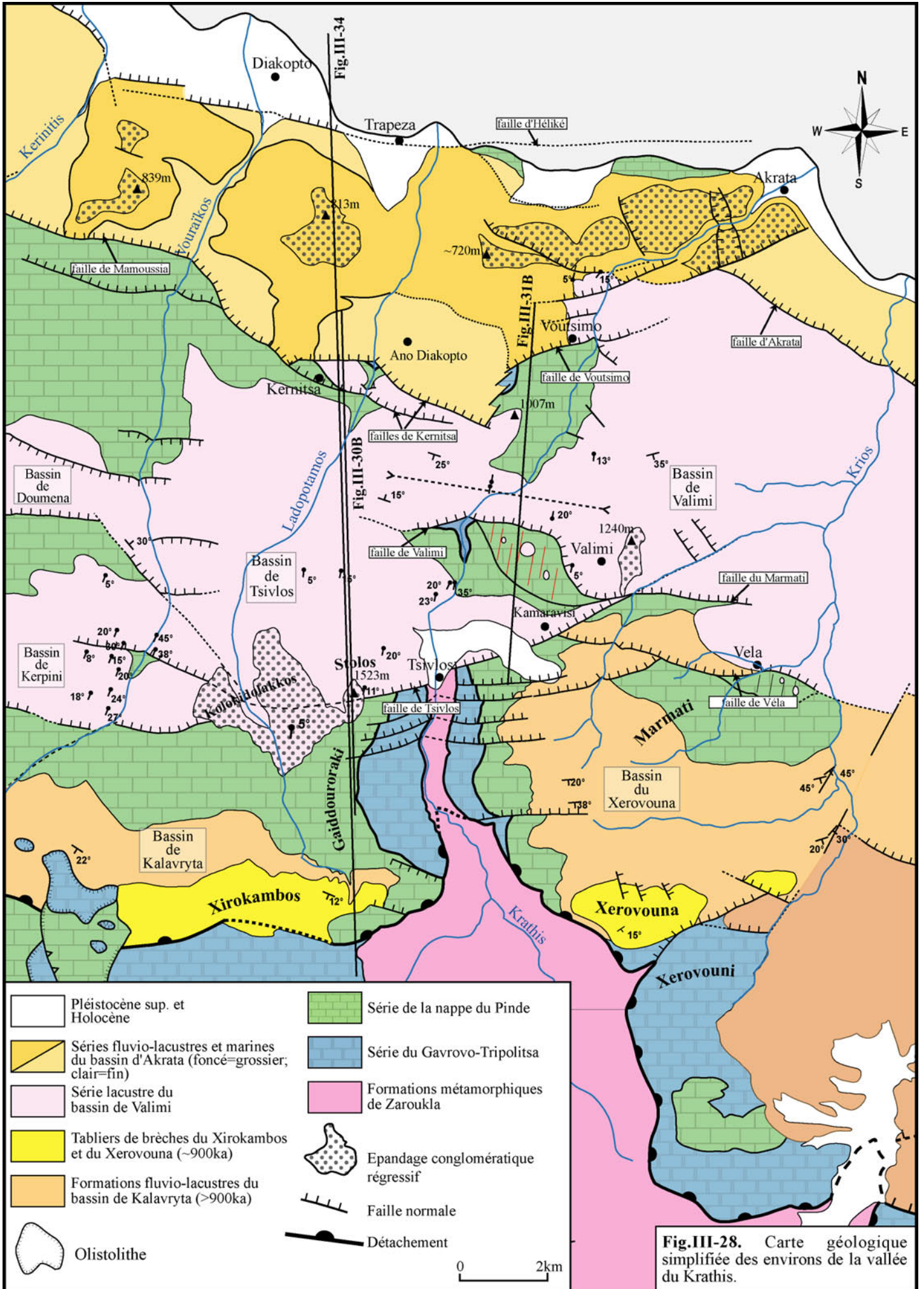
3.3.1.1.3. Reconstruction de la géométrie des failles de Tzivlos et de Valimi en profondeur

Faille de Tzivlos. A partir de la forme de la surface des calcaires ante-rift dans le toit de la faille de Tzivlos et des pendages de la série syntectonique du bassin de Tzivlos, on peut extrapoler la géométrie de la surface ante-rift en profondeur. Connaissant le pendage de l'émergence de la faille de Tzivlos on peut reconstruire la géométrie de la faille en profondeur en appliquant le modèle de déformation par cisaillement simple à 60° (§ 2). Le résultat obtenu (**Fig.III-30B**) montre que la faille de Tzivlos est une faille listrique s'aplatissant à environ -800m de profondeur. L'extension horizontale est estimée à 3,5km, et l'épaisseur maximale de la série contre la faille de Tzivlos atteint près de 2,8km.

Vers le nord, les calcaires du Pinde culminent à une altitude de 1000m dans le massif de l'Ayios Nikolaos et dans le mur de la faille de Kernitsa. Si la faille de Tzivlos avait en profondeur un pendage de $20-30^\circ\text{N}$, la subsidence de son toit serait plus importante et les calcaires ne se verraient pas en surface. La présence des calcaires du Pinde à l'affleurement implique que la faille de Tzivlos a en profondeur un pendage sub-horizontale.

Quels sont les rapports géométriques de la faille de Tzivlos avec la rampe basale à faible pendage vers le nord de la faille du Chelmos ?

La structure émergente de la faille du Chelmos a précédemment été décrite (§ 3.2.1.1). En surface elle détermine le versant nord du Chelmos. Elle émerge avec un pendage d'une trentaine de degrés vers le nord, puis son pendage diminue vers le nord pour ne plus faire que 10°N dans la vallée du Krathis. La géométrie en anticlinal sur rampe du massif du Gaïdourraki suggère que la rampe basale de la faille s'approfondit dans la vallée du Krathis avec un pendage de 25°N (**Fig.III-3** et § 3.2.1.1). La géométrie en profondeur estimée à partir de la forme du massif du Gaïdourraki est représentée sur la **figure III-30B** (faille 1). Nous savons également que la faille du Chelmos a cumulé près de 4km d'extension horizontale. Ceci implique que la faille à faible pendage décrite dans la vallée du Krathis ne peut s'amortir rapidement et, doit se prolonger vers le nord pour accommoder ces 4km de jeu. Si on prolonge la rampe à faible pendage de la faille du Chelmos sous le Gaïdourraki avec un pendage de 25°N , elle coïncide avec la rampe sub-horizontale de la faille de Tzivlos (faille 2, **Fig.III-30B**). Ceci suggère le branchement en profondeur de la faille de Tzivlos sur le prolongement de la rampe basale de la faille du Chelmos. Cette caractéristique n'est pas sans rappeler la faille du Xerovouni (§ 3.2.1.1) qui limite au sud les brèches du



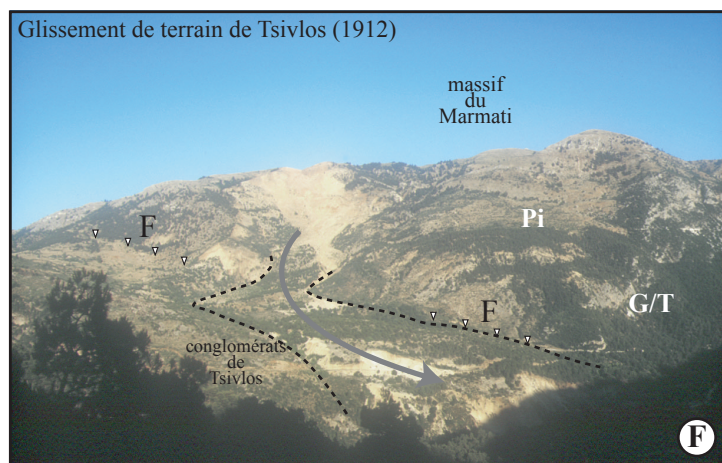
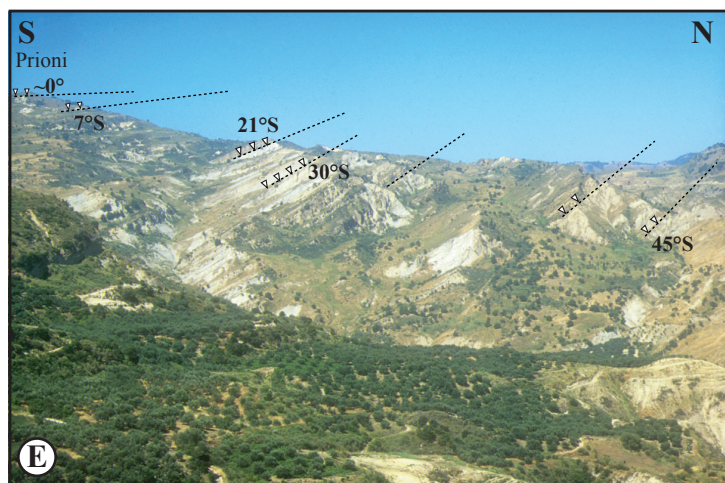
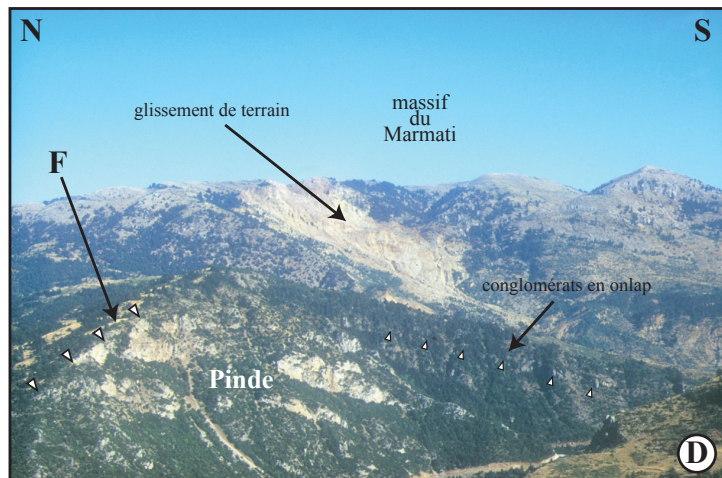
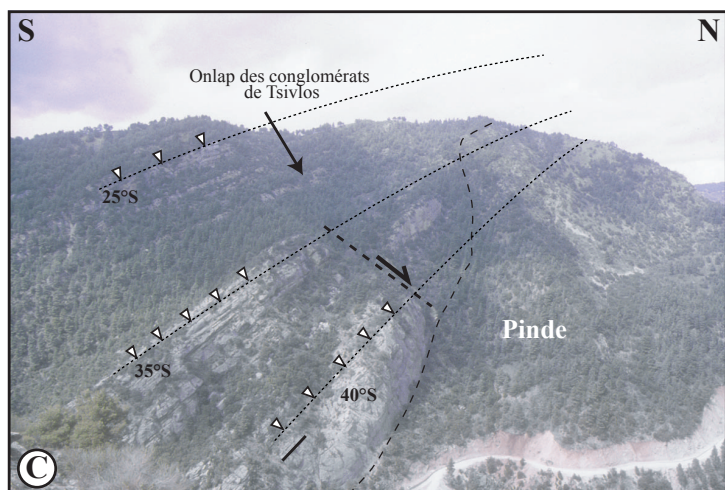
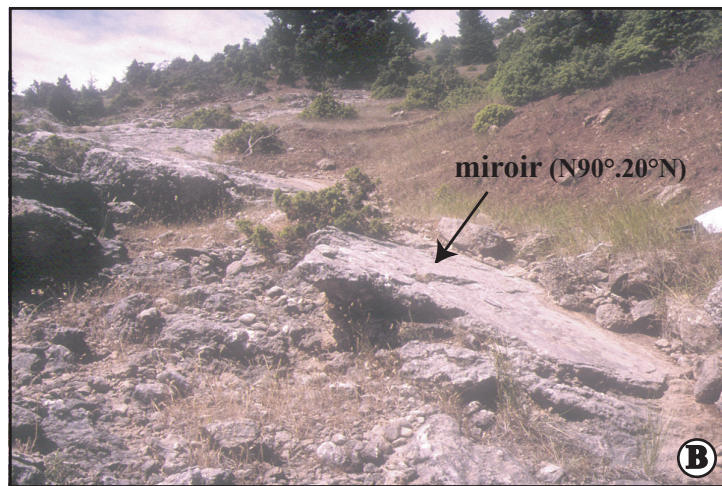


Fig.III-29. A: Vue sur le flanc nord du Gerakari. Le versant correspond à la faille de Valimi. B: Miroir de la faille de Valimi à faible pendage nord. C: Vue sur la rive gauche du Krathis à partir de la route Valimi-Tzivlos. La base de la série des conglomérats de Tzivlos repose en onlap sur les calcaires du Pinde. La géométrie en éventail indique une sédimentation syntectonique. Des petites failles secondaires synthétiques peuvent localement accommoder la déformation. D: Vue sur la rive droite du Krathis. Au premier plan, on observe l'onlap des conglomérats de Tzivlos sur les calcaires du Pinde du massif du Gerakari. Au nord, le massif est recoupé par la faille de Valimi (F) à faible pendage vers le nord. En arrière plan, la zone claire correspond au départ du glissement de terrain de 1912. E: Vue vers l'ouest sur la série de Valimi. Les variations de pendage forment un éventail indiquant une sédimentation syntectonique. A la base de la série, les pendages peuvent atteindre 45°S et diminuent jusqu'au sommet du Prioni, où les faciès regressifs sommitaux sont subhorizontaux. F: Vue vers l'est sur le glissement de terrain de Tzivlos (1912). F: faille de Tzivlos.

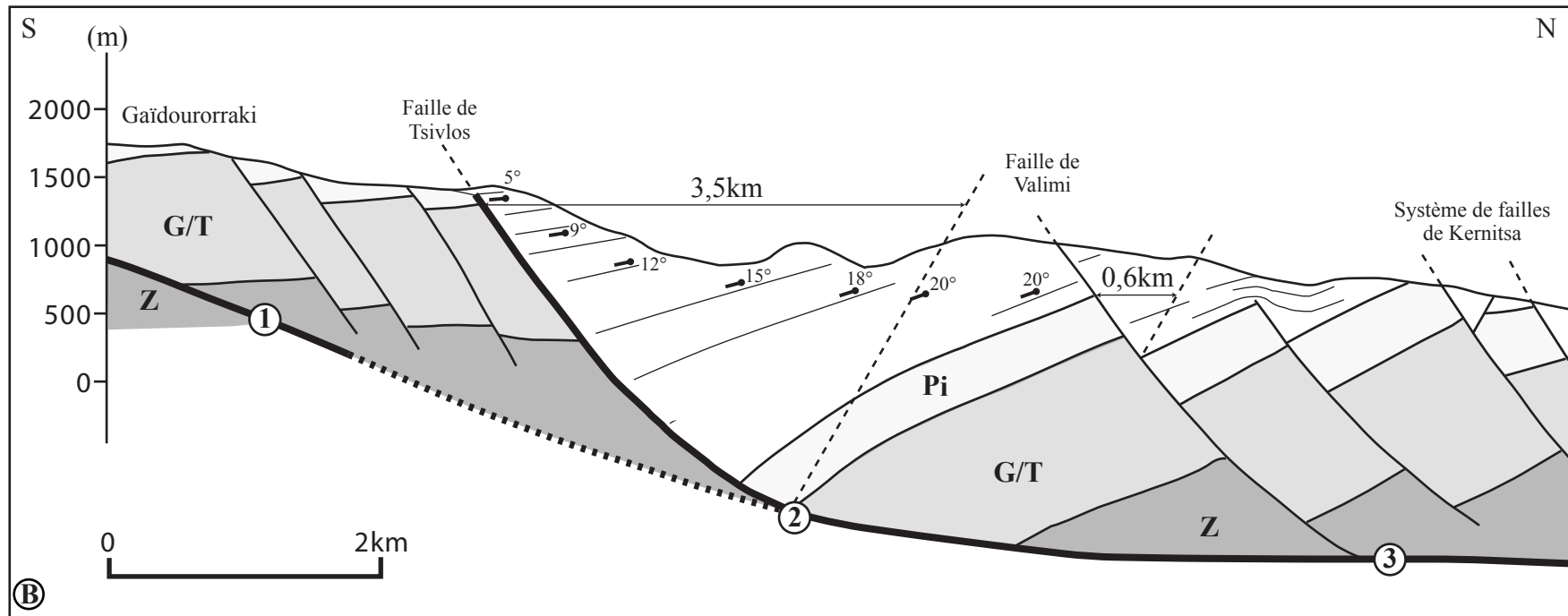
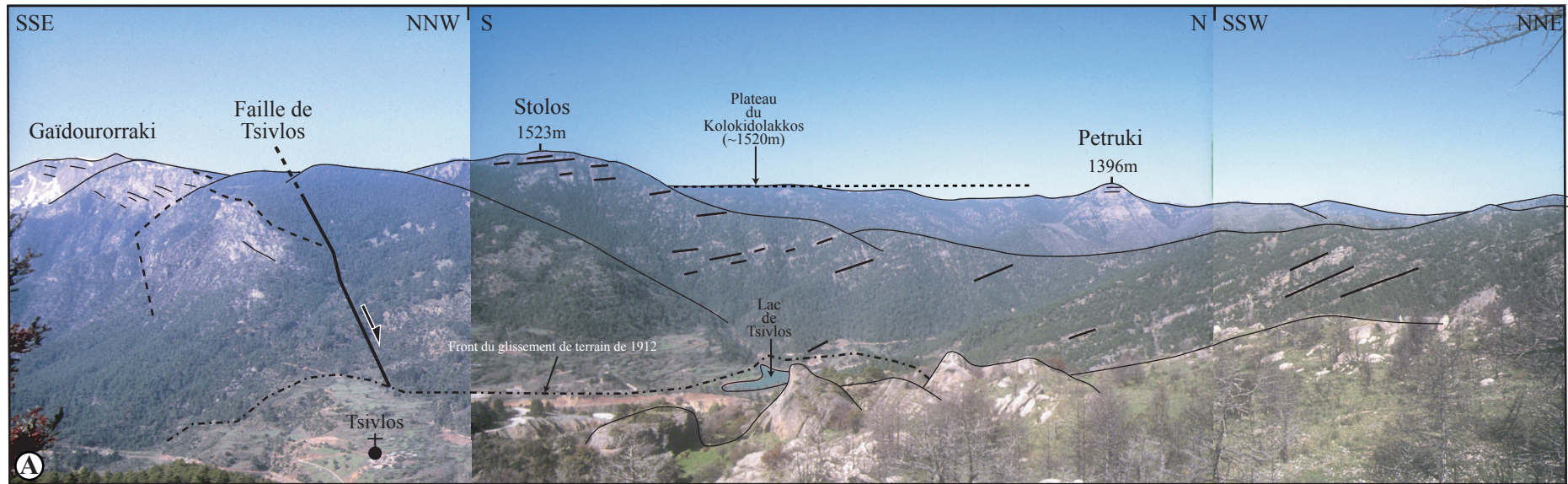


Fig. III-30. A: Panorama sur la faille de Tzivlos et la série du bassin de Tzivlos. Le remplissage divergent en rollover indique une sédimentation syntectonique sur faille listrique. Le sommet de la série scelle la faille de Tzivlos et forme une surface culminant vers 1500m d'altitude. **B:** Reconstruction de la géométrie des failles de Tzivlos et de Valimi en profondeur à partir du modèle de déformation par cisaillement simple à 60° et rapports avec le prolongement de la faille du Chelmos. 1: Géométrie déterminée à partir de l'anticlinal du Gaïdourraki. 2: Géométrie déterminée à partir du remplissage du bassin de Tzivlos. 3: Géométrie déterminée à partir de la culmination du Pinde dans le mur de la faille de Kernitsa.

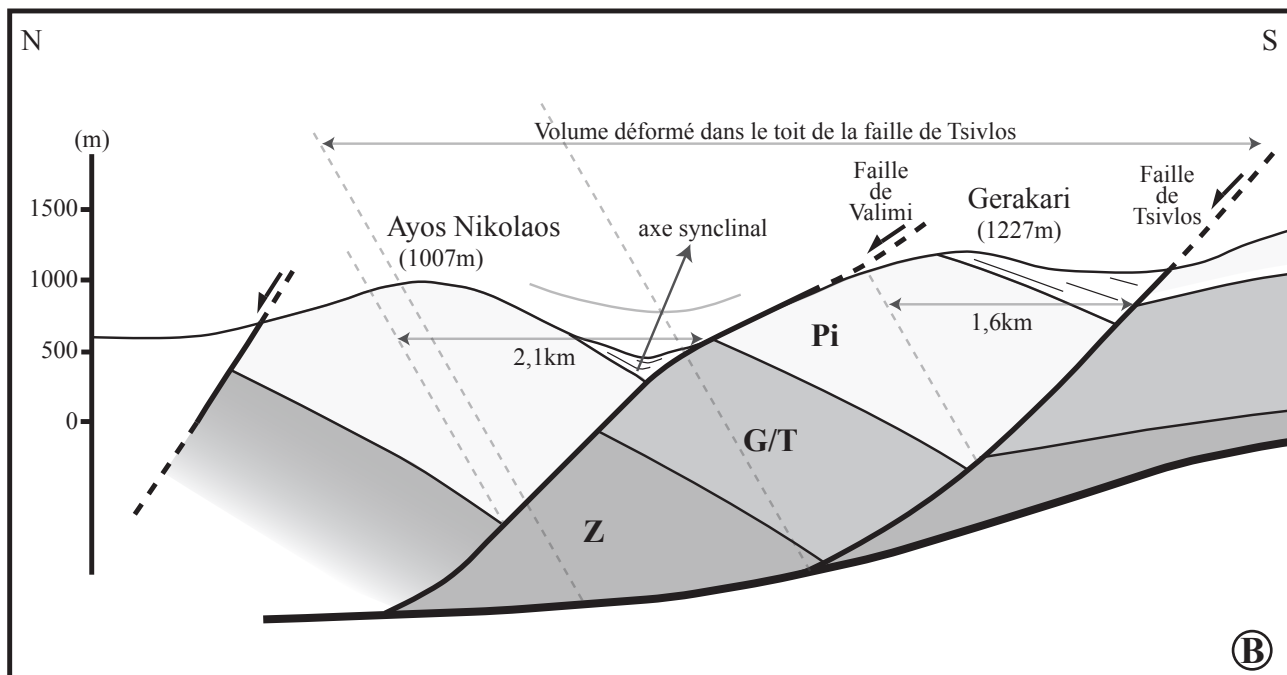
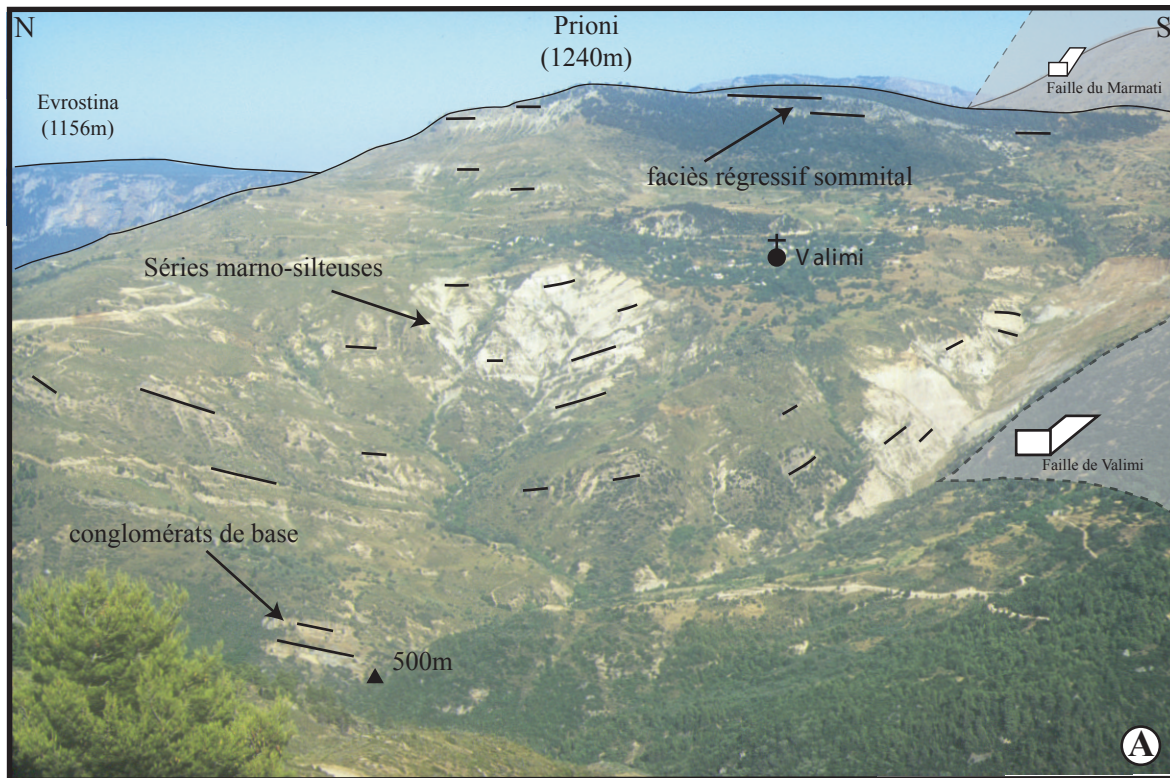


Fig.III-31. A: Panorama vers l'est sur la faille et le bassin de Valimi montrant la forme synclinale. En montant dans la série, les pentages diminuent progressivement jusqu'aux niveaux régressifs du Prioni (1240m). Au second plan on devine la faille du Marmati et en arrière plan le delta perché de l'Evrostina (1156m) dont l'âge serait proche de celui du Prioni. **B:** Coupe S-N en rive droite de la vallée du Krathis. Probable géométrie de la faille de Valimi en profondeur. Synchrones de la faille de Tzivlos, la faille de Valimi est déformée dans le bloc supérieur de la faille de Tzivlos. La géométrie en palier-rampe-palier acquise entraîne la formation d'un synclinal sur rampe dans le bloc supérieur de la faille de Valimi.

Xerovouna et qui s'enracine rapidement sur la rampe basale de la faille du Chelmos et entraînant en surface la formation d'un roll-over de courte longueur d'onde.

En se basant sur le travail de Sorel (2000), Westaway (2002) a proposé sa propre interprétation de la coupe de la vallée du Krathis en réfutant la majorité des arguments qui permettaient de contraindre l'existence d'une grande faille listrique constituant la bordure sud du golfe de Corinthe :

1/ Selon cet auteur, la faille à faible pendage décrite dans la vallée du Krathis est conjecturale car elle se situe en profondeur et est donc inaccessible à l'observation. Cependant (§ 3.2.1) cet accident affleure et est cartographié et il se poursuit latéralement sur plusieurs dizaines de kilomètres.

2/ Westaway (2002) considère l'émergence de la faille du Chelmos comme la partie à faible pendage de la faille listrique. En débasculant l'ensemble de la structure, il montre que cette faille avait initialement un pendage de 45-50°N, et qu'elle ne pouvait alors pas être considérée par là même comme une faille à faible pendage. Ce raisonnement ne prend pas en compte le pendage de la faille au fond de la vallée du Krathis qui n'est que de 10°N (§ 3.2.1.1) et qui implique un pendage initial de seulement 30-35°N.

3/ En ce qui concerne la faille de Tsivlos, Westaway considère que la géométrie en roll-over et en éventail de la série du de Tsivlos n'implique pas obligatoirement l'existence d'une faille listrique. Cette affirmation s'oppose aux résultats des études démontrant les relations directes entre géométrie de la faille et géométrie du bloc supérieur (Gibbs, 1983 ; McClay et Ellis, 1987). Malgré la géométrie du bassin de Tsivlos précédemment décrite, Westaway propose que la faille de Tsivlos soit une faille plane dont le pendage de 45-50° reste régulier en profondeur. Ses résultats, qu'il considère lui-même conjecturaux, impliqueraient que la faille de Tsivlos recoupe la faille du Chelmos.

Faille de Valimi. La **figure III-30B** montre la reconstruction en profondeur de la faille de Valimi se branchant de manière simple, par analogie à la faille de Tsivlos, sur le prolongement vers le nord de la rampe basale de la faille du Chelmos. En rive droite du Krathis la faille de Valimi présente un pendage très faible (20-25°N) et forme le versant du Gerakari. Ce pendage est beaucoup plus faible que celui des failles normales observées sur la bordure nord du Péloponnèse (40-50°N). Par contre vers l'est, la faille du Marmati, qui prolonge la faille de Valimi a un pendage plus fort (40-50°N). En rive gauche du Krathis, le pendage de la faille de Valimi devient également plus fort. Le pendage de la faille augmente avec sa distance à la faille de Tsivlos : à la longitude du Gerakari, la faille de Valimi est proche de la faille de Tsivlos, et déformée dans son toit à proximité du passage rampe/rampe à faible pendage. En profondeur, la partie de la faille qui n'a pas été basculée devrait avoir un pendage plus fort de 40-50°N (**Fig.III-31B**). Vers l'ouest, la faille de Valimi est loin du passage rampe-palier et n'aurait pas subi cette déformation (**Fig.III-30B**). De la même manière, la faille du Marmati se situe à l'est de la terminaison de la faille de Tsivlos et n'a donc pas pu subir cette déformation.

La faille de Valimi a pu avoir initialement un pendage de 45-50°N et avoir été basculée dans le toit de la faille active de Tsivlos. Ceci implique que la faille de Valimi a pu être en partie synchrone de la faille de Tsivlos. De plus, son basculement confirmerait le caractère listrique de la faille de Tsivlos.

A l'approche de la faille de Valimi, la série présente une géométrie particulière qui confirmerait la déformation de la faille dans le toit de la faille de Tsivlos : contrairement à la série de Tsivlos qui présente des pendages systématiquement vers la faille, la série de Valimi présente une géométrie en synclinal entre les massifs du Gerakari et de l'Ayios Nikolaos (**Fig.III-28 et 31A**). Vers l'ouest, le synclinal disparaît progressivement. Vers l'est, au nord de la faille du Marmati, le synclinal disparaît également, la série présentant des pendages systématiquement vers le sud. L'extension de ce synclinal de bassin est donc géographiquement limitée entre le massif du Prioni et la disparition de la faille de Valimi dans les conglomérats du bassin de Tsivlos en rive droite du Ladopotamos. Ce synclinal se corrèle donc au secteur où la faille de Valimi est à faible pendage vers le nord (**Fig.III-31B**). Gibbs (1984) et McClay et Ellis (1987) ont décrit la formation d'un synclinal sur rampe dans le cas d'une faille listrique à double rampe-palier (§ 2). Selon ces modèles, la formation du synclinal du bassin de Valimi peut s'expliquer de la manière suivante : la déformation de la faille de Valimi dans le toit de la faille de Tsivlos entraîne la formation d'une faille complexe à double rampe-palier. La série syntectonique du bassin de Valimi est alors déformée en synclinal lors du passage rampe-rampe à faible pendage.

Cette géométrie suggère qu'une fois la faille de Valimi déformée dans le bloc supérieur de la faille de Tsivlos, elle continue à jouer suffisamment longtemps pour permettre le dépôt de la partie supérieure de la série de Valimi et sa déformation en synclinal.

3.3.1.2. Les failles de Kernitsa, Voutsimo et Akrata

Ces failles appartiennent au système des failles de Pyrgaki-Mamoussia-Kernitsa-Akrata. Il s'agit du troisième grand système de failles cartographié (**planche 1**).

3.3.1.2.1. La faille de Kernitsa et son relais vers la faille d'Akrata (faille de Voutsimo)

A la longitude du village de Kernitsa, la série du bassin de Tsivlos-Valimi reposant sur les calcaires du Pinde est recoupée par la faille de Kernitsa (**Fig.III-28**). Il s'agit d'une faille normale pluri-kilométrique orientée N110° qui rejoint à l'ouest le segment de la faille de Mamoussia. Morphologiquement, la faille de Kernitsa ne présente pas d'escarpement récent. Sa mise à l'affleurement se fait à la faveur de l'érosion différentielle qui remobilise principalement les séries détritiques peu ou pas indurées du bloc supérieur (exhumation). Dans la vallée du Ladopotamos, la faille de Kernitsa est double : un premier segment limite au sud les calcaires crétacé du Pinde des niveaux conglomératiques de base de la série du bassin de Tsivlos-Valimi. Le second segment situé au nord est le segment principal qui borde le bassin d'Akrata-

Mamoussia. Dans le bloc inférieur, au fond de la vallée du Ladopotamos, on retrouve les formations dolomitiques de la série du Gavrovo-Tripolitsa, surmontées par la série du Pinde. Cet affleurement permet de bien caler la partie septentrionale de la coupe de la vallée du Krathis.

Vers l'est, la faille est relayée par la faille d'Akrata située 5km plus au nord. Ce relais de failles, affleurant dans la vallée du Krathis (**Fig.III-28**), est formé par un ensemble de failles normales synthétiques et antithétiques (**Fig.III-32A**) orientées N70° dont la principale, la faille de Voutsimo, limite le versant nord du massif de l'Ayios Nikolaos.

3.3.1.2.2. Le bassin d'Akrata-Mamoussia

La formation d'Akrata-Mamoussia

Ce grand ensemble sédimentaire caractéristique s'étend de la ville d'Akrata à l'est jusqu'à la vallée du Kérinitis à l'ouest (Ori, 1989). Près de Platanos, on le voit reposer directement sur les calcaires du Pinde dont la surface ante-rift est basculée vers le sud. Il est constitué d'objets sédimentaires à faciès grossiers (conglomérats et sables) qui présentent une accumulation de niveaux sub-horizontaux au sud qui se raccordent à des niveaux présentant une pente sédimentaire de 15-25° vers le nord (**Fig.III-32 et 32C**). La surface de ces objets sédimentaires porte généralement un épais sol d'altérites rouges témoins d'importants phénomènes d'altération et de karstification postérieurement à leur émergence.

De tels objets, typiques d'une sédimentation deltaïque, ont initialement été décrits par Gilbert (1885). Ils sont caractérisés par une surface plane (topset) correspondant à la zone d'agitation de l'eau et alimentant un front progradant dont la pente sédimentaire est de 15-25° (foresets). Dans des cas favorables, les foresets se raccordent plus loin dans le bassin à des niveaux faiblement inclinés (bottomsets) qui passent progressivement aux faciès distaux du centre du bassin ; on parle dans ce cas de « deltas type-Gilbert ».

Les deltas de la formation d'Akrata-Mamoussia ont fait l'objet de nombreuses études (Dart *et al.*, 1994 ; Poulimenos *et al.*, 1993 ; Seger et Alexander, 1993).

Peu épaisse dans la basse vallée du Krathis, la formation d'Akrata s'épaissit vers l'ouest entre les vallées du Ladopotamos et du Vouraïkos (**Fig.III-32D**), en relation avec une augmentation des rejets sur la faille. Les foresets sont formés par une alternance de niveaux de sables et de conglomérats peu indurés d'origine continentale (environnement lacustre). Cependant on peut noter l'**intercalation d'un niveau marin** (Keraudren *et al.*, 1995). Ce niveau démontre la mise en place du delta au niveau de la mer. Vita-Finzi (1993) a effectué une datation U/Th de fragments de coquilles contenus dans ce niveau et propose un âge de 386ka (+56, -38ka). Normalement déposée durant un haut niveau marin, cette intercalation marine peut correspondre au stade isotopique 11 (~400ka) ou au stade 9 (~330ka).

Au nord de la faille de Voutsimo, les premiers conglomérats de la formation reposent directement en **discordance** et par l'intermédiaire d'une surface de ravinement sous-aquatique (**Fig.III-32E**) sur des

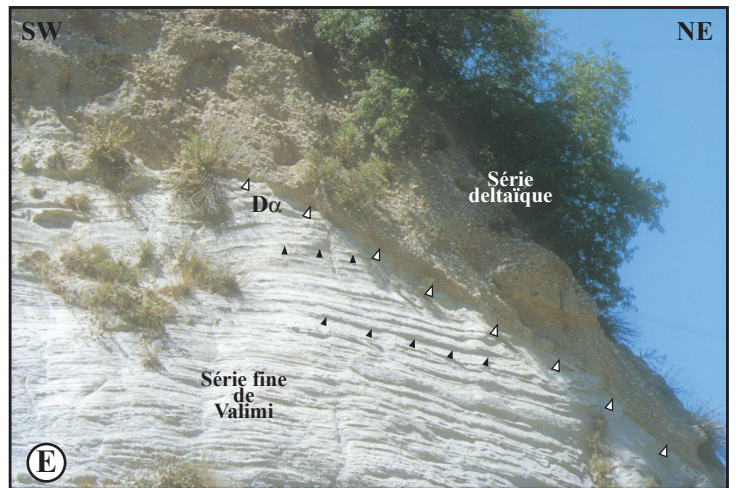
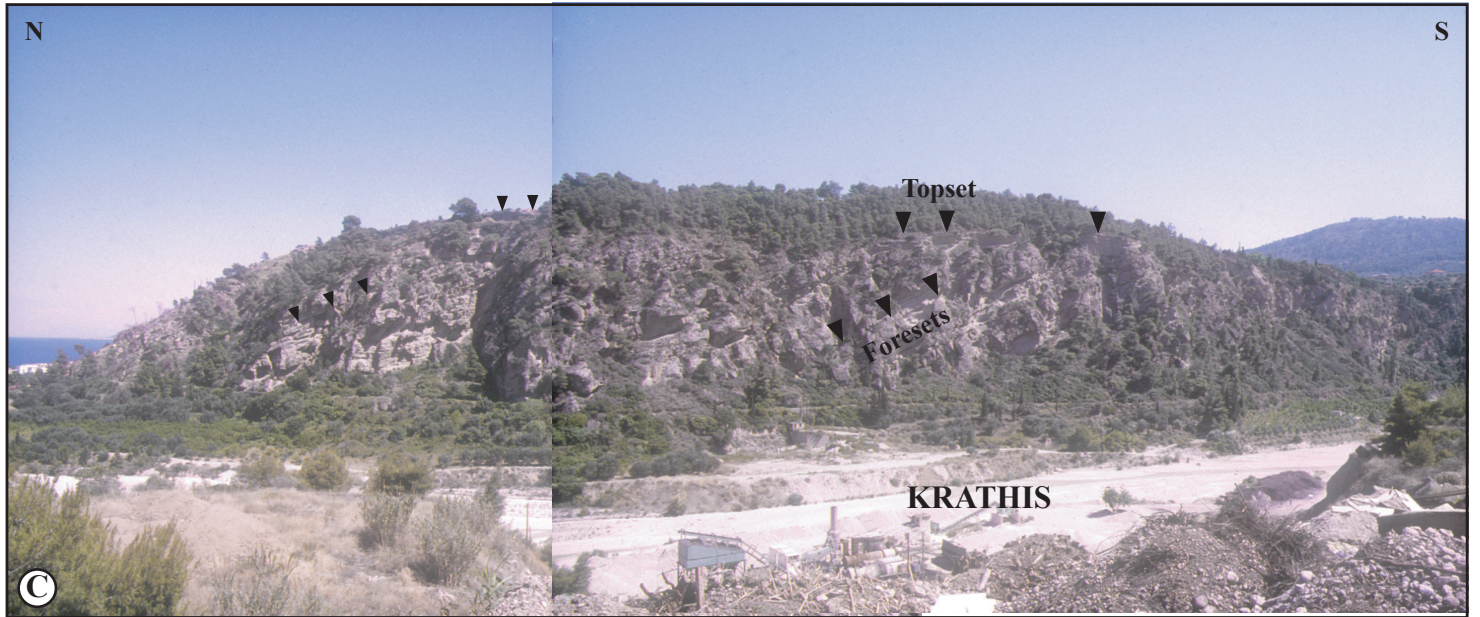
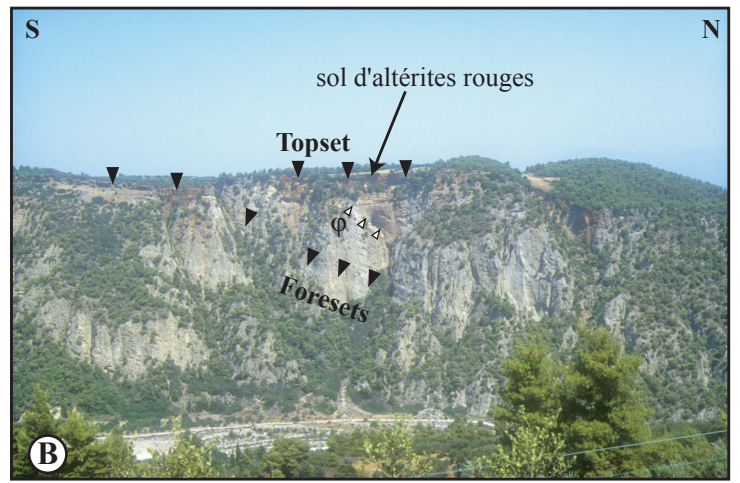
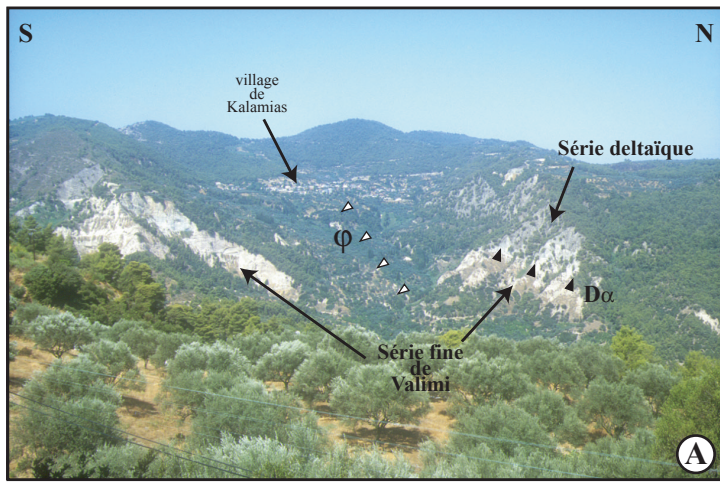


Fig.III-32 A: Vue vers l'ouest sur la rive gauche de la vallée du Krathis et le village de Kalamias. La série fine de Valimi est recoupée par une faille normale à rejet hectométrique (ϕ). Les séries grossières de la formation d'Akrata reposent en discordance sur cette série ($D\alpha$). B: Vue vers l'ouest sur la rive gauche de la vallée du Krathis à partir de la route Akrata-Valimi. Géométrie en topset-foresets et présence d'une faille de croissance listrique synsédimentaire contrôlant une géométrie de dépôt en rollover et en éventail et ne recoupant pas la surface du topset. C: Vue vers l'est sur la rive droite du Krathis, 2km au sud de la ville d'Akrata. Géométrie en topset-foresets de la formation d'Akrata. D: Vue vers le nord à partir de la route Kernitsa-Kalavryta, 3km à l'W de Kernitsa. Au premier plan, on aperçoit les calcaires du Pinde situés dans le bloc inférieur de la faille de Kernitsa. Au deuxième plan, arrière du prolongement occidental de la formation d'Akrata située dans le bloc supérieur de la faille de Kernitsa. E: Entre Voutsimo et Kalamias, discordance ($D\alpha$) des séries grossières de la formation d'Akrata sur les séries fines de la série de Valimi.

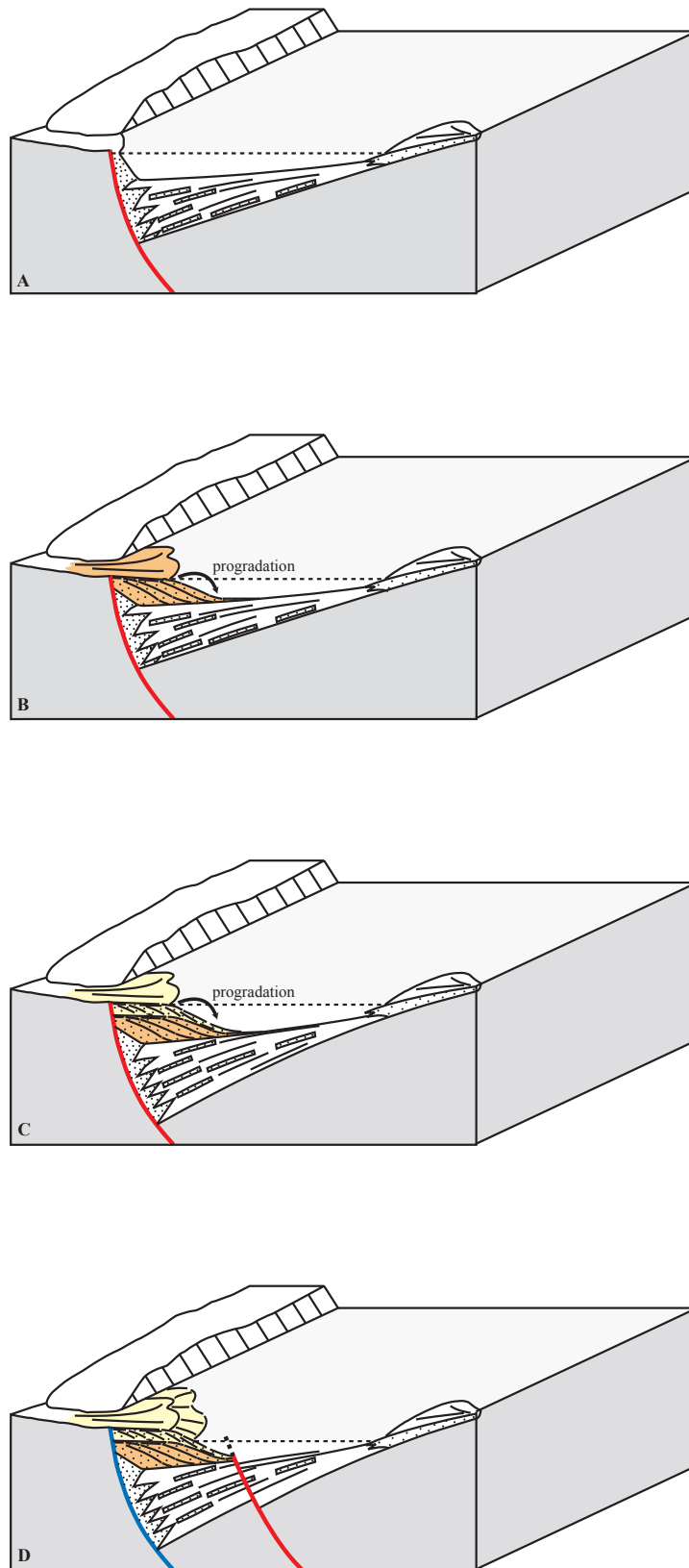


Fig.III-33. La formation des deltas et leurs rapports avec la tectonique. Modifié d'après Leeder et Gawthorpe (1987). **A:** Subsidence tectonique. Dans l'arrière-pays l'érosion est faible (important couvert végétal?). Les apports sédimentaires sont réduits et les faciès sont peu grossiers. **B:** Les conditions climatiques entraînent une érosion importante de l'arrière-pays et le transport d'un matériel grossier qui va former les deltas. Quand les apports sédimentaires sont plus importants que la subsidence tectonique, on observe une séquence progradante. **C:** l'activité de la faille entraîne une subsidence tectonique. L'espace est comblé par une seconde séquence progradante qui s'empile sur la première. **D:** Formation d'une faille plus au nord. La première faille devient inactive ou faiblement active (la subsidence ne compense pas la surrection). On observe une régression progressive: le delta émerge et la ligne de rivage migre vers le nord.

formations lacustres fines (granulométrie d'un silt) blanches et roses. Ces niveaux évoquent la série lacustre du bassin de Valimi. ***La faille de Voutsimo, comme la faille de Kernitsa, est postérieure au dépôt de la série fine de Valimi.*** Par contre vers l'ouest, la formation d'Akrata repose sur des formations fines et argileuses affleurant à la faveur de l'érosion fluviale dans la dépression du village d'Ano Diakopto. Ces séries ne sont pas comparables en terme de faciès à la série de Valimi et semblent donc intermédiaires entre cette dernière et la mise en place des deltas. Le dépôt de cette série distale pourrait être associé au jeu de la faille de Kernitsa. Mais en l'absence de données plus précises, il pourrait aussi s'agir d'une série associée aux anciennes failles situées plus au sud. La présence d'une série distale fine sous la formation d'Akrata à la longitude du village de Kernitsa et l'absence de cette même série à la longitude du village de Voutsimo sont en faveur d'une augmentation des rejets d'est en ouest.

La signification des deltas type-Gilbert et leur relation avec la tectonique

La progradation de ces deltas, leur émergence et la migration progressive de la ligne de rivage vers le bassin reflètent un déséquilibre entre l'apport sédimentaire et la subsidence du bassin (Nemec, 1990).

Le passage de faciès fins distaux à des faciès grossiers reflète un changement de la dynamique sédimentaire (**Fig.III-33A et 33B**). La formation des deltas à l'embouchure des rivières importantes suggère une érosion importante de l'arrière-pays et des rivières puissantes pour transporter le matériel érodé (**Fig.III-33B**). Ces conditions sont généralement réalisées en période froide et humide (Dufaure, 1975).

Dart *et al.* (1994) ont proposé que l'architecture interne des deltas, formée d'une accumulation de topsets et de foresets, pouvait être un bon indicateur de l'histoire des failles qui ont contrôlé leur subsidence si la signature tectonique pouvait être séparée des autres mécanismes tels que les changements climatiques. Les deltas se sont formés dans le toit des failles normales et forment des ensembles sédimentaires épais dont l'architecture interne est dominée par un empilement vertical (**Fig.III-33C**). Ceci implique une subsidence tectonique importante du toit de la faille (Dart *et al.*, 1994). Cependant ces ensembles sédimentaires se sont formés durant des périodes qui ont connu d'importantes fluctuations climatiques qui entraînent des variations eustatiques rapides et qui influent aussi probablement sur la quantité des apports sédimentaires.

Les surfaces des deltas se trouvent aujourd'hui perchées jusqu'à 1000m d'altitude. Les variations eustatiques ne pouvant expliquer une telle altitude, seule une surrection des deltas est envisagée.

Si la formation d'Akrata-Mamoussia est émergée, ceci implique que la subsidence des failles ayant contrôlé leur empilement est nulle ou faible et compensée par des mécanismes de surrection importants. La subsidence doit donc être réalisée sur un autre système faillé (**Fig.III-33D**). Comme au sud les systèmes sont antérieurs, ceci implique que la subsidence se fait sur la faille d'Héliké. ***L'émergence des***

deltas est donc significative d'une subsidence nulle ou faible compensée par une surrection du mur des failles normales actives plus au nord. Seger et Alexander (1993) proposent également que l'abandon successif des deltas soit lié à la surrection du N-Péloponnèse et à la migration de l'activité des failles vers le nord.

Les surfaces mentionnées au sud de la faille de Kernitsa (Kolokidolakkos, Stolos ou Prioni) et qui viennent sceller les failles de Tzivlos et de Valimi (§ 3.3.1.1.2) pourraient avoir la même signification de surface d'émergence en relation avec l'apparition d'une faille plus au nord (faille de Kernitsa).

3.3.1.2.3. Reconstruction de la géométrie de la faille de Kernitsa en profondeur

Les deltas d'Akrata-Mamoussia correspondent à l'essentiel du bassin contrôlé par la faille de Kernitsa (et failles associées). Les données de terrain sont suffisantes pour contraindre la géométrie des dépôts distaux sous-jacents et donc pour contraindre la géométrie de la faille en profondeur.

3.3.1.3. Les failles actives de la côte (faille d'Héliké)

Si la faille de Kernitsa-Akrata est inactive, ainsi que l'ensemble des failles situées au sud de ce système (failles de Valimi, Tzivlos et du Chelmos), alors la déformation active du rift de Corinthe doit être accommodée sur des structures situées plus au nord.

Au nord, la formation d'Akrata-Mamoussia est recoupée par la faille active d'Héliké (**Fig.III-28**). Les données fournies par les profils sismiques montrent que les failles actives sont listriques (Brooks et Ferentinos, 1984 ; Clément, 2000 ; **Fig.I-17**). Le remplissage sédimentaire associé est divergent (graben asymétrique), en accord avec la listricité des failles (§ 1.4.3.2). L'épaisseur des dépôts dépasse 2km (Clément, 2000).

La détermination de la géométrie précise de la faille d'Héliké n'est pas évidente car les données de sismiques ne correspondent pas exactement au secteur géographique de la coupe. Cependant les données de Clément (2000) ne sont pas très éloignées géographiquement et je les utilise pour construire la coupe au nord de la rive sud du golfe.

La faille d'Héliké est une faille listrique qui s'enracine à environ 3000m de profondeur sur une rampe à faible pendage vers le nord. La série fait approximativement 1500m d'épaisseur (**Fig.III-34**).

3.3.1.4. Coupe synthétique de la vallée du Krathis

Cette coupe (**Fig.III-34**) synthétise l'ensemble des données de surface et interprétations en profondeur décrites ci-dessus (§ 3.2.1 et 3.3.1). Au sud, la faille listrique du Chelmos a un pendage de 30-35°N à l'émergence et s'aplatit dans la vallée du Krathis. Sous le massif du Gaïdourraki, sa rampe basale s'approfondit et entraîne la formation d'un anticlinal sur rampe. Au nord, la faille listrique de Tzivlos

recoupe les calcaires du massif du Gaïdourraki. Elle s'enracine à environ -800m dans le prolongement de la rampe basale à faible pendage de la faille du Chelmos. La faille listrique de Valimi s'enracine sur le détachement à environ -800m également. A ce stade, la marge sud du golfe de Corinthe semble être définie par un accident à pendage faible vers le nord et un ensemble de blocs basculés limités par des failles normales listriques (failles du Xerovouni, de Tsivlos et de Valimi) qui s'enracinent sur cet accident. Ce dernier est continu sur environ 12-13km jusque sous le massif de l'Ayos Nikolaos. Vers le nord, les séries du bassin de Tsivlos sont recoupées par le système des failles de Kernitsa-Voutsimo-Akrata. La géométrie des objets sédimentaires (deltas) associés à ce système ne permet pas de les utiliser pour contraindre la géométrie en profondeur. Par contre au nord, les données sismologiques et les profils sismiques permettent de contraindre cette géométrie (**Fig.III-35**): la faille listrique active d'Héliké s'enracine en profondeur sur une rampe à faible pendage dont le prolongement vers le nord selon un pendage de 30-35°N se confond avec l'alignement de la microsismicité que Rigo *et al.* (1996) interprètent comme une faille de détachement. Les mécanismes au foyer des séismes d'Aigion et de Galaxidi se trouvent également dans ce prolongement.

Il y a un manque d'informations sur la géométrie en profondeur du système des failles de Kernitsa. Cependant l'ensemble des données de terrain semble montrer une évolution continue du rift. Il n'existe pas d'argument en faveur d'une évolution discontinue de la structure. Dans cette perspective, l'accident à faible pendage, continu, observé en amont de la vallée du Krathis, et s'approfondissant progressivement jusque sous le massif de l'Ayos Nikolaos, se poursuit probablement dans la rampe à faible pendage des failles actives et dans la faille à faible pendage vers le nord (détachement selon Rigo *et al.* (1996)) mise en évidence par la sismicité et la microsismicité. L'évolution de la marge sud du golfe de Corinthe serait donc contrôlée par un accident majeur unique sur lequel viennent se brancher un ensemble de failles secondaires. Ces failles ne seraient que l'expression en surface du glissement sur le grand accident à faible pendage vers le nord.

L'extension horizontale cumulée sur cette coupe est d'environ 15km.

Par analogie aux mécanismes d'exhumation des "metamorphic core complexes" par l'intermédiaire de grands accidents soustractifs ductiles à faible pendage, nous nommons "détachement" l'accident majeur qui semble contrôler l'évolution de la marge sud du golfe de Corinthe.

Dans la suite de ce mémoire j'utiliserai désormais ce terme pour parler du prolongement de la rampe basale à faible pendage du système bordier méridional et je parlerai d'émergence du détachement pour qualifier les failles de l'Erymanthe, du Chelmos et du Ziria.

Vallée du Krathis

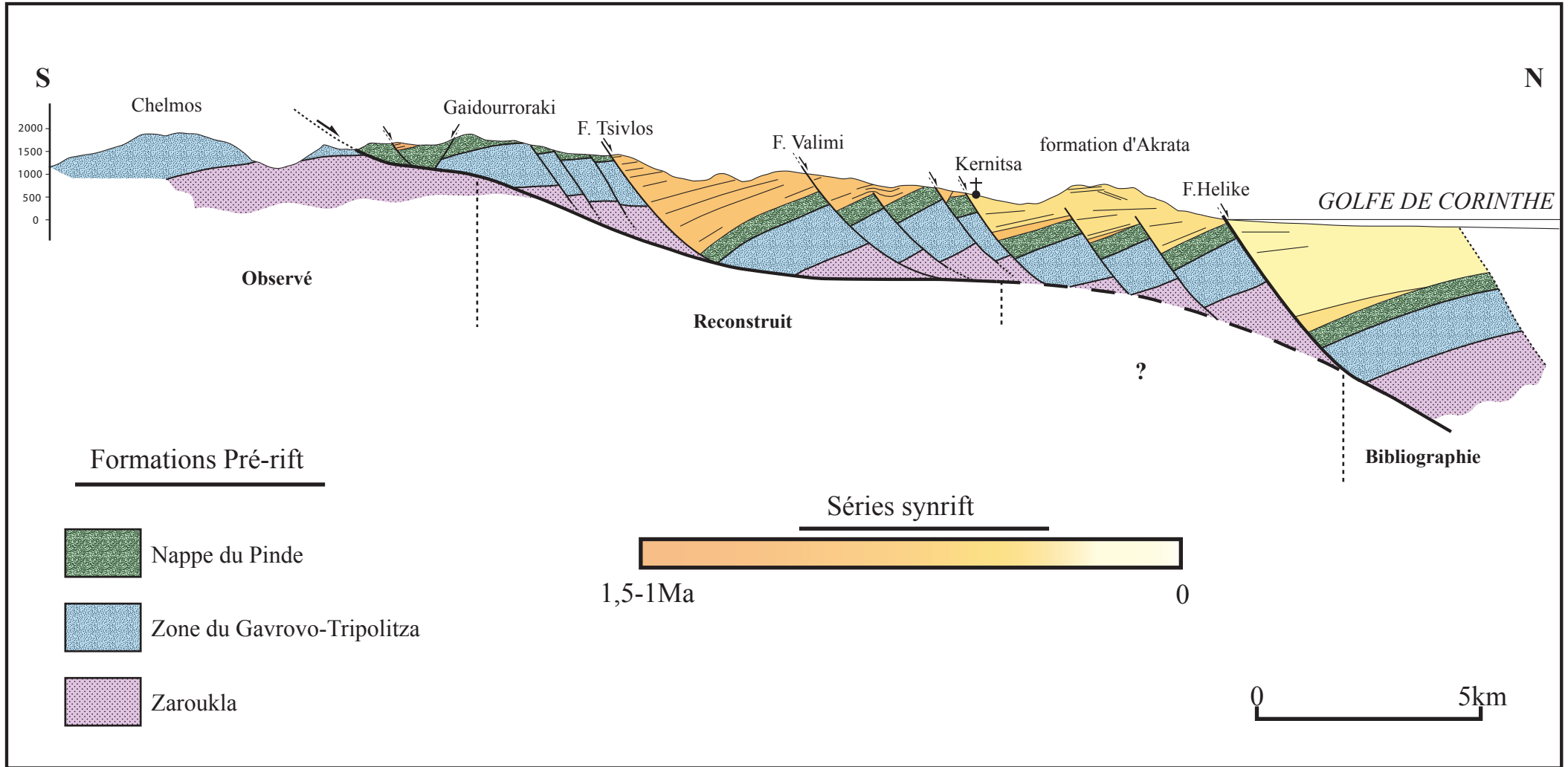


Fig.III-34. Coupe synthétique de la vallée du Krathis.

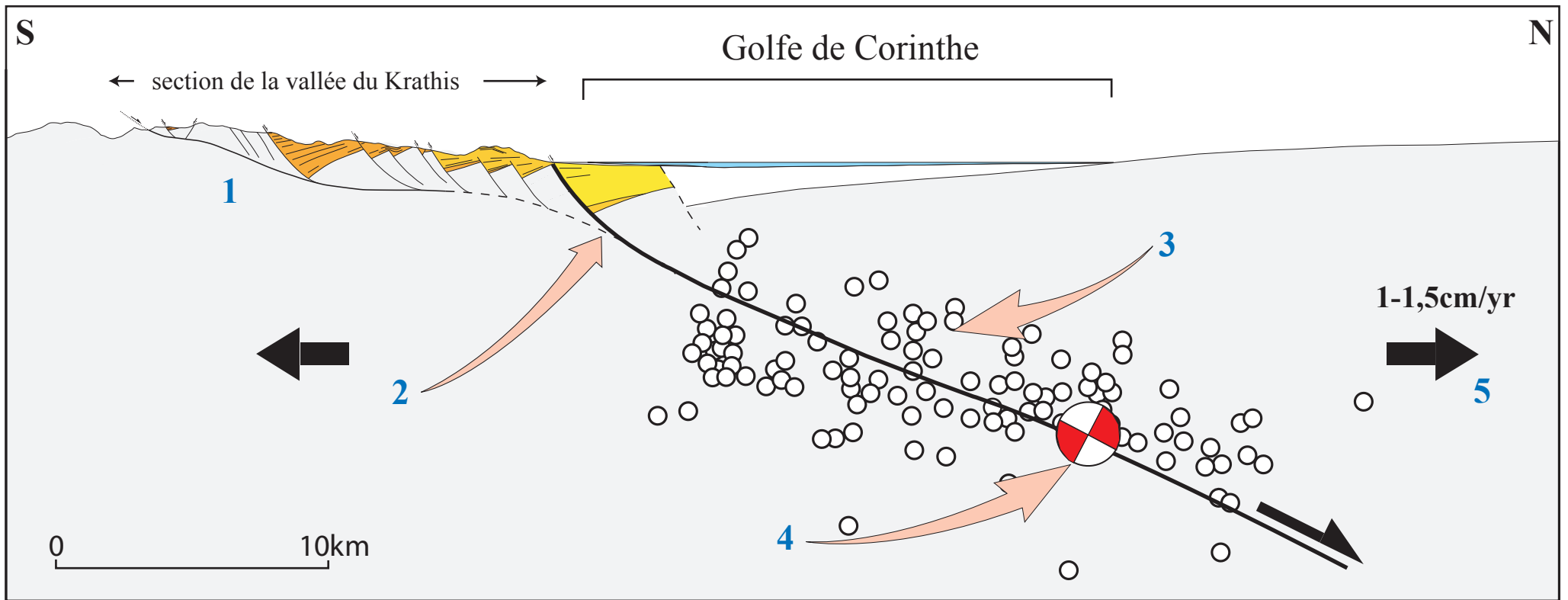


Fig.III-35. Relations entre le détachement décrit à terre lors de cette étude (1) et la structure sous le golfe de Corinthe. 2: Géométrie des failles actives d'après Clément (2000). 3: La microsismicité sous le golfe de Corinthe définit un plan à faible pendage vers le nord (Rigo *et al.*, 1996; Rietbrock *et al.*, 1996). 4: Les mécanismes au foyer des séismes d'Aegion (Bernard *et al.*, 1997) et de Galaxidi (Hatzfeld *et al.*, 1996) indiquent un plan nodal à faible pendage vers le nord. 5: Vitesse d'ouverture du golfe (Clarke *et al.*, 1998).

3.3.2. Coupe de la vallée du Vouraïkos

Cette coupe S-N part du massif du Vélia, passe par la faille de Doumena, le Micro-Chelmos, la faille de Mamoussia et la faille d'Héliké ainsi qu'à travers les bassins associés (**Fig.III-36 pour localisation**).

3.3.2.1. Les failles de Kerpini et de Doumena

Ces failles appartiennent au système des failles de Kerpini-Doumena-Tsivlos-Valimi-Marmati.

3.3.2.1.1. La faille de Kerpini

Située au nord de l'émergence de la faille du Chelmos (**Fig.III-36**), cette faille, orientée N100°, a un pendage en surface d'environ 50°. Elle marque le passage à une zone où le réseau de drainage est fortement encaissé. Dans la vallée du Vouraïkos, elle limite les calcaires du Pinde au sud (**Fig.III-37A**), d'une série conglomératique fluviale. Au sud du village de Kerpini, la faille recoupe les conglomérats du bassin de Kalavryta puis se divise en plusieurs courts segments et se termine contre les massifs du Skepasto et du Bardos qu'elle ne traverse pas (**Fig.III-36**). Les mesures de microtectonique effectuées sur la faille de Kerpini indiquent une extension approximativement N/S, compatible avec la cinématique des failles à l'échelle régionale (Sébrier, 1977) et les données de géodésie (e.g. Clarke *et al.*, 1998).

3.3.2.1.2. Le bassin de Kerpini : faciès et géométrie du remplissage

En rive gauche du Vouraïkos, au NW de l'intersection de la route Kernitsa-Kalavryta avec la route menant au village de Kerpini, le flanc sud du Prophitis Ilias est constitué d'une épaisse série conglomératique qui se raccorde latéralement à la série du bassin de Tsivlos dont le sommet forme les plateaux du Kolokidolakkos. Les conglomérats et sables fluviaux du Prophitis Ilias (1525m) reposent en discordance sur les calcaires en plaquettes du Pinde qui forment le sommet du massif.

On observe un épaississement de la série en se rapprochant de la faille de Kerpini : cet *éventail* ou *remplissage divergent* témoigne d'une *sédimentation syntectonique*. Un même niveau conglomératique présente une augmentation progressive de son pendage vers le sud, vers la faille (**Fig.III-37B**), géométrie en demi-anticlinal caractéristique d'un *rollover*. La géométrie du remplissage est également marquée par l'*absence de toplaps* vers le nord, au dépend d'un empilement vertical de la série syntectonique (§ 2). En rive droite du Vouraïkos, les conglomérats de la base du Kolokidolakkos présente la même géométrie en rollover. Il y a donc continuité de la structure de part et d'autre de la vallée.

3.3.2.1.3. Reconstruction de la faille de Kerpini en profondeur

La présence d'un rollover dans le bloc supérieur de la faille de Kerpini implique que la faille devient *listrique* en profondeur. L'existence d'une composante verticale au mouvement du bloc supérieur (absence de toplaps) montre qu'elle doit être associée à une *rampe à pendage faible*.

Les données de surface pour reconstituer la géométrie de la faille en profondeur à partir du modèle de déformation par cisaillement simple à 60° (§ 2) sont (**Fig.III-37C**) :

- * le pendage de la faille en surface (45-50°N)
- * le cut-off du bloc inférieur
- * l'affleurement du Pinde dans le toit de la faille et la géométrie du remplissage permettent (par extrapolation de forme) de déterminer le cut-off du bloc supérieur
- * l'absence de toplaps

La reconstruction (**Fig.III-37D**) montre que la faille de Kerpini est une faille listrique à rampe à pendage faible en profondeur. Le passage de la rampe courbe à la rampe à pendage faible se fait à -500m. Cette rampe à pendage faible peut se corrélérer avec la rampe de la même inclinaison du détachement venant du sud (faille du Chelmos). Ceci suggère fortement que la faille de Kerpini se branche en profondeur sur le détachement qui est ici à une profondeur de -500m, formé par une rampe à pendage faible de 10° vers le nord. Cette profondeur est comparable à celle de l'enracinement de la faille de Tzivlos sur le détachement (-800m) (§ 3.3.1.1.3).

3.3.2.1.4. La faille de Doumena

Au nord de la faille de Kerpini, la faille de Doumena (**Fig.III-36 et 38**) détermine le versant nord du massif du Prophitis Ilias (1525m). Au sud du village de Doumena, une piste permet d'accéder au versant de faille. Il s'agit d'une faille normale recoupant les calcaires du Pinde. L'érosion a exhumé un impressionnant miroir que l'on peut observer sur environ 200m de large et 50-100m en hauteur (**Fig.III-38A et 38B**). Ce miroir porte de nombreuses cannelures et stries dont les mesures montrent une cinématique compatible avec une extension N/S.

Vers l'ouest, la faille de Doumena se prolonge au sud des villages de Plataniotissa et de Valta. On observe une diminution progressive des rejets et de l'épaisseur des séries associées. Comme pour la faille de Kerpini, la terminaison de la faille de Doumena est marquée par plusieurs courts segments non-reliés (**Fig.III-36**), comparable à une terminaison en queue de cheval.

Vers l'est du village de Doumena, la faille passe d'une direction approximativement E-W à une direction NW-SE. Plus au sud, au niveau du village de Zaklorou, ce segment oblique semble rejoindre le segment E-W la faille du monastère de Mégaspiléon. Les stries (ou cannelures) de cette faille montrent un jeu normal avec une forte composante décrochante senestre. Les stries mesurées (**Fig.III-38C et 38D**)

montrent que cette faille à un jeu compatible avec une extension approximativement N-S, ce qui est cohérent avec l'ensemble des résultats obtenus à l'échelle régionale (e.g. Sébrier, 1977).

3.3.2.1.5. Le bassin de Doumena

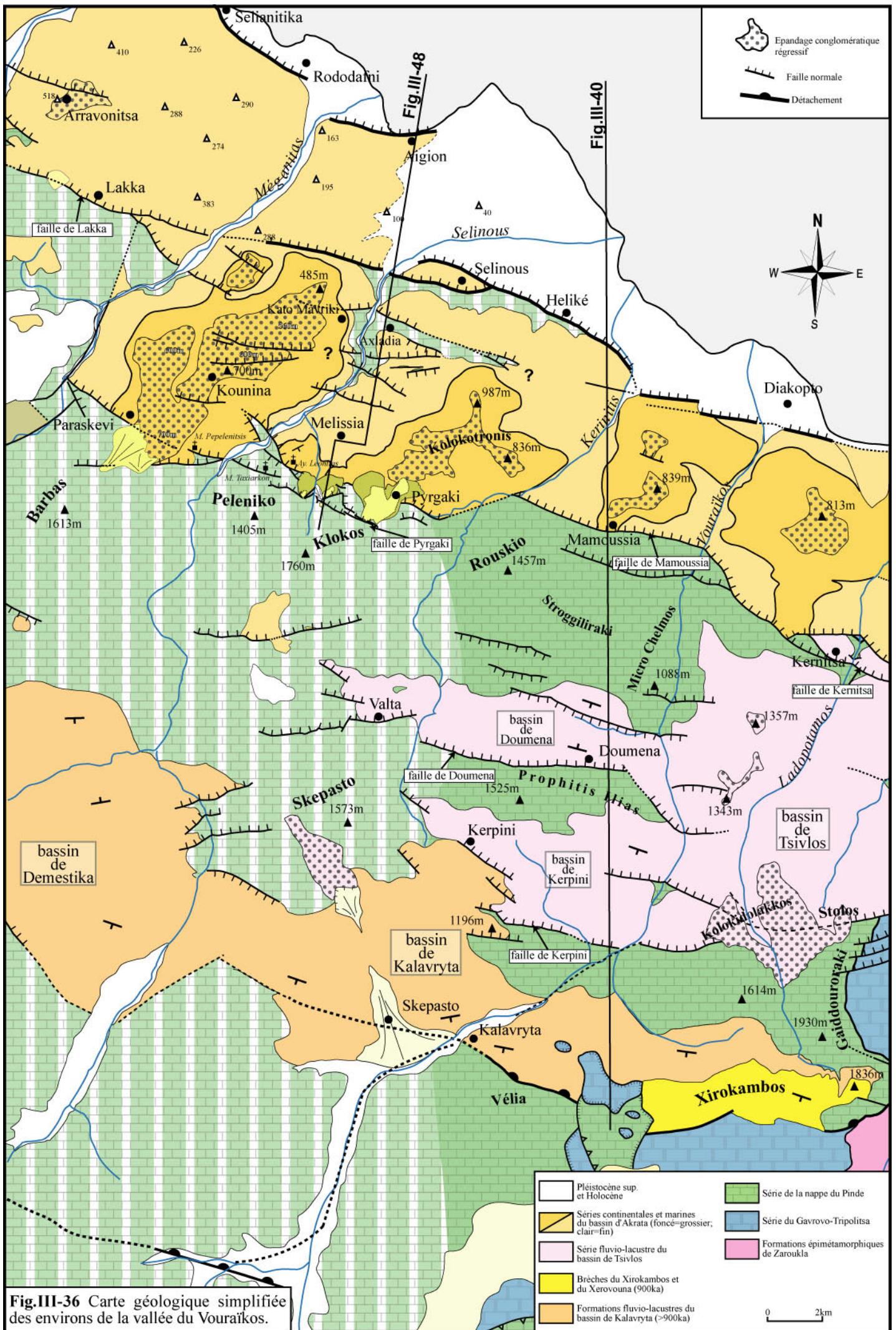
La faille de Doumena limite un petit bassin continental synrift large de 2,5km au maximum (**Fig.III-38E**). Au nord, la base de la série du bassin de Doumena repose en discordance sur les calcaires pindiques qui forment les sommets du Micro Chelmos (1088m) et du Strogiliraki (1211m) prolongeant l'imposant massif du Rouskio (1457m). On observe une dissymétrie importante de ce massif : alors que le versant nord est abrupt, défini par la grande faille de Mamoussia, le versant sud est à pente relativement douce. L'érosion ayant érodé les formations tendres du bassin de Doumena, le flanc sud du Rouskio correspond, en grande partie, à la surface ante-rift exhumée. Cette surface est déformée dans le bloc supérieur de la faille de Doumena. Elle plonge vers la faille de Doumena, avec une augmentation de la courbure vers la faille. Il s'agit d'une déformation en *rollover*. Cela implique que la faille de Doumena est *listrique*. La déformation en rollover de la surface ante-rift et de la base de la série de Doumena est accommodée par des failles antithétiques dont les rejets sont faibles ($\leq 100\text{m}$) (**Fig.III-36**).

Le bassin de Doumena est donc installé dans un *graben dissymétrique* contrôlé au sud par la faille de Doumena.

En rive droite du Vouraïkos, les bassins de Kerpini et Doumena s'ouvrent sur le grand bassin de Tsivlos et la série de Mégaspiléon. Il s'agit d'une formation étendue, sub-horizontale et constituée de conglomérats et de sables (**Fig.III-39A à 39C**). Sa base repose en discordance sur les calcaires du Pinde du massif du Micro Chelmos (**Fig.III-39D**). Cette série, contrôlée par la faille de Tsivlos, s'est déposée au delà du passage rampe/rampe à faible pendage de la faille : elle est peu déformée et s'empile verticalement. Les dépôts sommitaux de la série forment les surfaces perchées à 1500m (Kolokidolakkos). Ils correspondent à des épandages conglomératiques régressifs qui scellent la faille de Tsivlos, et qui sont comparables aux surfaces émergées des deltas de la formation d'Akrata-Mamoussia.

3.3.2.1.6. Reconstruction de la faille de Doumena en profondeur

La longueur de la courbure de la surface ante-rift vers la faille de Doumena est supérieure à celle du toit de la faille de Kerpini. Ceci indique que le passage de la faille à une rampe à faible pendage se fait à plus grande profondeur que pour la faille de Kerpini. La reconstruction de la faille en profondeur à partir de l'extrapolation de la surface ante-rift formant le versant sud du Rouskio montre qu'il s'agit d'une faille listrique à rampe à faible pendage vers le nord. Le passage de la rampe émergente courbe à la rampe basale à faible pendage se fait à une profondeur de -1200m. Ceci suggère que la faille de Doumena se raccorde en profondeur au détachement à une profondeur d'environ 1200m (**Fig.III-39E**). L'extension horizontale estimée sur la faille est d'approximativement 1,2km.



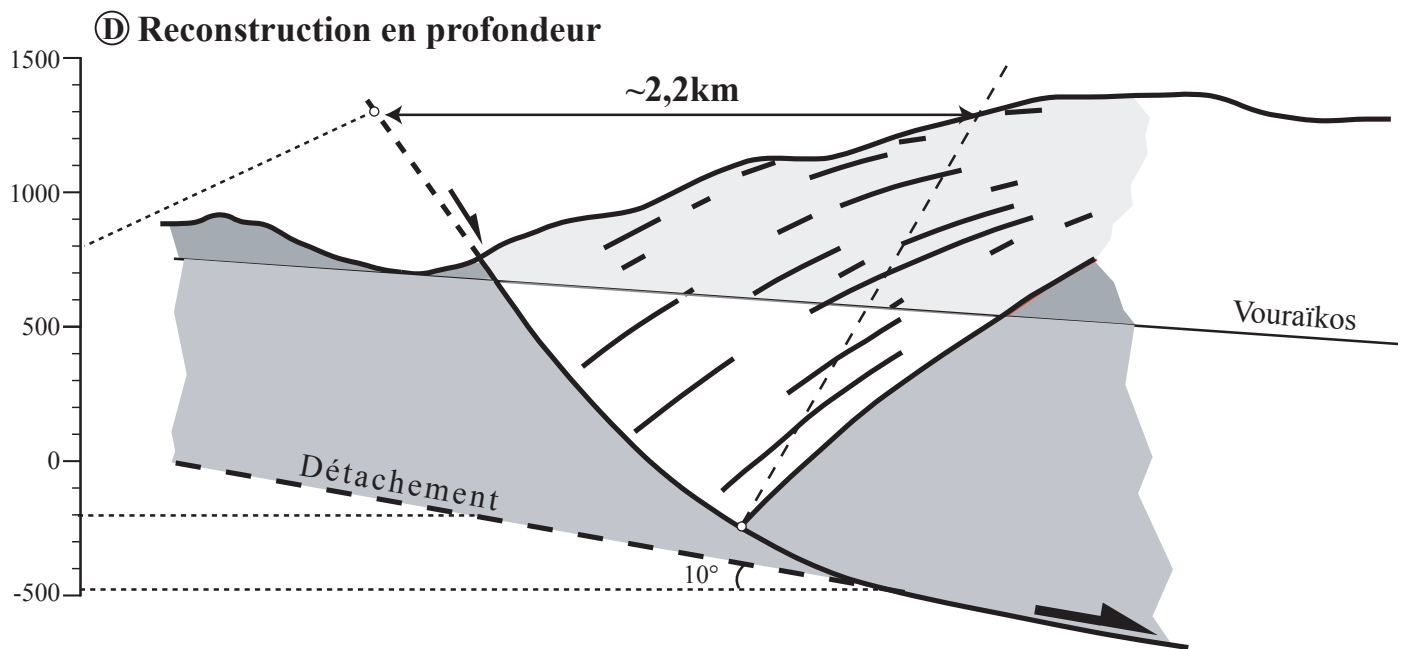
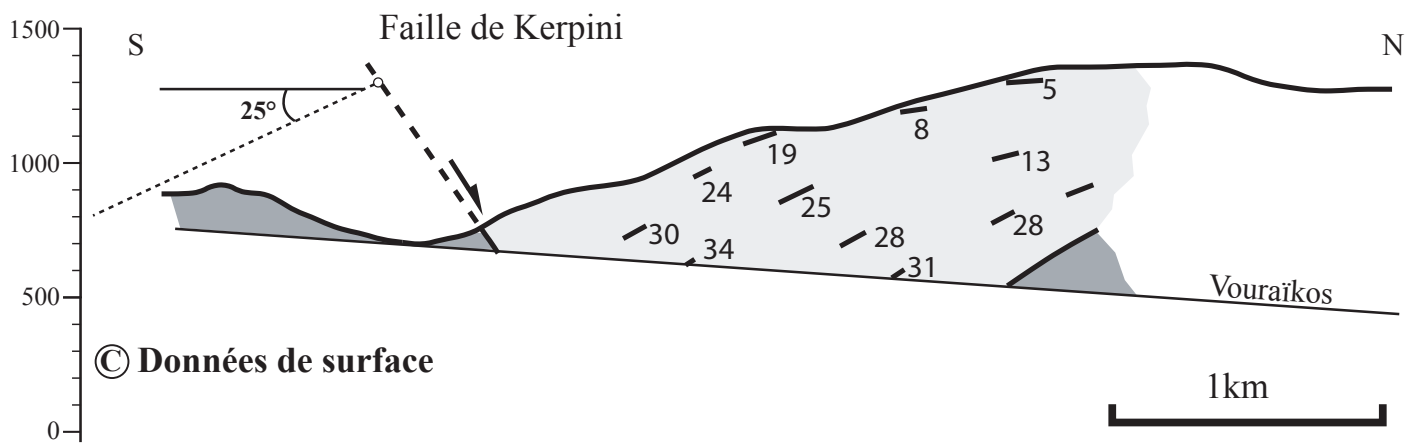
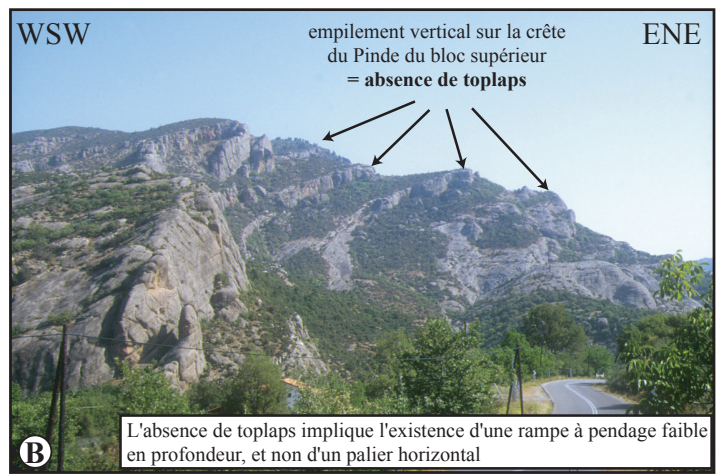


Fig.III-37. **A :** La faille de Kerpini. Sur la route menant au village de Kerpini, on observe une bande de déformation qui limite les calcaires du Pinde dans le mur des conglomérats de Kerpini dans le toit. La photo montre un détail à l'intérieur de cette bande, avec des failles intra-Pinde. **B :** Vue le NNW de la géométrie de la série conglomératique associée à la faille de Kerpini. Mise en évidence du remplissage divergent (sédimentation syntectonique), du rollover (faille listrique) et de l'absence de toplaps (raccord à une rampe à pendage faible en profondeur). **C :** Données de surface pour la reconstruction de la géométrie de la faille en profondeur (pendage de la faille en surface, cut-off du bloc inférieur, géométrie du remplissage et affleurement du Pinde dans le bloc supérieur permettant de déterminer le cut-off du bloc supérieur). **D :** Reconstruction de la géométrie de la faille en profondeur à partir du modèle de déformation par cisaillement simple à 60° (§ 2).

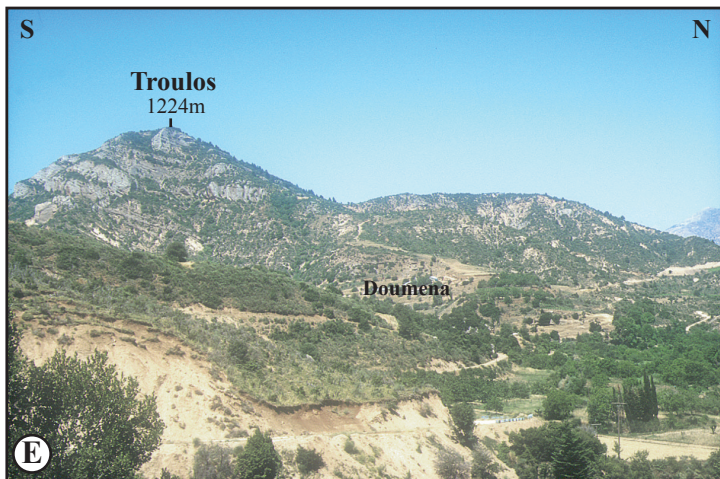
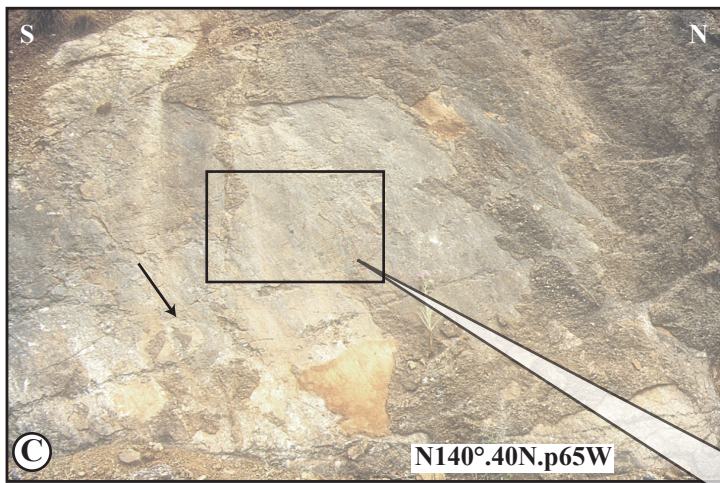


Fig.III-38. A, B : Le versant nord du Prophitis Ilias (1525m) défini par le miroir de la faille de Doumena. C, D : Faille oblique du Prophitis Ilias. Vers la vallée du Vouraikos, la faille E-W de Doumena contourne le massif du Prophitis Ilias et prend une direction N140°. Les stries indiquent un jeu normal-senestre (transension), en accord avec la direction d'extension N/S régionale. E: Vue vers l'ouest du bassin de Doumena et les conglomérats du Troulos.

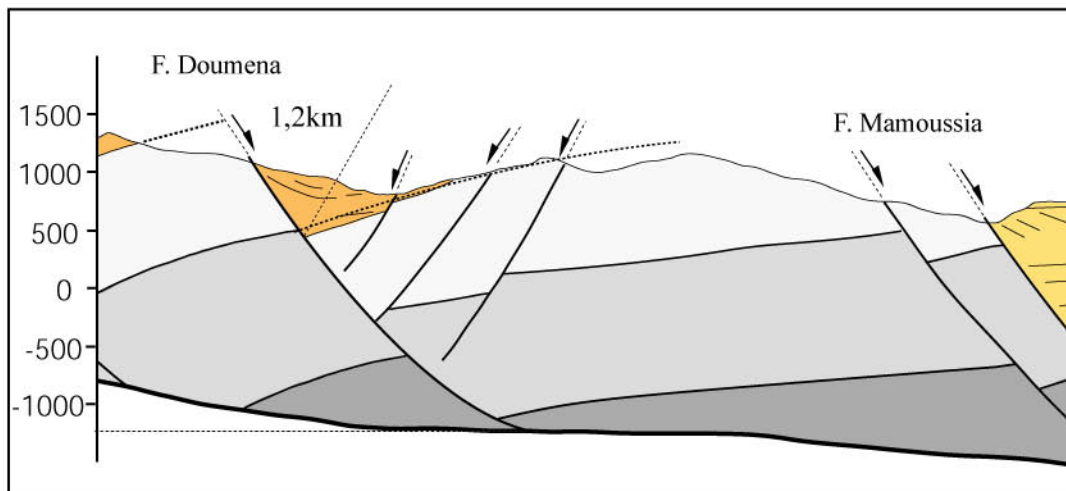
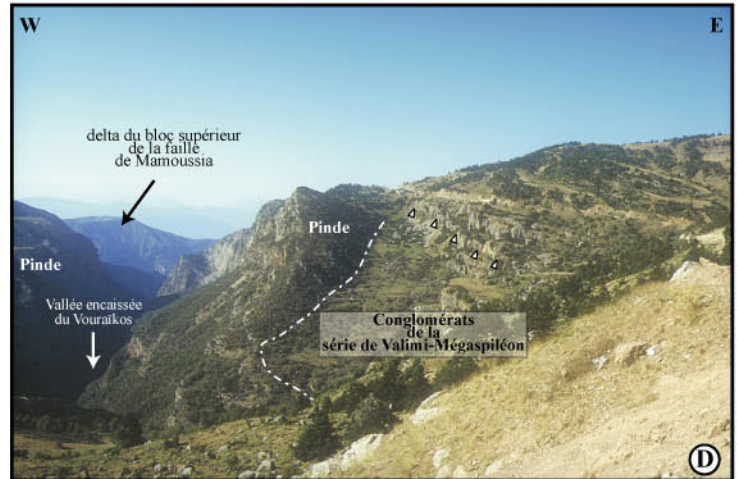
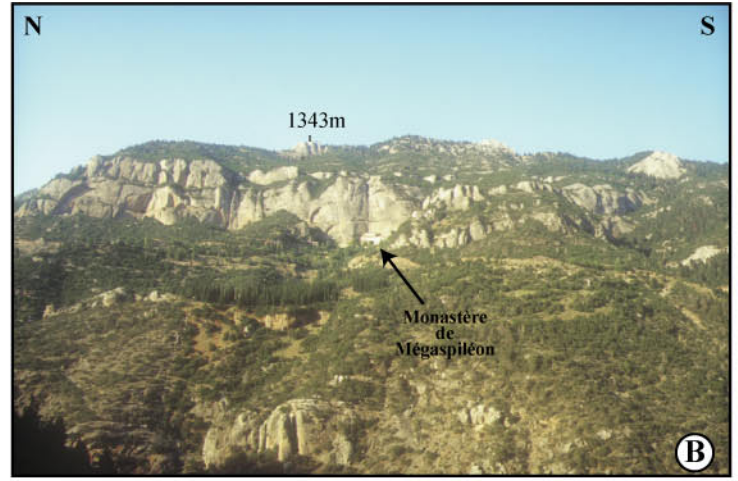
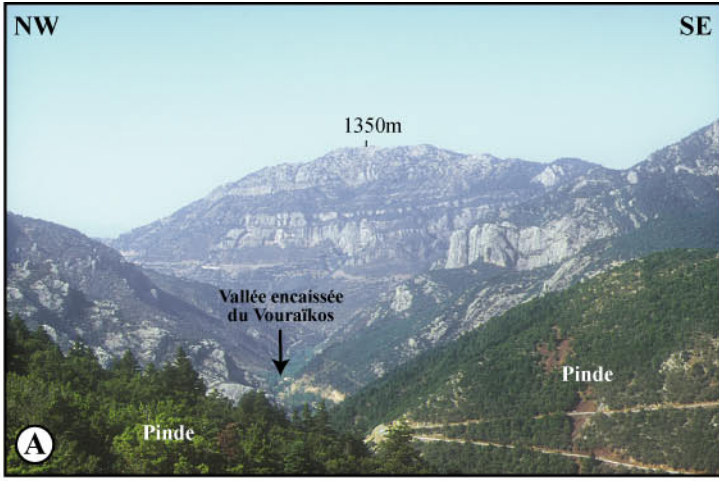


Fig.III-39. **A :** Vue vers le NE sur les conglomérats de Mégaspiléon (bassin de Tsvilos). Au premier plan, les calcaires du Pinde du bloc inférieur de la faille de Kerpini-Tsvilos. Au nord de la faille, la vallée du Vouraikos est encaissée contrairement à ce qu'on observe en amont vers Kalavryta. **B :** Vue vers l'est sur la série subhorizontale de Mégaspiléon. Le sommet forme une ligne de crête culminant vers 1350m. **C :** Conglomérats du Skepasta. Situés dans le bloc inférieur de la faille de Kerpini-Tsvilos, ils reposent en discordance sur le Pinde et sur les conglomérats du bassin de Kalavryta. Ils culminent à 1500m et sont corrélés aux derniers dépôts de la série de Mégaspiléon qui forment les surfaces régressives à 1500m dans le toit de la faille. **D :** Discordance de la série de Valimi-Mégaspiléon sur le Pinde situé dans le bloc inférieur de la faille de Mamoussia-Kernitsa. **E :** Coupe du bassin de Demestika. Estimation de la géométrie de la faille en profondeur et de l'extension horizontale.

Vers le nord, les calcaires pindiques du Micro Chelmos déformé en roll-over culminent à plus de 1200m. Si la faille de Doumena se raccordait en profondeur à une rampe à faible pendage, la subsidence de son toit serait plus importante et le substrat ante-rift ne se verrait pas. Comme pour la faille de Tzivlos (§ 3.3.1.1.3) la présence des calcaires ante-rift à l’affleurement implique que la faille de Doumena s’enracine sur une rampe à pendage sub-horizontal.

3.3.2.2. La faille de Mamoussia

3.3.2.2.1. La faille de Mamoussia et le bassin associé

Il s’agit du prolongement occidental de la faille de Kernitsa. Orientée N100-110°, elle détermine le puissant versant nord du massif du Rouskio (**Fig.III-36**). Elle se poursuit jusqu’à la vallée du Kérinitis, où elle est relayée plus au sud par la faille de Pyrgaki. Le pendage en surface est d’environ 50° et les mesures microtectoniques indiquent qu’il s’agit d’une faille normale dont le jeu est compatible avec une extension N/S.

La série visible dans le toit de la faille comprend une série inférieure à faciès distaux (silts et sables) et à pendages sud affleurant à la faveur de l’incision des vallées du Kérinitis et du Vouraïkos. Cette série « profonde » est surmontée par la formation conglomératique d’Akrata-Mamoussia épaisse d’environ 500m et présentant une accumulation de topset-foresets. Ici ce delta devait être alimenté par le paléo-Vouraïkos. La surface d’émersion du delta, culminant à 839m, est inclinée vers le sud d’environ 5°. Cette surface est décalée vers le nord par une faille mineure à rejet hectométrique.

3.3.2.2.2. Reconstruction en profondeur

Comme pour la faille de Kernitsa (§ 3.3.1.2.3), la détermination de la géométrie de la faille de Mamoussia en profondeur est délicate. L’émersion des deltas correspond à la fin de l’activité de la faille de Mamoussia, et leurs surfaces ne peuvent donc pas servir de marqueur géométrique de la déformation. Les séries fines distales sous-jacentes n’affleurent que dans leur partie sommitale et en général à la faveur d’affleurements sporadiques, ne permettant pas une étude de la géométrie à grande échelle. De plus, comme cela a été proposé (§ 3.3.1.2.2), cette série distale peut être associée au système des failles de Tzivlos. Les géométries observables dans le bloc supérieur sont des géométries de grande longueur d’onde. Elles impliquent un aplatissement des failles (passage rampe émergente/rampe basale à pendage faible) plus profond que pour la faille de Doumena. Ceci indique qu’au-delà du massif du Micro Chelmos, le détachement est plus profond.

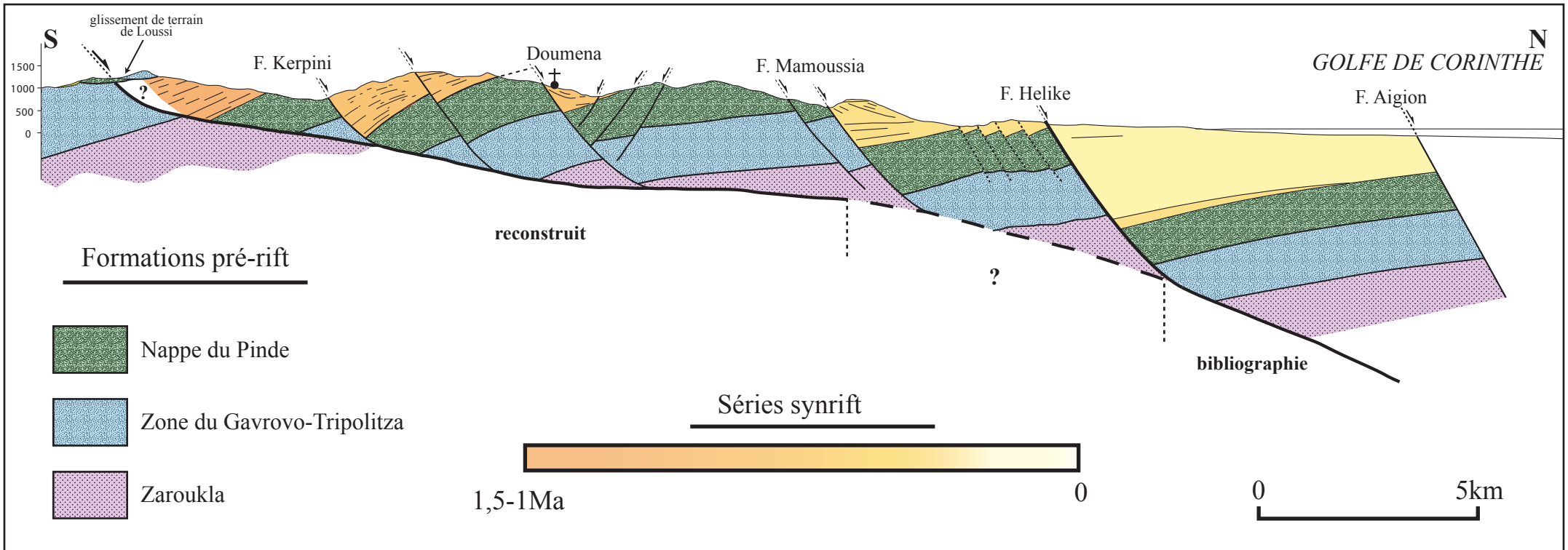
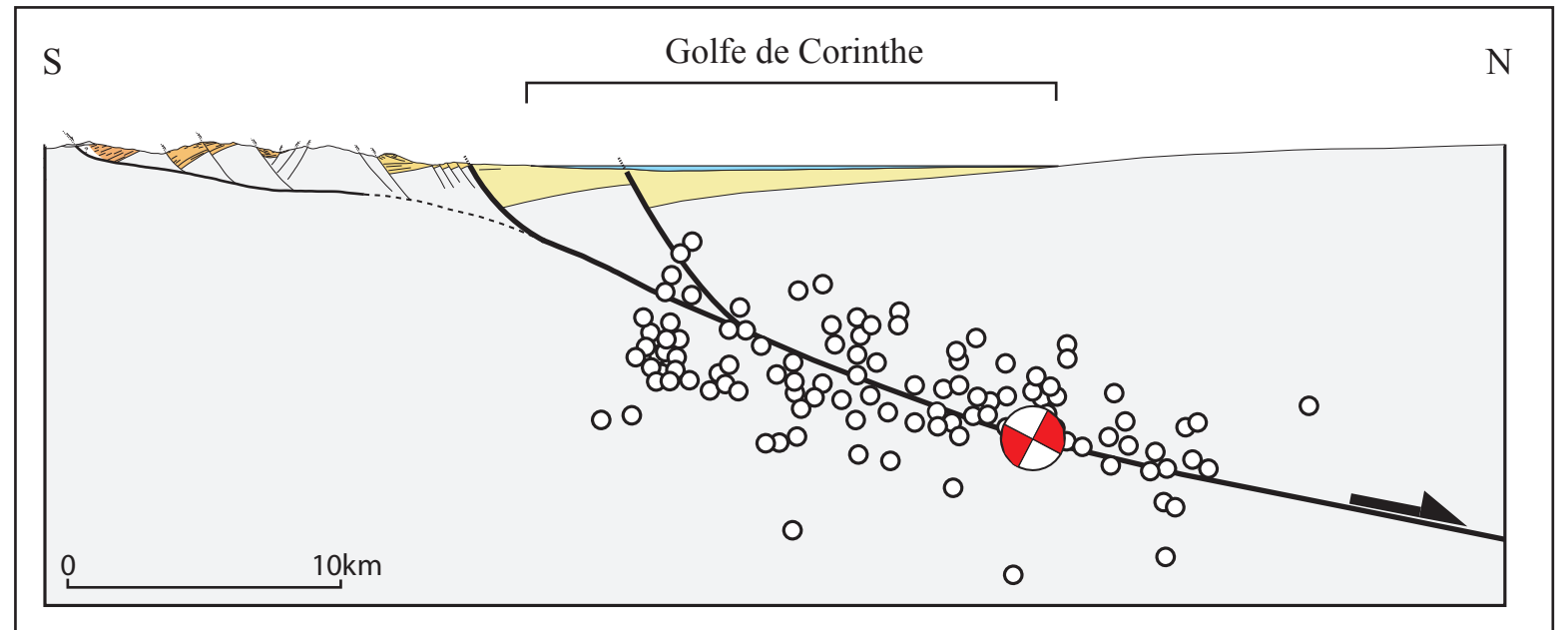


Fig.III-40. A: Coupe synthétique de la vallée du Vouraikos. **B:** Relations entre le détachement de cette étude et les données de sismologie. 1: données de microsismicité (Rigo *et al.*, 1996; Rietbrock *et al.*, 1996). 2: Mécanismes au foyer des séismes d'Aegion et de Galaxidi (Bernard *et al.*, 1997; Hatzfeld *et al.*, 1996).



3.3.2.4. Faille d'Héliké

voir chapitre 3.3.1.3.

3.3.2.5. Coupe synthétique de la vallée du Vouraïkos

Cette coupe (**Fig.III-40A**) synthétise l'ensemble des données de surface et interprétations en profondeur décrites dans ce chapitre. Le style tectonique qui caractérise cette coupe est comparable à celui de la coupe de la vallée du Krathis : un détachement majeur à pendage faible vers le nord et un ensemble de blocs basculés limités par des failles normales listriques à pendage nord qui se branchent en profondeur sur le détachement.

Au sud, le détachement émerge au nord du massif du Vélia. Il est scellé par le glissement de terrain de Loussi. Au nord, la faille listrique de Kerpini recoupe les séries du bassin de Kalavryta. La géométrie du bloc supérieur montre que la faille s'enracine à -500m de profondeur environ sur une rampe à faible pendage qui correspond au détachement. Vers le nord, la faille de Doumena est listrique et s'enracine vers -1200m de profondeur sur le détachement dont le pendage est proche de l'horizontale. La faille de Mamoussia recoupe le massif du Micro Chelmos. Comme pour la faille de Kernitsa (§ 3.3.1.2.3), la géométrie des objets sédimentaires (deltas) associés à ce système ne permet pas de les utiliser pour contraindre la géométrie en profondeur. Vers le nord, la géométrie des failles actives déduite des profils sismiques permet de construire la géométrie de la structure sous le golfe de Corinthe. Sous le golfe de Corinthe, la faille à faible pendage vers le nord se prolonge et se confond avec l'alignement de la microsismicité que Rigo *et al.* (1996) interprètent comme une faille de détachement (**Fig .III-40B**).

L'extension horizontale cumulée sur cette coupe est d'environ 15km.

3.3.3. Coupe de la vallée du Sélinous

Cette coupe n'intéresse que les failles de Pyrgaki, d'Héliké et d'Aigion. Au sud, les failles de Doumena et de Kerpini s'amortissent vers l'ouest et le substratum du Pinde est plus ou moins continu jusqu'au bassin de Leondio-Demestika. Ce dernier bassin sera intégré dans la coupe synthétique suivante (§ 3.3.4).

3.3.3.1. Les failles de Pyrgaki et de Pepelenitsis

Ces failles appartiennent au système Pyrgaki-Mamoussia-Kernitsa-Voutsimo-Akrata. Le mur de la faille de Pyrgaki est formé par les impressionnants massifs calcaires du Klokos (~1760m) et du Peleniko (1405m) en rive droite du Sélinous, et en rive gauche, le mur de la faille de Pepelenitsis est formé par le

massif du Barbas (1613m). Ces massifs marquent le passage à la zone frontale des écaïlles du Pinde définie par Dercourt (1964).

3.3.3.1.1. La faille de Pyrgaki et le bassin associé

En rive droite du Sélinous, la faille de Pyrgaki orientée N110° relaie la faille de Kernitsa-Mamoussia au niveau de la vallée du Kérinitis (**Fig.III-36**). D'une architecture verticale complexe (article en préparation), la faille de Pyrgaki forme le versant nord du Klokos.

Le remplissage du bloc supérieur est caractérisé par une série fine basale (faciès distaux) composée de silts, sables et marnes blanches dont les pendages sont systématiquement orientés vers le sud. Cependant, la morphologie de cette série ainsi que l'anthropisme important (cultures de vignes et d'oliviers) de cette zone ne permettent pas d'observer d'affleurements continus utiles à la compréhension globale de la géométrie. Cette série est surmontée par un corps conglomératique massif et bien préservé (delta du Kolokotronis) équivalent de la formation d'Akrata-Mamoussia (§ 3.3.1.2.2).

Le delta du Kolokotronis

Ce corps conglomératique affleure entre la vallée du Sélinous à l'ouest et celle du Kérinitis à l'est (**Fig.III-36**). Sans doute alimenté par l'ancienne vallée du Kérinitis, il se distingue du corps deltaïque constituant la surface de Mamoussia, en rive droite du Kérinitis, et du corps conglomératique formant la surface de Kounina située en rive gauche du Sélinous.

Le delta du Kolokotronis, épais de 300 à 400m, présente une accumulation de topsets-foresets (**Fig.III-41A**) mais au nord de la faille d'Héliké les bottomsets sont absents (Poulimenos *et al.*, 1993). Peu épais, les topsets s'achèvent par une surface plane à pendage moyen de 5-6° vers le sud (**Fig.III-41B et 41C**). Elle culmine vers 800m au nord du village de Pyrgaki, 700m à proximité de la faille de Pyrgaki, et atteint 987m d'altitude au sommet du Kolokotronis. Lors de leur dépôt, les topsets devaient présenter une pente sédimentaire faible vers le nord. Si aujourd'hui la surface est à pendage sud, elle a subi un **basculément vers le sud** dont l'origine sera évoquée plus bas.

Les formations du delta du Kolokotronis sont essentiellement d'eau douce, mais on peut noter la présence d'un niveau marin intercalé dans les topsets (ancienne carrière sur la route de Sélinous à Pyrgaki, vers 820m d'altitude), à proximité de la surface sommitale (**Fig.III-41A**). Ce niveau marin implique que **le Kolokotronis n'est pas antérieur au stade isotopique 11 (~400ka)**, première incursion marine dans le golfe de Corinthe selon Keraudren et Sorel (1987) et Piper *et al.* (1990). Ce résultat est en accord avec les études effectuées par Frydas (1991) qui propose un âge inférieur à 450ka.

La surface sommitale du Kolokotronis porte un sol fersialitique (sol rouge de 1-2m d'épaisseur). Dufaure (1975) l'associe à la dissolution d'un substrat carbonaté en zone mal drainée durant une période chaude, avec l'accumulation des résidus insolubles (argiles rouges et éléments siliceux du conglomérat). Selon le

même auteur, la période durant laquelle aurait eu lieu l'essentiel de ce phénomène correspondrait à l'interglaciaire Mindel-Riss (~350-300ka, période corrélable au stade isotopique 9). Ceci implique que le niveau marin et l'émersion du delta peuvent être attribués soit au stade isotopique 9, soit au stade isotopique 11, en relation avec l'initiation de la faille d'Héliké au nord.

Les brèches de versant

Au pied de la faille de Pyrgaki, la surface du Kolokotronis est recouverte en discordance par d'anciens cônes d'éboulis (**Fig.III-41B, 41D et 41E**). Fortement incisés, ces cônes possèdent des surfaces sommitales perchées (d'est en ouest : S1, S2 et S3) qui, en amont, se raccordent vers 900-1000m d'altitude au versant de la faille de Pyrgaki. En aval les surfaces des cônes ne se raccordent pas à la morphologie actuelle (**Fig.III-41E**), indiquant leur antériorité au modelé actuel du paysage. Les cônes s'accumulent au pied de la faille sur une épaisseur d'environ 200-250m et, localement, les surfaces de cônes sont faillées (S2) et décalées verticalement de 50 à 100m au maximum (**Fig.III-41D et 41E**). Ceci indique que *la faille de Pyrgaki a eu un léger jeu postérieur à la formation des cônes* et comme ces derniers sont plus récents que la surface du Kolokotronis, cette dernière aussi a été légèrement faillée postérieurement à sa formation. Le rejet vertical cumulé après le début de la mise en place des cônes est estimé à 300-350m.

La base des cônes est composée d'une série chaotique (**Fig.III-42A**) composée d'éléments hétérométriques enveloppés dans une matrice argilo-sableuse brune. Cette formation rappelle les coulées boueuses ou de solifluxion. Par contre, le haut des cônes est constitué de *brèches d'éboulis sans matrice, à clastes anguleux centimétriques à pluri-décimétriques fortement cimentés par de la calcite sparitique* (**Fig.III-42 et 42B**). Les brèches sans matrice suggèrent un versant de roche à nu sans couvert végétal et sans sol, attribuable à une période froide. Malgré l'existence d'éléments parfois roulés, les brèches ont un caractère cryoclastique.

La cimentation calcitique importante des brèches et leur déconnexion du paysage actuel ne permettent pas d'attribuer ces brèches au Würm. Sachant que la surface sommitale du Kolokotronis est attribuée soit au stade 9 (350-300ka) soit au stade 11 (~400ka), les brèches cryoclastiques faillées peuvent être attribuées au stade 8 ou au stade 10.

La présence des cônes d'éboulis à faciès cryoclastique nous informe que, postérieurement à l'émersion du delta du Kolokotronis, et probablement en relation avec l'initiation d'une faille active plus au nord (faille d'Héliké), la faille de Pyrgaki est restée quelques temps active à l'air libre durant le dépôt des coulées de solifluxion et des brèches. Seulement décalée d'une centaine de mètres, *la surface des brèches marque la fin progressive de l'activité de la faille de Pyrgaki vers 350-380ka (stade 10) ou vers 250-300ka (stade 8)*.

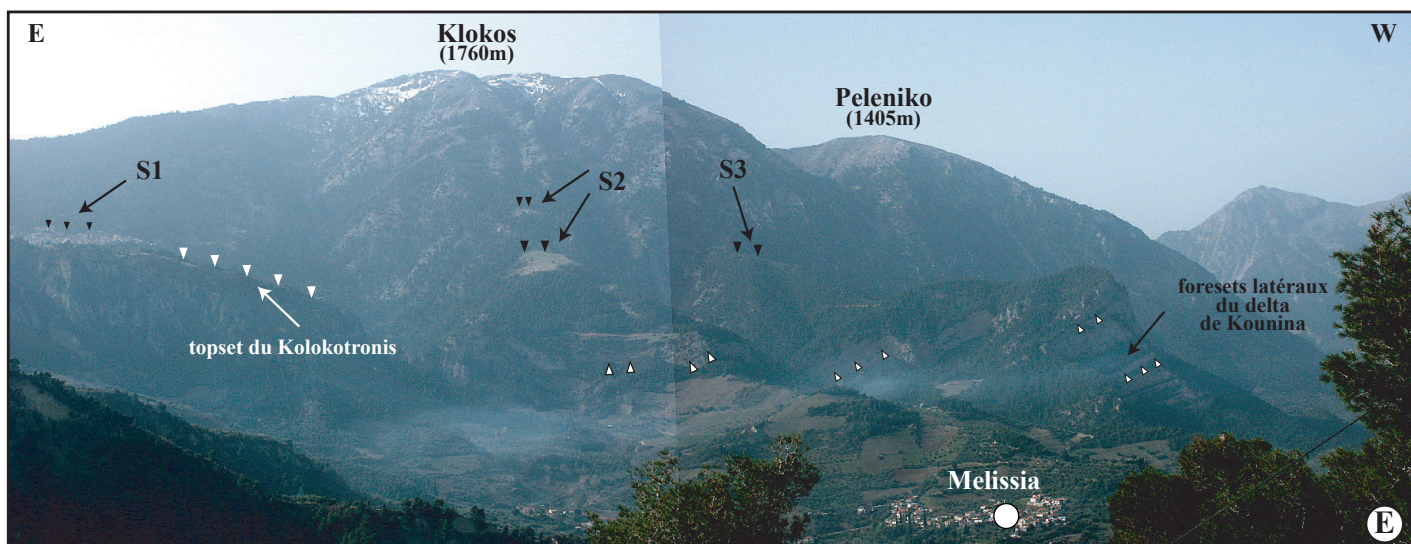
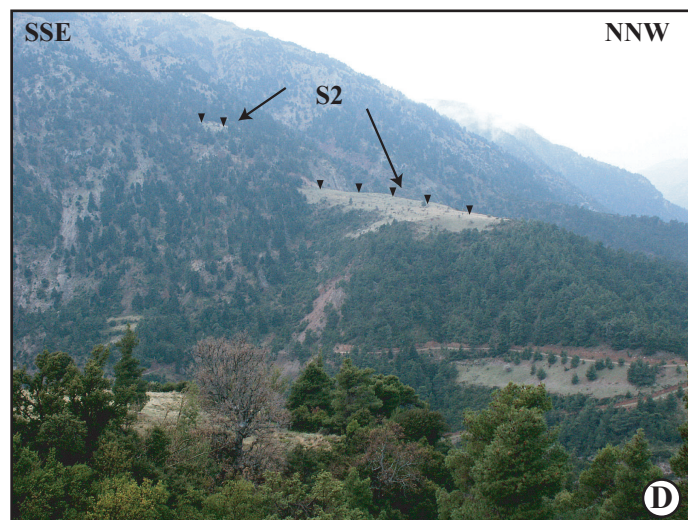
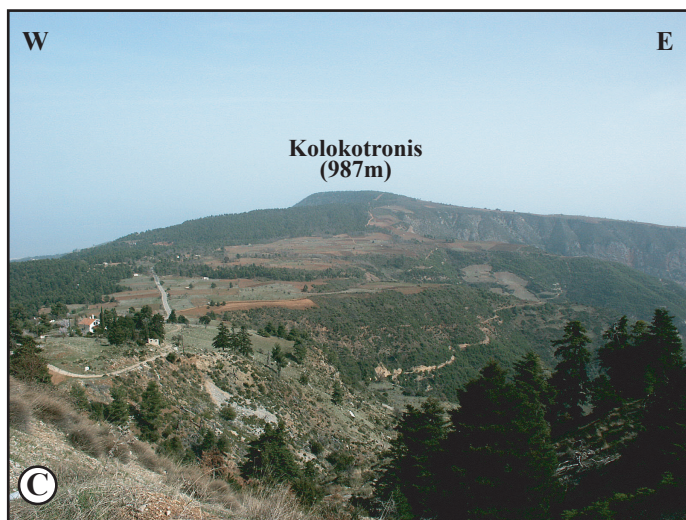
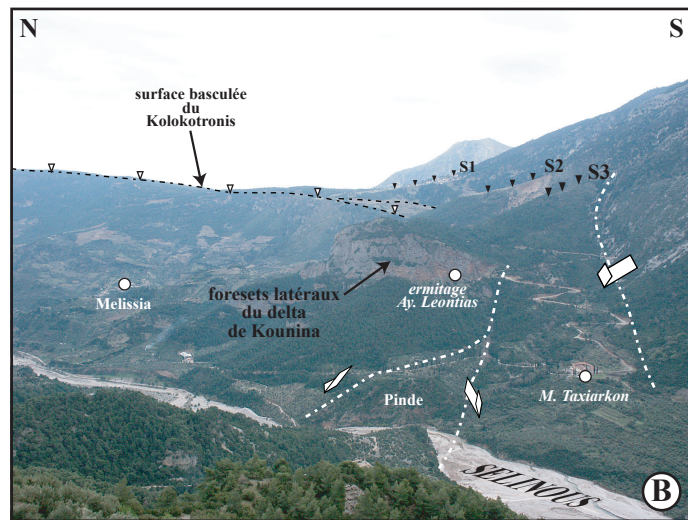
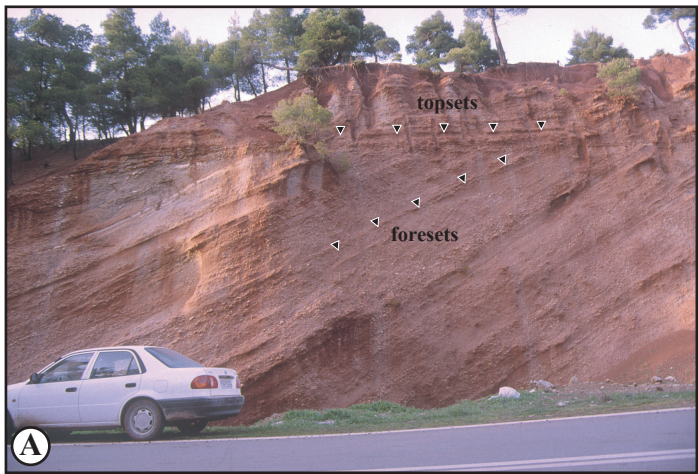


Fig.III-41. **A:** La géométrie en topset-foresets du delta du Kolokotronis. Un niveau marin est intercalé dans les foresets. **B:** Vue vers l'est sur le versant de la faille de Pyrgaki. Les brèches qui forment les surfaces S1, S2 et S3 sont discordantes sur la surface du delta du Kolokotronis basculé vers le sud. **C:** Vue vers le nord à partir du village de Pyrgaki sur la surface sommitale basculée du Kolokotronis. **D:** Vue sur la surface des brèches décalée par faille (50-100-m). **E:** Vue vers le sud du versant de la faille de Pyrgaki. La surface des topsets du delta du Kolokotronis est basculée vers le sud. En fin d'activité, la sédimentation dans le bloc supérieur est caractérisée par des dépôts de brèches de versants dont les surfaces sommitales (S1, S2 et S3, culminant vers 900-1000m) sont faillées postérieurement à leur mise en place. Au premier plan, les conglomérats des foresets latéraux du delta de Kounina sont associés aux conglomérats du delta du Kolokotronis.

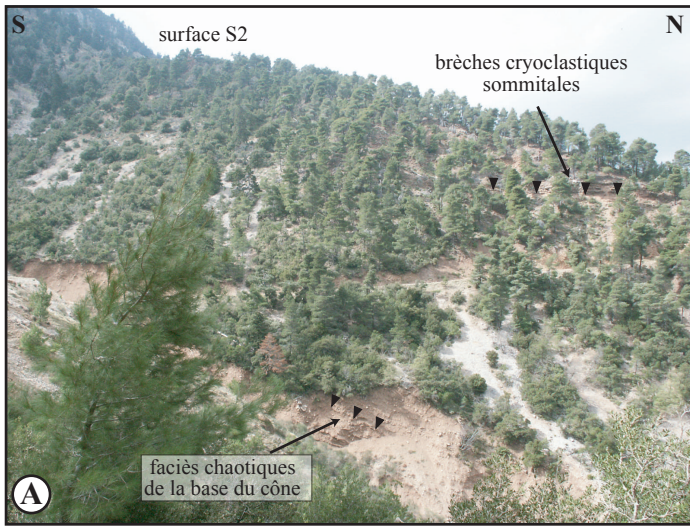


Fig.III-42 A: Brèches de pente formant portant la surface S2. La base est caractérisée par des faciès chaotiques hétérométriques dans une matrice argilo-sableuse. La surface est caractérisée par des brèches cryoclastiques sans matrice et fortement cimentées par de la calcite sparitique. **B:** Détail sur les faciès sommitaux des brèches.

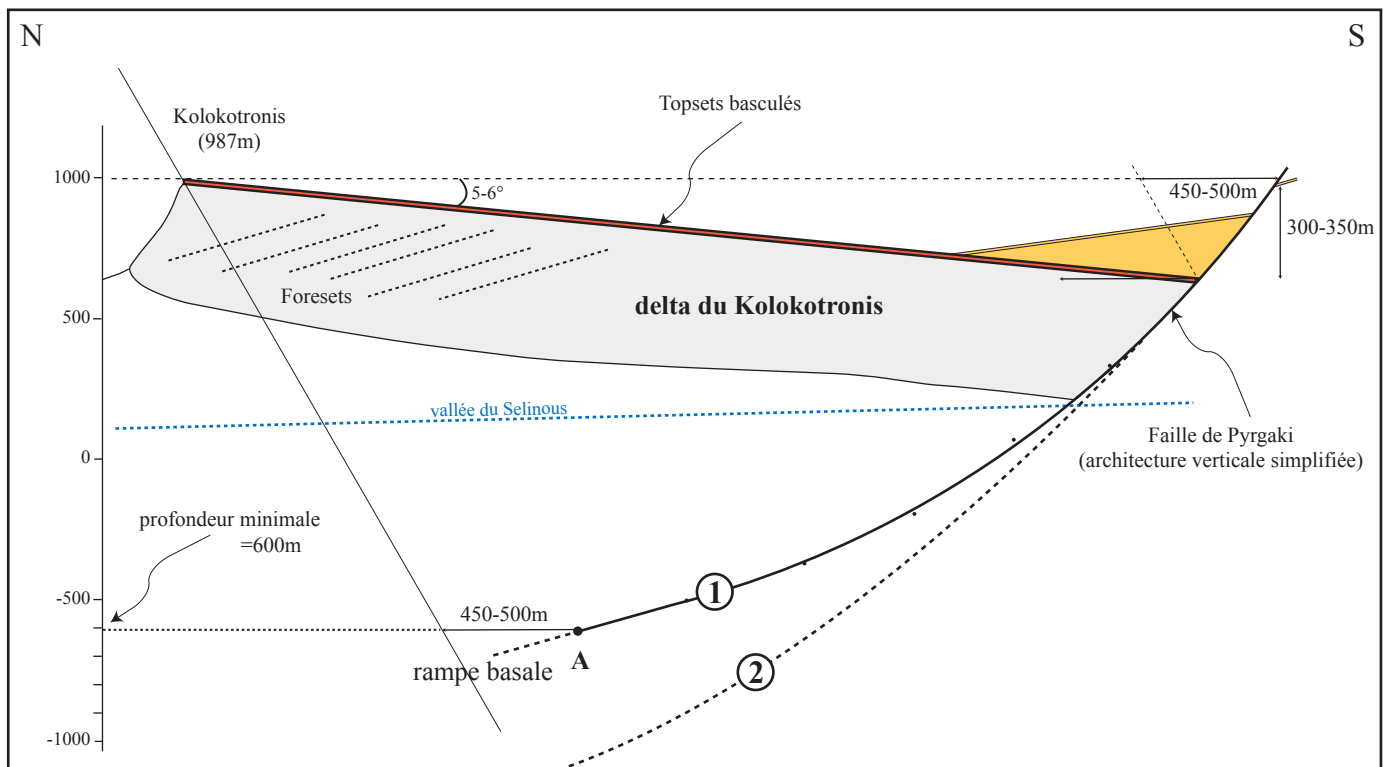


Fig.III-43. Reconstruction de la géométrie de la faille de Pyrgaki en profondeur et estimation de la profondeur minimale d'enracinement. Les hypothèses de départ sur la reconstruction sont discutées dans le texte. 1: Géométrie de la faille si on considère que tout le basculement de la surface sommitale du Kolokotronis est dû au jeu tardif de la faille de Pyrgaki. 2: Enracinement à plus forte profondeur si le basculement de la surface sommitale est mixte entre le jeu tardif de la faille et le basculement régional.

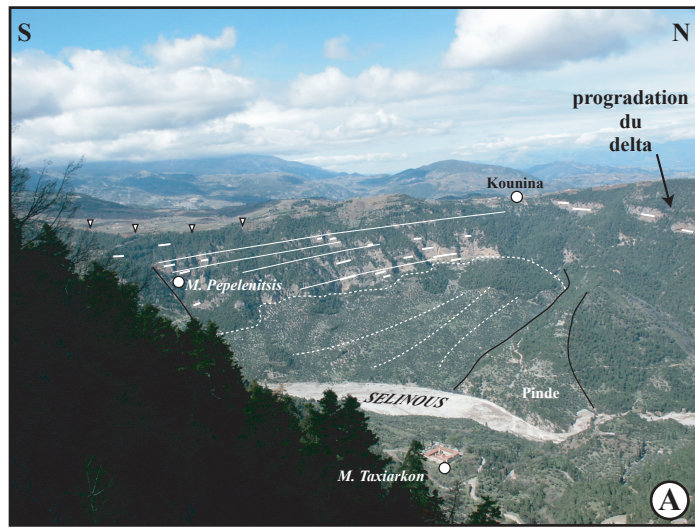


Fig.III-44. A: Vue vers l'ouest sur la rive gauche du Selinuous. Mise en évidence de la surface de Kounina, du horst de Pinde et de la déformation en roll-over des conglomérats contre la faille de Pepelenitsis. **B:** Détail sur le roll-over des conglomérats et sur la surface de Kounina qui scelle la faille de Pepelenitsis.

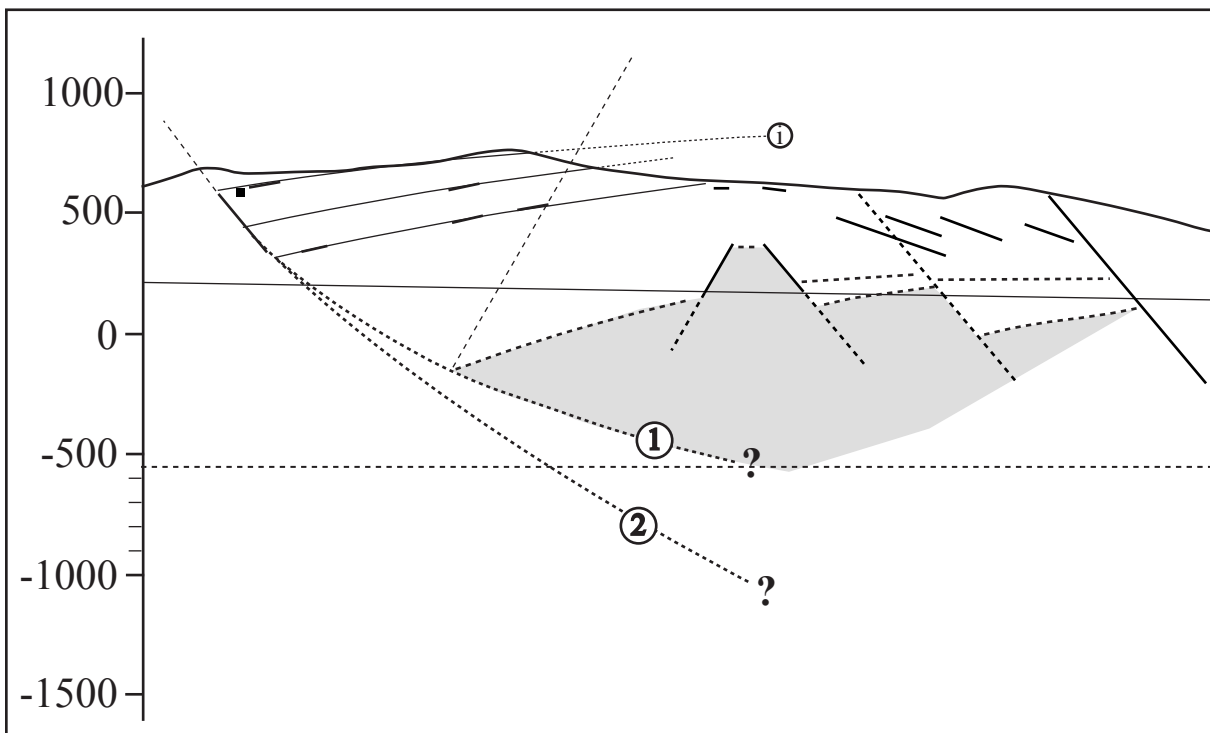


Fig.III-45. Reconstruction de la géométrie de la faille de Pepelenitsis en profondeur et estimation de la profondeur minimale d'enracinement. Les hypothèses de départ sur la reconstruction sont discutées dans le texte. 1: Géométrie de la faille et estimation minimale de sa profondeur d'enracinement si on considère que l'axe du rollover passe par le point i. 2: Enracinement à plus forte profondeur si l'axe anticlinal se situe au delà du point i.

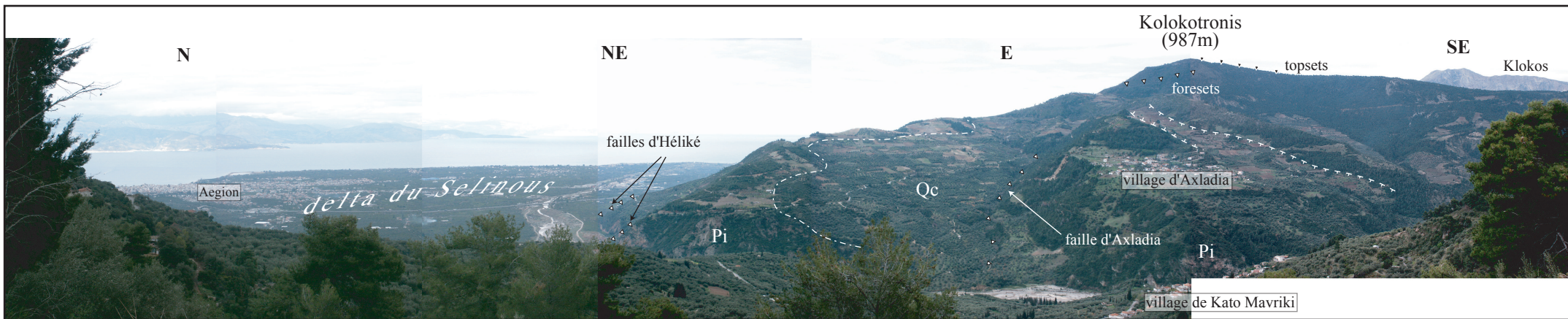


Fig.III-46. Vue vers l'est sur le delta perché du Kolokotronis, la faille d'Axladia, la faille d'Héliké et le delta actuel du Sélinois.

Le basculement de la surface du Kolokotronis et reconstruction de la faille de Pyrgaki en profondeur

La surface sommitale du Kolokotronis présente une pente moyenne vers le sud de 5-6°. Connaissant les phénomènes de basculement régional qui ont inversé une partie du réseau hydrographique et basculé de 25°S les séries du bassin de Kalavryta (§ 3.2.4) et de 5°S la surface du Kolokidolakkos scellant la faille de Tzivlos, il est probable qu'une partie de la pente de la surface du Kolokotronis soit héritée de ce basculement. Cependant, après l'émersion du delta du Kolokotronis, la faille de Pyrgaki a encore joué d'environ 300-350m. Bien que ce rejet soit réduit, il est aussi probable qu'il est également induit un basculement de cette surface. Ne connaissant pas la géométrie de la faille de Pyrgaki en profondeur, on ne peut pas estimer le basculement attribuable à l'un ou à l'autre de ces deux mécanismes. Cependant, afin de faire une estimation minimale de la profondeur d'enracinement de la faille de Pyrgaki sur le détachement, je propose de considérer la pente du Kolokotronis comme entièrement héritée du jeu tardif de la faille de Pyrgaki.

Les hypothèses de départ sont les suivantes : 1/ le sommet du Kolokotronis correspond à l'apex de la crête du rollover du bloc supérieur sur la faille de Pyrgaki (**Fig.III-43**) et 2/ les 5-6° de basculement de la surface du Kolokotronis résultent d'un jeu horizontal tardif de la faille de 450-500m (pour un décalage vertical de 300-350m).

Si la première hypothèse est vraie, cet apex nous indique en profondeur le passage de la rampe émergente de la faille à la rampe basale à pendage faible. Dans ce cas, ce passage se situerait à une profondeur minimale de -600m (**point A, Fig.III-43**).

Bien sûr si on considère qu'une partie de la pente de la surface est héritée du basculement régional, alors le basculement de la surface par déformation sur la faille de Pyrgaki sera inférieur à 5°. Pour un rejet vertical de 300-350m, une telle pente implique un enracinement à une profondeur largement supérieure à -600m. Au niveau de la vallée du Vouraïkos, sous le massif du Micro Chelmos, le détachement se situerait à environ -1200m de profondeur (**Fig.III-40**). Or ce massif est le prolongement oriental du massif du Klokos et il est probable que le détachement affleure à une profondeur comparable sous celui-ci.

3.3.3.1.2. La faille de Pepelenitsis et le bassin associé

En rive gauche du Sélinous, la faille complexe de Pyrgaki est relayée plus au sud par la faille bordière du massif du Barbas (1613m) et par la faille de Pepelenitsis. Ce relais, qui localise également la vallée du Vouraïkos, permet la formation d'un grand corps conglomératique épais de 300-400m (accumulation de topsets-foresets) qui repose en discordance sur la même série que le delta du Kolokotronis (faciès fins distaux). En rive droite du Sélinous, les foresets latéraux de ce delta (conglomérats d'Ayios Leontias) s'interstratifient dans les conglomérats du Kolokotronis (**Fig.III-36 et 41E**).

Le sommet des topsets forme les surfaces perchées du village de Kounina (**Fig.III-44A et 44B**). Au pied du massif du Barbas, la surface de Kounina culmine à 700-750m, altitude comparable à celle de la surface du Kolokotronis au niveau du village de Pyrgaki. Situées à la même altitude, on peut proposer que ces surfaces aient le même âge (400-300ka). Par contre à la différence de la surface du Kolokotronis, celle de Kounina ne présente pas un basculement vers le sud bien marqué. Au contraire, la surface de Kounina est à plus basse altitude vers le nord, non loin du village de Kato Mavríki. Ceci peut s'expliquer par la présence du système de failles normales synthétiques secondaires qui a joué en partie postérieurement à l'émersion et à la création de la surface de Kounina et qui ne recoupent pas le delta du Kolokotronis (**Fig.III-36**).

La faille de Pepelenitsis est scellée par la surface de Kounina (**Fig.III-44B**). Si cette surface est synchrone de celle du Kolokotronis, *la faille de Pepelenitsis serait inactive depuis 400-300ka*. Au nord de cette faille, un horst marqué par l'affleurement des calcaires du Pinde (**Fig.III-36 et 44A**), a isolé un petit bassin entre le monastère de Pepelenitsis et le village de Kounina. Ce piège à conglomérats a empêché localement la progradation du delta de Kounina au sud du horst. Le dépôt des conglomérats s'est alors fait à l'horizontale et les pendages vers le sud observés dans ce demi-graben (**Fig.III-44A**) correspondent au basculement de la série. On observe une déformation en rollover associée à un épaissement de la série conglomératique vers la faille, identique à celle déjà dans le toit de la faille de Kerpini, de Tsivlos ou de l'émergence du lac Stymphale par exemple.

Cette géométrie du remplissage pourrait permettre d'estimer la géométrie de la faille de Pepelenitsis en profondeur. Mais d'autres données nécessaires à une reconstruction précise font défaut. Ainsi, la faille antithétique au nord de la faille de Pepelenitsis, empêche de connaître la géométrie de la surface ante-rift. De plus, au-delà du horst formé par les calcaires du Pinde, avec une reprise d'une sédimentation progradante vers le nord, on ne peut plus considérer les pendages des conglomérats comme initialement horizontaux. On ne connaît donc qu'une partie de la forme du toit de la faille. On peut cependant faire des hypothèses permettant d'estimer la profondeur minimale du raccord de la faille de Pepelenitsis et du détachement. Comme dans le cas du Kolokotronis, je suppose que le sommet du horst est la limite entre le bloc supérieur déformé et le bloc supérieur seulement translaté. Le résultat obtenu montre que la *faille de Pepelenitsis s'enracine à une profondeur minimale de -550m* (**Fig.III-45**).

3.3.3.2. Les failles secondaires du bloc supérieur

Entre les failles majeures de Pyrgaki-Pepelenitsis et d'Héliké, il existe un ensemble de failles secondaires visibles dans la vallée du Sélinous (**Fig.III-36**), et soulignées morphologiquement par les contrastes de lithologie entre les calcaires du Pinde et les dépôts détritiques. L'une de ces failles, située à 1km au nord

de Melissa, s'amortit en montant dans la série (faille synsédimentaire) et ne recoupe pas les surfaces du Kolokotronis et de Kounina. Au nord, une faille plus importante, située au sud du village d'Axlada, limite un petit demi-graben dont la déformation de la bordure nord est localement accommodée par une faille antithétique secondaire. Vers la surface, cette faille recoupe la surface de Kounina. Ceci montre que cette faille est, en partie, postérieure à la surface de Kounina.

Une dernière faille importante exhumée par la vallée du Sélinous affleure au nord du village d'Axlada (**Fig.III-46**). Le décalage pluri-hectométrique de la surface ante-rift diminue progressivement en montant dans la série et décale de quelques dizaines de mètres la surface de Kounina. Vers l'est elle se prolonge au pied du Kolokotronis et pourrait rejoindre le segment actif de la faille d'Héliké situé en rive droite du Kérinitis (**Fig.III-36**).

Si certaines de ces failles, qui n'affectent pas les surfaces d'émersion, semblent synchrones de la faille de Pyrgaki, d'autres, comme la faille d'Axlada, semblent en partie postérieures. Ce système de failles secondaires semble marquer la transition progressive entre les failles de Pyrgaki et d'Héliké. Il accommode une extension d'environ 1km.

3.3.3.3. La faille active d'Héliké et son prolongement vers la faille de Lakka

La faille d'Héliké

Située au sud de la ville d'Aigion, la faille active d'Héliké (§ 1.4.3.1) limite en rive droite du Sélinous les calcaires du Pinde du grand delta récent et actif du Sélinous. En rive gauche elle recoupe le delta de Kounina.

Cartographiquement (**Fig.III-36**), la trace à terre de la faille est segmentée : d'est en ouest, un premier segment de six kilomètres se situe au sud de Diakopto. En rive droite du Kérinitis, il est relayé par un second segment d'environ trois kilomètres. En rive gauche du Kérinitis, un troisième segment majeur limite le mur soulevé de la plaine subsidente du delta du Sélinous. Ce segment d'environ 5km forme l'escarpement majeur de la faille d'Héliké, au sud de ce village, et n'aurait pas été réactivé durant le séisme de 1861 (Stewart, 1996). Au sud d'Héliké et de l'autoroute Corinthe-Patras, la faille recoupe les calcaires du Pinde. Elle forme un miroir de faille d'une vingtaine de mètres de haut et de plusieurs centaines de mètres de longueur. Les cannelures portées par le miroir (Stewart, 1996 ; Sébrier, 1977 ; cette étude) indiquent un mouvement normal pur et une direction d'extension approximativement N/S.

En rive droite du Sélinous, la faille est relayée par un segment situé au sud du village de Sélinous et recoupant en rive gauche la surface de Kounina. Plus vers l'ouest, la faille d'Héliké se prolonge cartographiquement de manière continue jusqu'à la faille de Lakka.

La faille est listrique en profondeur et s'enracine à environ 3000m de profondeur sur une rampe à faible pendage vers le nord (Clément, 2000). La série fait approximativement 1500m d'épaisseur. L'estimation du rejet est délicate. Comme dans la vallée du Krathis, le système des failles actives doit accommoder environ 3km d'extension horizontale.

La faille de Lakka

La faille de Lakka, située en rive gauche du Méganitas, limite les calcaires du Pinde qui forment le massif d'Agianniotiko (957m). Cette faille est considérée comme inactive par Armijo *et al.* (1996). Au SW de Lakka, elle forme un grand miroir pluri-hectométrique complexe portant des cannelures et des stries (**Fig.III-47A et 47B**). L'analyse cinématique des différents tectoglyphes indique une extension N/S.

A l'ouest de Lakka, le versant de la faille est scellé par un cône ancien d'âge indéterminé (**Fig.III-36**). Dans son toit, le plateau d'Arravonitsa est constitué par un delta plat constitué de foresets à pendage nord et d'une surface formée par les topsets, sur laquelle est installé le village d'Arravonitsa (**Fig.III-47C**). Au nord de la surface, des foresets à faune marine témoignent de la mise en place de la surface du delta sous le niveau marin. Actuellement perché à 518m, ce delta démontre la surrection importante subie par le bloc toit de la faille de Lakka.

Comme cela a été proposé précédemment, l'émersion définitive du delta et sa surrection résulteraient de la formation d'une nouvelle faille plus septentrionale. Ici, ce seraient les failles actives de Psathopyrgos, Selianitika et Aigion.

Vers l'ouest, la faille de Lakka rejoint le segment de la faille de Sella (**Fig.III-47D**).

3.3.3.4. La faille d'Aigion

Située au nord de la faille d'Héliké, la faille d'Aigion affleure dans la ville d'Aigion. Morphologiquement, elle forme un escarpement de quelques dizaines de mètres de hauteur. Cette faille est célèbre pour le séisme qui s'est produit le 15/06/1995 et qui a initié une rupture cosismique en surface de quelques centimètres. Le mécanisme au foyer indique qu'en profondeur la faille d'Aigion est à faible pendage (30-35°) vers le nord (Bernard *et al.*, 1997). Cette variation de pendage indique qu'il s'agit d'une faille listrique. Cette interprétation est également proposée par Lemeille *et al.* (2002) qui ont montré que les sédiments récents sont basculés à contre-pente vers la faille.

L'étude des sédiments recoupés par la faille et observés dans le toit (par forage) et le mur de la faille ont permis à Lemeille *et al.* (2002) d'estimer la surrection du mur à 2,5mm/a et la subsidence du toit à 1,7mm/a durant les derniers 34ka, soit un jeu vertical d'environ 4mm/a. Avec un pendage en surface de 55-60°, le jeu réel de la faille serait d'environ 5mm/a. Cette extension est inférieure aux vitesses

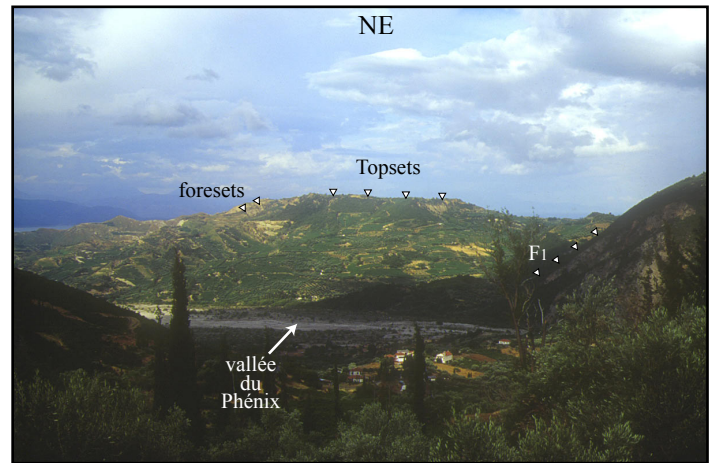
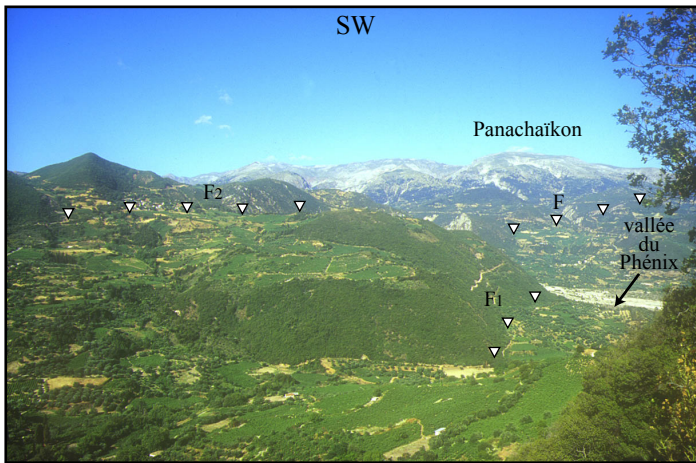
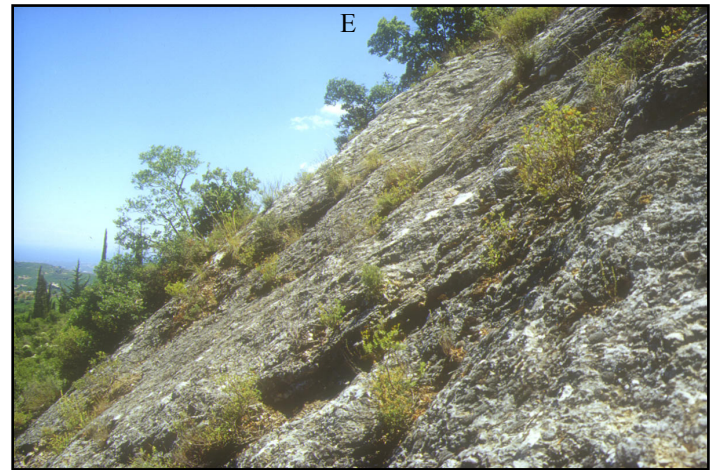
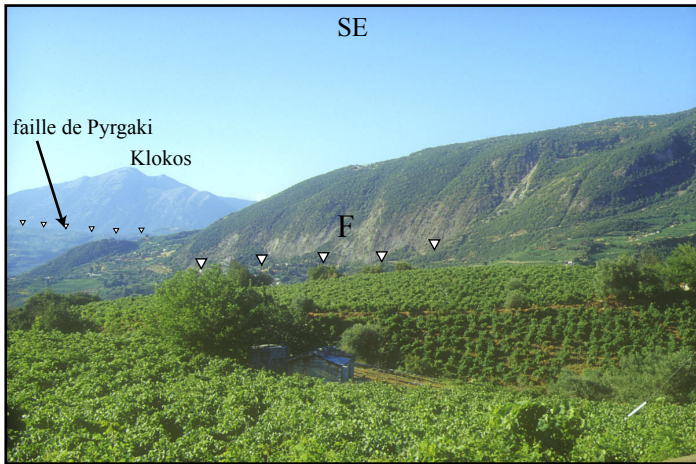


Fig.III-47. **A:** Vue vers le SE sur le versant de la faille de Lakka (F). En arrière plan, on voit la faille de Pyrgaki qui limite le versant nord du massif du Klokos. **B:** Détail sur le miroir de la faille de Lakka. Il est formé par une brèche tectonique formée des calcaires du Pinde du mur de la faille. Les cannelures indiquent une extension approximativement N/S. **C:** Vue vers le SW sur les deux segments (F1 et F2) de la faille de Lakka au niveau de la vallée du Phénix. Vers l'ouest, la faille de Lakka rejoint la faille de Sella qui borde le versant nord du massif du Panachaïkon. **D:** Vue vers le NE sur le delta d'Arravonitsa situé dans le toit de la faille de Lakka (F1). Il est formé d'une accumulation de topsets et de foresets typiques des deltas type-Gilbert. Il repose sur des séries fines distales.

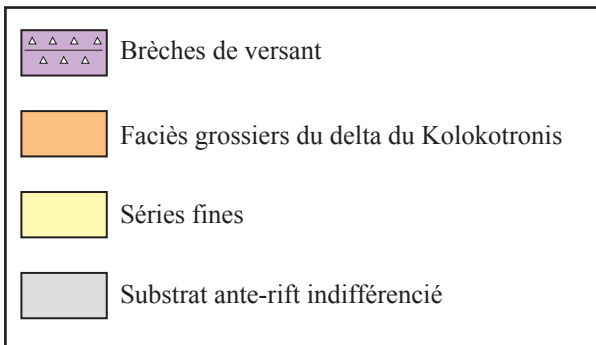
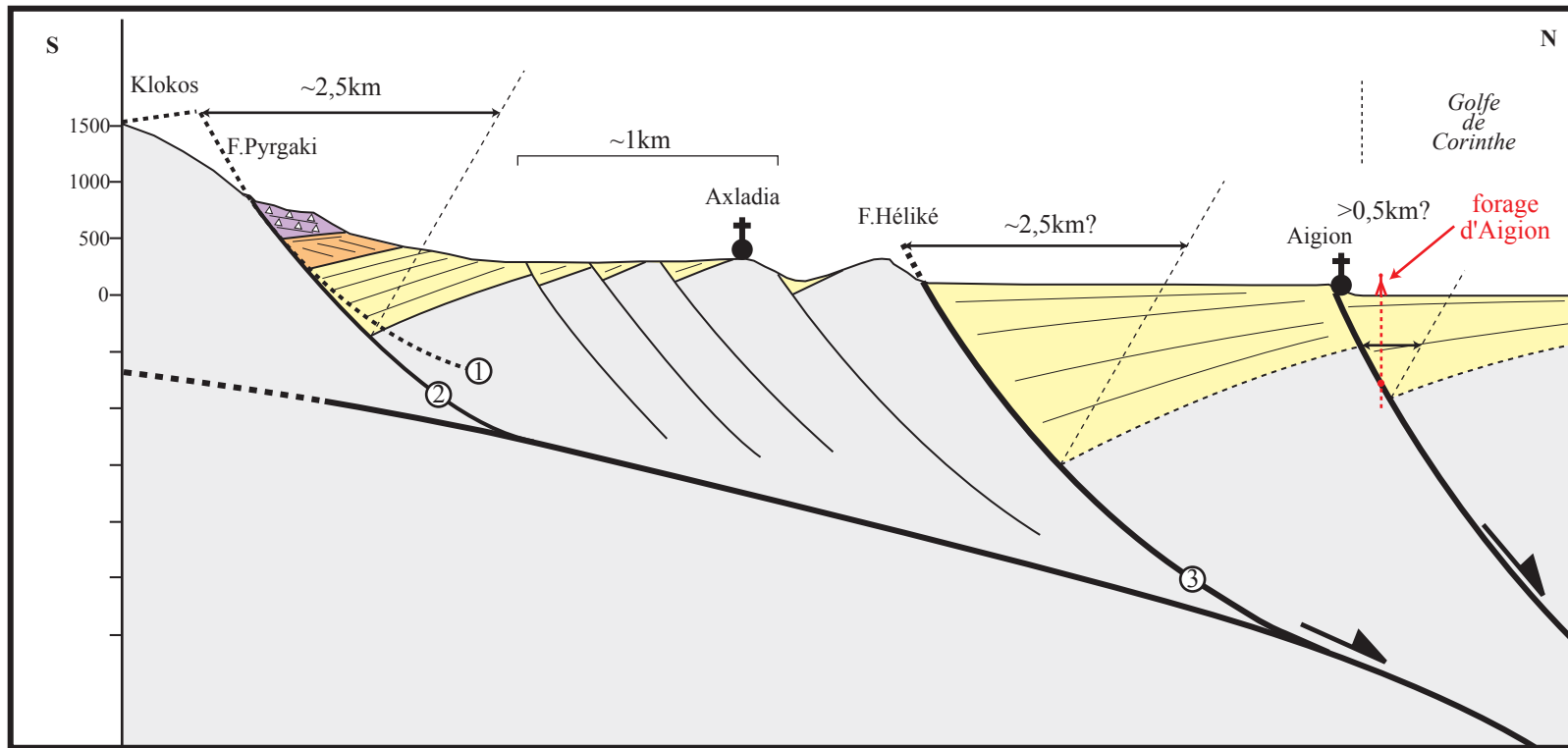


Fig.III-48. Coupe synthétique de la vallée du Sélinois. 1: Profondeur minimale d'enracinement de la faille de Pyrgaki (voir texte pour discussion). 2: Profondeur d'enracinement estimée à partir de la coupe de la vallée du Vouraikos et la profondeur du détachement sous le massif du Micro Chelmos. 3: Géométrie de la faille d'Héliké estimée à partir de la coupe de la vallée du Vouraikos et des données de sismique de Clément (2000). Une partie de l'extension est réalisée par la faille d'Aigion. Les données du forage récent d'Aigion indiquent que la faille est recoupée à 760m de profondeur (données disponibles sur le site web <http://www.icdp-online.de/html/sites/corinth/news/news.html>). Le rejet total n'est pas estimé mais doit être supérieur à 500m.

d'ouverture déterminées par GPS (~15mm/a). Il est probable qu'une partie de l'extension soit réalisée par la faille d'Héliké située au sud, et encore active, et par d'autres structures situées en mer.

Dans l'état actuel des connaissances, le rejet total sur la faille d'Aigion n'a pas pu être estimé. Cependant les travaux de Lemeille *et al.* (2002) montrent que le niveau marin du stade isotopique 3a est décalé de 126m. Des données de forage récentes (disponibles sur le site web <http://www.icdp-online.de/html/sites/corinth/news/news.html>) réalisées dans le cadre du projet européen *Corinth Rift Laboratory* offrent des résultats supplémentaires : le forage recoupe des séries synrift sur environ 750m. A 760m de profondeur il recoupe la faille d'Aigion et les calcaires du Pinde du bloc inférieur. Ces résultats montrent que la faille d'Aigion doit avoir un rejet minimal de 500m (**Fig.III-48**).

3.3.3.5. Coupe synthétique de la vallée du Sélinous

Cette coupe (**Fig.III-48**) s'étend du massif du Klokos jusqu'aux failles actives qui bordent la rive du golfe de Corinthe. La faille de Pyrgaki est une faille listrique qui s'enracine à -600m au minimum. Pour estimer une profondeur plus précise d'enracinement, j'utilise la profondeur du détachement estimée sous le massif du Micro Chelmos (coupe de la vallée du Vouraïkos, **Fig.III-40**). Ce massif correspond au prolongement oriental du massif du Klokos. Il est situé à 6km plus à l'est. Selon cette géométrie, la faille de Pyrgaki aurait accommodé environ 2,5km d'extension horizontale. Au nord, les failles secondaires du bloc supérieur auraient accommodé environ 1km d'extension horizontale. L'extension sur les failles d'Héliké et d'Aigion doit être d'environ 3km (Clément, 2000). Sachant que la faille d'Aigion a un rejet supérieur à 500m, je répartis l'extension sur les deux failles avec 2,5km sur la faille d'Héliké et 0,5km sur la faille d'Aigion. Bien-sûr ces valeurs d'extensions horizontales sont approximatives.

3.3.4. Coupe Erymanthe-Psathopyrgos

Au sud, cette coupe (**Fig.III-49 pour localisation**) passe à travers le système de l'émergence du détachement formé par la faille de l'Erymanthe (§ 3.2.1.3.2), par la faille de Demestika (§ 3.2.1.3.3) et son bassin associé (§ 3.2.2.4). Au nord elle passe par la faille de Sella et par la faille active de Psathopyrgos.

En se déplaçant vers l'ouest du golfe, le taux de surrection du Péloponnèse augmente (§ 4.1), ce qui accentue l'érosion : les dépôts synrift ne sont conservés que partiellement ou à la faveur de bassins suffisamment profonds (bassin de Demestika). Ce manque de dépôt synrift gêne l'analyse du secteur.

3.3.4.2. Le Panachaïkon

Le massif du Panachaïkon, situé au nord et à l'ouest du bassin de Demestika (**Fig.III-49**), culmine à plus de 1900m. Il est formé par un empilement d'écaillés de la série du Pinde [zone frontale des écaillés du Pinde de Dercourt (1964)]. Son piedmont se raccorde au sud aux conglomérats fluviatiles du bassin de Demestika et aux restes de conglomérats érodés devant la faille de l'Erymanthe. A l'ouest, il chevauche le flysch du Gavrovo-Tripolitsa. Au NW, il est limité par la faille de transfert de l'W-Panachaïkon qui rejoint la faille de Sella au nord du massif. A l'est, la faille de transfert senestre sur laquelle se terminent les failles de Pyrgaki et de Lakka forme sa limite morphologique.

La vaste zone sommitale du massif présente une morphologie évoluée. Elle ne montre pas d'escarpements notables et Dufaure (1975) ne mentionne pas d'accident néotectonique majeur.

3.3.4.3. La faille de Sella et ses séries associées

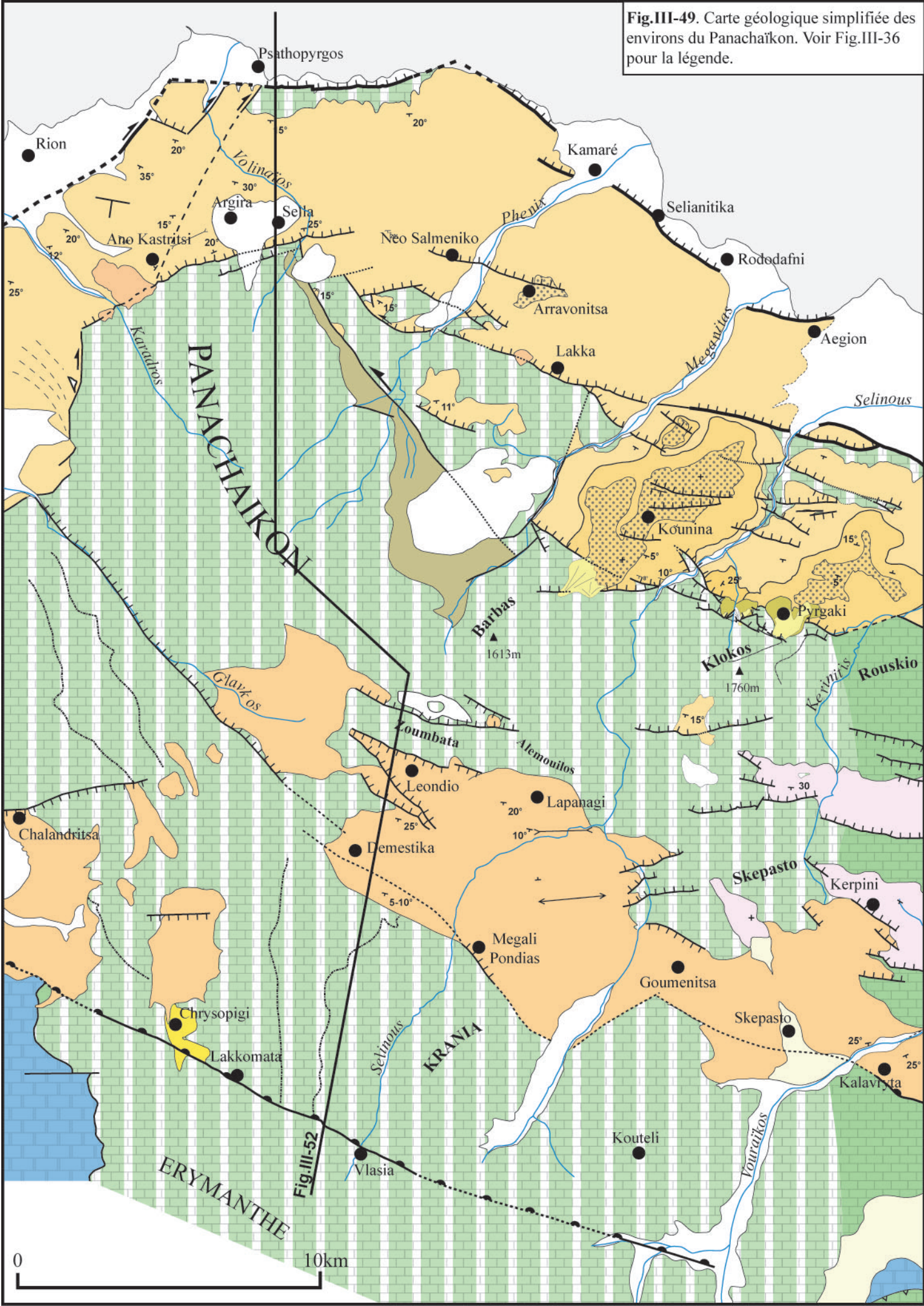
Cette faille majeure orientée N80° limite le versant nord du massif du Panachaïkon (**Fig.III-49**). Difficile d'accès, l'étude morphologique et structurale du versant est encore compliquée par l'existence d'un grand glissement de terrain (**Fig.III-49 et 50A**) sur lequel sont installés les villages d'Argira et de Sella. Antérieur à la création de ces deux villages, le glissement de Sella semble malgré tout relativement récent : sa partie amont se raccorde de manière continue à un cirque à partir duquel le glissement s'est initié et sa partie aval se raccorde à la morphologie actuelle du paysage modelé dans les séries conglomératiques du bassin de Sella (**Fig.III-50B**).

3.3.4.3.1. La faille de Sella

La limite nord du Panachaïkon entre les calcaires du Pinde et les conglomérats du bassin de Sella est une faille importante. Elle est formée de deux segments principaux : le premier, orienté N80°, est accessible à l'ouest du cirque d'arrachement du glissement de terrain, par une piste partant de la route principale Patras-Sella, au SW d'Argira (**Fig.III-49**). Il est caractérisé par une bande de déformation dans les calcaires du Pinde (**Fig.III-50C**). Cette bande épaisse de plus de 4m est formée d'une brèche tectonique de calcaires du Pinde fortement cimentée par de la calcite sparitique. Le miroir principal porte des cannelures et des stries le jeu est compatible avec une extension N/S.

La trace du second segment, le plus important, est accessible plus au nord. De même direction que le précédent, il limite le flysch du Pinde des conglomérats du bassin de Sella (**Fig.III-50D**). La bande de déformation est soulignée par des galets émoussés, imparfaitement roulés dans une matrice rougeâtre. La couleur rouge est donnée par la présence de pélites radiolaritiques du Pinde dans la bande de déformation. Le flysch du Pinde est une formation tendre, facile à éroder; ceci explique l'absence de contraste morphologique entre les deux compartiments de la faille, contraste marqué quand la faille recoupe les

Fig.III-49. Carte géologique simplifiée des environs du Panachaïkon. Voir Fig.III-36 pour la légende.



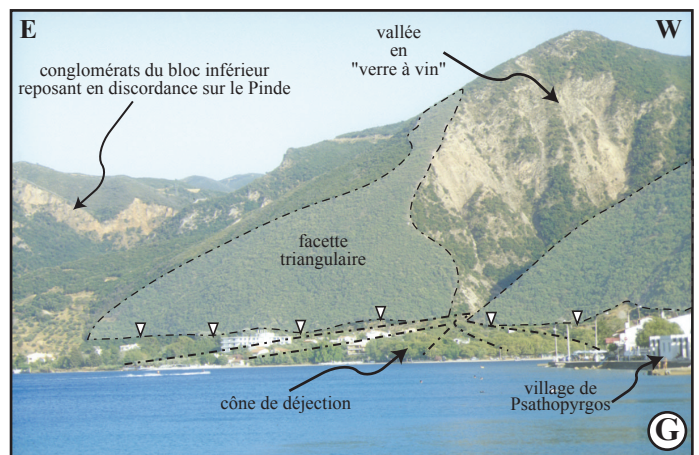
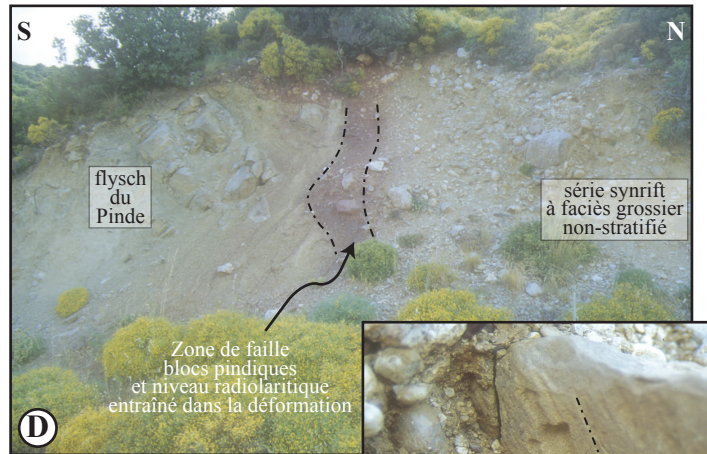
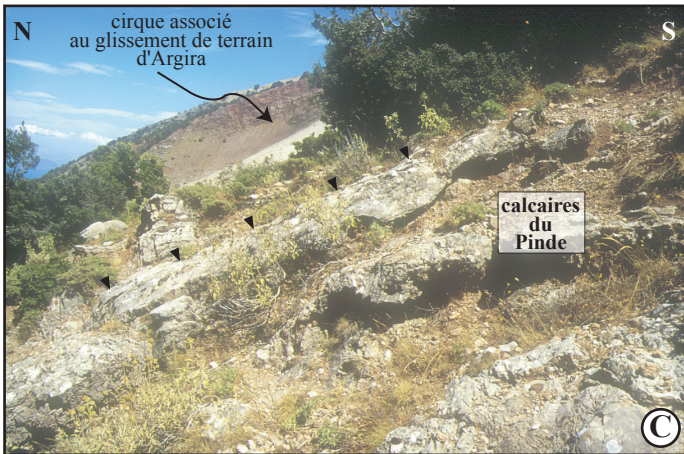
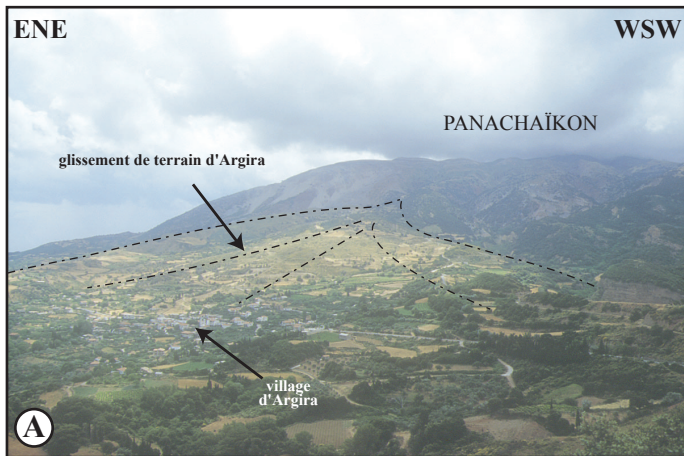


Fig.III-50. A: Vue vers le secteur sud sur le versant nord du massif du Panachaïkon et sur le grand glissement de terrain récent, non-faillé, d'Argira. B: Vue vers le nord sur le paysage installé sur les conglomérats du bloc supérieur de la faille de Sella. C: Faille de Sella limitant les calcaires en plaquettes du Pinde. La zone de déformation est marquée par une brèche tectonique fortement cimentée par de la calcite (gouge de faille). D: La faille de Sella au sud d'Argira. Contact de la série synrift à faciès chaotique contre le flysch du Pinde. La zone de faille est soulignée par une bande de déformation incorporant un niveau radiolaritique du Pinde (rouge) et des blocs émoussés de calcaires du Pinde. Certains galets sont striés et indiquent une extension N/S E: Détail sur les faciès conglomératiques de plaine fluviale du bassin syntectonique de Sella. Il s'agit de conglomérats peu indurés dans une matrice argilo-sableuse. La série présente des pendages systématiques vers le sud (25-30°S). F: Vue vers l'E sur les conglomérats du bassin de Sella et leur pendage vers le sud (25-30°S). G: La faille active de Psathopyrgos. La morphologie en facettes triangulaires associées à une vallée en "verre à vin" démontre le caractère actif de la faille. Un cône de déjection est associé à la vallée. Peu étendu (comparé aux deltas progradants), il suggère une subsidence importante du bloc supérieur.

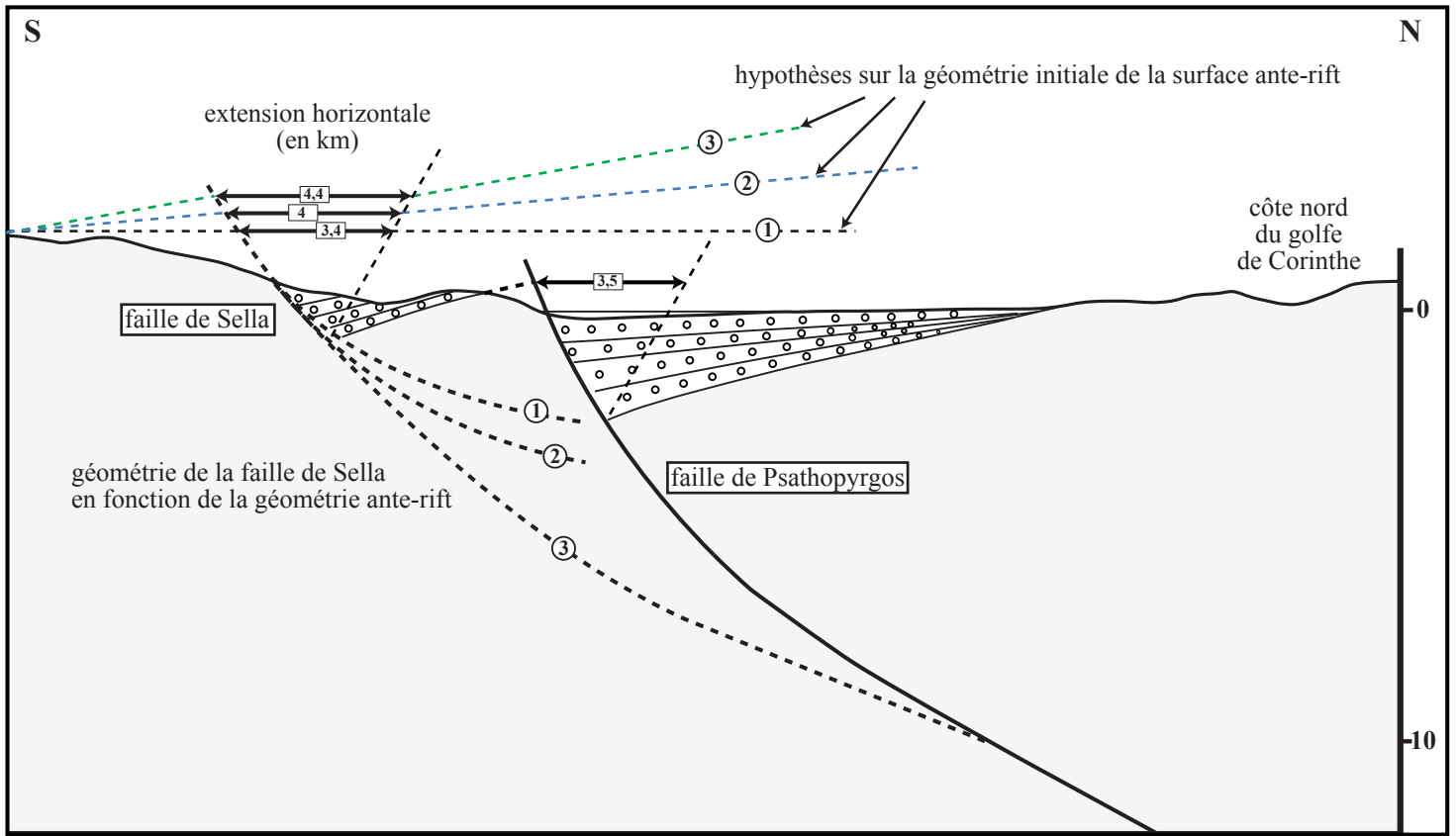


Fig.III-51. Estimation de la géométrie en profondeur des failles de Sella et de Psathopyrgos et de l'extension horizontale selon la méthode de reconstruction par cisaillement simple à 60° (§ 2). Trois hypothèses sont proposées pour la position du cut-off inférieur de la faille de Sella et pour la géométrie initiale de la surface ante-rift selon l'angle de basculement régional choisi compte tenu des observations faites dans le secteur du bassin de Demestika. 1: la surface ante-rift est horizontale. Cette géométrie initiale implique une faille listrique s'enracinant à faible profondeur. 2: la surface ante-rift est basculée vers le sud de 5° . La faille de Sella s'enracine alors plus en profondeur. 3: la surface ante-rift est basculée vers le sud de 10° . La faille de Sella pourrait s'enraciner sur la rampe à faible pendage vers le nord de la faille de Psathopyrgos.

calcaires du Pinde. Au dessus de la faille, les faciès des conglomérats sont chaotiques : ces conglomérats non-stratifiés à éléments émoussés se sont déposés au pied du versant de faille (**Fig.III-50D**). A proximité de la faille principale, certains galets présentent des tectoglyphes (stries et poinçonnements) qui indiquent une extension N/S (**Fig.III-50D**). En s'éloignant de la faille, le conglomérat présente des faciès plus distaux, à éléments hétérométriques bien roulés, emballés dans une matrice argilo-sableuse (**Fig.III-50E**). La stratification est bien marquée et présente des pendages réguliers de 20-30° vers le sud vers la faille. Cette variation latérale de faciès démontre le *jeu synsédimentaire de la faille de Sella*.

Vers l'est, ce second segment se poursuit au sud de Sella. Orienté N80°, il affleure près de la chapelle d'Aya Marina et limite les calcaires du Pinde des conglomérats du bassin de Sella. En rive droite du Volinaïos, on peut le suivre sur quelques centaines de mètres dans les conglomérats. Sa trace se perd ensuite mais il n'est pas improbable que ce segment de faille se poursuive vers l'est (comme cela a déjà été mentionné, les failles intra-dépôts du rift ne sont pas morphologiquement marquées et l'absence de contraste lithologique rend difficile la cartographie de ces failles).

Vers l'ouest, ce même segment se poursuit jusqu'au village d'Ano Kastritsi et change progressivement de direction (de N80° à N60°). Il rejoint la faille de transfert de l'W-Panachaïkon orientée approximativement N/S (voir § 4.5). Au sud d'Ano Kastritsi la faille de Sella est scellée par un cône de déjection (§ 4.5).

3.3.4.3.2. Le bassin de Sella

La série sédimentaire syntectonique de la faille de Sella est aujourd'hui fortement érodée, et forme un paysage de collines couvert de végétation et entaillé par de nombreuses vallées (**Fig.III-50B**). Au nord, la série sédimentaire repose en discordance sur les calcaires du Pinde du mur de la faille active de Psathopyrgos (**Fig.III-49**). A la base (au contact avec le Pinde), la série de Sella présente un pendage de 15° vers le sud, vers la faille de Sella. On retrouve la géométrie classiquement observée dans le toit de nombreuses failles normales du N-Péloponnèse. Cependant, contrairement à ce qu'on observe dans le haut de la série du toit des failles de Pyrgaki-Kernitsa (formation d'Akrata-Mamoussia), on n'observe que localement l'existence d'une surface ou d'une formation sub-horizontale marquant l'émergence de la série dans le toit de la faille de Sella. Excepté vers Ano Kastritsi, les pendages sont systématiquement de 15-35°S.

La variation progressive de pendage classiquement observée dans la sédimentation syntectonique sur faille listrique n'a pu être directement observée que sur un seul affleurement (**Fig.III-50F**). Bien que faiblement contrainte, cette géométrie en éventail (remplissage divergent) indique l'existence d'une faille listrique contrôlant la sédimentation.

3.3.4.3.3. Reconstruction en profondeur

En l'absence d'une coupe complète de la série permettant d'avoir une vue globale de la géométrie du remplissage, le seul moyen de construire schématiquement la géométrie des structures en profondeur est d'extrapoler la géométrie de la surface ante-rift qui affleure dans le toit de la faille de Psathopyrgos. Différentes hypothèses sur la géométrie initiale de la surface ante-rift peuvent être proposées : soit la surface est horizontale et cela implique une faille listrique dont la rampe basale est peu profonde ; soit on considère que l'ensemble du massif du Panachaïkon et sa surface d'érosion ont subi le basculement régional que l'on peut mettre en évidence dans le bassin de Demestika (voir § 3.2.2.4). L'existence d'un pendage initial de la surface ante-rift implique un approfondissement de plus en plus important de la listricité en relation avec l'augmentation du pendage initial (**Fig.III-51**). Selon les hypothèses de départ retenues, l'extension totale cumulée sur la faille de Sella varie de 3,4 à 4,4km pour une épaisseur de sédiments maximale de 1,8km le long de la faille de Sella.

3.3.4.4. La faille de Psathopyrgos

Au nord de la faille de Sella et formant la rive sud du golfe de Corinthe, la faille de Psathopyrgos marque l'extrémité occidentale du golfe de Corinthe. Orientée N90°, elle affleure sur près de 10km, et se prolonge probablement en mer à l'est (**Fig.III-50G**). Elle recoupe les calcaires du Pinde qui affleurent dans son mur et qui sont surmontés en discordance par la série conglomératique associée à la faille de Sella et décrite dans le chapitre précédent. Son versant est très frais et présente des facettes triangulaires, associées à des vallées de courts torrents en "verre à vin". Le dénivelé du versant est supérieur à 400m (**Fig.III-50G**). La présence de facettes triangulaires dans le versant de la faille de Psathopyrgos indique que l'érosion est faible et que la tectonique est récente à actuelle (Keller et Pinter, 1996). De plus, les deltas affleurant sont réduits par rapport à l'érosion importante des torrents, indiquant que le toit de la faille est subsident.

Rigo (1994) propose que les séismes historiques et instrumentaux dont les épicentres sont situés sur la côte nord du golfe correspondent à des ruptures sur cette faille. De plus, l'analyse récente de données GPS non publiées (Avallone, communication orale) montre l'existence d'un mouvement différentiel entre le mur et le toit de la faille de Psathopyrgos. Le vecteur déplacement obtenu est en accord avec les données géodésiques régionales indiquant une extension N/S. Ce mouvement montre aussi l'activité de la faille de Psathopyrgos.

Un affleurement du miroir de faille permet une analyse microtectonique de la déformation. Au sud de l'autoroute, environ 1km à l'est de Kato Rodini, un miroir décimétrique a pu être mesuré. Les tectoglyphes (cannelures et stries) indiquent un mouvement d'extension proche de N/S compatible avec

les données de la géodésie (e.g. Clarke *et al.*, 1998) et avec l'ensemble des analyses microtectoniques effectuées à l'échelle régionale (e.g. Sébrier, 1977).

Géométrie de la faille de Psathopyrgos en profondeur

Contrairement à la faille de Sella, on peut estimer de manière assez précise la géométrie de la surface ante-rift avant le jeu de la faille de Psathopyrgos : dans le bloc inférieur, la discordance des séries du bassin de Sella sur les calcaires du Pinde présente un pendage moyen d'environ 15°S acquis lors de l'activité de la faille de Sella. Dans le bloc supérieur de la faille de Psathopyrgos les calcaires du Pinde réapparaissent sur la côte nord flexurée du golfe de Corinthe. Dans cette zone, La littérature ne propose pas d'estimation de la profondeur de la surface ante-rift. J'estime donc la position du cut-off du bloc supérieur en extrapolant sous le golfe la flexure généralisée observée sur la côte nord (**Fig.III-51**). L'ensemble de ces données permet d'estimer approximativement la géométrie de la faille et d'estimer la quantité d'extension horizontale à 3,5km environ. A l'aplomb de la côte nord, le détachement se situerait vers 10km de profondeur. Cette estimation est en accord avec les interprétations de Mélis (1989) qui propose que la faille bordière du golfe de Patras se connecte à une faille à faible pendage vers le nord. A partir des données de microsismicité, cette faille serait à près de 10km de profondeur au niveau du seuil de Rion.

3.3.4.5. Coupe synthétique de l'Erymanthe à Psathopyrgos

Cette coupe synthétise l'ensemble les résultats obtenus sur la géométrie en profondeur précédemment décrits dans les chapitres 3.2.2.4 et 3.3.4 (**Fig.III-52**). Au sud, le détachement émerge au niveau de la faille de l'Erymanthe. L'absence de dépôts synrift et l'importante érosion ne permettent pas de reconstruire la géométrie de la faille en profondeur. Cependant au nord, la faille de Demestika est une faille listrique qui s'enracine à faible profondeur sur une rampe à faible pendage. Comme la faille du Chelmos, la faille de l'Erymanthe doit se brancher sur cette rampe. Vers le nord, on note l'absence de faille néotectonique notable dans le massif du Panachaïkon jusqu'à la faille de Sella qui borde le versant nord du massif. Cette faille normale listrique à une extension horizontale estimée à 3,4-4,4km. Les séries associées sont recoupées au nord par la faille listrique active de Psathopyrgos.

Comme pour les coupes précédentes, on observe un approfondissement progressif de la structure du détachement vers le nord et un ensemble de blocs basculés limités par des failles listriques. Cependant, entre la faille de Demestika et la faille de Sella, le tracé du détachement est conjectural car rien ne permet de le contraindre (absence de déformation dans le Panachaïkon).

L'extension horizontale cumulée sur cette coupe est estimée à 12-13km environ.

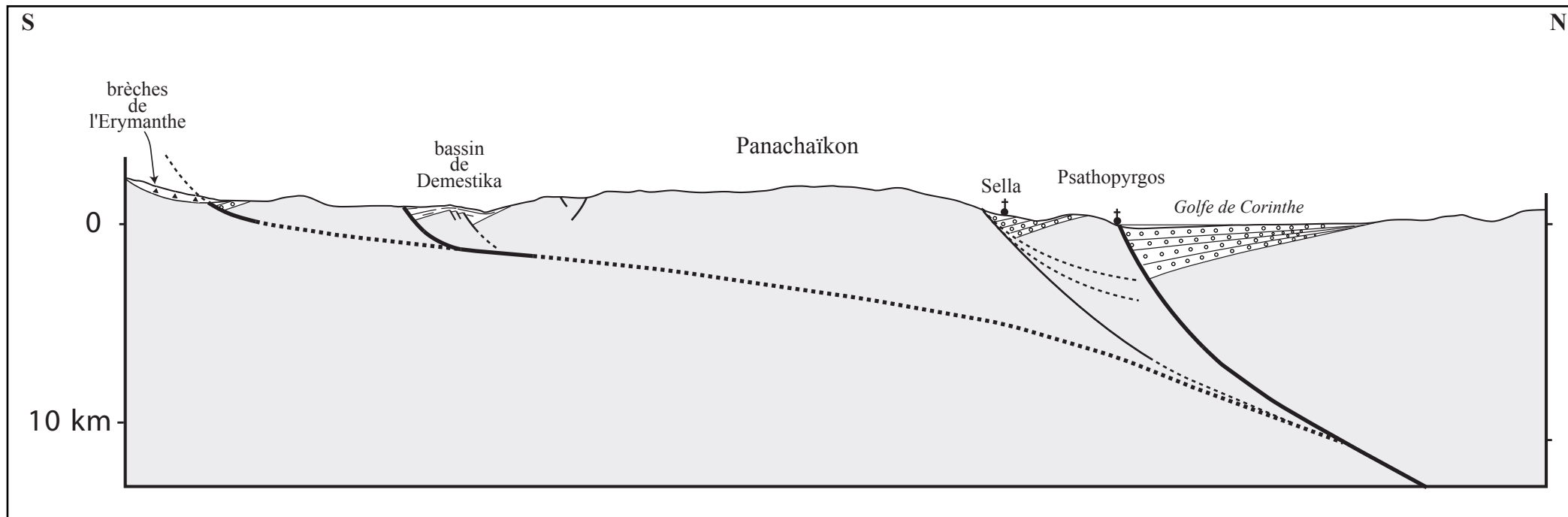


Fig.III-52. Coupe synthétique S/N de l'Erymanthe à Psathopyrgos. En raison des taux de soulèvement importants et de l'absence de failles notables dans le massif du Panachaïkon, il y a peu de données pour contraindre précisément la géométrie du détachement en profondeur. La connection de la structure entre le bassin de Demestika et la faille de Psathopyrgos est conjecturale.

3.3.5. La terminaison occidentale des failles normale du golfe de Corinthe - rôle de l'héritage structural ante-rift

Alors que l'extension horizontale cumulée sur un transect S-N dans les vallées du Vouraïkos (§ 3.3.2.5) et du Krathis (§ 3.3.1.4) est estimée à environ 15km, elle est réduite à 12-13km sur le transect passant par le massif du Panachaïkon (§ 3.3.4.5). Comment s'accommode la déformation d'est en ouest ?

3.3.5.1. L'amortissement des failles de Kerpini et de Doumena

L'extension précoce sur le détachement du Chelmos (~4-4,5km) est transférée à l'ouest sur le détachement de l'Erymanthe et les failles du bassin de Demestika (§ 3.2.1.3.3). A l'opposé, les failles plus récentes (failles de Kerpini ou de Doumena) ne se prolongent pas dans le massif du Panachaïkon (§ 3.3.2.1), mais s'amortissent rapidement en rive droite du Sélinous (**Fig.III-49**). On remarque que ces failles s'amortissent dans la zone frontale des écailles du Pinde.

3.3.5.2. La faille de transfert E-Panachaïkon

Au nord, les failles de Kernitsa-Pyrgaki se prolongent plus à l'ouest. Cependant, malgré un rejet cumulé important en rive droite du Méganitas, la faille n'affecte pas le Pinde affleurant en rive gauche et ne recoupe pas le massif du Panachaïkon. Plus au nord, la faille de Lakka s'étend encore plus à l'ouest. Elle ne recoupe pas non plus le massif du Panachaïkon mais change d'orientation en rive gauche du Phénix où elle passe d'une direction N100° à N150° puis rejoint la faille de Sella plus au nord. Comme pour les failles de Kerpini et de Doumena, les failles de Pyrgaki et de Lakka ne recoupent pas le massif du Panachaïkon. Mais contrairement à ces deux premières failles, les failles de Pyrgaki et de Lakka ne s'amortissent pas progressivement mais semblent contourner le massif du Panachaïkon. Comment s'accommode alors la déformation ?

L'analyse d'une image SPOT du secteur (**Fig.III-53**) permet de faire quelques observations : on peut remarquer l'existence d'un linéament d'environ 10km, orienté N140-150° et bordant le versant oriental du massif du Panachaïkon. Cet accident semble jouer un rôle majeur dans la structuration de la bordure septentrionale du Péloponnèse : à l'est de cette structure on observe un ensemble de failles normales et de bassins associés tandis qu'à l'ouest, le massif du Panachaïkon ne présente pas de grandes failles.

Une étude sur le terrain de cette structure a été faite. Le linéament observé sur l'image SPOT est visible grâce au contraste de relief entre les hauts sommets formés par les calcaires en plaquettes du Pinde (Crétacé supérieur) et le flysch tertiaire du Pinde, peu induré et sensible à l'érosion, qui forme morphologiquement une dépression d'une dizaine de kilomètres de longueur. A l'ouest, le flysch repose

sur les calcaires (**Fig.III-54A**). Le pendage de ces deux unités est de 25-30°NE. A l'est, le flysch est en contact anormal contre les calcaires. Cet accident présente un pendage de 30-35° vers le secteur nord-est. Les relations géométriques entre le flysch et les calcaires situés à l'est impliquent l'existence d'un contact anormal faisant chevaucher les calcaires du Crétacé sur la série du flysch de l'Eocène (**Fig.III-54B**). De plus le flysch se localise sur une bande étroite dont la direction est parallèle aux structures helléniques (**Fig.III-49**).

Vers le nord, le linéament se prolonge de manière plus ou moins continue. Par contre le long du contact morphologique et cartographique entre le flysch et les calcaires on peut observer deux petits reliquats de dépôts synrift (**Fig.III-49 et III-54C**) qui semblent associés à la structure. Il s'agit de conglomérats à éléments de flysch et de calcaires bien roulés. La stratification présente un pendage N115°.20°S, typique des directions corinthiennes. La présence de ces dépôts le long de la faille limitant le flysch des calcaires du Pinde suggère que cette structure a connu un jeu en extension ayant permis leur formation pendant le Quaternaire.

L'existence d'une faille néotectonique réutilisant un ancien accident hellénique suggère localement *l'importance de la structuration ante-rift dans la tectonique récente et actuelle du golfe de Corinthe*.

L'étude microtectonique des failles du golfe de Corinthe, la géodésie et la sismicité (e.g. Sébrier, 1977 ; Clarke *et al.*, 1998 ; Bernard *et al.*, 1997) montrent que la direction de l'extension quaternaire est restée constante en direction (~N/S). Dans une telle dynamique, la faille réutilisant l'ancien chevauchement et orientée N140-150° devrait montrer des indices d'un décrochement senestre avec une importante composante normale. Cependant, le flysch (et le grès en général) est un très mauvais marqueur de la déformation et aucun indice cinématique n'a pu être relevé le long du contact. Par contre il existe une autre faille recoupant les calcaires du Pinde, le prolongement occidental de la faille de Lakka. Orienté N100° en rive droite du Phénix, ce segment de faille change de direction en rive gauche, près du village de Damakinion. Alors orienté N140-150°, ce segment contrôle un petit bassin de conglomérats dont le pendage (N110.15°S) est semblable à celui du bassin régional (**Fig.III-54C**).

Sur la piste qui monte de Damakinion à Ano Salmeniko affleure une zone de déformation de 5-10m de largeur dans laquelle s'individualise une multitude de plans de failles métriques portant des cannelures et des stries. Ces nombreux plans (**Fig.III-53**) montrent que la zone de déformation N140° correspond à une *faille normale senestre*.

3.3.5.3. Rôle des structures en écailles frontales du Pinde sur les déformations récentes

Dans la partie orientale du secteur d'étude, les failles normales quaternaires de la bordure nord du Péloponnèse ne semblent pas influencées par la structuration alpine des Hellénides. Par contre à l'ouest,

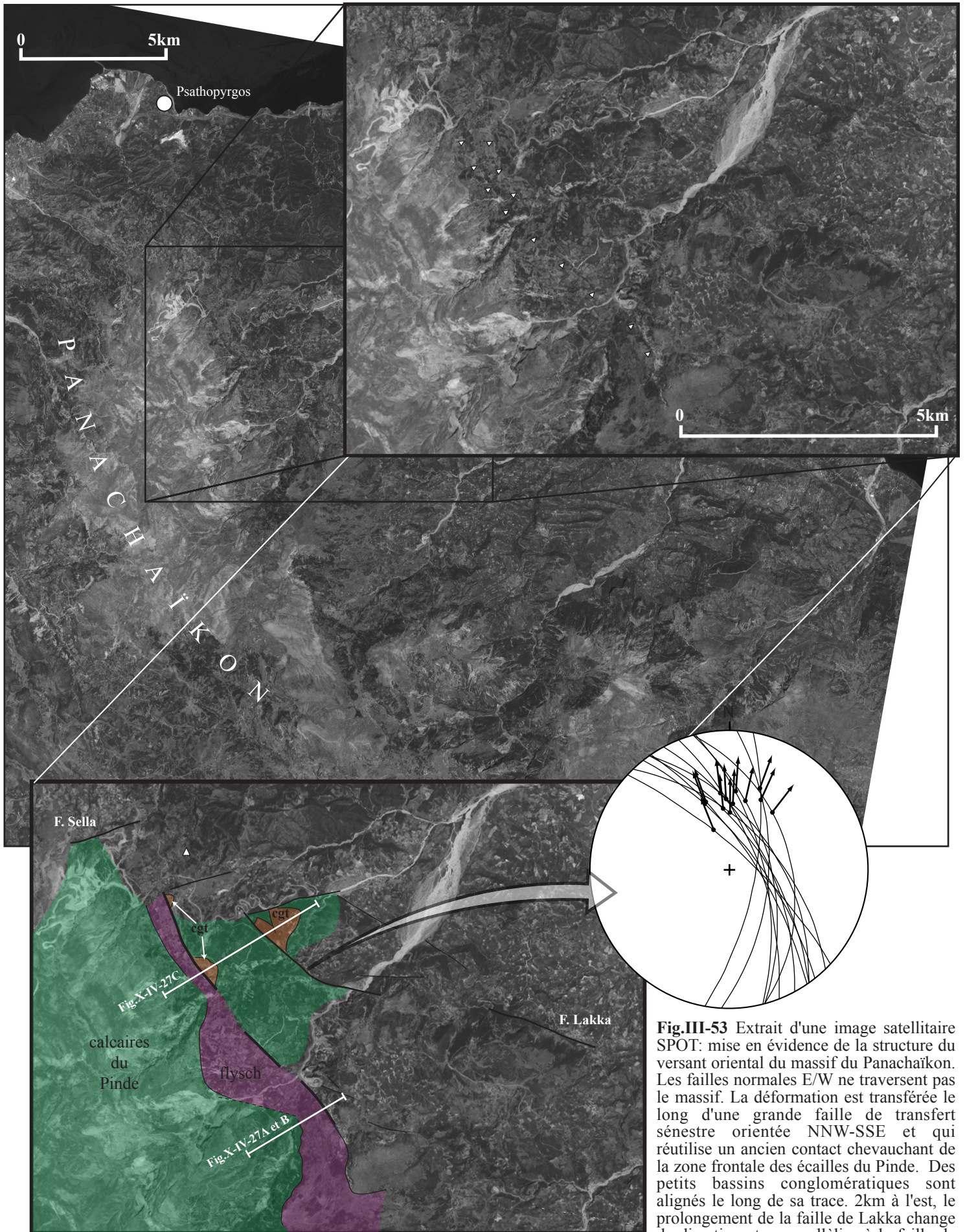


Fig.III-53 Extrait d'une image satellitaire SPOT: mise en évidence de la structure du versant oriental du massif du Panachaïkon. Les failles normales E/W ne traversent pas le massif. La déformation est transférée le long d'une grande faille de transfert sénestre orientée NNW-SSE et qui réutilise un ancien contact chevauchant de la zone frontale des écaïlles du Pinde. Des petits bassins conglomératiques sont alignés le long de sa trace. 2km à l'est, le prolongement de la faille de Lakka change de direction et se parallélise à la faille de

transfert. Comme elle recoupe les calcaires, des indices cinématiques ont pu être mesurés. Les résultats (projection stéréographique) montrent qu'il s'agit d'une faille normale décrochante sénestre dont le jeu est compatible avec l'extension N/S classiquement admise dans le golfe de Corinthe.

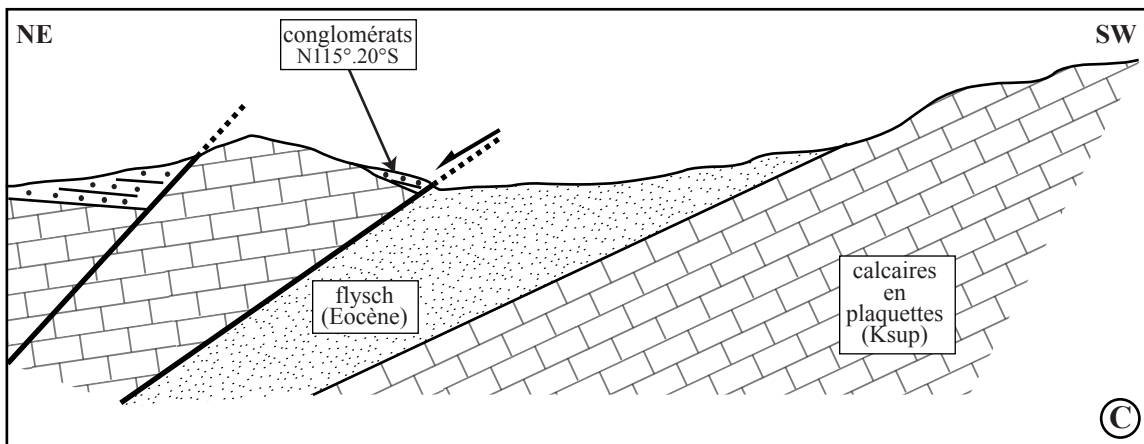
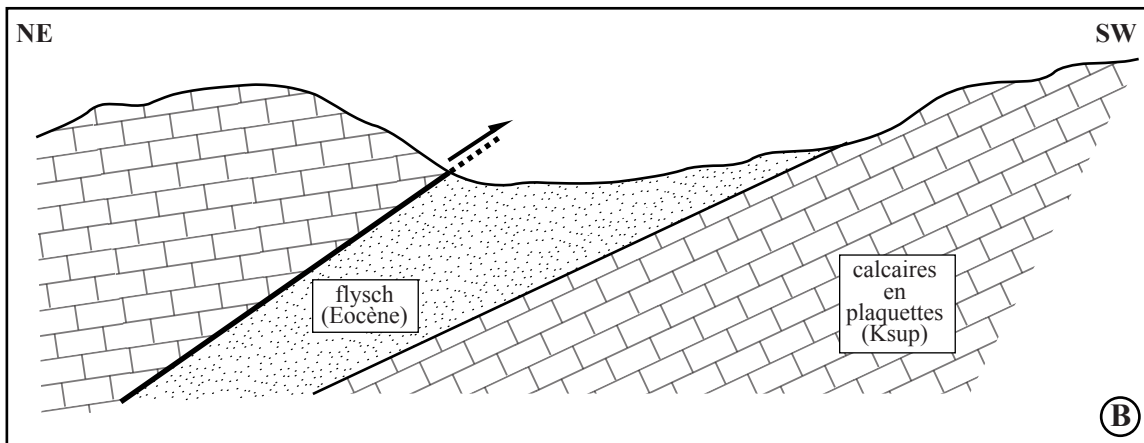
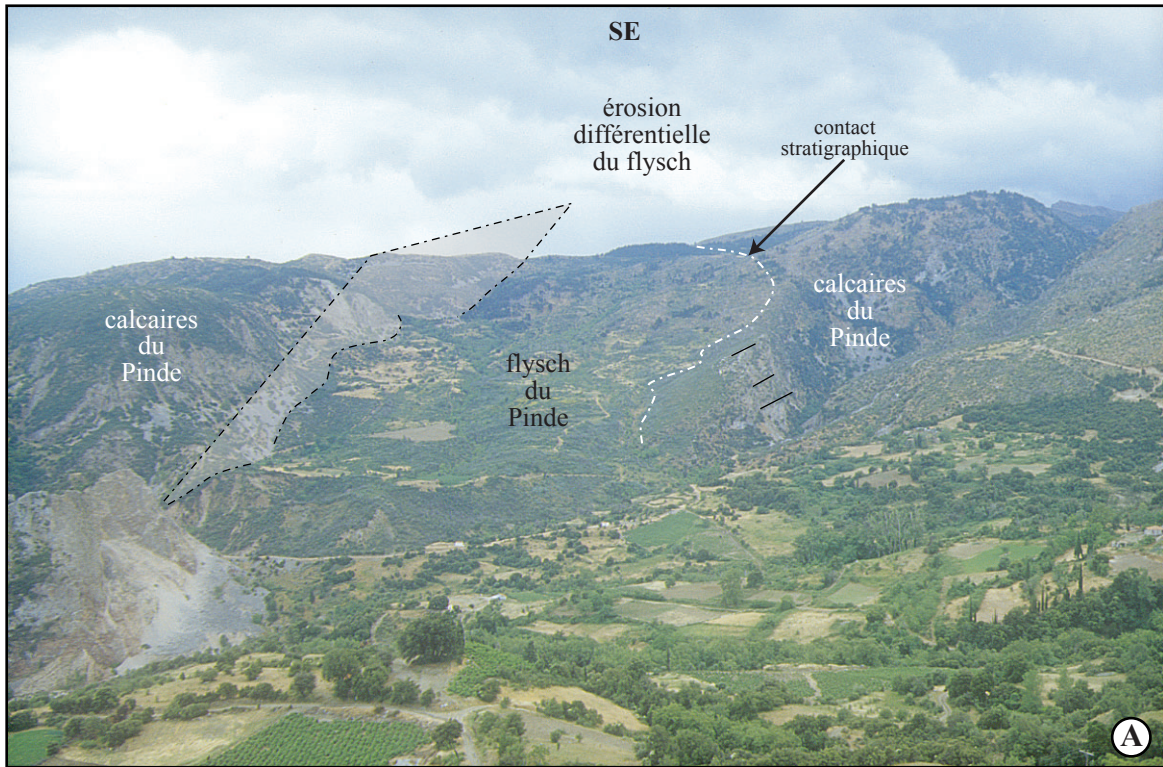


Fig.III-54. A: Vue vers le SE sur la dépression formée par le flysch éocène du Pinde (voir Fig.IV-26 pour localisation). A l'ouest le flysch repose stratigraphiquement sur les calcaires en plaquettes du Pinde (Crétacé supérieur). A l'est, une faille inverse amène les calcaires sur le flysch. B: La disposition décrite ci-dessus implique l'existence d'un contact anormal compressif (écaïlle) faisant chevaucher les calcaires sur le flysch (tectonique alpine). Cependant, vers le nord, dans la continuité de cette structure (Cf.Fig.IV-26), on trouve deux bassins conglomératiques associés, témoins d'un rejeu en extension de cette même faille au Quaternaire (C).

la zone frontale des écaïlles du Pinde semble avoir influencé la localisation des structures quaternaires : alors que pour certaines failles la déformation s'amortit (failles de Kerpini et de Doumena), pour d'autres, comme les failles de Pyrgaki-Eleoussis et Lakka, la déformation transférée sur des failles de transfert (faille E-Panachaïkon) qui réutilise des structures compressives alpines. Il en résulte peut-être que le massif du Panachaïkon se comporte comme un "môle" peu déformé néotectoniquement.

Un troisième exemple de cette relation entre néotectonique et zone frontale des écaïlles du Pinde peut également être évoqué pour la structure de l'émergence du détachement (**Fig.III-49**) : alors que, cartographiquement, l'émergence est continue du lac Stymphale jusqu'au Chelmos, on observe la formation d'un relais important dans la vallée du Vouraïkos entre les failles du Chelmos (sud de Kalavryta) et de l'Erymanthe. La formation de ce relais pourrait coïncider avec l'entrée dans la zone frontale des écaïlles du Pinde.

3.3.6. Synthèse sur le style structural du bloc supérieur du détachement

Ce chapitre a permis de montrer qu'une fois scellée à son émergence il y a 900ka, l'extension s'est ensuite réalisée sur des systèmes faillés situés plus au nord. Le premier système (failles de Kerpini, Tsivlos, Valimi) a permis le dépôt d'une épaisse série détritique fluvio-lacustre dont la géométrie a permis de montrer que le détachement se prolonge vers le nord en s'approfondissant. Le sommet du remplissage est caractérisé par des épandages conglomératiques qui scellent la faille de Tsivlos et qui sont basculés d'environ 5° vers le sud. Postérieurement, un second système faillé (failles d'Akrata, Kernitsa, Mamoussia et Pyrgaki) recoupe le bassin de Tsivlos. La série détritique associée est constituée d'un ensemble de deltas formés d'un empilement de topsets et de foresets, en relation avec l'activité des failles qui les contrôlent. La sédimentation de ces deltas pourrait être corrélée à un épisode climatique froid permettant une alimentation en matériels grossiers. La surface sommitale des deltas est aujourd'hui perchée à des altitudes pouvant atteindre 1000m. La géométrie du remplissage ne permet pas de reconstruire précisément la géométrie des failles en profondeur mais, localement, permet une estimation minimale de la profondeur d'enracinement des failles (faille de Pyrgaki). Vers l'est, le système faillé de Kernitsa-Pyrgaki rejoint la faille de transfert E-Panachaïkon, orientée N160°, et qui transfère l'extension sur la faille de Sella bordant le versant nord du massif du Panachaïkon.

Les failles actives bordant la rive du golfe de Corinthe se mettent en place tardivement dans le système. C'est leur formation qui a entraîné l'émergence des deltas plus au sud et l'arrêt progressif de l'activité sur les failles méridionales (postérieurement à l'émergence, la faille de Pyrgaki réalise environ 500m d'extension horizontale). La géométrie de ces failles a pu être déterminée à partir des données de

sismique (Clément, 2000), de sismicité (Bernard *et al.*, 1997 ; Hatzfeld *et al.*, 1996) ou de microsismicité (Rigo, 1994 ; Rigo *et al.*, 1996 ; Rietbrock *et al.*, 1996). Elles montrent que les failles actives sont des failles listriques qui s'enracinent en profondeur sur un plan à faible pendage vers le nord (30-35°N). Ce pendage est comparable au pendage initial du détachement observé dans la vallée du Krathis.

Il existe un manque de données sur la géométrie précise du système des failles de Kernitsa-Pyrgaki en profondeur. On ne peut donc pas faire de lien direct entre la géométrie observée à terre et la présence d'un plan à faible pendage vers le nord sous le golfe de Corinthe. Cependant, ces deux structures sont dans la continuité l'une de l'autre et il est fort probable qu'il s'agisse de la même structure.

Toutes ces données semblent montrer qu'il existe un accident lithosphérique à faible pendage vers le nord (détachement). Le jeu sur cet accident a entraîné en surface la formation de failles normales qui ne sont que des structures secondaires à l'échelle de la structure. Ces failles ont progressivement migré vers le nord depuis 900ka et la partie active se situe aujourd'hui sous le golfe de Corinthe.

4. MODELE D'EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE ET SPATIO-TEMPORELLE DE LA MARGE SUD DU GOLFE DE CORINTHE ET RELATIONS AVEC LE GOLFE DE PATRAS

Avec des taux d'extension supérieurs à 1cm/a (Clarke *et al.*, 1998), le golfe de Corinthe-Patras est l'un des rifts continentaux le plus rapide au monde. La dynamique extensive s'accompagne de mouvements verticaux (surrection et subsidence) également très rapides.

Cette partie a pour but d'apporter une contribution à la compréhension de l'évolution spatio-temporelle de la déformation dans ce rift. Pour se faire, deux méthodes complémentaires seront envisagées :

L'évaluation des taux de surrection et l'estimation de l'âge des surfaces d'émergence des deltas et des poudingues terminaux

Cette méthode permet, à partir d'une synthèse des données de surrection issues de la littérature (§ 4.1), d'estimer l'âge de la surface d'émergence des deltas ou des poudingues terminaux (§ 4.2). L'émergence, corrélée à l'activité des failles, permet indirectement d'attribuer des périodes d'activité pour les différentes failles.

L'évaluation des taux d'extension et le calcul de l'extension horizontale cumulée sur les failles

Les coupes obtenues à partir de l'étude de terrain permettent d'estimer l'extension horizontale cumulée sur chaque système de faille. Si l'on fait l'hypothèse que le taux d'extension est resté constant durant toute l'histoire du rift et égal à l'actuel, on peut calculer l'âge de l'initiation du rift et de l'activité des systèmes de failles du bloc supérieur du détachement (§ 4.3).

Une synthèse et une discussion des résultats fera l'objet d'un quatrième chapitre (§ 4.4) et le cinquième chapitre (§ 4.5) traitera des relations structurales entre le golfe de Patras et le golfe de Corinthe. Ces derniers résultats ont fait l'objet d'une publication soumise à la revue *Tectonophysics*.

4.1. Les mouvements verticaux

ce sous-chapitre synthétise les données de la littérature concernant la surrection du N-Péloponnèse. Les mécanismes de ces surrections seront traités dans la cinquième partie (§ 5).

4.1.1. La surrection E/W de la côte nord du Péloponnèse

Dans le N-Péloponnèse, de nombreux objets géologiques, tels que des deltas ou des terrasses marines se trouvent à des altitudes anormales. Ces objets ont fait l'objet de nombreuses études et je présente ici une synthèse des données disponibles dans la littérature.

Les données de surrection

De Corinthe à Xylokastro, un vaste étagement de terrasses marines littorales a été étudié par Keraudren (1970-1972), Dufaure (1975), Sébrier (1977), Keraudren et Sorel (1987) et Armijo *et al.* (1996). Keraudren et Sorel (1987) ont proposé une corrélation des terrasses marines transgressives avec les hauts niveaux marins des pics "chauds" de la courbe isotopique de l'oxygène. Appuyées sur des datations radiométriques U/Th et des associations de nannoplanctons, ces corrélations leur ont permis d'estimer des vitesses de surrection. Une augmentation de l'altitude de chaque terrasse de l'étagement d'est en ouest montre une augmentation des vitesses de surrection vers l'ouest du golfe.

Le taux de surrection de la terrasse de Vieille Corinthe (stade isotopique 7.3) est d'environ 0,3mm/a à Vieille Corinthe (Keraudren et Sorel, 1987). Près d'Examilia, plus à l'est, Dia *et al.* (1997) ont trouvé un taux équivalent en se basant sur des âges U/Th. Vers l'ouest le taux de surrection augmente progressivement et atteint 0,9mm/a près de Kiato et 1,5mm/a près de Xylokastro (Keraudren et Sorel, 1987). Au delà de Xylokastro, les restes de terrasses marines sont rares et mal préservés. Cependant, des indices de niveaux marins holocènes émergés permettent de suivre l'évolution des taux de surrection vers l'ouest.

A Mavra Litharia, les vestiges d'un ancien port romain portent des vermétidés soulevés jusqu'à 4m d'altitude (Stiros, 1998). A partir de ces observations, l'auteur propose un taux de surrection de 2,4-3mm/a.

A l'ouest de Paralia Platanos, l'encoche de la transgression holocène culmine à une altitude d'environ 12m, soit un taux de surrection approximatif de 2,2mm/a.

Vers Héliké, Soter (1998) a étudié et daté des restes de paléo-rivage du golfe de Corinthe. Ses résultats ont permis de déterminer un taux de surrection moyen de $2,4 \pm 0,8$ mm/a du bloc inférieur de la faille d'Héliké durant l'Holocène. L'auteur remarque que ce taux de surrection est supérieur à celui calculé plus à l'est sur les terrasses étagées de Xylokastro.

En datant par la méthode ^{14}C des coquilles marines préservées jusqu'à 7m d'altitudes, Stewart (1996) a montré que le bloc inférieur de la faille d'Héliké avait un taux de surrection moyen de 2,0-2,5mm/a. Il a également montré que ce taux, contrairement à ce qu'on pouvait attendre, est identique aussi bien au centre de la faille qu'en terminaison de faille. Comme ce résultat s'oppose aux modèles classiques de déformation du mur d'une faille normale, qui montrent que le bloc inférieur au centre de la faille subi un

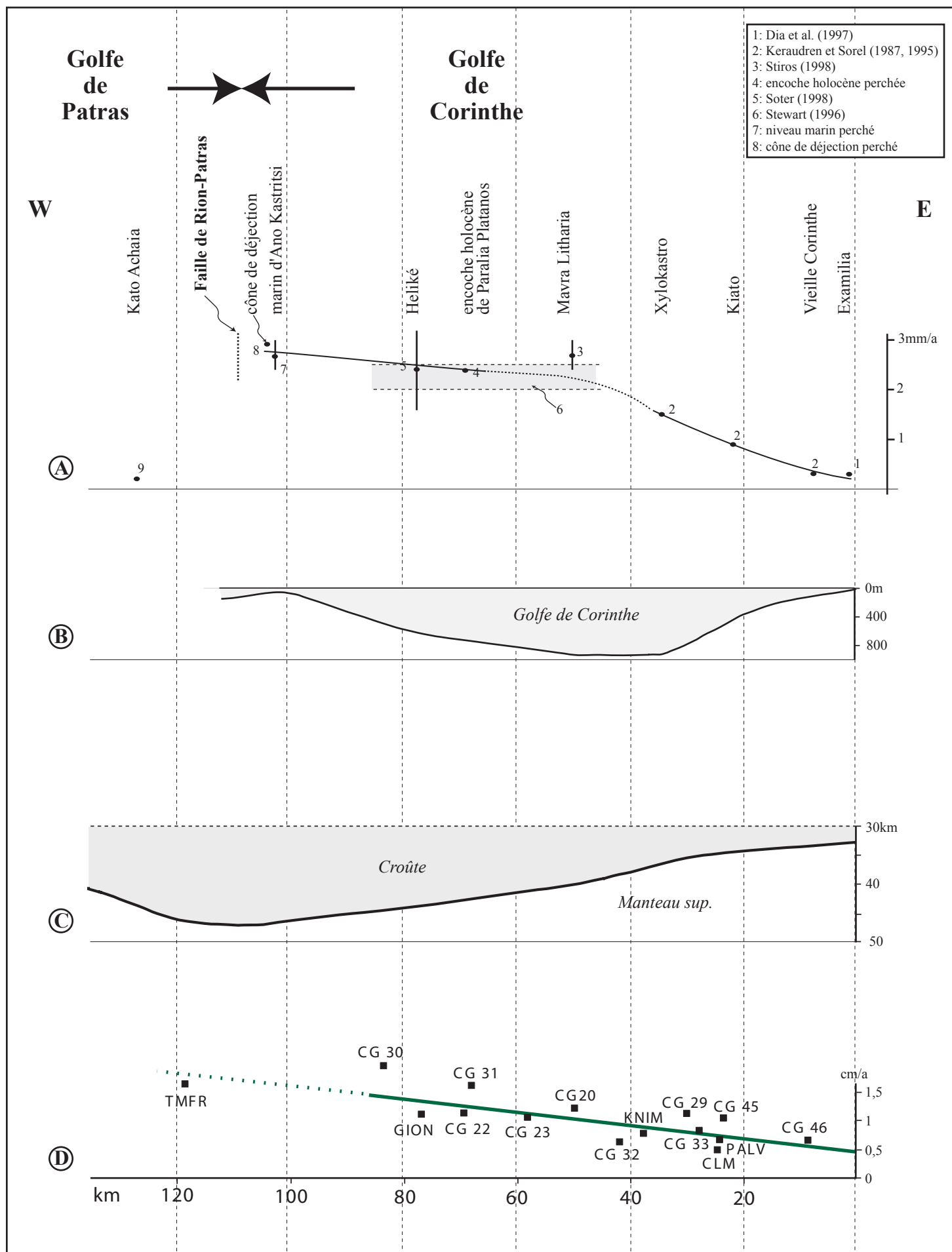


Fig.IV-1. A: Variations des taux de surrection le long de la côte nord du Péloponnèse (données de la littérature et de cette étude) B: Variations de la profondeur du golfe. C: Profondeur du Moho (d'après Makris, 1977). D: Variations des taux d'extension (d'après Clarke *et al.*, 1998) et noms des stations GPS.

soulèvement plus important qu'en terminaison de faille, *Stewart (1996) propose que l'ensemble des points situés dans le bloc inférieur des failles actives peut être considéré comme une unité cohérente subissant une surrection homogène, indépendante des mécanismes de déformation du mur des failles normales classiquement admis.*

Vers l'ouest, au dessus d'Ano Kastritsi (Ay. Yoannis), une petite série marine perchée à 570m d'altitude forme le sommet d'une puissante série continentale déposée dans le bloc supérieur de la faille de Sella. Ce niveau marin pourrait correspondre à l'un des trois hauts niveaux marins du stade 7, déjà reconnus dans l'étagement corinthien et datés vers 236, 218 ou 194ka (Imbrie, 1984). Selon le stade considéré on obtient un taux de surrection compris entre 2,4 et 3mm/a.

A quelques kilomètres au SW d'Ano Kastritsi, la surface d'un ancien cône de déjection perché à environ 600m et venant sceller la faille de l'W-Panachaïkon est daté à 200ka (§ 4.5). Situé dans le bloc inférieur de la faille active de Rion-Patras, cette surface indique un taux de surrection moyen de 3mm/a sur les derniers 200ka.

L'ensemble de ces résultats, synthétisés sur la **figure IV-1**, montre que *le taux de surrection augmente d'est en ouest tout le long du bord sud du golfe de Corinthe jusqu'à la faille de Rion-Patras*. Dans l'ouest du golfe, la faille de Xylokastro est relayée par les failles d'Akrata, Héliké, Aigion, Selianitika et Psathopyrgos. Or, contrairement au secteur de l'étagement des terrasses corinthiennes, la distance de ces failles à la côte varie peu et on observe malgré tout une augmentation progressive des phénomènes de surrection. Cette augmentation vers l'ouest semble donc indépendante de la distance à la faille active comme le supposaient Armijo *et al.* (1996).

4.1.2. La surrection N/S

Le soulèvement de la côte nord du Péloponnèse augmente donc d'est en ouest. A cette surrection E/W se superpose une surrection N/S d'origine différente.

Les témoins de la surrection N/S

Nous avons déjà vu que le réseau hydrographique et la géomorphologie indiquent un basculement généralisé du N-Péloponnèse vers le sud (§ 3.2.4). Ainsi, l'émergence du détachement correspond sensiblement à la ligne de partage des eaux entre, au sud, un bassin versant alimentant les fleuves rejoignant la mer Egée ou la mer Ionienne et au nord, un bassin versant alimentant le golfe de Corinthe (**Fig.III-23**). Coulant initialement vers le nord et recoupant la trace de l'émergence du détachement, de nombreuses rivières ont vu leur cours inversé par basculement vers le sud (e .g. Souteni, Manna).

Dans le bloc supérieur du détachement, certains cours d'eau n'ont pas eu la puissance nécessaire pour maintenir leur sens d'écoulement vers le nord et ont vu leur cours s'inverser : ainsi l'Olivios qui alimentait le protorift de Corinthe (dont les deltas du Mavron Oros et de l'Evrostian) alimente aujourd'hui la dépression endoréique de Fénéos. On retrouve encore aujourd'hui des reliquats de cette paléo-vallée entre les massifs du Mavron Oros et de l'Evrostina, sur la route menant de Derveni à Fénéos. Le réseau hydrographique n'est pas le seul à témoigner d'un basculement N/S généralisé du N-Péloponnèse : le long de l'émergence du Chelmos, la série conglomératique du bassin de Kalavryta présente des pendages systématiques vers le sud. Discordantes, les brèches du Xirokambos, scellant localement l'émergence du détachement sont également basculées 25° vers le sud (§ 3.2.2.1.2). Comme cela a déjà été montré, ce basculement est indépendant du jeu de la faille du Chelmos et doit donc être en relation avec un phénomène de plus grande échelle, comparable à celui inversant le cours des vallées.

Plus vers le nord, les épandages conglomératiques régressifs formant les plateaux perchés (1500m) du Kolokidolakkos et du Stolos formés avec une pente sédimentaire horizontale ou avec un faible pendage vers le nord, présente actuellement un pendage d'environ 5° vers le sud. Comme cette surface scelle la faille de Tzivlos, le basculement n'est pas lié au jeu de cette faille.

Le delta de l'Evrostina présente une surface à contre-pente vers le sud. Scellant la faille qui a contrôlé sa subsidence, le basculement est indépendant du jeu de la faille.

Ces données géologiques et morphologiques montrent que le N-Péloponnèse a subi un basculement général vers le sud. Les objets les plus anciens (e.g. brèches du Xirokambos) étant plus basculés que les plus récents (e.g. surfaces de l'Evrostina ou du Kolokidolakkos), il s'agit sans doute d'un phénomène continu. *C'est lui qui a donné naissance au vaste "bourrelet corinthien" défini par Dufaure (1975).*

La quantification de la surrection N/S n'est pas aisée. En effet, au sud du système de faille de Pyrgaki-Kernitsa-Akrata, les séries ne contiennent pas de niveau marin. Il n'existe pas de surface repère d'étendue suffisante pour pouvoir quantifier les variations S/N de la surrection. Il n'existe que de rares surfaces perchées, et tout raisonnement à partir de ces surfaces impliquerait de considérer (malgré leur origine lacustre) qu'elles se sont formées au niveau de la mer.

4.1.3. La subsidence dans le golfe de Corinthe

La subsidence du golfe est plus difficile à appréhender que la surrection du N-Péloponnèse. Les études de géophysique marine montrent que l'épaisseur des sédiments serait de 1500-2000m au centre du golfe (Myriantithis, 1984) et qu'elle ne dépasse pas 3000m à l'est (Sachpazi, 1998). Les données disponibles sont insuffisantes pour tracer l'évolution longitudinale des taux de subsidence. Cependant la bathymétrie

nous donne des informations sur la structure des fonds du golfe de Corinthe qui peuvent être interprétés en terme de subsidence (**Fig.IV-1**).

La partie orientale du golfe est caractérisée par une plaine abyssale à 800-900m de profondeur, témoignant d'une subsidence importante. Vers l'ouest le fond remonte progressivement pour atteindre seulement 60m de profondeur au seuil de Rion-Antirion, indiquant une diminution progressive de la subsidence vers l'ouest (**Fig.IV-1**). Indirectement, Seger et Alexander (1993) ont observé que les rivières S/N qui descendent du Péloponnèse et se jettent dans le golfe de Corinthe constituent des deltas dont une partie est émergée dans l'ouest du golfe mais dont la totalité est immergée dans l'est. Cette observation avait conduit ces auteurs à proposer que la subsidence était plus forte à l'est qu'à l'ouest.

La côte nord du golfe, subsidente et flexurée dans le bloc supérieur du détachement, ne présente aucun témoin soulevé d'une sédimentation lacustre ou marine comme sur la côte sud du golfe sauf près d'Antirion. Paradoxalement, située dans le bloc supérieur de la faille active de Psathopyrgos, cette série devrait être subsidente. Ceci indique que dans l'ouest du golfe la subsidence qui a permis le dépôt de cette série est plus ou moins compensée par la surrection.

4.2. Utilisation des taux de surrection à l'estimation de l'âge des surfaces d'émerision

4.2.1. Méthode

Pour estimer l'âge des séries à partir des taux de surrection, je suppose que le taux de surrection récent défini sur un secteur de la côte sud du golfe peut être extrapolé à l'intérieur des terres pour estimer l'âge des dépôts (ou surface) plus anciens et plus soulevés. Les surfaces repères utilisées seront les surfaces d'émerision des deltas et des poudingues terminaux.

Cependant cette méthode est soumise à des imprécisions :

- en raison du basculement général vers le sud (cf supra), un point situé au sud se soulève moins vite que sur la côte. Dans un tel cas, l'âge obtenu sera un âge minimum
- dans le cas d'une surface d'émerision étendue (e.g. surface du Kolokotronis), la partie sud de cette surface (~700m) est à plus faible altitude que la partie nord (~1000m). Quelle altitude de référence doit-on prendre pour le calcul de l'âge ? Pour les calculs, je prendrai une altitude moyenne. L'âge obtenu sera donc un âge approximatif.
- Dans de nombreux cas, nous avons vu que les failles pouvaient rester actives durant un certain temps après l'émerision de leur bassin (e.g. faille de Pyrgaki). Ceci implique que, bien qu'en surrection, les

bassins émergés subsident dans le toit de leur faille en fin d'activité. Dans un tel cas l'âge obtenu sera un âge minimal.

Tous ces paramètres influent sur les âges obtenus. Tous les âges présentés ci-dessous sont donc à considérer avec une incertitude qui peut être importante.

4.2.2. Les surfaces utilisées comme marqueur

La surface d'émergence des deltas du bassin d'Akrata-Mamoussia

La surface formée par les topsets des deltas de la formation d'Akrata-Mamoussia correspondait à la surface d'émergence de cette formation, c'est à dire au recul du paléo-rivage. Or, on trouve intercalé dans ces deltas des niveaux marins qui indiquent qu'ils se sont formés sous le niveau marin. Il est alors probable que la surface d'émergence des deltas correspond à un ancien rivage marin. Ceci implique que, si ces surfaces sont aujourd'hui perchées à par exemple 1000m, alors la surrection est de 1000m par rapport au niveau marin actuel (dans le cas de surfaces sans niveau marin associé, la surrection peut être moindre si elles se sont formées au dessus du niveau de la mer).

Les surfaces des deltas de la formation d'Akrata-Mamoussia sont de bons marqueurs de paléo-rivages.

La surface d'émergence des poudingues terminaux du bassin de Tsivlos

Le sommet de la série de Tsivlos est représenté par les conglomérats grossiers qui forment les hauts-plateaux du Kolokidolakkos (§ 3.3.1.1.2, **Fig.III-39**). Ces niveaux qui scellent la faille de Tsivlos forment de grandes surfaces qui culminent vers 1500m d'altitude (Stolos, Petruki et Kolokidolakkos). Dufaure (1975) les nommait "poudingues terminaux". Ces surfaces ne sont préservées que sur les interfluves. Ce sont les restes de vastes dépôts progressivement émergés et incisés par les vallées.

Quelle est la signification de ces surfaces ?

Portant un sol d'altérites rouges, la surface du Kolokidolakkos correspond aux derniers dépôts aquatiques du bassin de Tsivlos avant l'émergence définitive. Cette surface correspond donc à la régression du rivage sud du lac corinthien. Préservée au niveau ces deux hauteurs, elle devait couvrir initialement toute la région des failles de Tsivlos et de Kerpini. Bien que lacustre, cette surface devait être à faible altitude.

Le sommet du Gaïdourraki, situé dans le mur de la faille de Tsivlos, se trouvait alors à une altitude maximum de 400m. Le massif du Prophitis Ilias, actuellement à une altitude de 1525m, devait à peine être émergé. Il devait probablement jouer le rôle de seuil entre le bassin de Kerpini et celui de Doumena. Le Micro Chelmos (1088m), dont le flanc sud correspond plus ou moins à la surface ante-rift, était immergé, indiquant que le bassin de Tsivlos devait être ouvert vers le nord. Par contre au sud de la faille de Kerpini, les altitudes actuelles dépassent rarement les 1300m. Si les altitudes du bloc inférieur étaient

effectivement inférieures à 1500m, on devrait retrouver des reliquats de dépôts sub-horizontaux dans le bloc inférieur de la faille de Kerpini, discordants sur la série basculée du bassin de Kalavryta. Un tel reste a été observé au sommet du Skepasto. Il s'agit de conglomérats sub-horizontaux reposant en discordance sur les calcaires du Pinde et sur les conglomérats de la série de Kalavryta. A environ 1300m d'altitude, ils sont épais de 100 à 200m. Il semble donc évident qu'au nord de la série de Kalavryta, la limite du rivage ne devait pas correspondre à la trace actuelle de la faille de Kerpini. La faible altitude du bloc inférieur devait permettre des immersions locales, probablement en relation avec le modelé du paysage à cette période.

4.2.3. Estimations des âges des surfaces d'émergence

L'ensemble des résultats est synthétisé sur la **figure IV-2**.

La surface d'émergence du delta d'Arravonitsa (faille de Lakka)

Le delta qui forme la surface d'Arravonitsa se trouve dans le bloc supérieur de la faille inactive de Lakka et dans le bloc inférieur de la faille active de Psathopyrgos. Il culmine à 518m. Selon la courbe de variation E/W des vitesses de surrection (**Fig.IV-1**), la surface sommitale du delta s'est soulevée à une vitesse de 2,6-2,7mm/a. *L'âge de la surface d'Arravonitsa est donc estimé à 190-200ka*. Situé à proximité des failles actives, ce niveau a dû subir un basculement faible vers le sud : la correction d'âge à apporter est donc faible et l'âge obtenu doit être proche de l'âge réel. Le niveau marin interstratifié dans les foresets du delta, et devant correspondre à un pic "chaud" de la courbe isotopique de l'oxygène (haut niveau marin permettant l'incursion des eaux marines dans le lac de Corinthe), serait attribuable au stade isotopique 7 (236-194ka).

La surface d'émergence du delta du Kolokotronis (faille de Pyrgaki)

La surface de ce delta est basculée vers le sud de 5-6°. Sa partie septentrionale culmine à 987m et sa partie méridionale à environ 700m. Pour le calcul de l'âge j'utilise une altitude moyenne de 850m. La courbe de variation E/W des vitesses de surrection (**Fig.IV-1**) montre que la surface s'est soulevée à une vitesse de 2,5mm/a. La surface du delta a donc un *âge d'environ 340ka*. Le niveau marin interstratifié dans les foresets serait alors attribuable au stade isotopique 9 et les brèches sus-jacentes au stade isotopique 8.

La surface d'émergence des deltas de Mamoussia et de Kastellia (faille de Mamoussia)

Entre les vallées du Kerinitis et du Vouraiikos, la surface du delta situé au nord du village de Mamoussia culmine à une altitude de 839m. Basculée vers le sud, j'utilise une altitude moyenne de 800m pour le

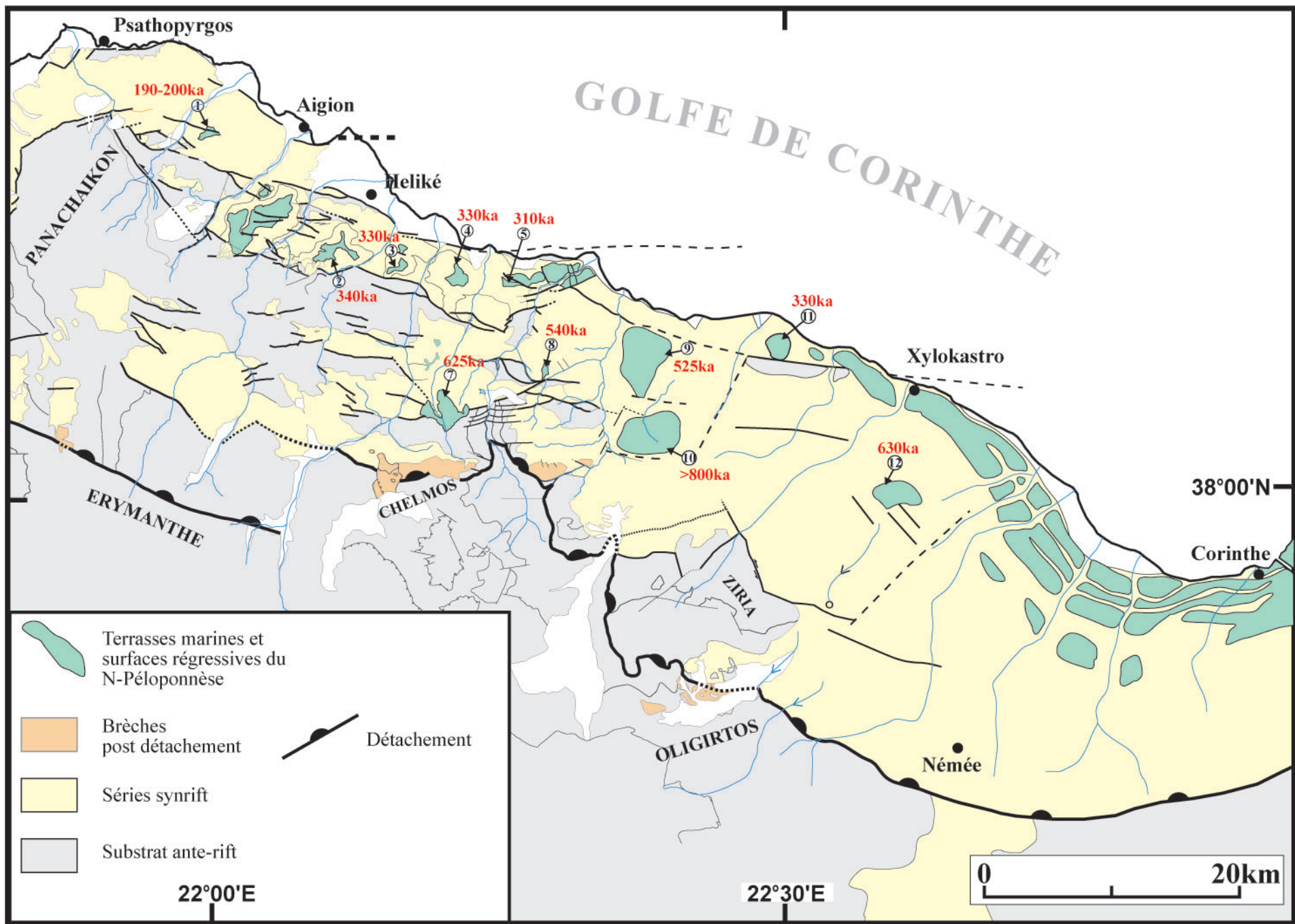


Fig.IV-2. Les terrasses marines et les surfaces régressives perchées du N-Péloponnèse. Attribution d'âge à partir des taux de surrection actuels mesurés dans le mur des failles actives. 1: delta d'Arravonitsa. 2: delta du Kolokotronis. 3: delta de Mamoussia. 4: delta de Kastellia. 5: delta d'Akrata. 7: surface du Kolokidolakkos. 8: surface du Prioni. 9: delta de l'Evrostina. 10: delta du Mavron Oros. 11: surface d'Ellinikon. 12: delta du Mougostos.

calcul de l'âge. Selon la courbe illustrant les variations E/W du soulèvement, à la longitude de Mamoussia le taux de surrection est estimé à 2,4mm/a. ***L'âge de l'émerision du delta de Mamoussia est donc estimé à environ 330ka.***

Plus à l'est, entre les vallées du Vouraikos et du Ladopotamos, la surface du delta de Kastellia culmine également à environ 800m. Le taux de surrection estimé à 2,4mm/a permet d'estimer l'âge de l'émerision à environ 330ka.

La surface d'émerision du delta d'Akrata (faille de Kernitsa)

Toujours vers l'est, la surface du corps d'Akrata est faillée postérieurement à sa formation. Cependant il existe une relique de cette surface, située au sud et non-affectée par les failles secondaires postérieures. Cette surface culmine à 720m d'altitude. Selon la courbe des variations E/W du soulèvement, le taux de surrection est localement estimé à 2,3mm/a. ***L'âge de l'émerision du corps d'Akrata est donc estimé à environ 310ka.*** Associés à la construction de ce corps deltaïque on retrouve un niveau marin interstratifié dans les foresets du delta (donc d'un âge plus ancien que la surface d'émerision). La datation à 386ka (+56, -38ka) de ce niveau marin par la méthode U/Th (Vita-Finzi, 1993) est en accord avec le résultat obtenu ci-dessus. Ce niveau marin doit correspondre au stade isotopique 9 de la courbe de l'oxygène et être l'équivalent du niveau interstratifié dans les foresets du Kolokotronis.

La surface d'émerision des poudingues terminaux du Kolokidolakkos (faille de Tzivlos)

Située au sud du système de faille de Pyrgaki-Kernitsa-Akrata, la surface d'émerision du ***Kolokidolakkos*** culmine à près de 1500m et scelle la faille de Tzivlos. Si l'on considère le taux de surrection actuel de 2,4mm/a, ***la surface aurait émergé depuis environ 625ka.*** En raison du basculement N/S, il s'agit d'un âge minimal. De plus, ce résultat implique intrinsèquement que cette surface se soit formée au niveau de la mer. En l'absence de niveau marin, nous n'avons aucun contrôle sur cette hypothèse. Si le lac était au dessus du niveau de la mer, alors il faut diminuer l'âge obtenu ci-dessus.

La surface d'émerision des poudingues terminaux du Prioni (faille de Valimi)

Dans le bassin de Tzivlos, dans le bloc supérieur de la faille de Valimi, les faciès régressifs du sommet du Prioni culminent à 1240m d'altitude. Si l'on considère un taux de surrection de 2,3mm/a, ***l'âge de l'émerision du Prioni est de 540ka.*** Ce résultat montre que le Prioni a émergé postérieurement à la surface du Kolokidolakkos.

La surface d'émerision du delta de l'Evrostina

Situé à l'est du Prioni en rive droite du Krios, l'impressionnant delta de l'Evrostina est situé dans le bloc inférieur du prolongement oriental de la faille d'Akrata. Il forme une surface qui culmine à 1156m. Si l'on considère un taux de surrection de 2,2mm/a, ***l'émerision du delta de l'Evrostina est estimée à un âge***

minimal de 525ka, âge comparable à l'émergence du Prioni. Ce résultat est en accord avec la présence d'éboulis typique du Riss sur les bords de l'Evrostina et la présence d'un sol rouge fersialitique à son sommet et attribué à l'inter Mindel-Riss.

La surface d'émergence des poudingues terminaux du Mavron Oros

Au sud de l'Evrostina, et également alimenté par la rivière de l'Oligirtos quand celle-ci coulait vers le nord, se trouve le vaste ensemble conglomératique deltaïque du Mavron Oros. Culminant à 1756m, *la surface du Mavron Oros serait émergée depuis environ 800ka* au minimum.

La surface d'émergence d'Ellinikon : faille de Xylokastro

Plus à l'est, dans le toit du prolongement occidental de la faille de Xylokastro, une série fine à pendages nord forme un alignement E/W de collines qui culmine à 602m. En considérant un taux de surrection de 1,8mm/a, cette série aurait émergée depuis 330ka. Cependant il ne s'agit pas d'une surface plane à laquelle s'associent des faciès régressifs grossiers. La surface régressive associée à l'émergence de cette série est érodée et virtuellement située à plus haute altitude. Cela signifie que *l'émergence de cette série a débutée antérieurement à 330ka*.

La surface d'émergence du delta du Mougoustos

A 8-10km au sud de Xylokastro et au SW de l'étagement des terrasses de Xylokastro, la surface régressive du delta du Mougoustos culmine à 943m. Si l'on considère un taux de surrection de 1,5-1,6mm/a, *l'émergence de la surface du delta du Mougoustos aurait débutée il y a 590-630ka*. Si on considère que cette surface régressive continentale est dans la continuité supérieure de l'étagement des terrasses marines de Corinthe, cette surface a pu se former et émerger durant le stade isotopique 15. Postérieurement à la formation du delta, la rivière l'ayant alimenté faiblit et son cours s'inverse.

La formation des grands deltas est classiquement attribuée à des périodes froides et humides durant lesquelles l'érosion est intense. Les surfaces d'émergence des ensembles conglomératiques du Kolokidolakkos, du Prioni, de l'Evrostina et du Mougoustos sont attribuées à des âges variant de 630 à 525ka. Cette période correspond à la succession des crises climatiques froides du Mindel (stade isotopique 14 et 19). Il y a donc un bon accord entre les âges des ensembles conglomératiques calculés à partir des taux de surrection et l'occurrence de crises climatiques froides nécessaires à leur formation. L'estimation des âges par les taux de surrection donne des résultats comparables à ceux estimés par la géomorphologie et la paléoclimatologie reflétée par la sédimentation.

De la même manière, l'âge de la surface d'émergence du Mavron Oros est estimé au minimum à 800ka. Formé leur d'une période froide, le Mavron Oros pourrait être un équivalent latéral des brèches de

versant qui scellent le détachement (brèches du Chelmos, du Xerouvouna, de Stymphale ou de l'Erymanthe) et dans ce cas être attribué à la crise climatique du stade isotopique 22.

4.2.4. Datation des systèmes faillés et vitesses de propagation des failles

4.2.4.1. Les failles actives de Psathopyrgos-Aigion

La faille d'Héliké est une faille active. Si la faille de Lakka, située dans son prolongement, est inactive comme le propose Armijo *et al.* (1996) et comme le suggère l'émersion du delta d'Arravonitsa (200ka), comment la déformation est-elle accommodée dans le bloc supérieur ? :

- près de Diakopto, la subsidence est supérieure aux apports sédimentaires et le toit de la faille est immergé.
- au nord d'Héliké, devant le segment actif de la faille d'Héliké, l'altitude du cône-delta du Sélinous est de 20 à 40m. Soter (1998) a montré que les mouvements verticaux du delta sont complexes, et des périodes de subsidence alternent avec des périodes de surrection. Ces mouvements alternants sont probablement influencés par la faille d'Aigion située plus au nord. Vers l'ouest, les altitudes de la morphologie de plateau du delta augmentent progressivement et atteignent une centaine de mètres au niveau de la ville d'Aigion. Cette pente générale moyenne de 1° pourrait expliquer l'inflexion vers l'est du cours du Sélinous après le passage de la faille d'Héliké (**Fig.III-36**).
- en rive gauche du Sélinous, les altitudes continuent à s'élever dans le toit du segment de faille limitant au sud la surface de Kounina, et atteignent près de 200m en rive droite du Méganitas.
- en rive gauche du Méganitas, les altitudes au pied de la faille de Lakka culminent à plus de 300m puis près de 600m au plateau d'Arravonitsa.

Si on considère que la variation progressive et continue des altitudes correspond à une surface à pendage est, passant par le sommet de la surface d'Arravonitsa et par la surface actuelle du Sélinous basculée vers l'est, comment faut-il interpréter cette surface ? S'agit-il d'une surface synchrone, postérieurement basculée vers l'est ou bien s'agit-il d'une surface marquant la régression progressive de la ligne de rivage vers l'est ?

Si la surface est synchrone et basculée postérieurement vers l'est : Cette hypothèse suppose que dans un premier temps la subsidence du système des failles d'Héliké-Lakka était égale en tout point. L'apparition des failles de Psathopyrgos-Selianitika-Aigion dans le bloc supérieur entraîne une surrection du bloc inférieur : à la longitude d'Arravonitsa, la faille de Lakka devient inactive (absence de subsidence). Vers l'ouest, la subsidence augmente progressivement mais reste inférieure à la surrection. Au niveau du delta

du Sélinous, entre les failles d'Héliké et d'Aigion, la surrection et la subsidence se compensent ou alternent (Soter, 1998). A l'est du delta, la subsidence est supérieure à la surrection.

Cette interprétation implique une mise en place rapide des nouvelles failles actives. De plus cette hypothèse implique que le niveau marin interstratifié dans les foresets associés à la surface des topsets d'Arravonitsa (518m) a le même âge que l'actuel delta du Sélinous.

Pour savoir si cette surface est synchrone, il faudrait savoir si elle est associée à un niveau stratigraphique unique (par exemple un niveau marin) que seule une étude de terrain pourrait démontrer.

Si la surface est diachrone (surface régressive) : Si on ne regarde que l'actuel delta du Sélinous, sa partie occidentale culmine à près de 100m d'altitude, indiquant qu'il a subi une surrection ayant permis son émergence. Lemeille *et al.* (2002) ont montré que le bloc supérieur de la faille d'Aigion subissait un mouvement de surrection de 2,5mm/a, ce qui permet de dater approximativement la surface du delta à 40ka. Le cours actuel du Sélinous est dévié vers l'est dans le sens de la pente générale du delta. Ceci indique qu'actuellement la sédimentation se fait à l'est du delta qui progrède. A l'échelle du delta on montre donc que sa surface semble diachrone, l'émergence progressant d'ouest en est.

Si on extrapole ce raisonnement, ***la surface à pendage est entre Arravonitsa et Héliké marquerait la régression progressive de la ligne de rivage vers l'est.*** Ceci implique donc aussi que le bloc supérieur de la faille de Lakka a arrêté de subsider très tôt dans l'histoire de la faille d'Héliké. L'existence de cette surface à pendage est indiquée que, dans le toit de la faille, la subsidence a progressivement diminué d'ouest en est.

Actuellement, au nord de la faille de Lakka, l'extension est accommodée par les failles de Psathopyrgos et Aigion connectées par la faille oblique de Selianitika. Comme il existe un lien plus ou moins direct entre la fin d'activité d'une faille, l'émergence de son bloc supérieur et l'apparition d'une faille plus au nord, ***la géométrie de la surface à pendage est située dans le bloc supérieur des failles d'Héliké-Lakka pourrait être le témoin direct de l'activité des failles plus septentrionales (failles de Psathopyrgos, Selianitika et Aigion) et de leur propagation vers l'est.***

Si on considère que l'émergence d'une surface correspond à la subsidence du bloc supérieur de la faille de Lakka-Héliké qui devient inférieure à la surrection dans le bloc inférieur des failles actives, cette transition a eu lieu il y a 200ka à la longitude d'Arravonitsa et est actuelle au niveau du delta du Selinous où la subsidence de la faille active d'Héliké compense difficilement la surrection (Soter, 1998). L'ensemble de ces hypothèses permet alors d'estimer la vitesse de propagation du système des failles actives de Psathopyrgos-Selianitika-Aigion. Séparées dans le temps de 200ka et spatialement de 11-12km, la surface entre Arravonitsa et le delta du Selinous montrerait une propagation vers l'est de 5,5-6cm/a des failles actives.

4.2.4.2. La faille d'Héliké

L'estimation des âges d'émergence à partir des altitudes des surfaces régressives permet de mettre en évidence un diachronisme d'ouest en est : le delta du Kolokotronis émerge il y a environ 340ka, le delta de Mamoussia vers 330ka, 330ka entre les vallées du Vouraikos et du Ladopotamos et la formation d'Akrata vers 310ka. Comme pour la surface à pendage est décrite précédemment, cette différence d'âge pourrait être le témoin d'un diachronisme de l'émergence. Elle témoignerait d'une diminution progressive d'ouest en est de la subsidence du bloc supérieur du système de failles Pyrgaki-Kernitsa-Akrata compensée par la surrection régionale, une partie de la subsidence étant transférée plus au nord dans le bloc supérieur d'une nouvelle faille active, la faille d'Héliké. Si ce diachronisme témoigne de la propagation de la faille d'Héliké, et selon les surfaces considérées, alors la vitesse de propagation varie entre 4 et 5cm/a.

4.2.4.3. Les failles de Tsivlos et de Valimi

La surface d'émergence des poudingues terminaux du Kolokidolakkos est estimée à 625ka (âge minimum compte tenu des variations de surrection S/N). Ceci implique que *l'ensemble des surfaces perchées à 1500m (Kolokidolakkos, Stolos, sommet de la série de Kerpini, Skepasto) ont également émergé il y a approximativement 625ka*. Bien que réparties sur de courtes distances, on n'observe pas de variations d'altitude E/W significatives pouvant évoquer un diachronisme de l'émergence de cette surface.

Située plus au nord, la surface du Prioni a émergé il y a environ 540ka. Contrairement à la surface du Kolokidolakkos qui se trouve dans le toit de la faille de Tsivlos, le Prioni se situe dans le toit de la faille de Valimi. Si la surface du Prioni émerge postérieurement à la surface du Kolokidolakkos, cela signifie que la faille de Valimi est restée active pendant une période assez longue postérieurement au scellement de la faille de Tsivlos par les conglomérats. En partie synchrone de la faille de Tsivlos (§ 3.3.1.1), *la faille de Valimi est restée active durant près de 100ka après celle de Tsivlos* (cette possibilité avait également été évoquée § 3.3.1.1).

Plus à l'est, le delta de l'Evrostina repose sur les séries fines du bassin de Valimi. Il serait âgé d'environ 525ka, âge comparable de celui obtenu pour l'émergence du Prioni (540ka). Associées au même bassin et au même système de failles, ces surfaces régressives marquent l'apparition de failles actives situées plus au nord (failles de Kernitsa et d'Akrata). D'un âge semblable, *la surface des topsets de l'Evrostina est l'équivalent latéral de la surface du Prioni*. La différence essentielle tient à leur localisation vis à vis du réseau de drainage lors de leur émergence : l'Evrostina était à l'embouchure de l'Olivios (aujourd'hui basculé vers le sud). Durant la crise climatique du Mindel, cette rivière a fourni du matériel détritique en quantité importante ayant permis la construction d'un delta épais progradant de type-Gilbert. Quant à lui,

le Prioni n'est pas associé à l'embouchure d'une rivière. Les faciès restent fins (distaux), jusqu'à l'émergence qui permet la formation d'une plage à petits galets (surface régressive équivalente aux terrasses marines de l'étagement de Xylokastro).

4.3. Utilisation de l'extension horizontale cumulée à l'estimation de l'âge des systèmes de failles

Des travaux récents basés sur des données GPS (e.g. Clarke *et al.*, 1998) ont montré que les vitesses d'ouverture du golfe de Corinthe augmentent d'est en ouest, de 0,5cm/a à Corinthe à 1,5cm/a à la longitude d'Aigion (§ 1.4.2 et **Fig.IV-1**). Cependant, ces différentes campagnes GPS nous informent sur les vitesses d'ouverture actuelles du golfe de Corinthe. Je fais l'hypothèse que les taux d'ouverture sont restés constants depuis le début du rifting et sont équivalents de ceux mesurés actuellement. A partir de l'extension horizontale cumulée sur les failles, cette hypothèse permettra d'estimer l'âge de l'initiation du rift mais aussi d'estimer l'âge des systèmes faillés du bloc supérieur entre l'émergence du détachement et les failles actives.

4.3.1. Age de l'initiation du rifting (détachement)

Les coupes de la vallée du Krathis et du Vouraikos montrent que l'extension horizontale cumulée sur la faille du Chelmos est de l'ordre de 15km (**Fig.IV-3**). Si l'on considère que la vitesse d'ouverture est restée constante durant toute l'histoire du rift et d'une valeur équivalente aux taux actuels mesurés par la géodésie (1-1,5cm/a), alors *le détachement se serait initié il y a 1,5-1Ma* dans la partie centrale du Péloponnèse.

Dans le golfe de Patras (§ 4.5), l'extension horizontale cumulée est estimée à 10km et le taux d'extension moyen est estimé à 0,8-1cm/a. Cette baisse significative du taux d'extension est en accord avec différents travaux (e.g. Kahle, 1995) qui ont montré que les taux de déformation étaient inférieurs à ceux déterminés à la longitude d'Aigion. Selon le taux d'extension considéré, *le détachement du golfe de Patras se serait initié il y a 1,2-1Ma*, en accord avec l'âge d'initiation de la faille du Chelmos.

Vers l'est, au sud du massif du Ziria, l'émergence du détachement a cumulé environ 6km d'extension horizontale (§ 3.2.1.2). Les brèches de Stymphale scellent le détachement. Si l'attribution de la formation de ces brèches à la même crise climatique froide que celles du Xirokambos (~900ka) s'avère exacte, alors l'émergence du détachement a joué sur 6km avant 900ka. A cette longitude, les taux d'extension sont

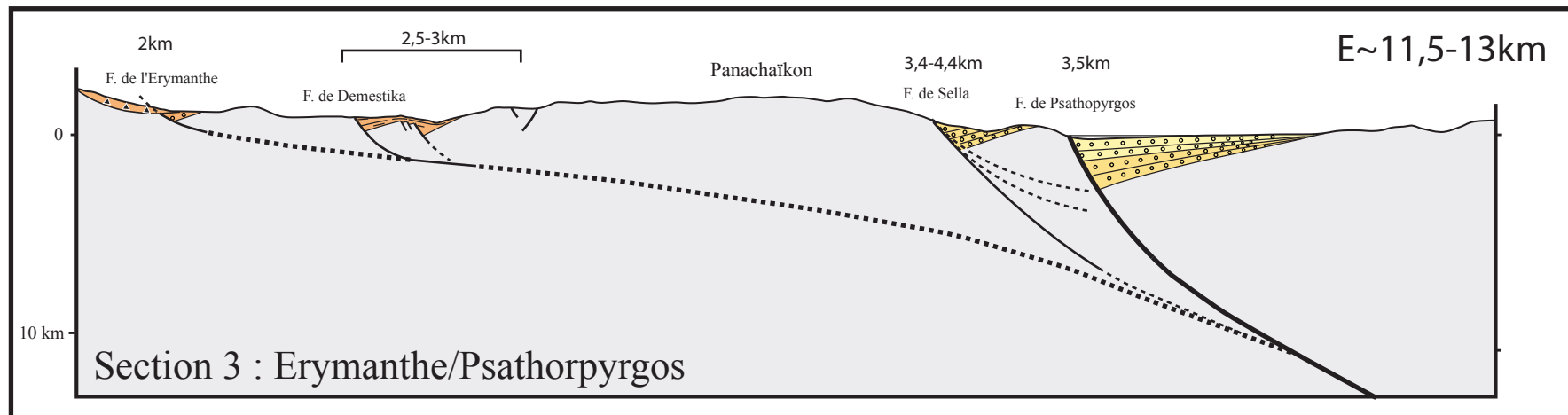
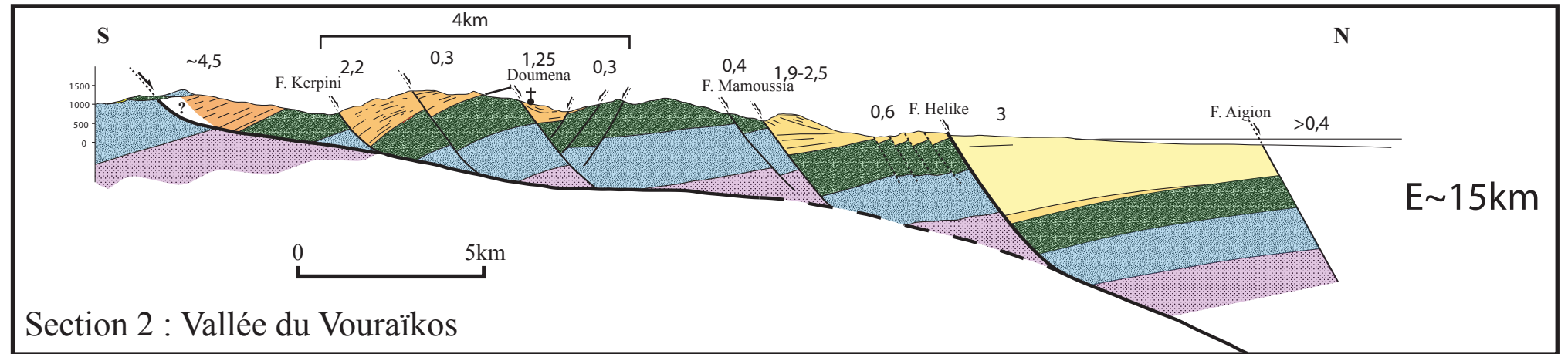
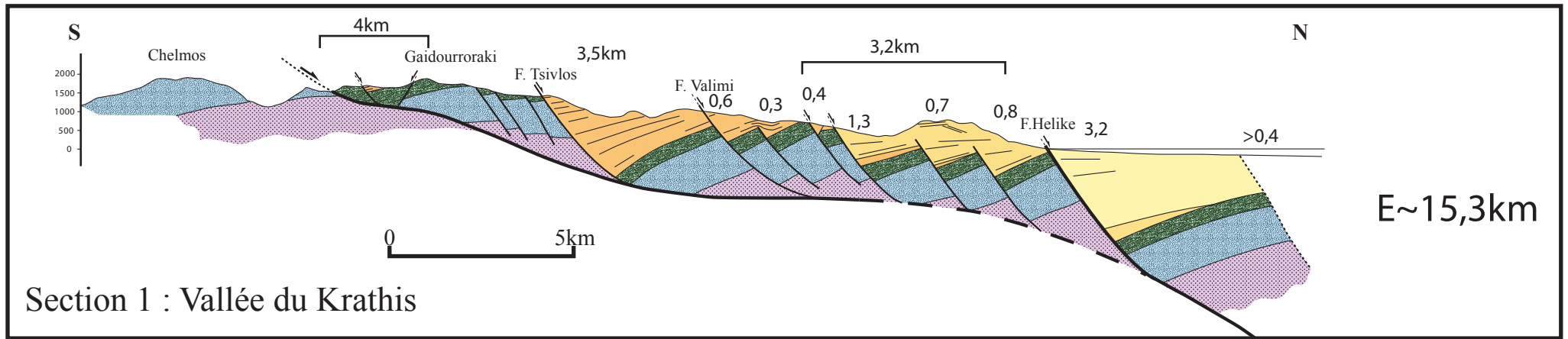
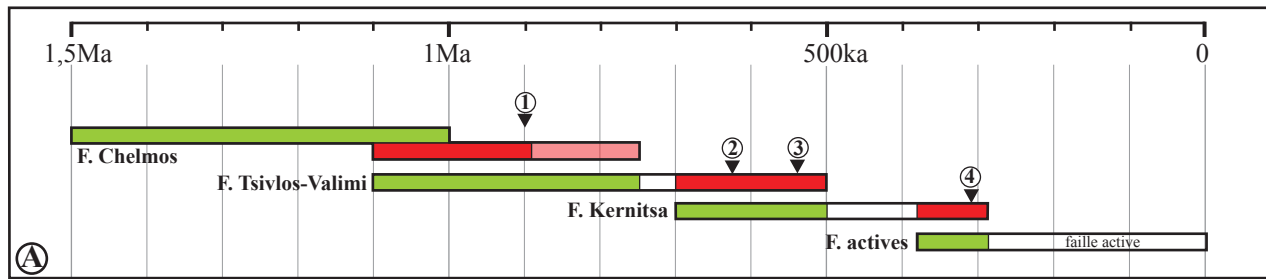
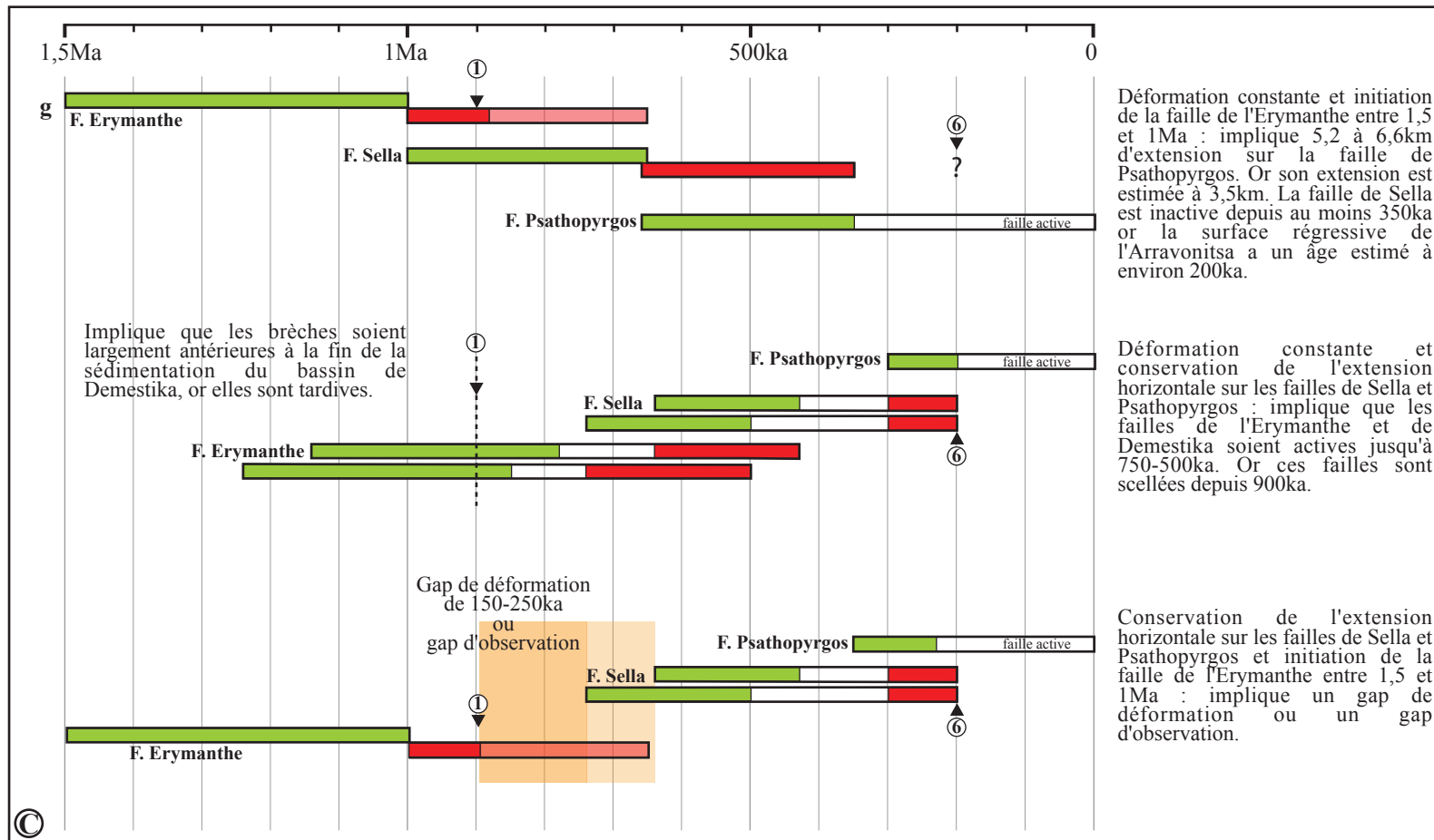
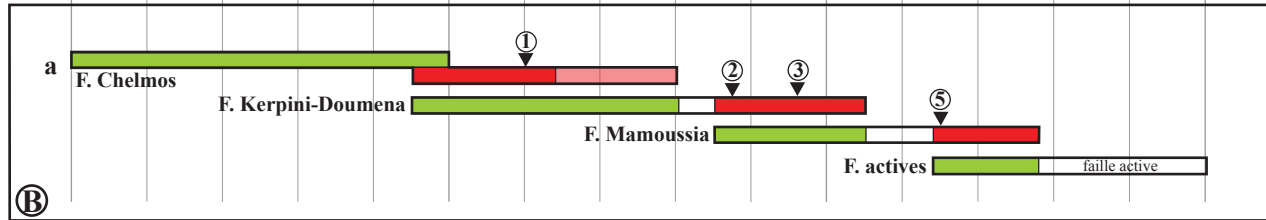


Fig.IV-3. Calcul de l'extension horizontale (E) des principaux systèmes de failles selon le modèle de déformation par cisaillement simple à 60° (§ 2).



- 1: brèches du Xirokambos (~900ka)
- 2: surface régressive du Kolokidolakkos (625ka)
- 3: surface régressive du Prioni (540ka)
- 4: surface régressive du corps d'Akrata (310ka)
- 5: surface régressive de Mamoussia (350ka)
- 6: surface régressive de l'Arravonitsa ou surface du cône de déjection d'Ano Kastritsi



- Incertitude sur l'intervalle de temps d'initiation de la faille (fonction de la vitesse d'ouverture considérée)
- Incertitude sur l'intervalle de temps de fin d'activité de la faille (fonction de la vitesse d'ouverture considérée)

Fig.IV-4. Tableaux synthétiques de la période d'activité des différents systèmes failés en fonction de l'extension horizontale et de la vitesse d'ouverture considérée (1 à 1,5cm/a). **A:** résultats pour la coupe de la vallée du Krathis. **B:** résultats pour la coupe de la vallée du Vouraikos. **C:** résultats pour la coupe Erymanthe/Psathopyrgos. Des trois possibilités proposées seule la dernière est retenue.

estimés entre 0,8 et 1cm/a (**Fig.IV-1**). Si ce taux est resté constant depuis l'initiation du rifting, alors *l'émergence du détachement au niveau du lac Stymphale s'est initiée il y a 1,7-1,5Ma.*

4.3.2. Age des systèmes de failles du bloc supérieur du détachement

4.3.2.1. Coupe de la vallée du Krathis

Sur cette coupe (**Fig.IV-3A**), l'extension horizontale cumulée du détachement avant son scellement par la surface sommitale des brèches du Xirokambos (§ 3.2.2.1.2) est d'environ 4km. Selon un taux d'ouverture de 1-1,5cm/a, la faille du Chelmos aurait donc joué durant 400-250ka avant le dépôt des brèches du Xirokambos (**Fig.IV-4A**). *Initié il y a 1,5-1Ma et active durant 400-250ka, le détachement a donc cessé de jouer il y a 1,1Ma-750ka, période où nous avons vu que se sont déposées les brèches. Ce résultat est cohérent avec l'âge stratigraphique des brèches du Xirokambos et du Xerovouna que nous avons attribué à la crise climatique froide du stade isotopique 22 (~900ka)* (§ 3.2.2.1.2).

[Si l'on admet que les brèches ont 900ka, le rift se serait initié il y a environ 1,3Ma avec une vitesse d'environ 1,2cm/a]

Faille de Tsivlos : cette faille se serait formée quand la faille du Chelmos s'est bloquée. La faille de Tsivlos s'est donc initiée vers 1,1-750ka. L'extension horizontale calculée par la méthode de reconstruction selon le modèle de déformation par cisaillement simple à 60° est estimée à 3,5km ; et 4km si l'on ajoute l'extension cumulée sur la faille de Valimi qui a été temporairement synchrone de la faille de Tsivlos (§ 4.2.3 et **Fig.IV-3A**). Ce système de failles a donc été actif durant environ 400-250ka. *Les failles de Tsivlos et de Valimi étaient actives entre 1,1Ma-750ka et 700-500ka* (**Fig.IV-4A**).

Nous avons vu dans le chapitre précédent que les surfaces régressives du Kolokidolakkos et du Prioni avaient été respectivement datées à 625ka et 540ka (§ 4.2.3), âges comparables à l'arrêt des failles de Tsivlos et de Valimi entre 700-500ka. Bien qu'estimés par des méthodes différentes, les âges sont comparables.

La faille de Kernitsa : L'extension horizontale sur le système des failles de Kernitsa est d'environ 3,2km (**Fig.IV-3A**). Initié il y a 700-500ka, en relation avec le blocage du système des failles de Tsivlos-Valimi, le système de failles de Kernitsa serait resté actif durant 320-210ka. *La faille de Kernitsa est restée active jusqu'à 380-290ka.* La fin de l'activité de la faille de Kernitsa est marquée par l'émergence de la formation d'Akrata-Mamoussia dont la surface sommitale est perchée à 720m. Cette altitude a permis d'estimer l'âge de cette surface à 310ka (§ 4.2.3). *L'âge de la fin d'activité du système des failles de Kernitsa (380-290ka) est donc compatible avec l'âge de la surface régressive (310ka) marquant le début de*

l'émergence en relation avec l'apparition d'une faille normale située plus au nord (faille d'Héliké) (**Fig.IV-4A**).

Le système des failles actives : l'initiation de ce système est marquée par le début de l'émergence du corps d'Akrata et la fin de l'activité du système des failles de Kernitsa il y a 380-290ka. On ne connaît pas directement l'extension totale cumulée sur la faille d'Héliké. Mais connaissant l'âge de son initiation (et toujours en considérant la vitesse d'ouverture constante et égale à 1-1,5cm/a), alors *ce système des failles encore actif a dû accommoder de 3,8 à 4,3km depuis sa formation*. Il est probable que toute cette extension n'a pas été prise en compte dans sa totalité par la faille d'Héliké, mais est répartie sur différents segments, dont le prolongement en mer de la faille d'Aigion.

4.3.2.2. Coupe de la vallée du Vouraiikos

Au sud de Kalavryta l'extension horizontale sur l'émergence du détachement est estimée à 4,5km (cette valeur est supérieure à celle de la vallée du Krathis car, au niveau de Kalavryta, la faille du Chelmos a continué à jouer sur près de 500m postérieurement au dépôt des brèches du Xirokambos). Selon la vitesse d'extension de 1-1,5cm/a, la faille du Chelmos a donc joué durant une période de 300-450ka. Initiée il y a 1,5-1Ma, *la faille du Chelmos est donc inactive depuis 1,05Ma-700ka (Fig.IV-4B)*. Ce résultat est compatible avec l'âge des brèches du Xirokambos (~900ka).

Les failles de Kerpini et de Doumena : vers le nord, l'extension se fait sur le système des failles de Kerpini et de Doumena. L'ensemble des structures cumule environ 4km d'extension (**Fig.IV-3B**). Ce système a donc fonctionné durant 400-250ka. Initié il y a 1,05Ma-700ka, *les failles de Kerpini et de Doumena sont restées actives jusqu'à 650-450ka*. En rive droite du Vouraiikos, la surface du Kolokidolakkos scelle la faille de Tsvilos (équivalent latéral de la faille de Kerpini) vers 625ka, résultat compatible avec celui estimé par le taux d'extension (**Fig.IV-4B**).

La faille de Mamoussia : la faille de Mamoussia, et les failles secondaires associées, ont cumulé une extension de 2,9-3,5km (incertitude sur le rejet de la faille de Mamoussia). Selon la vitesse d'extension (1 à 1,5cm/a) et le rejet, ce système de failles a été actif durant 290-230ka. Initiée il y a environ 650-450ka, *la faille de Mamoussia est restée active jusqu'à 360-220ka*. Perchée à 813m, la surface régressive du delta de Mamoussia a un âge estimé à 350ka ; cet âge est compatible avec l'âge de 360-220ka estimé à partir de l'extension horizontale cumulée (**Fig.IV-4B**).

Le système des failles actives : Ce système (failles d'Héliké et d'Aigion) s'est initié il y a 360-220ka. Si les vitesses d'ouverture sont restées constantes, *ces failles ont dû cumuler 3,3 à 3,6km* durant cette période, quantité comparable à celle estimée pour la coupe de la vallée du Krathis.

4.3.2.3. Coupe de l'Erymanthe-Psathopyrgos

Contrairement aux coupes précédentes, la coupe de l'Erymanthe-Psathopyrgos a une extension horizontale estimée à 11,4 à 12,4km seulement (**Fig.IV-3C**). Si l'on fait l'hypothèse que l'extension est restée continue depuis l'initiation du rifting, alors la faille de l'Erymanthe se serait initiée il y a 1,2-750ka (vitesse d'ouverture comprise entre 1 et 1,5cm/a et extension horizontale entre 11,4 et 12,4km). Or la faille de l'Erymanthe (rejet estimé à 2km) est scellée par un tablier de brèche dont l'âge est estimé à 900ka et les dépôts sommitaux contrôlés par la faille de Demestika (rejet~3km) sont attribués à la même période. Ceci revient à dire que 5km d'extension se sont réalisés en moins de 300ka (vitesse moyenne de 1,7cm/a) et les 6-7 derniers kilomètres accommodés en 900ka (vitesse moyenne de 0,6-0,7cm/a). Ces dernières vitesses sont plus faibles que celles mesurées par la géodésie.

La faille de L'Erymanthe aurait débuté en même temps que celle du Chelmos, il y a 1,5-1Ma. Selon la vitesse d'ouverture considérée, le système des failles de l'Erymanthe et de Demestika serait resté actif durant 500-350ka pour réaliser les 5km d'extension horizontale estimés (fin d'activité entre 1Ma et 650ka) (**Fig.IV-4C**). Située plus au nord et initiée plus tardivement, la faille de Sella a cumulé entre 3,4 et 4,4km d'extension. Active depuis environ 1Ma-650ka, elle est restée active durant 340-300ka (fin d'activité vers 660-350ka).

Si la déformation est constante, la faille de Psathopyrgos devrait être active depuis 660-350ka (**Fig.IV-4C**). Cet âge implique alors que cette faille active a pu accommoder entre 5,2 et 6,6 km d'extension horizontale. Or, la reconstruction de la géométrie de la faille et de son bloc supérieur suggère que l'extension sur la faille de Psathopyrgos est d'environ 3km. De plus, la fin de l'activité de la faille de Sella est marqué par le dépôt du delta d'Arravonitsa, contenant un niveau marin attribué au stade isotopique 7 (≥ 200 ka) ce qui s'oppose à un âge de 660-350ka estimé pour la fin de l'activité de cette faille. Il y a donc une incompatibilité entre le calcul des âges par les taux d'extension et les données de terrain.

Si la faille de Psathopyrgos accommode 3km d'extension horizontale, alors elle doit être active depuis environ 300-200ka (selon une vitesse d'ouverture comprise entre 1-1,5cm/a). C'est à dire que la faille de Sella a cessé d'être active durant cette même période (300-200ka). Le delta d'Arravonitsa daté à 200ka s'intègre alors parfaitement dans ce modèle (**Fig.IV-4C**).

Comme la faille de Sella a cumulé de 3,4 à 4,4km d'extension horizontale (**Fig.IV-3C**) elle a donc dû rester active durant 440-230ka (vitesse comprise entre 1-1,5cm/a et extension entre 3,4-4,4km). Ceci implique que la faille de Sella s'est initiée il y a 740-640ka. Or on sait que la faille de l'Erymanthe est scellée par des brèches datées à 900ka et que les derniers niveaux du bassin de Demestika sont attribués à la même période. Ce résultat suggère deux solutions : soit certaines structures situées entre les failles de

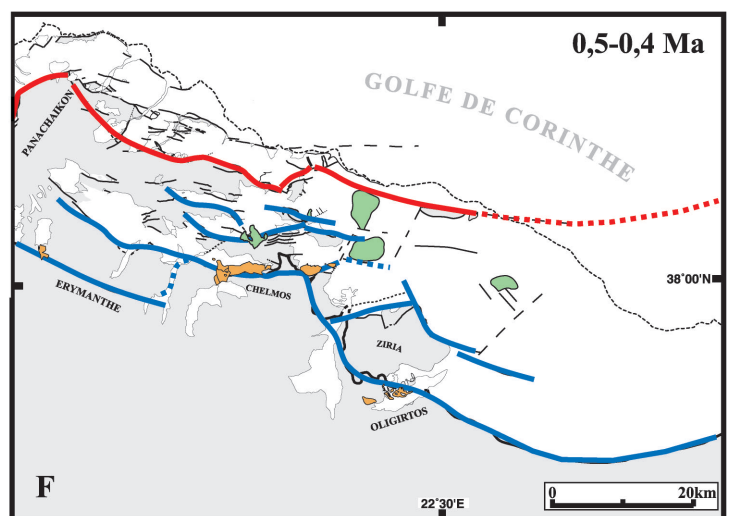
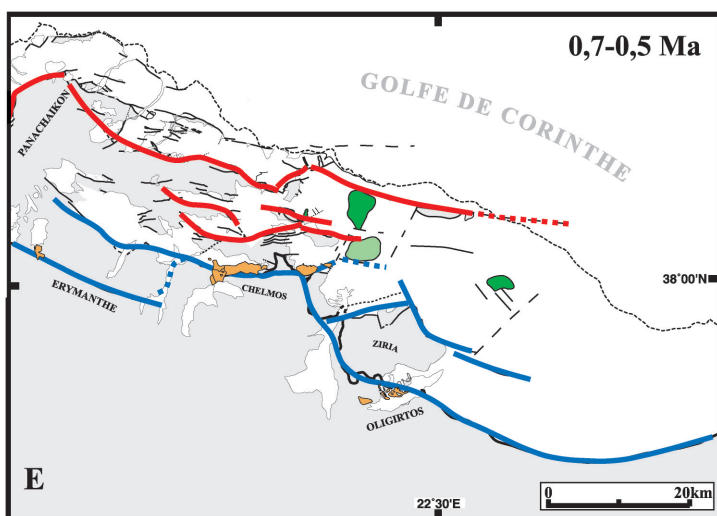
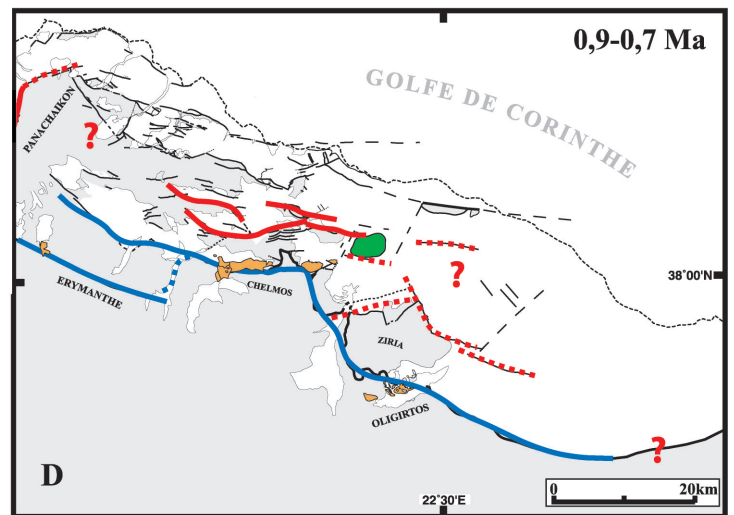
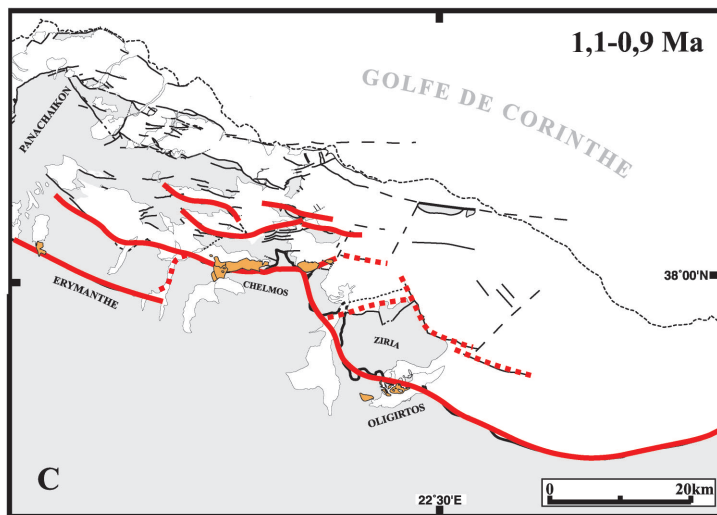
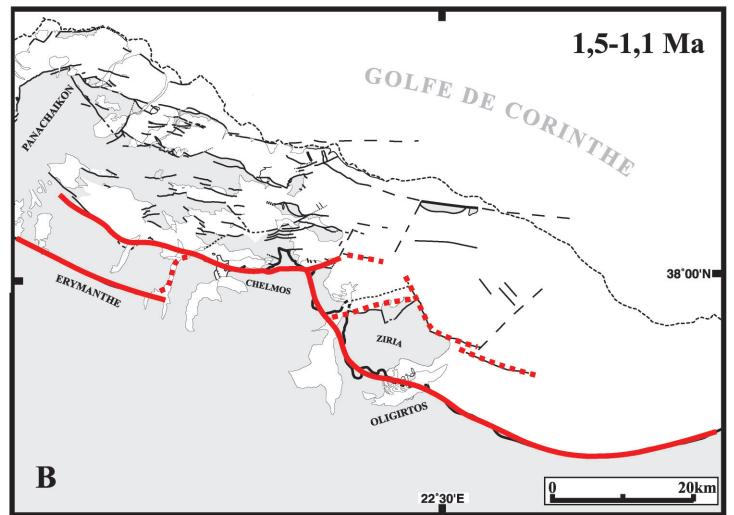
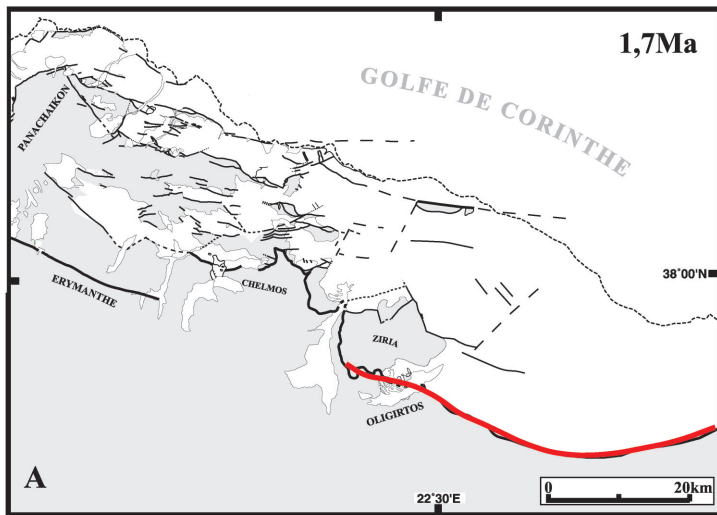


Fig.IV-5. Légende et commentaires page suivante.

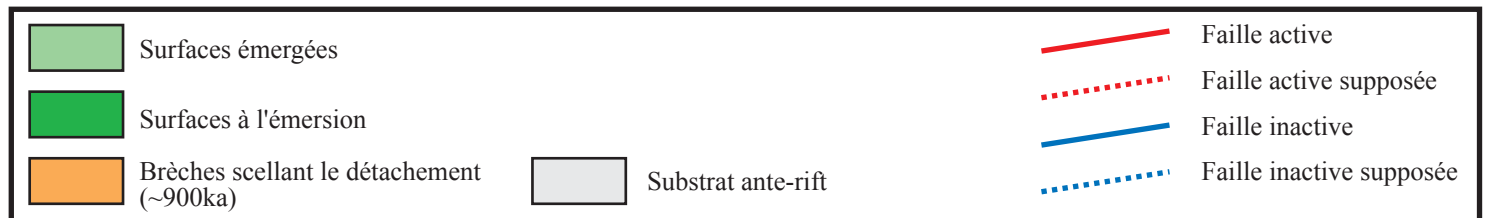
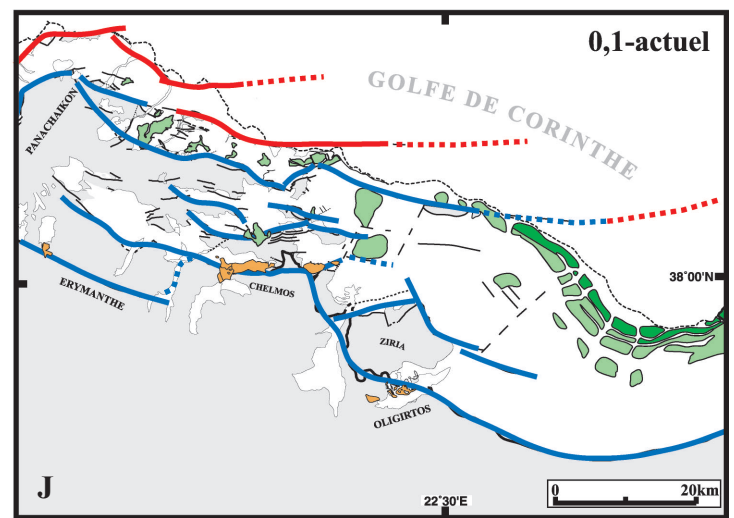
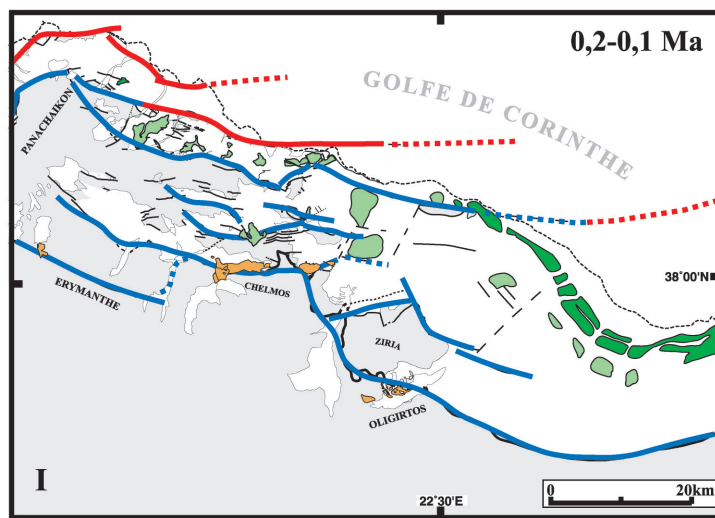
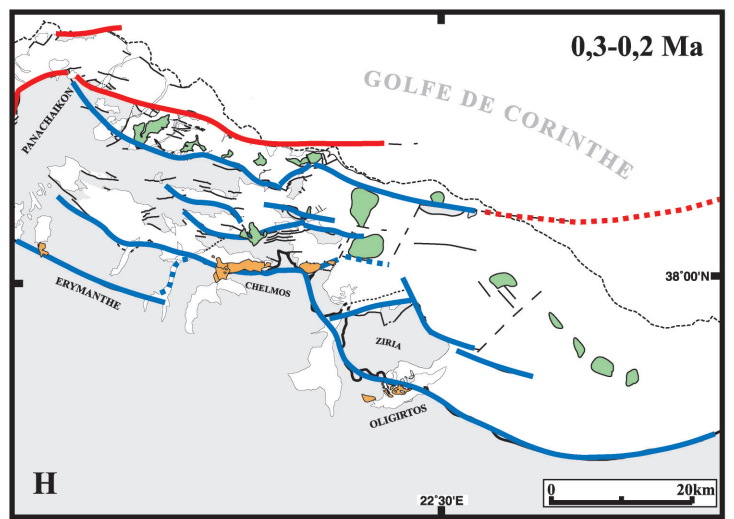
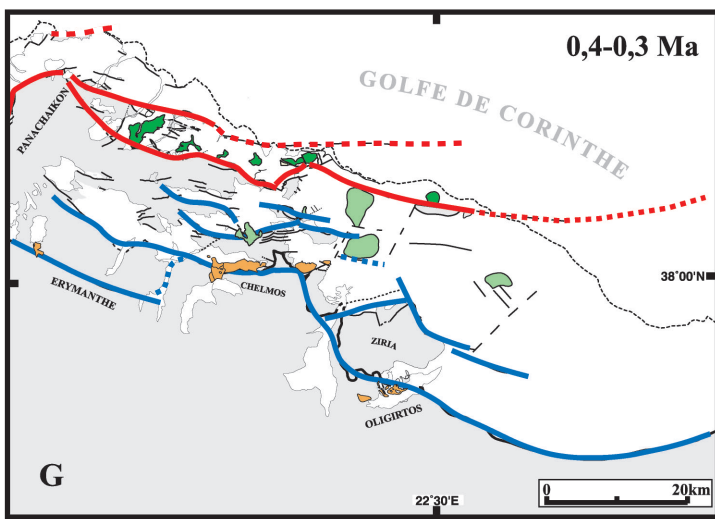


Fig.IV-5 (suite). Schémas de l'évolution spatiale et temporelle des systèmes faillés de la marge sud du golfe de Corinthe. **A:** Initiation de l'émergence du détachement dans la partie orientale il y a environ 1,7Ma. **B:** Entre 1,5 et 1,1Ma, le système se propage vers l'ouest. Initiation des failles du Chelmos, de l'Erymanthe et de Demestika. Initiation probable des failles du N-Ziria, de Trikala et de Kéfalari. **C:** Entre 1,1 et 0,9Ma, initiation du système des failles de Kerpini-Tsivlos-Valimi. Vers 900ka se déposent les brèches de versant de l'Erymanthe, du Chelmos et de Stymphale qui scellent le détachement. **D:** Entre 0,9 et 0,7Ma, le détachement est définitivement inactif. Le système des failles de Kerpini-Tsivlos-Valimi est actif et ne se propage pas dans le Panachaïkon. Sauf s'il y a un manque d'observations, on observe un gap de déformation dans le Panachaïkon. A l'ouest, initiation de la faille de l'W-Panachaïkon (§ 4.5) en relation avec le détachement toujours actif dans le golfe de Patras. Initiation probable de la faille de Sella. L'activité des failles de Tsivlos-Valimi entraîne la surrection de leur mur et l'émergence du delta du Mavron Oros. **E:** Entre 0,7 et 0,5Ma, initiation du système des failles de Kernitsa-Pyrgaki qui rejoignent la faille de Sella par l'intermédiaire de la faille de transfert E-Panachaïkon. Vers 0,6-0,5Ma on observe l'émergence des surfaces du Kolokidolakkos (qui scelle la faille de Tsivlos), du Prioni et de l'Evrostina. Vers l'est, le delta du Mougoustos émerge probablement en relation avec l'initiation de la faille de Xylokastró. **F:** Entre 0,5 et 0,4Ma, le système des failles de Tsivlos et de Valimi est inactif. L'extension est réalisée sur les failles de Sella, Pyrgaki-Kernitsa et la faille de Xylokastró qui doit se prolonger en mer. **G:** Entre 0,4 et 0,3Ma, initiation et propagation de la faille d'Héliké-Lakka. Début de l'émergence de la formation d'Akrata-Mamoussia. Le delta du Kolokotronis émerge mais la faille de Pyrgaki reste encore active un certain temps. Vers l'est, l'émergence de la surface d'Ellinikon marque la fin de l'activité de la faille de Xylokastró à terre en relation probable avec l'initiation d'un segment actif plus au nord (prolongement de la faille d'Héliké?). Initiation probable de la faille de Psathopyrgos. **H:** Entre 0,3 et 0,2Ma, le système Pyrgaki-Kernitsa est inactif. Le système Lakka-Héliké réalise l'essentiel de l'extension. Vers l'est, la partie en mer de la faille de Xylokastró doit réaliser l'extension et les terrasses de Corinthe commencent à émerger. La faille de Psathopyrgos est initiée. **I:** Le système des failles de Psathopyrgos-Séliantika-Aegion se propage vers l'est. Initiation de la faille de transfert Rion-Patras (§ 4.5). La faille de Sella est inactive et la faille de Lakka doit devenir inactive ou très peu jouer pour permettre l'émergence du delta de l'Arravonitsa. Vers l'est, les terrasses de Corinthe continuent à émerger. **J:** Etat actuel. D'ouest en est l'extension est réalisée par la faille de transfert de Rion-Patras (§ 4.5), la faille de Psathopyrgos, la faille de Séliantika, d'Aegion, d'Héliké qui se prolonge en mer et par le prolongement en mer de la faille de Xylokastró qui rejoint le système des failles actives de Perachora..

Demestika et de Sella n'ont pas été observées et réaliseraient les 1-2km d'extension manquante, soit il existe un gap de déformation entre 900ka et 740-640ka (**Fig.IV-4C**).

Dans l'hypothèse d'un gap de déformation, il se situerait entre la fin de l'activité du système Erymanthe-Demestika et la formation de la faille de Sella. Si on compare avec ce qui se produit à cette période sur les coupes du Krathis et du Vouraïkos, elle correspond à la formation des failles de Tsvilos, de Kerpini et de Doumena. Or ces failles ne se propagent pas dans le massif du Panachaïkon mais s'amortissent rapidement à l'est de la zone frontale des écaïlles du Pinde. L'impossibilité des failles de Kerpini et de Doumena à se propager dans le Panachaïkon entraînerait une période de quiescence d'environ 200ka pendant laquelle on n'observe aucune déformation entre le bassin de Demestika et la faille de Sella.

4.4. Synthèse et discussion des résultats – Reconstitution spatio-temporelle du rift de Corinthe

L'ensemble des résultats obtenus à partir des taux de surrection et de l'extension horizontale est synthétisé sur la **figure IV-5** formée d'une suite de schémas retraçant l'évolution spatio-temporelle des systèmes de failles de la marge sud du golfe de Corinthe. Le commentaire de cette évolution se situe en pied de figure. La partie concernant le golfe de Patras sera discutée dans le chapitre suivant (§ 4.5).

Les résultats obtenus montrent un bon accord entre les âges obtenus par la méthode de l'extension horizontale et les âges d'émersion des différentes surfaces observées dans le N-Péloponnèse.

4.4.1. Diachronisme de l'ouverture du golfe

Les résultats obtenus montrent que le golfe de Corinthe se serait initié il y a 1,7-1,5Ma dans sa partie orientale (longitude de Xylokastro) et 1, 5-1Ma dans sa partie centrale (longitude d'Akrata). Le golfe de Patras, quant à lui, se serait initié il y a 1,2-1Ma. Ces résultats s'opposent aux travaux précédents qui considèrent que le rift s'est initié durant le Pliocène (e.g. Ori, 1989). De plus, ils sont en faveur d'un *diachronisme de la formation du rift de Corinthe-Patras avec une propagation du système d'est en ouest*.

4.4.2. Durée d'activité des systèmes faillés

Exception faite de l'émergence du détachement au sud du massif du Ziria qui semble restée active durant 600-800ka, et de l'émergence du détachement bordant le golfe de Patras qui est active depuis 1,2-1Ma (§ 3.5), les différents systèmes faillés formant la marge sud du golfe de Corinthe ont des durées d'activité relativement réduite. Ainsi, la faille du Chelmos est active durant 250-400ka selon le taux d'extension moyen considéré. Le système des failles de Kerpini-Tsivlos-Valimi est également actif durant 250-400ka. Le système des failles de Pyrgaki-Kernitsa est actif durant 200-350ka et les failles actives (Héliké, Psathopyrgos) depuis moins de 400ka.

4.5. EVOLUTION STRUCTURALE ET SEDIMENTAIRE DU GOLFE DE PATRAS ET SES RELATIONS AVEC LE GOLFE DE CORINTHE

Ce chapitre en forme d'article traite des relations entre les golfes de Patras et de Corinthe dont les bordures méridionales sont géographiquement décalées de 25km et reliées par deux failles de transfert dextres orientées N40°. La plus ancienne des deux failles borde le versant occidental du massif du Panachaïkon et la plus récente limite l'étroite plaine littorale d'étendant de Rion à Patras. Les résultats montrent que les deux golfes se sont initialement formés dans le bloc supérieur de l'émergence du détachement (failles du Chelmos, de l'Erymanthe et du golfe de Patras) et formaient un proto-rift continu du golfe Saronique au golfe de Patras. Alors que l'émergence est toujours active dans le golfe de Patras, le blocage de l'émergence au niveau de l'Erymanthe et du Chelmos (~900ka) a entraîné une migration progressive de l'activité des failles et des bassins associés vers le nord (§ 3.2, 3.3 et 3.4). Ce phénomène a initié le décalage progressif du rift de Corinthe vers le nord et la formation d'un système de failles de transfert reliant les deux golfes.

Cet article est accepté avec révision pour publication à la revue *Tectonophysics*.

Article 1

Accepté avec modifications pour publication à la revue

TECTONOPHYSICS

ALONG STRIKE CHANGES IN THE STRUCTURAL EVOLUTION OVER A BRITTLE DETACHMENT FAULT: EXAMPLE OF THE PLEISTOCENE CORINTH-PATRAS RIFT (GREECE)

Nicolas FLOTTE⁽¹⁾, Denis SOREL⁽¹⁾, Carla MÜLLER⁽²⁾, Julien TENSI⁽³⁾

FRE 2566-ORSAYTERRE

Abstract

The Patras, Corinth, and northern Saronic gulfs occupy a 200 km long, N120° trending Pleistocene rift zone, where Peloponnese drifts away from mainland Greece. The axes of Patras and Corinth gulfs are some 25 km apart, and linked by two parallel N40° trending transfer-fault zones. The older fault-zone determines the western slope of Panachaïkon mountain, and the younger one defines the narrow Rion-Patras littoral plain. The Rion-Patras series, more than 4 km thick and dipping 20°-30° to the SSW, crops out between these two fault zones. It is part of the Patras rift deposits, which piled in an asymmetric basin governed by a low-angle, NNE dipping fault located in the southern gulf of Patras. The Corinth rift formed above the eastward continuation of this low angle fault, which cuts throughout the northern Peloponnese and that we call NPFD (northern Peloponnese detachment fault). The structural evolution of the hanging-wall of the detachment fault has been different in the Corinth and in the Patras gulfs. In the Patras gulf, the initial detachment fault is still active. In the Corinth gulf, after a slip of 2 to 6 km, footwall uplift and southward backtilting decreased the dip of the southern part of the detachment fault and it locked. North of the locked area, normal faults formed which linked the active northern part of the detachment to the surface. Geometrical and chronological relationships in synrift deposits show that these normal faults, and new parts of the detachment, locked in turn. They were relieved by more northerly located normal faults. The presently active normal faults (Psathopyrgos, Aigion, Helike faults) trend along the southern shore of the gulf. The migration of the normal faults resulted in a 25 km northward shift of the Corinth basin, and in the formation of NE-SW trending

transfer-faults linking the Corinth and Patras gulfs. Kinematics of major faults support that the regional N-S extension takes place on a 30-35° north-dipping detachment fault. Steeper normal faults and transfer-faults accommodated the lateral variations in the structural evolution of the hanging wall over the detachment.

Key-words

Rifting, detachment fault, transfer-faults, synrift sedimentation, Pleistocene, Greece.

Introduction

The Patras and Corinth gulfs belong to an ENE-WSW trending, "en-échelon" system of dissymmetric horsts and grabens, extending from the tip of the North-Anatolian Fault in the Aegean Sea, to the dextral Cephalonia Transform Fault on the Aegean arc front (Fig.IV-6). The gulfs are 25km apart (Fig.IV-9), and linked by a 62m deep sill in the NE-SW trending Rion strait (Chronis *et al.*, 1991). These major N100-120° trending structures affect the overriding lithosphere of the Aegean Arc. The Corinth-Patras rift cuts obliquely through the N160° trending folds and thrusts of the external Hellenides belt. Pleistocene faults (Sébrier, 1977), earthquake focal mechanisms (e.g. Bernard *et al.*, 1997), and satellite geodesy (e.g. Le Pichon *et al.*, 1995) indicate a regional N-S extension direction. The present extension rate increases from 0.5 cm/yr in the eastern Gulf of Corinth to 1.5 cm/yr in the west near Aigion (Clarke *et al.*, 1998). 2 to 3 cm/yr of dextral slip occur on the N20° trending Cephalonia Fault (Cocard *et al.*, 1999). This westward increasing extension rate led Le Pichon *et al.* (1995) to infer an anticlockwise rotation of

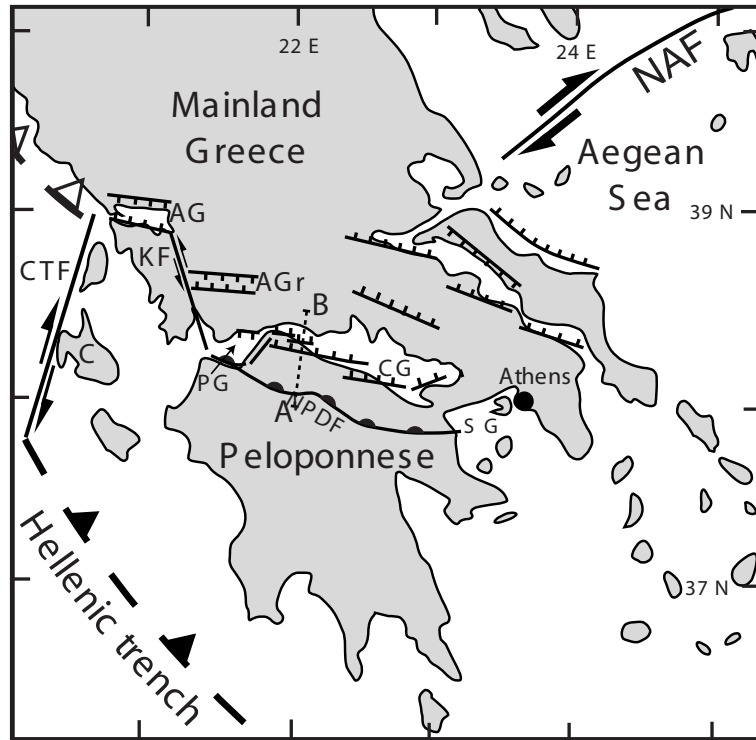


Fig.IV-6. Geodynamic setting of the Patras-Corinth rift. Triangles : Aegean Arc subduction zone. Black triangles: subduction of the Ionian Sea oceanic lithosphere. White triangles: subduction of the Adriatic Sea continental lithosphere. CTF: Cephalonia Transform Fault. C: Cephalonia. KF: Katouna Fault. AG: Ambracic Gulf. AGr: Agrinion Graben. PG: Patras Gulf. NPDF: Northern Peloponnese Detachment Fault. CG: Corinth Gulf. SG: Saronic Gulf. NAF: North Anatolian Fault. Shaded area : Corinthian bulge. A-B: location of Figure 2 cross-section.

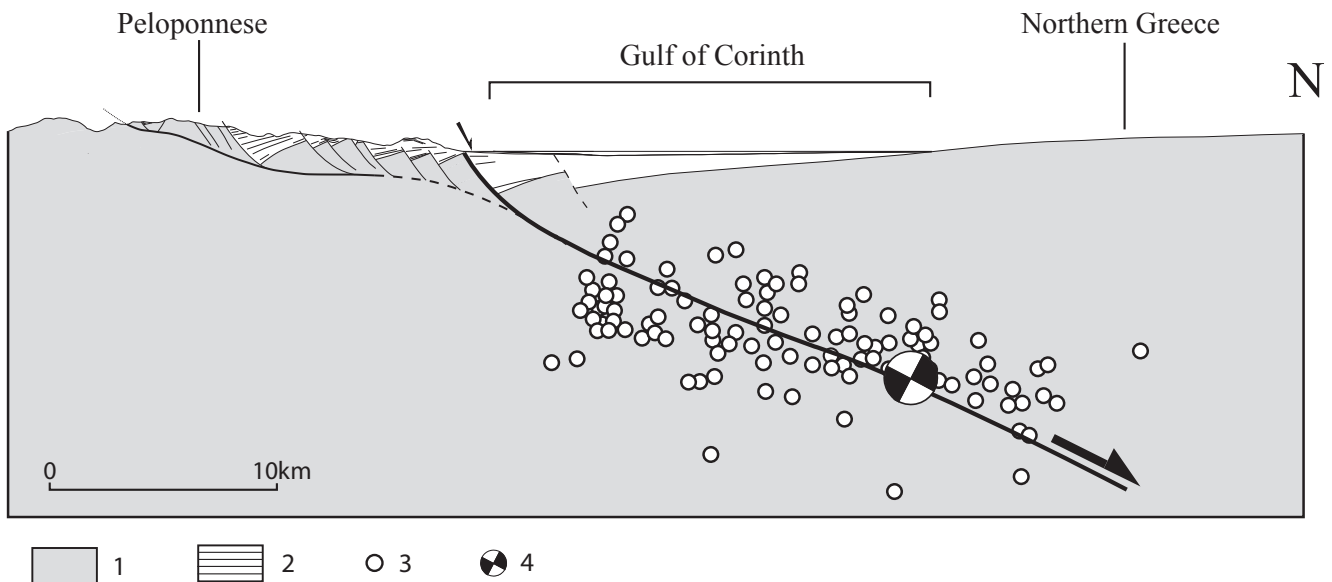


Fig.IV-7. General N-S cross-section through the Rift of Corinth. Location on Fig.III-63 and 66. The main detachment fault is bulged by the footwall uplift of the rift. The presently active normal fault (Helike fault) is shown by an arrow. 1: alpine basement; 2: synrift sediments; 3: microearthquakes, located about 15 km west of the section, from Rietbrock et al. (1996). 4: major earthquakes of Aigion (A), 1995, M = 6.2.

Peloponnese relative to mainland Greece, around a pole located in the Saronic Gulf.

Geomorphological and geological data (Dufaure, 1975) show a N 120° trending uplift zone across northern Peloponnese, the so-called "Corinthian bulge" (Fig.IV-6). This bulge is associated with a parallel, north dipping major normal fault extending from the Gulf of Patras to the Saronic Gulf. Dufaure stressed that these large structures are similar to the uplift zones of major rifts or passive margins. Structural studies show that the main fault is a low angle, north-dipping detachment fault (Sorel, 2000; Flotté and Sorel, 2001) (Fig.IV-7), which likely extend in the low angle north-dipping seismic zone illustrated by seismological studies beneath the Gulf of Corinth (Rigo, 1996; Bernard *et al.*, 1997, Rietbrock *et al.*, 1996). Doutsos and Poulimenos (1992) and Melis *et al.* (1989) already suggested that the Patras and Corinth rifts formed over low-angle north-dipping listric normal faults connected by NE-SW trending transfer-faults (Fig.IV-8).

In this study, we present new structural, sedimentological and stratigraphical observations on the structural evolution of the Patras rift and the faults that link it with the Corinth rift. Recent structural data on the evolution of the Corinth rift will be recalled, in order to propose a general scheme for the structural evolution of the Patras-Corinth rift.

The Patras rift

Geological setting

The Gulf of Patras is located in the low Ionian fringe of western Peloponnese, along the Hellenic subduction zone. South of the gulf, the mesozoic limestones of Skolis mountain and of Cape Araxos have been cleared of a thick flysch series by erosion due to an important uplift. This uplift, and the foundering of the gulf of Patras to the north, reveal the existence of an important normal fault in the southern gulf, trending parallel to the N110-120° Kato Achaia coast (Dufaure, 1975) (Fig.IV-9 and 10). There, "en échelon" north dipping normal faults imaged on seismic reflection profiles (Ferentinos *et al.*, 1985) probably represent the emergence of the main fault. Still active in Holocene times, these faults define the deepest part of the gulf (135 m). In the gulf, a southward flexure in the hangingwall deposits suggests that the major fault is listric (Ferentinos *et al.*, 1985). Microseismic activity indicates that the fault is still active, and that it flattens at depth (Melis *et al.* 1989), where it may connect with lower Triassic evaporites (ref. in Melis *et al.*, 1989).

Little is known of the offshore structures west of the Gulf of Patras. Seismic reflection profiles reveal compressional deformations in the thick Pliocene (?)–Pleistocene sediments of the Zakynthos and Kephallinia channel (Brooks and Ferentinos, 1984). Seismicity is low compared to the eastern area of N-S extension, and to the Ionian Islands area where ENE-WSW striking compression prevails.

Northwest of the Gulf of Patras, the hellenic structures are southward downward and subsident, and widely covered by sediments of the Evinos delta (Fig.IV-10). An impressive E-W trending normal fault downthrows the c.a.

1,000 m high mountains of Klokova and Varassova anticlines beneath the gulf (Fig.IV-9, 10 and 11e). At the foot of Varassova mountain, this fault is sealed by a cemented limestone slope breccia (British Petroleum, 1971). Fed by debris of the fault-scarp, this breccia is similar to those described in western Greece by Bousquet (1974), and attributed to cold climatic conditions between the early Pleistocene ("Calabrian") and the middle Pleistocene ("Mindelian"). Between Antirrhion and Navpaktos, NE trending normal faults founder the thick flysch series of the Gavrovo zone beneath the strait of Rion (Fig.IV-10). At their foot, blocks of flysch sandstone resedimented in the rift series north of Antirrhion suggest that the fault was active during the deposition of this series, which could therefore be slightly older (late early Pleistocene ?) than the Varassova slope breccia which seals the fault. At Navpaktos (Fig.IV-9), the fault turns into a southward flexure of the Pindus nappe front, and farther east the coast is defined by southdipping antithetic normal faults of the northern Gulf of Corinth. It is noteworthy that the Patras and Corinth Gulfs share the same flexured and faulted northern hinge.

The western Panachaïkon fault-zone

Despite strong lithological contrasts in the folded and faulted Pindus zone series of Panachaïkon mountain, the erosional morphology of its western slope is smooth, except in recent landslide areas or steep torrential valleys. This N40° trending side of the massive is determined by inactive and eroded faults along its foot (Fig.IV-10). Devoid of morphological scarps, these faults separate the mesozoic Pindus series from a thick formation of conglomerates, clayey sands and silty clays, that we call the Rion-Patras series. The absence of fault-topography may explain why this contact is often mapped as a stratigraphic limit.

Faults can be observed in torrent gullies or landslides. Near Drepano village, at the northern end of the fault zone (Fig.IV-10 point 1), a NNE-SSW trending fault limits brecciated Pindus limestones from conglomerates. Grooves show a dextral and dip-slip movement (Fig.IV-11a).

Near Ano Kastritsi, conglomerates bend up and dip 50° W along Pindus limestones (Fig.IV-10, point 2). North of Karadros torrent (Fig.IV-10, point 3), in the hanging wall of the fault, a conglomeratic alluvial fan ending the Rion-Patras series is uplifted 600 m high (Fig.IV-11b). Sealing the fault activity, the surface of the fan is continuous with the smooth erosional mountain slope. Piling of the conglomerates in the hanging-wall therefore ended when the fault locked. South of Karadros torrent, at Balas locality (Fig.IV-10, point 4), a landslide in the Rion-Patras series shows its faulted limit with the limestones. Cryoclastic limestone-clast slope breccias cemented by sparitic calcite seal the fault.

Above Neo Souli, a landslide along the fault zone reveals fresh fault planes with limestone tectonic breccia (Fig.IV-10, point 5, Fig.IV-11c and 11d). Large grooves witness for an important dextral and dip-slip offset. South of Glavkos valley, faults with similar strike and kinematics determine the mountain slope (Fig.IV-10, point 6).

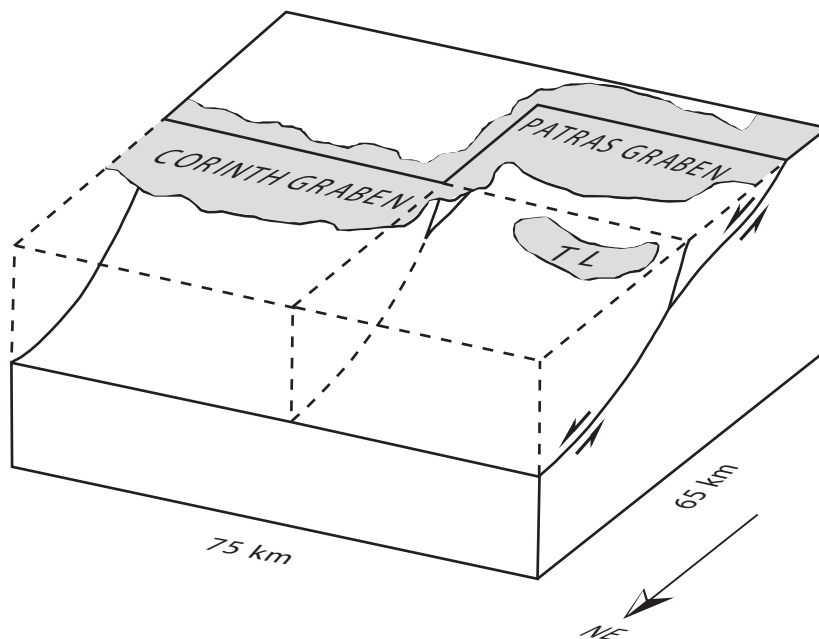


Fig.IV-8. Structural sketch map of the western Rift of Corinth and of the Rift of Patras proposed by Melis et al. (1989): low-angle faults govern the rifts, and are linked by transfer-faults in the Rion-Antirion strait.

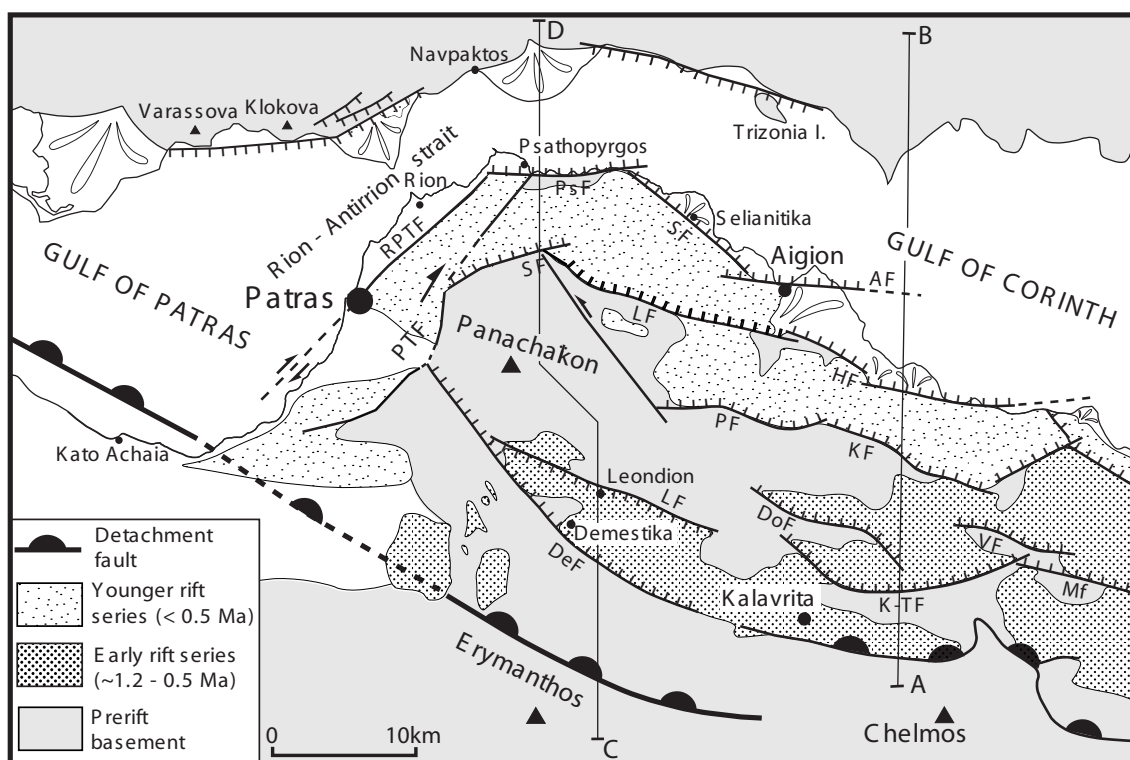


Fig.IV-9. Geological sketch map of the connection zone between the Patras and Corinth gulfs. RPTF: Rion-Patras transfer-faults. PTF: Panachaikon transfer-faults. SF: Sella faults. PsF: Psathopyrgos fault. SF: Selianitika faults. LF: Lakka fault. AF: Aigion fault. HF: Helike fault. PF: Pirgaki fault. LF: Leondion fault. DeF: Demestika fault. KF: Kernitsa fault. DoF: Doumena fault. K-TF: Kerpini-Tsivlos fault. MF: Marmati fault. VF: Valimi fault. A-B: section of Fig.III-64. C-D: section of Fig.III-70.

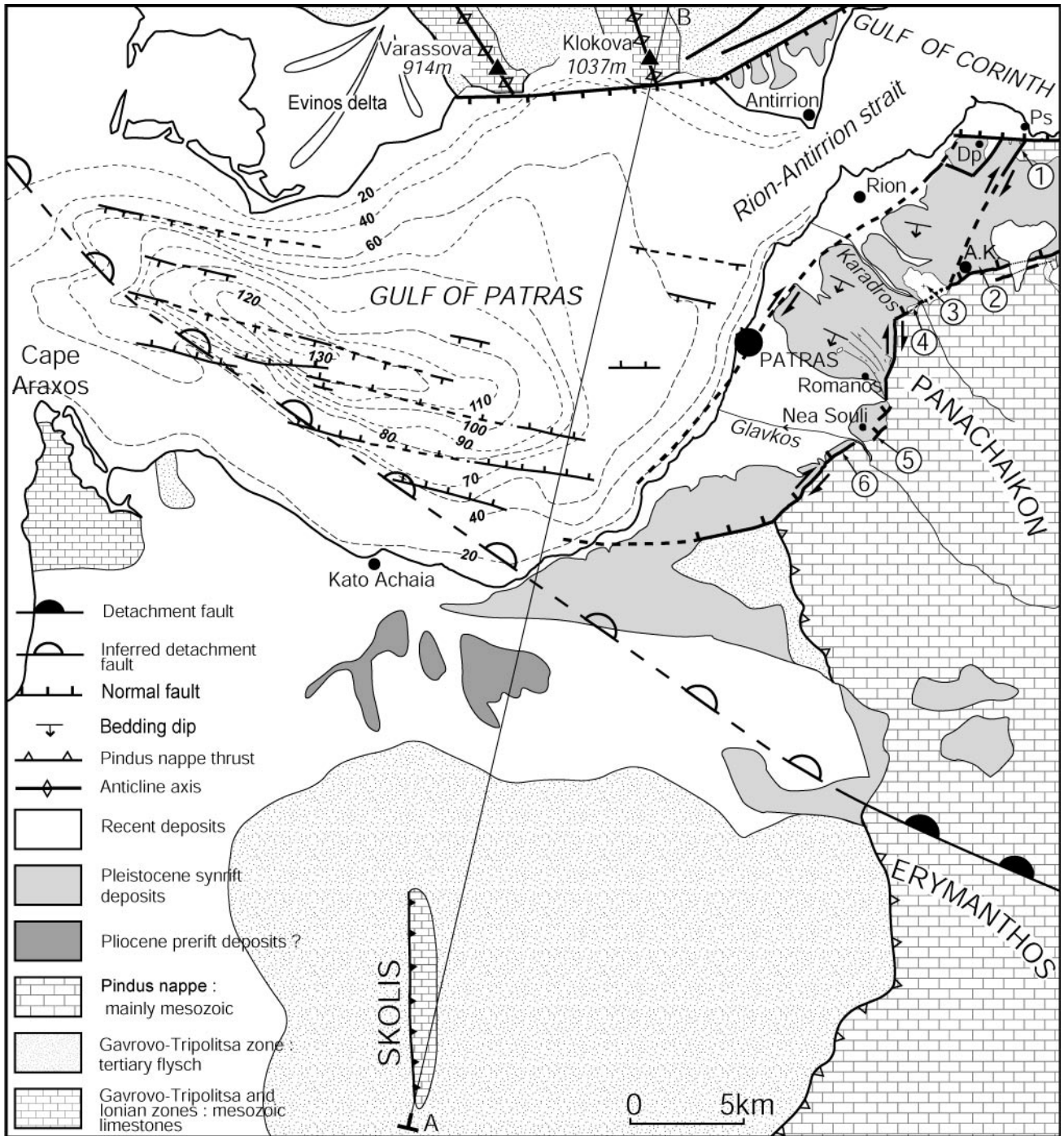
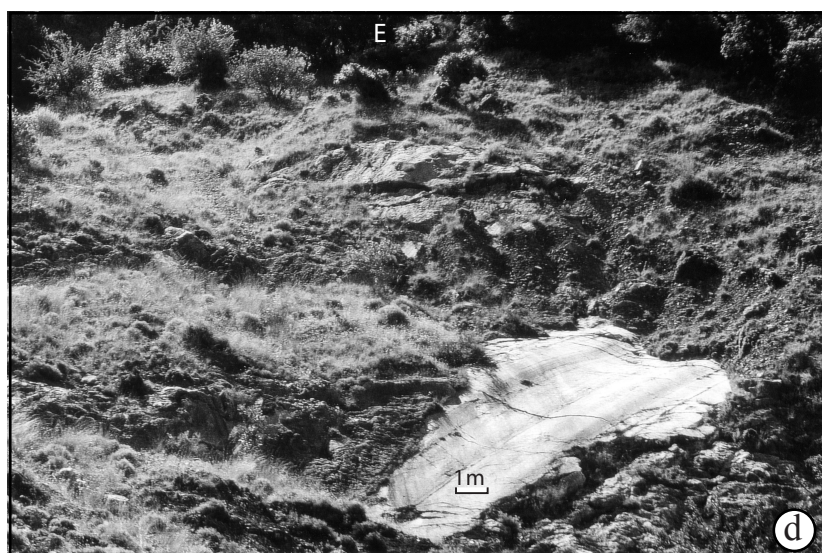
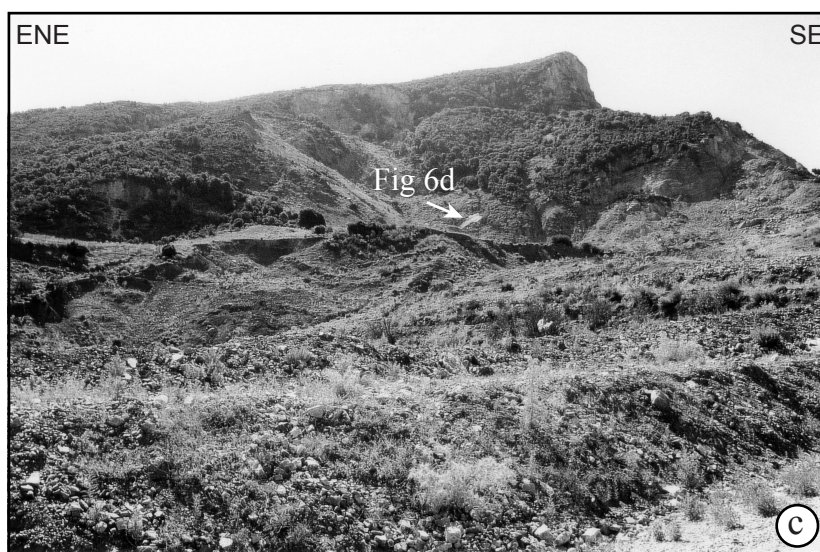


Fig.IV-10. Simplified geological map of the surroundings of the Gulf of Patras. Geology after British Petroleum (1971), Dufaure (1975), and personal data. Bathymetry after Ferentinos et al. (1985). Numbers 1 to 6 locate the areas described in the text. A-B: location of the section of Fig.III-69.



Fig.IV-11. a: Dextral and dip-slip movement on the Drepano fault (location on Fig.III-67, point 1); **b:** The top of a conglomeratic alluvial fan (~600m) sealing the W-Panachaikon transfer-fault (PTF); **c:** The western slope of the Panachaikon mountain limited by the PTF; **d:** Large grooves on the PTF showing an important dextral and dip-slip offset.



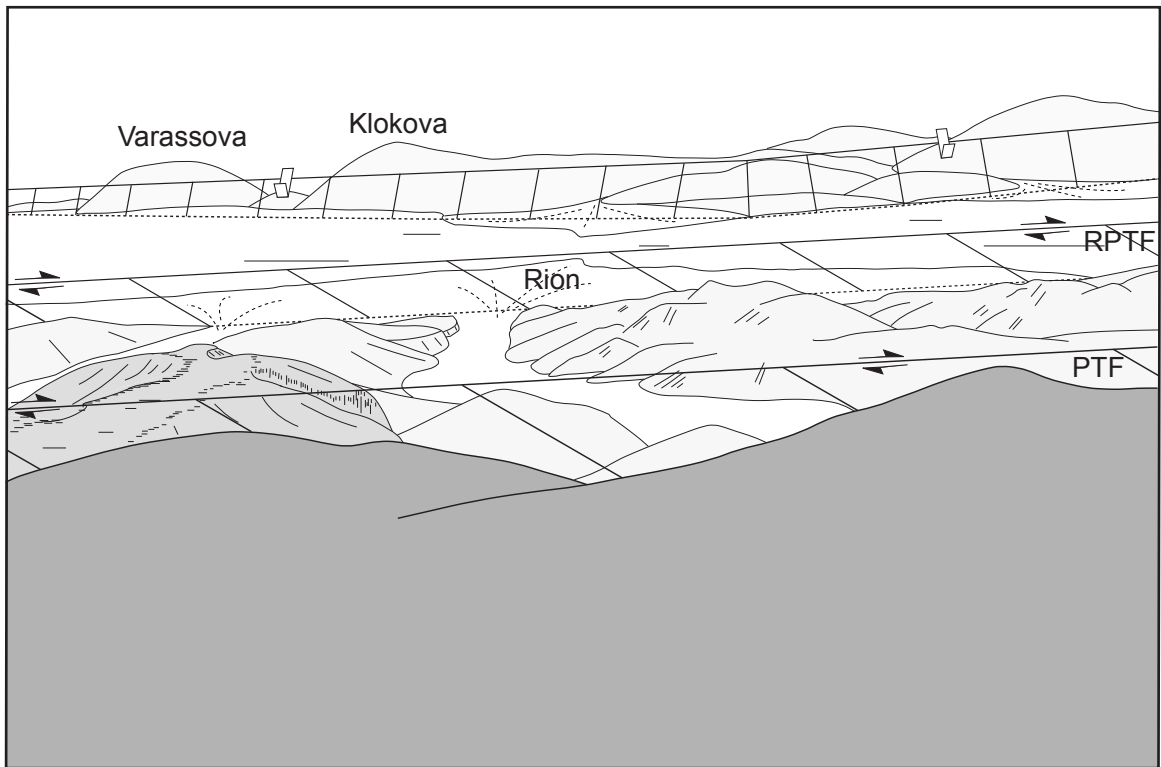


Fig.IV-11e: View toward the NW on the W-Panachaïkon slope (hard grey), the Panachaïkon transfer-fault (PTF), the Rion-Patras conglomeratic series tilted toward the SW (light grey) and discordantly overlaid by conglomeratic alluvial fan (medium grey) (see Fig.III-68b), the Rion-Patras transfer-fault (RPTF) and on the northern side of the gulfs, the antithetic Klokova fault.

More than 20 km long, the NE-SW trending Panachaïkon faults dip to the NW. They exhibit dextral strike-slip with a dip-slip component. Timing of their activity will be considered further.

The Rion-Patras synrift series

The Rion-Patras series forms a 10 km long stripe of hills, trending NE-SW between the Panachaïkon transfer-faults and the Rion-Patras transfer-faults (Fig.IV-9 and 10). Despite poor paleontological data, this series is attributed to the Pliocene-lower Pleistocene (IGMR 1/50,000 geological maps: Patras, 1980; Chalandritsa, 1984). It consists in thick fluvio-deltaic conglomerates, and floodplain palustrine or shallow lacustrine sands and clays. Shallow marine intercalations are interpreted as ingressions of the Ionian Sea in the Gulf of Patras during Pleistocene high sea-levels (Piper *et al.*, 1990).

Bedding usually trends N120-130° (Fig.IV-10), and dips 20°-30°SW, so that the thickness of the series reaches 4 km. North of Ano Kastritsi, its basis is conglomeratic; relationships with conglomerates piled in the hangingwall of Sella normal fault are unclear due to poor outcrop conditions. Conglomerates turn into sandy clays near Ano Kastritsi, and the church of Ayios Yoannis is built on shallow marine fossiliferous marls.

Rapid lateral facies changes occur along the Panachaïkon faults. In Patras and east of this town, the series is mainly clayed-sandy. Conglomerates develop eastward near Romanos. They become coarser and turn into breccias along the Panachaïkon faults, while bedding bows to a N160° trend and dips up to 40-45° W (Fig.IV-10). Crumbling of the Panachaïkon active fault scarps probably fed these breccias. The bowing of bedding is consistent with the dextral and dip-slip shear of the fault-zone.

The Rion-Patras series piled in a subsident plain along the active Panachaïkon faults. In fault-controlled basins, bedding is usually parallel to the trend of the active faults. Bedding of the Rion-Patras series is parallel to the N120° trending detachment fault located in the southern gulf. This fault likely controlled the development of Patras basin. Bedding of the series is perpendicular to the N40° trend of Panachaïkon faults, so that these faults formed the eastern limit of the Patras basin at that time. The southward tilt of the series may result from the listric shape of the detachment fault evidenced by Ferentinos *et al.* (1985), and Melis *et al.* (1989) (Fig.IV-12).

The Rion-Patras fault-zone

Initially piled in the subsident Patras basin, the Rion-Patras series is now uplifted 500-600 m high in the hills of Ano Kastritsi. A fairly straight topographic limit separates these hills from the narrow Patras littoral plain (Fig.IV-9 and 10). This NE-SW trending limit is parallel to the Panachaïkon faults, and presents morphological features of a recent, possibly active fault zone. To the northeast, the uplifting hills of Rion-Patras series are actively incised by a torrential array, and to the southwest these torrents pile their alluvial fans in the narrow subsiding littoral plaine. We call these recent faults, which relieved the Panachaïkon faults, the Rion-Patras faults (Fig.IV-9).

Doutsos and Poulimenos (1992) report that the Patras Ms=5 earthquake of May 15th 1989 produced in the city a 2.5 km long coseismic surface rupture, with a maximum displacement of 10 cm. Near Patras harbour, a submarine bottomfloor study and seismic profiles carried out after the 14/7/1993 Patras earthquake (M=5.4) evidenced faulting and tilting of holocene sediments, and a pockmark field (Hasiotis *et al.*, 1996). These features may also be located on the Rion-Patras fault-zone. The earthquake focal mechanism (Papazachos and Papazachou, 1997) shows a N50° trending nodal plane. If it is the active plane, the slip is dextral with a dip-slip component, as on the Panachaïkon faults (Fig.IV-14).

Timing of rifting in the Gulf of Patras

The Rion-Patras series is classically attributed to the Pliocene and the lower Pleistocene. Two marine pleistocene terraces overlie this series at about 80 m and 270 m around Patras (Piper *et al.*, 1990). Marine clays have been sampled in the Rion-Patras series. At Ayios Yoannis church, near Ano Kastritsi, a sample yielded a nannoplankton assemblage of the NN20 zone (determination by Carla Müller). This middle Pleistocene age (less than c.a. 470 ka) indicates that the Rion-Patras series is younger than previously considered.

This age is in agreement with a timing of rifting based on the climatic stratigraphy of continental formations established by Dufaure (1975). A general cross-section of the Patras rift (Fig.IV-12) indicates that some 10 km of N-S extension affected the prerift basement. In northern Peloponnese, the first slopes resulting from the activity of the eastward continuation of the Patras rift detachment fault are locally covered by ancient slope breccias. Strongly cemented and later karstified, these breccias formed under cold climatic conditions, and are attributed to the first severe pleistocene climatic cooling by Dufaure (1975). From oxygen isotopic curves this first severe cooling occurred c.a. 0.9 Ma ago (ref. in Mudelsee and Schulz, 1997). Such breccias are preserved on the northern slope of Erymanthos and Chelmos mountains. They overlie remnants of fluvial conglomerates deposited in the hanging wall of the detachment during its initial offset of some 2 km. This slope-breccia seals the movement of the detachment fault (Fig.IV-13).

Later on, some 8 km of rifting took place in the last 0.9 Ma, suggesting a mean extension rate of 0.8-1 cm/yr. No GPS data are available across the rift. Using data collected on a wider area, Le Pichon *et al.* (1995) assume an extension rate of about 1.5 cm/yr. This rate is faster than our estimate, but with Brooks *et al.* (1988) and Le Pichon *et al.* (1995) we consider that part of the extension may be distributed on other structures, such as the Ambracic Gulf and the Agrinion graben (Fig.IV-6). Considering the initial offset of 2km before 0.9 Ma and the 0.8-1cm/yr mean extension rate, the Patras rift may have initiated some 1.2 Ma ago. This is in agreement with the 1-1.5 Ma age estimated by Sorel (2000) and Flotté and Sorel (2001) for the opening of the Corinth rift, as will be recalled further.

From the thickness of holocene sediments, Chronis *et al.* (1991) estimate a subsidence rate of 3-5 mm/yr in the gulf

of Patras, resulting from the activity of the main fault. Assuming a 30-35° dip for this fault, the holocene horizontal extension rate should be of 0.8-1 cm/yr, similar to the mean rate that we estimate since the initiation of the rift.

Timing of the western Panachaïkon fault-zone activity

When the detachment fault locked along Erymanthos mountain some 0.9 Ma ago, extension was relieved to the north, likely on the Demestika-Leondion graben faults (Fig.IV-9 and 13). The Panachaïkon transfer-faults probably formed at that time, linking the active detachment in the gulf of Patras with the Demestika-Leondion graben faults. Assuming a 0.8-1 cm/yr extension rate, these faults may in turn have locked some 0.8 Ma ago, and been relieved by the Sella and Psathopyrgos normal faults to the north. The Panachaïkon transfer-faults may thus have propagated toward these faults by 0.8 Ma. We have seen that the Panachaïkon transfer-faults were active during the deposition of the Rion-Patras series. This would have been questionable considering the Pliocene age classically attributed to this series, but marine layers of NN 20 zone (younger than 470 ka) have now been characterized in this series.

Near Ano Kastritsi, the Panachaïkon faults are sealed by an uplifted torrential fan (Fig.IV-10, point 3 and Fig.IV-11b), and by cold climate breccias at Balas (Fig.IV-10, point 4). A red continental clay blanket covers the fan; it results from a typical alteration process described in western Greece by Dufaure (1975) and Bousquet (1974), which took place during the middle Pleistocene ("Mindel-Riss"). The cemented cryoclastic breccias of Balas did not suffer this weathering. They may therefore be younger, and belong to the "rissian" cold period of the same authors, of late Middle Pleistocene age (c.a. 200 ky). Therefore, the Panachaïkon transfer-faults were probably active between c.a. 900 and 200 ky.

During the last 200 ky, they have been relieved by the parallel Rion-Patras faults. Assuming an extension rate of 0.8-1 cm/yr, the vertical offset on a 35° dipping detachment fault should be around 1.4 km in 200 ky, *i.e.* a mean vertical displacement rate of 0.7 cm/yr. Chronis *et al.* (1991) estimate between 3 and 5 mm/yr the holocene subsidence rate in the Gulf of Patras. Using 0.4 cm/yr as a mean value, subsidence of the gulf should have been of some 800 m in the last 200 ky. In the meantime, the Karadros alluvial fan has been uplifted by about 600 m, in the footwall of the Rion-Patras faults. This total vertical offset of 1.4 km on the Rion-Patras faults also supports a 0.8-1 cm/yr extension rate in the last 200 ky.

These results suggest that the gulf of Patras formed in the last 1.2 Ma or so, on a detachment fault dipping about 35°N, with a mean N-S extension rate of 0.8-1 cm/yr.

Fault kinematics in the Patras rift

Fault planes of the Panachaïkon zone exhibit grooves that witness for important dextral and dip-slip offsets (Fig.IV-11d). If these faults have been mechanically linked with the N120° trending detachment fault of the Gulf of Patras, the

dip of the detachment can be estimated. Assuming no large internal deformation in the footwall and hanging-wall of the faults, grooves on the transfer-faults should lie in the detachment fault plane. In Drepano area, the northward plunge of the grooves is some 15° lower than in other sites farther south. In this area, synrift deposits and their Pindus limestones basement show a mean dip of 15°S, due to their southward tilt in the hanging wall of Sella normal fault (Fig.IV-13). After this dip correction, the plunge of grooves at Drepano is similar to the other ones, and indicates a $28^\circ \pm 5^\circ$ NNE dip of the detachment beneath western Panachaïkon (Fig.IV-14). This dip is lower than the c.a. 35° dip of the active detachment beneath the Patras gulf, and of the active nodal planes of the 1995 Aigion (M=6.2) and 1992 Galaxidi (M=5.9) earthquakes in the western Gulf of Corinth (Bernard *et al.*, 1997; Hatzfeld *et al.*, 1996). But the Panachaïkon transfer-faults are locked since c.a. 200 ka, and also the detachment fault at depth. This suggests that a dip of $28^\circ \pm 5^\circ$ does not allow the detachment to be active.

Summary on the structural development of the Patras rift

Rifting of the Patras Gulf probably initiated around 1.2 Ma ago. After some 2 km of slip, the detachment fault locked north of Erymanthos mountain, and the fault slope was sealed by cold climate breccias (Dufaure, 1975) which probably formed around 0.9 Ma ago. N40° trending dextral transfer-faults formed between the active detachment in the Gulf of Patras and the Sella and Psathopyrgos normal faults.

The initial emergence of the detachment is still active in the Gulf of Patras, as shown by sea-floor offsets (Ferentinos *et al.*, 1985), high holocene subsidence rates (Chronis *et al.*, 1991), and microseismicity (Melis *et al.*, 1989). In the eastern Gulf of Patras, the Rion-Patras series piled over this detachment, and the Gulf of Patras basin was limited by the Panachaïkon transfer-faults between c.a. 0.9 and 0.2 Ma. A middle Pleistocene age of the Rion-Patras series is shown by a nannoplankton assemblage of NN20 zone. As in the Gulf of Corinth (Keraudren and Sorel, 1987), marine intercalations in the Rion-Patras series may correspond to eustatic transgressions in the gulf of Patras (Piper *et al.*, 1990). The 20-30°S dip of Rion-Patras series results of a "rollover" tilt due to the listric shape of the detachment fault (Fig.IV-11e and 12). Some 200 ka ago, the Panachaïkon transfer-faults locked and were relieved by the parallel Rion-Patras fault. The reason why the detachment fault locked in the Panachaïkon area and is still active beneath the nearby Gulf of Patras is still unknown.

The Corinth rift

In the Rion-Antirion strait, the axis of the gulf of Corinth ends some 25 km north of the gulf of Patras axis (Fig.IV-9). The northern side of the gulf of Corinth is a southward flexure of the Hellenic nappe pile, locally enhanced by south dipping antithetic normal faults. This large hinge continues that of the rift of Patras. The coast displays morphological evidences of subsidence (e.g. Dufaure,

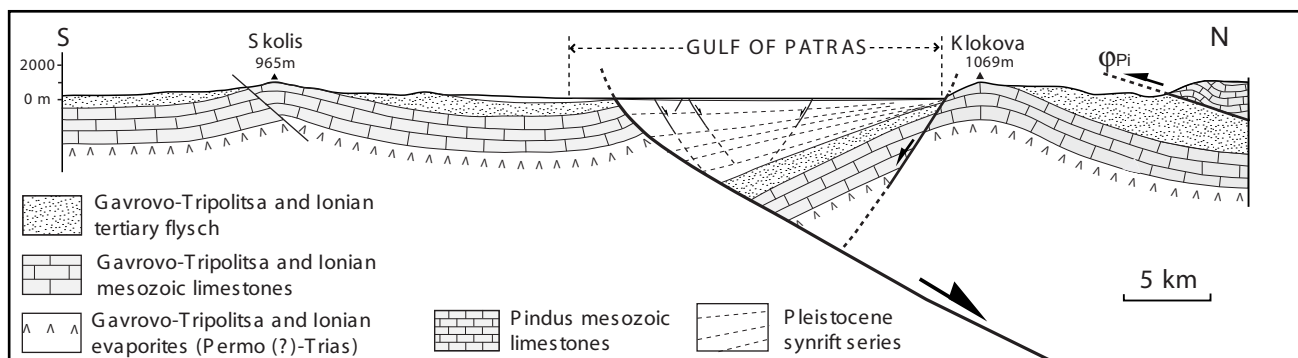


Fig.IV-12. Schematic N-S cross-section of the Patras rift (location on Fig.III-67): the rift is governed by the major north-dipping fault, still active. Extension of the prerift basement is of some 10 km. The northern side of the gulf is determined by the antithetic Klokova fault.

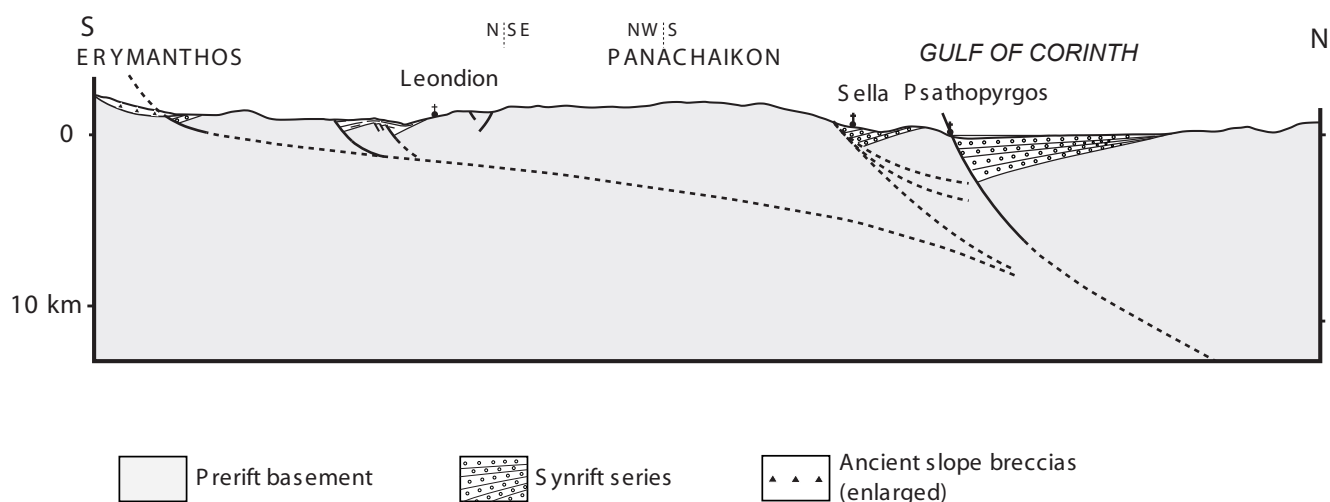


Fig.IV-13. N-S cross-section between Erymanthos mountain and the northern gulf (line C-D on Fig.III-66). Old Pleistocene slope breccias (~ 0.9 Ma) which seal the early slip of the detachment on the slope of Erymanthos mountain and remnants of early synrift conglomerates that they overlie are enlarged. The southern part of the detachment drawn on the section is now inactive. The Psathopyrgos fault, presently active, branches at depth on the active northern part of the detachment.

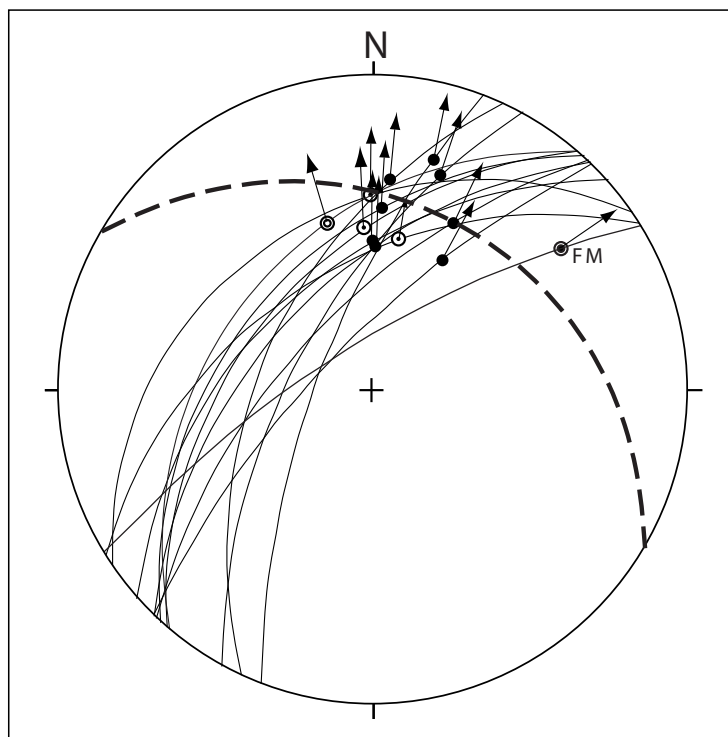


Fig.IV-14. Stereographic plot of the western Panachaikon transfer-faults. Dots: backtilted grooves and faults near Drepano (Fig.III-68a). Circled points: Neo Souli faults (Fig.III-68d). Double circle: Glavkos fault. The $N50^\circ$ trending nodal plane and slip-vector of the Patras 1993 earthquake focal mechanism (FM) (after Papazachos and Papazachou, 1997) are not very different from the Panachaikon faults kinematics. If the Panachaikon transfer-faults were mechanically linked with the $N120^\circ$ trending Patras detachment fault (thick dashed line), the grooves should also lay in the detachment fault. They roughly suggest a $28^\circ \pm 5^\circ$ dip of the detachment fault (see text).

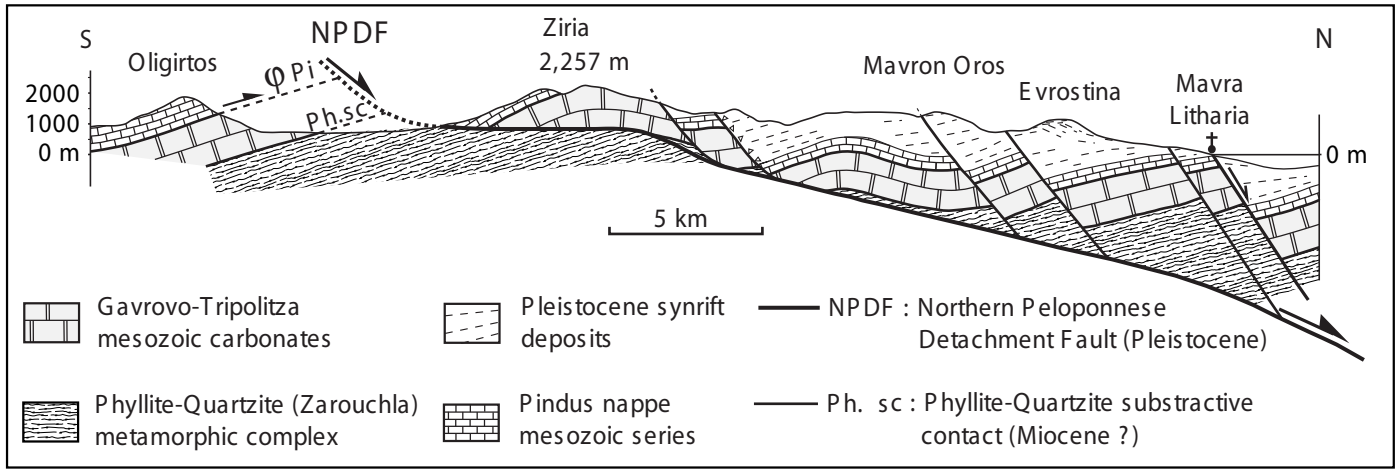


Fig.IV-15. North-South cross-section in northern Peloponnese through Ziria mountain. This section is located slightly east of the Fig.III-66 map. The active normal fault is located offshore Mavra Litharia, and should connect at depth with the seismically active detachment fault beneath the gulf. Other normal faults and the detachment fault in this section are now inactive. The detachment fault has been uplifted, flattened and bulged by the footwall uplift which tilted the Oligirtos mountain some 20°S. Ziria mountain is offset by about 6 km by the NPDF.

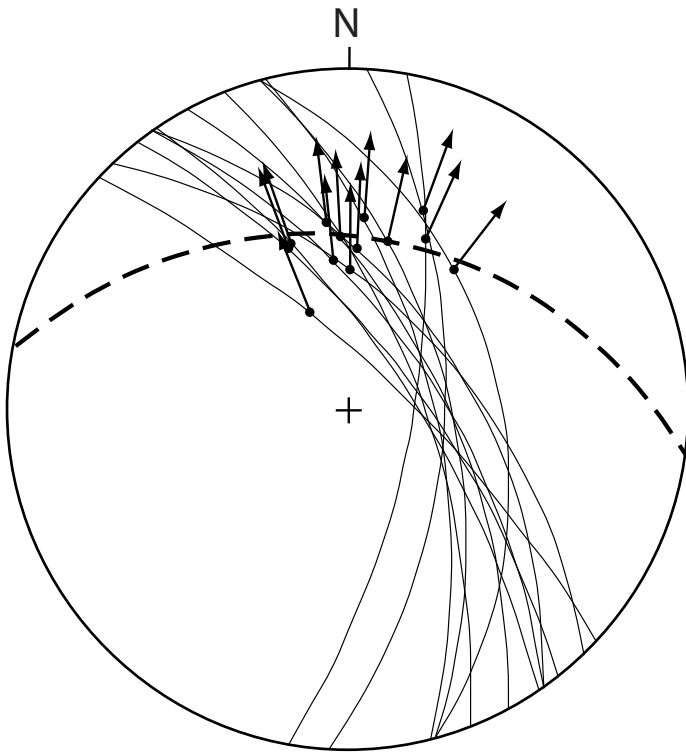


Fig.IV-16. Stereographic plot of small (metric size) striated fault planes along the eastern Panachaikon transfer-fault zone. If these faults are mechanically linked at depth with a N 100° trending detachment fault (bold dashed line), the dip of this plane should be around 39° ± 5°. See comments in text.

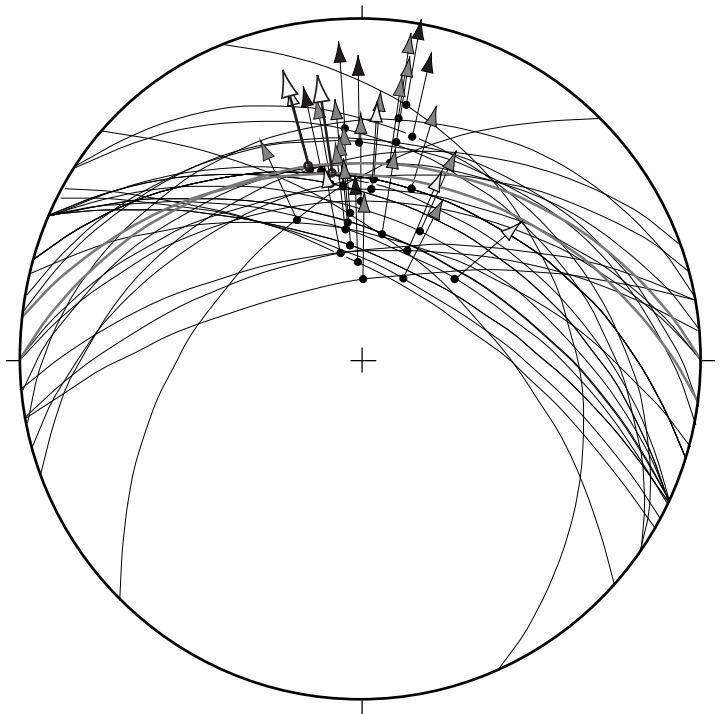


Fig.IV-17. Stereographic plot of grooves or striations on the NPDF and major normal faults of pleistocene age in the western Gulf of Corinth. All the rifting likely formed with the same N-S trending extensional strain. Low-angle north dipping nodal planes of Aigion (1995) and Galaxidi (1992) earthquakes and their slip-vectors are added (after Bernard *et al.*, 1997 and Hatzfeld *et al.*, 1996). The present-day extension direction derived from GPS studies (e.g. Kahle *et al.*, 1998) is also shown.

1975; Stiros and Pirazzoli, 1998), and is usually devoid of recent uplifted sediments.

Seismic profiles across the gulf of Corinth show a southward tilt of synrift sediments (Brooks and Ferentinos, 1984), and an abyssal plain some 900 m deep occupies its eastern part (Heezen *et al.*, 1965). Sediments thicken toward the south and the submarine scarps of large north-dipping normal faults which form the southern steep slopes of the gulf (Brooks and Ferentinos, 1984; Clément, 2000). Paleoseismicity (Koukouvelas *et al.*, 2001), historical and recent seismicity (Papazachos and Papazachou, 1997) show that these offshore faults are still active. From west to east, they are the Psathopyrgos fault, probably connected by the Selianitika fault-system to the Aigion fault, and the offshore eastern parts of the Helike and Xylokastro faults (Fig.IV-9)

The synrift sediments of northern Peloponnese

Unlike the subsident northern coast of the gulf, Peloponnese is rapidly uplifting in the footwall of the active normal faults of the southern gulf (ref. in Keraudren, 1970-72; Dufaure, 1975; Keraudren and Sorel, 1987; Armijo *et al.*, 1996). Over a 10 to 30 km wide fringe of northern Peloponnese, north dipping faults lift steps of the alpine nappe pile toward the south. Thick marly-sandy or conglomeratic synrift deposits cover these steps (Fig.IV-7 and 9). These series piled in the hangingwalls of high-angle normal faults when they were active (Dufaure, 1975; Sébrier, 1977, and others). Geometrical, and therefore chronological relationships between these series show that the older ones piled in the southern area, in a proto-rift half-basin located in the hangingwall of the NPFD. Younger series piled along more northerly located faults, while the older ones were uplifted to the south, where they now reach more than 1,800 m high (Fig.IV-9) (Sorel, 2000; Flotté and Sorel, 2001). Today, synrift sediments pile in the Gulf of Corinth, north of the active Psathopyrgos, Aigion, Helike, and east-Xylokastro faults. The Corinth rift initiated along the NPFD, and shifted northward with the formation of successive normal faults. The general polarity of synrift sedimentation in northern Peloponnese is regressive toward the north.

Some authors consider that the rift formed in two stages: an older one in Miocene (?) and Pliocene times, and a recent one during the last 1Ma or so (e.g. Ori, 1989; Armijo *et al.*, 1996). This division is supported neither by paleontological data, which are lacking, nor by the presence of a general sedimentary, erosional or any morphological limit which could evidence a discontinuity in the rift deposits. As shall be illustrated further, fault kinematics also indicates a single tectonic regime during the rifting.

Although poorly fossiliferous, the freshwater synrift deposits of northern Peloponnese have been attributed to the Pliocene by Philipson (1891). The discovery of pleistocene species (*Chlamys septemradiata*) in marine intercalations led to place the upper part of this series in the lower Pleistocene (e.g. Sébrier, 1977). This series is also considered of Pliocene and lower Pleistocene age on the 1/50,000 geological maps of Corinth and Patras gulfs published by IGME, and on the geological map of

Peloponnese of Dufaure (1977). Between Corinth and Xylokastro, marine intercalations have been correlated with high sea-levels corresponding to oxygen isotope stages 11 to 3 (Keraudren and Sorel, 1987). Holocene deposits are also uplifted up to 10 m high along the coast (e.g. Stiros and Pirazzoli, 1998). Therefore, an important part of this series is younger than previously considered, and belongs to the middle and upper Pleistocene, as in the Gulf of Patras.

The Pleistocene structural evolution of northern Peloponnese

The high-angle normal faults of northern Peloponnese are classically considered at the origin of the rift of Corinth. Jackson and White (1989) proposed to explain the northward jumps of normal faults as a consequence of blocktilting: a large amount of slip can flatten a fault until it locks, and a new, steeper normal fault can relieve it.

We already recalled the "Corinthian bulge" that crosses northern Peloponnese and is associated with a major north-dipping normal fault zone (Dufaure, 1975). A detailed cartographic and structural study of this structure, and N-S geological cross-sections between Kalavrita and Stymphalia lake show that it is a low-angle detachment fault (Fig.IV-7, 13 and 15). In a first stage, its throw reached 2 km in Erymanthos mountain section (Fig.IV-13), and more than 6 km in Ziria mountain section (Fig.IV-15). Conglomerates carried by rivers running from the south filled a narrow half-basin in the hangingwall of the detachment fault, the proto-rift of Corinth.

Extension induced a footwall uplift, and near the emergence of the detachment a southward backtilting is recorded in the early conglomerates. Locking of part of the detachment fault near its emergence is probably caused by the decrease of its dip due to this backtilting. Farther north in the bulge, backtilting was weaker and the northern part of the detachment remained active. High-angle normal faults formed north of the locked areas of the detachment, transferring the ongoing extension to the surface. Ongoing extension enhanced the footwall uplift, the backtilting and flattening of the detachment in the southern side of the bulge, so that new patches of the detachment locked, initiating the formation of new normal faults on their northern edge.

Large rollover folds located in the hangingwalls along the normal faults affect synrift deposits and their basement. Their formations imply a sharp dip decrease of the slip surface at depth. The geometry of these folds indicates that this dip decrease occurs where the normal faults connect on the detachment fault (Flotté and Sorel, 2001). Normal faults should therefore affect only the hanging wall of the detachment and not crosscut it. This has been observed in some outcrops. High-angle normal faults are usually 10 to 30 km long, much shorter than the NPFD. Their sizes correspond to that of the locked patches of the NPFD. These normal faults are linked by transfer-faults of various strike, or by complex deformation zones.

The northward running rivers which supplied sediments to the rift had to incise the uplifting corinthian bulge. Dufaure (1975) and Zelilidis (2000) showed that some rivers have not been able to keep their northward course. Due to the

south-backtilting of the southern side of the bulge, the Olivios, Stymphalia and Oligirtos rivers reversed their course and now flow to the south in endorheic depressions which previously were their drainage areas.

Extension on the northern part of the detachment, successive locks of its southern edge and northward jumps of the normal faults caused the development of the "Corinthian bulge" and its northward migration. Initially located along the initial emergence of the detachment, the southern shoreline of the Corinth basin has now shifted some 25 km to the north. A general section of the gulf (Fig.IV-7) shows the uplifted and backtilted side of the bulge to the south, where the detachment is locked, and to the north the active Helike fault connected with the still active detachment fault beneath the gulf. This activity is underlined by a low-angle north-dipping seismic zone (Rigo *et al.*, 1996; Rietbrock *et al.*, 1996). Focal mechanisms of the large Galaxidi (1992) and Aigion (1995) earthquakes show active nodal planes dipping c.a. 35°N (Hatzfeld *et al.*, 1996; Bernard *et al.*, 1997). Offsets on a geological cross-section of the rift indicates a N-S extension of some 15 km (Sorel, 2000; Flotté and Sorel, 2001).

Timing of the Rift of Corinth

As said previously, the older synrift deposits are located to the south and strongly uplifted. These freshwater deposits did not yield accurate stratigraphic fossils (ref. *in* Keraudren, 1970-72; Dufaure, 1975; Keraudren and Sorel, 1987) and have been attributed to the Pliocene and lower Pleistocene. During its early development, the rift was not connected to the Aegean or Ionian open seas. The lack of any general discontinuity in the deposits suggests that rifting and sedimentation were continuous. Episodic connections with the Mediterranean occurred during the last 470 ky (Keraudren and Sorel, 1987; Keraudren *et al.*, 1995).

The age of the rift can be roughly estimated by two independent ways. Using the uplift rate of the middle and upper Pleistocene marine intercalations, the highest synrift deposits (up to 1,850 m high) could be c.a. 1.2 Ma old. But rifting must have started somewhat before their deposit. A second way is to use the 15 km of extension indicated by geological cross-sections. If the present 10-15 mm/yr geodetic rate of extension of the central part of the rift (Clarke *et al.*, 1998) has been constant, rifting could have initiated 1 to 1.5 Ma ago.

Although both methods are approximative, their concordant results suggest that the Corinth rift may have initiated in the lower Pleistocene, like the Patras rift. This age is also supported by remnants of the ancient breccias characterized by Dufaure (1975) along the detachment, which may be c.a. 0.9 Ma old. The Corinth-Patras rift probably initiated during the lower Pleistocene (Sorel, 2000). Available data do not suggest a large east-west diachronism along the Corinth-Patras rift.

The normal fault system in the western Rift of Corinth

The first throw of the detachment between Erymanthos and Panachaïkon mountains has been of some 2 km. It formed a slope which has been sealed by ancient breccias (Fig.IV-13). To the North, the normal faults of Demestika graben are cut by the Panachaïkon transfer-faults. Farther north, the impressive Klokkos fault ends abruptly against the northeastern side of Panachaïkon, which is determined by NW-SE trending sinistral and dip-slip faults that transfer its movement on the Sella normal faults (Fig.IV-9 and 16). It is unclear whether these transfer-faults reach the Psathopyrgos fault. The now inactive Sella-Lakka faults form the western part of the Helike fault. The Psathopyrgos fault is clearly active: recent and active coarse torrential fans are subsident in its hanging-wall. It is linked to the active Aigion fault by the Selianitika fault system (Fig.IV-9).

Fault kinematics in the western Gulf of Corinth

The NW-SE trending eastern Panachaïkon faults are located in Pindus flysch or fractured cretaceous limestones. No large fault-planes with grooves could be measured, but only small faults with sinistral and dip slip striations (Fig.IV-16). As for the western Panachaïkon transfer-faults (Fig.IV-14), we tried to estimate the dip of the detachment fault at depth. The obtained dip, $38^{\circ} \pm 5^{\circ}$, is steep, and should allow the detachment and the transfer-faults to be active. It is likely that these small faults are not directly mechanically linked with the detachment fault. They may represent internal deformation in the hanging and/or footwall of the cartographic transfer-faults. Such steep striations have been observed in numerical and experimental models of 3D extensional ramps (Medwedeff and Krantz, 2002). As in these models, the strike of the striations remains however roughly parallel to the N-S regional direction of extension.

Striations and small grooves have been measured on the emergence of the detachment fault along northern Erymanthos, near the Chelmos ski centre, and above Khalkianika village in the Krathis valley. They indicate a roughly N-S direction of extension for the early activity of the NPDF, before c.a. 0.9 Ma (Fig.IV-17). Grooves of younger large normal faults, including the active Helike fault, are also reported. The homogeneous strike of these grooves support the scheme that normal faults branch at depth on the NPDF. Slip-vectors of Aigion and Galaxidi earthquakes focal mechanisms show a similar direction of extension on the low-angle seismic zone beneath the Gulf of Corinth. The fact that the regional direction of extension remains constant since the initiation of rifting, and the continuity in synrift sedimentation support a single stage evolution of the Corinth-Patras rift on the detachment fault.

Along strike changes in the structural evolution of the hangingwall over the detachment fault

The Patras and Corinth gulfs are located in the hanging wall of the NPDF, which cuts throughout northern Peloponnese from Cape Araxos to the Saronic gulf. Figure IV-18A illustrates the early stage of rifting, before c.a. 0.9

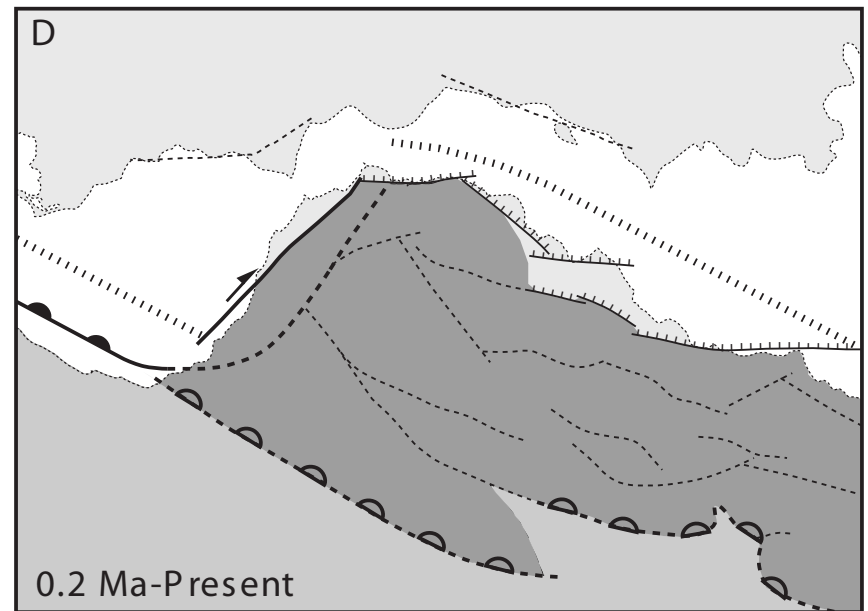
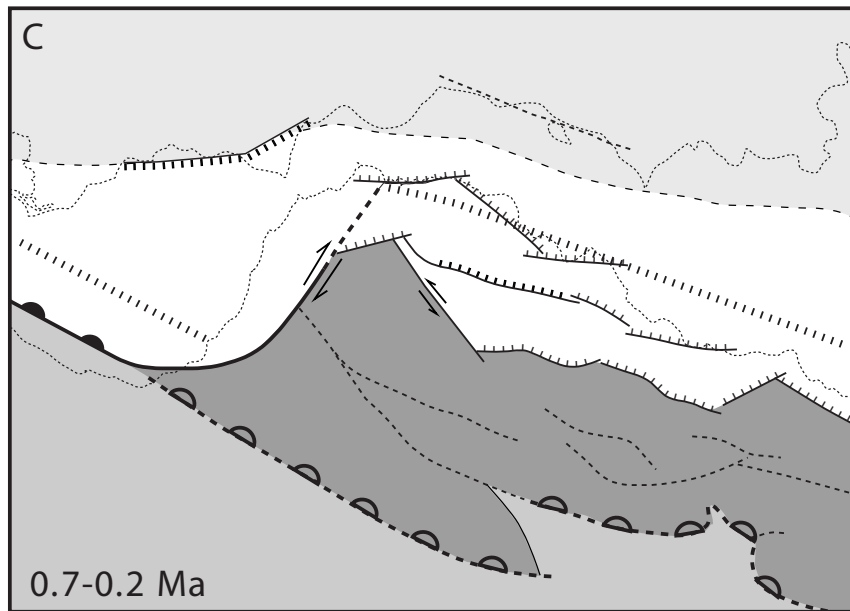
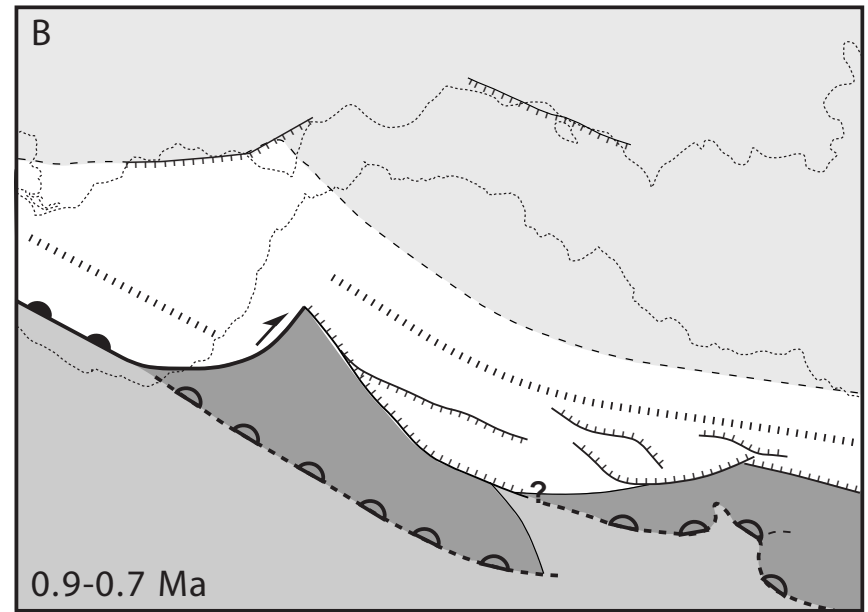
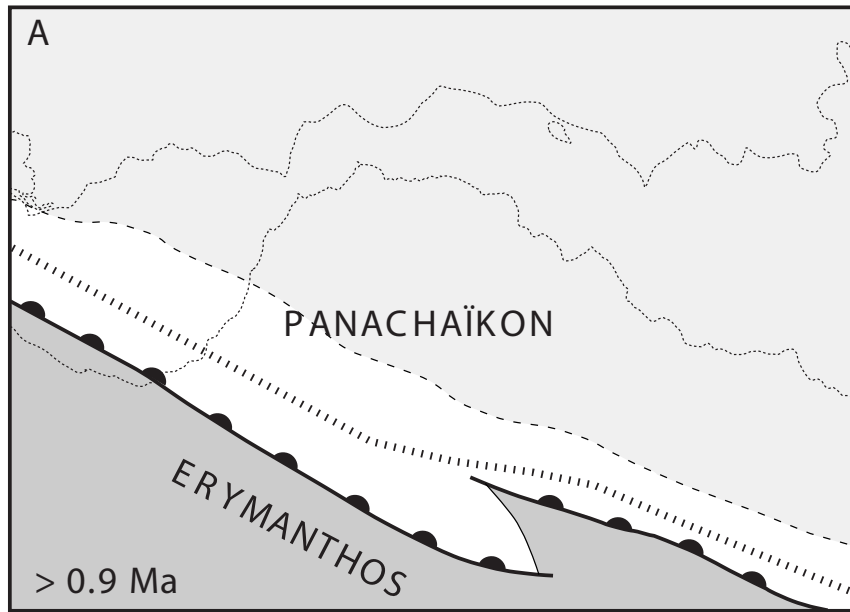


Fig.IV-18. Schematic structural evolution of the Gulf of Patras and western Gulf of Corinth related to the different evolutions of the hanging-wall of the NPDF. While the NPDF remained active in the Gulf of Patras, successive locks of the southern part of the detachment in the Corinth gulf area led to a 25 km northward shift of this basin. Two successive N40° trending dextral and dip-slip transfer-faults linked the Patras and Corinth basins, which at depth are governed by the same regional scale detachment fault.

Ma, when the Patras and Corinth proto-gulfs were continuous.

While the NPFD remained active in the Gulf of Patras, its southern edge locked to the east. Patches of the hanging-wall, such as Panachaïkon mountain, remained stuck on the footwall. High-angle normal faults formed north of the locked areas, acting as the new emergence of the active northern part of the detachment (Fig.IV-18B). The NE-SW trending Panachaïkon transfer-faults linked these new normal faults to the still active emergence of the detachment in the Gulf of Patras. This lateral change in the structural evolution of the hangingwall initiated a northward shift of the Corinth basin relative to the Patras basin. The continuity of the Corinthian bulge across northern Peloponnese, and of the flexured and faulted northern hinge of the Patras and Corinth gulfs suggest that both basins are governed by the same north-dipping detachment fault at depth.

Between c.a. 0.8 and 0.2 Ma, the detachment was locked beneath Panachaïkon mountain, which underwent the uplift of its footwall. Meanwhile, west of the transfer-faults, the Rion-Patras series piled in the subsident hanging-wall, the gulf of Patras (Fig.IV-18C). On the eastern side of Panachaïkon, sinistral NW-SE faults also transferred extension from the Klokkos fault to the Sella faults (Fig.IV-9 and 16).

In the Corinth Rift area, bulging of the NPFD led to successive locks of its southern edge, and the formation of new normal faults increased the northward shift of the Gulf of Corinth (Fig.IV-18C and 18D). Therefore, the Patras and Corinth basins separated progressively during their evolution, and do not represent original "en échelon" basins.

The northward shift of the Corinth basin has been important and rapid, 25 km in 1-1.5 Ma. Such fast displacements have not been reported for graben-type basins bounded by steep, deep-rooted normal faults. They may characterize basins formed over detachment faults

Why did the NPFD remain active in the Gulf of Patras? Geological N-S cross sections show that extension across the rift decreases from some 15 km in the Khelmos section to 12-13 km in Erymanthos-Panachaïkon area (Fig.IV-13), and 10 km in the middle of the Gulf of Patras (Fig.IV-12). The bathymetry of the western end of the gulf (Fig.IV-10) suggests that the NPFD turns to a NW-SE direction, and may connect with the Katouna fault (Fig.IV-6). This important fault connects with the Ambracian Gulf and the Agrinion (Trikonis Lake) graben. It exhibits a sinistral strike-slip movement during the Pleistocene, with an important downthrow of its eastern side (Brooks *et al.*, 1988; Sorel, 1989). Geodesy indicates a sinistral shear velocity of about 5 mm/yr along this fault (Cocard *et al.*, 1999). The Corinth-Patras rift may end along the Katouna fault. This could explain the changes in structural and seismological patterns is farther west, toward the Ionian Islands.

Despite the existence of recent and active faults, no large earthquake has been reported in the Gulf of Patras. This may reflect the decrease of the extension rate, or the fact

that most of the structures are shallow and therefore not strongly seismogenic.

The fact that the initial detachment fault is still active in the Gulf of Patras may also be related to a lesser regional uplift of the area. It belongs to the low-topography fringe of western Peloponnese (Dufaure, 1975). On the Corinthian bulge, uplift rates reach some 2.5 mm/yr in Aigion area, above the some 50 km thick crustal root of the Hellenides (Makris, 1975). Despite the high extension rate, the shallow depth of the western Gulf of Corinth suggest that subsidence of the hanging-wall of the detachment is minimum in this area, as noticed by Doutsos and Poulimenos (1992). It is likely that vertical movements do not depend only of the extension rate across the rift, but also of an uplift above the crustal root of the external arc, possibly caused underplating of material in the Hellenic subduction zone (Sorel, 2001). Along Kato Achaïa coast, in the footwall of the Patras Gulf detachment, a marine terrace attributed to the last interglacial (Dufaure, 1975) is only slightly uplifted (less than 0,25 mm/yr). This may be related to its location west of the crustal root, and to the decrease of the extension rate toward the western end of the rift.

In the central part of northern Peloponnese, the deep river incision related to the strong pleistocene uplift of the Hellenic belt and of the Corinthian bulge provided the field outcrops showing the NPFD. Towards the west (Erymanthos) and the east (Saronic gulf), the emergence of the NPFD do not differ from that of a normal fault. Only the length and the continuity of the structure, and its association with the Corinthian bulge differentiate it clearly from the normal faults of the hanging wall.

Acknowledgments: Fieldwork was supported by CNRS (UMR 8616-Orsayterre). We thank Theodora Rondogianni (IGSR, Athens) for working facilities and a fieldtrip, Claude Rangin (CNRS, Ecole Normale Supérieure, Paris) and Charlotte Nielsen, for fruitful suggestions.

Bibliographie

- Armijo, R., Meyer, B., King, G.C.P., Rigo, A., Papanastassiou, D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophys. J. Int.* 126 (1), 11-53.
- Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-Caen, H., Gomez, J.M., Tibéri, C., Berge, C., Cattin, R., Hatzfeld, D., Lachet, C., Lebrun, B., Deschamps, A., Courboux, F., Larroque, C., Rigo, A., Massonnet, D., Papadimitriou, P., Kassaras, J., Diagourtas, D., Makropoulos, 1997. The Ms=6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift. *J. Seismol.* 1, 131-150.
- Bousquet, B., 1974. La Grèce occidentale, interprétation géomorphologique de l'Épire, de l'Akarnanie et des îles ioniennes. Thèse d'état, Univ. Paris IV, France, 585 pp.
- British Petroleum Co Ltd, 1971. The geological results of petroleum exploration in Western Greece. IGSR, Athens, 71 pp.

- Brooks, M., Ferentinos, G., 1984. Tectonics and sedimentation in the Gulf of Corinth and the Zakynthos and Kefallinia Channels, western Greece. *Tectonophysics* 101 (1), 25-54.
- Brooks, M., Clews, J.E., Melis, N.S., Underhill, J.R., 1988. Structural development of Neogene basins in western Greece. *Basin Research* 1, 129-138.
- Chronis, G., Piper, D.J.W., Anagnostou, 1991. Late quaternary evolution of the Gulf of Patras, Greece: tectonism, deltaic sedimentation and sea level change. *Marine Geology* 97, 191-209.
- 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.
- Clément, C., 2000. Imagerie sismique crustale de la subduction hellénique et du golfe de Corinthe. Thèse de 3^e cycle, Univ. Paris VII, France, 178 pp.
- Cocard, M., Kahle, H.G., Peter, Y., Geiger, A., Veis, G., Felekis, S., Paradissis, D., Billiris, H., 1999. New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: recent results inferred from GPS measurements (1993-1998) across the West Hellenic Arc, Greece. *Earth Planet. Sci. Lett.* 172 (1-2), 39-47.
- Doutsos, T., Poulimenos, G., 1992. Geometry and kinematics of active faults and their seismotectonic significance in the western Corinth-Patras rift (Greece). *J. Struct. Geol.* 14 (6), 689-699.
- Dufaure, J.J., 1975. Le relief du Péloponnèse. Thèse d'état, Univ. Paris IV, France, 1,422 pp.
- Dufaure, J.J., 1977. Carte géologique du Péloponnèse. Institut de géographie.
- IGMR, 1980. Geological map of Greece, Patrai sheet, 1/50.000.
- IGMR, 1984. Geological map of Greece, Chalandritsa sheet, 1/50.000.
- Ferentinos, G., Brooks, M., Doutsos, T., 1985. Quaternary tectonics in the Gulf of Patras, western Greece. *J. Struct. Geol.* 7 (6), 713-717.
- Flotté, N., Sorel, D., 2001. Structural cross-sections through the Corinth-Patras detachment fault-system in northern Peloponnesus (Aegean arc, Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece* XXXIV (1), 235-241.
- Jackson, J.A., White, N.J., 1989. Normal faulting in the upper continental crust: observations from regions of active extensions. *J. Struct. Geol.* 11 (1-2), 15-36.
- Hasiotis, T., Papatheodorou, G., Kastanos, N., Ferentinos, G., 1996. A pockmark field in the Patras Gulf (Greece) and its activation during the 14/7/93 seismic event. *Marine Geology* 130 (3-4), 333-344.
- Heezen, B.C., Ewing, M., Johnson, G.L., 1966. The Gulf of Corinth floor. *Deep Sea Res.* 13, 381-411.
- Kahle, H.G., Straub, C., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Hurst, K., Veis, G., Kastens, K., Cross, P., 1998. The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements. *Tectonophysics* 294 (3-4), 237-252.
- Keraudren, B., 1970-72. Les formations quaternaires marines de la Grèce. Thèse d'état. *Bull. Mus. Anthropol. Préhist. Monaco* 16, 5-153; 17, 87-169; 18, 223-270.
- Keraudren, B., Sorel, D., 1987. The terraces of Corinth (Greece) - a detailed record of eustatic sea-level variations during the last 500,000 years. *Marine Geology* 77, 99-1070.
- Keraudren, B., Falguères, C., Bahain, J.J., Sorel, D., Yokoyama, Y., 1995. Nouvelles datations radiométriques des terrasses marines de Corinthe (Péloponnèse septentrional, Grèce). *C.R. Acad. Sci. Paris* 320 (II a), 483-489.
- Koukouvelas, I.K., Stamatopoulos, L., Katsonopoulou, D., Pavlides, S., 2001. A palaeoseismological and geoarchaeological investigation of the Eliki fault, Gulf of Corinth, Greece. *J. Struct. Geol.* 23 (2-3), 531-543.
- Le Pichon, X., Chamot Rooke, N., Lallemand, S., Noomen, R., Veis, G., 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: implications for eastern Mediterranean tectonics. *J. Geophys. Res.* 100 (B7), 12675-12690.
- Makris, J., 1975. Crustal structure of the Aegean Sea and the Hellenides obtained from geophysical surveys. *J. Geophys.* 41 (4), 441-443.
- Medwedeff, D.A., Krantz, R.W., 2002. Kinematic and analog modeling of 3-D extensional ramps: observations and a new 3-D deformation model. *J. Struct. Geol.* 24 (4), 763-772.
- Melis, N.S., Brooks, M., Pearce, R.G., 1989. A microearthquake study in the Gulf of Patras region, western Greece, and its seismotectonic interpretation. *Geophys. J. Int.* 98 (3), 515-524.
- Mudelsee, M., Schulz, M., 1997. The Mid-Pleistocene climate transition: onset of 100ka cycle lags ice volume build-up by 280 ka. *Earth Planet. Sci. Lett.* 151 (1-2), 117-123.
- Ori, G.G., 1989. Geologic history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece. *Geology* 17, 918-921.
- Papazachos, B., Papazachou, C., 1997. The earthquakes of Greece. ZITI ed., Thessaloniki, 452 pp.
- Philippson, A., 1892. *Der Peloponnes*. Springer, Berlin, 642 pp.
- Piper, D.J.W., Stamatopoulos, L., Poulimenos, G., Doutsos, T., Kontopoulos, N., 1990. Quaternary history of the Gulfs of Patras and Corinth, Greece. *Z. Geomorph. N.F.* 34 (4), 451-458.
- Rietbrock, A., Tibéri, C., Scherbaum, F., Lyon-Caen, H., 1996. Seismic slip on a low angle normal fault in the gulf of Corinth : Evidence from high-resolution cluster analysis of microearthquakes. *Geophys. Res. Lett.* 23 (14), 1817-1820.
- Rigo, A., Lyon-Caen, H., Armijo, R., Deschamps, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Kassaras, I., 1996. A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms. *Geophys. J. Int.* 126, 663-688.
- Sébrier, M., 1977. Tectonique récente d'une transversale à l'arc égéen. Le golfe de Corinthe et ses régions

périphériques. Thèse de 3^e cycle, Univ. Paris XI-Orsay, France, 137 pp.

Sorel, D., 1989. L'évolution structurale de la Grèce nord-occidentale depuis le Miocène dans le cadre géodynamique de l'arc égéen. Thèse d'état, Univ. Paris XI, France, 475 pp.

Sorel, D., 2000. A Pleistocene and still-active detachment fault and the origin of the Corinth - Patras rift, Greece. *Geology* 28 (1), 83-86.

Sorel, D., 2001. Variations of vertical movements along the Corinth-Patras rift (Greece): A possible influence of the Western Hellenic Subduction Zone, EUG XI, Strasbourg.

Stiros, S.C., Pirazzoli P.A., 1998. Late Quaternary coastal changes in the Gulf of Corinth, Greece, Joint meeting on rapid coastal changes in the Late Quaternary: Processes, causes, modelling, impacts on coastal zones, Greece.

Zelilidis, A., 2000. Drainage evolution in a rifted basin, Corinth graben, Greece. *Geomorph.* 35, 69-85.

5. LE DETACHEMENT A L'ECHELLE REGIONALE

La marge sud du rift de Corinthe-Patras est contrôlée par une faille de détachement à pendage nord qui a cumulé près de 15km d'extension horizontale depuis son initiation il y a 1,7-1Ma. Sa partie active se situe sous le golfe de Corinthe, mise en évidence par la sismicité jusqu'à 10km de profondeur. Que devient cette structure vers le nord ? Le premier chapitre (§ 5.1) de cette partie rappelle l'importance de cette structure à l'échelle lithosphérique à partir de données issues de la bibliographie.

Dans une partie précédente (§ 4.1) nous avons vu que le N-Péloponnèse subissait des phénomènes de surrection d'amplitude régionale variable de deux types : une surrection variant selon la direction E/W et une surrection selon la direction N/S. Le deuxième chapitre (§ 5.2) traitera des mécanismes pouvant être à l'origine de ces surrections.

Un troisième chapitre (§ 5.3) vise à replacer le rift de Corinthe-Patras dans le contexte géodynamique régional et à comprendre ses relations avec les autres structures majeures du domaine égéen.

5.1. Le détachement à l'échelle lithosphérique

Nous avons vu que le détachement qui émerge dans le N-Péloponnèse peut se prolonger sous le golfe de Corinthe dans la zone sismogène à faible pendage vers le nord montrée par Rigo *et al.* (1996) et Rietbrock *et al.* (1996) dans laquelle se produisent des séismes dont les mécanismes au foyer indiquent un plan nodal à faible pendage vers le nord (Bernard *et al.*, 1997 ; Hatzfeld *et al.*, 1996). La sismicité suggère donc de prolonger la structure jusqu'à environ 10km de profondeur, jusqu'à la transition entre la croûte cassante et la croûte ductile. Que devient ce détachement vers le nord ?

Tibéri (1999) a fait une étude par inversion de données gravimétriques dans la région du rift de Corinthe. Elle a mis en évidence un épaississement crustal dans l'ouest du golfe, en relation avec la formation de la racine de la chaîne de Hellénides (**Fig.V-1**). Ces résultats avaient été précédemment obtenus par Makris (1978). Tibéri (1999) a également mis en évidence une remontée mantellique de direction N110° située au nord du golfe de Corinthe (**Fig.V-1**). Elle ne se situe pas à l'aplomb du golfe, mais plus au nord, en accord avec l'asymétrie du rift de Corinthe. Une telle asymétrie de la remontée du Moho a été proposée par Wernicke (1983) et Lister et Davis (1989) dans le cadre de la formation de rifts asymétriques. Tibéri (1999) propose qu'elle est cohérente avec la présence et le jeu de la faille de détachement proposée par Rigo *et al.* (1996). La **figure V-2** est une coupe approximativement N/S qui synthétise les données de terrain (coupe de la vallée du Krathis), les données de sismicité, et la profondeur du Moho déduite des

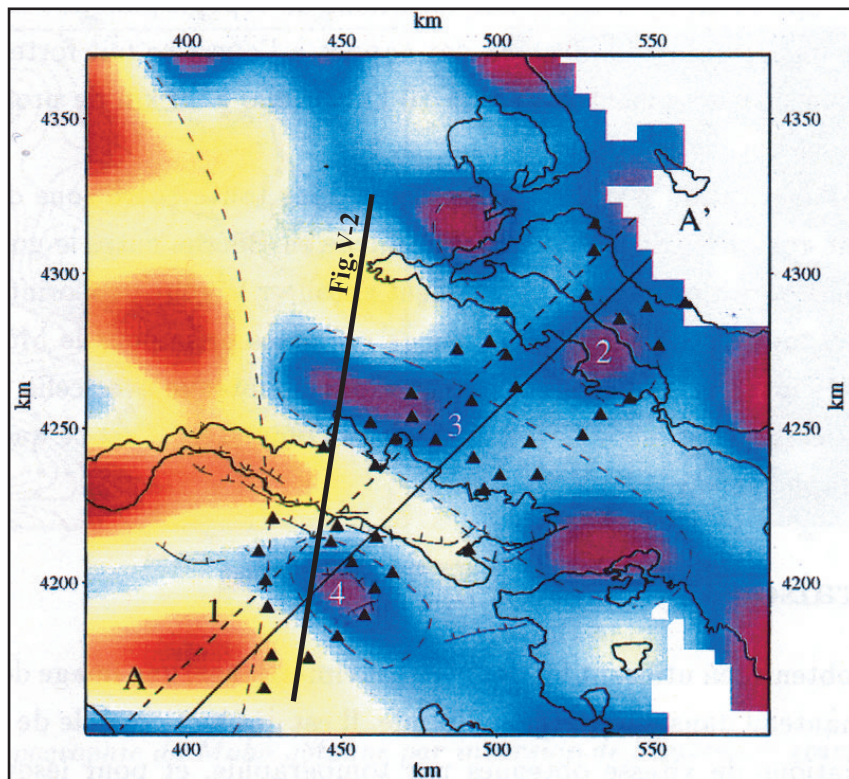


Fig.V-1. Cartographie de la profondeur du Moho à partir de l'inversion de données de gravimétrie. D'après Tibéri (1999).

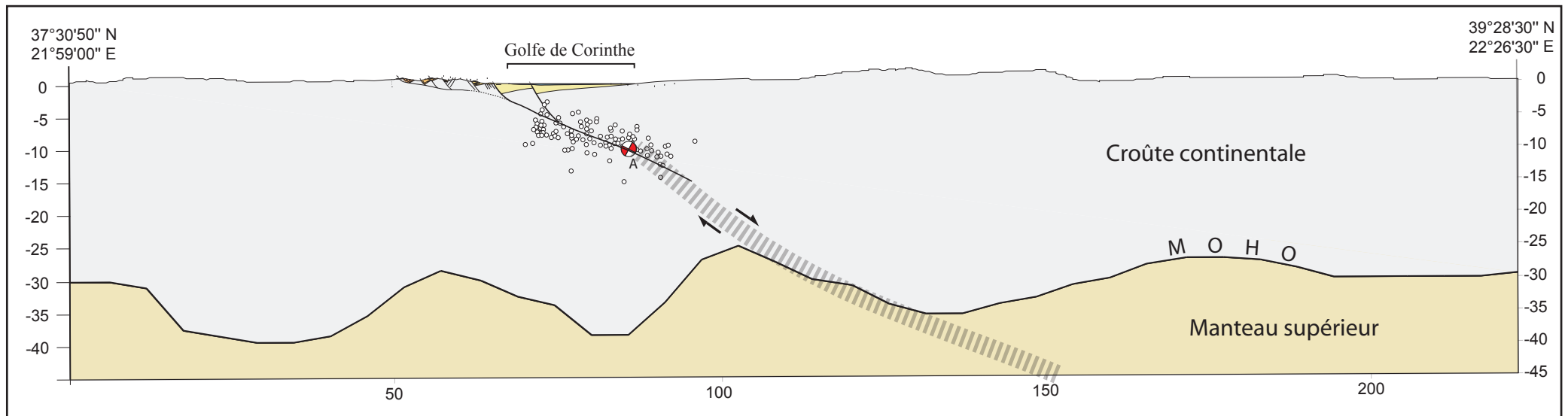
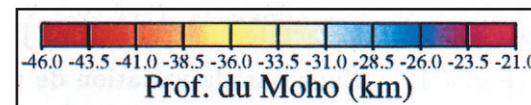


Fig.V-2. Coupe N/S à l'échelle crustale. Le positionnement de la discontinuité de Mohorovicic est issue de l'étude gravimétrique de Tibéri (1999). Le plan à faible pendage vers le nord mis en évidence par la sismicité pourrait se prolonger dans la croûte ductile, recouper la base de la croûte et être responsable de la remontée mantellique. A: projection du séisme d'Aigion (Bernard *et al.*, 1997). Cercles blancs: localisation de la microsismicité d'après Rigo *et al.* (1996).

données gravimétriques. Le prolongement du détachement contrôlant l'évolution de la marge sud du golfe de Corinthe recouperait le Moho et entraînerait une remontée mantellique sous le nord du golfe.

5.2. Les mécanismes de surrection régionale

Nous avons précédemment décrit que le N-Péloponnèse est le lieu d'importants phénomènes de surrection (§ 4.1). Les données ont permis de montrer qu'il existe deux types de surrection qui semblent indépendantes : une surrection selon une direction E/W (§ 4.1.1) et une surrection selon une direction N/S (§ 4.1.2). Le but de ce chapitre est de discuter les mécanismes qui peuvent les expliquer.

5.2.1. La surrection E/W

Sébrier (1977) avait interprété la remontée d'est en ouest (§ 4.1.1) des terrasses marines de l'étagement de Corinthe-Xylokastro comme la manifestation d'un bombement de la croûte égéenne en arrière du front compressif de l'arc. Stiros (1988) a proposé un bombement du Péloponnèse produit par une compression tectonique E-W bien que les données structurales (e.g. Sébrier, 1977) et les mécanismes au foyer (Bernard *et al.*, 1997) démontrent l'existence d'une extension N/S. Armijo *et al.* (1996) ont proposé d'expliquer les soulèvements observés par le soulèvement du mur d'une faille normale active. Cependant, nous avons vu qu'à distance constante de la faille, on observe une augmentation progressive des taux de surrection vers l'ouest (§ 4.1.1).

Différents auteurs (e.g. Egan, 1992) ont montré que le soulèvement du bloc inférieur d'une faille normale est fonction du rejet cumulé et donc, à âge égal, de la vitesse d'extension sur la faille. Dans le golfe de Corinthe, les données de géodésie montrent qu'il y a une augmentation des vitesses d'ouverture actuelles en allant vers l'ouest (Clarke *et al.*, 1998), ce qui peut expliquer les soulèvements plus importants observés dans le bloc inférieur des failles actives (**Fig.IV-1**). Mais on devrait alors également observer une augmentation du taux de subsidence du toit des failles en allant vers l'ouest. Or les données de bathymétrie montrent que la subsidence diminue vers l'ouest (§ 4.1.3 et **Fig.IV-1**). L'augmentation de la surrection vers l'ouest ne peut donc pas s'expliquer simplement par l'augmentation de la vitesse d'ouverture du golfe vers l'ouest.

Le rôle de la racine crustale

Les données gravimétriques ont permis de déterminer les épaisseurs crustales sous le domaine égéen (**Fig.I-8**) (Makris, 1977 ; Tibéri, 1999). Dans la partie orientale du golfe de Corinthe, la profondeur du

Moho est de l'ordre de 30km et elle augmente progressivement vers l'ouest pour former une racine qui atteint près de 50km sous l'arc externe (**Fig.V-1**). Au nord du golfe de Corinthe, dans les provinces d'Akarnanie et d'Épire, l'alignement des plus hauts sommets des Hellénides se fait à l'aplomb de cette racine crustale et c'est également dans cet alignement que les indices géomorphologiques (creusements de vallées, étagement des systèmes de cônes-éboulis) montrent la plus forte surrection quaternaire (Bousquet, 1974). De même, les plus hauts sommets du Péloponnèse, qui présentent des témoins d'une forte surrection Pléistocène (Dufaure, 1975), se situent à l'aplomb de cette racine. C'est précisément au-dessus de ce secteur que le taux de surrection du N-Péloponnèse est maximum et que la profondeur du golfe de Corinthe est minimale.

Cette association suggère que la racine crustale se constituerait sous la chaîne par accréation (sous-placage) de matériel entraîné dans la subduction égéenne. L'épaississement de la racine crustale entraînerait un réajustement isostatique à son aplomb, responsable de la surrection du secteur.

A l'ouest de la racine crustale, les reliefs des pourtours du golfe de Patras s'abaissent et ne présentent pas d'indices de surrection équivalents à ceux observés sur la côte sud du golfe de Corinthe. Plus au sud, les côtes sableuses de la basse plaine d'Élide n'indiquent aucune surrection. Au nord du golfe de Patras, l'archipel d'îlots calcaires ennoyés des Echinades, les rivages d'Akarnanie et le delta de l'Akéleos témoignent d'une subsidence récente et active (Bousquet, 1974). Enfin, sur la bordure externe compressive de l'arc, les côtes des îles de Zante, Céphalonie et Corfou ne présentent que localement des terrasses marines pléistocènes modérément soulevées, et localisées sur des structures compressives (réf. *in* Sorel, 1989).

Vers l'est, l'arc volcanique quaternaire associée à la zone de subduction hellénique passe près de la terminaison du golfe de Corinthe. Classiquement, l'arc volcanique associé aux zones de subduction est situé au dessus du coin asthénosphérique qui découple la plaque supérieure de la plaque subductante (e.g. Lallemand, 1999). Ceci expliquerait les faibles taux de surrection de l'est du golfe.

Ainsi, malgré une augmentation de l'extension vers l'ouest, la surrection croissante vers l'ouest de la côte nord du Péloponnèse et surtout la subsidence décroissante vers l'ouest du golfe mettent en évidence une surrection régionale croissante vers l'ouest qui affecte le toit et le mur des failles majeures actives.

Cette surrection régionale du toit et du mur des failles actives explique leur disposition actuelle : totalement immergées dans l'est du golfe, les failles actives se rapprochent du rivage en allant vers l'ouest (par exemple la faille d'Akrata), et émergent à partir de Diakopto.

5.2.2. Origine de la surrection N/S

Les données géomorphologiques permettent de mettre en évidence une surrection N/S, indépendante de la surrection E/W (§ 4.1.2). Cette surrection est responsable de la formation du bourrelet corinthien de Dufaure (1975), du basculement important vers le sud de l'émergence du détachement et du réseau hydrographique. Le mécanisme de cette surrection peut être proposé à partir des résultats de modélisations disponibles dans la littérature.

L'étirement de la croûte par une faille lithosphérique entraîne un amincissement crustal, la création d'un rift et une perturbation du gradient de température. Plusieurs auteurs ont travaillé sur ces différents paramètres afin de modéliser la réponse isostatique (Kuznir *et al.*, 1987 ; Kuznir et Egan, 1989). Plus récemment, Egan (1992) a étudié le cas d'une lithosphère affectée par une faille normale listrique (**Fig.V-3**). A partir d'un modèle élastique, l'auteur a calculé la réponse isostatique à chacun des trois paramètres (amincissement crustal, perturbation du gradient de température et remplissage sédimentaire), et propose un modèle global de cette réponse isostatique en additionnant les différents effets.

Egan (1992) montre que l'amincissement crustal par faille listrique et la formation du bassin sédimentaire associé entraînent une remontée du Moho, la surrection du bloc inférieur de la faille mais aussi du bloc supérieur (surrection régionale) et la déformation de la faille avec une diminution de son pendage (**Fig.V-3**). Ce mécanisme est comparable à ce qu'on observe sur les coupes et responsable de la formation d'un grand bombement comparable au bourrelet corinthien de Dufaure (1975).

Sur notre secteur d'étude les différents témoins de ces phénomènes ont été observés :

Tibéri (1999) a mis en évidence à l'aide de données de gravimétrie l'existence d'une remontée du Moho (**Fig.V-1 et 2**). Cette topographie est dissymétrique, et dans le prolongement du détachement vers le nord. Le mur du détachement est soulevé et basculé vers le sud. Initialement avec un pendage de 30-35°N, la faille du Chelmos ne fait plus que 5-10°N. Ceci indique que la géométrie initiale du détachement (et la pile de nappes) a été déformée. De tels indices se retrouvent également au niveau de la faille du Ziria. Les brèches du Xirokambos qui scellent la faille du Chelmos sont basculées vers le sud. Le toit du détachement bloqué a subi une surrection et un basculement identique à celui du bloc inférieur.

La côte nord du golfe est subsidente et flexurée vers le sud. Elle ne présente pas de dépôts lacustres ou marins soulevés. Cependant sur la côte nord du golfe, près d'Antirrhion, où le taux de surrection de la racine crustale est maximum, on observe une série détritique à l'affleurement. Cette série se trouve dans le toit de la faille active de Psathopyrgos qui devrait être subsidente. Ceci indique que la subsidence par faille n'est pas toujours suffisante pour compenser la surrection et que celle-ci affecte aussi bien le mur que le toit de la faille.

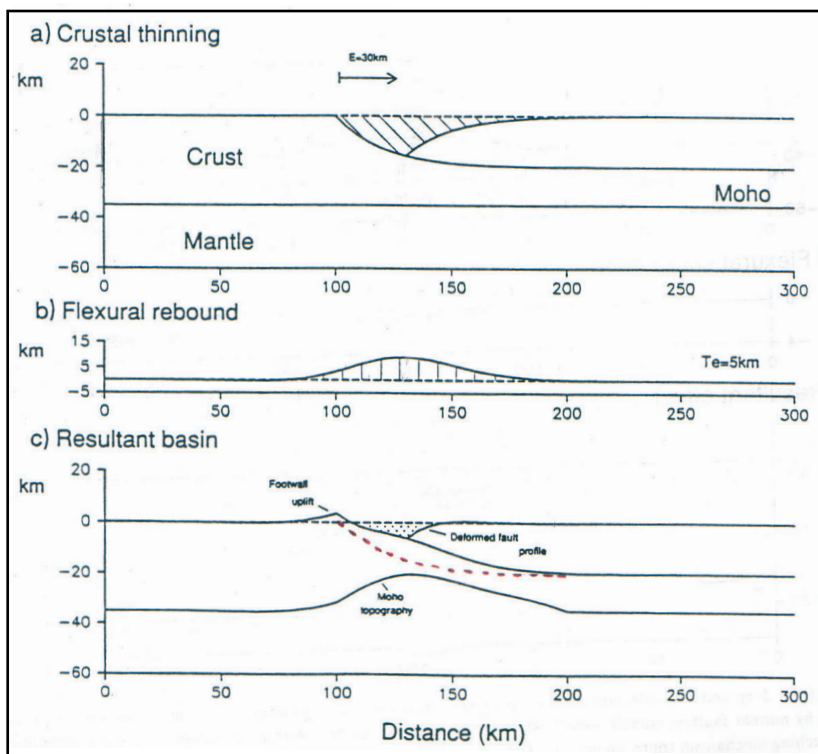


Fig.V-3. Simulation de la réponse isostatique de la lithosphère à 30km d'extension accommodée par une faille normale à faible pendage (a) (Egan, 1992). La surrection régionale est initiée (b), et atteint un maximum de 8km sous le bassin. Le bassin crée atteint une profondeur d'environ 7km (c) avec une surrection du mur de la faille mais également une surrection du toit de la faille. La surrection régionale entraîne également une déformation de la géométrie initiale de la faille et la formation d'une remontée mantellique.

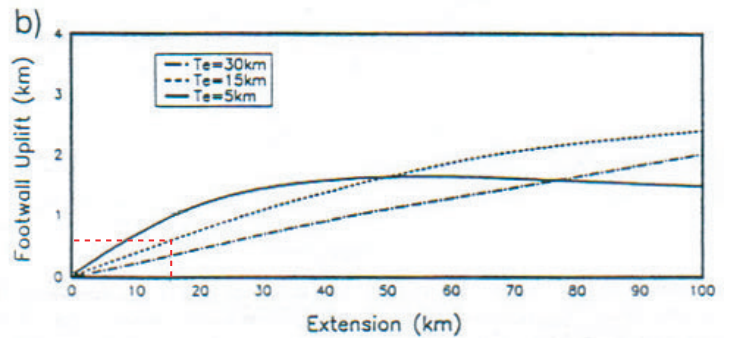
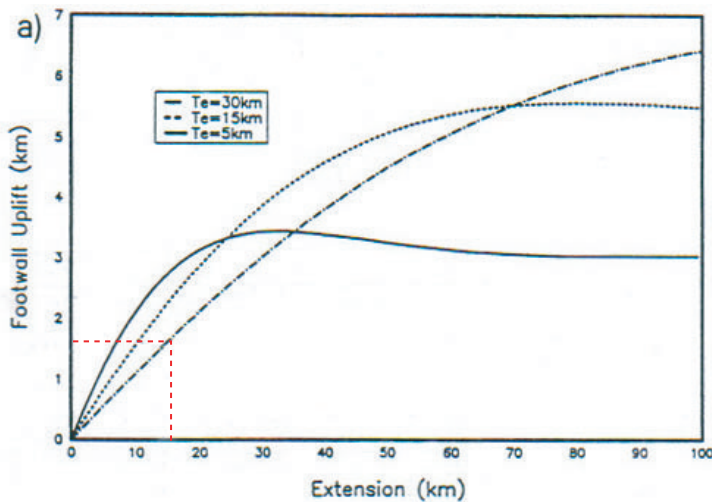


Fig.V-4. Graphiques montrant la relation entre la quantité d'extension et la magnitude de la surrection (Egan, 1992). (a) Quantité de surrection en fonction de l'amincissement crustal par cisaillement simple. (b) Quantité de surrection en fonction d'un amincissement crustal par cisaillement simple et par cisaillement pur, par perturbation du gradient de température et en fonction du remplissage sédimentaire.

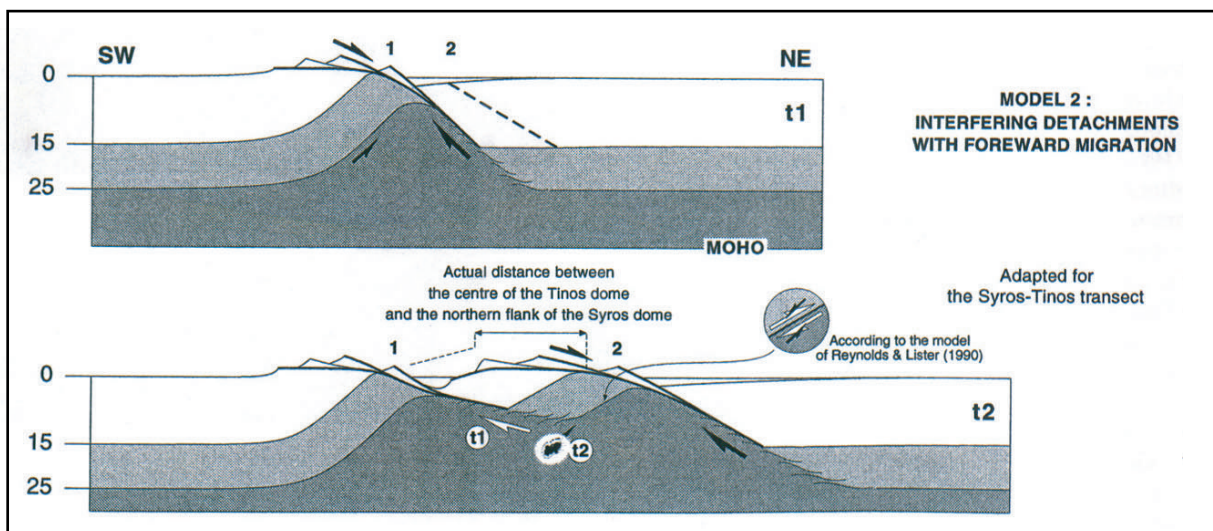


Fig.V-5. Géométrie des systèmes de détachement de la région égéenne (Gautier et Brun, 1994). L'exhumation du mur du détachement et son pendage initial sont issus de données structurales. On observe une remontée progressive du Moho, la déformation de la géométrie initiale du détachement et une migration des systèmes faillés vers le bassin.

Dans ses différents modèles, Egan (1992) propose également une quantification de la surrection liée au jeu d'une grande faille de détachement. Il montre que trois paramètres essentiels contrôlent ce mécanisme : la quantité d'extension sur la faille, le pendage initial de la faille et l'épaisseur élastique de la croûte.

La **figure V-4** montre la quantité de surrection en fonction de la quantité d'extension dans le cas d'un modèle ne prenant en compte que l'amincissement crustal. La surrection régionale est estimée à environ 1,5km pour une épaisseur élastique de 15km et une extension totale de 15km. Cette estimation est comparable avec les données de terrain puisque que les grands épandages conglomératiques qui scellent la faille de Tsivlos culminent à une altitude d'environ 1500m. Plus à l'est, le sommet du delta du Mavron Oros culmine à environ 1750m.

Dans le cas d'un modèle prenant en compte l'ensemble des paramètres (amincissement crustal, perturbation du gradient thermique et remplissage sédimentaire), pour une épaisseur élastique de 15km et une extension de 15km, la surrection N/S serait d'environ 500m. Cette valeur est inférieure aux altitudes des séries synrift que l'on observe dans le N-Péloponnèse. Cependant, nous avons vu précédemment qu'une partie non-négligeable de la surrection était une surrection qui augmentait d'est en ouest avec l'influence probable de la subduction et de la formation de la racine crustale. Ces deux mécanismes de surrection s'ajoutent et il est difficile de faire la part de l'un et de l'autre.

De tels mécanismes de surrection ont également été proposés dans le cadre de l'étude de l'exhumation tardi-orogénique des « metamorphic core complexes » du domaine égéen (Gautier et Brun, 1994 ; Gautier *et al.*, 1999 ; Jolivet *et al.*, 1994). La **figure V-5** illustre ces mécanismes : l'initiation d'un détachement entraîne une remontée asymétrique du manteau supérieur. On observe un aplatissement progressif du détachement qui est responsable de la migration de l'activité des failles vers le bassin (équivalente de la migration vers le nord des failles du rift de Corinthe). Le rift de Corinthe pourrait correspondre aux premiers stades de la formation des « metamorphic core complexes ».

5.3 Le rift de Corinthe-Patras dans son contexte géodynamique

Le rift de Corinthe-Patras appartient à un système de horsts et de grabens en échelons qui relie la terminaison de la faille Nord Anatolienne en Mer Egée et la transition entre la subduction océanique du front de l'arc égéen et la subduction (ou collision) continentale adriatique au niveau de la faille de Céphalonie.

5.3.1. La propagation de la faille Nord-Anatolienne dans le système corinthien

En Turquie orientale, la faille Nord Anatolienne serait apparue durant le Miocène vers 13Ma (e.g. Le Pichon et Angelier, 1981) et aurait débouché en Mer Egée durant le Pliocène inférieur (6-5Ma selon Barka et Hancock, 1984 ; 4-5Ma selon Armijo *et al.*, 1999). Son prolongement dans le système corinthien n'est pas actuellement bien daté paléontologiquement.

En utilisant les taux de surrection ou la vitesse d'extension GPS et l'extension horizontale cumulée sur les coupes équilibrées, on peut situer le début de la formation du rift de Corinthe entre 1,7 et 1Ma. Cette fourchette de temps correspond à celle d'une phase de compression importante dans les îles ioniennes au front de l'arc (§ 1.2.4) et moins importante sur les rivages égéens de Locride et Eubée (Mercier *et al.*, 1976). Cette phase tectonique a provoqué un important changement du régime tectonique autour de la région du golfe de Corinthe avec l'installation d'une compression E-W à ENE-WSW et d'une extension N-S à NNW-SSE, état de contrainte favorable à la formation d'une structure telle que le golfe de Corinthe. Cette phase tectonique a pu permettre la propagation du système d'accidents à travers la Grèce jusque dans la région de la faille de Céphalonie dont le jeu dextre débiterait à la même époque (§ 5.3.3).

Nous avons vu précédemment (§ 4.4.1) que le système de l'émergence du détachement du rift de Corinthe-Patras se serait initié dans sa partie orientale il y a environ 1,7Ma. Ce système se serait ensuite propagé vers l'ouest : la faille du Chelmos s'est initiée il y a 1,5Ma et la faille bordière du golfe de Patras il y a environ 1-1,5Ma (**Fig.V-6**). Ce diachronisme apparent de l'ouverture du rift de Corinthe-Patras serait en accord avec son initiation à proximité de la terminaison de la faille Nord-Anatolienne puis sa propagation en "ciseau" vers l'ouest comme l'ont précédemment proposé Armijo *et al.* (1996).

5.3.2. La faille de Katouna

On connaît peu de choses sur les structures en mer à l'ouest du golfe de Patras. Des profils de sismique réflexion révèlent des déformations compressives dans les sédiments Plio(?)-Pléistocène dans à l'est des îles de Zante et de Céphalonie (Brooks et Ferentinos, 1984). La sismicité est faible comparée à celle de l'ouest du golfe de Patras (Mélis, 1989) et du golfe de Corinthe (e.g. Papazachos et Papazachou, 1997) et dans les îles ioniennes on observe une compression ENE-WSW (Sorel, 1989). Cependant, le golfe de Patras a subi une extension supérieure à 10km depuis environ 1-1,5Ma (**Fig.IV-12**). Sachant que le jeu d'une structure comme celle du détachement ne peut pas s'arrêter brusquement, il doit exister d'autres structures qui accommodent la déformation.

Au NW du golfe de Patras, la faille de Katouna est une faille décrochante orientée N160° (**Fig.V-6**). Cette faille rejoint au nord le graben d'Agrinion puis le golfe d'Arta qui forme un graben E/W (Haslinger



Fig.V-6. Contexte géodynamique du golfe de Corinthe et âge des structures majeures. En rose: Eurasie (fixe). En vert: Afrique. En bleu: Sud du Péloponnèse et domaine égéen. En gris foncé: bourrelet corinthien. AF: plaque africaine. C: Céphalonie. Eur: plaque eurasiatique. FDNP: Faille de détachement du N-Péloponnèse. FK: Faille de Katouna. FNA: Faille Nord Anatolienne. FTC: Faille transformante de Céphalonie. GA: Golfe d'Arta. GrA: Graben d'Agrinion. Pel: Péloponnèse. 1: d'après Argus *et al.* (1989). 2: d'après Cocard *et al.* (1999). d'après Kahle *et al.* (1998).

et al., 1999). A l'ouest, ce graben marquerait la terminaison septentrionale de la faille de Céphalonie (Cushing, 1985) (**Fig.V-6**). Bien qu'il n'y ait pas d'évidence sismique de l'activité de la faille de Katouna (Hatzfeld *et al.*, 1995), les mesures GPS montrent qu'il existe un mouvement senestre de part et d'autre de la faille (Cocard *et al.*, 1999). Plus récemment, Peter (2000) a montré par une modélisation de la déformation crustale du domaine égéen que cette faille devait accommoder en décrochement senestre une extension de 9 à 15mm/a. Cette vitesse est comparable à la vitesse d'ouverture estimée à 0,8-1cm/a pour le golfe de Patras à partir de l'extension horizontale (article 1).

La faille de Katouna pourrait donc transférer l'extension N/S du détachement du golfe de Patras comme l'ont proposé Haslinger *et al.* (1999). Dans ce cas la faille de Katouna a pu s'initier à cette même période. La faible sismicité à l'ouest du golfe de Patras s'expliquerait par le fait que le détachement ne se prolonge pas vers l'ouest.

5.3.3. La faille de Céphalonie

Cette faille se situe à l'extrémité NW de l'arc hellénique (§ 1.1.6). Initiée il y a environ 4,5Ma lors du blocage du front chevauchant ionien et la formation du front préapulien, la faille de Céphalonie a joué initialement en compression (Sorel, 1989). Actuellement, il s'agit d'une faille décrochante dextre qui transforme la subduction hellénique vers la collision adriatique (**Fig.V-6**). Sur l'île de Céphalonie, les séries marines Plio-Pléistocène inférieur sont affectés par des failles inverses et des décrochements dextres. Les dépôts continentaux postérieurs du Quaternaire ancien à moyen sont affectés par des décrochements dextres et présentent des indices d'une déformation syn-sédimentaire (Nielsen *et al.*, 2002). A partir de ces observations, ces auteurs proposent que le changement de la cinématique de la faille de Céphalonie se soit produit il y a environ 1,5-1Ma.

Située au SW du golfe d'Arta, la faille de Céphalonie pourrait accommoder l'extension de ce graben. L'âge d'initiation de la faille (1,5-1Ma) s'accorde bien avec l'âge de la partie occidentale du rift (1,5-1Ma).

Conclusions. La **figure V-6** replace le rift de Corinthe-Patras dans son cadre géodynamique. La propagation de la faille dextre N-Anatolienne dans le domaine égéen entraîne la formation d'un système de rifts en échelon dextre, dont le rift de Corinthe-Patras. Ce dernier s'initierait il y a environ 1,7Ma dans sa partie orientale et se propagerait progressivement vers l'ouest. La faille bordière du golfe de Patras s'initierait vers 1-1,5Ma. A l'ouest du golfe de Patras, la déformation est faible : l'extension du rift de Corinthe-Patras est transférée vers le nord le long de la faille senestre de Katouna. Elle rejoint au nord le

golfe d'Arta puis la faille transformante de Céphalonie (initiée il y a 1-1,5Ma) dans le front de l'arc égéen.

Les moteurs du mouvement de l'ensemble Anatolie-Egée seraient la compression N-S de la plaque arabique et à l'ouest la traction du slab en subduction sous l'Egée. Au Pliocène, l'extension était ~NE-SW en Grèce. Elle est devenue N-S à NNW-SSE en Péloponnèse et dans la région de Corinthe-Patras au Pléistocène inférieur ce qui a pu permettre la formation du rift de Corinthe-Patras.

6. ETUDE DES ZONES DE FAILLES

Les chapitres précédents nous ont permis de définir le style tectonique de la marge sud du rift de Corinthe-Patras et de proposer un modèle d'évolution tectono-sédimentaire spatio-temporelle des systèmes de failles et des bassins associés. Les études de terrain, la cartographie, la géologie structurale et la géomorphologie ont été la base de cette analyse. Dans ce chapitre, nous allons aborder une étude concentrée sur les zones de failles et les minéralisations de calcite qui ont eu lieu dans ces zones. Nous développerons deux axes :

- Une étude des calcites contenues dans les plans de faille par une approche microstructurale, pétrologique et géochimique
- La datation de ces calcites de faille par la méthode U/Th

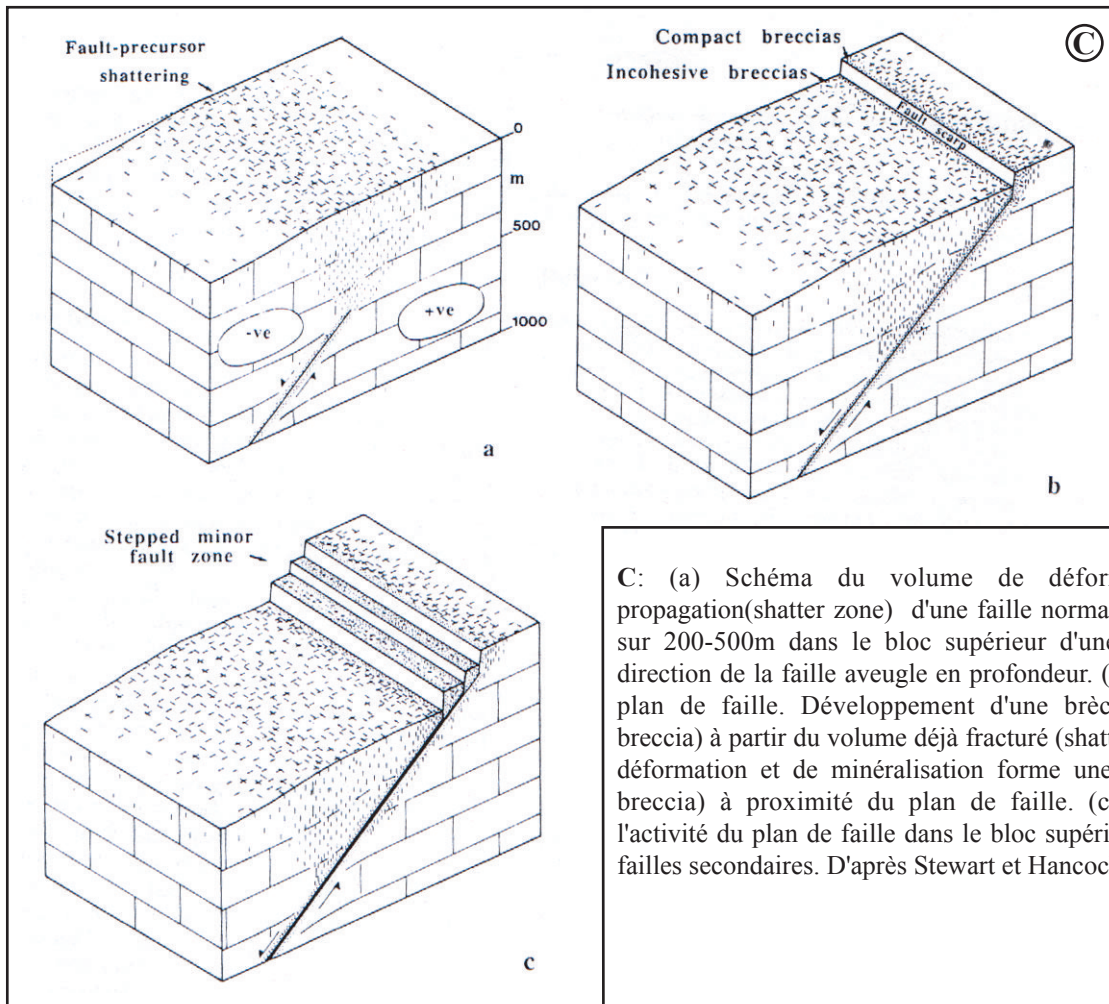
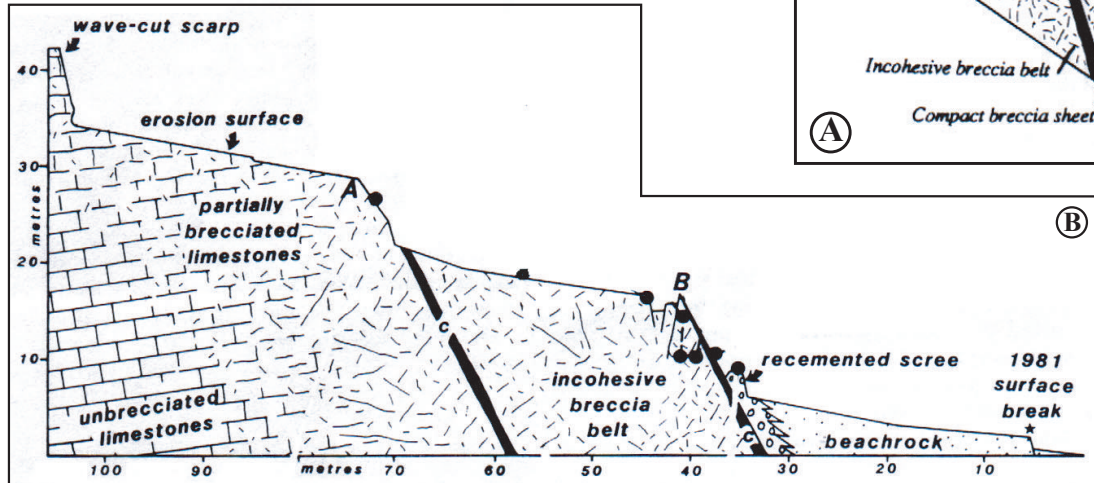
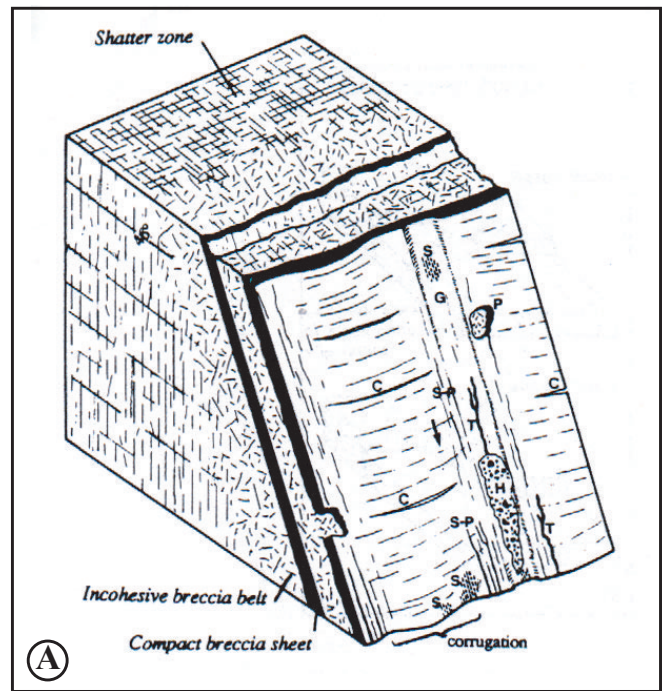
L'étude de la composition des calcites a pour but de proposer un modèle de l'évolution des zones de failles. L'étude géochimique se base sur l'analyse des compositions isotopiques en oxygène et en carbone des calcites de failles ainsi que sur les teneurs en uranium.

La datation directe des calcites de failles par la méthode du déséquilibre U/Th a pour but de tester sa validité et sa signification dans un tel domaine d'étude. Dans le chapitre précédent, nous avons estimé la période d'activité des différents systèmes faillés de manière indirecte par l'âge des surfaces d'émersion ou par l'extension tectonique horizontale cumulée. Les estimations obtenues donnent des âges souvent inférieurs à 600ka (applicabilité de méthode U/Th). Ces estimations peuvent donc être comparées aux résultats des datations par la méthode U/Th. L'objectif serait d'apporter un moyen de datation directe dans un milieu continental où l'établissement d'une chronologie biostratigraphique détaillée est difficile.

6.1. Caractérisation des zones de dommage

L'existence de brèches de failles associées aux failles normales de la région égéenne a été décrite par différents auteurs (e.g. Vita-Finzi et King, 1985 ; Hancock et Barka, 1987 ; Stewart et Hancock, 1988). La propagation de failles normales est accompagnée par une déformation secondaire importante et par des phénomènes de minéralisation (Sibson, 1986). Ces processus entraînent la formation de plusieurs zones parallèles de brèches incohérentes (sans ciment) séparées par des plans de glissement majeurs d'une épaisseur pluri-centimétrique formés de brèches indurées (Stewart et Hancock, 1988) (**Fig.VI-1A et B**). Ces plans de glissement présentent une organisation microstructurale distincte qui caractérise la

Fig.VI-1. A: Bloc diagramme illustrant la structure des zones de failles normales (Stewart et Hancock, 1991). Les zones de déformation sont caractérisées par une alternance de niveaux de brèches compactes (compact breccia sheet) et de niveaux de brèches incohérentes (incohesive breccia belt) affectant un volume plus large de roches déformées (shatter zone). Le plan de faille montre des structures parallèles et orthogonales au glissement. C: fracture orthogonale au glissement; G: cannelure; P: figure d'arrachement; S: stries mécaniques; S-P: fracture parallèle au glissement; H: brèche dérivée des sédiments du bloc supérieur. La flèche indique le sens du glissement. **B:** Coupe d'un escarpement d'une zone de faille (Stewart et Hancock, 1988). Evolution progressive de la déformation dans le bloc inférieur des calcaires non-déformés jusqu'au plan de faille principal.



C: (a) Schéma du volume de déformation précurseur de la propagation (shatter zone) d'une faille normale vers la surface. Formation sur 200-500m dans le bloc supérieur d'une fracturation parallèle à la direction de la faille aveugle en profondeur. (b) Propagation en surface du plan de faille. Développement d'une brèche incohérente (incohesive breccia) à partir du volume déjà fracturé (shatter zone). Une zone étroite de déformation et de minéralisation forme une brèche compacte (compact breccia) à proximité du plan de faille. (c) Migration progressive de l'activité du plan de faille dans le bloc supérieur et formation de zones de failles secondaires. D'après Stewart et Hancock (1990).



Fig.VI-2. Exemple d'un plan de faille formé par une brèche indurée résistante à l'érosion (faille de Xylokastro).

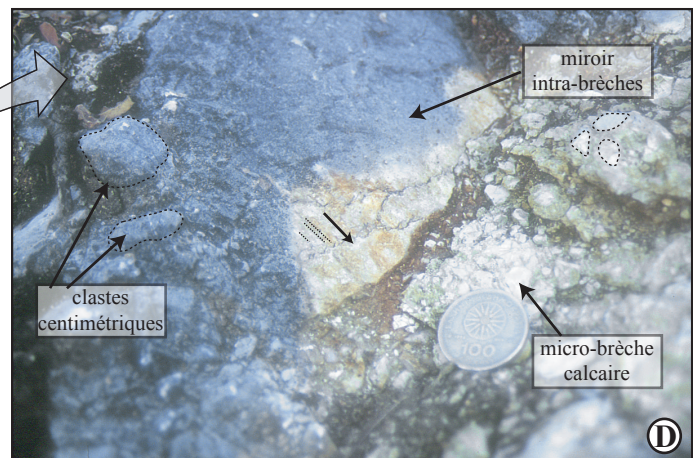
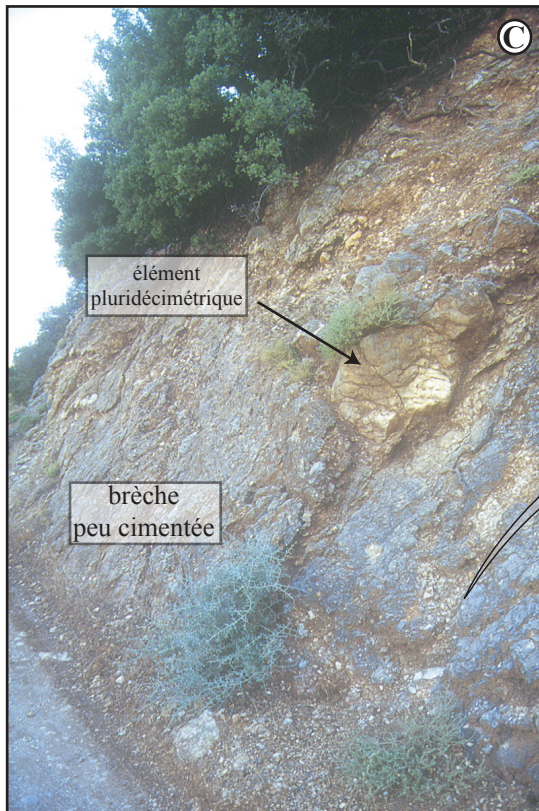
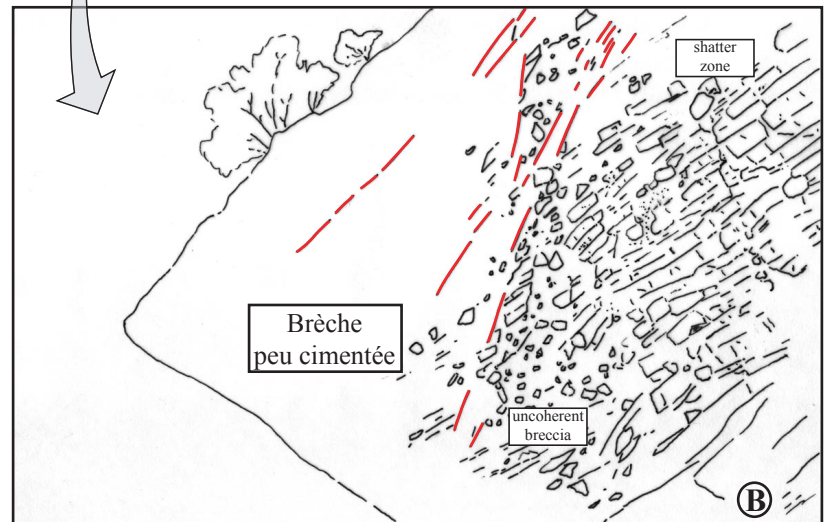


Fig.VI-3. Exemple de la zone de dommage d'une faille normale (faille de Damakinion). Elle se situe au sud du village de Damakinion, dans le prolongement occidental de la faille de Lakka. **A et B:** Transition de la zone du substrat fracturé mais stratifié (shatter zone de Stewart et Hancock (1991)) à la brèche peu cimentée (incohesive breccia). La transition se fait par l'intermédiaire d'un réseau de failles normales à fort pendage. **C:** Détail sur la brèche peu cimentée. La stratification est absente. Les clastes sont centimétriques et emballés dans une matrice bréchique à clastes millimétriques. Localement on peut observer la présence de blocs homogènes plus ou moins roulés dans la brèche. **D:** La brèche à éléments centimétriques dans une matrice millimétrique est affectée par de nombreux plans de failles secondaires à rejet décimétrique portant des tectoglyphes (stries mécaniques).

partie la plus superficielle des zones de failles (Hancock et Barka, 1987), et qui sur le terrain est représentée par de grands miroirs de failles pluri-hectométriques qui déterminent et arment morphologiquement les versants de certains massifs par la formation de carapaces résistantes à l'érosion (e.g. failles de Xylokastro-Loutro ou de Doumena) (**Fig.VI-2**). Selon Stewart et Hancock (1988, 1990), les brèches incohérentes se formeraient lors de la propagation d'une faille normale vers la surface et seraient un précurseur de cette faille (**Fig.VI-1C**). Toujours selon ces auteurs, les zones de brèches compactes sont le produit de glissements cosismiques répétés et de phénomènes de pression-dissolution-recristallisation dans un volume proche du plan de glissement.

Dans le N-Péloponnèse, les zones de déformation (exemple de la faille de Damakinion) sont caractérisées d'une manière générale par (**Fig.VI-3**) :

- 1/ un bloc inférieur peu déformé constitué de calcaires en plaquettes du Pinde,
- 2/ une zone où les calcaires sont partiellement bréchifiés,
- 3/ une brèche calcaire non-cimentée (brèche incohérente),
- 4/ une brèche compacte.

6.2. Les cristallisations de calcite

La **figure VI-4** montre l'ensemble des failles étudiées et la localisation des échantillons analysés dans le cadre de cette étude.

Exemple de la faille d'Héliké

La partie étudiée de la faille active d'Héliké se localise au sud de la ville d'Aigion, en rive droite du Selinous (**localisation Fig.VI-4**). Elle limite les calcaires et pélites à radiolaires du Pinde (bloc inférieur) du delta du Selinous (bloc supérieur). Approximativement E/W, le miroir de la faille (**Fig.VI-5A**) affleure sur environ 200m de longueur et 10-20m de hauteur au sud de l'autoroute Corinthe-Patras. Il présente une brèche compacte formée de clastes centimétriques et millimétriques de substrat (calcaires du Pinde) et de calcite secondaire blanche et homogène striée (**Fig.VI-5B**). L'ensemble est fortement induré. Localement on observe l'occurrence de volumes importants (quelques cm³) de calcite blanche (**Fig.VI-5C et D**) cimentant le substrat calcaire. De telles brèches calcaires ne sont jamais observées dans la série du Pinde, ni associées à la fracturation due à la tectonique alpine (les calcites associées à la fracturation alpine forment généralement le remplissage de filonnets ou de fentes de tension). Par contre, ces brèches tectoniques s'observent systématiquement associées aux grandes zones de failles normales quaternaires. Puisque les calcites cimentent la brèche formée lors de l'extension récente, elles ont donc cristallisé postérieurement, ou de manière quasi-synchrone, à la bréchification.

En surface, on peut observer des stries mécaniques (**Fig.VI-5D**) indiquant que la calcite blanche cimentant les clastes du substrat est tectonisée postérieurement à sa formation. De la même manière, la présence de stylolithes indique que les volumes de calcite ont subi des phénomènes de pression-dissolution après leur cristallisation (**Fig.VI-5E et F**). Les calcites ont donc cristallisé de manière synchrone au jeu de la faille normale.

L'analyse au microscope optique montre que la (les) génération(s) de calcite forme(nt) des surfaces homogènes (**Fig.VI-5F**) ou des filons (**Fig.VI-5G**) qui cimentent les clastes du substrat.

En conclusion, cet affleurement permet donc de montrer que le jeu de la faille normale d'Héliké entraîne la bréchification du substrat calcaire dont les clastes sont cimentés par une calcite secondaire. Cet ensemble est tectonisé postérieurement à l'induration. *La formation des calcites est donc syntectonique.*

Exemple de la faille de Véla

La faille de Véla est située au sud de la faille du Marmati (**localisation Fig.VI-4**). De rejet kilométrique, elle recoupe les calcaires du Pinde formant le massif du Marmati situé dans le bloc inférieur. La zone de faille est formée de brèches à éléments centimétriques de calcaires du Pinde (**Fig.VI-6A, B et C**). Localement la zone de brèches, cimentée par de la calcite secondaire (**Fig.VI-6A et B**), est recoupée par un réseau complexe de failles normales à rejet métrique. Les miroirs de ces failles portent des stries mécaniques et des dominos de calcite ayant cristallisé sous-abri (**Fig.VI-6-C**). La croissance en fibre de ces calcites, parallèlement aux stries mécaniques et donc dans le sens du jeu de la faille, indique une *cristallisation syntectonique*.

6.3. Analyse microstructurale et pétrologique des cristallisations de calcites

De nombreux auteurs se sont intéressés aux remplissages des fractures afin de déterminer l'origine des fluides et leurs chemins de migration (e.g. Burrus *et al.*, 1985 ; De Brit, 1989 ; Travé *et al.*, 1998). Ces approches, pluridisciplinaires, se basent sur une étude microstructurale, pétrologique et géochimique. Les études microstructurale et pétrologique s'avèrent indispensables avant toute autre étude. Elles permettent de décrire l'organisation microstructurale et de mettre en évidence les différentes phases minérales et leur chronologie relative de mise en place. Ceci permet alors de diriger l'étude.

Dans cette optique, nous avons échantillonné des calcites cristallisées dans les zones de déformation de la majorité des failles normales récentes et anciennes de la marge sud du golfe de Corinthe. Les premiers échantillons ont été prélevés en avril 2000 et ont permis de faire une étude préliminaire (échantillons nommés G00.1 à G00.12). Une seconde mission d'échantillonnage plus étendue s'est déroulée en avril

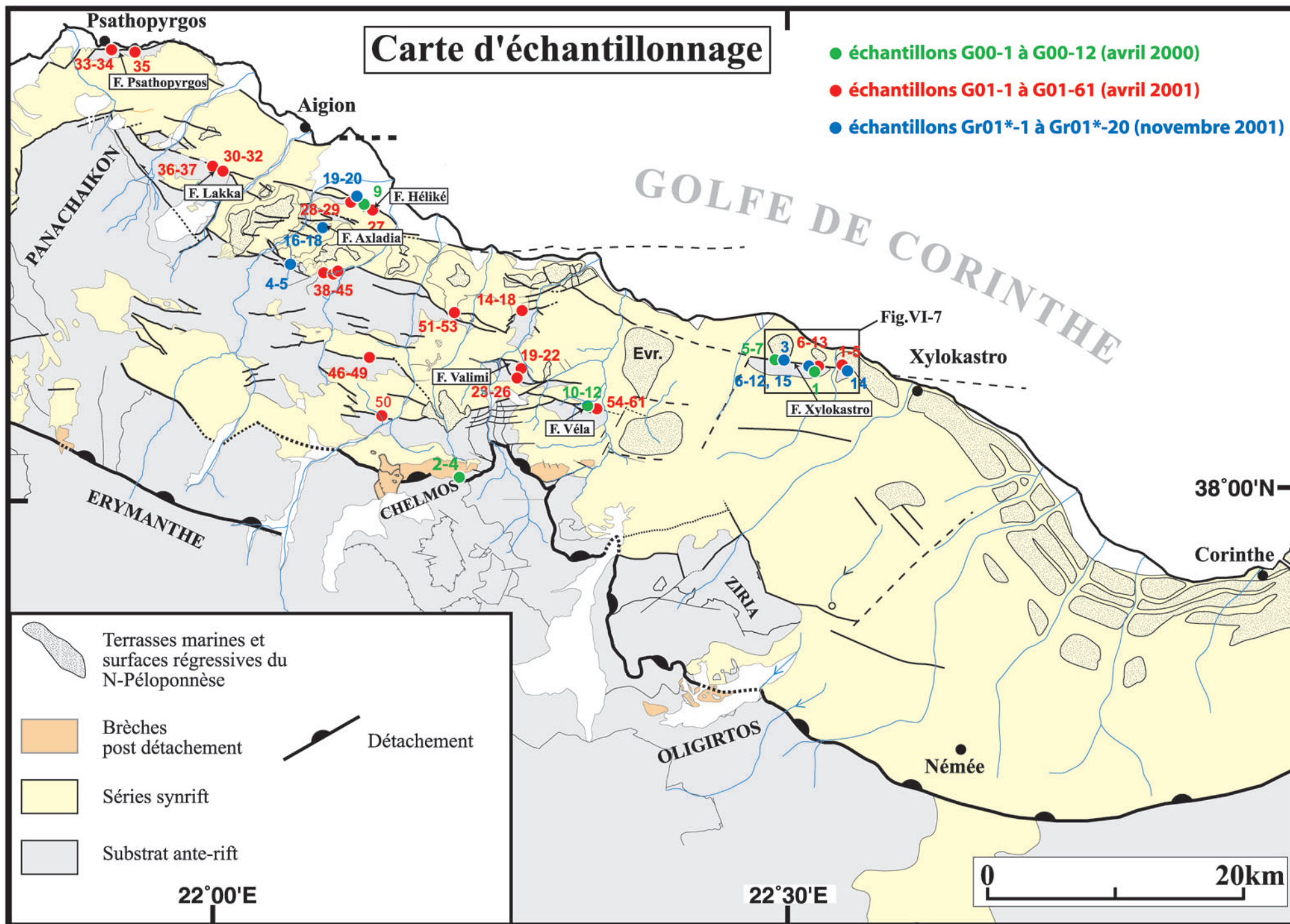


Fig.VI-4. Carte de localisation des échantillons prélevés dans les zones de failles.

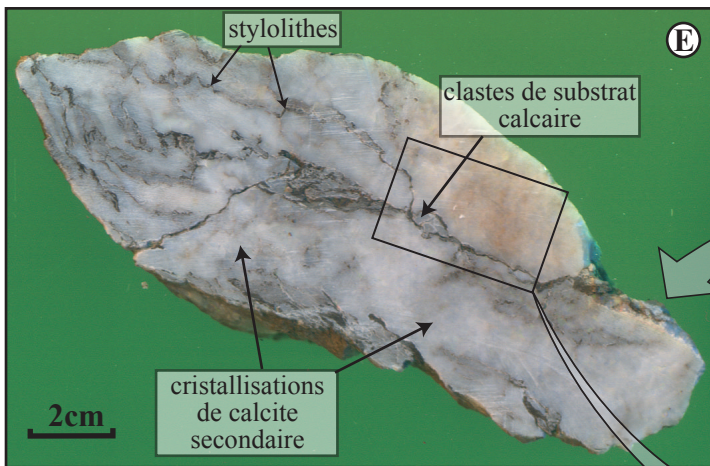
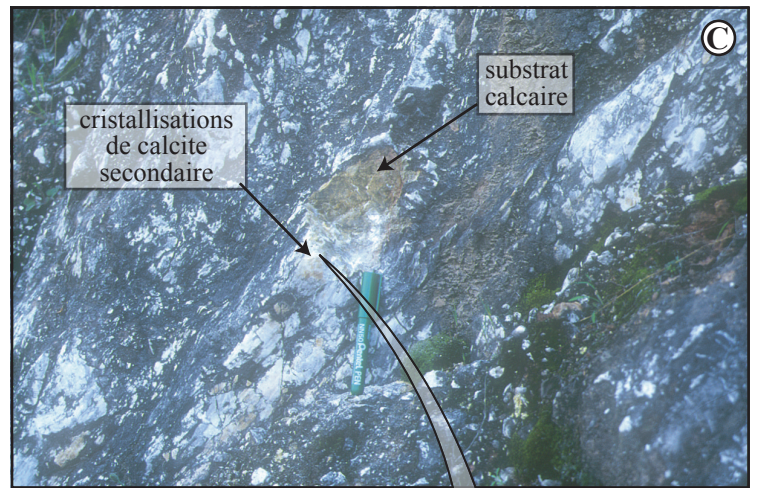
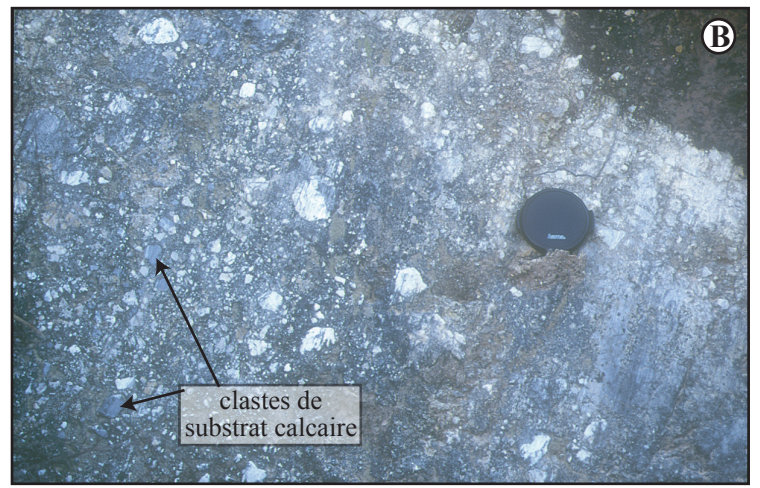
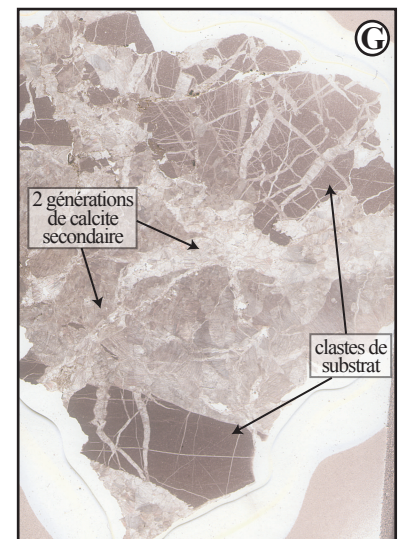


Fig.VI-5. A: Miroir de la faille d'Héliké. Formation de brèches compactes au niveau du plan de faille. Le miroir est recouvert d'une brèche sédimentaire stratifiée. B: Vue de face sur le miroir de faille. Il recoupe la brèche compacte qui est formée de clastes centimétriques de calcaires du substrat et de clastes centimétriques à millimétriques de calcite. C: Dans les zones sous abris, la calcite secondaire se développe et forme des volumes importants qui cimentent le calcaire du substrat bréchifié. D: Echantillon de calcite secondaire sous-abri. E: Coupe transversale de l'échantillon. La calcite secondaire forme l'essentiel du volume. On retrouve localement un claste de calcaire du Pinde. La calcite secondaire a subi des phénomènes de dissolution (stylolithes qui concentre des résidus argileux le long des joints stylolithiques). F: lame mince vue en lumière naturelle (faille d'Héliké). La calcite secondaire forme de grandes plages homogènes. G: lame mince vue en lumière naturelle (faille de Mélissia). Les clastes sont cimentés par deux générations de calcite secondaire.



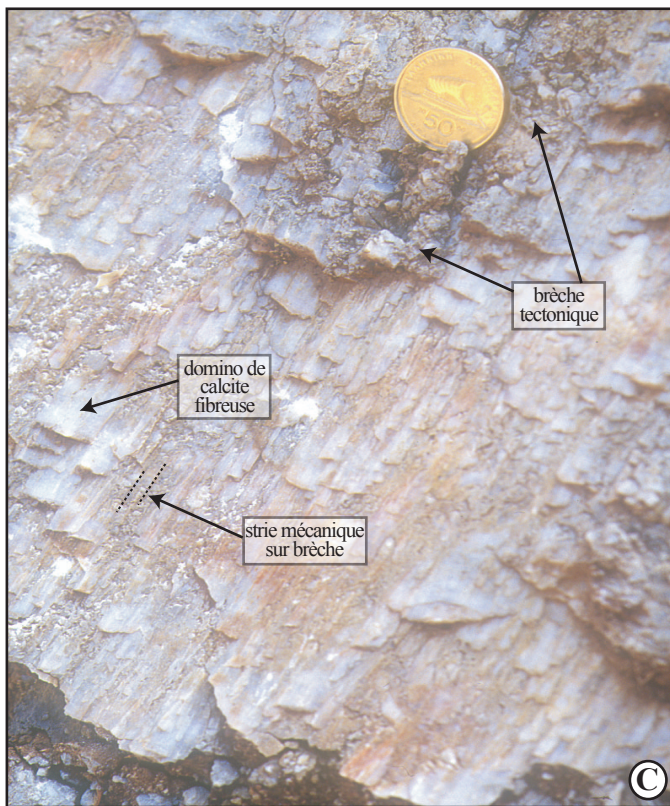
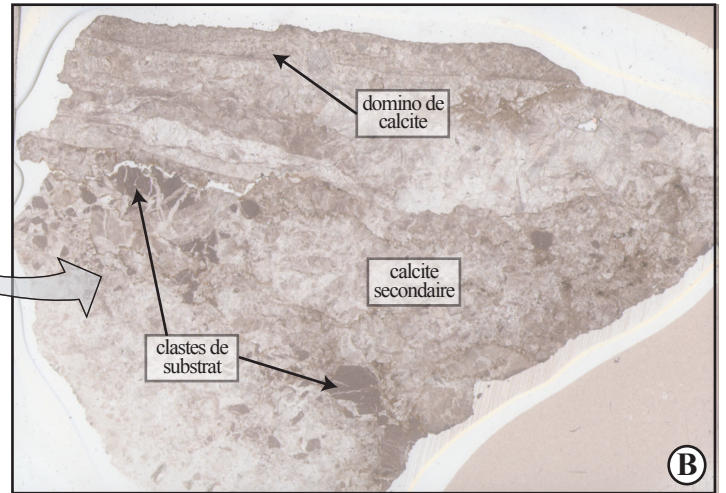
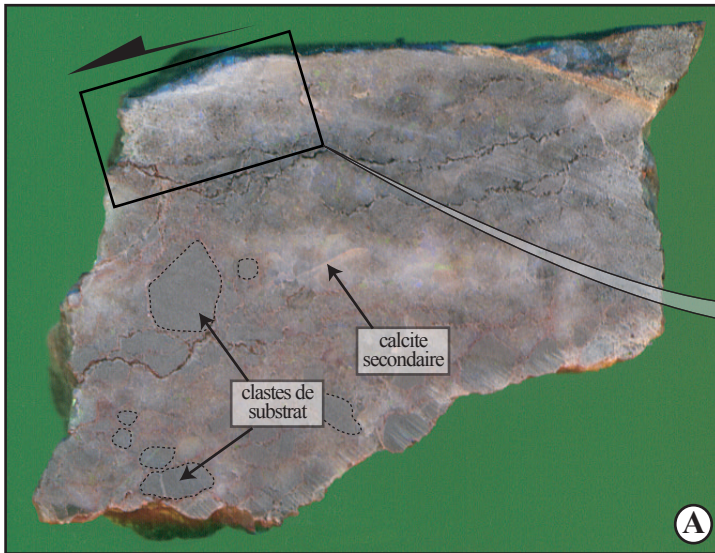


Fig.VI-6. Les minéralisations de la faille de Véla. **A, B:** La zone de déformation est caractérisée par une brèche tectonique (clastes de substrat) cimentée par une calcite secondaire de première génération. Ce ciment implique l'existence de circulation de fluides lors de la déformation du substrat. Le miroir de faille porte un domino de calcite postérieur à la calcite précédente. **C:** Vue sur un miroir de la zone de failles de Véla. Il recoupe la brèche tectonique qui porte des stries mécaniques. Les fluides associés à la faille permettent la cristallisation de calcites sous-abri (dominos).

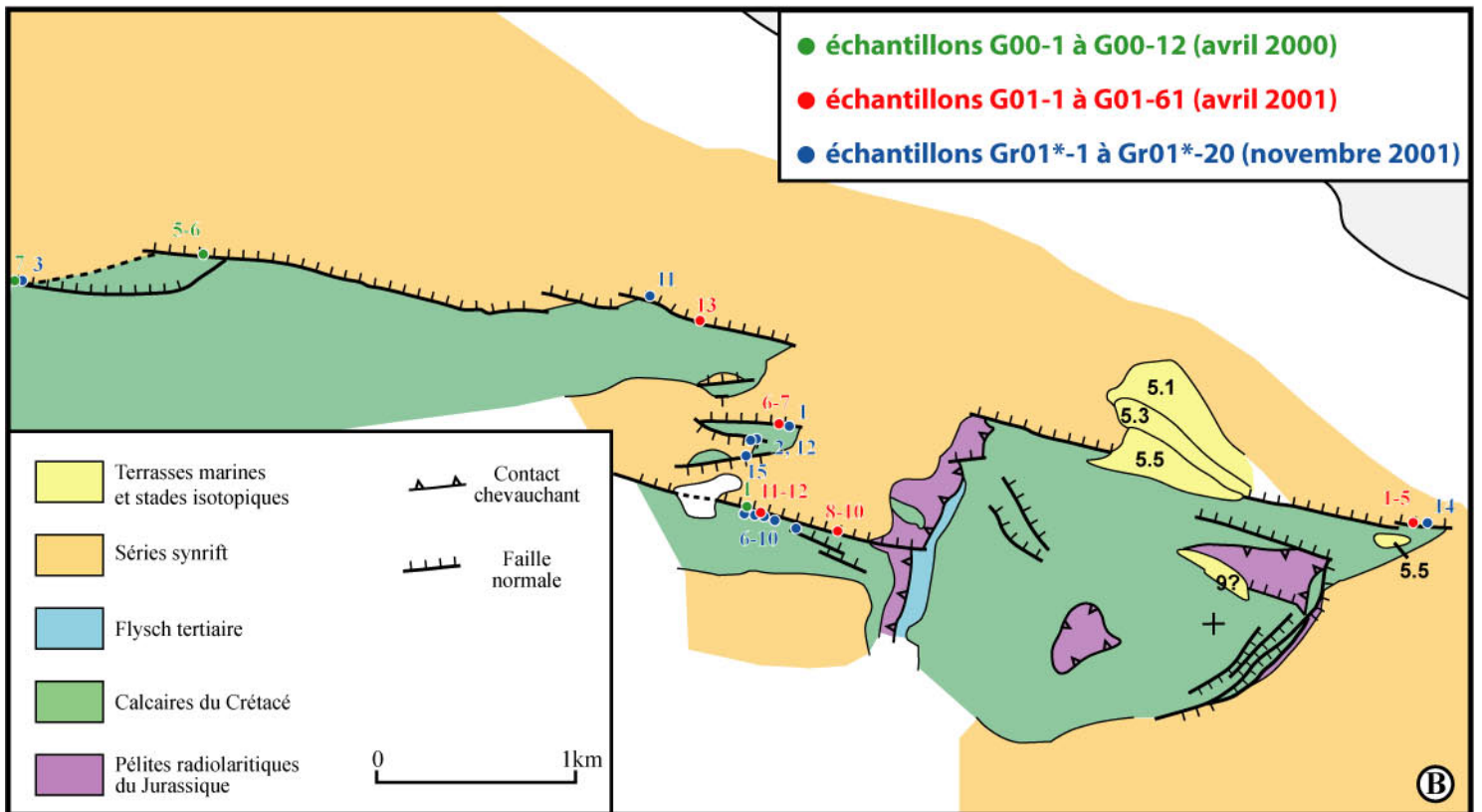
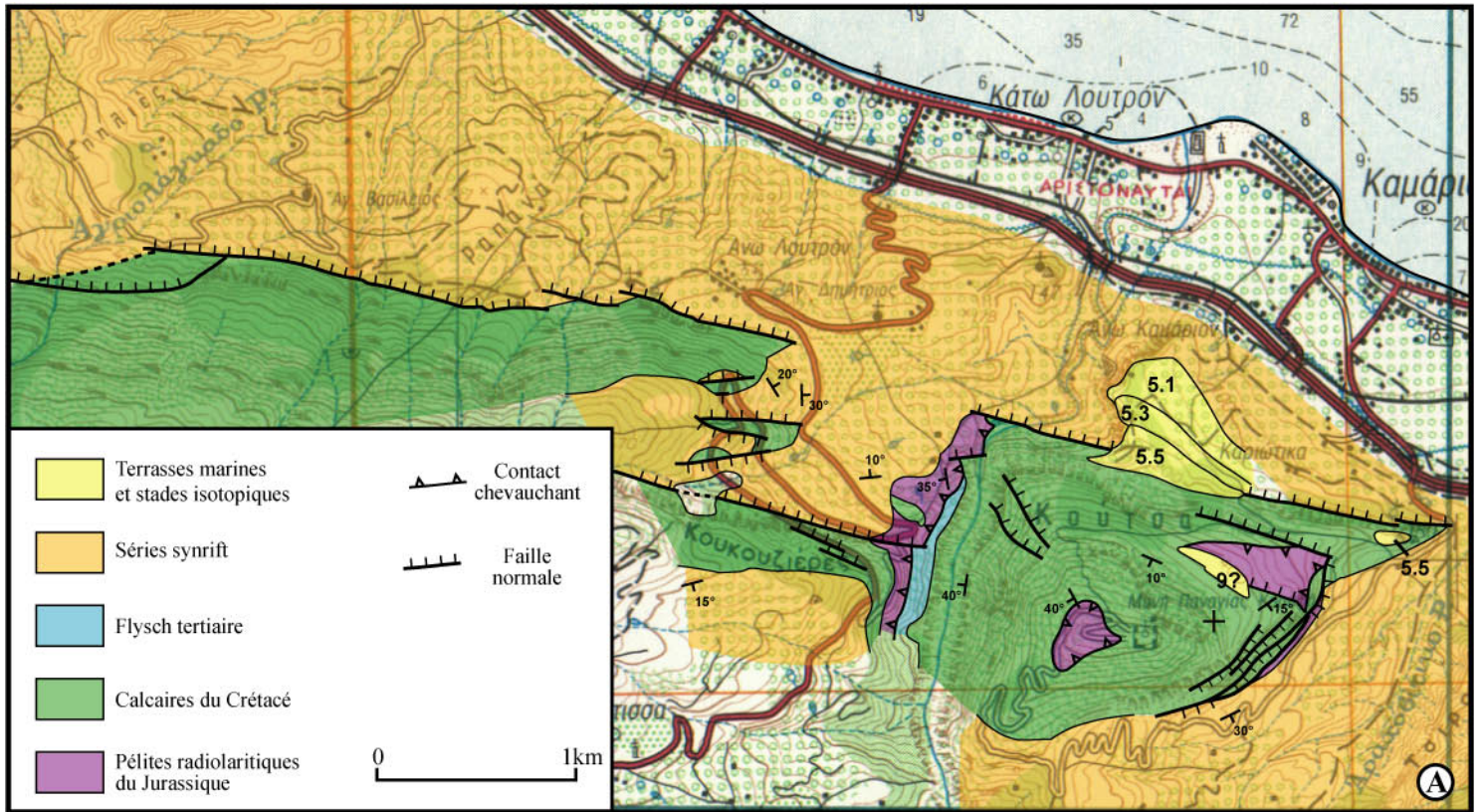


Fig.VI-7. A: Carte géologique du système segmenté des failles normales de Xylokastro. **B:** Carte de localisation des échantillons prélevés lors des trois campagnes.

2001. Elle avait pour but une meilleure compréhension des relations calcites / faille et un échantillonnage systématique sur les failles majeures (échantillons nommés G01.1 à G01.61). Une troisième série d'échantillons a été prélevée en novembre 2001 (échantillons nommés Gr.01*.1 à Gr.01*.18) sur des sites présentant un intérêt particulier. Les **figures VI-4 et VI-7** localisent l'ensemble des échantillons prélevés lors des trois campagnes d'échantillonnage.

Les lames polies d'une centaine d'échantillons ont été étudiées au microscope optique et par cathodoluminescence.

Tous les échantillons ne sont pas présentés ici. Seuls une dizaine d'échantillons ont été choisis pour la représentativité de leurs microstructures observées sur l'ensemble des lames minces. Les résultats de cette étude sont présentés dans une première partie (§ 6.3.1). Une deuxième partie propose une synthèse de l'ensemble de ces observations (§ 6.3.2).

6.3.1. Description des échantillons

Echantillon G01-35 - faille de Psathopyrgos (Fig.VI-8)

Cet échantillon a été prélevé 2km à l'ouest de Kato Rodini ($38^{\circ}19'26''\text{N} - 21^{\circ}54'13''\text{E}$) sur le miroir de la faille de Psathopyrgos formé par une brèche compacte. Les clastes de calcaire micritique du Pinde sont cimentés par de grandes plages de calcites secondaires maclées et fracturées (**Fig.VI-8A à C**). Cette première génération de calcite est recoupée par un filon d'une calcite d'une génération intermédiaire (je la nomme ainsi car, contrairement à la génération suivante, la calcite de seconde génération, je ne l'ai observée que sur cette lame mince ; je n'en reparlerai plus au cours de cette étude). Une seconde génération de calcite, formant de nombreux filons, recoupe la première génération de calcite ainsi que le substratum (**Fig.VI-8D**). Localement cette calcite cristallise sous-abri et forme de petits cristaux de calcite (**Fig.VI-8B**) non-maclés et non-fracturés, indiquant leur mise en place tardive dans l'histoire des cristallisations. En cathodoluminescence (**Fig.VI-8F**), la calcite de première génération luminesce selon la même teinte que le substrat (teinte rouge-orangé). La calcite de seconde génération luminesce selon une teinte rouge-sombre ; par contre, la partie centrale du filon et les filons recoupant le substratum luminescent selon une teinte jaune-orangé. Cette différence de teinte indique que le fluide à partir duquel la calcite a cristallisé est d'une composition différente. Comme structurellement ces filons semblent appartenir à la même génération, j'interprète cette différence de teinte comme une évolution de la composition du fluide lors de la cristallisation et non comme une troisième génération.

Echantillon G01-26 – faille de Valimi (Fig.VI-9)

Cet échantillon a été prélevé dans la brèche compacte du miroir de la faille de Valimi qui forme le versant du Gerakari (38°05'18''N – 22°16'10''E). Les clastes de calcaire du Pinde sont cimentés par une calcite de première génération formant de grandes plages intensément maclées (**Fig.VI-9A et B**). Cette génération est structurellement recoupée par une calcite de deuxième génération, peu maclée et non-fracturée, disposée en filons. Ces caractéristiques indiquent une mise en place tardive dans l'histoire tectonique de la faille.

Localement, le substrat pindique est cimenté par une calcite microsparitique (**Fig.VI-9A et B**). Il pourrait éventuellement s'agir d'une autre génération, cependant cette calcite est observée seulement en relation avec les clastes du substrat. De plus, il n'existe pas de limite nette entre le substrat et ces calcites, mais une limite diffuse et progressive. J'interprète cette microsparite comme étant le résultat de la recristallisation, sans circulation fluide, du substrat, probablement en relation avec les premières déformations subies par la roche.

Des concentrations de minéraux opaques en lumière polarisée sont également observées (**Fig.VI-9A**). Leurs relations avec les différentes générations de calcite (surimposition aux calcites de deuxième génération) indiquent leur postériorité.

En cathodoluminescence, la calcite de première génération luminesce selon une teinte jaune-orangé et la calcite de deuxième génération selon une teinte orangée (**Fig.VI-9E**). Le centre du filon est caractérisé par une teinte rouge-sombre, indiquant une variation de la composition du fluide lors de la cristallisation. Localement (quart inférieur droit de la photographie, **Fig.VI-9E**), les teintes de luminescence dans l'axe du filon sont jaune-orangé. En lumière naturelle, ces zones correspondent à la présence d'une calcite impure et maclée, comparable à la calcite de première génération.

Echantillon G00-10 – faille de Valimi (Fig.VI-10) et article#3

Cet échantillon a aussi été prélevé dans la brèche compacte de la faille de Valimi (38°05'03''N – 22°16'08''E). Les clastes de calcaire micritique du Pinde sont cimentés par une calcite secondaire (**Fig.VI-10A**). En lame mince, deux types de calcites secondaires peuvent s'observer : une première génération de calcite microsparitique et une seconde génération d'une calcite formant de grands cristaux automorphes, maclés et présentant une fabrique de forme (**Fig.VI-10B à D**). Comme pour l'échantillon G01-26, il n'existe pas de limite nette entre le substrat et la microsparite. En cathodoluminescence, la microsparite luminesce selon une teinte orange-vif identique à celle du substrat, indiquant une composition de fluide semblable (au moins en terme de concentration en manganèse et fer). Ces données sont en faveur de la cristallisation d'un fluide interstitiel contenu dans les pores du substrat et libéré lors des premières déformations. Par contre la calcite de deuxième génération présente en

cathodoluminescence une teinte rouge-sombre très différente de celle du substrat et indiquant sa cristallisation à partir d'un fluide de composition distincte.

La cathodoluminescence permet également de mettre en évidence une dernière composition de fluide ayant cristallisé dans les joints des grains des calcites de deuxième génération (teinte orangée). Comme pour l'échantillon précédent, cette calcite semble être significative d'une variation de la composition du fluide lors de la cristallisation de la calcite.

Echantillon G01-31 – faille de Lakka (Fig.VI-11)

Cet échantillon a été prélevé à 500m au SW du village de Lakka (38°14'24''N – 21°58'51''E). Cet échantillon est structuralement plus complexe. Les clastes du substrat (calcaires du Pinde) sont cimentés par deux générations de calcites. La première génération est constituée d'une calcite formant de grands cristaux intensément maclés et fracturés. Cette génération, ainsi que les clastes du substrat, sont recoupés par un réseau de fentes remplies d'une calcite de seconde génération (crack-seals) peu maclée et non-fracturée. Ces fentes s'organisent selon une direction parallèle à la contrainte principale σ_1 , en accord avec le jeu normal de la faille (**Fig.VI-11A et C**). Ces fentes sont également associées à un réseau de fracture de même direction moyenne. Tardivement, des circulations déposent des minéraux opaques (ou de la matière organique) aux joints de grain ou selon les plans de fracture.

Echantillon Gr01*.6 – faille de Xylokastro (Fig.VI-12A)

Cet échantillon (38°05'05''N – 22°32'45''E) se situe dans la zone de faille du segment le plus méridional de la faille de Xylokastro (**Fig.VI-7**). Il s'agit d'un échantillon prélevé dans une fente de tension orientée N80°, parallèlement à la faille et orthogonalement à la direction d'extension. Cette fente est cimentée par deux générations de calcite : la première est formée par de grands cristaux maclés et la deuxième, postérieure, par une calcite formée de petits cristaux peu ou pas maclés et non-déformés. La première génération de calcite est recoupée par des filons parallèles à la fente de tension. Dans la partie centrale de la fente de tension, on distingue une calcite vadose, automorphe, et dont la croissance est orthogonale aux épontes du conduit. Elle est reliée à une circulation postérieure de fluides météoriques.

Echantillon Gr01*.10 – faille de Xylokastro (Fig.VI-12B)

Localisé dans la même zone de faille que l'échantillon Gr01*.6 précédent, il s'agit d'une calcite cimentant une brèche tectonique. Ce ciment est caractérisé par une seule génération de calcite automorphe et présentant une fabrique de forme. Les calcites sont intensément maclées, indiquant une mise sous contrainte postérieurement à leur formation.

Echantillon Gr01*.3a – faille de Xylokastro (Fig.VI-12C)

Cet échantillon a été prélevé dans la brèche compacte formant l'imposant miroir de la faille de Xylokastro situé entre les vallées de la Fonissa et du Skoupeiko ($38^{\circ}05'48''\text{N} - 22^{\circ}29'39''\text{E}$). Ce ciment est formé de deux générations de calcite : la première forme de grands cristaux, parfois automorphes, intensément maclés recoupés par de fins filons de calcite de seconde génération non-maillées, et donc tardive dans l'histoire de la déformation.

Echantillon G01.1 – faille de Xylokastro (Fig.VI-12D)

Cet échantillon a été prélevé sur le segment le plus oriental de la faille de Xylokastro ($38^{\circ}05'09''\text{N} - 22^{\circ}34'52''\text{E}$). Il s'agit d'un échantillon du ciment calcitique ayant cimenté la brèche tectonique compacte. Il est formé de deux générations de calcite : la première est formée de cristaux intensément maclés et recoupés par un filon d'une seconde génération tardive de calcite non-maillée.

Echantillon G01.56 – faille de Véla (Fig.VI-12E)

Cet échantillon a été prélevé dans la zone de déformation de la faille de Véla, située dans le prolongement oriental de la faille du Marmati ($38^{\circ}03'46''\text{N} - 22^{\circ}20'22''\text{E}$). Une première génération de calcite cimente les clastes du substrat calcaire pindique. Il s'agit d'une calcite intensément maclée et fracturée. Postérieurement, une seconde génération de calcite cristallise sous-abri, sous forme de dominos.

Echantillon Gr01*.17 – faille d'Axladia (Fig.VI-12F)

Echantillonné sur la faille antithétique à pendage sud d'Axladia ($38^{\circ}11'48''\text{N} - 22^{\circ}05'13''\text{E}$), il est formé par deux générations de calcite : la première est caractérisée par des cristaux intensément maclés et fracturés. On note la présence de figures de dissolution (stylolithes). Un filon, cimenté par une seconde génération de calcite, recoupe la première génération et les stylolithes. Sa calcite n'est pas, ou peu, maclée, indiquant une cristallisation tardive dans l'histoire de la faille.

Echantillon G00.1 – faille de Xylokastro (Fig.VI-13 et article#2)

Contrairement aux prélèvements précédents, il ne s'agit pas d'une calcite syn-tectonique. Cet échantillon, prélevé dans le système des failles de Xylokastro, est associé à un conduit karstique non-déformé traversant le miroir de faille (**Fig.VI-13A**), et donc postérieur à son activité. Les parois du conduit sont caractérisées par la cristallisation d'une calcite vadose, dont la croissance se fait orthogonalement aux épontes et vers le centre du conduit. Cette calcite n'est ni fracturée ni maclée.

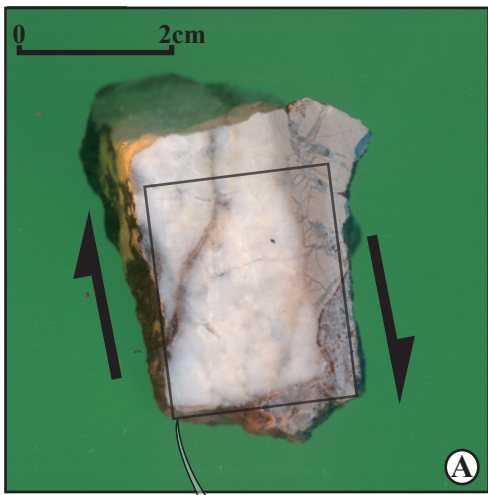
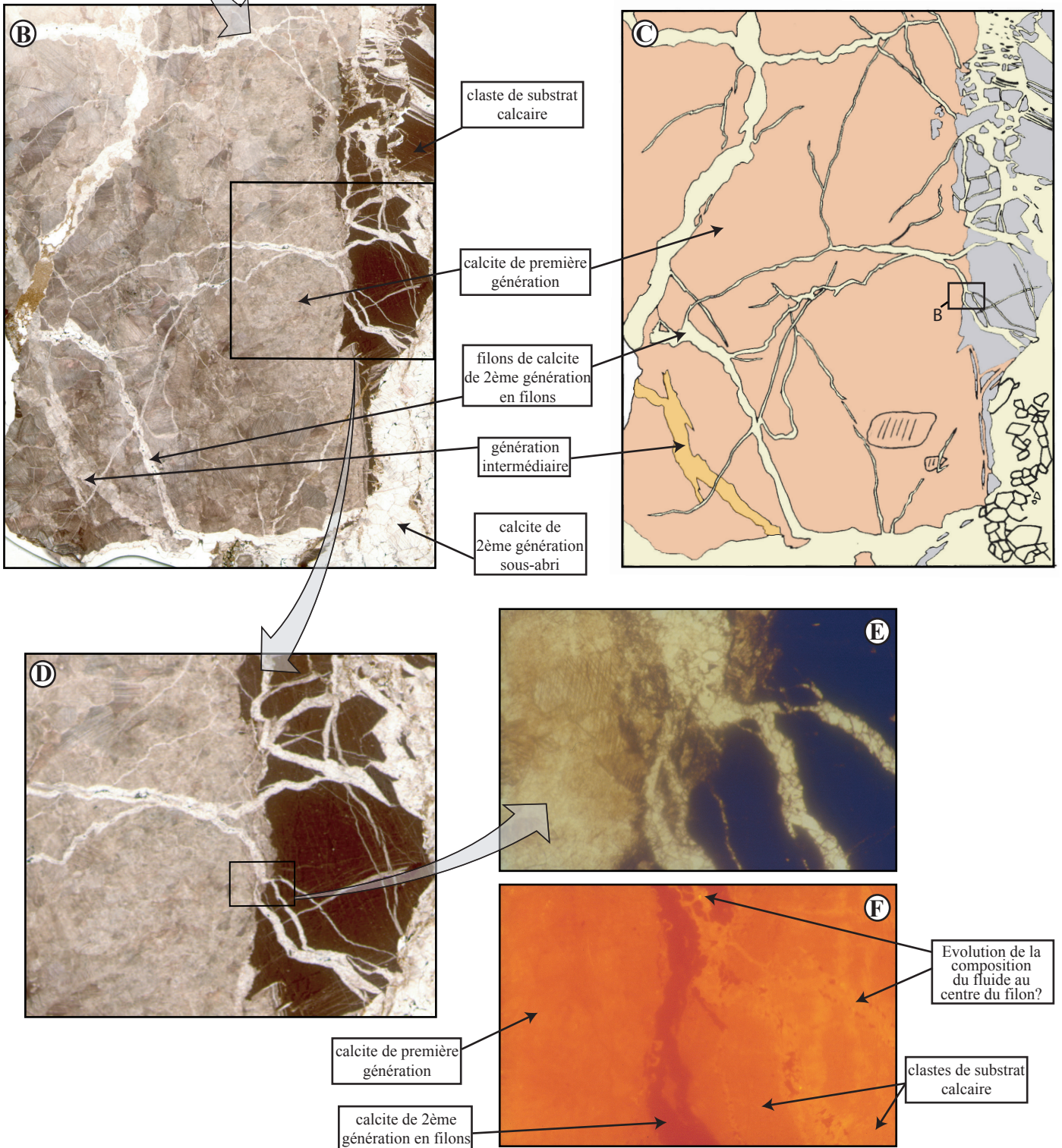


Fig.VI-8. A: Echantillon G01-35 (faille de Psathopyrgos). **B:** lame mince vue en lumière naturelle. Les clastes du substrat sont cimentés par trois générations de calcite secondaire. Une première génération majoritaire, formée de calcites mâclées et fracturées, est recoupée par une génération intermédiaire d'une calcite également mâclée et fracturée (cette calcite ne s'observe que sur cette lame et ne sera plus prise en compte ultérieurement). Celle-ci est recoupée par de nombreux filons blancs d'une calcite peu ou pas mâclée et non-fracturée. **C:** schéma de la lame mince. **D et E:** Détail sur les relations entre le substrat et les première et seconde générations de calcite secondaire. **F:** Vue en cathodoluminescence. Le substrat et la calcite de première génération luminescent dans une teinte rouge-orangé et la calcite de seconde génération dans une teinte rouge-sombre. Le centre du filon de seconde génération et les filons recoupant le substrat luminescent selon une teinte jaune-orangé, marquant probablement une évolution de la composition du fluide lors de la cristallisation (voir texte pour discussion).



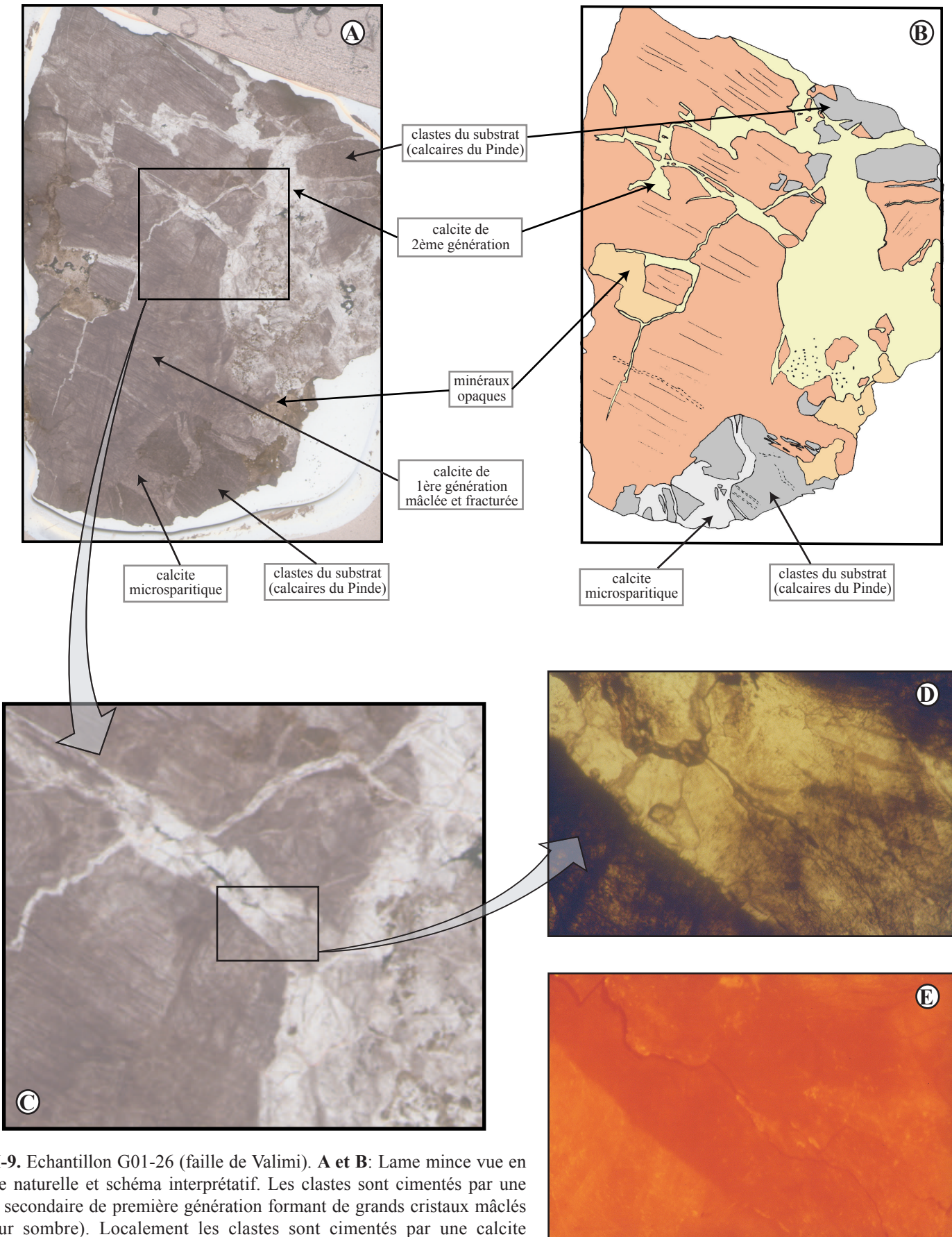


Fig.VI-9. Echantillon G01-26 (faille de Valimi). **A et B:** lame mince vue en lumière naturelle et schéma interprétatif. Les clastes sont cimentés par une calcite secondaire de première génération formant de grands cristaux mâclés (couleur sombre). Localement les clastes sont cimentés par une calcite microsparitique mais le contact entre les deux n'est pas net mais progressif. La première génération de calcite est recoupée par des filons de calcite de 2ème génération non-mâclée et non-fracturée. On peut noter également des concentrations de minéraux opaques en lumière polarisée. **C et D:** Détail sur les rapports entre les deux générations de calcites secondaires. **E:** Vue en cathodoluminescence. La calcite de première génération luminesce selon une teinte jaune-orangé. La calcite de seconde génération présente une teinte orangée. Le conduit central du filon luminesce selon une teinte rouge-sombre pouvant être interprétée comme une variation de la composition du fluide au cours de la cristallisation.

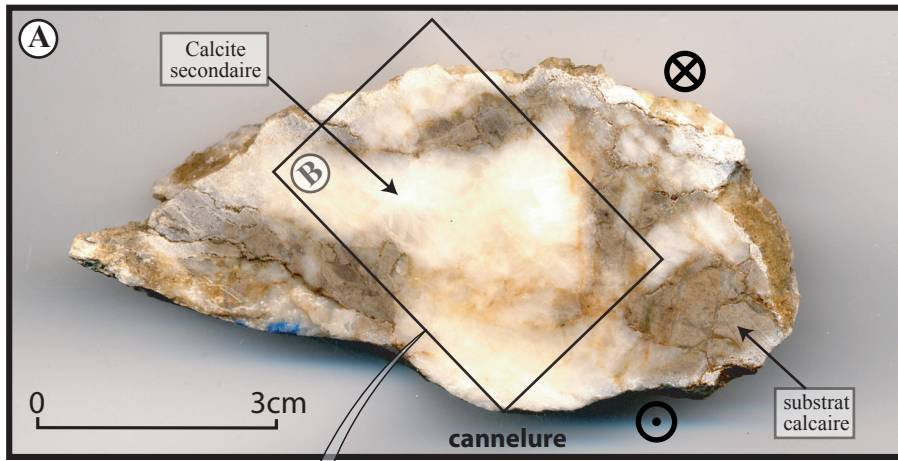
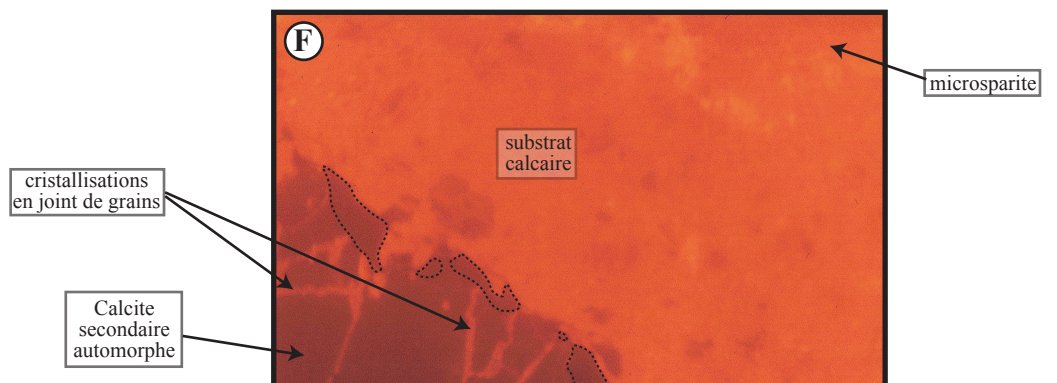
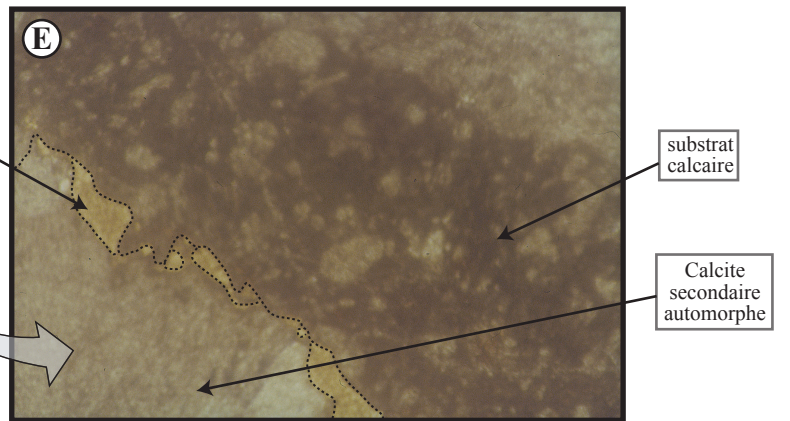
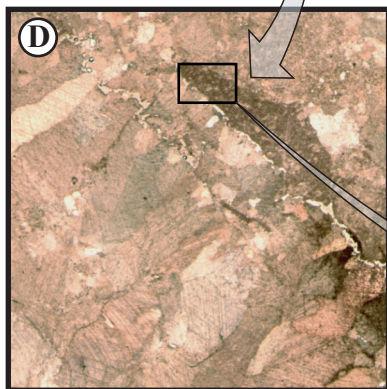
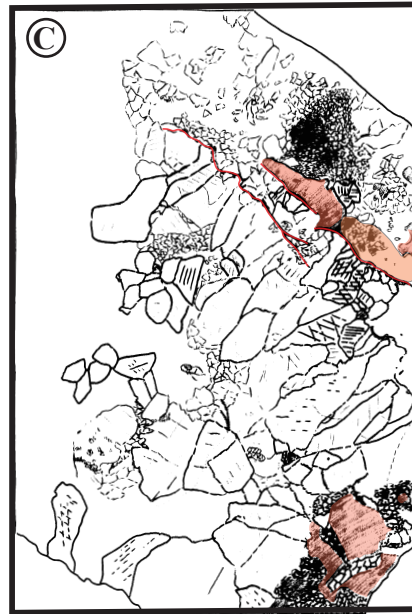
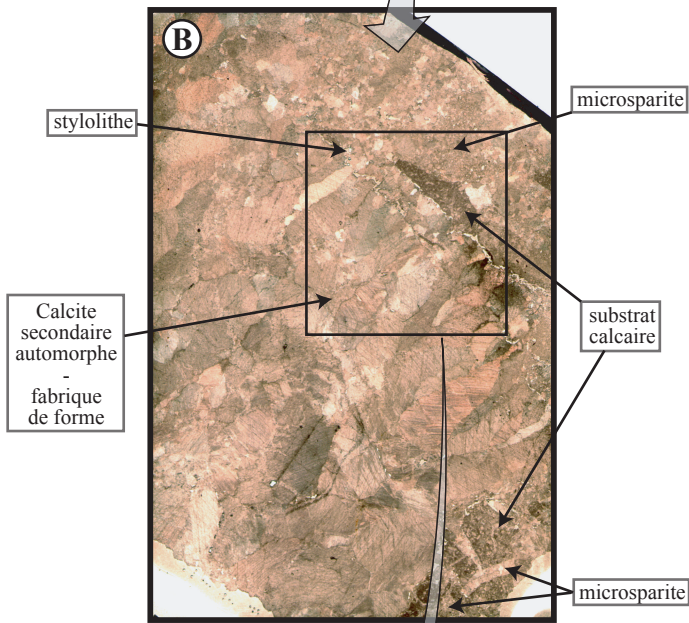
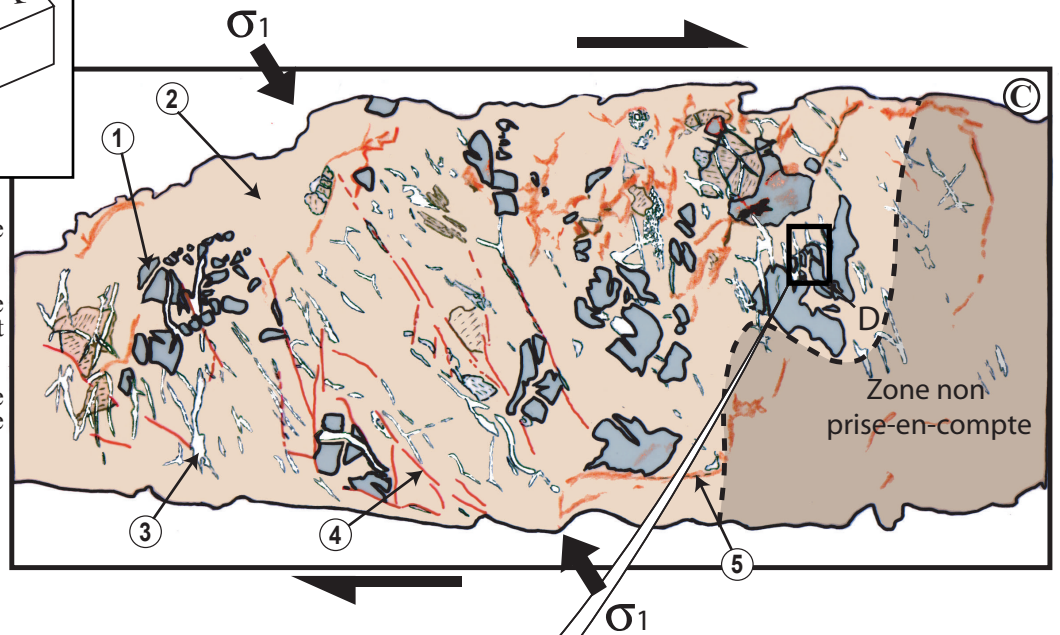
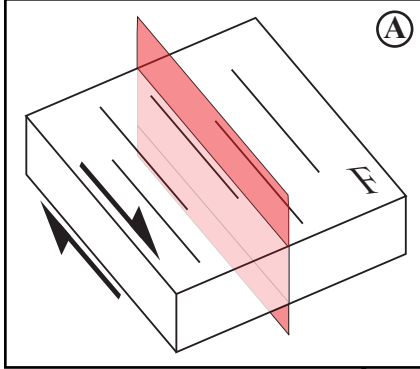


Fig.VI-10. A: Echantillon G00-10 (faïlle de Valimi). Le substrat (calcaire du Pinde) est cimenté par une calcite secondaire blanche. **B et C:** lame mince vue en lumière naturelle. La calcite blanche est formée par deux faciès distincts: des calcites millimétriques automorphes présentant une fabrique de forme et une calcite microsparitique. **D:** Détail sur la lame mince de l'organisation microstructurale et sur le claste de calcaire micritique du Pinde. **E:** Détail sur les trois faciès représentatifs de la lame (calcite automorphe, substrat calcaire et microsparite). **F:** Vue en cathodoluminescence du détail de la lame (E). La microsparite présente la même teinte orange-vif que le substrat. La calcite automorphe luminesce très peu (teinte sombre). Une troisième génération de calcite en filons (teinte orange-vif) recoupant la calcite automorphe est mise en évidence.

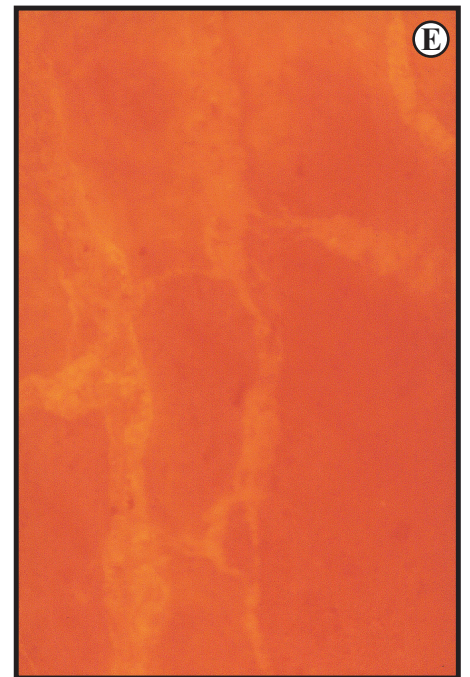
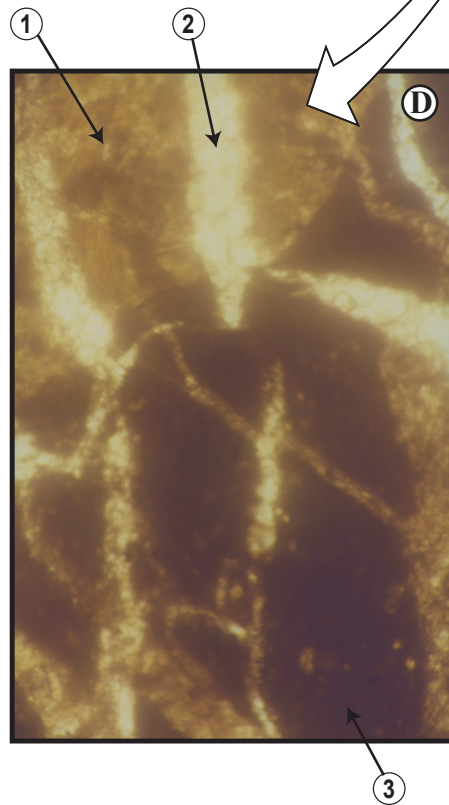


F: N115.50N,p75W.n



- ① clastes du substrat calcaire (Pinde)
- ② calcites de première génération mâclées et fracturées
- ③ crack-seals à remplissage calcitique de deuxième génération
- ④ fractures
- ⑤ circulations tardives

Fig.VI-11. Echantillon G01-31 (faille de Lakka). **A:** Orientation de la lame mince par rapport au plan de faille. La lame est orthogonale au plan et parallèle à la direction du glissement. **B et C:** lame mince vue en lumière naturelle et schéma simplifié. Les clastes du substrat (1) sont cimentés par une calcite de première génération (2) intensément mâclées et fracturées. Des fentes postérieures aux calcites de première génération sont cimentés par une calcite de deuxième génération (crack-seals). Leur organisation indique la direction de la contrainte principale σ_1 , en accord avec le jeu normal de la faille. Les calcites ne sont ni mâclées ni fracturées indiquant leur postériorité. Les crack-seals sont associés à un réseau de fractures non-colmatées (4) de même direction moyenne. Postérieurement se déposent des minéraux opaques ou de la matière organique (5). **D:** Détail des trois faciès observés (substrat, calcite de première génération et crack-seals). **E:** Vue en cathodoluminescence. Le substrat luminesce selon une teinte rouge-orangé, la calcite de première génération selon une teinte rouge-orangé à orangé et le remplissage des crack-seals selon une teinte jaune-orangé.



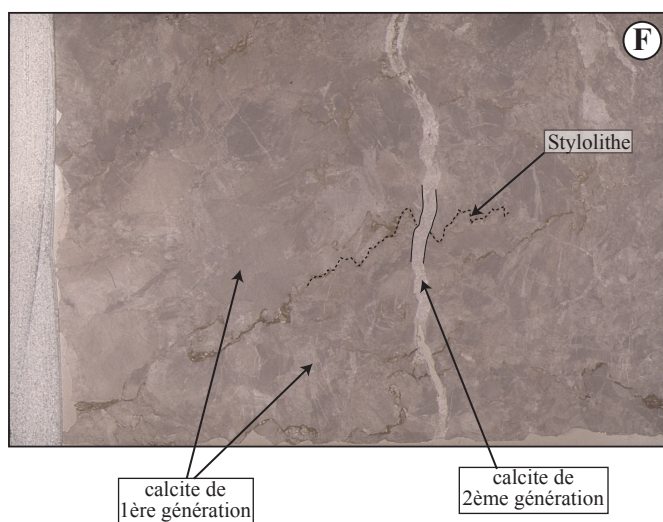
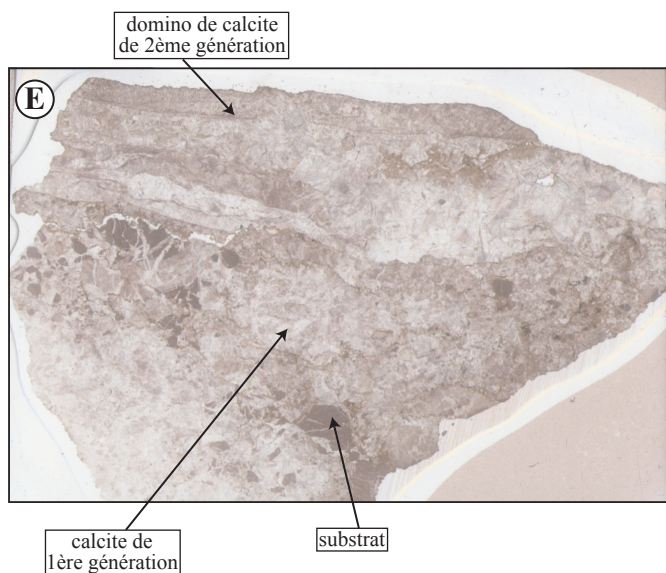
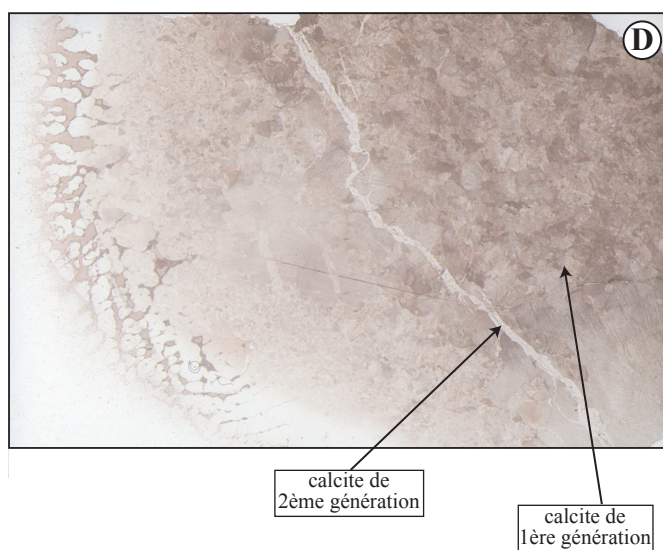
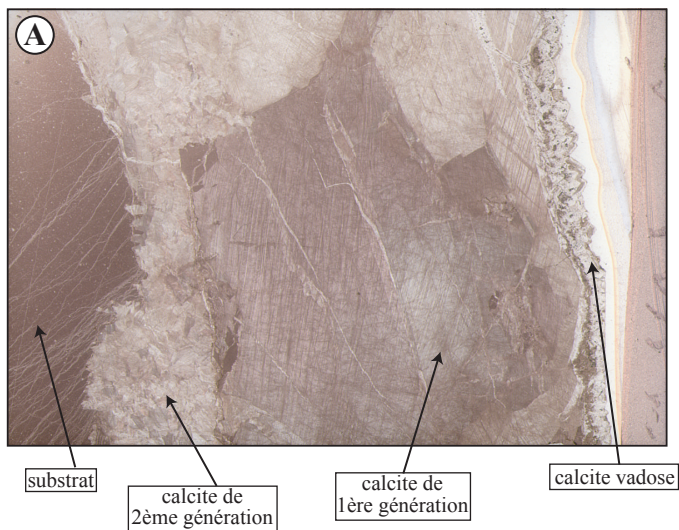


Fig.VI-12. A: Echantillon Gr01*.6 (faille de Xylokaastro). Deux générations de calcites secondaires syntectoniques et une génération de calcite vadose postérieure à la déformation. B: Echantillon Gr01*.10 (faille de Xylokaastro). Une génération de calcite secondaire automorphe, mâclée mais peu fracturée. Existence d'une fabrique de forme. C: Gr01*.3a (faille de Xylokaastro). Une première génération de calcite secondaire mâclée, recoupée par de fins filons d'une seconde génération de calcite non-mâclée et non-déformée. D: Echantillon G01-1 (faille de Xylokaastro). Une première génération de calcite secondaire mâclée et fracturée, recoupée par un filon d'une calcite de seconde génération non-mâclée. E: Echantillon G01-56 (faille de Véla). Une première génération de calcite secondaire cimentant les clastes du substrat et une seconde génération de calcite cristallisant sous-abri (domino). F: Gr01*.17 (faille d'Axladia). Une première génération d'une calcite secondaire mâclée et fracturée, recoupée par un filon d'une calcite secondaire peu ou pas mâclée et non-fracturée. Stylolithes postérieurs à la première génération et antérieurs à la seconde génération.

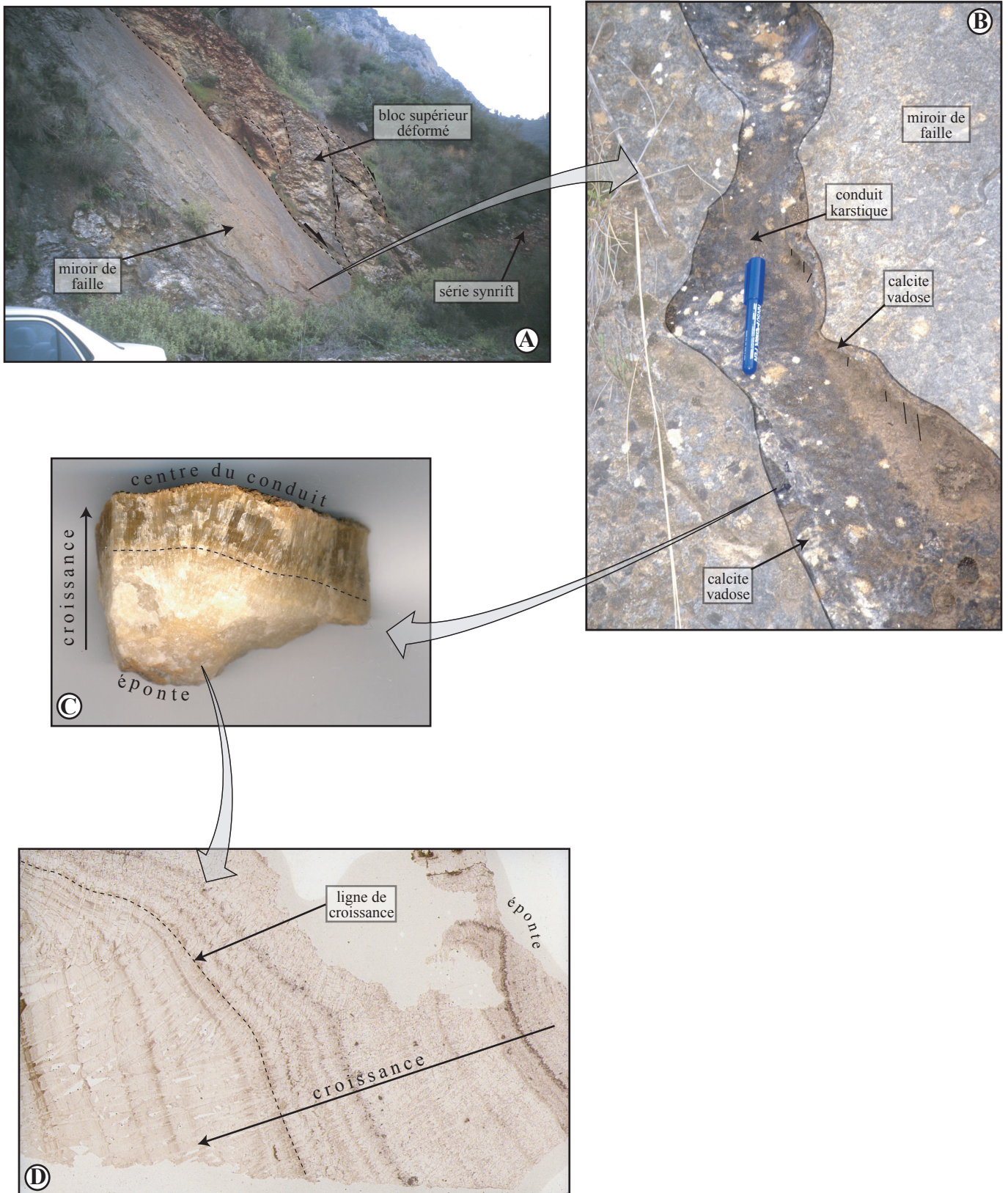


Fig.VI-13. A: Miroir d'une des failles du système des failles normales de Xylokastro (voir Fig.VI-7 pour localisation). La faille recoupe les calcaires du Pinde (bloc inférieur). B: Détail sur le miroir de faille et le conduit karstique postérieur (G00-1) qui le dissout. Les parois du conduit sont tapissées d'un enduit calcitique vadose. C: La calcite vadose croît orthogonalement aux épontes du conduit. La calcite cristallise progressivement vers le centre du conduit. D: Vue en lumière naturelle de la lame mince de l'échantillon. On peut observer la croissance progressive (ligne de croissance) de la calcite orthogonalement aux épontes et vers le centre du conduit.

6.3.2. Synthèse de l'étude pétrologique et microstructurale

Cette étude a permis de mettre en évidence une homogénéité de l'organisation microstructurale des échantillons sur l'ensemble des failles normales de la marge sud du golfe de Corinthe, qui peut être résumée de la manière suivante (**Tableau 1 et Fig.VI-14**) :

- les clastes du substrat sont cimentés par une calcite de première génération que l'on observe systématiquement (localement, il s'agit d'un calcite microsparitique cristallisant autour des clastes du substrat). Cette génération est en général intensément maclée et fracturée, ce qui montre que les failles normales ont continué à jouer postérieurement à leur cristallisation. L'analyse par cathodoluminescence montre que ces calcites de première génération ont cristallisé à partir d'un fluide de même composition (en manganèse et fer) que le fluide ayant permis la formation des calcaires mésozoïques du Pinde. Dans un premier temps j'interprète ces calcites comme précoces dans l'histoire de la faille associée et cristallisant à partir d'un fluide issu des calcaires du substrat.
- Cette calcite de première génération est recoupée par des filons colmatés par une calcite de seconde génération. Contrairement à celle de première génération, elle forme de petits cristaux peu ou pas maclés, indiquant une mise en place tardive dans l'histoire de la faille. En cathodoluminescence, cette génération présente une teinte plus claire distincte de celle du substrat et de la première génération. Le centre des filons présente parfois une teinte plus sombre marquant une éventuelle évolution de la composition du fluide lors de la cristallisation. Dans certains échantillons (e.g. G01-35), les filons alimentent des zones sous-abri (dominos) permettant la cristallisation de volumes importants de calcite.
- Certains échantillons contiennent une calcite présentant une fabrique de forme (e.g. G00-10 ou Gr01*.10). Bien que postérieure à la première génération de calcite, les rapports génétiques avec la seconde génération en filons n'est pas claire car on n'observe jamais les deux types de calcite sur la même lame mince. En cathodoluminescence, cette génération présente une teinte différente de celle du substrat, permettant de faire la distinction avec la calcite de première génération.
- Un dernier type de calcite s'observe sur quelques échantillons. Il s'agit d'une calcite vadose, postérieure à l'histoire tectonique des failles.

Pour résumer, les brèches qui caractérisent les zones de failles sont cimentées par trois générations de calcites : une calcite de première génération, une calcite de seconde génération en filons et une calcite de seconde générations présentant une fabrique de forme (on ne possède pas de chronologie relative entre ces deux dernières générations ; pour cette raison je les nomme toutes les deux calcites de seconde

génération). Un dernier type de calcite est postérieur à l'histoire tectonique des failles : les calcites vadoses.

6.4. Caractérisation géochimique des calcites de failles

Le chapitre précédent a permis de mettre en évidence plusieurs générations de calcites différentes : une première génération, majoritaire, formée par des calcites intensément maclées et fracturées ; une seconde génération sous forme de filons ou de dominos ; une seconde génération, formée par des calcites automorphes et présentant une fabrique de forme et une calcite vadose tardive sur certains échantillons. Chronologiquement, la première génération semble précoce dans l'histoire de la déformation alors que les secondes générations sont tardives et les calcites vadoses postérieures à la déformation. Pour mieux comprendre et contraindre des différentes générations de calcites et les relations qu'il peut exister entre fluide et faille, nous nous sommes intéressés à la géochimie de ces calcites

Dans une première partie (§ 6.4.1), j'exposerai les méthodes géochimiques utilisées pour caractériser la composition des fluides à l'origine des minéralisations de calcite. Dans une seconde partie (§ 6.4.2), je décrirai les différents échantillons analysés et leur intérêt en terme tectonique puis je présenterai les résultats obtenus sur les isotopes stables (§ 6.4.3). Une quatrième partie (§ 6.4.4) est consacrée à l'interprétation de ces résultats. Une cinquième partie (§ 6.4.5) traite des résultats qualitatifs obtenus par microthermométrie et la sixième partie (§ 6.4.6) fait une synthèse de tous les résultats et propose un modèle simple d'évolution faille/fluides. La dernière partie offrent quelques perspectives (§ 6.4.7)

6.4.1. Méthodes

Plusieurs approches géochimiques ont été menées parallèlement ou successivement pour caractériser les différents types de calcites échantillonnés dans les zones de faille :

- Mesure des compositions isotopiques en carbone et en oxygène des calcites
- Microthermométrie des inclusions fluides contenues dans les calcites
- Datation absolue par la méthode du déséquilibre U/Th

La mesure des compositions isotopiques du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) et de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) de la calcite a été réalisée par un spectromètre de masse à source gazeuse (VG-optima) au LSCE (Gif sur Yvette, France) à partir de 0,5 à 1mg de poudre de calcite. 25 échantillons correspondant aux différents types de calcite ont

échantillon	localisation	18O PDB	13C PDB	U ppb	Th ppb
calcite de 1ere gen.					
GR01*.6	Xylokastro	-4,0387	2,6466	12	8
GR01*.9	Xylokastro	-2,9837	2,7110	3	5
GR01*.2	Xylokastro	-3,2559	2,9094	8	18,9
GR01*.3a	Xylokastro	-3,3664	2,4093		
G01.1	Xylokastro	-4,0236	2,7123	8	8
GR01*.4	Pyrgaki	-3,4754	2,5691	13	5
GR01*.5	Pyrgaki	-3,7028	2,4507		
GR01*20	Helike (selinous)	-3,7722	1,7808		
GR01*.16	Axladia (antithet.)	-1,4103	2,3700	16	20
GR01*.17	Axladia (antithet.)	-1,3895	2,5192		
G01-31	Lakka			126	6
G01.9	Xylokastro	-3,4879	2,8542	85	
1ere gen.					
G01.35	Psathopyrgos	-1,1731	2,4940	67-64	3
G01.51	Kernitsa	-5,0950	2,0049		
G01.19	Valimi	-3,1349	2,2143		
2eme gen.					
G01.35	Psathopyrgos	-11.1288	2.0323		
G01.51	Kernitsa	-6.6371	1.3957		
G01.19	Valimi	-12.0020	-2.6841		
substrat					
GR01*.18	Axladia (antithet.)	-2.1376	2.1669		
GR01*.6	Xylokastro	-3.0952	2.3648		
GR01*.20	Hékiké	-2.4139	1.5346		
1 seule gen. Fabrique de forme					
GOO.10	Valimi	-9,9993	-5,4198	190-301	2,4
GR01*.10	Xylokastro	-10,1295	-6,7427	197	1
domino tardif					
G01.56	Vela	-8,0479	-4,2679	10	4
calcite vadose					
GOO.1	Xylokastro	-6,2910	-6,4723	887	14
GOO.1	Xylokastro	-6,5535	-7,4563	549	6

Tableau 2. Tableau récapitulatif des composition isotopiques d18O et d13C et des teneurs en U

été analysés. Les résultats, exprimés en ‰ selon le standard PDB, ont une précision de 0,04‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$ et de 0,06‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$. Les principes théoriques de la méthode sont rappelés en **Annexe A**.

Les mesures de température de formation des inclusions fluides par microthermométrie ont été réalisées à l'Université d'Orsay. Trois échantillons sur lame mince polie ont été étudiés. Malheureusement, la faible quantité d'inclusions fluides biphasées dans les échantillons ne permet pas de faire une étude statistique. Cependant, cette étude permet une approche qualitative de la répartition des inclusions dans les différentes générations de calcite.

La datation par la mesure du déséquilibre radioactif entre l'uranium (U) et le thorium (Th) des mêmes calcites a été réalisée par un spectromètre de masse à source solide (Finnigan Mat 262) au LSCE (Gif sur Yvette, France) sur quelques grammes de calcite (2 à 5g). 17 échantillons ont été analysés. Seules les teneurs en U et Th de ces mesures sont représentées dans le **Tableau 2**.

6.4.2. Les échantillons : choix et méthode de prélèvement

Pour la mesure des isotopes stables

Afin d'avoir une bonne représentativité des compositions des calcites échantillonnées dans les zones de failles, toutes les générations observées ont été analysées. La quantité d'échantillon nécessaire à l'analyse des isotopes stables étant réduite (0,5-1mg), les fins filons de calcite secondaire ont également pu être échantillonnés à l'aide d'un micro-foret. La composition isotopique de ces filons pourra être comparée à celle des calcites de première génération du même échantillon.

Onze échantillons ne contenant que des calcites de première génération ont été analysés. Trois échantillons contenant une calcite de première génération et une calcite de seconde génération en filons ont été choisis, chacune des générations étant analysée indépendamment l'une de l'autre. Deux échantillons contenant des calcites de seconde génération présentant une fabrique de forme et un domino de calcite tardif ont également été analysés. Pour finir, un échantillon de calcite vadose et trois échantillons du substrat calcaire (calcaires du Pinde) ont été prélevés afin de caractériser respectivement les carbonates issus d'eaux météoriques et ceux cristallisés à partir de l'eau de mer du Crétacé.

Pour les datations U/Th

L'objectif est d'essayer de dater 1) la première génération de calcite (précoce dans l'histoire de la faille), 2) la seconde génération (tardive dans l'histoire de la faille) et 3) les calcites vadoses (postérieures à la faille). Cette approche est une étape complémentaire à la compréhension de l'évolution temporelle des failles du N-Péloponnèse et intéressante pour la datation de l'activité des failles en domaine continental où les dépôts ne contiennent pas de faune ou de flore permettant une attribution stratigraphique.

Cependant cette démarche se confronte à des difficultés : 1/ la quantité d'échantillon nécessaire (2 à 5g minimum) : la seconde génération de calcite présente en filons n'a pu être isolée pour datation en raison des faibles volumes disponibles ; 2/ la teneur en U : si la teneur en uranium de l'échantillon est trop faible, le matériel de mesure ne pourra pas le détecter ; 3/ la qualité de la calcite : la contamination en thorium d'origine détritique peut fausser ou empêcher la datation de l'échantillon et 4/ l'existence d'un système fermé depuis la mobilisation du fluide : si une calcite cristallise à partir d'un fluide qui n'a pas subi d'une remise à zéro du système U/Th, le chronomètre ne fonctionnera pas.

*** Les calcites de première génération**

Ces calcites forment l'essentiel du ciment carbonaté de la brèche de faille. L'isolement de morceaux de calcite se fait à l'aide d'une micro-scie diamantée, en évitant d'incorporer des clastes du substrat et les résidus argileux parfois localisés en joint de grain (Fig.VI-11). Le problème majeur de ce micro-échantillonnage réside 1) dans la présence de petits fragments de substrat broyé au sein de la calcite syntectonique et 2) dans la présence quasi-systématique de petits filons de calcite de seconde génération recoupant la calcite de première génération et quasiment invisibles à l'œil nu. Dans le premier cas, un prélèvement minutieux permet de s'affranchir d'une pollution éventuelle ; par contre dans le deuxième cas, l'échantillon prélevé est susceptible de contenir une faible proportion de calcite secondaire (~5%). Cependant, leur faible proportion ne doit influencer que faiblement l'âge obtenu.

Une gamme d'échantillon les plus propres (contamination détritique la plus faible possible) et représentative de l'ensemble des failles normales de la marge sud du golfe de Corinthe a été choisie pour caractériser l'évolution temporelle du système des failles normales.

*** Les calcites de seconde génération présentant une fabrique de forme et les dominos**

Ces calcites, observées sur les échantillons G00-10, Gr01*.10 et G01-56, présentent les qualités requises pour la datation U/Th. Elles forment de grands volumes homogènes, tardifs dans l'histoire de la faille et ne présentent pas de filons secondaires les recoupant.

6.4.3. Résultats sur les isotopes stables et les teneurs en uranium

a. Les isotopes stables

L'ensemble des résultats obtenus est synthétisé dans le **tableau 2** et sur le diagramme de la **figure VI-15A**. Cette figure présente les compositions isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}O$) en fonction des compositions isotopiques du carbone ($\delta^{13}C$). Elle permet d'identifier trois pôles distincts qui peuvent être définis de la manière suivante :

un pôle représenté par le substrat et les calcites de première génération ($-1\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -6\text{‰}$; $+1\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < +3\text{‰}$)

un pôle représenté par les calcites de seconde génération prélevées dans les filons ($-6\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -13\text{‰}$; $-3\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < +3\text{‰}$)

un pôle plus large représenté par les calcites de seconde génération présentant une fabrique de forme, et le domino de calcite postérieur à la première génération et les calcites vadoses ($-5\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -11\text{‰}$; $-8\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -3\text{‰}$).

b. Les teneurs en Uranium

Les teneurs en uranium sont moins nombreuses que les données isotopiques car elles sont issues des mesures de datation par la méthode U/Th. Les résultats sont reportés dans le **tableau 2** et dans le diagramme de la **figure VI-15B** présentant les teneurs en uranium en fonction des compositions isotopiques de l'Oxygène ($\delta^{18}\text{O}$).

L'ensemble des calcites de première génération présente des teneurs en uranium très faibles ($[\text{U}] < 20\text{ppb}$), exceptés trois échantillons (G01-35, G01-31 et G01-9) qui présentent une teneur supérieure à 60ppb (respectivement 67ppb, 126ppb et 85ppb). Ces très faibles teneurs en uranium constituent un handicap majeur à la datation des échantillons.

A l'opposé, les calcites de seconde génération présentant une fabrique de forme, déjà bien différenciées dans le diagramme $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$, présentent des teneurs en uranium ($[\text{U}] \geq 190\text{ppb}$) supérieures d'un facteur 20 à 30 (excepté pour les échantillons G01-35, G01-31 et G01-9) à celles des calcites de première génération.

De par leur petitesse, les filons de seconde génération n'ont pas pu être analysés par spectrométrie de masse.

Finalement, les calcites vadoses présentent les teneurs en uranium les plus fortes ($[\text{U}] = (500-900\text{ppb})$).

Il existe cependant une exception : le domino de calcite (G01-56), précédemment attribué à une seconde génération, présente une teneur en uranium très faible ($[\text{U}] = 10\text{ppb}$). Cette teneur est semblable à celle mesurée pour les calcites de première génération, alors que dans le diagramme $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ cet échantillon était proche de la composition isotopique des calcites vadoses et des calcites présentant une fabrique de forme.

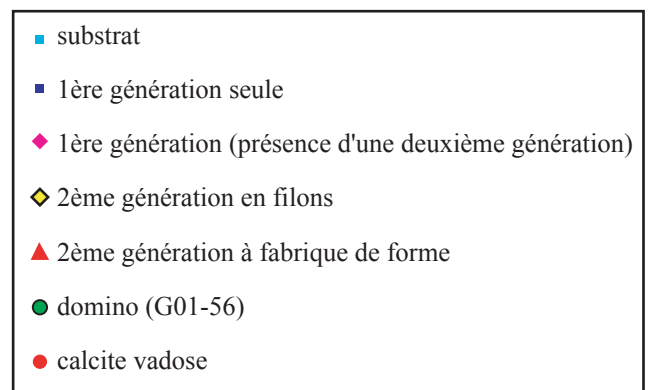
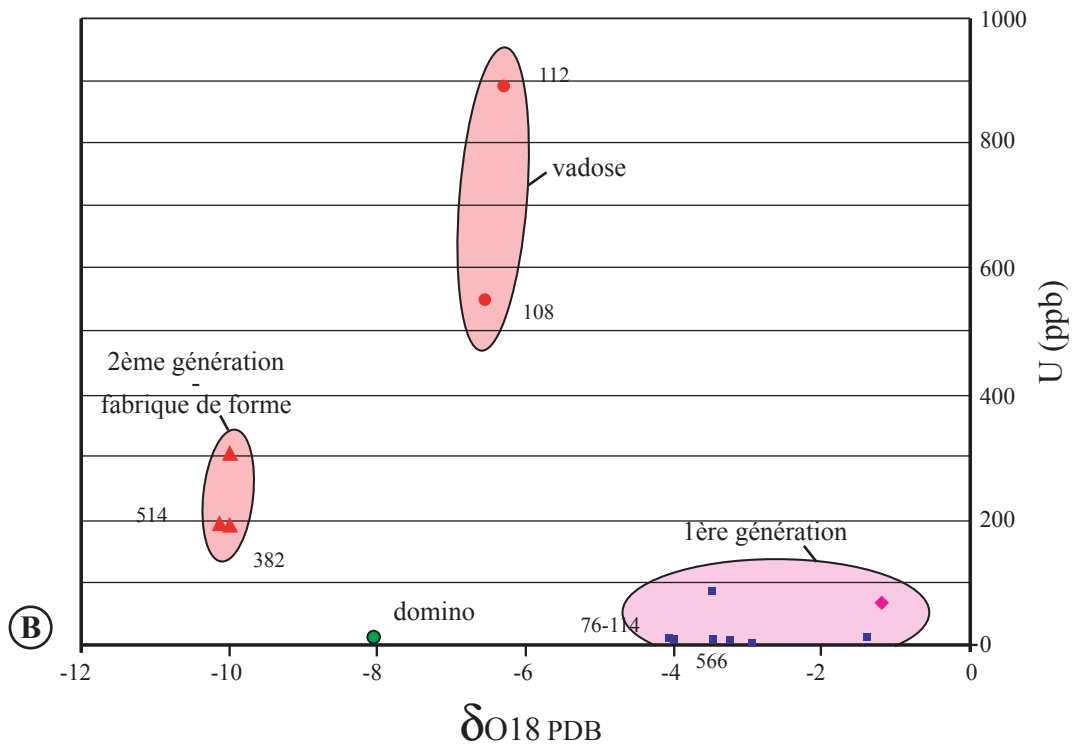
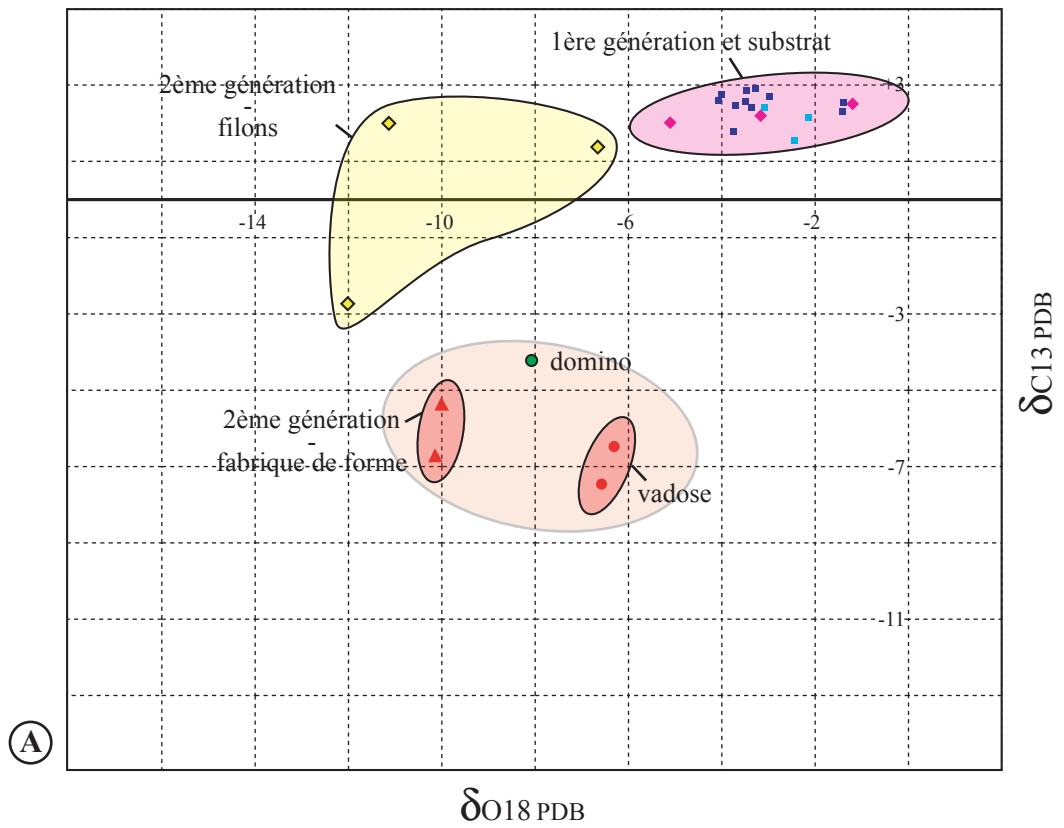


Fig.VI-15. A: Diagramme δO_{18} vs δC_{13} (‰ vs PDB) des échantillons de calcites associés aux zones de failles. B: Diagramme δO_{18} vs concentration en Uranium (ppb) des échantillons de calcites.

6.4.4. Interprétation des résultats sur les isotopes stables

Les isotopes A et B d'un même élément, de part leurs masses atomiques différentes, se comportent de manière distincte lors de phénomènes chimiques ou physiques tels que l'évaporation, la fusion, la condensation, la cristallisation ou la diffusion. Il en résulte un **fractionnement** entre les espèces A et B (e.g. ^{16}O et ^{18}O), défini mathématiquement par le **coefficient de fractionnement isotopique α** . Dans le cas de la cristallisation des calcites de cette étude, α est dépendant de la température du fluide lors de la cristallisation ($\alpha=f(T)$). ***La composition d'une calcite dépend donc de la température de cristallisation et de la composition isotopique du fluide initial.*** Pour plus d'informations concernant le fractionnement isotopique, se référer à l'**Annexe A**.

Afin de proposer une explication simple sur l'origine des fluides responsables de la cristallisation des différentes générations de calcites, je propose de calculer la composition isotopique moyenne de calcites issues de la cristallisation d'une eau de mer et celle issue de la cristallisation d'une eau météorique. La représentation graphique des calcitiques devrait permettre de discuter l'origine des calcites observées dans les zones de failles.

Pour le calcul du fractionnement de l'oxygène lors de la cristallisation, j'utilise l'équation de paléotempérature de Craig (1965) :

$$T(^{\circ}\text{C})=16.9-4.2\Delta+0.13 \Delta^2 \quad \text{avec } \Delta=\delta_{\text{calcite}}-\delta_{\text{eau}}$$

Cette équation a été établie à partir de résultats obtenus sur des mollusques marins mais est également vérifiée dans le cas de calcite inorganique. Cette formulation est généralement retenue pour les calculs de paléotempératures dans les milieux continentaux. D'autres auteurs ont également travaillé sur les équations de paléotempérature (e.g. O'Neil *et al.*, 1969 ; Kim et O'Neil, 1997). Ces équations donnent des résultats différents mais proches de ceux obtenus avec l'équation de Craig (1965). Les variations peuvent atteindre -0,6‰. Dans le cadre de cette étude, ces variations ont peu d'incidence sur les résultats qualitatifs et leur interprétation.

Pour le fractionnement du carbone, j'utiliserai l'équation de paléotempérature de Bottinga (1968) :

$$10^3 \ln \alpha = -2.9880(106T-2)+7.6663(103T-1)-2.4612 \quad \text{avec } 10^3 \ln \alpha = \delta^{13}\text{CCO}_2\text{g} - \delta^{13}\text{Ccalcite}$$

Dans un premier temps je présenterai la méthode de construction des pôles calcitiques issus de la cristallisation à partir d'une eau de mer et d'une eau météorique. L'hypothèse d'une eau d'origine hydrothermale est rejetée dans le cadre de cette étude en raison de l'absence de sources chaudes dans le

N-Péloponnèse. Dans un deuxième temps, je discuterai des résultats obtenus et des interprétations sur l'origine des différentes générations de calcites observées dans les échantillons.

a. Le calcul des pôles

Calcul d'un pôle calcitique cristallisé à partir d'une eau de mer

Cas de la composition isotopique de l'oxygène. Par définition, le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer actuelle est égal à 0‰ V-SMOW (Craig, 1961). Cependant des travaux postérieurs ont montré que la valeur moyenne était de 0.5‰ V-SMOW et qu'elle varie de -1‰ dans le Pacifique Nord à +1.3‰ V-SMOW dans les eaux de surface de l'Atlantique Nord (Clark et Fritz, 1997) en fonction de la salinité (Craig et Gordon, 1965). Toutefois, différentes études ont montré que celle-ci avait considérablement évolué durant les temps géologiques. Les carbonates précipités durant l'Archéen ont une composition de -8‰ V-SMOW, indiquant un appauvrissement en comparaison des océans actuels (Veizer *et al.*, 1989). Les océans se sont progressivement enrichis durant le Phanérozoïque par échange avec la croûte terrestre (Wadleigh et Veizer, 1992). Il existe peu d'informations sur la composition isotopique de la mer au Crétacé, cependant sa valeur doit être inférieure à celle que l'on observe aujourd'hui. Sur la **figure VI-16**, j'ai représenté la composition isotopique en oxygène d'une calcite ayant cristallisé à partir d'une eau de mer actuelle à 25°C, soit une calcite variant de -1‰ à -3‰ V-PDB (zone hachurée).

Cas de la composition isotopique du carbone. Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ V-PDB sont similaires à celle de la référence PDB, même si les valeurs peuvent varier de quelques ‰. Selon Clark et Fritz (1997), le $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates marins varie de -3‰ à +3‰ V-PDB environ.

Calcul d'un pôle calcitique cristallisé à partir d'une eau météorique

Cas de la composition isotopique de l'oxygène. La composition isotopique de l'oxygène d'une calcite cristallisant à partir d'une eau météorique dépend de plusieurs paramètres :

le $\delta^{18}\text{O}$ *initial* de l'eau de pluie, qui dépend lui-même du climat de la région considérée et de l'altitude des précipitations

la *température du fluide lors de la cristallisation*. Dans les zones de failles, ce paramètre sera directement dépendant de la *profondeur* à laquelle la calcite se forme.

Les hypothèses de départ concernant la composition isotopique initiale de l'oxygène de l'eau météorique sont nombreuses. Cependant, malgré des variations qui peuvent être très importantes, ces hypothèses permettent de tracer les tendances évolutives générales de cette composition.

A Athènes, la valeur moyenne annuelle de la composition isotopique de l'oxygène varie de -5‰ et -7‰ V-SMOW entre 1960 et 1991 pour une température moyenne annuelle de 18°C. Si l'infiltration des eaux

météoriques se fait en altitude, alors il faut appliquer une correction de -0.2 à -0.3‰ par 100m (Clark et Fritz, 1997). Ainsi à 1000m d'altitude, le $\delta^{18}\text{O}$ est de l'ordre de -7 à -10‰ V-SMOW.

Dans notre cas d'étude, les calcites se sont formées à des périodes antérieures et nous ne connaissons ni le climat ni les altitudes des précipitations à l'origine de l'eau percolant dans le sous-sol. Afin de pouvoir raisonner sur la problématique présentée, je choisis une eau météorique moyenne dont la composition isotopique de l'oxygène varie dans une large gamme de -5‰ à -10‰ V-SMOW.

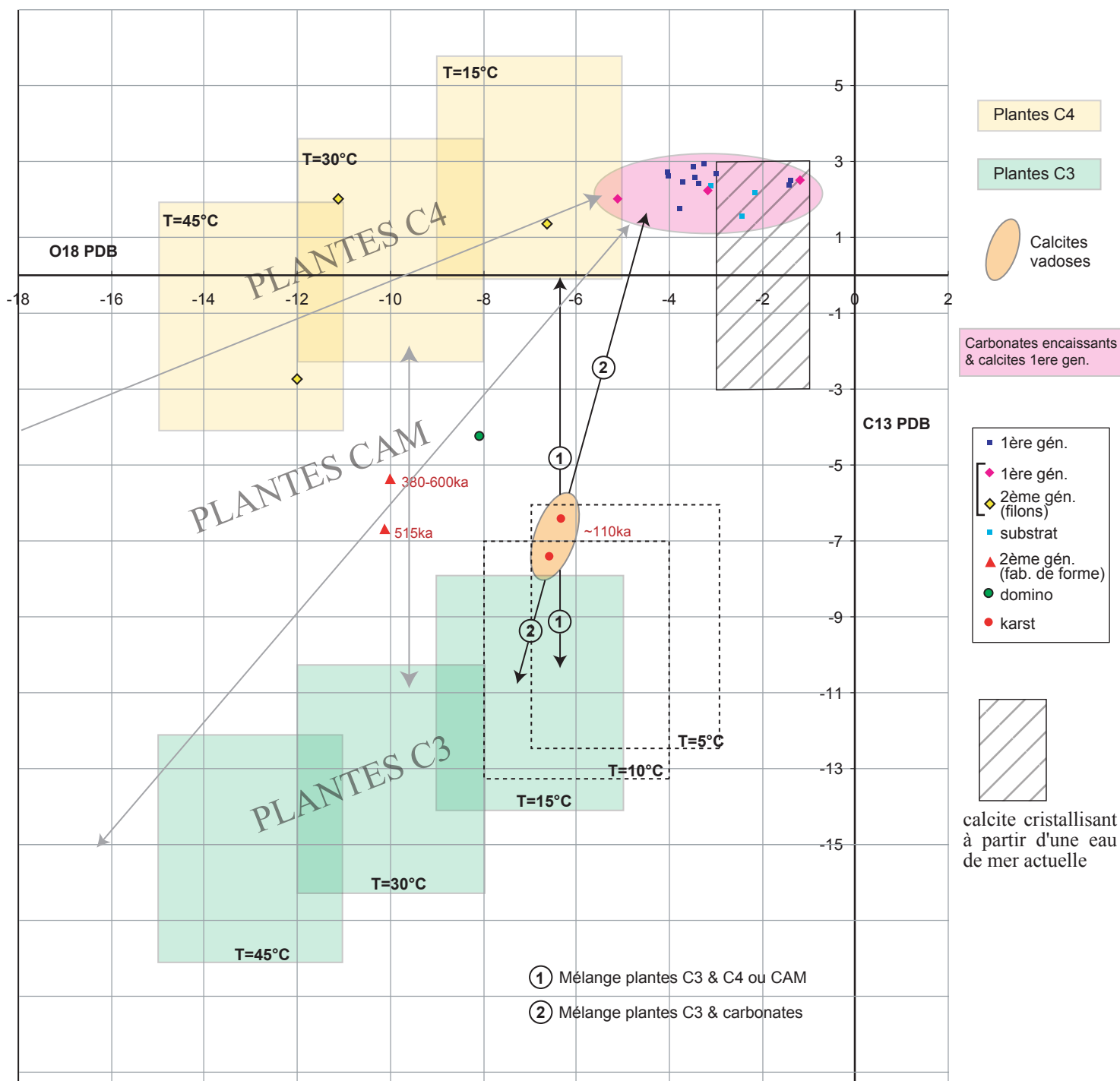
J'établis une fourchette de valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ des calcites pour des températures de cristallisation (dépendantes de la profondeur) comprises entre 15°C et 45°C (**Fig.VI-16**).

Cas de la composition isotopique du carbone

La composition isotopique de la phase gazeuse ($\delta\text{CO}_2(\text{gaz})$) dans les sols est issue de celle du CO_2 atmosphérique intégré par le cycle photosynthétique (Dever, 1985). La composition isotopique en ^{13}C du CO_2 atmosphérique est relativement stable dans l'actuel (-7‰ V-PDB en été, -6.7‰ en hiver selon Keeling, 1958) avec cependant des variations importantes liées aux modifications de température des océans lors des différentes glaciations du Quaternaire (Delmas *et al.*, 1980). De telles variations seront discutées dans le cadre de la composition isotopique initiale de la phase gazeuse choisie pour la détermination de la composition isotopique d'une calcite secondaire.

Mais le facteur essentiel responsable d'importantes fluctuations des teneurs en isotope lourd du gaz du sol est lié à la fixation du CO_2 atmosphérique lors des phénomènes de photosynthèse. Ce phénomène entraîne un appauvrissement de la phytosphère en $\delta^{13}\text{C}$, par rapport à l'atmosphère, appauvrissement qui n'aura pas la même amplitude selon le type de plantes considéré (Deines, 1980):

- les plantes ayant un cycle en C3 (cycle de Calvin) présentent un $\delta^{13}\text{C}$ variant de -24 à -30‰ , avec une moyenne d'environ -27‰ (Vogel, 1993). Ces plantes sont essentiellement représentées en régions tempérées et en régions de haute altitude mais elles dominent également dans les forêts tropicales (Clark et Fritz, 1997). La majorité des récoltes sont également des plantes en C3.
- Les plantes ayant un cycle en C4 (cycle de Hatch-Slack) présentent un $\delta^{13}\text{C}$ de -10 à -16‰ avec une moyenne d'environ -12.5‰ , (Vogel, 1993). Ces plantes ne représentent que 5% des espèces florales mais dominent largement en prairies tropicales et tempérées (Ehleringer *et al.*, 1991).
- Il existe également des plantes qui présentent des teneurs en ^{13}C couvrant les valeurs exprimées ci-dessus. Il s'agit des plantes de cycle CAM (Crassulean acid metabolism) dont la répartition des valeurs correspondrait à la prédominance du cycle C4 en période nocturne et du cycle C3 en période diurne (Osmond, 1975). Ces plantes représentent 10% de la masse totale et dominent dans les écosystèmes désertiques.



	T=15.72°C	T=29.6°C	T=45.28°C
δH2Osmow=-5‰	-6	-9	-12
δH2Osmow=-7‰	-7	-10	-13
δH2Osmow=-9‰	-9	-12	-15

$T(^{\circ}\text{C})=16.9-4.2D+0.13 D^2$ (Craig, 1965)
avec $D=\delta_{\text{calcite}}(\text{SMOW})-\delta_{\text{eau}}(\text{SMOW})$
ou $D=\delta_{\text{calcite}}(\text{PDB})-\delta_{\text{eau}}(\text{SMOW})+0.27$

	δC13 plante en ‰	δC13 CO2 gaz en ‰	δC13 (en ‰) de la calcite à différentes températures		
température (°C)			15°C	30°C	45°C
correction en ‰			+11.86	+9.68	+7.88
plantes C3	-30 à -24	-26 à -20	-18.14 à -12.14	-20.32 à -14.32	-22.12 à -16.12
plantes C4	-16 à -10	-12 à -6	-4.14 à 1.86	-6.32 à -0.32	-8.12 à -2.12

$$10^3 \ln \alpha = -2.9880(10^6 T^{-2}) + 7.6663(10^3 T^{-1}) - 2.4612 \text{ (Bottinga, 1968)}$$

avec $10^3 \ln \alpha = \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} - \delta^{13}\text{C}_{\text{calcite}}$

Fig.VI-16. Modèle simple interprétatif de l'origine des fluides responsables de la cristallisation des différentes générations de calcites observées dans les zones de failles normales (explications dans le texte).

Lorsque la végétation meurt et s'accumule dans le sol, l'activité bactérienne entraîne des processus de dégradation de la matière organique. Ces phénomènes s'accompagnent d'un fractionnement isotopique du CO₂. On observe alors un enrichissement moyen d'environ 4‰ du CO₂ du sol par rapport à la composition isotopique de la plante. Si on considère le δ¹³C des plantes en C3 (δ¹³C = -24 à -30‰ V-PDB), la composition isotopique du CO₂ du sol variera de -26 à -20‰.

La composition isotopique des calcites cristallisant à partir des eaux d'infiltration (dont la composition isotopique du carbone est alors de -26 à -20‰) est ensuite calculée à partir de l'équation de Bottinga (1968) pour des températures variant de 15°C à 45°C (**Fig.VI-16**) et pour un sol à plantes en C3 (rectangles verts) et un sol à plantes en C4 (rectangles jaunes).

b. Discussion et interprétation des résultats

La composition isotopique en oxygène d'une calcite cristallisant à partir d'une eau d'infiltration est essentiellement dépendante de la température de cristallisation et les résultats obtenus sur les calcites de cette étude seront interprétés dans ce sens.

La composition isotopique en carbone de cette même calcite sera également dépendante de la température de cristallisation mais également du type de sol traversé (nature du couvert végétal). De plus, des travaux ont montré que dans les fractures qui affectent les séries sur plusieurs centaines de mètres, le système peut être considéré comme fermé (Clark et Fritz, 1997). Le CO₂ d'origine biogénique ou atmosphérique n'intervient plus dans les processus de précipitation. Le carbone de la solution et des nouvelles cristallisations a alors pour origine la phase solide carbonatée de l'encaissant. Ces différents processus peuvent conduire à de très grandes variations de la composition isotopique du carbone des eaux d'infiltrations et l'interprétation du δ¹³C d'une calcite est compliquée et fortement controversée.

Je baserai donc essentiellement mes interprétations sur les variations de la composition isotopique de l'oxygène. Les interprétations concernant la composition isotopique en carbone en fonction du sol traversé sont secondaires et à considérer avec beaucoup de précautions.

Les différents pôles calcitiques calculés précédemment sont superposés au diagramme δ¹⁸O vs δ¹³C (**Fig.VI-16**).

Les calcites de première génération et le substrat

Cet ensemble bien groupé peut être corrélé au pôle carbonate marin actuel. Cependant quelques données sont appauvries de -1 à -3‰ V-SMOW. Cet appauvrissement peut être expliqué par les variations de la composition isotopique de l'oxygène durant les temps géologiques, sachant que depuis l'Archéen (appauvrissement de -8‰), on observe un enrichissement progressif en ¹⁸O des eaux marines (Veizer *et al.*, 1989 ; Wadleigh et Veizer, 1992). Dans ce cas, les calcaires déposés dans la mer du Crétacé était appauvris de -1 à -2‰ V-PDB par rapport à l'actuel.

Les calcites de première génération semblent donc issues d'un fluide de même composition isotopique que l'eau de mer ayant accompagné la sédimentation des calcaires du substrat. Le fluide à l'origine de ces calcites peut 1) provenir du fluide piégé dans la porosité de la roche et libéré lors des premières déformations ou 2) être issu de phénomènes de dissolution ayant affecté le substratum lors des premières déformations (en lame mince on observe des stylolithes qui peuvent rendre compte de ce mécanisme). Ce dernier type de mécanisme est actuellement l'objet de recherche (Renard, communication personnelle) Dans tous les cas, et puisque la composition du fluide à l'origine des calcites est identique à celle du substrat, le système semble avoir évolué en système fermé depuis la mobilisation du fluide jusqu'à sa cristallisation. Cette interprétation est également renforcée par deux paramètres :

en lumière naturelle on peut voir la formation d'une calcite microsparitique dont les limites avec le substratum sont diffuses

en cathodoluminescence, les mêmes teintes observées entre le substratum et les calcites de première génération indiquent un fluide de composition semblable.

Les calcites de seconde génération présentant une fabrique de forme et les dominos

Comparées aux calcites vadoses ayant cristallisé à basse température (voir ci-dessous), ces calcites présentent un appauvrissement en ^{18}O .

Si on ne considère que la composition isotopique de l'oxygène, ces calcites sont issues soit 1) d'un fluide météorique cristallisé à une température de 30°C ou 2) d'un fluide météorique cristallisé à 45-50°C et étant affecté par des interactions avec les carbonates de l'encaissant.

L'interprétation des $\delta^{13}\text{C}$ est plus délicate. Les hypothèses les plus vraisemblables sont soit 1) un fluide ayant percolé dans un sol mixte C3/C4 et ayant cristallisé à 30°C, soit 2) un fluide ayant percolé dans un sol exclusivement en C3, interagissant avec les carbonates de l'encaissant et cristallisant à 45-50°C.

Les calcites de seconde génération présentant une fabrique de forme et les dominos se sont donc formés à partir d'un fluide d'origine météorique ayant interagi ou pas avec les carbonates de l'encaissant et ayant atteint une profondeur permettant une cristallisation à une température minimale de 30°C. Dans le cas d'un gradient géothermique de 30°C/km et d'une température moyenne annuelle en surface de 15°C, la cristallisation d'un fluide à 30°C suggère une profondeur de 500m et à 45°C de 1km.

Les calcites de seconde génération en filons

Ces calcites présentent des $\delta^{18}\text{O}$ équivalents (-6 à -12‰ V-PDB) à ceux des calcites de seconde génération présentant une fabrique de forme et aux dominos et des $\delta^{13}\text{C}$ enrichis de 2 à 7‰ V-PDB.

Si on ne considère que la composition isotopique de l'oxygène, on peut faire l'hypothèse que le fluide initial est exclusivement d'origine météorique et qu'il a cristallisé à des températures variant de 15°C à 45°C, c'est à dire à une profondeur comprise entre 0-1km.

L'interprétation de la composition isotopique du carbone est délicate. Le $\delta^{13}\text{C}$ des calcites peut éventuellement s'expliquer par un fluide percolant dans un sol exclusivement à végétation à cycle C4 et cristallisant à une température de 15 à 45°C mais les espèces florales de ce type sont essentiellement abondantes dans les prairies tropicales ou tempérées (Ehleringer *et al.*, 1991). La végétation de Grèce est essentiellement en C3.

Les calcites vadoses

Sur la **figure VI-16**, on remarque que la composition isotopique de ces calcites est différente de celle d'une calcite cristallisant à partir d'une eau de mer.

Si on ne considère que la composition isotopique en oxygène, les calcites vadoses sont issues de la cristallisation à 15°C d'un fluide météorique. Cette température suggère une cristallisation proche de la surface, en accord avec l'origine superficielle de ce type de calcite.

Si on tente également d'interpréter la composition isotopique du carbone, alors les résultats peuvent suggérer 1) la cristallisation à 15°C d'un fluide météorique ayant percolé dans un sol à végétation à cycle C3 majoritaire et mélangé à une végétation à cycle C4 minoritaire, 2) la cristallisation à 5-10°C d'un fluide ayant percolé dans un sol habité par une végétation exclusivement à cycle C3 ou 3) la cristallisation à 15°C d'un fluide ayant percolé dans un sol habité par une végétation exclusivement à cycle C3 et ayant partiellement interagi avec les carbonates du substrat.

6.4.5. La microthermométrie – résultats qualitatifs

Afin de mieux contraindre le système des circulations fluides dans les zones de failles normales, il serait idéal de déterminer les températures de cristallisation de chaque génération de calcite. En effet, comme cela a déjà été mentionné, la composition isotopique d'une calcite dépend de deux facteurs indépendants : la composition isotopique du fluide initial et la température de cristallisation. La donnée « température de cristallisation » permet un accès direct à la composition initiale du fluide et ainsi de s'affranchir d'un certain nombre d'hypothèses faites précédemment.

La microthermométrie est l'outil idéal à cette approche. Cette méthode se base sur la mesure statistique des températures d'homogénéisation des inclusions fluides biphasées (ou triphasées) piégées dans le réseau cristallin lors de la cristallisation du minéral. Initialement monophasée (liquide) lors de son piégeage, l'inclusion peut devenir biphasée (liquide + vapeur) lorsque l'échantillon est remonté en surface (changement des conditions de température et de pression).

Cette démarche analytique a été entreprise en l'Université Paris-Sud. Elle a mis en évidence la présence d'inclusions fluides biphasées (une phase liquide et une phase vapeur) piégées dans le réseau cristallin

des calcites de première génération et l'absence d'inclusions biphasées dans les calcites de seconde génération et les calcites vadoses. Or, classiquement, la présence d'inclusions fluides biphasées s'observe à partir d'une température de piégeage minimale estimée approximativement à 50°C (Pagel, communication orale). Cette donnée semblerait donc indiquer que la première génération de calcite a cristallisé à une température supérieure à 50°C et que la seconde génération de calcite (filons, dominos) a cristallisé à une température inférieure. J'ai donc dans un premier temps entrepris une étude sur les calcites de première génération, leur température de cristallisation pouvant être une donnée primordiale pour déterminer la profondeur de cristallisation et ainsi calculer indirectement une vitesse de surrection du bloc inférieur des failles normales. Cependant cette étude s'est trouvée limitée par le petit nombre d'inclusions, empêchant toute étude statistique (chaque lame nécessite une cinquantaine de mesures au minimum). Ce faible nombre peut s'expliquer par l'importante déformation postérieure subie par les calcites de première génération : la présence de fractures et l'intense maclage observé forment un réseau ouvert facilitant la mobilisation ou la fuite des inclusions.

Même si cette étude n'a pas permis d'obtenir des informations quantitatives, les observations qui ont été faites permettent de proposer que les calcites de première génération se sont formées à une profondeur plus importante (présence d'inclusions biphasées ; $T > 50^{\circ}\text{C}$; profondeur $> 1200\text{m}$) que les calcites de seconde génération (pas d'inclusions biphasées) et que ces dernières ont dû se former à une profondeur superficielle ($30^{\circ}\text{C} < T < 50^{\circ}\text{C}$, soit une profondeur comprise entre 500m et 1200m, pour un gradient géothermique de $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ et une température moyenne annuelle en surface de 15°C).

6.4.6. Synthèse des résultats et modèle d'évolution faille/fluides

En l'absence de contraintes sur les températures de cristallisation des calcites de première génération, on ne peut pas estimer une profondeur de cristallisation. Cependant, les résultats obtenus par microthermométrie montrent que les calcites de première génération ont du cristalliser à une profondeur plus importante que les calcites de seconde génération. Ces résultats sont en accord avec les phénomènes de surrection régionaux qui entraînent un soulèvement progressif rapide (1 à 3mm/a) des systèmes de failles (§ 4.1). Sachant que les calcites de première génération sont antérieures aux filons, dominos et calcites vadoses, elles se sont donc logiquement formées à une profondeur supérieure à celles-ci.

Les calcites de première génération, issues de la cristallisation d'une eau de formation contenue dans le substrat, se forment relativement précocement dans l'histoire de la faille. Elles forment généralement un ensemble microstructural homogène, recoupé par les calcites tardives de seconde génération. La formation de ces calcites de première génération semble donc correspondre à un épisode unique dans

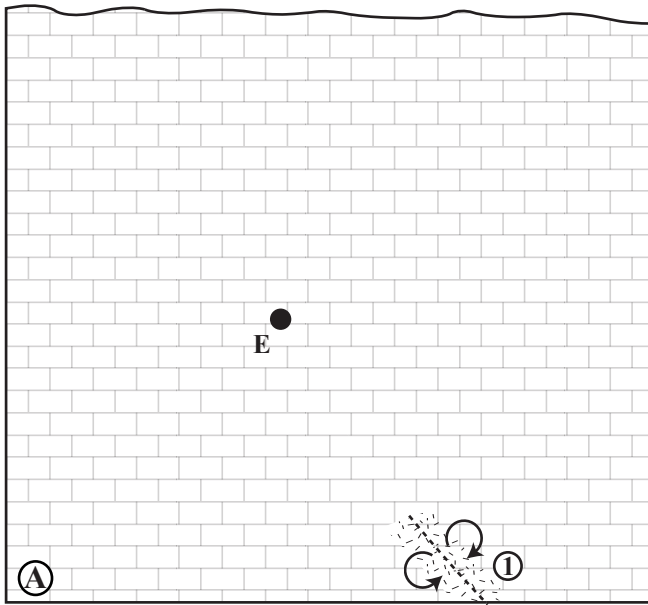
l'histoire de la faille normale considérée (seul l'échantillon G01-35 présente une génération intermédiaire, voir **Fig.VI-6**).

Cette calcite de première génération pourrait se former lors de la propagation de la faille vers la surface. Cette propagation entraînerait la formation d'une brèche incohérente (Stewart et Hancock, 1991) qui s'accompagnerait de la libération des eaux de formation contenues dans le substratum ou issues de la dissolution de la roche. Les fluides libérés circulent alors en système fermé (mêmes compositions de fluides et mêmes teintes en cathodoluminescence) dans la zone de déformation et cimentent les clastes de la brèche à une profondeur supérieure à 1200m (**Fig.VI-17A et B**). Le développement du plan majeur de la faille s'associe à la formation d'une brèche compacte (Stewart et Hancock, 1991) qui peut incorporer des clastes issus du ciment carbonaté (exemple de la faille d'Héliké, **Fig.VI-3**).

Postérieurement, l'activité tectonique perdurant, le premier ciment calcitique développe un intense maclage et dans certains échantillons une intense fracturation sans circulation fluide ou des phénomènes de dissolution (stylolithes). Les rejets importants observés conduisent à la subsidence du bloc inférieur et à la formation de bassins synrift pouvant cumuler jusqu'à 3km de sédiments détritiques. Parallèlement, les phénomènes de surrection (§ 4.1) entraînent un soulèvement important et rapide du bloc inférieur, que l'on observe. Cette remontée du mur de la faille (accompagnée d'une érosion importante) et la présence d'un matériel perméable et peu compétent dans le bloc supérieur forment alors des conditions favorables à la circulation d'eaux superficielles d'origine météorique en système ouvert (**Fig.VI-17C**). On observe alors sur les miroirs des failles la formation de dominos de calcite. Une fracturation secondaire tardive (filons, crack-seals et calcites sous-abri peu ou pas maclées) affectant la brèche compacte est alors cimentée par des calcites dont la composition isotopique est issue de celle d'une eau d'origine météorique. Ces cristallisations se font à une profondeur inférieure à 1000m.

Sachant que les calcites de première génération cristallisent à une profondeur supérieure à 1200m et les calcites de seconde génération à une profondeur de 500-1000m, la faille subit donc une surrection de son mur qui peut atteindre 700m durant son histoire. Sachant que les systèmes de failles ont une période d'activité comprise entre 250 et 400ka (§ 4.4.2), le taux de surrection peut être estimé à 1,8-2,8mm/a. Ce résultat est en accord avec les taux de surrection actuels estimés à 2-3mm/a sur la côte nord du Péloponnèse.

Cette étude laisse cependant en suspend une question importante : pourquoi, malgré une histoire tectonique complexe et des rejets kilométriques, les zones de failles de la marge sud du golfe de Corinthe présentent systématiquement seulement trois générations de calcites ? Les deux dernières générations de calcites (seconde génération en filon et seconde génération à fabrique de forme) sont tardives dans l'histoire des failles et leur présence ne semble pas problématique. Par contre l'histoire précoce de la faille ne semble caractérisée que par la première génération de calcite, fracturée mais homogène. Les



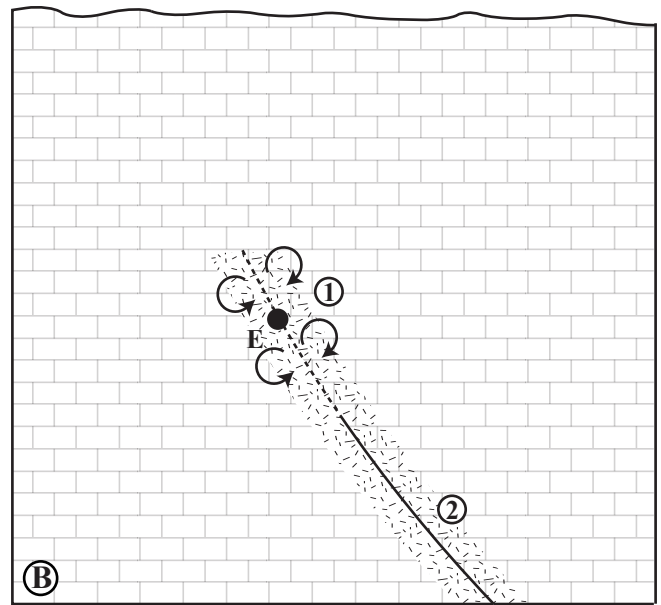
- ① Propagation de la faille normale. Début de formation de la brèche incohérente cimentée par une calcite issue des eaux de formation. La profondeur des zones échantillonnées (E) est supérieure à 1200m.

Caractéristiques des calcites

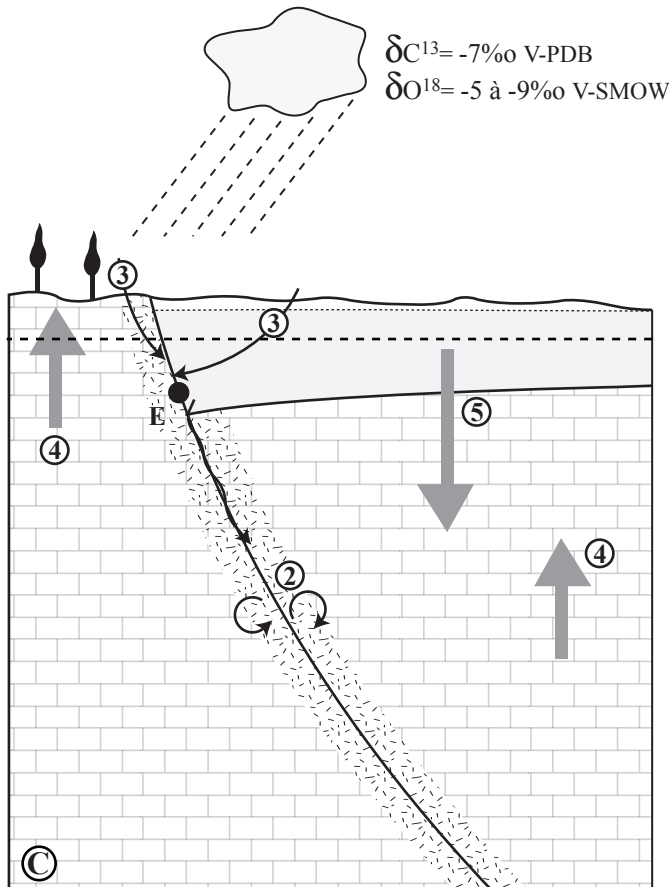
$\delta^{18}O$ équivalents au substrat

$\delta^{13}C$ équivalents au substrat

Teintes en cathodoluminescence équivalentes au substrat



- ① La faille normale continue à se propager. La calcite de première génération, issue de la cristallisation des eaux de formation, cimente la brèche. La profondeur des zones échantillonnées (E) est supérieure à 1200m.
- ② Formation de la brèche compacte et concentration de la déformation sur le plan principal. La brèche compacte peut reprendre des éléments de la calcite secondaire déjà cristallisée. La brèche incohérente peut continuer à se former dans la zone de déformation de la faille.



- ③ Le soulèvement régional entraîne une surrection du bloc inférieur et du bloc supérieur de la faille (la subsidence reste supérieure à la surrection). La profondeur des zones échantillonnées (E) est inférieure à 1000m. Les eaux météoriques de surface s'infiltrent dans les zones de failles normales et cimentent la fracturation tardive (filons ou dominos). Ces calcites de seconde génération ont la signature isotopique de cette eau météorique.

Caractéristiques des calcites

$\delta^{18}O$ différents du substrat

$\delta^{13}C$ différents du substrat

Teintes en cathodoluminescence différentes du substrat

Compositions isotopiques semblables à celles d'une eau météorique ayant cristallisé entre 15°C et 45°C (0-1000m)

- ④ Surrection du bloc inférieur

- ⑤ Subsidence du bloc supérieur

Fig.VI-17. Schéma de l'évolution de la source des fluides et des chemins de migration durant l'histoire des failles normales de la marge sud du golfe de Corinthe. A, B, C: stades d'évolution.

caractéristiques microstructurale et géochimique de la première génération de calcite suggèrent qu'elle ait cristallisé durant un seul épisode de l'histoire de la faille. Ce sujet à lui seul mériterait de longues recherches cependant à ce stade, deux mécanismes peuvent être proposés :

- Le premier mécanisme suppose qu'elle se forme précocement dans l'histoire de la faille (peut-être lors de la propagation de la faille en surface). Cela suggère alors que les circulations de fluides dans la zone de faille ne sont pas continues. Cependant, postérieurement à leur propagation, les failles normales du golfe de Corinthe subissent des rejets kilométriques ; l'absence d'autres générations de calcite suggère alors l'absence de circulations de fluides durant les glissements postérieurs. La formation de la brèche compacte lors de la propagation de la faille (Stewart et Hancock, 1988) pourrait localiser la déformation et jouer le rôle de barrière étanche.
- Le second mécanisme suppose que les calcites de première génération observées en lame mince soient postérieures à d'autres générations, mais les glissements successifs sur la faille auraient entraîné leur dissolution et la remobilisation des fluides. Dans ce cas, les calcites de première génération masqueraient l'histoire tectonique antérieure.

Ces propositions sont conjecturales car en l'absence de données complémentaires cette observation reste problématique. Elle ouvre cependant une voie à la compréhension des mécanismes de circulation des fluides dans les zones de failles et éventuellement de leurs rapports avec les cycles de déformation.

6.4.7. Perspectives

Afin de mieux contraindre le système, plusieurs études complémentaires sont envisageables :

- La multiplication des mesures des isotopes stables permettrait de compléter l'approche déjà mise en œuvre et d'apporter de nouveaux éléments à la discussion. Il faudrait surtout obtenir des valeurs supplémentaires sur les calcites de seconde génération présentant une fabrique de forme et sur les calcites de seconde génération en filon. Une série de 11 échantillons est actuellement en cours d'analyse au LSCE.
- La mesure des teneurs en uranium de la calcite de seconde génération en filons permettrait de mieux discuter de son origine. Compte tenu des faibles quantités disponibles, une analyse par ICPMS serait envisageable.
- Une étude quantitative par microthermométrie peut être entreprise sur des échantillons dont le premier ciment a subi une déformation postérieure faible, permettant la préservation des inclusions fluides formées lors de sa cristallisation. Cette étude devra se faire sur lame épaisse

(100 μm d'épaisseur) plutôt que sur lame mince (30 μm) comme cela a été entrepris dans le cadre de cette étude.

6.5. Les datations

Les rappels théoriques sur la datation par le déséquilibre U/Th se situent en **Annexe B**.

6.5.1. Les domaines d'application de la méthode $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$

Cette méthode de datation est classiquement utilisée pour la datation de matériels carbonatés formés durant le Pléistocène moyen et supérieur tels que les coraux (Barnes *et al.*, 1956), les coquilles de bivalves ou de gastéropodes (Kaufman *et al.*, 1971), les spéléothèmes (Rosholt et Antal, 1962) ou les carbonates (travertins) hydrothermaux (Rihs *et al.*, 1997, 2000 ; Taddeucci *et al.*, 1998). Plus récemment, la méthode a été appliquée pour la datation de calcites de fractures (Milton, 1987 ; Sturchio et Binz, 1988 ; Voltaggio *et al.*, 1997) ou pour la datation de l'activité de failles quaternaires (Szabo et Rosholt, 1989 ; Roberts *et al.*, 1993)

Dans la région de Corinthe, cette méthode a été utilisée pour la datation de fragments de coquilles ou de coraux contenus dans les niveaux marins étagés le long de la côte nord du Péloponnèse (e.g. Collier *et al.*, 1992 ; Vita-Finzi, 1993 ; Keraudren *et al.*, 1995 ; Dia *et al.*, 1997). Ces travaux ont permis d'associer ces niveaux marins aux stades isotopiques du Pléistocène supérieur et de quantifier les phénomènes de surrection responsables du soulèvement et de l'étagement des terrasses marines du Pléistocène moyen et supérieur. Roberts *et al.* (1993) ont également appliqué cette méthode pour dater l'activité d'une faille normale située sur la presqu'île de Perachora, à l'est du golfe de Corinthe.

6.5.2. Cas des failles normales du golfe de Corinthe (article 2)

6.5.2.1. Les premiers résultats

Les premiers essais de datation ont été faits sur les échantillons les plus purs et les plus homogènes. Le premier échantillon (G00-10) a été prélevé dans la brèche compacte de la faille de Valimi (bassin de Tsvivos). Il s'agit d'une calcite syntectonique présentant une fabrique de forme, qui se placerait donc dans l'histoire tardive de la faille.

Le second échantillon (G00-1) a été prélevé sur l'un des miroirs de la faille de Xylokastro. Il s'agit d'une calcite vadose qui scelle l'activité de la faille.

Ces premiers résultats suggèrent la faisabilité de dater les calcites de failles par la méthode radiométrique U/Th. Ils font l'objet d'une publication dans la revue *Geophysical Research Letter* (Flotté *et al.*, 2001).

Article 2

Publié dans la revue

GEOPHYSICAL RESEARCH LETTER

VOL.28, NO.19, PAGES 3769-3772, OCTOBER 1, 2001

ATTEMPT TO DATE PLEISTOCENE NORMAL FAULTS OF THE CORINTH-PATRAS RIFT (GREECE) BY U/TH METHOD, AND TECTONIC IMPLICATIONS

Nicolas Flotté¹, Valérie Plagnes², Denis Sorel¹, Antonio Benedicto¹

(1)UMR8616, Université Paris XI-Orsay, France

(2)Laboratoire Sciences du climat et de l'environnement, CNRS, F-91198 Gif/Yvette, France

Abstract

In northern Peloponnese, 10 to 20km long normal faults of pleistocene age crop out on the southern side of the active Corinth-Patras rift. The applicability of the U/Th method to date syntectonic or post-tectonic calcite on these fault planes has been tested. The age of a post tectonic calcite of the Xylokastro-Loutro fault shows that this fault has locked at least 112.4 ± 0.4 kyr ago. Therefore, recent extension of the rift should occur on a more northerly located offshore fault. Syntectonic calcite from the Valimi fault yields an age of 382.0 ± 0.1 kyr. Such syntectonic calcite may have formed at any time during the activity of the fault, although lately formed calcite is more likely to be preserved.

Introduction

The geometry of a rift can usually be precisely described on the basis of field geological observations and subsurface geophysical data. But restoring its structural evolution is less easy: one needs to know the geometrical and chronological

relationships of the rift sedimentary filling, and an accurate palaeontological timing of these deposits. In the Corinth-Patras rift, most of the older synrift series, which are now uplifted in the northern Peloponnese, are unfortunately lacustrine and devoid of significant stratigraphic fossils. Therefore, most authors speculated that rifting might have started during the Pliocene or even the Miocene (e.g. Dufaure, 1975; Ori, 1989). Seismological studies in the western rift show that the active major structure is a low angle detachment fault (Rigo, 1994). The outcrop of this detachment in the northern Peloponnese has been recognised. During its evolution, steeper normal faults successively branched on the detachment from the south to the north, developing more septentrional basins (Sorel, 2000). In the younger part of the series, marine intercalations occur. These marine ingressions have built a spectacular flight of stepped marine terraces (**fig.VI-18**), which reach up to 700m high between Corinth and Xylokastro (e.g. Sébrier, 1977; Dufaure and Zamanis, 1980). Using the altitudes of the marine terraces shorelines and their ages, Keraudren and Sorel (1987)

calculated the uplift rate of the terraces. Assuming that the uplift rate was similar for the oldest, more uplifted lacustrine synrift deposits, sedimentation in the early rift may have started roughly 1Myr ago (Sorel, 2000). The age of the rift can be estimated in an other way: the total throw on the detachment is the sum of the throws on the successive normal faults, such as on the cross-section of **figure VI-19**. If the mean extension rate during the rifting was similar to the present day rate determined by GPS measurements (e.g. Billiris, 1991; Clarke *et al*, 1998), this also indicates that the rifting initiated 1Myr ago.

U/Th dating is usually performed on aragonite or calcite of corals, marine shells, or continental speleothems of middle and upper Pleistocene age. Part of the Corinth rift normal faults have been active during this timespan. Therefore we planned to sample calcite on these faults to date their activity during the evolution of the rift. We present here the first results obtained on two of these faults, and their tectonic implications.

Description of the sampled faults

After detailed fieldwork and structural mapping, we sampled the Xylokaastro-Loutro fault, that we presume recent and which could be still active according to Armijo *et al.* (1996). We also sampled the Valimi fault, more southerly located and likely older (**fig.VI-18**). The footwall of the Xylokaastro-Loutro fault is a c.a. 1,000 m high mountain made of Mesozoic limestones. Between the fault and the shoreline of the gulf, its hangingwall is a thick series of Pleistocene white sandy marls, which piled during the subsidence of the hangingwall. This series has been later uplifted, and is notched by three regressive stepped marine terraces. The fault plane strikes along the Loutro-Korfotissa road. Near a lacustrine travertine limestone quarry, the largest outcrop is several hundred meters in size (**fig.VI-18**). Large grooves and corrugations indicate a N-S trending

extension. On a nearby outcrop, a karstic conduit in the limestones crosses through the fault plane, post-dating the fault activity. An about 3 cm thick crystalline calcite mat that grew in this post-tectonic conduit (**fig.VI-20a**) has been sampled. It is characterised by fibrous calcite crystals perpendicular to the karstic conduit's surface (**fig.VI-20a**). Two samples of less than 2 grams were collected for U/Th analyses in the less coloured parts of the sample. Sub-sample S1-b was chosen to test the chronological stratigraphy of the calcite mat.

The Valimi fault is an inactive fault, located farther south (**fig.VI-18**). Its footwall consists of Mesozoic limestones. In its hangingwall has piled a more than 1 km thick syntectonic series of freshwater sandy marls and conglomerates. To the north, this series is offset by younger faults likely synchronous with the Xylokaastro-Loutro fault. Moreover, it is discordantly overlain by conglomerates related to these younger faults. The Valimi fault is therefore older than the Xylokaastro-Loutro fault. Patches of white isometric syntectonic calcite (as defined by Ramsey and Huber, 1983) stuck on the fault plane have been sampled. This calcite has been broken and mixed with clasts of grey mesozoic limestones during the ongoing activity of the fault (**fig.VI-20b**). In the preparation of this sample, calcite grains have been carefully sorted from limestone clasts.

U/Th method & results

The U/Th dating method is based upon the uranium series (^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th) disintegration chain, and the difference of solubility between U and Th elements. U is easily mobilised by aqueous fluids while Th is not soluble. Thus, when calcite crystallises from a fluid it contains U only and no Th. ^{230}Th has a radiogenic origin from the ^{234}U disintegration after calcite crystallisation, the transformation of ^{234}U in ^{230}Th being time dependent.

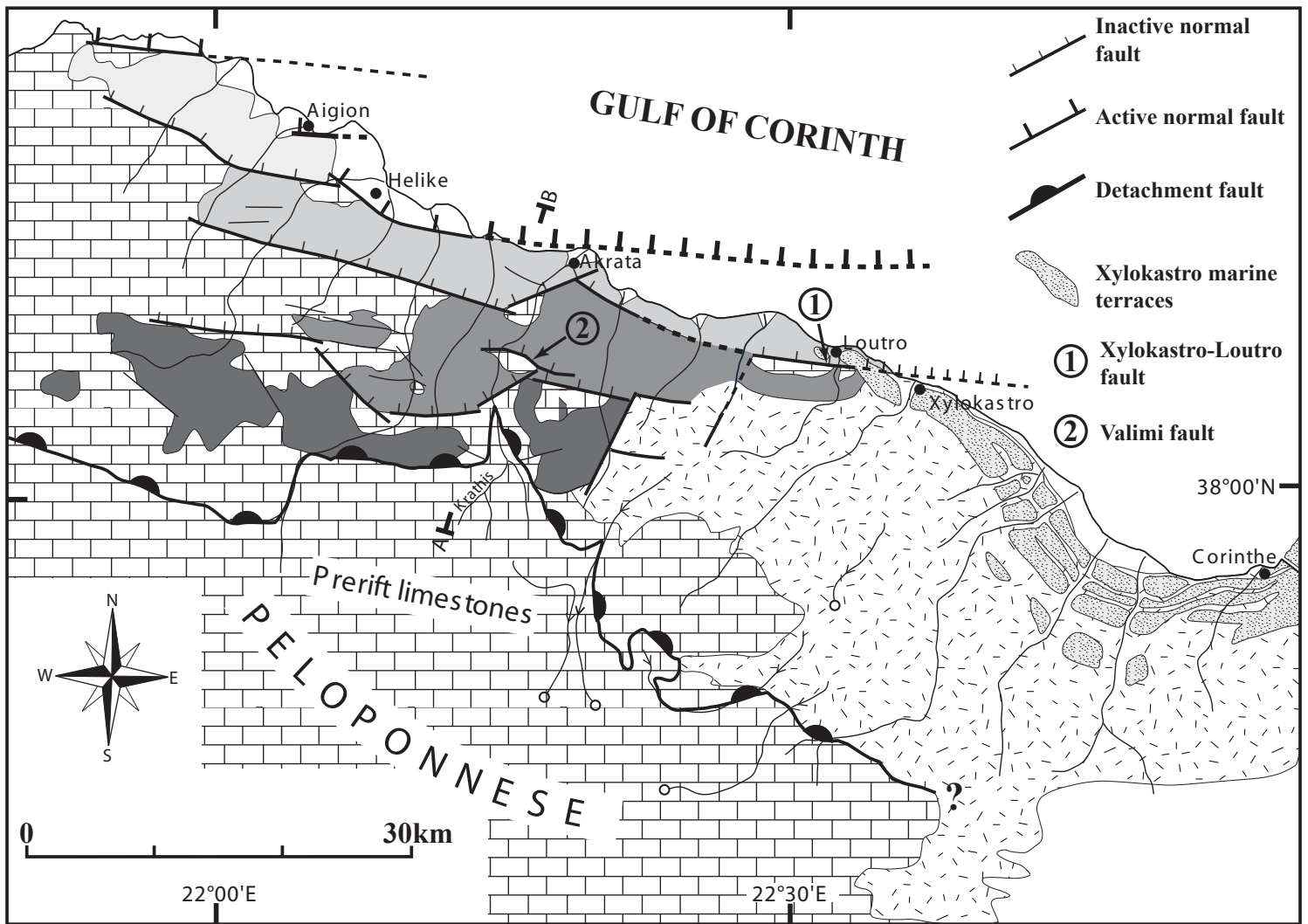


Fig.VI-18. Structural sketch map of northern Peloponnese. Thick half-dotted line: emergence of the Gulf of Corinth detachment fault. Hatched lines: normal faults branching on the detachment. Grey areas: synrift sediments; from dark to light grey: older to recent deposits; dashed area: undivided synrift series. White: mainly holocene alluvial fans. Dotted stripe between Loutro and Corinth: middle and upper Pleistocene stepped marine terraces. 1: Xylokastro-Loutro fault. 2: Valimi fault. A-B : section of Fig 2.

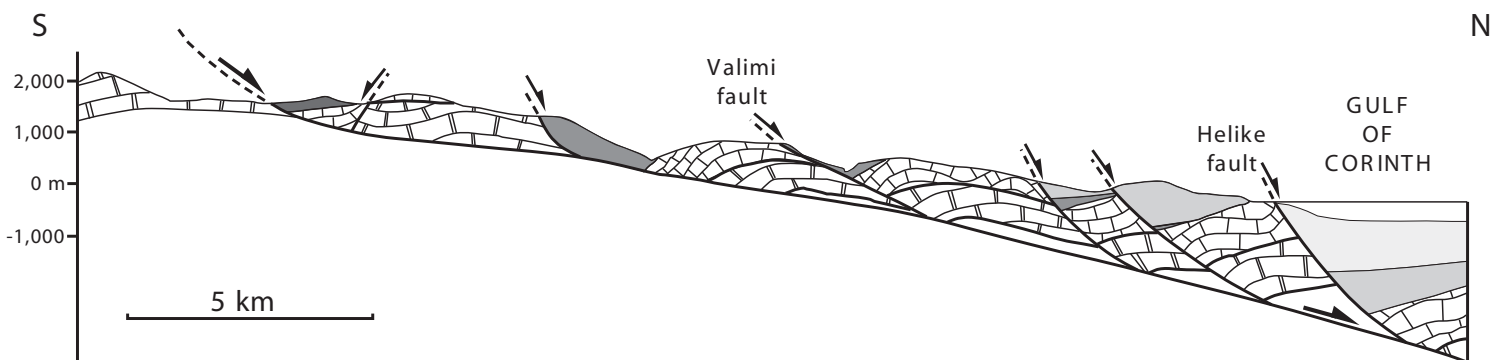


Fig.VI-19. Synthetic cross-section in the Krathis valley (localisation A-B on Fig 1). Same legend as Fig 1.

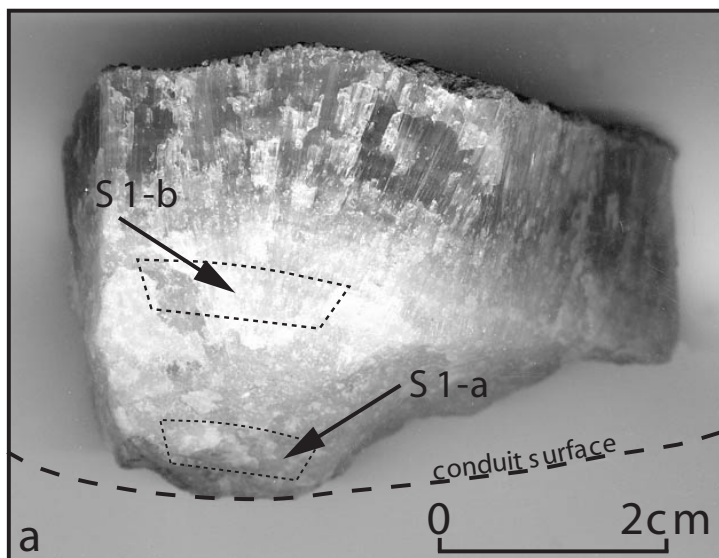
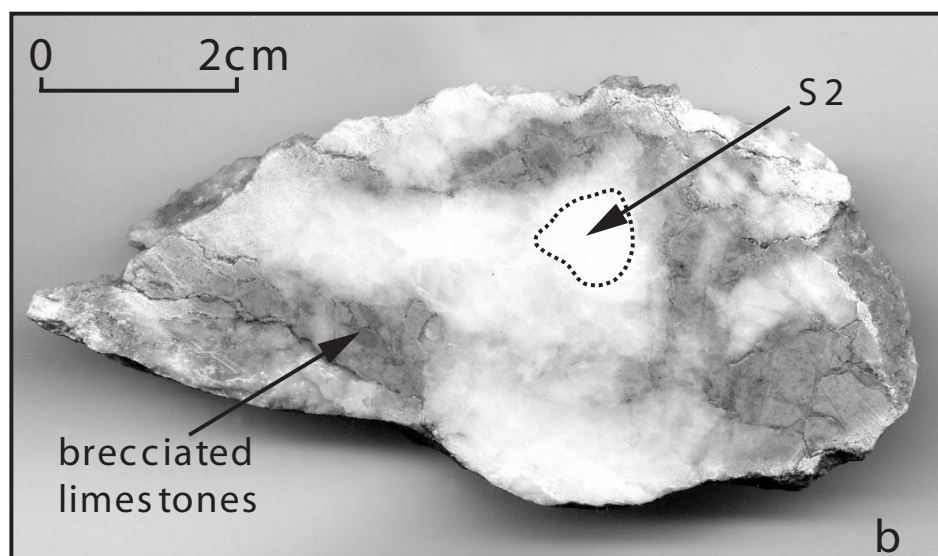


Fig.VI-20. Pictures of the dated samples. **a:** post-tectonic calcite of Xylokastro-Loutro fault. Stalagmite-like elongated calcite crystals perpendicular to the conduit surface. S1-a is close to the wall. Its age should be closer to the fault lock. S1-b is located higher and thus should be younger than S1-a. This is confirmed by U/Th dating. **b:** syntectonic calcite sampled on the Valimi fault. It is mixed with brecciated limestones of the footwall.



Sample	Mass	[U]	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	Age A ⁰	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	Age A ¹	+/-
	g	ppm	activity ratio	activity ratio	kyr	activity ratio	kyr	
S1-a	1.60	0.8869 \pm 0.0006	2.1227 \pm 0.0039	0.6960 \pm 0.0022	112,907	140	112,367	0,412
S1-b	1.57	0.5485 \pm 0.0007	2.1312 \pm 0.0085	0.6788 \pm 0.0052	108,535	208	108,175	0,979
S2	1.80	0.1901 \pm 0.0002	1.0405 \pm 0.0059	0.9839 \pm 0.0105	382,649	126	382,049	0,115

Table 3. TIMS U-Th results and age estimates from calcite samples. A⁰ is the apparent $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ age. Errors are calculated by error propagation and given at 2s level. $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ratios are activity ratios calibrated to HU1 assumed to be at secular equilibrium. Ages A⁰ have been corrected for ^{230}Th -excess due to detrital material mixed with calcite, even if all $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ activity ratios are higher than 100. A¹ are corrected ages, using the hypothesis of an initial $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} = 1$ (Causse and Vincent, 1989). Decay constants used: $\lambda^{230}\text{Th} = 9.1953 \cdot 10^{-6}$, $\lambda^{234}\text{U} = 2.8338 \cdot 10^{-6}$, $\lambda^{238}\text{U} = 1.55125 \cdot 10^{-10}$.

Fluids commonly circulate and calcite crystallises within faults during their activity (syn-tectonic calcite) or after fault death (post-tectonic calcite). Measuring the U/Th isotopes in these calcites may give an age of activity or respectively a minimum age of fault death.

After the separation of U and Th fractions of a sample, isotopic ratios are measured using a Finnigan 262 Thermo-Ionisation Mass Spectrometer (TIMS) in the *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement* of the CEA/CNRS (Gif-sur-Yvette, France). A more detailed description of the analytical process is given in the Annex. Analytical results are presented in Table 1 (**Tableau 3**).

The two sub-samples of post-tectonic calcites from the Xylokastro-Loutro fault (S1-a and S1-b) give homogeneous U contents (0.55–0.89 mg.l⁻¹) and ²³⁴U/²³⁸U activity ratios (2.12–2.13). Respective calculated ages are : 112.4 ± 0.4 kyr and 108.2 ± 1,0 kyr. S1-a is older than S1-b and these ages are consistent with the growing of the calcite (**Fig.VI-20a**). Consistency of these results suggests a geochemical U-Th system remained closed from the time of crystallisation. Therefore, calculated ages may be considered to be of geological significance.

Syn-tectonic calcite from the Valimi fault (S2) yields an age of 382.0 +/- 0.1kyr. In the lack of a second sample, we cannot ascertain that the geochemical system remained closed.

Tectonic implications

Our results indicate that the Xylokastro-Loutro fault is locked since at least 112kyr. This is in agreement with geological and geomorphological observations along this fault. For instance, c.a. 200m above Kamares village, the strandline of the highest marine terrace notches the fault plane and cuts into the footwall limestones. This terrace, which seals the fault activity, is laterally equivalent to one of the stepped terraces east of Xylokastro which is

attributed to the 5.5 isotope stage (125kyr) by Keraudren and Sorel (1987).

Seismology and field observations indicate that normal faults located south of the Xylokastro-Loutro fault are inactive. The recent and active extension across the Corinth rift, at a rate of 1-1,5 cm.yr⁻¹ (Clarke *et al.*, 1998), should therefore be accommodated on a fault located farther north (eventually the offshore eastward prolongation of the Helike fault). This is supported by the uplift of the Kamares and Xylokastro terraces for the last 120kyr at least, during which they are located in the footwall of this active normal fault.

The 382.0 ± 0.1 kyr age obtained on the Valimi fault agrees with the data indicating a Pleistocene age of the Corinth-Patras rift recalled above, rather than with older ages for the initiation of rifting proposed by different authors (e.g. Dufaure, 1975; Ori, 1989, Armijo *et al*, 1996).

Discussion

These results suggest that dating pleistocene faults by TIMS based on the uranium series can be a useful tool in neotectonics, especially in continental environments where paleontological data are lacking. However, care must be taken in dating the activity of a fault using syntectonic calcite: this calcite may have formed at any time between the initiation and the lock of the fault. The throws on the faults of the Corinth-Patras rift can reach 1km or more. Calcite formed early during the fault activity can be destroyed during its later slip. It is more likely that the syntectonic calcite patches samples have formed lately during the fault activity. The age obtained on the Valimi fault may correspond to a late stage in the fault activity. In this case, if we assume that: (1) the 1.5 cm/yr extension rate measured by GPS method (Clarke *et al.*, 1998) has been constant during the rifting, and (2) total horizontal extension calculated from cross-sections on the Valimi fault system is 4km, then the Valimi fault should have initiated 670-700 kyr ago.

The results presented here are preliminary. They must be completed, specially by new dating on the Valimi fault, and by dating of syntectonic calcite on the Xylokastro-Loutro fault. In parallel, microstructural analyses and fluid characterisation are actually performed. Applying this method to several faults of the rift should enable us to precise the real timing in fault migration, and eventually lateral fault propagations, and therefore to better understand the rifting process.

Annex

Samples were combusted at 900°C for 1 hour to oxydise all organic and mineral compounds present in the calcite. Next, the samples were dissolved in HCl (6N) in teflon beakers containing a measured amount of mixed ^{233}U - ^{236}U - ^{229}Th spike already dried. The sample-spike mixture (with a carrier FeCl_3) was left on a hot plate overnight to ensure complete ionic equilibration with the spike solution. Then, coprecipitation with NH_4OH (pH = 7) separates U and Th from most of Ca. The development of the precipitates was ensured overnight. U and Th of these precipitates were separated using Dowex anion exchange resin (IX8) conditioned with HCl 6N. Then, U and Th were purified using Eichrom resins (Uteva and Teva respectively) conditioned by HNO_3 3N. U and Th fractions were loaded onto pre-outgassed single rhenium filaments with graphite coating and the isotope ratios were measured in the spectrometer.

References

Armijo, R., Meyer, B., King, G.C.P., Rigo, A., Papanastassiou, D. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the late Cenozoic evolution of the Aegean, *Geophys. J. Int.*, 126, 11-53, 1996.

Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., England, P., Featherstone, W., Parson, B., Cross, P., Rands, P., Rayson, M., Sellers, P., Ashkenazi, V., Davison, M., Jackson, J., and Ambraseys, N. Geodetic determination of tectonic deformation in central Greece from 1900 to 1988, *Nature*, 350, 124-129, 1991.

Causse, C. and Vincent, J.S. Th/U disequilibrium dating of middle and late Pleistocene wood and

shelf from Banks and Victoria islands, Arctic Canada, *Canadian journal of Earth Sciences*, 26, 2718-2723, 1989.

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. Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989-1997, *Geophys. J. Int.*, 135, 195-214, 1998.

Dufaure, J.J. Le relief du Péloponnèse [thesis], Paris, Université Paris IV, 1422 p., 1975.

Dufaure, J.J. and Zamanis, A. Styles néotectoniques et étagements de niveaux marins sur un segment d'arc insulaire, le Péloponnèse, *Proc. Colloquium on Niveaux marins et tectonique quaternaire dans l'aire méditerranéenne*, CNRS, Univ. Paris I, 1980.

Keraudren, B., and Sorel, D. The terraces of Corinth (Greece) - a detailed record of eustatic sea-level variations during the last 500,000 years, *Marine Geology*, 77, 99-1070, 1987.

Ori, G.G. Geologic history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece, *Geology*, 17, 918-921, 1989.

Ramsey, J.G. and Huber, M.I. in *The techniques of modern structural geology, Strain analysis*, vol.1, Academic Press, London, 1983.

Rigo, A. Etude sismotectonique et géodésique du golfe de Corinthe (Grèce) [thesis], Paris, Paris VII-IPGP, 281 p., 1994.

Sébrier, M. Tectonique récente d'une transversale à l'arc égéen. Le golfe de Corinthe et ses régions périphériques [thesis], Paris, Université Paris XI-Orsay, 137 p., 1977.

Sorel, D. A Pleistocene and still-active detachment fault and the origin of the Corinth - Patras rift, Greece, *Geology*, 28, 83-86, 2000.

6.5.2.2. Les résultats ultérieurs

Suite à l'étude précédente, nous avons entrepris une large série d'échantillonnage et de datation afin de dater de failles à grande échelle. L'ensemble des résultats est synthétisé dans le **Tableau 4** et reporté sur la **figure VI-21**.

Les calcites de première génération

L'ensemble des échantillons présente généralement de très faible teneur en uranium : la plupart d'entre elles sont inférieures à 15ppb, ce qui paraît anormalement faible pour des calcites naturelles (**tableau 2 et Fig.VI-21**). Les rapports $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ sont souvent supérieurs à 1 et les rapports $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ qui sont associés à ces échantillons présentent des valeurs très faibles (<10). Seuls 4 échantillons de calcite de première génération présentent des rapports $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} < 0,15$; tous les autres ont des valeurs $> 0,30$ et certains sont même supérieur à 1.

Les calcites de première génération ont des teneurs en U tellement faibles que le ^{230}Th radiogénique issu de cet uranium est présent en quantité infime et difficilement mesurable, même en spectrométrie de masse. Cette anomalie est sans doute associée à des conditions d'oxydo-réduction particulières dans le milieu de dépôt qui ne seront pas discutées dans le cadre de ce travail.

Par ailleurs, ces calcites sont généralement affectées par une contamination en matériel détritique trop importante pour qu'on soit capable de faire une correction de l'âge. Un excédent de ^{230}Th , issu de la désintégration radioactive du ^{232}Th d'origine détritique et visible par l'augmentation des rapports $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ au dessus de 1, tend à vieillir considérablement les âges calculés à partir de ces mêmes rapports $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$.

Les rapports $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ compris entre 0,3 et 1 témoignent aussi de cette forte contamination détritique. Un pôle détritique peut être caractérisé par des rapports compris entre 0,7 et 1 ; des rapports de l'ordre de 0,3-0,4 n'étant déjà pas communs pour des calcites. Ces échantillons ainsi que ceux marqués par des rapports supérieurs à 1 indiquent : 1) que la contamination détritique masque totalement la signature des carbonates présents dans l'échantillon, ou bien 2) que la calcite de faille a précipité à partir d'un fluide local présent dans la roche encaissante, elle-même altérée et lessivée. En effet, l'altération des roches, tend à conserver le Th (insoluble) et à éliminer l'U (très soluble). C'est ainsi que le rapport $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ augmente de façon sensible pour les roches altérées et que les teneurs en U diminuent.

La solution est probablement intermédiaire. La composition chimique et isotopique de la plupart des calcites de première génération semblerait plutôt proche de celle des calcaires encaissants. Si tel est le cas, le fluide à l'origine de ces calcites de faille ne pourrait avoir qu'une origine très proche, voire locale.

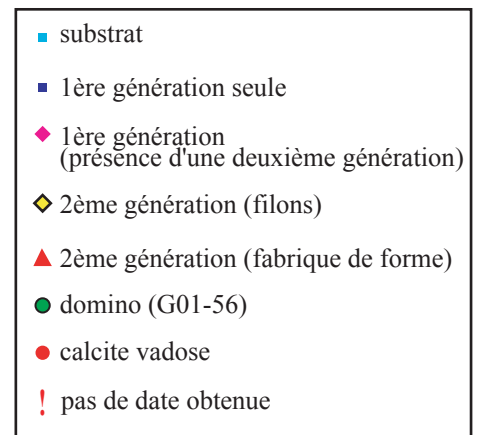
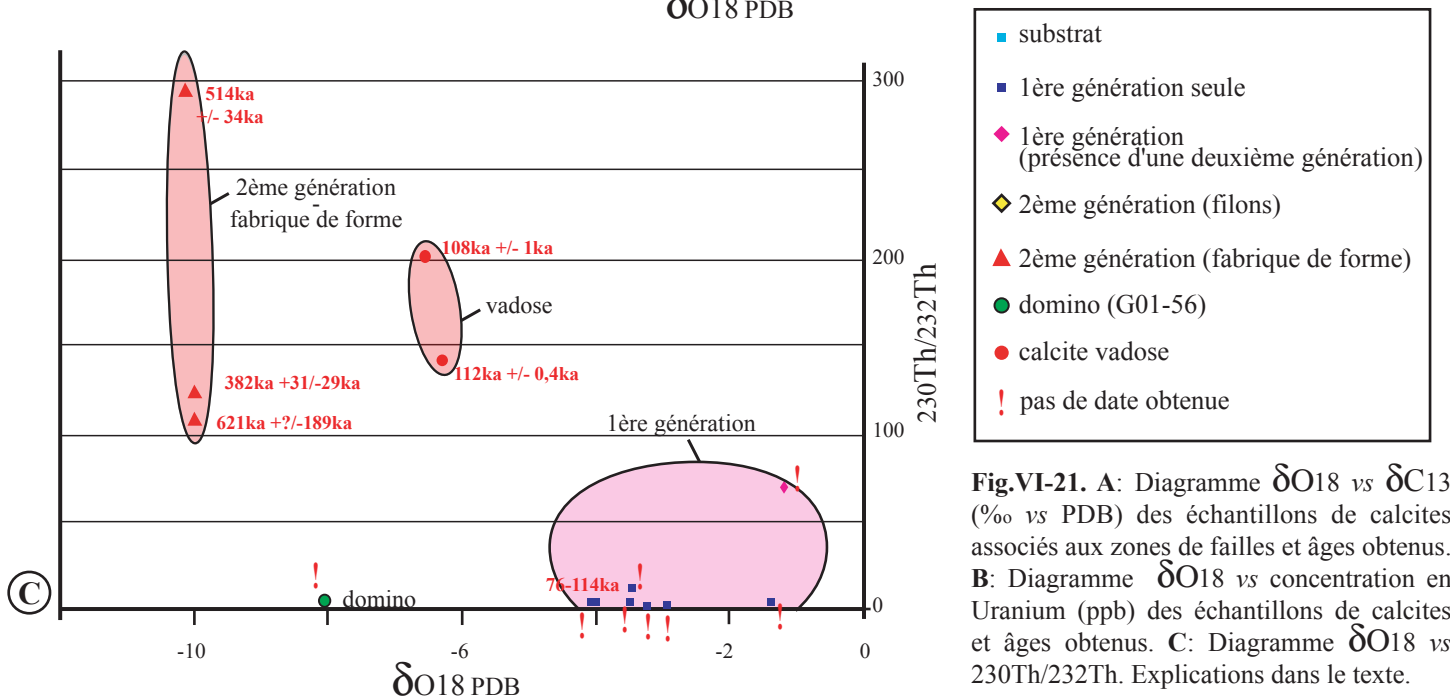
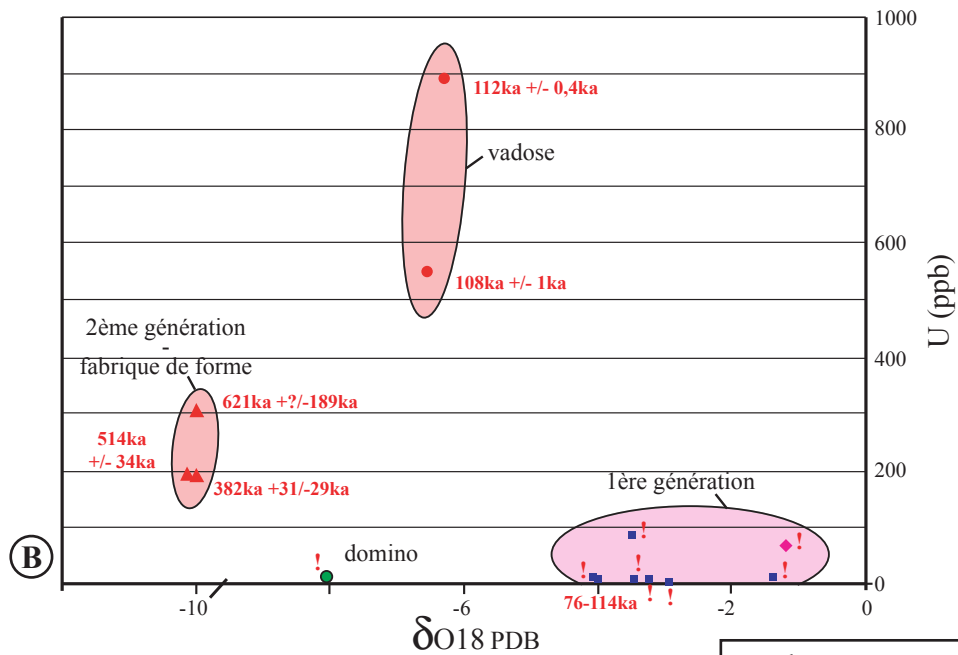
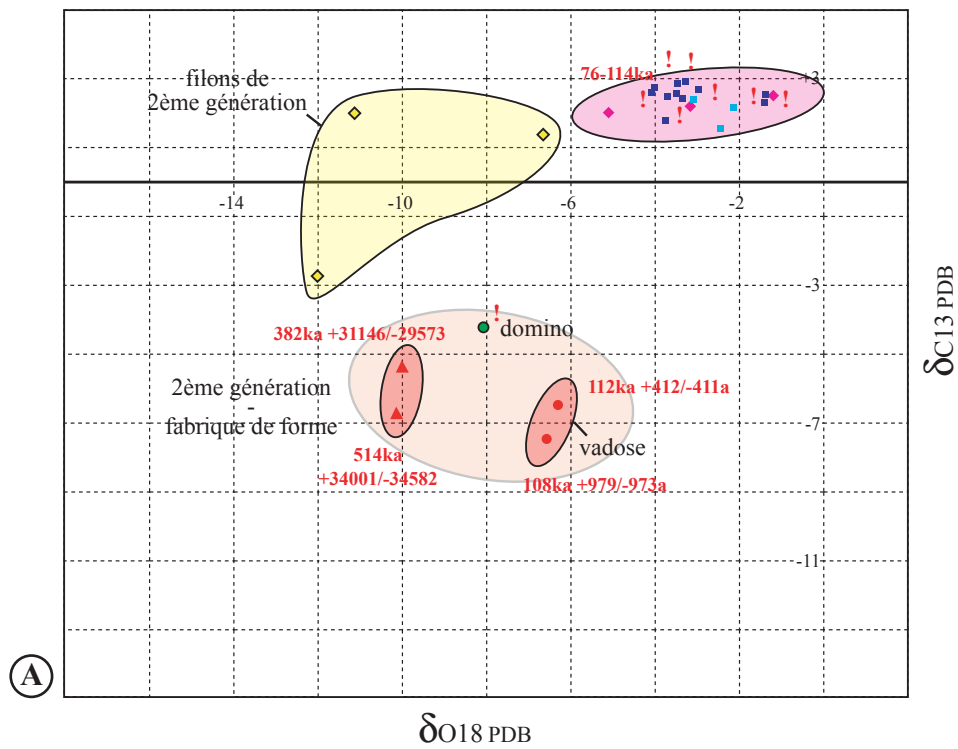


Fig.VI-21. A: Diagramme δO_{18} vs δC_{13} (‰ vs PDB) des échantillons de calcites associés aux zones de failles et âges obtenus. B: Diagramme δO_{18} vs concentration en Uranium (ppb) des échantillons de calcites et âges obtenus. C: Diagramme δO_{18} vs $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$. Explications dans le texte.

échantillon	localisation	U ppb	Th ppb	" +/- "		$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	" +/- "	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	age min ka	age max a
1ère génération											
GR01*.6	Xylokastro	12	8	1,0599	±0,0059	1,0546	±0,0109	0,4100	3	*	*
GR01*.9	Xylokastro	3	5	1,1014	±0,0050	1,1171	±0,0106	1,1460	1	*	*
GR01*.2	Xylokastro	8	19	1,1650	±0,0095	1,3844	±0,0255	1,4790	1	*	*
GR01*.3a	Xylokastro									<i>en cours</i>	
G01.1	Xylokastro	8	8	1,086	±0,009	0,8288	±0,018	0,325	3	76	114
GR01*.4	Pyrgaki	13	5	1,260	±0,010	1,0917	±0,018	0,125	11	*	*
GR01*.16	Axlada	16	20	0,988	±0,008	1,0905	±0,033	0,409	3	*	*
G01.9	Xylokastro	85		1,1096	±0,0093				3	*	*
G01.35	Psathopyrgos	67-64	3	1,038	±0,008	1,0299	±0,015	0,015	70	*	*
G01.2	Xylokastro	10,5	5	1,1930	±0,0090	1,0730	±0,0156	0,305	4	*	*
G01.31	Lakka	126	6	1,0458	±0,0056	1,0121	±0,0083	0,028	38	269	725
G01.45	Pyrgaki	11	50	1,1106	±0,0166	1,4402	±0,0350	2,975	1	*	*
G01.53	Kernitsa	10	15	1,074	±0,006	1,5970	±0,023	0,488	3	*	*
G01.26	Valimi	28	3,7	1,0565	±0,0171	1,0732	±0,0250	0,083	14	*	*
2ème génération - fabrique de forme											
G00.10A	Valimi	190	2,4	1,0405	±0,0059	0,9839	±0,0105	0,008	126	353	414
G00.10B	Valimi	301	4,4	1,0298	±0,0113	1,0089	±0,0132	0,009	113	432	>1Ma
GR01*.10	Xylokastro	197	1	1,0606	±0,0026	1,0140	±0,0037	0,004	288	480	548
2ème génération - dominos											
G01.56	Vela	10	4	1,133	±0,008	1,1302	±0,019	0,139	9	*	*
calcite vadose											
G00,1A	Xylokastro	887	14	2,1227	±0,0039	0,6960	±0,0022	0,011	141	112,9	112,5
G00,1B	Xylokastro	549	6	2,1312	±0,0085	0,6788	±0,0052	0,007	208	108,5	107,5

Tableau.4. Tableau récapitulatif des échantillons datés et des résultats obtenus

Celui-ci pourrait être issu directement de la roche encaissante (par dissolution ou décompression dans la zone de faille au moment du jeu tectonique), la migration de ce fluide étant très limitée dans l'espace. La précipitation serait immédiate, empêchant la remise à zéro du chronomètre U/Th (qui nécessite la précipitation d'un fluide ne contenant que de l'U et pas Th) et entraînant en même temps une forte charge détritique contaminante.

Pour toutes ces raisons, les calcites de première génération ne fournissent généralement pas d'âge, exceptés les échantillons G01-1 et G01.31. L'obtention d'un âge pour l'échantillon G01-31 peut s'expliquer par sa teneur en uranium largement supérieure à celle classiquement constatée pour les calcites de première génération et d'une contamination détritique moins importante ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}=38$).

Les calcites de seconde génération présentant une fabrique de forme

Deux sous-échantillons d'une calcite de la faille de Valimi (GOO.10A et GOO.10B) présentent des rapports $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ et $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ comparables (**tableau 2**). Les rapports $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ sont élevés (> 110) et les rapports $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ sont proches de 0 (un rapport $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ nul indique que l'échantillon est constitué de calcite pure tandis qu'un rapport de 0,7 à 1 indique une forte contribution détritique). Les teneurs en U restent importantes (190 à 300 ppb). Ces échantillons ont donné des âges compris entre 353 et 414 ka pour le premier et 432 ka et > 1 Ma pour le second (**Fig.VI-21**).

L'échantillon Gr01*.10 (faille de Xylokastro) a quant à lui donné un âge de 480-548 ka. Le rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ est élevé, indiquant l'absence de contamination détritique.

Le domino de calcite

Le rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}=9$ indique que l'échantillon G01-56 a subi une importante contamination détritique. De plus, sa teneur en U est très faible (U=10ppb). En raison de ces deux paramètres, cet échantillon n'a pas pu être daté (**Fig.VI-21**).

Les calcites vadoses

L'échantillon G00-1 a été daté à deux reprises (article#2). Les deux sous-échantillons présentent des rapports $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ et $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ comparables (**tableau 2**), ce qui indique un système fermé depuis sa cristallisation. Les rapports $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ sont élevés (>140), témoignant d'une absence de contamination détritique et les teneurs en U sont les plus importantes de toute la série des échantillons ($>500\text{ppb}$) (**Fig.VI-21**).

Les âges calculés sont stratigraphiquement cohérents : 113-112,5 ka à proximité de l'éponte du conduit et 108-107,5 ka dans le centre du conduit.

Synthèse des datations U/Th

L'ensemble de ces résultats indique que la possibilité de dater un échantillon dépend du type de calcite analysé (**Fig.VI-21A**). Deux paramètres essentiels influent sur le résultat obtenu : la teneur en uranium [U] et la contamination détritique ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$).

Toutes les calcites qui n'ont pas pu être datées correspondent à des teneurs en uranium inférieures à 100ppb (excepté l'échantillon G01-1) (**Fig.VI-21B**) et des rapports $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} < 100$ (excepté G01-1 et G01-31) (**Fig.VI-21C**). Ces caractéristiques correspondent aux calcites de première génération. Les deux exceptions citées ont donné des âges dont les incertitudes sont importantes.

A l'opposé, toutes les calcites qui ont donné un âge présentent des teneurs en uranium supérieures à 190ppb et des rapports $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} > 100$. Ces calcites correspondent à la seconde génération présentant une fabrique de forme et aux calcites vadoses (**Fig.VI-21B et C**).

Il existe cependant une exception. L'échantillon G01-56, bien qu'attribué à une seconde génération de calcite d'après ses compositions isotopiques (**Fig.VI-15A et Fig.VI-21A**), présente toutes les caractéristiques des calcites de première génération (faible teneur en uranium et importante contamination détritique ne permettant pas de datation) (**Fig.VI-21B et C**). A ce stade de l'étude, je n'ai aucune donnée pour discuter ce résultat.

6.5.2.3. Interprétation des résultats

Echantillons G00-10A et G00-10B – faille de Valimi

Lors de l'étude structurale et de l'estimation de l'âge de la faille de Valimi à partir de l'extension horizontale cumulée, nous avons proposé que cette faille a été active entre 1,1Ma et 500ka selon le taux d'extension considéré (§ 4.3.2 et **Planche 2**). La fin de l'activité de la faille de Valimi, liée à l'initiation de la faille de Kernitsa, est marquée par l'émergence du bassin de Valimi et par le dépôt des conglomérats régressifs du Prioni. A partir des taux de surrection, cette surface est datée à 525ka (§ 4.2.3).

La calcite datée correspond à une calcite de seconde génération présentant une fabrique de forme. Cette calcite serait donc tardive dans l'histoire de la faille.

Analysé deux fois, l'échantillon a donné des âges U/Th de 353-414 ka (article#2) et de 432- >1Ma. Cet âge est donc inférieur à l'estimation de l'âge de la faille de Valimi que l'on a pu proposer. Cependant, il est possible que lors de l'initiation de la faille de Kernitsa plus au nord, marquée par l'émergence du Prioni, la faille de Valimi soit restée faiblement active un certain temps pour permettre la cristallisation

des calcites de seconde génération. Le jeu majeur sur la faille doit se faire antérieurement et être responsable de la cristallisation des calcites de première génération.

Echantillon G01-31 - faille de Lakka

A partir de l'extension horizontale cumulée, la faille de Lakka a pu être active entre 800ka et 200ka (§ 4.3.2 ; noté 0,3-0,7Ma sur la planche 2). La fin de l'activité de la faille de Lakka, en relation avec l'initiation de la faille de Psathopyrgos, est marquée par l'émergence de son bassin et par la formation de la surface régressive d'Arravonitsa datée vers 200ka.

La calcite datée correspond à une calcite de première génération, probablement précoce dans l'histoire de la faille (§ 6.3.2). Après analyse, cette calcite a donné un âge de 269-725ka.

Ce résultat est en accord avec l'âge estimé par l'extension horizontale cumulée. Il renforce les résultats préliminaires (article#2) et, malgré une incertitude très grande (~400ka), semble confirmer la validité de l'application de la méthode U/Th sur des calcites de failles.

Echantillon G00-1 – faille de Xylokastro (article#2)

En rive droite de la Fonissa, la faille de Xylokastro est scellée par une terrasse marine attribuée au stade isotopique 5.5 (125ka), par corrélation avec celles de Xylokastro (Keraudren et Sorel, 1987). En rive gauche, la surface d'Ellinikon dont l'âge est estimé à 330ka, indique son émergence depuis cette période, en relation probable avec l'initiation d'une faille plus au nord.

La calcite datée est une calcite vadose qui cristallise dans un conduit karstique (**Fig.VI-13**). Ce conduit dissout le miroir de la faille et n'est pas déformé, démontrant sa postériorité à l'activité de la faille.

Le premier échantillon G00-1, prélevé à proximité de l'éponte, a donné un âge de 113-112,5ka. Le second échantillon, prélevé près du centre du conduit, a donné un âge de 108,5-107,5ka. Ces résultats sont en accord avec le sens de la croissance de la calcite.

Ces âges indiquent que la faille de Xylokastro n'est plus active depuis au moins 113ka. Ce résultat est en accord avec le scellement de la faille par une terrasse marine datée à 125ka (**Fig.VI-7**).

Echantillon Gr01*.10 – faille de Xylokastro

La calcite datée est une calcite de seconde génération présentant une fabrique de forme. Cette calcite a donné un âge de 480-548ka. Ce résultat est en accord avec la période d'activité de 800-300ka estimée à partir des taux de surrection et de l'extension horizontale cumulée.

Echantillon G01-1 – faille de Xylokastro

La calcite datée est une calcite de première génération qui a donné un âge de 76-114ka. Ce résultat est différent de tous les autres. Ce segment de faille est scellé par une terrasse marine attribuée au stade isotopique 5.5 (125ka). L'échantillon G00-1 indique que la faille est inactive depuis au moins 113ka et la

surface d'Ellinikon indique que les séries synrift émergent depuis 330ka. Cependant ce résultat est à considérer avec beaucoup de précaution car cet échantillon présente une teneur en uranium très faible ([U]=3ppb) et une contamination détritique très importante ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}=8$). Tous les échantillons présentant ces caractéristiques n'ont pas pu être datés.

6.5.3. Discussion sur la méthode appliquée à la datation des failles et perspectives

Une des limites à la datation des calcites de faille a été la contamination en matériel d'origine détritique. La quantité de ^{230}Th d'un échantillon peut provenir 1) de la désintégration radioactive de ^{234}U (fraction authigénique), 2) de la désintégration radioactive du ^{232}Th dont l'origine est détritique (fraction détritique).

Un des indices d'une contamination détritique importante est le rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$. Des rapports $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} > 100$ témoignent d'une contamination détritique négligeable ou nulle. Pour des rapports $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ compris entre 10 et 100, on apporte une correction à l'âge calculé, en partant de l'hypothèse que le rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ de la fraction détritique est égale à 1 (Gaven, 1975 ; Causse et Vincent, 1989 ; Gill *et al.*, 1992).

Pour des rapports $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} < 10$, on peut utiliser la méthode des isochrones (Kaufman et Broecker, 1965 ; Rosholt, 1976 ; Hillaire-Marcel et Causse, 1989 ; Labonne *et al.*, 2002). Cette méthode nécessite d'analyser au moins trois sous-échantillons d'un même échantillon. Elle permet de déterminer les rapports $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ et $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ de la fraction authigénique à partir des isochrones : $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ vs $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$ vs $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$. Lorsque les échantillons présentent des rapports $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ proches de 1 (ce qui est le cas pour nos échantillons), l'intercept entre la ligne de régression des échantillons et la ligne $X = Y$ donne une bonne estimation du rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ du pôle détritique.

L'application de la méthode aux calcites de première génération généralement trop riches en matériel détritique pourrait être envisagée. Dans un premier temps, cette approche pourrait être tentée sur quelques échantillons soigneusement choisis. Par ailleurs, ils devront présenter les teneurs en U les plus fortes pour ce type de calcite et être suffisamment gros pour permettre un sous-échantillonnage homogène. Je propose l'échantillon G01.35 ([U]=67ppb et $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}=70$) prélevé sur la faille de Psathopyrgos et l'échantillon G01.26 ([U]=28ppb et $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}=14$) prélevé sur la faille de Valimi. Ce deuxième échantillon permettrait une comparaison directe avec les résultats obtenus sur les calcites de seconde génération présentant une fabrique de forme.

Les résultats publiés (Flotté *et al.*, 2001) et ceux qui ont suivi semblent montrer la validité de la datation U/Th sur les calcites de failles. Les calcites de seconde génération présentant une fabrique de forme et les

calcites vadoses ont systématiquement donné un résultat. Par contre les essais sur les calcites de première génération se sont soldés par un échec en raison des trop faibles teneurs en uranium (<70ppb) et d'une importante contamination détritique ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}<20$). Seul l'échantillon G01-31 fait exception en raison de sa teneur en uranium plus importante ([U]=126ppb) et d'une contamination moins importante ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}=38$). La méthode de datation U/Th semble donc pouvoir s'appliquer pour tout type de calcite dont [U]>100ppb et $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}>30$.

L'application de la méthode serait plus productive si on pouvait estimer ces deux paramètres avant d'appliquer le protocole expérimental de préparation des calcites qui nécessite plus d'une semaine pour chaque échantillon.

L'ensemble de ces travaux montre la validité de la méthode U/Th pour la datation des failles normales quaternaires en domaine carbonaté. Si au cours du protocole expérimental on arrive à s'affranchir des problèmes liés à l'extraction des calcites et aux faibles teneurs en uranium, la méthode U/Th pourrait permettre d'accéder à une bonne compréhension de l'évolution des systèmes de failles du rift de Corinthe (mais aussi d'autres systèmes de rifts récents) et éventuellement à une caractérisation de la propagation latérale de ces failles. En contexte continental, cette méthode peut s'avérer être un outil puissant.

SYNTHESE ET CONCLUSIONS

LE STYLE STRUCTURAL DU RIFTING DU GOLFE DE CORINTHE

Ce travail permet de proposer un nouveau modèle tectonique d'ouverture du rift de Corinthe-Patras sur un détachement à faible pendage vers le nord. La cartographie et l'étude structurale régionale confirment l'existence de ce détachement quaternaire qui traverse le nord du Péloponnèse du golfe de Patras au golfe Saronique sur plus de 150km de long et que Dufaure (1975) avait mis en évidence en tant que structure bordière du rift. Il s'agit d'un détachement dont la partie à terre est aujourd'hui inactive, avec un pendage actuel à l'émergence d'environ 30-35°N et s'aplatissant vers le nord jusqu'à 0-10°N et puis augmentant progressivement de pendage sous le golfe. Le premier jeu de cette partie superficielle est cassant et varie de 6,5km sous le massif du Ziria à 4-5km sous le massif du Chelmos. D'autres failles normales, à plus fort pendage nord, affectent le toit du détachement et se branchent dessus. Le raccord de ces failles à jeu souvent kilométrique sur le détachement entraîne une déformation en rollover de leur toit et la disposition en éventail des dépôts syntectoniques. La somme des rejets horizontaux sur ces failles indique une extension horizontale totale sur le détachement d'une quinzaine de kilomètres au niveau d'Aigion.

Au niveau du golfe de Corinthe, la restauration en profondeur de détachement et son pendage suggèrent qu'il se prolonge sous le golfe dans la zone d'activité sismique à faible pendage vers le nord mise en évidence par les études sismologiques vers 8-10km de profondeur (Bernard *et al.*, 1997 ; Hatzfeld *et al.*, 1996 ; Rigo *et al.*, 1996 ; Rietbrock *et al.*, 1996) et qui contient les foyers des forts séismes de Galaxidi (1992) et d'Aigion (1995). A l'échelle crustale, la gravimétrie (Tibéri, 1999) suggèrent que le détachement atteint le Moho et semble le décaler vers 30km de profondeur sous la Grèce continentale, à 60km au nord de son émergence.

Au nord des failles normales aujourd'hui inactives du N-Péloponnèse (Sella, Lakka, Pyrgaki...), les failles actives de Psathopyrgos, Aigion et Héliké sont celles qui transfèrent actuellement en surface le jeu du détachement toujours actif sous le golfe de Corinthe.

Le fait que les failles normales méridionales soient inactives et que les failles normales actives soient situées le long de la côte actuelle du golfe a suggéré que le rift de Corinthe se soit formé en deux étapes (e.g. Ori, 1989). Mais les dépôts synrift ne présentent aucune discontinuité majeure. De même, les cannelures et stries de l'émergence du détachement et des divers systèmes de failles normales indiquent une permanence de la direction d'extension N/S qui est encore celle indiquée par les mécanismes au foyer des séismes et les mesures géodésiques. Cette continuité de l'évolution tectonique et sédimentaire

du rift et sa migration vers le nord s'expliquent mieux par un modèle simple d'évolution sur le détachement :

Le « bourrelet corinthien » de Dufaure (1975) est un soulèvement du N-Péloponnèse associé géographiquement au jeu du détachement. Modeste au sud du golfe de Patras, le soulèvement augmente rapidement dans les massifs de l'Erymanthe, du Chelmos, du Ziria, de l'Oligirtos et du Mégalovouni près de Némée. Il décroît dans le nord de l'Argolide et disparaît dans le golfe Saronique. Le soulèvement résulterait du réajustement isostatique au-dessus du détachement.

Ce soulèvement est accompagné d'un basculement régional vers le sud (épaulement du rift), variant de 10-15° aux extrémités et atteignant 20-25° dans la zone centrale du détachement. Ce basculement a provoqué l'inversion vers le sud de certains cours d'eau qui coulaient initialement vers le nord.

L'échelle de ce soulèvement et de ce basculement associé est comparable aux épaulements de rifts ou de marges passives.

L'épaulement progressif a diminué le pendage du détachement et conduit à son blocage. Ainsi l'émergence du détachement s'est progressivement transférée vers le nord formant les différents systèmes de failles actives et abandonnant ceux situés plus au sud et progressivement soulevés.

Un second phénomène de surrection se surimpose à cet épaulement progressif. Indépendant de la tectonique quaternaire, ce phénomène est responsable d'une augmentation des taux de surrection d'est en ouest. Il semble être relié à la formation de la racine de la chaîne des Hellénides par sous-placage de matériel entraîné dans la subduction égéenne et à sa compensation isostatique. Ce mécanisme explique que l'érosion est plus importante dans l'ouest du N-Péloponnèse et que le golfe est moins profond vers l'ouest.

Le mécanisme de formation du rift de Corinthe-Patras au-dessus d'un détachement de direction N110-120° et de pendage 30-35°N émergeant dans le N-Péloponnèse et encore actif sous le golfe explique les principaux caractères structuraux, morphologiques et géophysiques de cette région :

- La dissymétrie des paysages, des structures tectoniques et des bassins sédimentaires
- La formation d'une bande de reliefs soulevés N110-120° et basculés vers le sud correspondant à l'épaulement du rift
- La migration vers le nord de cette zone soulevée. Elle correspond à l'augmentation de l'extension et au déplacement relatif du toit du détachement vers le nord
- La migration des failles normales vers le nord et des bassins synrift associés
- La zone d'activité sismique à faible pendage vers le nord sous le golfe correspondrait à la partie active du détachement

Le rift de Corinthe-Patras est le dernier segment du grand système de failles qui s'est propagé de la collision Arabie-Eurasie à l'est, au front de l'arc égéen à l'ouest dans la zone de transition entre la collision continentale adriatique au nord et la zone de subduction océanique de l'arc égéen au sud. La propagation de cette limite nord du domaine anatolien égéen aurait débuté au Miocène dans sa partie orientale (e.g. Le Pichon et Angelier, 1981) et aurait atteint la Mer Egée durant le Pliocène inférieur (Barka et Hancock, 1984 ; Armijo *et al.*, 1999). La dernière étape de sa propagation vers le front de l'arc égéen se serait faite vers 1,7-1Ma dans le rift de Corinthe-Patras, qui rejoint la faille senestre de Katouna et la faille de Céphalonie initiée il y a environ 1-1,5Ma. Elle pourrait être due à une importante modification du régime des contraintes dans l'arc égéen qui peut s'expliquer par la rupture de la lithosphère plongeant sous l'arc (Sorel et al., 1988) visualisée par tomographie sismique (Spakman, 1988).

Le diachronisme apparent de l'ouverture du rift de Corinthe-Patras serait le témoin de l'initiation de l'ouverture en terminaison de la faille Nord-Anatolienne.

EVOLUTION DE LA MARGE SUD DU GOLFE DE CORINTHE

Au sud du golfe de Corinthe, l'émergence du détachement est scellée par des brèches et par des glissements de terrain de grande amplitude. La mise en place de ces ensembles impliquent des conditions climatiques froides qui sont attribuées à la première grande crise climatique froide du Quaternaire (Dufaure, 1975), survenue il y a environ 900ka (stade isotopique 22). L'émergence du détachement serait donc inactive depuis 900ka (**Planche 2**).

L'extension se déplace alors plus au nord sur le système des failles de Kerpini-Tsivlos-Valimi qui est actif entre 1,1Ma et 500ka approximativement. Le sommet de la série associée est formé d'épandages conglomératiques régressifs ou de deltas qui émergent il y a environ 625ka (Kolokidolakkos) dans le toit de la faille de Tsivlos et 525-540ka (Prioni et Evrostina) dans le toit de la faille de Valimi (**Planche 2**). L'émergence marque la fin progressive de ce système de failles qui est relayé au nord par le système des failles de Pyrgaki-Kernitsa. On observe une migration de l'activité des failles du bloc supérieur du détachement vers le nord.

Le système des failles de Pyrgaki-Kernitsa s'initie il y a environ 700-500ka est resté actif jusqu'à environ 300ka (**Planche 2**). Le sommet de la série associée est formé de grands deltas (faciès grossiers) qui doivent être le témoin d'une succession de période climatique froide (fin du Mindel). Vers 350-300ka, ces formations émergent progressivement en relation avec l'initiation du système des failles de Lakka-Héliké.

Au NW du Péloponnèse, le système des failles de Psathopyrgos-Aigion s'est initié à l'ouest il y a environ 200ka.

Depuis l'initiation du détachement, il y a environ 1,5Ma, la marge sud du golfe de Corinthe est le lieu d'une migration progressive de l'activité des failles vers le nord, en relation avec les blocages successifs du détachement en profondeur liés à son aplatissement progressif (**Planche 2**). Chaque système faillé est actif durant une période de 250-400ka.

EVOLUTION DU GOLFE DE PATRAS

Le détachement du golfe de Patras se situe dans le prolongement du détachement de la marge sud du golfe de Corinthe. Cependant, contrairement à ce dernier qui est scellé depuis 900ka au sud du golfe de Corinthe, le détachement du golfe de Patras est toujours actif. Formant initialement un proto-rift continu jusqu'à 900ka, les deux golfes ont ensuite évolué différemment. Vers 900ka, le blocage de l'émergence du détachement sur la faille de l'Erymanthe et la migration progressive du rift de Corinthe vers le nord entraînent la formation d'une grande faille décrochante dextre (faille de transfert W-Panachaïkon) qui transfère l'extension du golfe de Patras vers celle du golfe de Corinthe et rejoint la faille de Sella active depuis au moins 700ka (**Planche 2**). Dans le golfe de Corinthe, les failles de Pyrgaki-Kernitsa se branchent sur une faille décrochante senestre (faille de transfert E-Panachaïkon) qui transfère l'extension sur la faille de Sella (**Planche 2**). Plus récemment, l'extension accommodée sur la faille de transfert W-Panachaïkon a été relayée sur la faille de transfert Rion-Patras active depuis environ 200ka (**Planche 2**). Cette faille se connecte au nord sur la faille active de Psathopyrgos (la faille de Sella est alors inactive).

La localisation des failles de transfert serait en relation avec la zone frontale des écaïlles du Pinde qui semble se comporter comme un secteur où le détachement se bloque précocement.

Cette évolution différentielle depuis 900ka du proto-rift de Corinthe-Patras est responsable du décalage de 25km des axes des deux golfes que l'on observe actuellement.

L'ETUDE DES ZONES DE FAILLES

L'étude microstructurale des minéralisations de calcite dans les zones de failles de la marge sud du golfe de Corinthe a mis en évidence l'existence de deux générations de calcite. La première génération s'est formée précocement dans l'histoire des failles, à partir d'une eau de formation ayant cristallisé à une profondeur supérieure à 1200m. Les secondes générations (en filons et à fabrique de forme) sont par contre tardives dans l'histoire des failles. Les résultats montrent qu'elles se sont formées à une profondeur comprise entre 500 et 1000m à partir d'un fluide d'origine météorique. Ces différences de profondeur montrent qu'un système faillé ayant une durée d'activité de 250-400ka peut subir une surrection pouvant atteindre 700m, soit un taux de surrection de 1,7 à 2,8mm/a. Ce taux est comparable au taux de surrection actuel estimé sur la côte nord du Péloponnèse.

Les datations effectuées sur les différentes générations de calcite contenues dans les zones de failles récentes du golfe de Corinthe (et donc susceptibles d'être datées par la méthode U/Th) ont donné peu de résultats. Cependant elles montrent la validité de cette méthode quand le matériel daté s'y prête : les calcites de première génération ont des teneurs trop faibles en uranium et une contamination détritique très importante tandis que les calcites de seconde génération ont quasiment systématiquement donné des résultats. Les datations obtenues sur le secteur d'étude s'intègrent assez bien dans le schéma de l'évolution temporelle du rift proposé à partir des taux de surrection et de l'extrapolation des vitesses d'ouverture actuelles sur l'ensemble de la structure. L'application de la méthode U/Th à la datation des calcites de failles quaternaires en domaine continental où les sédiments ne peuvent pas être datés paléontologiquement peut devenir un outil puissant si on arrive à s'affranchir des problèmes liés à l'extraction (problème de la quantité d'échantillon disponible) et à la préparation des échantillons (problème des faibles teneurs en uranium et des contaminations détritiques), ainsi qu'après une bonne analyse à l'échelle mésoscopique et microscopique des zones de failles.

L'utilisation conjointe de ces différentes méthodes permet de proposer un modèle d'évolution temporelle du rift. Ces trois méthodes aboutissent à des résultats semblables, validant chacune des méthodes indépendamment l'une de l'autre. Ce type d'approche a été appliqué à la marge sud du rift de Corinthe-Patras mais devrait pouvoir s'appliquer à d'autres systèmes de rifts, en Grèce ou ailleurs.

L'ensemble de ces résultats n'aurait pas pu aboutir sans une approche pluri-disciplinaire qui a permis de proposer un modèle tectono-sédimentaire d'évolution spatio-temporelle assez précis.

ANNEXE A

Les données présentées sont issues de la compilation publiée par Friedman et O'Neil (1977)

Coefficient de fractionnement isotopique et rapport isotopique

En pratique en géochimie, la connaissance de la différence des rapports isotopiques absolus entre deux substances est suffisante. De plus, ces différences sont beaucoup plus simples à mesurer que les rapports absolus. En conséquence, cette différence, ou δ , est communément utilisée en Sciences de la Terre pour reporter les abondances isotopiques ainsi que leurs variations. Si le rapport absolu du standard est connu, alors le rapport absolu de l'échantillon peut être aisément calculé. δ est défini par :

$$\delta = \left(\frac{R_x - R_{std}}{R_{std}} \right) 10^3 \quad (1)$$

Où $R_x = (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_x$, $(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_x$ et R_{std} , le rapport du standard

Important : le rapport R est toujours écrit comme étant le rapport de l'isotope lourd sur l'isotope léger. La valeur δ représente donc la différence du rapport isotopique entre un échantillon et un standard et il est exprimé en 'pour mille' (‰).

Donc pour exemple, et selon cette définition, un échantillon dont $\delta^{18}\text{O} = +10\text{‰}$ est enrichi en ^{18}O de 10‰. Inversement, des valeurs négatives pour ce même rapport isotopique indiquent que l'échantillon est appauvri en ^{18}O .

Les isotopes d'un même élément, de part leurs masses atomiques différentes, se comportent de manières distinctes lors de phénomènes chimiques ou physiques tels que l'évaporation, la fusion, la condensation, la cristallisation ou la diffusion. Il en résulte un **fractionnement** entre deux espèces A et B, tel que α (**coefficient de fractionnement isotopique**) :

$$\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B} \quad (2)$$

En terme de quantités mesurées en laboratoire, en combinant (1) et (2) cette expression devient :

$$\alpha_{A-B} = \frac{1000 + \delta_A}{1000 + \delta_B} \quad (3)$$

Typiquement, les valeurs de α sont très proches de l'unité, de la forme 1.00X. Communément, le fractionnement isotopique est toujours discuté en fonction de cette valeur X, exprimée en ‰. Pour exemple, le facteur de fractionnement isotopique α de l'¹⁸O entre l'eau liquide et l'eau vapeur à 50°C est 1.00741. On dit alors classiquement qu'à 50°C, le **fractionnement isotopique** H₂O(liquide)-H₂O(gaz) est de 7.41‰, ou en d'autres termes que H₂O(liquide) est enrichie en ¹⁸O de 7.41‰ par rapport à H₂O(gaz).

Mathématiquement cette relation peut s'écrire :

$$10^3 \ln(1.00X) \approx X \quad (4)$$

Pour l'exemple de ¹⁸O mentionné ci-dessus où le coefficient de fractionnement isotopique $\alpha=1.00741$, le fractionnement isotopique équivaut à $103 \ln \alpha = 7.41‰$

Cette valeur mathématique est donc une excellente approximation du fractionnement isotopique d'un

$$\Delta_{A-B} = \delta_A - \delta_B \approx 10^3 \ln \alpha_{A-B} \quad (5)$$

élément entre deux composés, exprimé en ‰ ; valeur qui peut aussi se définir comme l'écart entre les compositions isotopiques des composés A et B :

α étant corrélé à la température, on utilise la relation suivante pour quantifier le fractionnement à

$$10^3 \ln \alpha_{A-B} = a + b \cdot T^{-1} + c \cdot T^{-2} \quad (6)$$

l'équilibre :

où T est la température et a, b et c les constantes spécifiques à chaque système étudié.

Les standards internationaux

Standards de l'oxygène

Il y a deux standards internationalement reconnus pour exprimer les variations des rapports isotopiques de l'oxygène : PDB (Peedee belemnite) et SMOW (Standard Mean Ocean Water).

Le standard PDB est habituellement utilisé pour l'étude des paléotempératures des océans, étude pour laquelle les coquilles sont généralement analysées. Ce standard est un échantillon de rostre de bélemnite

en provenance de la formation Peedee en Caroline du Nord (USA) daté du Crétacé supérieur et réputé représentatif d'un carbonate marin typique.

Le standard SMOW était originellement conçu comme représentatif d'une composition isotopique moyenne en oxygène et en hydrogène de l'eau océanique (par cette définition, actuellement dans l'océan, $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}=0\text{‰}$ et $\delta^2\text{H}_{(\text{SMOW})}=0\text{‰}$). Ce standard est traditionnellement utilisé pour étudié tous les phénomènes de transfert de l'eau dans l'hydrosphère.

Ces deux standards diffèrent de part leur utilisation mais comme il s'agit de références, il existe une équation permettant de changer de référentiel (Coplen *et al.*, 1983) :

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{smow}}=1.03091 \delta^{18}\text{O}_{\text{pdb}}+30.91 \quad (7)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{pdb}}=0.97002 \delta^{18}\text{O}_{\text{smow}}-29.98 \quad (8)$$

Standard du carbone

Il y a moins de problème avec le standard utilisé par les laboratoires pour homogénéiser les résultats puisque le standard internationalement reconnu est le PDB déjà décrit ci-dessus.

Les variations de composition isotopique de l'oxygène dans les carbonates

La composition isotopique d'une calcite qui cristallise à partir d'une eau est dépendante de la composition isotopique initiale de cette eau et de sa température de cristallisation (Epstein *et al.*, 1953).

Si l'eau d'origine est une eau météorique, sa composition isotopique sera elle-même dépendante de la température de formation des pluies selon le coefficient de fractionnement isotopique entre la phase liquide et la phase vapeur ($\alpha_{\text{H}_2\text{O}_{\text{liquide}}-\text{H}_2\text{O}_{\text{vapeur}}}$) régit par l'équation suivante (Majoube, 1971) :

$$10^3 \ln \alpha_{(\text{H}_2\text{O}_{\text{liquide}}-\text{H}_2\text{O}_{\text{vapeur}})} = \frac{1137.10^3}{T_K^2} - \frac{415,6}{T_K} - 2.0667$$

Avec T_K =température en °K. Pour une température de 25°C, le fractionnement isotopique $\Delta(\text{H}_2\text{O}_{\text{liquide}}-\text{H}_2\text{O}_{\text{vapeur}}) = \delta_{\text{H}_2\text{O}_{\text{liquide}}} - \delta_{\text{H}_2\text{O}_{\text{vapeur}}} = 9.3\text{‰}$, c'est à dire que la phase liquide est enrichie de 9.3‰ par rapport à la phase gazeuse.

La composition isotopique des eaux météoriques sera donc fonction (Dansgaard, 1964) :

- de la latitude, sachant que les teneurs en ^{18}O sont plus élevées aux basses latitudes
- de l'altitude

Dans notre cas, un troisième phénomène majeur devra être pris en compte. Puisque les calcites étudiées sont anciennes (100 à 600ka, cf Chap. Datations), il est indispensable d'estimer les variations de composition isotopique qui peuvent être dues à des variations climatiques. Ces variations devraient par ailleurs être très importantes compte tenu des successions des périodes glaciaires et interglaciaires fréquentes au cours du Pléistocène. Un excellent exemple de ces variations est donné par l'analyse des carottes prélevées sur les calottes glaciaires. Elle montre, comparées aux compositions isotopiques actuelles, un appauvrissement en ^{18}O de la glace qui peut atteindre 12‰ lors de la glaciation du Würm.

Les variations de la composition isotopique du carbone

La composition isotopique de la phase gazeuse ($\delta\text{CO}_2(\text{gaz})$) dans les sols est issue de celle du CO_2 atmosphérique intégré par le cycle photosynthétique (Dever, 1985). La composition isotopique en ^{13}C du CO_2 atmosphérique est relativement stable dans l'actuel (-7‰ V-PDB en été, -6.7‰ en hiver selon Keeling, 1958) avec cependant des variations importantes liées aux modifications de température des océans lors des différentes glaciations du Quaternaire (Delmas *et al.*, 1980). De telles variations seront discutées dans le cadre de la composition isotopique initiale de la phase gazeuse choisie pour la détermination de la composition isotopique d'une calcite secondaire.

Mais le facteur essentiel responsable d'importantes fluctuations des teneurs en isotope lourd du gaz du sol est lié à la fixation du CO_2 atmosphérique lors des phénomènes de photosynthèse. Ce phénomène entraîne un appauvrissement de la phytosphère en $\delta^{13}\text{C}$, par rapport à l'atmosphère, appauvrissement qui n'aura pas la même amplitude selon le type de plantes considéré (Deines, 1980):

- les plantes ayant un cycle en C3 (cycle de Calvin) présentent un $\delta^{13}\text{C}$ variant de -24 à -30‰, avec une moyenne d'environ -27‰ (Vogel, 1993). Ces plantes sont essentiellement représentées en régions tempérées et en régions de haute altitude mais elles dominent également dans les forêts tropicales (Clark et Fritz, 1997). La majorité des récoltes sont également des plantes en C3.
- Les plantes ayant un cycle en C4 (cycle de Hatch-Slack) présentent un $\delta^{13}\text{C}$ de -10 à -16‰ avec une moyenne d'environ -12.5‰, (Vogel, 1993). Ces plantes ne représentent que 5% des espèces florales mais dominent largement en prairies tropicales et tempérées (Ehleringer *et al.*, 1991).
- Il existe également des plantes qui présentent des teneurs en ^{13}C couvrant les valeurs exprimées ci-dessus. Il s'agit des plantes de cycle CAM (Crassulean acid metabolism) dont la répartition des valeurs correspondrait à la prédominance du cycle C4 en période nocturne et du cycle C3 en période diurne (Osmond, 1975). Ces plantes représentent 10% de la masse totale et dominent dans les écosystèmes désertiques.

Lorsque la végétation meurt et s'accumule dans le sol, l'activité bactérienne entraîne des processus de dégradation de la matière organique. Ces phénomènes s'accompagnent d'un fractionnement isotopique du CO₂. On observe alors un enrichissement moyen d'environ 4‰ du CO₂ du sol par rapport à la composition isotopique de la plante. Si on considère le δ¹³C des plantes en C3 (δ¹³C = -24 à -30‰ V-PDB), la composition isotopique du CO₂ du sol variera de -26 à -20‰.

Le calcul des pôles

Oxygène

Le calcul de la composition isotopique de l'oxygène dans une calcite précipitant à partir d'une eau de composition connue, et pour une température donnée, peut se calculer à partir de l'équation de paléotempérature de Craig (1965) :

$$T(^{\circ}\text{C}) = 16.9 - 4.2\Delta + 0.13 \Delta^2 \quad \text{avec } \Delta = \delta_{\text{calcite}} - \delta_{\text{eau}} \quad \text{(Fig. Annexe-1)}$$

Si on se réfère aux standards PDB et SMOW, Δ est substitué par :

$$\Delta' = \delta_{\text{calcite(PDB)}} - \delta_{\text{eau(SMOW)}} + 0.27$$

Ainsi, pour une composition d'eau météorique variant de -5 à -9‰ V-SMOW, la composition isotopique de la calcite V-PDB vaut :

	T~15°C	T~30°C	T~45°C
δH ₂ Osmow=-5‰	-5	-8	-11
δH ₂ Osmow=-7‰	-7	-10	-13
δH ₂ Osmow=-9‰	-9	-12	-15

Carbone

Le calcul de la composition isotopique du carbone d'une calcite précipitant à partir d'une eau de composition connue, et pour une température donnée, peut se calculer à partir de l'équation de paléotempérature de Bottinga (1968) :

$$10^3 \ln \alpha = -2.9880(106T-2) + 7.6663(103T-1) - 2.4612 \quad \text{avec } 10^3 \ln \alpha = \delta^{13}\text{CCO}_2\text{g} - \delta^{13}\text{Ccalcite}$$

(Fig. Annexe-2)

Ainsi, pour un δ¹³C atm. = -7‰ et selon le type de sol considéré :

	$\delta^{13}\text{C}$ plante	$\delta^{13}\text{C}$ CO_2 du sol	$\delta^{13}\text{C}$ calcite 15°C	$\delta^{13}\text{C}$ calcite 30°C	$\delta^{13}\text{C}$ calcite 45°C	$\delta^{13}\text{C}$ calcite 90°C
température 1000ln α			+11.86	+9.68	+7.88	+4
plantes C3	-30 à -24	-26 à -20	-14.1 à -8.1	-16.3 à -10.3	-18.1 à -12.1	-22 à -16
plantes C4	-16 à -10	-12 à -6	-0.1 à 5.86	-2.3 à +3.6	-4.1 à 1.9	-8 à -2

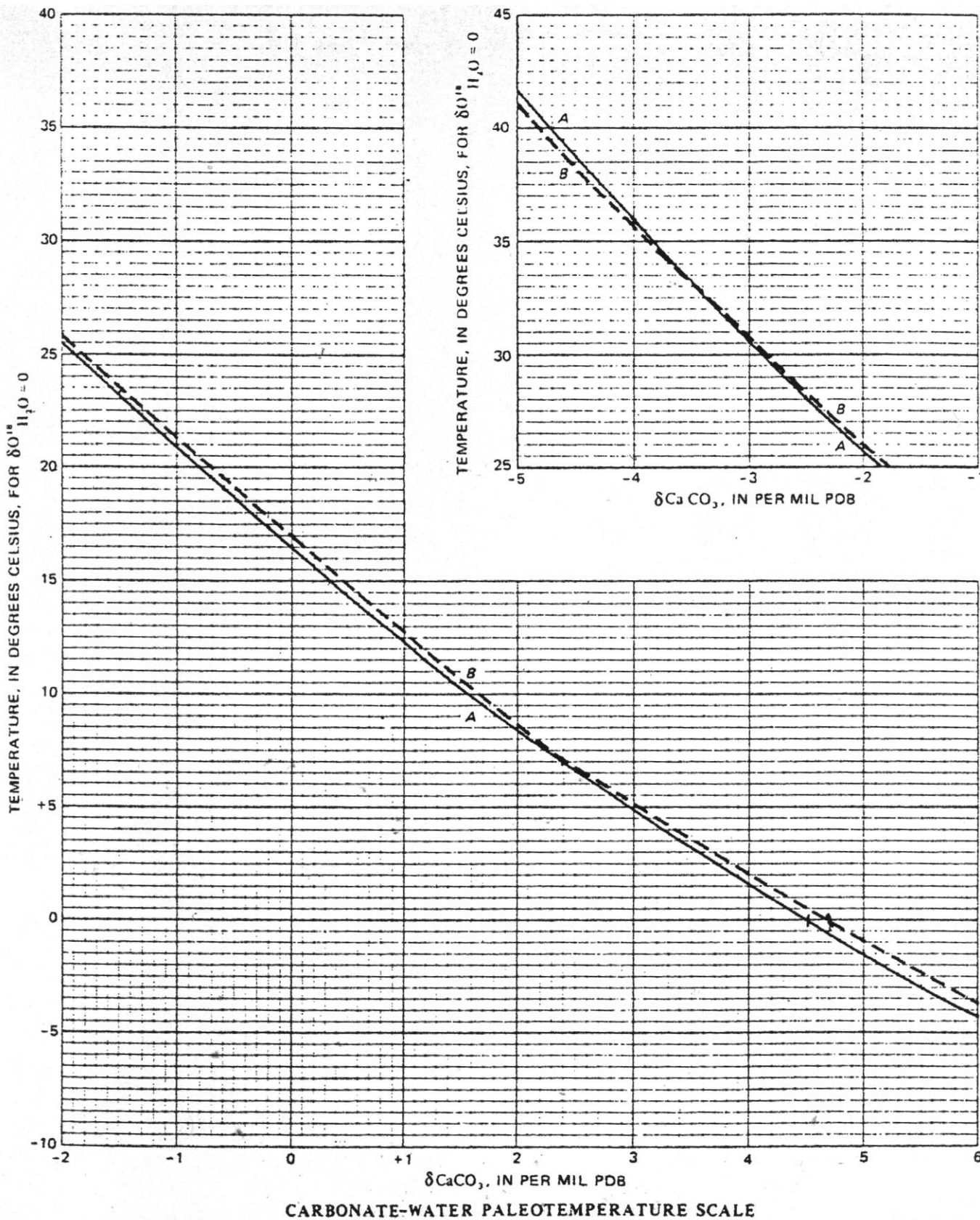


Fig. Annexe-1. Evolution du fractionnement eau-carbonate en fonction de la température. D'après Friedman et O'Neil (1977). A: Epstein et al. (1953). B: Craig (1965).

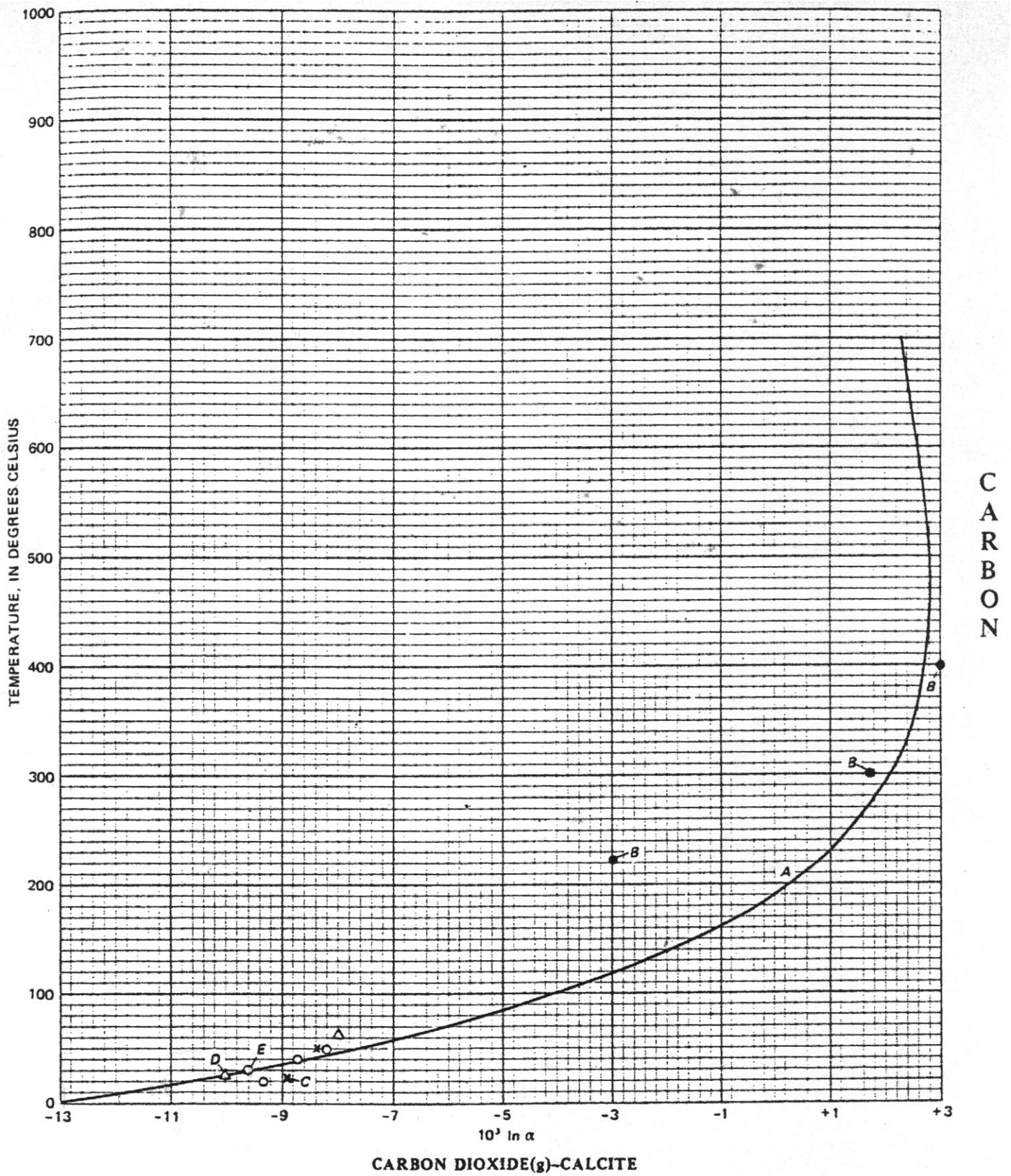


Fig. Annexe-2. Evolution du fractionnement CO₂gaz-CO₂calcite en fonction de la température. D'après Friedman et O'Neil (1977). A: Bottinga (1968). B: Northrop et Clayton (1966). C: Vogel (1959). D: Baertschi (1957). E: Emrich et al. (1970).

ANNEXE B

Les méthodes de datations applicables au Quaternaire

Les méthodes de datation radiométriques peuvent être subdivisées en trois groupes. Le premier groupe implique la décroissance de la concentration d'un radionucléide à partir d'une quantité initiale connue et l'accumulation d'un élément-fils stable (U/Pb, Th/Pb, K/Ar, Rb/Sr, I/Xe, Re/Os, $^4\text{He}/\text{U}$, ^{14}C , ^{10}Be , ^{26}Al , ^{32}Si , ^{36}Cl ou ^{41}Ca). Le deuxième groupe se base sur la mesure du degré de restauration d'un équilibre radioactif suite à une perturbation externe initiale (méthodes de datation des déséquilibres radioactifs de la série de l'Uranium). La troisième méthode implique l'intégration de processus radioactifs locaux dans un échantillon, due à la présence d'une radioactivité ambiante constante dans le temps (e.g. thermoluminescence). Dans tous les cas certaines hypothèses de départ doivent être faites sur les conditions initiales, à savoir si le système s'est remis à zéro ou s'il est resté clos durant l'histoire de l'échantillon. Il existe plusieurs critères distincts afin de considérer une méthode fiable : premièrement il faut connaître précisément la période de demi-vie de l'élément considéré ; deuxièmement l'échantillon analysé doit être représentatif du système géologique que l'on veut dater ; troisièmement, dans certains cas les produits de décroissance intermédiaires ou les éléments-fils stables peuvent déjà être présents lors de la fermeture du système et doivent alors être pris en compte lors du calcul de l'âge ; et pour finir, une fois le système fermé, il ne faut pas qu'il y ait une réouverture du système avec une perte ou un gain d'un élément (père ou fils).

Il existe plusieurs méthodes de datations qui ont un champ d'application sur la période du Quaternaire (**Fig. Annexe-3**) :

- La méthode par le ^{14}C permet de dater du matériel d'origine organique (carbone fossile, bois, végétaux ou coquilles) pouvant être préservé dans les sédiments. Cependant cette méthode ne permet pas de remonter à des périodes au-delà de 40ka, ce qui limite, dans le cadre de cette étude, son application à la datation de séries récentes, contrôlées par le jeu des failles actives. Lemeille *et al.* (2002) ont ainsi daté différents fragments de coquilles échantillonnés par forage dans le bloc supérieur de la faille d'Aigion ou directement prélevés dans le bloc inférieur soulevé de cette même faille. Ces méthodes leur ont permis de quantifier le taux de subsidence du toit de la faille et le taux de surrection du mur.

- Les méthodes de la *thermoluminescence* et de l'*OSL* (Optically Stimulated Luminescence) permettent d'accéder à des âges jusqu'à environ 300ka (Berger, 1988). Il y a plusieurs champs d'applications: datation des quartzs d'origine volcanique (âge de cristallisation), des terres cuites et poteries, des retombées volcaniques ainsi que de la précipitation des carbonates (spéléothèmes, travertins) (Aitken, 1986). Ces méthodes impliquent une remise à zéro du système (des pièges à électrons) sous des conditions de haute température ou lors de la cristallisation du minéral. La thermoluminescence permet aussi de dater certains niveaux sédimentaires détritiques fins (loess ou argiles silteuses à grains de quartz ou de feldspath) dont le matériel a subi une remise à zéro théorique de ces pièges à électrons lors d'une exposition au soleil (Berger, 1988).
- La méthode **Potassium/Argon** a un champ d'application très large permettant de dater des roches du Précambrien à l'actuel. Elle nécessite un matériel initialement riche en potassium. Cette méthode est donc utilisée en routine pour la datation d'événements volcaniques et magmatiques ou d'argiles de néoformation.
- Les **cosmonucléides** produits in situ (^3He , ^{10}Be , ^{21}Ne , ^{26}Al , ^{36}Cl) sont de bons outils de quantification en géomorphologie (Siame *et al.*, 2000). Ces particules résultent de l'interaction des particules énergétiques issues du rayonnement cosmique avec les minéraux exposés à la surface de la Terre (Raisbeck et Yiou, 1984). Leur concentration sera proportionnelle à la stabilité géomorphologique des surfaces exposées au rayonnement cosmique (Ritz *et al.* 1995). Cependant ces méthodes sont limitées par les processus d'érosion qui sont souvent difficilement quantifiables ou par la présence d'un couvert végétal variable. Dans le cadre de mon travail, ces méthodes pourraient s'appliquer pour la datation des grands miroirs de failles observés sur le terrain. Il est alors probable que le phénomène que l'on daterait correspondrait à l'exhumation du miroir de faille. Ces méthodes sont plus adaptées à des milieux semi-aridse ou désertiques plutôt qu'à des paysages soumis à d'intenses phénomènes d'érosion sous climat méditerranéen.
- Les méthodes du **déséquilibre de l'uranium**. Ces méthodes, utilisées au cours de cette étude, sont décrites en détail ci-dessous.

Les méthodes de datation par les déséquilibres de la série de l'Uranium (Ivanovitch *et al.*, 1992)

L'utilisation de la décroissance radioactive des séries de l' ^{238}U , ^{235}U et du ^{232}Th a initialement été développée avec l'apparition des techniques de mesure par spectrométrie de masse. Cependant, à cause des longues périodes de demi-vie de ces éléments (respectivement 4,5.109a, 0,71.109a et 13,9.109a),

cette méthode s'applique pour des échantillons plus vieux qu'un million d'années. Plus récemment, des méthodes basées sur les éléments à courte période de demi-vie des séries de l'Uranium ont été développées pour leur application à l'archéologie, la géologie du Quaternaire et la géomorphologie (Ivanovitch *et al.*, 1992).

Ces méthodes sont basées sur la mesure de l'activité de l'Uranium et de ces variables nucléides-fils (**Fig. Annexe-4**). Dans tout matériel géologique contenant de l'Uranium et dont le système est resté clos durant plusieurs millions d'années, on observe l'instauration d'un équilibre entre l'élément-père et les différents éléments-fils. On parle alors d'*équilibre séculaire* : les rapports d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ et $^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$ sont égaux à 1. Cependant, et par exemple, lors d'un dépôt sédimentaire, différents processus géochimiques peuvent entraîner un fractionnement des éléments et/ou un fractionnement isotopique, entraînant un déséquilibre dans la série radioactive. Si aucun phénomène diagénétique ou aucun mécanisme de migration ne se produit après la formation du dépôt, on peut alors déterminer son âge en mesurant les différentes activités de chacun des éléments de la chaîne.

Les méthodes de datation par les déséquilibres de la série de l'Uranium englobent différentes techniques impliquant différents nucléides qui peuvent être divisées en deux groupes :

1/ les méthodes basées sur l'accumulation de l'un des éléments-fils. Dans ce cas, l'élément-père (^{238}U , ^{235}U ou ^{232}Th) se dépose en l'absence de ses éléments-fils. L'âge du dépôt peut alors être déterminé par la mesure de l'activité de l'élément-fils en comparaison de l'équilibre séculaire théorique (méthodes $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ et $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ pour la datation des carbonates)

2/ les méthodes basées sur la décroissance radioactive d'un élément intermédiaire. Dans ce cas, un élément-fils est présent en excès lors de la fermeture du système et l'échantillon est daté en mesurant la décroissance de cet excès (méthodes de l'excès en ^{230}Th ou du ^{231}Pa).

Les principes de la méthode $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$

Si un échantillon ne contient pas de ^{230}Th lors de sa formation, alors l'évolution du rapport d'activité $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ est donné par la relation suivante (Ivanovitch *et al.*, 1992):

$$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U} = \frac{1 - e^{-\lambda_{230}t}}{^{234}\text{U}/^{238}\text{U}} \left(1 - \frac{1}{^{234}\text{U}/^{238}\text{U}} \right) \times \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \times \left(1 - e^{-(\lambda_{230} - \lambda_{234})t} \right)$$

La **figure-Annexe-5** est une représentation graphique de cette équation. Elle illustre les relations entre les rapports d'activité $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ et $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ pour des systèmes fermés dont le rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ initial est variable et la **figure-Annexe-6** illustre l'évolution de l'équilibre et la croissance du ^{230}Th dans

le système pour un rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ initial donné et en fonction du temps. Ces deux figures montrent clairement que l'incertitude sur les datations augmente considérablement pour des âges anciens. Dans la pratique, par spectrométrie- α , cette méthode permet d'effectuer des datations fiables pour des échantillons d'un âge inférieur à 350ka (Ivanovitch *et al.*, 1992). Cependant, l'utilisation récente de spectromètres de masse à thermo-ionisation (thermo-ionisation mass spectrometer, TIMS) permet d'effectuer des datations jusqu'à environ 500-600ka.

Comportements chimiques du Thorium et de l'Uranium

a. Le rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ des eaux naturelles

Un déséquilibre radioactif entre les deux isotopes de l'Uranium (^{238}U et son descendant ^{234}U) est généralement reconnu dans les eaux naturelles. En effet, des processus, tel que le lessivage, remobilisent préférentiellement l' ^{234}U contenu dans les réseaux cristallins. Ce fractionnement entraîne un excès de l'activité de l' ^{234}U comparée à l'activité de l' ^{238}U et donc un rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ supérieur à 1 ($1,144 \pm 0,002$) (Chen *et al.*, 1986).

b. La solubilité de l'Uranium et du Thorium

La solubilité de l'Uranium dépend fortement des conditions d'oxydoréduction (Casas *et al.*, 1998). Dans les eaux oxydantes, l'Uranium est essentiellement transporté sous la forme uranyle ($\text{U}_{(\text{VI})}\text{O}_2^{2+}$). L'uranyle forme généralement des complexes, souvent carbonatés, tels que $\text{UO}_2(\text{CO}_3)^{2-}$, qui augmentent fortement sa solubilité (Langmuir, 1997). L'Uranium se retrouve donc en solution sous la forme 6+. Dans les eaux oxydantes fortement bicarbonatées, la solubilité de l'uranyle peut atteindre 1g/l (Gascoyne, 1997). En milieu réducteur, l'Uranium se trouve plutôt sous la forme 4+ (UO_2) (Clark et Fritz, 1997) et devient alors très peu soluble.

Comme l' U^{4+} , le Thorium est un élément très peu soluble, avec une solubilité dans les eaux naturelles inférieure à 10^{-4} ppb (Kaufman, 1969).

Donc, lors de la cristallisation (fermeture du système ; âge=0) de calcite ou d'aragonite à partir d'une eau marine, continentale ou météorique, le rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ est supérieur à 1 mais par contre le rapport d'activité $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ est égal à zéro. Le chronomètre se met en marche...

Critères nécessaires à la datation

Toute datation radiométrique U/Th doit être basée sur des critères de validité dépendant du type de matériel daté et de l'environnement initial de formation. Quatre critères de base peuvent être mentionnés :

1/ l'échantillon doit contenir une quantité d'U minimale pour pouvoir être mesurée. Pour des mesures par Spectrometrie- α , la quantité minimale est estimée à 0,05ppm et environ 5ppb dans le cas de mesures effectuées par spectrométrie de masse,

2/ aucun atome de ^{230}Th ne doit être présent lors de la formation de l'échantillon, ou introduit postérieurement durant la fossilisation ou la diagenèse. Si tel est le cas, il faut corriger les mesures de ces apports indépendants de la décroissance radioactive,

3/ dans le cas des carbonates, il ne doit pas y avoir (ou peu) de ^{232}Th . Cet élément est un indicateur de la présence de matériel d'origine détritique dans l'échantillon. Le rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ est un indice de cette contamination détritique,

4/ l'échantillon doit être un système fermé, insensible à tout phénomène de migration ou d'altération postérieur à sa formation.

Les corrections liées à la contamination détritique

La présence de ^{232}Th dans les carbonates marins ou continentaux implique la présence d'un matériel détritique qui indique la présence de ^{238}U , ^{234}U et de ^{230}Th contaminants. Le degré de contamination d'un échantillon s'estime à partir du rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$. Une correction du ^{230}Th issu de la désintégration du ^{232}Th doit être apportée pour des rapports $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} < 50$.

En première approximation, la correction du ^{230}Th d'origine détritique peut simplement se faire en considérant la quantité de ^{232}Th , exclusivement d'origine détritique. Kaufman et Broecker (1965) proposent que le rapport d'activité $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ initial de la composante détritique soit constant et d'une valeur de 1,7. En supposant que le ^{232}Th est incorporé initialement et que le ^{230}Th associé subit une décroissance radioactive d'une valeur équivalente à l'âge de l'échantillon, alors le contenu correct de ^{230}Th d'origine radiogénique vaut :

$$\boxed{{}^{230}\text{Th radiogénique} = {}^{230}\text{Th total} - 1,70 \cdot {}^{232}\text{Th} \cdot e^{-\lambda_{230}t}}$$

Si la quantité de ^{230}Th d'origine détritique est trop importante, l'incertitude sur la quantité de ^{230}Th d'origine radiogénique est alors grande, entraînant une forte incertitude sur le calcul de l'âge.

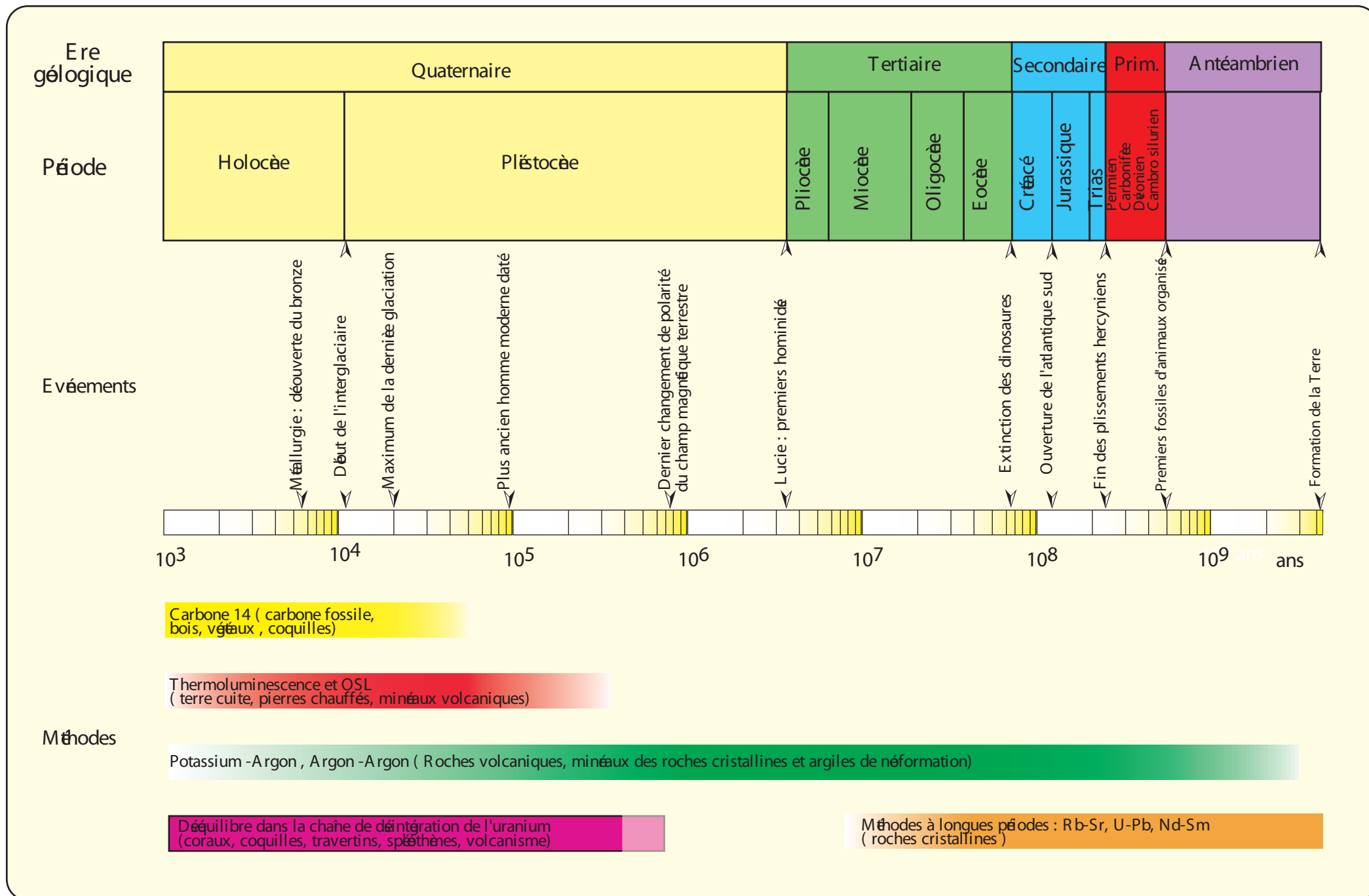


Fig. Annexe-3. : Echelle logarithmique des temps géologiques et champs temporels d'application des différentes méthodes. D'après Gillot et Lefèvre (à paraître).

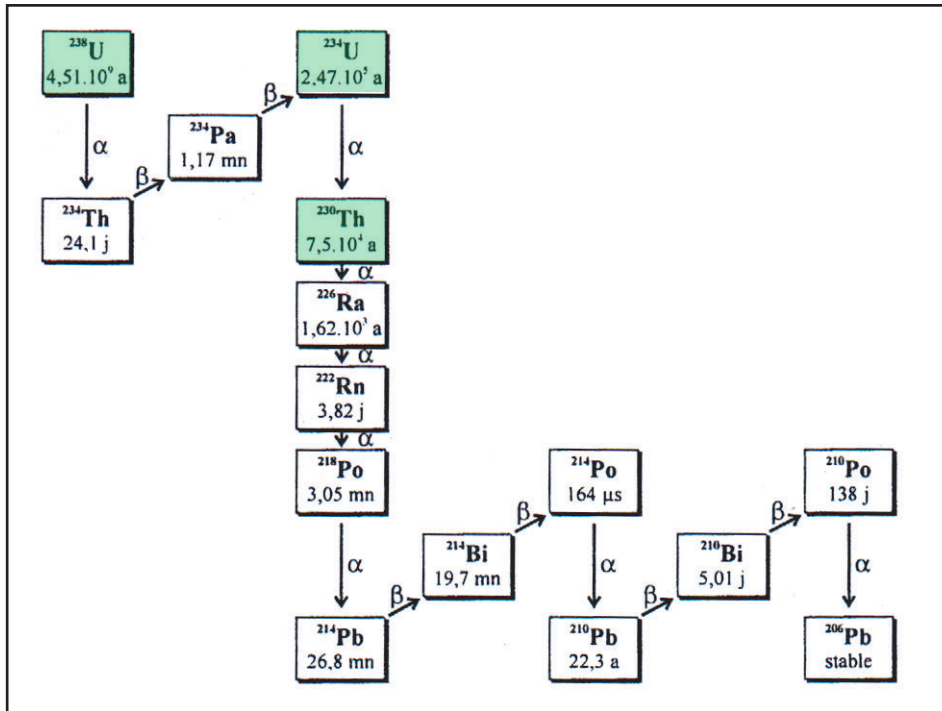


Fig. Annexe-4. Chaîne de désintégration radioactive de l'Uranium-238 (Réf. in Ivanovitch *et al.*, 1992). Les périodes de demi-vie sont exprimées en secondes (s), minutes (mn), jours (j) ou années (a).

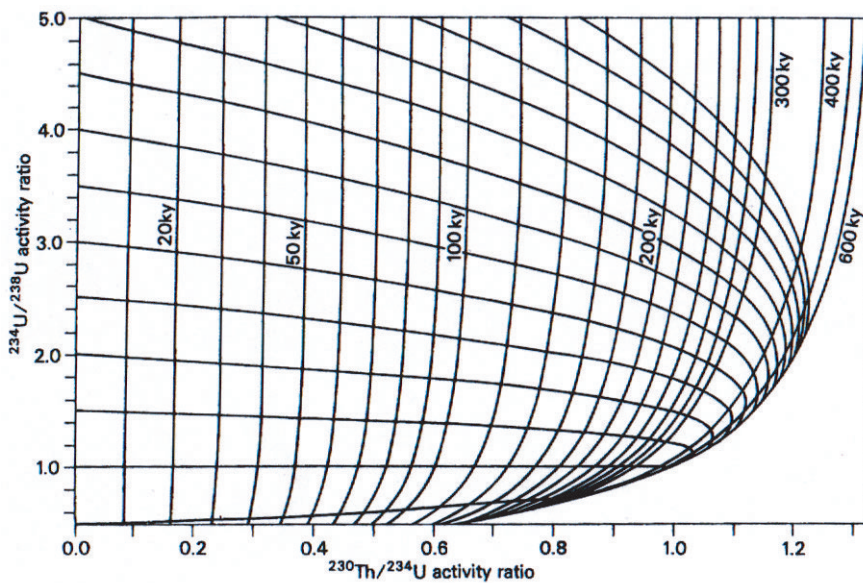


Fig. Annexe-5. Variation temporelle des taux d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ et $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ d'un système fermé sans apport initial de ^{230}Th (Réf. in Ivanovitch *et al.*, 1992). Les lignes verticales représentent les isochrones. Les lignes horizontales montrent la variation temporelle du rapport d'activité pour différents rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ initiaux.

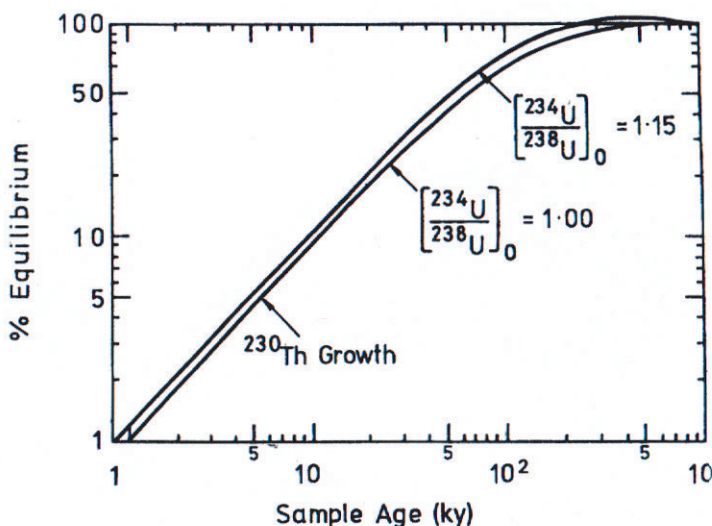


Fig. Annexe-6. Variation de l'équilibre de la chaîne de désintégration en fonction de l'âge de l'échantillon et effets d'un déséquilibre initial de 15% du rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ sur la croissance du ^{230}Th . (Réf. in Ivanovitch *et al.*, 1992)

ARTICLE 3

Proceedings of the 9th Int. Congress of the Geological Society of Greece, Athens, Sept. 2001.
Bull. Geol. Soc. Greece, Vol. XXXIV/1, p. 235-241.

STRUCTURAL CROSS SECTIONS THROUGH THE CORINTH- PATRAS DETACHMENT FAULT-SYSTEM IN NORTHERN PELOPONNESUS (AEGEAN ARC, GREECE)

N. FLOTTÉ & D. SOREL

ABSTRACT Structural mapping in northern Peloponnesus reveals the emergence of an E-W striking, more than 70km long, low angle detachment fault dipping to the north beneath the Gulf of Corinth. This paper describes four north-south structural cross-sections in northern Peloponnesus. Structural and sedimentological field observations show that in the studied area the normal faults of northern Peloponnesus branch at depth on this major low angle north-dipping brittle detachment. The southern part of the detachment and the related normal faults are now inactive. To the north, the active Helike and Aigion normal faults are connected at depth with the seismically active northern part of the detachment beneath the Gulf of Corinth.

Keywords: rifting, Corinth Gulf, Peloponnesus, detachment normal fault, Pleistocene

INTRODUCTION : GEODYNAMIC SETTING AND STRUCTURAL FRAME

Some 130 km long and 5 to 20 km wide, the Corinth-Patras rift is the major active transverse structure of the Aegean Arc (Fig. 1). Fault kinematics (Sébrier, 1977), earthquakes focal mechanisms (*e.g.* Hatzfeld *et al.*, 1996), and satellite geodesy (Clarke *et al.*, 1998) indicate a N0° to 20°E direction of extension. The extension rate increases toward the west (Le Pichon *et al.*, 1994; Clarke *et al.*, 1998): from 0.5cm/yr near Corinth, it reaches 1.5cm/yr near Aigion. To the west, the active dextral strike-slip Kephalaria fault strikes N20°E, almost parallel to the extension direction of the rift. Initiating off the Ambracian gulf, it behaves as a transform fault in the convergent front of the Aegean Arc (Le Pichon & Angelier, 1979).

The northern side of the gulf is a southward flexure of the alpine nappe pile of Central Greece, with some associated south-dipping normal faults. An indented shoreline devoid of recent sediments evidences for the subsidence of this northern coast. In the gulf, seismic reflection profiles confirm this flexure (Brooks & Ferentinos, 1984).

South of the gulf, northern Peloponnesus presents a 10 to 20 km wide stripe of faulted synrift sediments (Fig. 3). Near the shore, they build the well-known staircase of stepped marine terraces between Corinth and Xylokastró. The white marls synchronous with these terraces form the younger part (less than 400 kyr) of the synrift series (Keraudren & Sorel, 1987). For Armijo *et al.* (1996), the terraces are uplifted in the footwall of the active normal faults of the rift. Farther south, older synrift deposits are associated with older synsedimentary normal faults (Dufaure, 1975; Sébrier, 1977; Ori, 1989). Structural studies conducted in northern Peloponnesus agree on the fact that these north dipping normal faults have formed the Corinth-Patras rift. But recent seismological studies show that microseismicity of the western gulf defines a low-angle (c.a. 20°), shallow north dipping detachment zone (Rietbrock *et al.*, 1996; Rigo *et al.*, 1996) (Fig. 2). The Galaxidi (M=5.9, 1992) and Aigion (M=6.2, 1995) earthquakes (Fig. 1 & 2) lie in this zone ; their low angle north-dipping nodal planes support the idea of a north-dipping detachment fault. A major question is the relationship between this low-angle

seismic zone and the steeper normal faults outcropping south of the gulf. Doutsos *et al.* (1992) have proposed that the normal faults are listric and flatten beneath the Gulf.

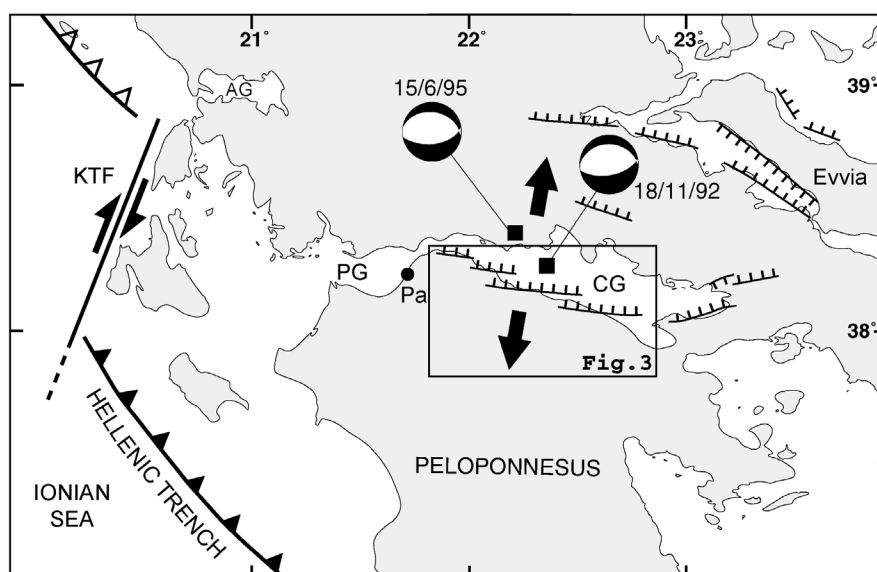


Fig. 1-Regional tectonic sketch map. CG, PG: Corinth and Patras Gulfs. KTF: Kephalonia transform fault. Pa: Patras. Focal mechanisms of Aigion (Bernard *et al.*, 1997) and Galaxidi earthquakes (Hatzfeld *et al.*, 1996) are shown. Black arrows: mean direction of extension.

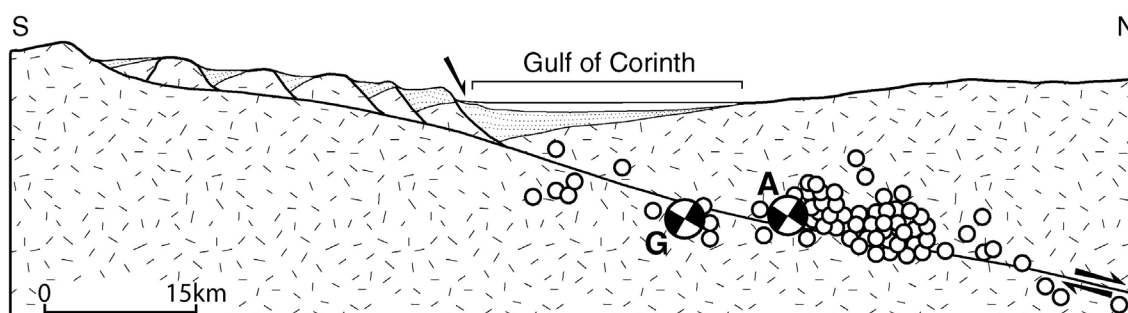


Fig. 2-Schematic N-S cross section through northern Peloponnese and the Gulf of Corinth (after Sorel, 2000). Dashed: alpine basement; points: synrift deposits; white dots: microearthquakes (after Rietbrock *et al.*, 1996); A: Aigion focal mechanism section (Bernard *et al.*, 1997); G: Galaxidi focal mechanism section (Hatzfeld *et al.*, 1996).

A recent structural study in northern Peloponnese noticed that the southernmost fault of the rift is different from the other normal faults (Fig.3): mapping of this long structure shows that it is a low-angle detachment fault, on which the steeper normal faults branch. This detachment should connect with the seismically active detachment fault beneath the gulf (Fig 2) (Sorel, 2000). In this paper we describe four north-south structural cross sections in northern Peloponnese, to illustrate the geometry and the structural evolution of this detachment fault, and of the associated steeper normal faults.

CROSS SECTIONS DESCRIPTION:

Sections 1 and 2 are located in the central part of northern Peloponnese, in deeply incised valleys (e.g. Krathis, Vouraikos, Kerinitis rivers) due to the strong uplift of the detachment footwall. To the south, sections show the emergence of the detachment fault. To the north, the geometry of synrift sediments (already described for instance by Doutsos *et al.*, 1988), their relations with the normal faults and the shape of rollover structures in their basement allow a reconstruction of the structures at depth, using the classical concepts of fault reconstructions (e.g. Dula, 1991). Sections 3 and 4 are located more to the east where the uplift is lower.

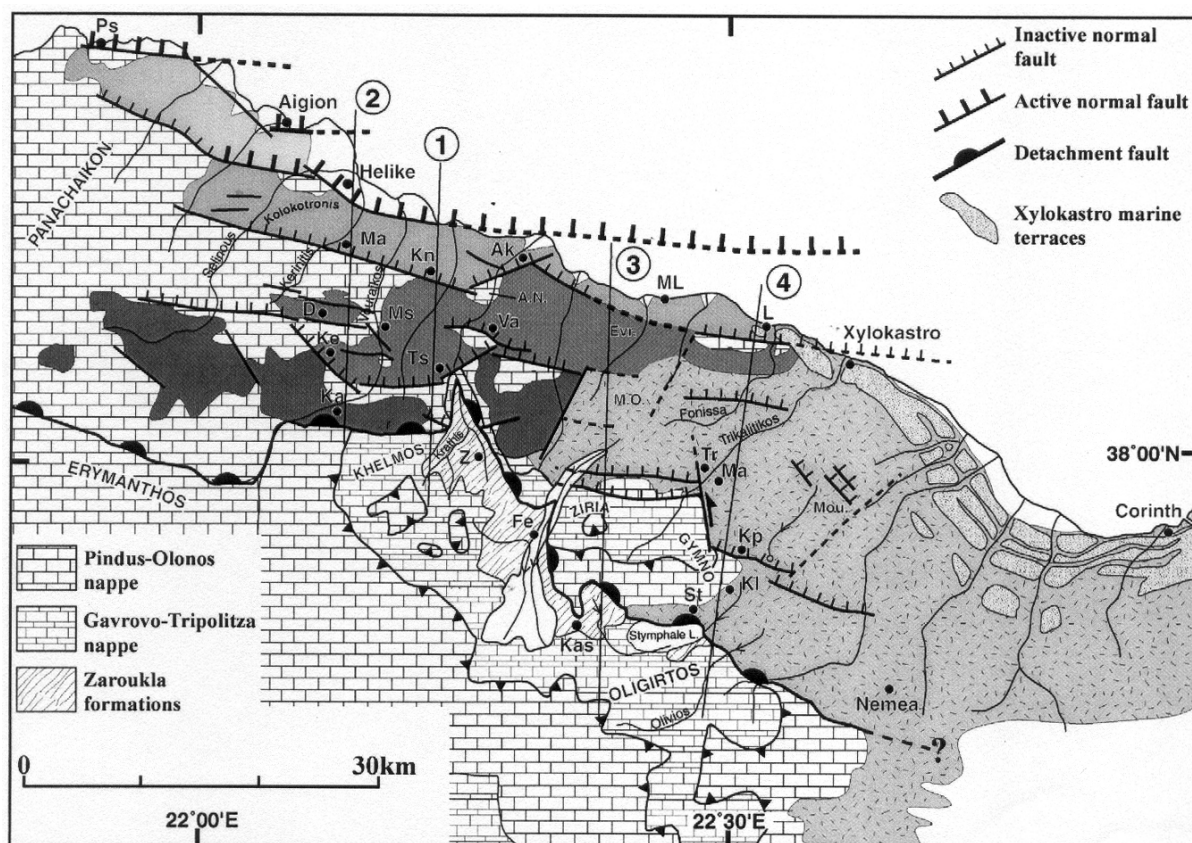


Fig.3—Structural map of the studied area, and locations of the four cross sections of Fig.4. Synrift deposits are in grey; dark grey: older sediments; Light grey: younger sediments; Dashed: undivided age. Dotted grey: marine middle and upper Pleistocene terraces. Ak: Akrata; A.N.: Ayios Nikolaos; D: Doumena; Evr: Evrostina; Fe: Feneos; Ka: Kalavryta; Kas: Kastania; Ke: Kerpini; Kl: Kaliani; Kn: Kernitsa; Kp: Kephalaria; L: Loutro; Ma: Manna; Mm: Mamoussia; M.O: Mavron Oros; Ms: Mega Spilaion; PP: Paralia Platanos; St: Stymphalia; Tr: Trikala; Ts: Tsivlos; Va: Valimi; Z: Zaroukla.

1) The Krathis valley section:

It extends from the Chelmos Mountains to the gulf at Paralia Platanos (Fig. 4 - 1, location on Fig. 3). The Chelmos massif consists of Mesozoic carbonates of the Gavrovo-Tripolitza (G/T) zone (Dercourt, 1964), dipping about 20°S. They are overthrust on its southern side by cretaceous limestones of the Pindus (Pi) nappe. G/T limestones tectonically overlie the epimetamorphic Zaroukla formation (De Wever, 1975; IGME, 1982), also called Phyllite-Quartzite formation. East of the Chelmos ski-centre, above the Krathis valley, Pi limestones overlie G/T limestones by a brecciated tectonic contact trending N100° and dipping 30°N. Grooves show a normal sense of slip, and a N10° extension direction. This contact flattens to the north in the Krathis valley, dipping only 10°N. It cuts with a low angle through a rollover structure of Pi and G/T limestones, dragged over the Zaroukla formation. The offset of Pi limestones from above the Chelmos is about 4km. The rollover shows that the contact had a listric shape. Its initial dip was around 50° at the surface in the Pi nappe, but some 3 km deeper it was around 30° in the G/T limestones.

North of the ski centre, this contact is sealed by widespread, strongly cemented and karstified slope breccias made of G/T limestones clasts of the Chelmos. These breccias are now southward backtilted, and dip about 15°SW. They overlie with a slight discordance fluvatile conglomerates dipping 20°S. If the conglomerates were deposited flat, the post-detachment southward tilt of the area is of some 20°, and the GT and Pi nappes of the Chelmos were almost horizontal at the initiation of the detachment.

The age of the detachment can be inferred from the slope breccias. Their facies and lithification imply a cold climate. Strongly uplifted, eroded and karstified, they cannot be recent in the Pleistocene. Dufaure (1975) attributes them to a cold time span in the lower Pleistocene (Villafranchian).

To the north, the detachment crosses the Krathis River near the Tsivlos fault (Stolos fault in Sorel, 2000). The Tsivlos fault has controlled the piling of a more than 1km thick fan of conglomerates : in its hangingwall, the conglomerates form a divergent infill, and their Pi basement show a rollover anticline dipping up to 30°S. These geometries implies that the Tsivlos fault branch at depth on the low angle detachment. Slip on the detachment at depth was transferred to the surface by the Tsivlos fault, the southern end of the detachment being locked. The uppermost conglomerates seal the fault on Stolos Mountain.

Farther north, the Ayios Nikolaos massif (1,000m) is an other rollover associated with the Valimi fault. To the north, the Kernitsa fault also controlled the piling of a younger deltaic conglomeratic formation (Akrata formation) in its subsiding hanging-wall. Then this fault system locked, probably due to the initiation of the still active Helike fault. The Akrata formation is now uplifted and 7-8°S backtilted, while sediments actually pile in the Gulf north of Helike fault.

The Krathis valley section shows the emergence of a large detachment fault, on which steeper normal faults successively branched toward the north.

2) The Vouraikos valley section:

The limestones of Chelmos massif plunge slightly to the west, so that at Kalavryta the detachment brings in contact the Pi limestones with the 20°-25° south-dipping conglomeratic series located north of the Chelmos (Fig. 4-2). Here this series is thicker (more than 1km), which suggests a deepening of the basin floor and of the detachment fault. The first throw on the detachment is about 5km.

North of Kalavryta, the conglomerates and their Pi basement are folded in a large rollover structure, controlled by the listric shape of the detachment near its emergence. Farther north, the Pi limestones are downthrown by the north-dipping Kerpini normal fault, likely the continuation of the Tsivlos fault. The Kerpini conglomeratic series piled in its hangingwall. The rollover structure of this series implies that sedimentation was controlled by a fault flattening at depth, suggesting the branching of the Kerpini fault on the detachment.

Pi limestones underlying the Kerpini conglomerates crop out farther north. They form to the west the Prophitis Ilias massif, southward tilted south of Doumena village. The prominent north-dipping Doumena normal fault limits the Prophitis Ilias massif from the narrow Doumena graben. This fault downthrows the Kerpini series, which is dragged and dips to the north along the fault. Minor antithetic faults of the northern side of Doumena basin cross the Vouraikos valley. They form the southern limit of the Mikro Chelmos Pi limestone massif. Restoring the culmination of Mikro Chelmos implies a flattening of the detachment at depth. Mega Spilaion monastery is nested in a thick conglomeratic series of the eastern Doumena basin.

G/T limestones crop out in the Vouraikos gorge. The next major normal faults to the north, the Mamoussia faults, are the western continuation of the Kernitsa faults. They controlled the deposition of a thick prograding deltaic series, the Akrata formation. When Mamoussia faults were relieved by Helike fault, this series was uplifted and 7-8° backtilted to the south.

The steep mountain slopes and the straight narrow shoreline near Platanos are determined by the still active Helike fault. To the north, the active Aigion fault may continue offshore, controlling the deposition of the submarine alluvial fan of the Selinous River.

The total throw on the detachment fault along the Vouraikos valley section is of some 16km.

3) Ziria (Killini Oros)-Mavron Oros-Evrostina section:

This section begins to the south in the Pi nappe in Oligirtos Mountains (Fig. 4-3). To the north, this nappe overthrusts the G/T limestones of Mavrovouni massif. At Kastania pass the G/T brecciated carbonates dipping 20°S overlies the Zaroukla formation. Above Kastania village, detached Pi limestones overlie directly the Zaroukla formation, by an almost flat contact, which continues in the western side of Ziria Mountain (Fig. 2).

The southern side of Ziria Mountain consists of southward backtilted Pi limestones. In the mountain, the flat detachment cuts the c.a. 30°S dipping thrust of Pi over the G/T limestones. A large rollover flattens the G/T limestones in the northern side of Ziria Mountain. The indented northern side of Ziria is determined by several E-W, NNE-SSW and NW-SE striking faults. They downthrow the Pi limestones in a 1,500-1,600m high plateau south of Trikala, partly covered by conglomerates. Trikala faults thicken the series to the north, where it dips 15-20°S and contains clayey intercalations.

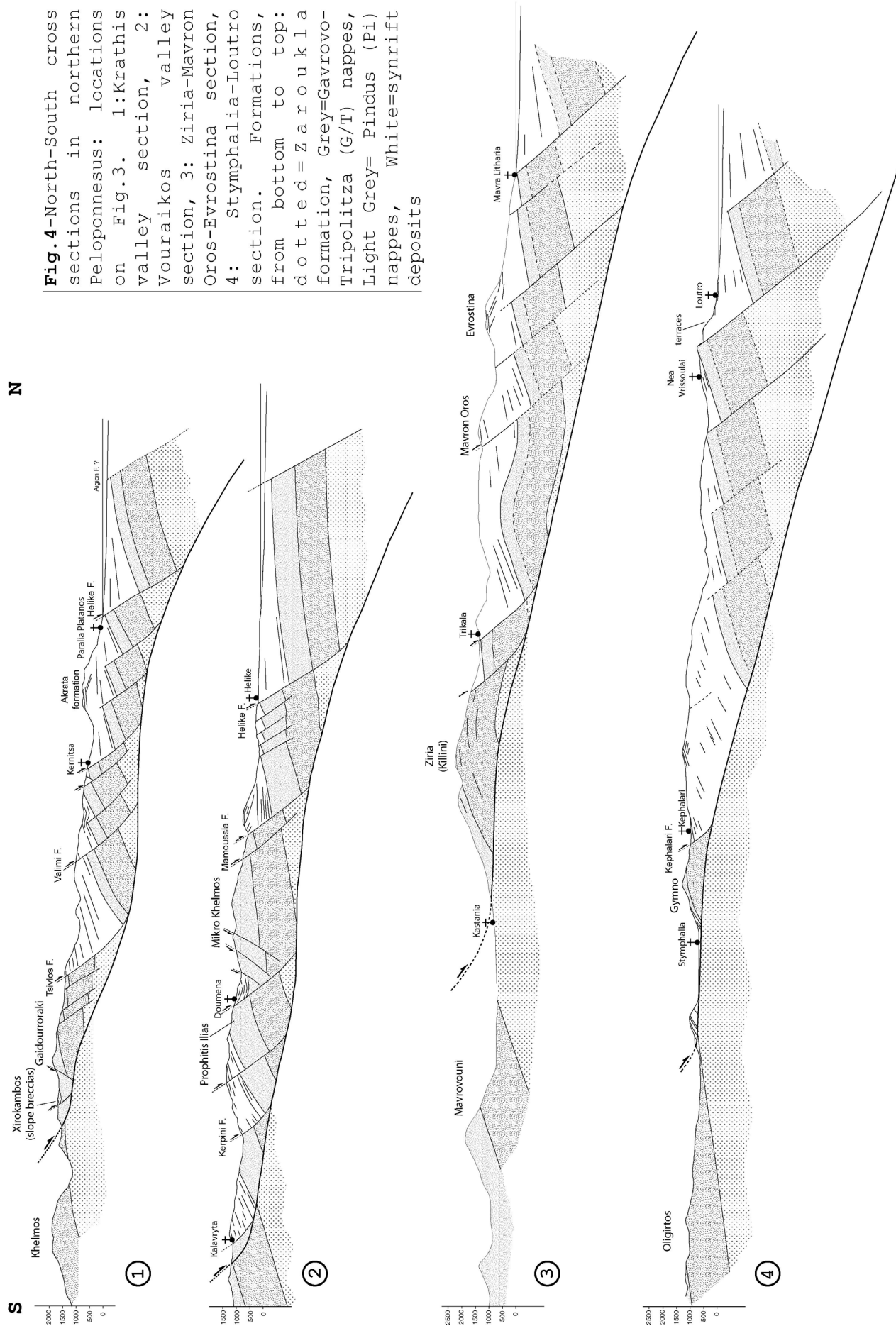


Fig. 4—North-South cross sections in northern Peloponnesus: locations on Fig.3. 1:Krathis valley section, 2: Vouraikos valley section, 3: Ziria-Mavron Oros-Evrostina section, 4: Stymphalia-Loutro section. Formations, from bottom to top: dotted = Z a r o u k l a formation, Grey=Gavrovo-Tripolitza (G/T) nappes, Light Grey= Pindus (Pi) nappes, White=synrift deposits

The section cuts through the western end of the impressive c.a. 15°S backtilted conglomeratic delta of Mavron Oros (1759m). Descending from Mavron Oros to the younger Evrostina delta (c.a.1,200m high), a continuous slightly faulted littoral conglomeratic series overlies 5-10°S dipping white lacustrine marls of distal facies. Whereas marls are backtilted to the south, conglomerates descend to the north. While the distal marls were uplifted in the footwall of a more northerly-located intrabasinal fault, they were covered by the regressive nearshore conglomerates. North of Evrostina plateau, long north dipping foreset and bottomset beds deposited in deeper water suggest that the active normal fault may have been located north of Evrostina plateau.

At Mavra Litharia, the uplift of Holocene marine shoreline sediments and of the roman harbour of Aegira (ref. in Stiros & Pirazzoli, 1998) implies that the active fault is located offshore, in the continuation of the Akrata and/or Helike faults.

On this section, Ziria Mountain has been drifted some 6.5km to the north by the detachment, which has been later isostatically uplifted, southward backtilted and flattened.

4) Stymphalia-Loutro (Xylokastro) section:

The section starts in Oligirtos Mountain (Fig 4-4), in south-dipping G/T limestones, overthrust farther south by the Pi nappe. East of Stymphalia Lake, the 20°S dipping G/T limestones overlie the Zaroukla formation. Both formations are cut by a 15-20°N dipping fault.

The hanging-wall of this fault is a conglomeratic series dipping 20-25°SSE. Its basis, c.a. 40°S dipping, discordantly overlies Pi limestones of Gymno Mountain between Stymphalia and Kaliani. The fan shape of this thick series and the occurrence of large GT olistolites in its lower part (Sébrier, 1977), fallen from the Oligirtos GT slopes along the detachment, suggest that this series piled during the activity of the detachment.

The section cuts through the eastern end of Gymno Mountain, where the Pi over GT thrust dips 30°-40°SE. At Kephalaria, an important N100° striking normal fault downthrows the limestones to the north. North of the fault, a syntectonic conglomeratic series shows a 15-20°S backtilted Gilbert-type delta. Its foresets, almost horizontal, pass to the north to deeper white marls. Along the northeastern foot of the Gymno, this backtilted series is covered by cemented slope breccias, which seal a N160° striking fault up to Manna.

Farther north, only minor faults seem present in the thick white marls of the Stymphalia and Trikallitikos valleys. Between these valleys, a plateau bears patches of conglomerates which cover 10°-15° southdipping white marls. As in the Mavron Oros-Evrostina area, they may be remnants of regressive nearshore deposits related to the progressive uplift and emersion of the marls, in the footwall of a north-located active fault.

In Trikallitikos (Sitas) valley, the section crosses thick more or less sandy marls. The basal conglomerates of this series discordantly overlie Pi limestones in Fonissa valley, south of Neai Vrissoulai (IGME, 1989). To the north, this series discordantly overlies a c.a. 1,000 m high southward backtilted Pi limestones massif west of Xylokastro. The steep northern slope of this massif shows large exhumed normal fault planes in the limestones. U/Th dating of karstic calcite sealing the fault indicates that it locked before 112 ± 0.4 kyr (Flotté *et al.*, submitted). North of the Xylokastro-Loutro fault, a lacustrine clayey sandy series with remnants of stepped regressive marine terraces is uplifted and eroded. This uplift implies that the presently active normal fault is located offshore, on the eastern continuation of Akrata or Helike faults.

This section again illustrates the northward migration of the active normal faults and of the rift depocenter.

SYNTHESIS AND IMPLICATIONS ON THE STRUCTURAL EVOLUTION OF THE GULF OF CORINTH :

The southernmost fault of the Corinth Rift is different from the northern, younger or still active normal faults: it is a much longer structure, about 70km from the Panakhaïkon to Nemea plain.

- Its emergence dip is only 20°-30°N, and flattens to 0°-10°N (Krathis valley or Ziria mountain. Its initial dip was about 50° at the surface, and 30° at a depth of some 3km. This value is in the dip range of detachment faults.

- The first slip of this detachment was of c.a. 4km in the Chelmos and more than 6 km beneath the Ziria. This initial slip formed a narrow half graben that collected the first conglomeratic deposits of the proto-rift of Corinth. Slope breccias indicate that this first slip ended during a cold period, that means not older than the early Pleistocene (« Villafranchian » of Dufaure, 1975).

- The first slip of this listric detachment formed a wide rollover in the downthrown hanging-wall, and a divergent infill in the syntectonic conglomerates, very spectacular near Stymphalia.

- The general southward tilt of the footwall of the detachment and the flattening of the contact reveal an incipient footwall uplift. This flattening likely caused the lock of the southern part of the detachment, and the formation of new, steeper normal faults to the north. These faults linked the active northern part of the detachment to the surface. As northern Peloponnesus uplifted, the subsident sedimentary basin shifted about 30km to the north.

- This mechanism led to the present tectonosedimentary pattern of the rift. Extension, correlative uplift and southward backtilting went on, forming a regional bulge in northern Peloponnesus (the so-called « bourrelet corinthien » of Dufaure (1975), and the southward reversal of rivers (Olivios, Stymphalia and Oligirtos rivers) evidenced by this author.

- North of the active Aigion and Helike faults, the detachment likely continues in the low-angle north-dipping seismically active zone.

References

- Armijo, R., Meyer, B., King, G.C.P., Rigo, A., Papanastassiou, D., 1996, Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the late Cenozoic evolution of the Aegean: *Geophys. J. Int.*, v. 126, p. 11-53.
- Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-Caen, H., Gomez, J.M., Tiberi, C., Berge, C., Cattin, R., Hatzfeld, D., Lachet, C., Lebrun, B., Deschamps, A., Courboullex, F., Larroque, C., Rigo, A., Massonnet, D., Papadimitriou, P., Kassaras, J., Diagourtas, D., Makropoulos, 1997, The Ms=6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift: *Journal of Seismology*, v. 1, p. 131-150.
- Brooks, M., and Ferentinos, G., 1984, Tectonics and sedimentation in the Gulf of Corinth and the Zakynthos and Kefallinia Channels, western Greece: *Tectonophysics*, v. 101, p. 25-54.
- 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.*, v. 135, p. 195-214.
- Dercourt, J., 1964, Contribution à l'étude géologique du secteur du Péloponnèse septentrional: Thèse d'Etat, Paris, Faculté des Sciences de l'Université de Paris.
- De Wever, P., 1975, Etude géologique des séries apparaissant en fenêtre sous l'allochtone pindique (séries de Tripolitza et séries épimétamorphiques de Zaroukla). Péloponnèse septentrional, Grèce: Lille, Université des Sciences et Techniques de Lille.
- Doutsos, T., Kontopoulos, N. and Poulimenos, G., 1988, The Corinth-Patras rift as the initial stage of continental fragmentation behind an active island arc (Greece) : *Basin Res.*, 1, 177-190.
- Doutsos, T., and Poulimenos, G., 1992, Geometry and kinematics of active faults and their seismotectonic significance in the western Corinth - Patras rift (Greece): *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 689-699.
- Dufaure, J.J., 1975, Le relief du Péloponnèse: Paris, Université Paris IV.
- Dula, W.F., 1991, Geometric models of listric normal faults and rollovers folds: *A.A.P.G. Bull.*, 75, 10, 1609-1625.
- Flotté, N., Plagnes, V., Sorel, D., Benedicto, A., 2001, Attempt to date Pleistocene normal faults of the Corinth-Patras Rift (Greece) by U/Th method, and tectonic implications: *Geophysical Research Letters*, submitted.
- Hatzfeld, D., Kementzetzidou, V., Karakostas, V., Ziazia, M., Nothard, S., Diagourtas, D., Deschamps, A., Karakaisis, G., Papadimitriou, P., Scordilis, M., Smith, R., Voulgaris, N., Kiratzi, S., Makropoulos, K., Bouin, M.P., Bernard, P., 1996, The Galaxidi Earthquake of the 18 November 1992: A Possible Asperity within the Normal Fault System of the Gulf of Corinth (Greece): *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 86, p. 1987-1991.
- IGME, 1982, 1/50.000 geological map of Greece, Khandila sheet.
- IGME, 1989, 1/50.000 geological map of Greece, Xylokaastro sheet.
- Keraudren, B., and Sorel, D., 1987, The terraces of Corinth (Greece) - a detailed record of eustatic sea - level variations during the last 500,000 years: *Marine Geology*, v. 77, p. 99-1070.
- Le Pichon, X., Angelier, J., 1979, The Hellenic arc and trench system: a key to neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area: *Tectonophysics*, v. 60, p. 1-42.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Noomen, R., and Veis, G., 1994, Kinematics of Anatolia-Aegean with respect to stable Europe based on a combination of SLR and geodetic measurements over 80 years: *C. R. Ac. Sci. Paris, Série-II*, v. 318, p. 1387-1400.
- Ori, G.G., 1989, Geologic history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece: *Geology*, v. 17, p. 918-921.
- Rietbrock, A., Tiberi, C., Scherbaum, F., and Lyon-Caen, H., 1996, Seismic slip on a low angle normal fault in the gulf of Corinth : Evidence from high-resolution cluster analysis of microearthquakes: *Geophysical Research Letters*, v. 23, p. 1817-1820.
- Rigo, A., Lyon-Caen, H., Armijo, R., Deschamps, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., and Kassaras, I., 1996, A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms: *Geophysical Journal International*, v. 126, p. 663-688.
- Sébrier, M., 1977, Tectonique récente d'une transversale à l'arc égéen. Le Golfe de Corinthe et ses régions périphériques: Thèse 3eme cycle, Paris, Univ. Paris XI-Orsay.

- Sorel, D., 2000, A Pleistocene and still-active detachment fault and the origin of the Corinth - Patras rift, Greece: *Geology*, v. 28, p. 83-86.
- Stiros, S.C. and Pirazzoli P.A., 1998, Field trip guide, Joint Meeting on Rapid coastal changes in the late Quaternary: processes, causes, modelling, impact on coastal zones, Greece.

Acknowledgments: This research was supported by the CNRS: UMR-8616, and INSU. Thanks to A. Benedicto for his help to balance the cross-sections and to IGME for its help in Greece.

BIBLIOGRAPHIE

- Aitken, M. J., Huxtable, J. et Debenham, N. C., 1986. Thermoluminescence dating in the Palaeolithic; burned flint, stalagmitic calcite, and sediment. *Bulletin de l'association française pour l'étude du Quaternaire* **26**, 7-14.
- Anderson, H. et Jackson, J., 1987. Active tectonics of the Adriatic region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* **91**, 937-983.
- Angelier, J., 1979. La néotectonique de l'Arc Egéen, Thèse, Société Géologique du Nord, publication n°3, 417pp. 417 pp.
- Argus, D. F., Gordon, R. G., DeMets, C. et Stein, S., 1989. Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault. *J. Geophys. Res.* **94**, 5585-5602.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A. et Barka, A., 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean; timing and kinematics. *Geology* **27** (3), 267-270.
- Armijo, R., Meyer, B., King, G.C.P., Rigo, A., Papanastassiou, D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophys. J. Int.* **126** (1), 11-53.
- Aubouin, J., 1959. Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Épire et de la Thessalie. *Ann. Géol. Pays Hellén.* **10**, 483pp.
- Aubouin, J. et Dercourt, J., 1962. Zone préapulienne, zone ionienne et zone du Gavrovo en Péloponnèse occidentale. *Bull. Soc. Géol. France* **7** (IV), 785-794.
- Barka, A. et Hancock, P., 1984. Neotectonic deformation patterns in the convex northwards arc of the North Anatolian fault. In: *The Geological evolution of the eastern Mediterranean* (edited by Dixon, J. E. et Robertson, A. H. F.) **17**. Geological Society of London Special Publication, 763-773.
- Barnes, J. W., Lang, E. J. et Potratz, H. A., 1956. Ratio of ionium to uranium coral limestones. *Science* **124**, 175-176.
- Benedicto, A., 1996. Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du golfe du Lion (partie nord), Sud-Est France, Thèse, Montpellier II Sciences et Techniques du Languedoc. 242 pp.
- Berger, G. W., 1988. Dating Quaternary events by luminescence. In: *Dating Quaternary Sediments*. Geol. Soc. Am., Special Pub., 13-50.
- Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-Caen, H., Gomez, J.-M., Tiberi, C., Berge, C., Cattin, R., Hatzfeld, D., Lachet, C., Lebrun, B., Deschamps, A., Courboulex, F., Larroque, C., Rigo, A., Massonnet, D., Papadimitriou, P., Kassaras, J., Diagourtas, D., Makropoulos, K., Veis, G., Papazisi, E., Mitsakaki, C., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Papanastassiou, D., Chouliaras, G., Stavrakakis, G., 1997. The Ms=6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece) : evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift. *Journal of Seismology* **1**, 131-150.
- Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., England, P., Featherstone, W., Parsons, B., Cross, P., Rands, P., Rayson, M., Sellers, P., Ashkenazi, V., Davison, M., Jackson, J. et Ambraseys, N., 1991. Geodetic determination of tectonic deformation in central Greece from 1900 to 1988. *Nature* **350** (6314), 124-129.
- Bottinga, Y., 1968. Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen in the system calcite-carbon dioxide-water. *Journal Physical Chemistry* **72**, 800-808.

- Bousquet, 1974. La Grèce occidentale, interprétation géomorphologique de l'Épire, de l'Acarnanie et des îles ioniennes, Thèse, Paris IV. 585 pp.
- Brooks, M. et Ferentinos, G., 1984. Tectonics and sedimentation in the Gulf of Corinth and the Zakynthos and Kefallinia Channels, western Greece. *Tectonophysics* **101** (1-1), 25-54.
- Brunn, J. H., 1956. Etude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale, Thèse, Ann. Géol. Pays Hellén. 358 pp.
- Buchanan, P. G. et McClay, K. R., 1991. Sandbox experiments of inverted listric and planar fault systems. *Tectonophysics* **188**, 97-115.
- Burrus, R. C., Cercone, K. R. et Harris, P. M., 1985. Timing of hydrocarbon migration: evidenced from fluid inclusions in calcite cements, tectonics and burial history. In: *Carbonate cements* (edited by Schneidermann, N. et Harris, P. M.) **36**. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., 277-289.
- Cadet, J. P., Bonneau, M., Dürr, S., Elter, P., Ferrière, J., Scandone, P. et Thiébaud, F., 1980. Les chaînes de la Méditerranée moyenne et orientale. *Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys, Colloque C5, 26è I.G.C.*, 98-118.
- Casas, I., De Pablo, J., Gimenez, J., Torrero, M., Bruno, J., Cera, E., Finch, R. et Ewing, R. C., 1998. The role of pe, pH and carbonate on the solubility of UO₂ and uraninite under nominally reducing conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **62** (13), 2223-2231.
- Causse, C. et Vincent, J. S., 1989. Th/U disequilibrium dating of middle and late Pleistocene wood and shelf from Banks and Victoria islands, Arctic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* **26**, 2718-2723.
- Chen, J. H., Edwards, R. L. et Wasserburg, G. J., 1986. 238U, 234U and 232Th in seawater. *Earth Planet. Sci. Lett.* **80**, 241-251.
- Chronis, G., Piper, D. J. W. et Anagnostou, 1991. Late quaternary evolution of the Gulf of Patras, Greece: tectonism, deltaic sedimentation and sea level change. *Marine Geology* **97**, 191-209.
- Clark, I. et Fritz, P., 1997. *Environmental isotopes in hydrogeology*, New York. 328 pp
- 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.
- Clément, C., 2000. Imagerie sismique crustale de la subduction hellénique et du golfe de Corinthe, Thèse, Paris VII. 178 pp.
- Closs, E., 1968. Experimental analysis of Gulf of Coast fracture patterns. *A.A.P.G. Bull.* **52**, 420-444.
- Cocard, M., Kahle, H., Peter, Y., Geiger, A., Veis, G., Felekis, S., Paradissis, D. et Billiris, H., 1999. New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: recent results inferred from GPS measurements (1993-1998) across the West Hellenic Arc, Greece. *Earth and Planetary Science Letters* **172** (1-2), 39-47.
- Collier, R. E. L., Leeder, M. R., Rowe, P. J. et Atkinson, T. C., 1992. Rates of tectonic uplift in the Corinth and Megara basins, central Greece. *Tectonics* **11** (6), 1159-1167.
- Collier, R. E. L., Pantosti, D., D'addezio, G., De Martini, P. M., Masana, E. et Sakellariou, D., 1998. Paleosismicity of the 1981 Corinth earthquake fault : Seismic contribution to extensional strain in central Greece and implications for seismic hazard. *Journal of Geophysical Research* **103** (B12), 30001-30019.
- Coplen, T. B., Kendall, C. et Hopple, J., 1983. Comparison of isotope reference samples. *Nature* **302**, 236-236.
- Craig, H., 1961. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural water. *Science* **133**, 1833-1834.

- Craig, H., 1965. The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. *Earth Planet. Sci. Lett.* **5**, 837-858.
- Craig, H. et Gordon, L., 1965. Deuterium and oxygen-18 variation in the ocean and the marine atmosphere. In: *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures* (edited by Tongiorgi, E.), 9-130.
- Cushing, E. M., 1985. Evolution structurale de la marge Nord-Ouest hellénique dans les îles de Levkas et ses environs (Grèce nord-occidentale), Thèse, Université Paris XI-Orsay. 297 pp.
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* **16**, 436-438.
- Dart, C. J., Collier, R. E., Gawthorpe, R. L., Keller, J. V. A. et Nichols, G., 1994. Sequence stratigraphy of (?)Pliocene-Quaternary synrift, Gilbert-type fan deltas, northern Peloponnesos, Greece. *Marine and Petroleum Geology* **11** (5), 545-560.
- Davies, R. R., England, P. C., Parson, B. E., Billiris, H., Paradissis, D. et Veis, G., 1997. Geodetic strain of Greece in the interval 1892-1992. *J. Geophys. Res.* **102** (24), 571-588.
- Davison, I., 1986. Listric normal fault profiles: calculation using bed-length balance and fault displacement. *J. Struct. Geol.* **8** (2), 209-210.
- De Brit, T. J., 1989. Timing structural events and base-metal emplacement using extension veins and cements in the Carboniferous of North Central Ireland. *Irish J. Earth Sci.* **10**, 13-31.
- De Voogd, B., Nicolich, R., Olivet, J. L., Fanucci, F., Burrus, J., Mauffret, A., Pascal, G., Argani, A., Auzende, M., Bernabini, M., Bois, C., Carmignani, L., Fabbri, A., Finetti, I., Galdeno, A., Gorini, C. Y., Labaume, P., Lajat, D., Patriat, P., Pinet, B., Ravat, J., Ricci Lucchi, F. et Vernassa, S., 1991. First deep seismic reflection transect from the gulf of Lions to Sardinia (ECORS-CROP profiles in western Mediterranean). In: *Continental lithosphere: deep seismic reflections* **22**. American Geophysical Union, Geodynamics.
- Deines, P., 1980. The isotopic composition of reduced organic carbon. In: *Handbook of environmental isotope geochemistry. Vol.1. The terrestrial environment* (edited by Fritz, P. et Fontes, J. C.), 329-406.
- Delmas, R. J., Ascencio, J. M. et Legrand, M., 1980. Polar ice evidence that atmospheric CO₂ 2000yr BP was 50% of present. *Nature* **284** (5752), 155-157.
- Dercourt, J., 1964. Contribution à l'étude géologique du secteur du Péloponnèse septentrional, Thèse, faculté des sciences de l'Université de Paris. pp.
- Desprairies, A., 1977. Etude sédimentologique de formations à caractères flysch et molasse. Macédoine et Epire, Grèce, Thèse, Paris-Sud (Orsay). pp.
- Dever, L., 1985. Approches chimiques et isotopiques des interactions fluides-matrice en zone non-saturée carbonatée, Thèse, Université Paris-Sud. 196 pp.
- Dia, A. N., Cohen, A. S., O'Nions, R. K. et Jackson, J. A., 1997. Rates of uplift investigated through Th-230 dating in the Gulf of Corinth (Greece). *Chemical Geology* **138**, 171-184.
- Doutsos, T. et 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** (6), 689-699.
- Dufaure, J. J., 1975. Le relief du Péloponnèse, Thèse, Université Paris IV. 1422 pp.
- Dufaure, J. J., 1977. Carte géologique du Péloponnèse. *Institut de géographie*.
- Dufaure, J. J. et Zamanis, A., 1980. Styles néotectoniques et étagements de niveaux marins quaternaires sur un segment d'arc insulaire, le Péloponnèse. *Proc. Colloquium on Niveaux Marins et Tectonique Quaternaire dans l'Aire Méditerranéenne, CNRS, Univ. Paris I, Paris*.

- Dula, W. F., 1991. Geometric models of listric normal faults and rollover folds. *A.A.P.G. Bull.* **75** (10), 1609-1625.
- Egan, S. S., 1992. The flexural isostatic response of the lithosphere to extensional tectonics. *Tectonophysics* **202**, 291-308.
- Ehleringer, J. R., Sage, R. F., Flanagan, L. B. et Pearcy, R. W., 1991. Climate change and the evolution of C4 photosynthesis. *Trends in Ecology and Evolution* **6**, 95-99.
- Ellis, P. G. et McClay, K. R., 1988. Listric extensional fault systems: results of analogue model experiments. *Basin Research* **1**, 55-70.
- Epstein, S. E., Buchsbaum, R. et Lowenstam, H. A., 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America* **64** (1315-1326).
- Faugère, E. et Brun, J. P., 1984. Modélisation expérimentale de la distension continentale. *C.R.Acad. Scien., Paris* **11** (299), 365-370.
- Faure, J. L., 1990. Failles normales, coupes équilibrées et subsidence dans les bassins en extension. Le bassin Viking (Mer du Nord) et le domaine briançonnais (Alpes occidentales) au Jurassique, Thèse, Université Montpellier II. pp.
- Faure, J. L. et Chermette, J. C., 1989. Deformation of tilted blocks, consequences on block geometry and extension measurements. *Bull. Soc. géol. France* **V** (3), 461-476.
- Ferentinos, G., Brooks, M. et Doutsos, T., 1985. Quaternary tectonics in the Gulf of Patras, western Greece. *Journal of Structural Geology* **7** (6), 713-717.
- Fleury, J. J., 1980. Les zones de Gavrovo-Tripolitsa et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans le cadre alpin, Thèse, Société Géologique du Nord, Vol. 1, publication n°4, 473pp. pp.
- Friedman, I. et O'Neil, J. R., 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: *Data of geochemistry*. US Geological survey professional, 106.
- Frydas, D., 1991. Palaeoökologische und stratigraphische untersuchungen der diatomeen des Pleistozans der N-Peloponnes, Griechenland. *Bull. Geol. Soc. Greece* **XXV** (2), 499-513.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerilo, A. et Villari, L., 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* **17**, 687-699.
- Gautier, P. et Brun, J. P., 1994. Crustal scale geometry and kinematics of late - orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Evvia Island). *Tectonophysics* **238**, 399-424.
- Gautier, P., Brun, J. P. et Jolivet, L., 1993. Structure and kinematics of upper cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades islands, Greece). *Tectonics* **12** (5), 1180-1194.
- Gautier, P., Brun, J. P., Moriceau, R., Sokoutis, D., Martinod, J. et Jolivet, L., 1999. Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophysics* **315** (1-4), 31-72.
- Gaven, 1975. Déséquilibre dans les familles radioactives de l'uranium et du Thorium au cours des processus volcano-génétiques, Thèse, Pierre et Marie Curie Univ., pp.
- Gibbs, A. D., 1983. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.* **5** (2), 153-160.
- Gibbs, A. D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *J. geol. Soc. London* **141**, 609-620.
- Gilbert, J. K., 1885. The topographical features of lake shores. *Ann. Rep. US. Geol. Surv.* **5**, 69-123.

- Gill, J. B., Pyle, D. M. et Williams, R. W.,1992. Igneous rocks. In: *Uranium-series disequilibrium. Application to earth, marine and environmental sciences.* (edited by Ivanovich, M. et Harmon, R. S.), New York, 207-258.
- Goldsworthy, M. et Jackson, J.,2001. Migration of activity within normal fault systems: examples from the Quaternary of mainland Greece. *Journal of Structural Geology* **23**, 489-506.
- Gorini, C., Le Marrec, A. et Mauffret, A.,1993. Contribution to the structural and sedimentary history of the gulf of Lions (western Mediterranean), from the ECORS profiles, industrial seismic profiles and welll data. *Bull. Soc. Geol. France* **164** (3), 353-363.
- Groshong, R. H.,1989. Half-graben structures: balanced models of extensional fault-bend fold. *Geol. Soc. Am. Bull.* **101**, 96-105.
- Groshong, R. H.,1990. Unique determination of normal fault shape from hanging wall bed geometry in detached half grabens. *Eclogae Geologicae Helvetiae* **83**, 455-471.
- Hageman, J.,1979. Late Cenozoic history of the Pyrgos area, western Peloponnesus. In: *VI Coll. Geol. Aegean Region, Athènes II*, 667-674.
- Hamblin, W. K.,1965. Origin of "reverse drag" on the Downthrown side of normal faults. *Geol. Soc. Am. Bull.* **76**, 1145-1164.
- Hancock, P. L. et Barka, A. A.,1987. Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. *J. struct. Geol.* **9**, 419-427.
- Hasiotis, T., Papatheodorou, G., Kastanos, N. et Ferentinos, G.,1996. A pockmark field in the Patras Gulf (Greece) and its activation during the 14/7/93 seismic event. *Marine Geology* **130** (3-4), 333-344.
- Haslinger, F., Kissling, E., Ansorge, J., Hatzfeld, D., Papadimitriou, E., Karakostas, V., Makropoulos, K., Kahle, H.-G. et Peter, Y.,1999. 3D crustal structure from local earthquake tomography around the Gulf of Arta (Ionian region, NW Greece). *Tectonophysics* **304** (3), 201-218.
- Hatzfeld, D.,1994. On the shape of the subducting slab beneath the Peloponnese, Greece. *Geophysical Research Letters* **21** (3), 173-176.
- Hatzfeld, D., Kassaras, I., Panagiotopoulos, D., Amorese, D., Makropoulos, K., Karakaisis, G. et Coutant, O.,1995. Microseismicity and strain pattern in northwestern Greece. *Tectonics* **14** (4), 773-785.
- Hatzfeld, D., Kementzetzidou, V., Karakostas, V., Ziazia, M., Nothard, S., Diagourtas, D., Deschamps, A., Karakaisis, G., Papadimitriou, P., Scordilis, M., Smith, R., Voulgaris, N., Kiratzi, S., Makropoulos, K., Bouin, M.P., Bernard, P.,1996. The Galaxidi Earthquake of the 18 November 1992 : A Possible Asperity within the Normal Fault System of the Gulf of Corinth (Greece). *Bulletin of the Seismological Society of America* **86** (6), 1987-1991.
- Heezen, B. C., Ewing, M. et Johnson, G. L.,1966. The Gulf of Corinth floor. *Deep Sea Res.* **13**, 381-411.
- Higgs, W. G., Williams, G. D. et Powell, C. M.,1991. Evidence for flexural shear folding asociated with extensional faults. *Geol. Soc. Am. Bull.* **103**, 710-717.
- Hillaire-Marcel, C. et Causse, C.,1989. Chronologie Th/U des concrétions calcaires des varves du lac glaciaire de Deschaillons. *Canadian Journal of Earth Sciences* **26**, 1041-1052.
- Howard, K. A. et John, B. E.,1987. Crustal extension along a rooted system of imbricate low-angle faults: Colorado River extensional corridor, California and Arizona. In: *Continental Extensional Tectonics* (edited by Coward, M. P. e. a.) **28**. Geol. Soc. Special Pub., 299-311.
- Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L. et Shackleton, N. J.,1984. The orbital theory of the Pleistocene climate:

- support from revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: *Milankovitch and Climate, Part I* (edited by Berger, A.), 269-305.
- Ivanovitch, M., Latham, A. G. et Ku, T. L., 1992. Uranium-series disequilibrium applications in geochronology. In: *Uranium-series disequilibrium: applications to earth, marine, and environmental sciences* (edited by Ivanovitch, M. et Harmon, R. S.). Clarendon press - Oxford.
- Jackson, J. et McKenzie, D., 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal* **93** (1), 45-73.
- Jackson, J. et McKenzie, D., 1983. The geometrical evolution of normal fault systems. *Journal of Structural Geology* **5** (5), 471-482.
- Jackson, J. et McKenzie, D., 1988. Rates of active deformation in the Aegean Sea and surrounding regions. *Basin Research* **1**, 121-128.
- Jackson, J. A., Gagnepain, J., Houseman, G., King, G. C. P., Papadimitriou, P., Soufleris, C. et Virieux, J., 1982. Seismicity, normal faulting, and the geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): the Corinth earthquakes of February and March 1981. *Earth and Planetary Science Letters* **57** (2), 377-397.
- Jackson, J. A. et White, N. J., 1989. Normal faulting in the upper continental crust: observations from regions of active extensions. *Journal of Structural Geology* **11** (1/2), 15-36.
- Jacobshagen, V., Richter, D., Makris, J., Bachmann, G. H., Giese, G. H. et Risch, H., 1978. Alpidic development and structure of the Peloponnesus. In: *Alps, Apennines, Hellenides* (edited by Closs, H., Roeder, D. H. et Schmidt, K.), 415-423.
- Jamet, M., 1982. Etude néotectonique de Corfou et étude paléomagnétique des sédiments néogènes de Corfou, Céphalonie et Zante, Thèse, Université Paris XI-Orsay. 235 pp.
- Jarrad, R. D., 1986. Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics* **24** (2), 217-284.
- Jolivet, L., Brun, J. P., Gautier, P., Lallemand, S. et Patriat, M., 1994. 3D-kinematics of extension in the Aegean region from the early Miocene to the present, insights from the ductile crust. *Bull. Soc. Géol. France* **165** (3), 195-209.
- Jolivet, L., Goffé, B., Monié, P., Truffert-Luxey, C., Patriat, M. et Bonneau, M., 1996. Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high-pressure metamorphic rocks. *Tectonics* **15** (6), 1129-1153.
- Kahle, H., Müller, M., Mueller, S. et Veis, G., 1993. The Cephalonia transform fault and the rotation of the Apulian platform: evidence from satellite geodesy. *Geophys. Res. Lett.* **20**, 651-654.
- Kahle, H.-G., Muller, M. V., Geiger, A., Danuser, G., Mueller, S., Veis, G., Billiris, H. et Paradissis, D., 1995. The strain field in northwestern Greece and the Ionian Islands: results inferred from GPS measurements. *Tectonophysics* **249** (1-2), 41-52.
- Kahle, H.-G., Straub, C., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Hurst, K., Veis, G., Kastens, K. et Cross, P., 1998. The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements. *Tectonophysics* **294** (3-4), 237-252.
- Kaufman, A., 1969. Thorium-232 concentration of surface ocean water. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **33**, 717-724.
- Kaufman, A. et Broecker, W. S., 1965. Comparison of ^{230}Th and ^{14}C ages for carbonates material from Lahontan and Bonneville. *JGR* **70**, 4039-4054.
- Kaufman, A., Broecker, W. S., Ku, T. L. et Thurber, D. L., 1971. The status of U-series methods of dating molluscs. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **35**, 1155-1183.

- Keller, E. A. et Pinter, N.,1996. Active tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape (edited by Hall, P.).
- Keraudren, B., Falguères, C., Bahain, J. J., Sorel, D. et Yokoyama, Y.,1995. Nouvelles datations radiométriques des terrasses marines de Corinthe (Péloponnèse septentrional, Grèce). *C.R. Acad. Sci. Paris* **320** (II a), 483-489.
- Keraudren, B. et Sorel, D.,1987. The terraces of Corinth (Greece) - a detailed record of eustatic sea - level variations during the last 500,000 years. *Marine Geology* **77**, 99-1070.
- King, G. C. P., Ouyang, Z. X., Papadimitriou, P., Deschamps, A., Gagnepain, J., Houseman, G., Jackson, J. A., Soufleris, C. et Virieux, J.,1985. The evolution of the Gulf of Corinth (Greece): an aftershock study of the 1981 earthquake. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* **80** (3), 677-693.
- Kissel, C., Jamet, M. et Laj, C.,1984. Paleomagnetic evidence of Miocene and Pliocene rotational deformations of the Aegean area. In: *The geological evolution of the eastern Mediterranean* (edited by Dixon, J. E. et Robertson, A. H. F.) **17**. Geological Society of London Special Publication, 669-679.
- Kissel, C., Laj, C. et Mueller, C.,1985. Tertiary geodynamical evolution of the northwestern Greece; paleomagnetic results. *Earth Planet. Sci. Lett.* **72** (2-3), 190-204.
- Kissel, C. et Poisson, A.,1986. Etude paléomagnétique préliminaire des formations néogènes du bassin d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). *C.R.Acad. Scien., Paris* **302** (10), 711-716.
- Kissel, C. et Poisson, A.,1987. Etude paléomagnétique préliminaire des formations cénozoïques des Bey Daglari (Taurides occidentales, Turquie). *C.R.Acad. Scien., Paris* **304** (8), 343-348.
- Koukouvelas, I. K., Stamatopoulos, L., Katsonopoulou, D. et Pavlides, S.,2001. A palaeoseismological and geoarchaeological investigation of the Eliki fault, Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Structural Geology* **23** (2-3), 531-543.
- Kuznir, N. J. et Egan, S. S.,1989. Simple-shear and pure-shear models of extensional sedimentary basin formation: application to the Jeanne d'Arc basin, Grand bank of Newfoundland. *A.A.P.G. Mem* **46**, 305-322.
- Kuznir, N. J., Karner, G. D. et Egan, S. S.,1987. Geometric, thermal and isostatic consequences of detachments in continental lithosphere extension and basin formation. In: *Sedimentary basins and basin forming mechanisms* (edited by Beaumont, C. e. T., A.J.) **12**. Can. Soc. Pet. Geol. Mem, 185-203.
- Labonne, M., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B. et Goy, J. L.,2002. Multi isotopic age assesment of dirty speleothem calcite : an example from Alta-Mira Cave, Spain. *QSR* **21**, 1099-1110.
- Laj, C., Jamet, M., Sorel, D. et Valente, J. P.,1982. First paleomagnetic results from Mio-Pliocene series of the hellenic sedimentary arc. in: *Le Pichon, X, S.S. Augustithis and J.Masclé, eds. Geodynamics of the hellenic arc and trench. Tectonophysics* **86**, 45-67.
- Lallemand, S.,1999. *La subduction océanique*. Gordon and Breach Science Publishers.194 pp
- Langmuir, D.,1997. *Aqueous environmental geochemistry*.600 pp
- Lauer, J. P.,1981. L'évolution géodynamique de la Turquie et de Chypre déduite de l'étude paléomagnétique, Thèse, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg. 299 pp.
- Le Cléac'h, A.,1984. L'extrémité orientale de l'Arc Hellénique externe: structure et évolution récente, Thèse, Université Paris VI. 235 pp.
- Le Pichon, X. et Angelier, J.,1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. *Tectonophysics* **60** (1-2), 1-42.

- Le Pichon, X. et Angelier, J.,1981. The Aegean Sea. *Philosophical Transactions Royal Society London A (Mathematical and Physical Sciences)* **300** (1454), 357-372.
- Le Pichon, X., Chamot Rooke, N., Lallemand, S., Noomen, R. et Veis, G.,1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: implications for eastern Mediterranean tectonics. *Journal of Geophysical Research* **100** (B7), 12675-12690.
- Le Pichon, X., Chamot Rooke, N., Noomen, R. et Veis, G.,1994. Kinematics of Anatolia-Aegea with respect to stable Europe based on a combination of SLR and geodetic measurements over 80 years. *Comptes-Rendus-de-l'Academie-des-Sciences,-Serie-II-(Sciences-de-la-Terre-et-des-Planetes)* **318** (10), 1387-1400.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Huchon, P. et Luxey, P.,1993. Implications des nouvelles mesures de géodésie spatiale en Grèce et en Turquie sur l'extrusion latérale de l'Anatolie et de l'Egée. *C.R. Acad. Sci. Paris* **316** (série II), 983-990.
- Le Pichon, X., Lallemand, S. J., Chamot-Rooke, N., Lemeur, D. et Pascal, G.,2002. The Mediterranean ridge backstop and the Hellenic nappes. *Marine Geology* **3072**, 1-15.
- Lee, J. et Lister, G. S.,1992. Late Miocene ductile extension and detachment faulting, Mykonos, Greece. *Geology* **20**, 121-124.
- Leeder, M. R. et Gawthorpe, R. L.,1987. Sedimentary models for extensional tilt - block / half - graben basins. *Tectonics* **28**, 139-152.
- Lekkas, S. et Papanikolaou, D.,1978. On the phyllite problem in Peloponnesus. *Ann. Géol. Pays Hellén.* **29**, 395-410.
- Lemeille, F., Sorel, D., Bourdillon, C., Guernet, C., Manakou, M. et Berge-Thierry, C.,2002. Quantification de la déformation associée à la faille active d'Aigion (golfe de Corinthe, Grèce) par l'étude des dépôts du Pléistocène supérieur et de la transgression marine holocène. *C. R. Geosciences* **334**, 1-9.
- Lemon, N. M. et Mahmood, T.,1994. Two and three dimensional analogue modelling of extensional fault systems with application to the North West Shelf, Western Australia. *Australian Petrol. Expl. Assoc. J.* **34**, 555-565.
- Lister, G. S., Banga, G. et Feenstra, A.,1984. Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology* **12** (4), 221-225.
- Lister, G. S., Etheridge, M. A. et Symonds, P. A.,1991. Detachment models for the formation of passive continental margins. *Tectonics* **10** (5), 1038-1064.
- Louvari, E., Kiratzi, A. A. et Papazachos, B. C.,1999. The Cephalonia Transform Fault and its extension to western Lefkada Island (Greece). *Tectonophysics* **308**, 223-236.
- Majoube, M.,1971. Fractionnement en oxygène-18 et en deutérium entre l'eau et sa vapeur. *Journal of Chemical Physics* **197**, 1423-1436.
- Makris, J.,1975. Crustal structure of the Aegean Sea and the Hellenides obtained from geophysical surveys. *Journal of Geophysics* **41** (4), 441-443.
- Makris, J.,1978. The crust and upper mantle of the Aegean region from deep seismic soundings. *Tectonophysics* **46** (3-4), 269-284.
- McClay, K. R.,1990a. Deformation mechanics in analogue models of extensional fault systems. In: *Mechanisms, rheology and tectonics* (edited by E.H. Butter and R.J. Knipe, G. S. S. P.) **4**, 445-454.
- McClay, K. R.,1990b. Extensional fault systems in sedimentary basins: a review of analogue model studies. *Mar. & Petrol. Geol.*, 206-233.
- McClay, K. R.,1996. Recent advances in analogue modelling: uses in section interpretations and validation. In: *Modern developments in structural interpretation, validation and modelling* (edited by Buchanan, P. G. et Nieuweland, D. A.) **99**. Geol. Soc. Special Pub., 201-225.

- McClay, K. R. et Ellis, P. G.,1987a. Analogue models of extensional fault geometries. *In: Continental extensional tectonics, edited by M.P. Coward et al., Geol. Soc. London, Special Pub.* **28**, 109-125.
- McClay, K. R. et Ellis, P. G.,1987b. Geometries of extensional fault systems developed in model experiments. *Geology* **15**, 341-344.
- McClay, K. R. et Scott, A. D.,1991. Experimental models of hangingwall deformation in ramp-flat listric extensional fault systems. *Tectonophysics* **188** (1-2), 85-96.
- McClay, K. R., Waltham, D. A., Scott, A. D. et Abousetta, A.,1991. Physical and seismic modelling of listric normal fault geometries. *In: The geometry of normal faults* (edited by Roberts, A. M., Yielding, G., Freeman, B.) **56**. Geol. Soc. London, Special Pub., 231-239.
- McClay, K. R. et White, M.,1995. Analogue models of orthogonal and oblique rifting. *Mar. & Petrol. Geol.* **12**, 137-151.
- McClusky, S., Bassanian, 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., Preilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksoz, M. N. et Veis, G.,2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research* **105** (B3), 5695-5719.
- Medwedeff, D. A. et Krantz, R. W.,2002. Kinematic and analog modeling of 3-D extensional ramps: observations and a new 3-D deformation model. *Journal of Structural Geology* **24** (4), 763-772.
- Meijer, P. T. et Wortel, M. J. R.,1997. Present-day dynamics of the Aegean region: A model analysis of the horizontal pattern of stress and deformation. *Tectonics* **16** (6), 879-895.
- Melis, N. S., Brooks, M. et Pearce, R. G.,1989. A microearthquake study in the Gulf of Patras region, western Greece, and its seismotectonic interpretation. *Geophysical Journal International* **98** (3), 515-524.
- Mercier, J. L.,1977. L'arc égéen, une bordure déformée de la plaque eurasiatique; réflexions sur un exemple d'étude néotectonique. *Bull. Geol. Soc. France* **XIX** (3), 663-672.
- Mercier, J. L., Bousquet, B., Delibassis, N. D., Drakopoulos, I., Keraudren, B., Lemeille, F. et Sorel, D.,1972. Déformations en compression dans le Quaternaire des rivages ioniens (Céphalonie, Grèce). Données néotectoniques et sismiques. *C.R.Acad. Scien., Paris* **275**, 2307-2310.
- Mercier, J. L., Carey, E., Philip, H. et Sorel, D.,1976. La néotectonique plio-quaternaire de l'Arc égéen externe et de la Mer Egée et ses relations avec la sismicité. *Bull. Geol. Soc. France* **XVIII** (2), 355-372.
- Mercier, J. L., Delibassis, N. D., Gauthier, A. J., Lemeille, F., Philip, H., Sébrier, M. et Sorel, D.,1979. La néotectonique de l'Arc Egéen. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., Spec. Pap.* **21**, 67-92.
- Mercier, J. L., Sorel, D. et Simeakis, K.,1987. Changes of the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean Arc from the Pliocene to the present. *Annales Tectonicae* **1** (1), 20-39.
- Milton, G. M.,1987. Paleohydrological inferences from fracture calcite analyses: an example from the Stripa Project, Sweden. *Applied Geochemistry* **2**, 33-36.
- Mouyaris, N., Papastamatiou, D. et Vita-Finzi, C.,1992. The Helice fault? *Terra Nova* **4**, 124-129.
- Mudelsee, M. et Schulz, M.,1997. The Mid-Pleistocene climate transition: onset of 100ka cycle lags ice volume build-up by 280ka. *Earth and Planetary Science Letters* **151** (1-2), 117-123.

- Myriantithis, M.,1984. Graben formation and associated seismicity in the gulf of Corinth (central Greece). In: *The geological evolution of the eastern Mediterranean* (edited by Dixon, J. E. e. R., A.H.F.) **17**. Geol. Soc. London, Spec. Pub., 701-707.
- Nemec, W.,1990. Aspect of sediment movement on steep delta slopes. In: *Coarse Grained Deltas* (Ed. by A. Colella and D. Prior), *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* **10**, 29-73.
- Nielsen, C., Chamot-Rooke, N. et Rangin, C.,2002. Partitioning at very oblique subduction zones: a comparative marine study between the Burma Trench and the western termination of the Hellenic Trench. *EGS XXVII, Nice, France, 21-26 April 2002*.
- Ori, G. G.,1989. Geologic history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece. *Geology* **17**, 918-921.
- Osmond, C. B.,1975. Environmental control of photosynthetic options. In: *Crassulean plants. Environmental and biological control of photosynthesis* (edited by Marcelle, R.), 299-309.
- Papazachos, B. et Papazachou, C.,1997. *The earthquakes of Greece*. ZITI, Thessalonikipp
- Papazachos, B. C., Karakostas, V. G., Papazachos, C. B. et Scordilis, E. M.,2000. The geometry of the Wadati–Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc. *Tectonophysics* **319** (4), 275-300.
- Peacock, D. C. P. et Parfitt, E. A.,2002. Active relay ramp and normal fault propagation on Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Structural Geology* **24**, 729-742.
- Philippon, A.,1892. Der Peloponnes. Versuch einer Landeskunde auf geologischer Grundlage. Springer, Berlin., Thèse. 642 pp.
- Piper, D. J. W., Stamatopoulos, L., Poulimenos, G., Doutsos, T. et Kontopoulos, N.,1990. Quaternary history of the Gulfs of Patras and Corinth, Greece. *Z. Geomorph. N.F.* **34** (4), 451-458.
- Poulimenos, G., Albers, G. et Doutsos, T., 1989. Neotectonic evolution of the central section of the Corinth graben. *Z. dt. Geol. Ges.* **140**, 273-282.
- Poulimenos, G., Zelilidis, A., Kontopoulos, N. et Doutsos, T.,1993. Geometry of trapezoidal fan deltas and their relationship to extensional faulting along the south-western active margins of the Corinth rift, Greece. *Basin research* **5**, 179-192.
- Raisbeck, G. M. et Yiou, F.,1984. Production of long-lived cosmogenic nuclei and their applications. *Nucl. Instrum. Method. Phys. Res.* **B5**, 91-99.
- Ramsay, J. G. et Huber, M.,1983. *The techniques of modern structural geology. Voll: Strain analysis*. Academic Press Inc. (London)pp
- Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, R. W., Toksoz, M. N., Barka, A. A., Kinik, I., Lenk, O. et Sanli, I.,1997. global positioning system measurements of the present-day crustal movements in the Arabia - Africa - Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research* **102** (B5), 9983-9999.
- Rigo, A.,1994. Etude sismotectonique et géodésique du golfe de Corinthe (Grèce), Thèse, Univ. Paris VII. 281 pp.
- Rigo, A., Lyon-Caen, H., Armijo, R., Deschamps, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Papadimitriou, P. et Kassaras, I.,1996. A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms. *Geophysical Journal International* **126**, 663-688.
- Rihs, S., Condomines, M. et Fouillac, C.,1997. U and Th series radionuclides in CO₂-rich geothermal systems in the french Massif Central. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* **226** (1-2), 149-157.
- Rihs, S., Condomines, M. et Poidevin, J.-L.,2000. Long-term behaviour of continental hydrothermal systems:; U-series study of hydrothermal carbonates from the French Massif Central (Allier Valley). *Geochimica et Cosmochimica Acta* **64** (18), 3189-3199.

- Ritz, J. F., Brown, E. T., Bourlès, D. L., Philip, H., Schlupp, A., Raisbeck, G. M., Yiou, F. et Entkhtuvshin, B., 1995. Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray exposure dates: application to the Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia. *Geology* **23**, 1019-1022.
- Roberts, G., Gawthorpe, R. et Stewart, I., 1993. Surface faulting within active normal fault zones: examples from the Gulf of Corinth fault system, Central Greece. *Z. Geomorph. N.F.* **94**, 303-328.
- Rosholt, J. N., 1976. $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dating of travertine and calcite rinds. *GSA Abstract Program* **8**, 1076.
- Rosholt, J. N. et Antal, P. S., 1962. Evaluation of the $^{231}\text{Pa}/\text{U}$ - $^{230}\text{Th}/\text{U}$ method for dating Pleistocene carbonate rocks. *US Geol. Survey Professional Paper* **450** (E), 108-111.
- Rowan, M. et Kligfield, R., 1989. Cross section restoration and balancing as aid to seismic interpretation in extensional terranes. *A.A.P.G. Bull.* **73** (8), 955-966.
- Ruddiman, W. F., Raymo, M. et McIntyre, A., 1986. Matuyama 41,000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets. *Earth Planet. Sci. Lett.* **80**, 117-129.
- Sachpazi, M., Clément, C., Hirn, A., Charvis, P., Graindorge, D., Hello, Y., 1998. Sismotectonique du golfe de Corinthe: apport des données de sismique verticale et grand-angle de la campagne Séisgrèce (1997), Réunion des Sciences de la Terre, Brest.
- Sauvage, J. et Dufaure, J. J., 1976. Sur une flore pré-Tiglienne dans la série marno-conglomératique corinthienne (Péloponnèse, Grèce). *C.R.Acad. Scien., Paris* **282**, 687-690.
- Scordilis, E. M., Karakaisis, G. F., Karakostas, B. G., Panagiotopoulos, D. G., Comninakis, P. E. et Papazachos, B. C., 1985. Evidence for Transform faulting in the Ionian Sea: The Cephalonia Island Earthquake. *Pure Appl. Geophys.* **123**, 388-397.
- Sébrier, M., 1977. Tectonique récente d'une transversale à l'arc égéen. Le golfe de Corinthe et ses régions périphériques, Thèse, Université Paris XI-Orsay. 137 pp.
- Seeger, M. et Alexander, J., 1993. Distribution of Plio-Pleistocene and modern coarse-grained deltas south of the Gulf of Corinth, Greece. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* **20**, 37-48.
- Seidel, E., Kreuzer, H. et Harre, W., 1982. A late Oligocene/early Miocene high pressure belt in the external Hellenides. *Geologisches Jahrbuch* **23**, 165-206.
- Shackleton, N. J., 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quat. Sci. Rev.* **6**, 183-190.
- Shackleton, N. J., Berger, A. et Peltier, W. R., 1990. An alternate astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.* **81**, 251-261.
- Siame, L., Braucher, R. et Bourlès, D. L., 2000. Les nucléides cosmogéniques produits in-situ: de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. *Bull. Geol. Soc. France* **171** (4), 383-396.
- Sibson, R. H., 1986. Brecciation processes in fault zones : inferences from earthquake rupturing. *Pure Appl. Geophys.* **124**, 156-175.
- Sorel, D., 1976. Etude néotectonique dans l'Arc Egéen externe occidentale: les îles Ioniennes de Kephallinia et Zakynthos et l'Elide occidentale, Thèse, Université Paris XI-Orsay. 196 pp.
- Sorel, D., 1989. L'évolution structurale de la Grèce nord-occidentale depuis le Miocène dans le cadre géodynamique de l'arc égéen, Thèse, Paris XI. 475 pp.
- Sorel, D., 2000. A Pleistocene and still-active detachment fault and the origin of the Corinth - Patras rift, Greece. *Geology* **28** (1), 83-86.

- Sorel, D., 2001. Variations of Vertical movements along the Corinth-Patras rift (Greece): A possible influence of the Western Hellenic Subduction Zone. In: *EUG XI*, Strasbourg.
- Sorel, D., Mercier, J. L., Keraudren, B. et Cushing, M., 1988. Le rôle de la traction de la lithosphère subductée dans l'évolution géodynamique pli-pléistocène de l'arc égéen: mouvements verticaux alternés et variations du régime tectonique. *C. R. Acad. Sci. Paris* **307** (série II), 1981-1986.
- Soter, S., 1998. Holocene uplift and subsidence of the Helike delta, Gulf of Corinth, Greece. In: *Coastal tectonics* (edited by Stewart, I. S. et Vita-Finzi, C.) **146**. Geological Society, London, Special Publication, 41-56.
- Spakman, W., Wortel, M. J. R. et Vlaar, N. J., 1988. The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic implications. *Geophysical Research Letters* **15** (1), 60-63.
- Stewart, I., 1996. Holocene uplift and paleoseismicity on the Eliki fault, Western gulf of Corinth, Greece. *Annali di Geofisica* **XXXIX** (3), 575-588.
- Stewart, I. et Vita-Finzi, C., 1996. Coastal uplift on active normal faults: the Eliki Fault, Greece. *Geophysical Research Letters* **23** (14), 1853-1856.
- Stewart, I. S. et Hancock, P. L., 1988. Normal fault zone evolution and fault scarp degradation in the Aegean region. *Basin Research* **1**, 139-153.
- Stewart, I. S. et Hancock, P. L., 1990. Brecciation and fracturing within neotectonic normal fault zones in the Aegean region. In: *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics* (edited by Knipe, R. J. et Rutter, E. H.) **54**. Geological Society Special Publication, 105-112.
- Stewart, I. S. et Hancock, P. L., 1991. Scales of structural heterogeneity within neotectonic normal fault zones in the Aegean region. *J. struct. Geol.* **13** (2), 191-204.
- Stiros, S. C. et Pirazzoli, P. A., 1998. Late Quaternary coastal changes in the Gulf of Corinth, Greece. In: *Joint meeting on rapid coastal changes in the Late Quaternary: Processes, causes, modelling, impacts on coastal zones, Greece*.
- Sturchio, N. C. et Binz, C. M., 1988. Uranium-series determination of calcite veins, VC-1 drill core, Valles Caldera, New Mexico. *Journal of Geophysical Research* **93** (B6), 6097-6102.
- Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American J. Science* **288**, 684-721.
- Szabo, B. J. et Rosholt, J. N., 1989. Uranium-series nuclides in the Golden fault, Colorado, U.S.A.: dating latest fault displacement and measuring recent uptake of radionuclides by fault-zone materials. *Applied Geochemistry* **4**, 177-182.
- Taddeucci, A., Tuccimei, P. et Voltaggio, M., 1998. Uranium series disequilibrium dating in volcanic areas. *Quaternary International* **47/48**, 165-169.
- Taymaz, T., Jackson, J. et McKenzie, D., 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophysical Journal International* **106** (2), 433-490.
- Thiébaud, F., 1982. Evolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridional (Grèce), Thèse, Lille. pp.
- Tian, J., Wang, P., Cheng, X. et Li, Q., 2002. Astronomically tuned Plio-Pleistocene benthic $\delta^{18}O$ record from South China Sea and Atlantic-Pacific comparison. *Earth Planet. Sci. Lett.* **203**, 1015-1029.
- Tibéri, C., 1999. Rifts de Corinthe et d'Evvia (Grèce): structure lithosphérique par tomographie télésismique et gravimétrie, Thèse, Université Paris VII. 239 pp.
- Travé, A., Calvet, F., Soler, A. et Labaume, P., 1998. Fracturing and fluid migration during Palaeogene compression and Neogene extension in the Catalan Coastal Ranges, Spain. *Sedimentology* **45**, 1063-1082.

- Trotet, F., 2000. Exhumation des roches de Haute Pression - Basse Température le long d'un transect des Cyclades au Péloponnèse (Grèce). Implications géodynamiques, Thèse, Université Paris XI. pp.
- Truffert, C., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., De Voogd, B., Huchon, P. et Le Pichon, X., 1993. The crust of the western Mediterranean Ridge from deep seismic data and gravity modelling. *Geophys. J. Int.* **114**, 360-372.
- Valette, M. et Benedicto, A., 1995. Chevauchements gravitaires halotectoniques dans le bassin distensif de Camargue (Marge du Golfe du Lion, SE de la France). *Bull. Soc. Geol. France* **166** (2), 137-147.
- Veizer, J., Hoefs, J., Lowe, D. R. et Thurston, P. C., 1989. Geochemistry of Precambrian carbonates. 2. Archean greenstone belts and Archean seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, 859-871.
- Vita-Finzi. 1993. Evaluating late quaternary uplift in Greece and Cyprus. In: *Magmatic Processes and plate tectonics*. Geological Society, London.
- Vita-Finzi, C. et King, G. C. P., 1985. The seismicity, geomorphology and structural evolution of the Corinth area of Greece. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* **314**, 379-407.
- Vogel, J. C., 1993. Variability of carbon isotope fractionation during photosynthesis. In: *Stable Isotopes and Plant Carbon - Water Relations* (edited by Ehleringer, J. R., Hall, A. E. et Farquhar, G. D.). Academic Press, San Diego, 29-38.
- Voltaggio, M., Barbieri, M., Branca, M., Castorina, F., Taddeucci, A., Tecce, F., Tuccimei, P., Turi, B. et Vesica, P., 1997. Calcite in fractures in a volcanic environment (Vulcano Island, Italy): contribution of geochronological and isotopic studies to volcanotectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **75** (3-4), 271-282.
- Wadleigh, M. A. et Veizer, J., 1992. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ in Lower Paleozoic articulate brachiopods: implications for the isotopic composition of seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56**, 431-443.
- Wernicke, B. et Burchfiel, B., 1982. Modes of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.* **4** (2), 105-115.
- Westaway, R., 1994. Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean. *J. Geophys. Res.* **99**, 12071-12090.
- Westaway, R., 2002. The Quaternary evolution of the Gulf of Corinth, central Greece: coupling between surface processes and flow in the lower continental crust. *Tectonophysics* **348** (4), 269-318.
- White, N. J., 1987. Constraints on the measurement of extension in the brittle upper crust. *Norsk. geol. Tidsskr* **67**, 269-279.
- White, N. J., Jackson, J. A. et McKenzie, D. P., 1986. The relationship between the geometry of normal faults and that of the sedimentary layers in their hanging walls. *J. Struct. Geol.* **8** (8), 897-909.
- White, N. J. et Yielding, G., 1991. Calculating normal fault geometries at depth: theory and examples. In: *The geometry of normal faults* (edited by Roberts, A. M.) **56**. Geol. Soc. Special Pub.
- Williams, G. et Vann, I., 1987. The geometry of listric normal faults and deformation in their hanging walls. *J. Struct. Geol.* **9** (7), 785-795.
- Withjack, M. O., Olson, J. et Peterson, E., 1990. Experimental models of extensional forced fold. *AAPG Bulletin* **74** (7), 1038-1054.
- Zelilidis, A., 2000. Drainage evolution in a rifted basin, Corinth graben, Greece. *Geomorphology* **35**, 69-85.