



HAL
open science

Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans la domaine centre-égéen (îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce)

Pierre Gautier

► **To cite this version:**

Pierre Gautier. Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans la domaine centre-égéen (îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). Sciences de la Terre. Université Rennes 1, 1995. Français. NNT: . tel-00728235

HAL Id: tel-00728235

<https://theses.hal.science/tel-00728235>

Submitted on 5 Sep 2012

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.

P. GAUTIER

ISSN 1240-1498

ISBN 2-905532-60-2

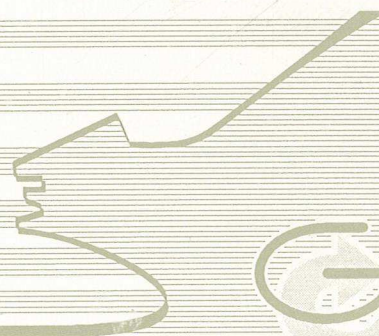
géométrie crustale
et cinématique
de l'extension tardi-orogénique
dans le domaine centre-égéen

ÎLES DES CYCLADES ET D'EUBÉE

(GRÈCE)

MEMOIRES

1995



Géosciences
Rennes

n° 61

MEMOIRES DE GEOSCIENCES - RENNES

n° 61

Pierre GAUTIER

**GEOMETRIE CRUSTALE ET CINEMATIQUE
DE L'EXTENSION TARDI-OROGENIQUE
DANS LE DOMAINE CENTRE-EGEEN
(îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce)**

**Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I
soutenue le 7 Janvier 1995**

**Géosciences - Rennes
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F - 35042 - RENNES Cédex
(France)**

1995



ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-60-2

1995

**GEOSCIENCES-RENNES
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F-35042-RENNES Cédex (France)**

Pierre GAUTIER

**Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-
orogénique dans le domaine Centre-Egéen.
(îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce).**

Mémoires de Géosciences Rennes, n° 61, 420 p.



Jean MASCLE m'a reçu dans le laboratoire de Géodynamique sous-marine de Villefranche-sur-Mer durant une dizaine de jours, pour me permettre de consulter et effectuer des copies des profils sismiques disponibles du domaine égéen. Je le remercie vivement pour son accueil chaleureux et sa disponibilité.

Ivan GODFRIAUX nous a accompagné durant une semaine, Jean-Paul CADET, Laurent JOLIVET et moi-même, dans les dédales de la géologie des zones internes des Hellénides, depuis le Mont Olympe jusqu'à l'île d'Eubée. Je le remercie sincèrement d'avoir su nous rendre compréhensible, simple, et surtout passionnante l'histoire de cette région, qui sans lui serait sans doute demeuré à mes yeux un incompréhensible enchevêtrement d'unités disparates.

Grand merci à la population grecque de s'être montrée telle qu'on la vante, c'est-à-dire accueillante et chaleureuse. Si j'avais fait l'effort d'apprendre quelques rudiments de la langue locale, j'y aurais sûrement gagné.

Retour au bercail, pour remercier et faire des gros bisous à tous les troisièmes cycles et apparentés qui m'ont filé une quantité inestimable de coup de main en tout genre, depuis la relecture critique des premiers essais jusqu'à la mise en page finale, en passant par l'entrée des références, le montage des figures de la bibliographie, et sans oublier les popottes anti-fringale et les discussions sur tout et rien. Gros bisous donc à -prenons notre respiration- Delphine ROUBY, Cécile ROBIN, Isabelle JACQUIN, Thomas MAUDUIT, Benoît TOURNERIE, Alain CRAVE, S.A. Marc DE U., Thierry le NALPASoïde, le Pr Abder ESSAIFI, Michel KUNTZ (vieille branche), Pito DALLAIN (parce qu'il existe), Claudio FACCENA et Teresa ROMAN-BERDIEL (même motif + un peu de soleil), et puis aussi Isabelle COAT (disons idem). Plus un coup de bambou affectueux sur le sommet du crâne solide de J.J. TONDJI-BIYO. Et aussi une tape amicale dans le dos d'Alain POTREL et Jean-Charles THOMAS qui affirment que je les ai saoulés avec mes histoires d'extension grecque (et eux, alors, avec leurs terrains paumés ?). Bises aussi à Olivier BOUR (Président à vie), Dominique CHARDON (montagnard bourru), Tristan EUZEN (fan de champignons), aux HALLOT et HEBERT, à Patrick SUZANNE (bluesman authentique), Isabelle DANIEL (et son ouistiti d'outre-Rhin), Joseph MARTINOD, Tarik SOUADI et Matthieu DELARUE (autres vieilles branches). Special thanks to J.J. KERMARREC for technical assistance (as usual).

Merci enfin à mes parents d'avoir pris le parti de faire confiance à mes goûts de jeunesse pour les cailloux et de m'avoir soutenu sur la voie longue des études universitaires.

Bonne route à tous.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

Remerciements

Paix, félicité et tiercé gagnant à tous ceux qui ont contribué d'une façon ou d'une autre à la réalisation de ce cake breton aux essences de Méditerranée (Mare Nostrum).

Merci à Jean-Pierre BRUN, Grand Manitou de l'encadrement des esprits novices de la science, qui m'a révélé des tas de secrets insondables, et surtout la Question Essentielle : chercher, oui, mais pourquoi ?

Merci à Laurent JOLIVET, qui m'a permis d'entendre -pas assez à son goût- un autre son de cloche (N. D. de Paris), tant il est vrai que le Grand Manitou sus-nommé sait trop aisément rallier les esprits ingénus à ses théories les plus tortueuses. Je suis resté souvent dans la forêt de Rennes, tel la chèvre de Mr Seguin, en n'entendant que d'une oreille distraite les appels répétés de Maître Laurent, et je serai bien puni quand nous aurons tous constaté, moi le premier, que les idées défendues dans cette thèse sont trop clairement semblables à celles forcément provisoires du Grand Manitou. D'avance, donc, mais également pour tout le chemin déjà parcouru ensemble, merci Laurent.

Merci à Michel BALLÈVRE, Denis GAPAIS, Jean-Louis LAGARDE, Dimitrios SOKOUTIS et Jean VAN DEN DRIESSCHE, qui sont à Rennes (au sens large) les chercheurs avec qui j'ai le plus volontiers discuté et appris, tandis que le Grand Manitou se faisait plus rare, appelé qu'il était à de Hautes Fonctions dont nous ne savons pas grand chose, et uniquement de Marseille.

Dans la foulée, et avant qu'ils ne se froissent, remercions les autres chercheurs officiels de Rennes à qui je dois quelques brouilles d'une autre nature -au bas mot, des milliards d'heures de travail manuel et de discussion saupoudrées de conseils avisés-, en échange desquelles je n'ai que ma sincère amitié à proposer (en attendant mieux) : Annick CHAUVIN, Olivier DAUTEUIL et Florence NICOLLIN. Par affinité, ces petits jeunes auraient pu également apparaître au sein des remerciements adressés aux troisièmes cycles, mais comme ils jouent dans la cour des grands, les voilà propulsés parmi les gens sérieux... Merci aussi à Bruno REYNARD, que j'ai sans doute moins envahi, mais dont j'ai également apprécié la compagnie.

Je remercie Pierre CHOUKROUNE d'avoir accepté avec abnégation de présider le jury de cette thèse qui méprise si ouvertement le rôle du diaporisme dans la formation des dômes métamorphiques.

Je remercie Jacques ANGELIER et Jacques MALAVIEILLE d'avoir bien voulu être les rapporteurs de cette étude que d'autres m'ont dit paraître un tantinet volumineuse...

Je remercie Luc-Emmanuel RICOU d'avoir bien voulu se prononcer lui aussi sur ce travail.



SOMMAIRE

PRESENTATION	1
PARTIE I : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE	3
I. A - L'extension tardi-orogénique dans les chaînes de montagne : état des connaissances et débats en cours	5
1. <i>Les faits acquis</i>	7
2. <i>Débats en cours</i>	11
I. B - Choix d'une région d'étude : le domaine égéen	69
1. <i>Superposition de l'extension "arrière-arc" égéenne à la collision alpine</i>	69
2. <i>Pourquoi soupçonner l'extension tardi-orogénique dans le domaine égéen ?</i>	73
I. C - Le domaine égéen : contexte régional	77
1. <i>Contexte actuel : subduction et extension "arrière-arc"</i>	77
2. <i>Structure et évolution de la chaîne hellénique</i>	135
PARTIE II : L'EXTENSION CRUSTALE DANS LE DOMAINE CENTRE-EGEEN	143
II. A - Etude structurale des îles de Naxos et Paros	146
<i>Publication 1 (Tectonics) : Structure and kinematics of Upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades Islands, Greece)</i>	147
II. B - Etude structurale de l'archipel des Cyclades et du sud de l'Eubée	179
<i>Publication 2 (Geodinamica Acta) : Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia Islands)</i>	180
II. C - Observations complémentaires	239
PARTIE III : CINEMATIQUE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE DE L'EXTENSION EGEENNE	345
III. A - Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans le domaine centre-égéen	348
<i>Publication 3 (Tectonophysics) : Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Evvia Island)</i>	349
III. B - Discussion sur le contexte géodynamique de l'extension égéenne	392
1. <i>Comparaison avec les modèles de la littérature</i>	392
2. <i>Le mécanisme d'initiation de l'extension égéenne</i>	395
RESUME - CONCLUSIONS	397



PRESENTATION

La présente étude est une contribution à l'analyse du problème de l'extension tardi-orogénique dans les chaînes de montagne, qui intéresse depuis une quinzaine d'années de nombreux spécialistes de la lithosphère continentale. Depuis les travaux précurseurs ayant mis en évidence un tel processus dans la Cordillère nord-américaine, le plateau du Tibet ou la chaîne andine, quelques certitudes ont été acquises, mais, comme cela est classique, de nouvelles questions sont apparues et demeurent non résolues. La première partie de cet ouvrage débute par une synthèse bibliographique concernant ces quelques faits acquis et les questions les plus importantes actuellement débattues.

L'un des faits acquis concernant l'extension tardi-orogénique est que, comme son nom l'indique, elle se développe tardivement au niveau des régions où la lithosphère continentale a d'abord été épaissie. La tendance actuelle chez plusieurs auteurs est de considérer que cette extension est un fait inhérent à l'évolution normale d'une chaîne de montagne. Néanmoins, la première difficulté que l'on rencontre en abordant concrètement ce sujet sur le terrain est de mettre en évidence de façon convaincante l'épisode extensif. En effet, le premier réflexe de n'importe quel géologue est de considérer que pour créer une chaîne, il faut raccourcir horizontalement la lithosphère, alors qu'au contraire l'extension n'est pas requise. Le problème de l'extension tardi-orogénique est donc aussi celui d'une remise en question des concepts établis depuis longtemps à propos de l'orogénèse. Pour se permettre une telle remise en question, il est nécessaire de choisir un exemple de chaîne qui apparaisse particulièrement adapté au sujet. Le travail présenté ici concerne la région du domaine égéen, qui nous a semblé un bon cas d'étude. Nous tâchons de justifier ce choix à l'issue de la synthèse bibliographique thématique.

Le principal intérêt du domaine continental égéen est qu'il est caractérisé à la fois par une tectonique extensive toujours active, liée à une ouverture "arrière-arc" en contexte de subduction, et par l'existence d'une chaîne de collision jeune, la chaîne hellénique (chaîne alpine au sens large), dont les structures les plus profondes sont visibles au coeur du domaine arrière-arc. Cette double caractéristique offre l'opportunité d'étudier les relations entre collision et extension dans une région bien documentée, et dans un beau pays, ce qui ne gâche rien. La synthèse bibliographique de la première partie se termine donc par une description des caractères essentiels de ces deux stades d'évolution du domaine égéen. Classiquement, collision hellénique et ouverture arrière-arc sont considérées comme deux processus strictement indépendants. Nous montrerons qu'au contraire, l'extension "arrière-arc" s'inscrit dans un processus continu d'amincissement de la croûte préalablement épaissie durant la collision. En d'autres termes, l'extension

"arrière-arc" du domaine égéen est aussi, voire avant tout, une extension tardi-orogénique.

La deuxième partie de ce travail présente les résultats de l'analyse structurale du domaine centre-égéen, qui permet de mettre en évidence le caractère extensif de la déformation fragile, mais aussi de la déformation ductile, classiquement considérée comme le résultat de chevauchements crustaux. Nous précisons l'âge de l'extension et sa géométrie à l'échelle de la croûte. Cette analyse structurale permet également de discuter des problèmes généraux actuellement débattus sur l'extension tardi-orogénique, tels qu'ils sont présentés au début de la première partie.

Enfin, la troisième partie traite de la cinématique et du contexte géodynamique de l'extension égéenne à une échelle plus vaste, depuis le domaine centre-égéen jusqu'à la région de la Méditerranée orientale dans son ensemble. Nous montrerons que l'extension égéenne s'effectue dans un contexte tardi-orogénique, mais postérieurement à la collision. Nous serons également amenés à remettre en cause l'importance habituellement accordée à la collision Arabie-Eurasie dans l'évolution géodynamique de la région, en particulier en ce qui concerne son rôle initiateur de l'extension égéenne.

PARTIE I : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE

I. A - L'extension tardi-orogénique dans les chaînes de montagne : état des connaissances et débats en cours

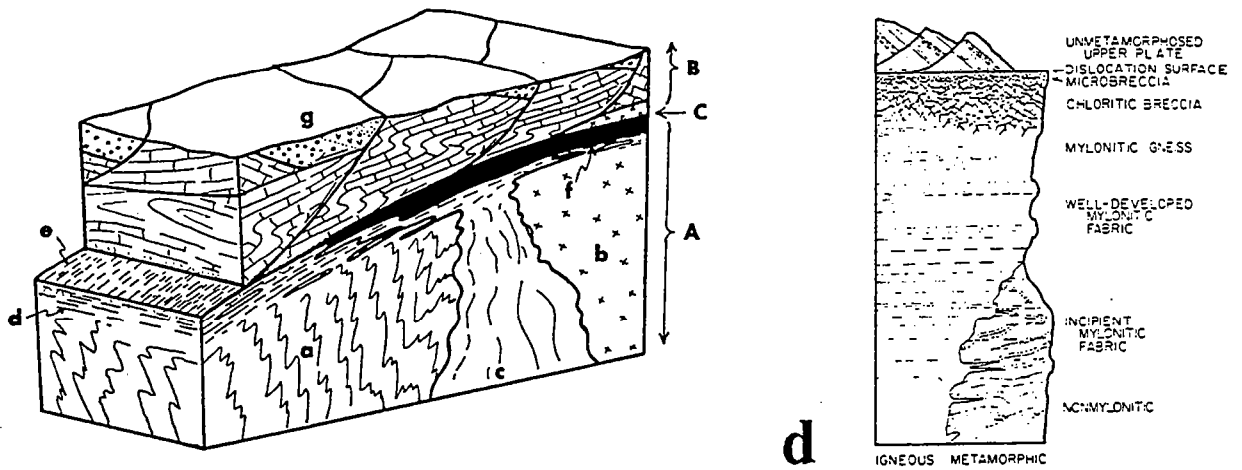
Notre étude du domaine égéen participe à l'analyse du problème général de l'extension tardi-orogénique, qui depuis une quinzaine d'années a fait l'objet de nombreuses publications intéressant un grand nombre de disciplines des sciences de la Terre. Dans la revue bibliographique qui suit, il sera essentiellement question des cas où l'extension affecte un volume important de croûte, comprenant une partie au moins de la croûte profonde à comportement ductile, et plus particulièrement des modèles dans lesquels cette croûte profonde est amenée à la surface par le jeu de l'extension.

Ce type d'extension présente l'avantage de rendre compte à coup sûr d'un phénomène tectonique majeur. D'un autre côté, il n'implique pas nécessairement que toute la croûte sur une verticale donnée soit en extension, bien que le terme "extension crustale" soit généralement utilisé dès lors que les roches les plus profondes observées à l'affleurement s'avèrent affectées par cette tectonique extensive. En réalité, le plus souvent, on ne connaît pas la nature de la déformation des roches crustales situées sous la surface actuelle, et on ne peut a priori écarter l'hypothèse que ces roches n'aient pas subi l'extension, ou même qu'elles aient été affectées par une déformation compressive à la même époque où les roches sus-jacentes subissaient l'extension.

La revue débute par une description des faits considérés comme définitivement acquis par la plupart des auteurs concernés par le problème de l'extension tardi-orogénique. Nous présentons ensuite les trois principaux points de discussion demeurant débattus. Le premier point concerne les critères de distinction entre une déformation ductile liée à la compression et celle liée à l'extension. Cette question est capitale, car elle motive une grande partie de l'analyse tectonique. En effet, de nombreux auteurs continuent d'envisager la déformation ductile a priori comme le résultat d'une tectonique compressive, alors que si l'extension existe dans une chaîne de collision, le simple fait qu'elle soit tardive suggère qu'on doive l'observer plus abondamment. L'engouement actuel pour les modèles d'extension tardi-orogénique entraîne également des abus inverses.

Le deuxième point de discussion concerne les mécanismes de l'extension à l'échelle crustale, dans le cas spécifique où la croûte profonde ductile est amenée en surface en cours d'extension. De nombreux modèles ont été proposés depuis le début des années 80; nous en ferons la synthèse en insistant sur leurs différences.

Le troisième point de discussion concerne le contexte géodynamique de l'extension tardi-orogénique. Par tardi-orogénique, nous entendons suite à un épaissement crustal, ce qui ne signifie pas forcément que l'épaississement ne se



a Schematic structural block diagram of typical domains of Cordilleran metamorphic core complexes: A, basement terrane; B, cover terrane; C, decollement zone; a, older metasedimentary rocks; b, older pluton; c, younger pluton (early to middle Tertiary); d, mylonitic foliation; e, mylonitic lineation; f, marble tectonite (black); g, lower to middle Tertiary sedimentary and volcanic rocks.

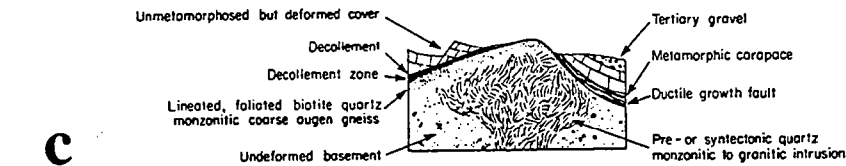
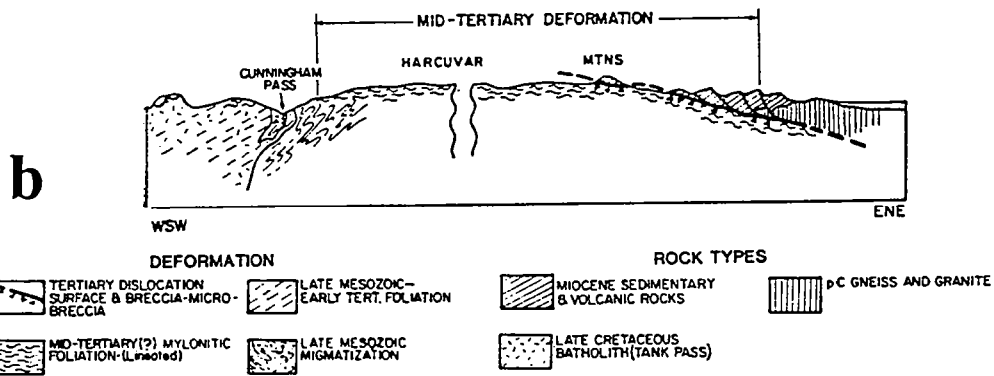


Fig. 1.1: Caractéristiques structurales d'un système détachement-"metamorphic core complex".

(a) D'après Coney (1980).

(b) et (d) D'après Rehrig et Reynolds (1980).

(c) D'après Davis (1980).

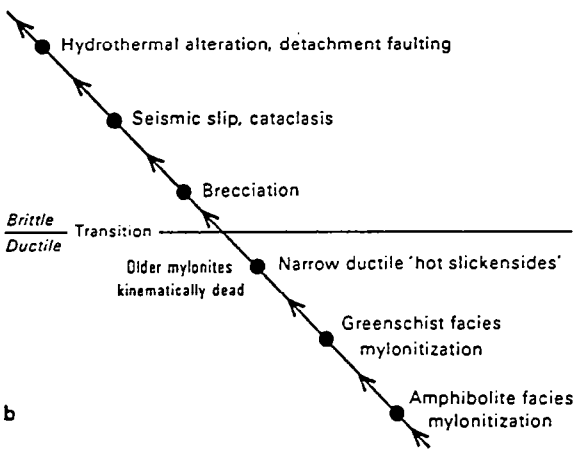
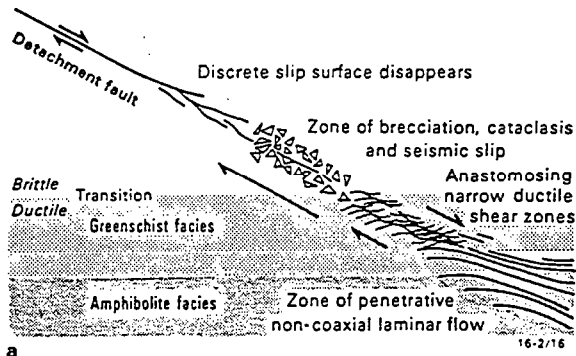
poursuive pas pendant l'extension. En effet, dans certains modèles, et pour des exemples bien documentés, l'extension se développe en arrière d'un front chevauchant, voire au-dessus d'un chevauchement actif. Nous discuterons des implications de ces modèles, et tâcherons de montrer que la distinction entre extension syn-collision et extension post-collision peut être faite, sur la base d'une revue d'articles.

1. Les faits acquis

Les faits acquis concernant l'extension "crustale" dans les chaînes de collision sont en fait peu nombreux et ne feront l'objet que d'une rapide présentation, quoiqu'il faille noter que de longs débats ont précédé l'accord à peu près général qui existe aujourd'hui à leur sujet.

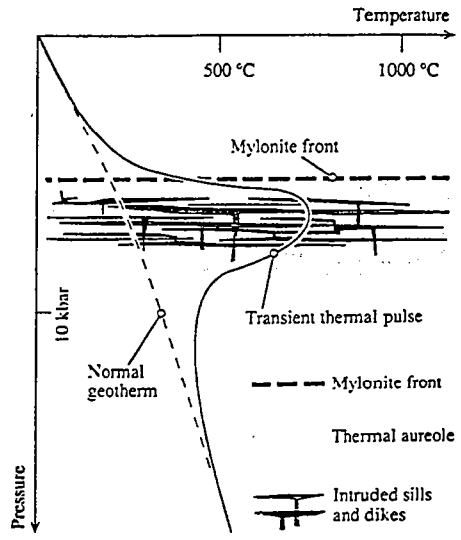
L'essentiel des connaissances fiables que l'on a de l'extension intra-chaîne de montagne provient des travaux précurseurs concernant la province du Basin and Range, dans la Cordillère nord-américaine. Le lecteur peut consulter Coney (1980) pour se faire une idée de la nature des débats ayant précédé l'époque des quasi-certitudes, ainsi que les travaux de Davis (1980) et Rehrig & Reynolds (1980), dans le même volume, résumant bien les acquis de cette période. Ces études ont montré qu'une déformation en extension était à l'origine d'un type particulier de structure d'échelle régionale, associant un "metamorphic core complex" à une, voire plusieurs failles de "détachement". La caractéristique essentielle de ces structures est la superposition d'une unité constituée de roches superficielles (non métamorphiques ou montrant un métamorphisme ancien) sur une unité métamorphique dont au moins une partie de la déformation ductile est cinématiquement compatible avec la déformation par failles normales de l'unité supérieure (Fig. I.1a, b et c). Cette coïncidence cinématique, ainsi que l'aspect soustractif du contact tectonique séparant les deux unités (la faille de "détachement") sont les arguments de la première heure ayant plaidé en faveur d'une tectonique extensive sur une grande épaisseur de la croûte. Deux autres traits marquants des systèmes détachement-core complex ont été notés précocement : 1- l'unité inférieure présente le plus souvent une structure en dôme ("metamorphic core complex"), soulignée en particulier par les trajectoires de foliation (Fig. I.1b et c); 2- immédiatement sous la faille de détachement, les roches métamorphiques du toit de l'unité inférieure montrent généralement le développement d'une intense déformation fragile secondaire, signalée par des cataclasites. Cette zone de faible épaisseur (≤ 50 m) est caractérisée par une déformation finie très intense et montre une stratification des tectonites successives, les fragiles, plus récentes, surmontant les ductiles, plus anciennes (Fig. I.1c et d). Une telle évolution depuis un comportement ductile vers un comportement fragile des roches traduit une diminution progressive de la température ambiante, compatible avec une exhumation

a



The concept of an evolving shear zone implies spatial and temporal variation. Diagram (a) shows the spatial variation of material behavioural fields expected with increasing depth, with detachment faults disappearing into zones of brecciation, cataclasis and seismic slip, and then passing into ductile shear zones. A rock transported upwards in the footwall of a detachment fault transposes the spatial sequence of material behavioural fields in (a) into a time sequence of material response (b).

b



Intrusion of multiple sills during core-complex formation leads to thermal anomaly. Operation of ductile shear zones within thermal anomaly will give rise to mylonite front (see Davis, 1988; Reynolds and Lister, 1990).

Fig. I.2: Interprétation de l'évolution du comportement des roches en fonction du régime thermique associé à l'extension.
 (a) D'après Lister & Davis (1989).
 (b) D'après Lister & Baldwin (1993).

générale de l'unité inférieure en cours de déformation. Cette baisse de température est donc souvent considérée comme un autre argument fiable en faveur d'une tectonique extensive (e.g., Wernicke, 1981; Lister & Davis, 1989; Fig. I.2a). Pour d'autres auteurs (Rehrig & Reynolds, 1980; Lister & Baldwin, 1993; Fig. I.2b), cependant, le refroidissement fait simplement suite à un réchauffement temporaire de l'unité inférieure lors de la mise en place d'un ou plusieurs corps intrusifs, et ne traduit donc pas nécessairement une remontée des roches métamorphiques vers la surface.

Le deuxième acquis majeur issu de l'étude de la province du Basin and Range a été la mise en évidence de la nature tardi-orogénique de l'extension dans cette région, sur la base d'une revue des données géologiques et géophysiques à travers la Cordillère nord-américaine (Coney & Harms, 1984; Coney, 1987; Wernicke et al., 1987). Deux aspects généraux peuvent être retenus : l'extension par détachement-core complexe fait suite à la période d'épaississement de la chaîne (Sevier-Laramide), avec un temps de latence éventuellement nul; la région ayant subi ce type d'extension est celle initialement la plus épaissie (Fig. I.3). Les raisons du développement de cette extension sont débattues, cependant tous les auteurs s'entendent désormais pour donner un rôle prépondérant à la force d'étalement gravitaire générée par la forte élévation topographique de la région à croûte épaissie (Coney & Harms, 1984; Wust, 1986; Wernicke et al., 1987; Allmendinger et al., 1987; Malavieille, 1987a, b). Cette interprétation fait suite aux travaux précurseurs ayant suggéré un tel processus pour le plateau du Tibet (e.g., Molnar & Tapponnier, 1978; Molnar & Chen, 1982) ou la chaîne andine (Dalmayrac & Molnar, 1981), un parallèle entre ces différentes régions ayant d'abord été proposé par Molnar & Chen (1983). Dans ces modèles, l'amollissement de la lithosphère consécutif à son rééquilibrage thermique post-épaississement (e.g., England & Thompson, 1984) favorise également l'étalement gravitaire de la région épaissie (Glazner & Bartley, 1985; Wernicke et al., 1987; Gaudemer et al., 1988). Pour certains auteurs, l'amollissement thermique trouve plutôt son origine dans un effet "arrière-arc" au sens large, c'est-à-dire en liaison avec le panneau lithosphérique plongeant sous le continent nord-américain (e.g., Coney & Harms, 1984; Axen et al., 1993).

Notons dès à présent qu'en parallèle avec les exemple-clés du Tibet et du Basin and Range, une même évolution des idées sur l'étalement gravitaire d'une chaîne de collision a été développée avec l'exemple du domaine égéen (McKenzie, 1972, p. 181; Berckhemer, 1977; Horvath et al., 1981; Le Pichon, 1982, dont s'inspire directement le modèle de Coney, 1987 pour le Basin & Range; Lister et al., 1984). Une différence notable, sur laquelle nous reviendrons, est que les modèles du Basin and Range ont d'abord privilégié l'aspect "arrière-arc" de l'extension (e.g., Stewart, 1978; Cross & Pilger, 1982), puis l'hypothèse d'un étalement de la chaîne de collision (Molnar & Chen, 1983; Coney & Harms, 1984), tandis que dans le domaine égéen, l'aspect tardi-orogénique de l'étalement a d'abord été noté (Berckhemer, 1977), puis délaissé (sauf

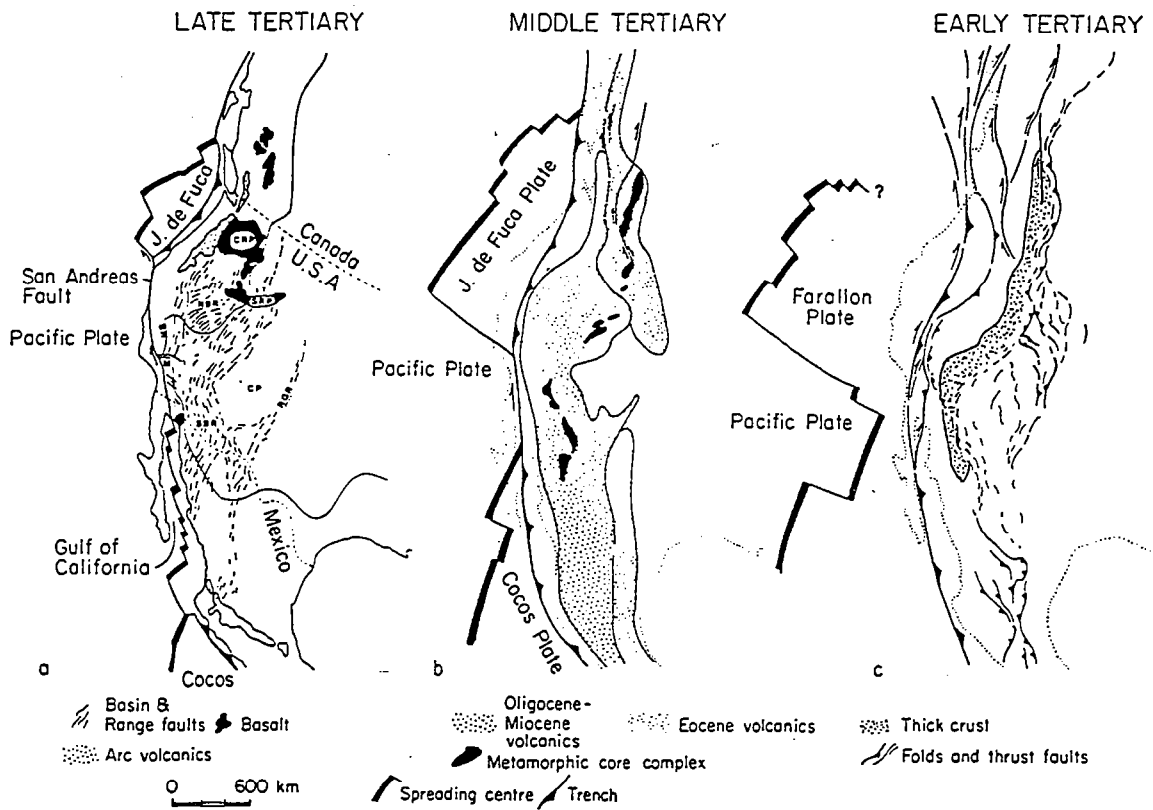


Fig. I.3: Cadre géodynamique et évolution tectonique cénozoïque de la Cordillère nord-américaine, d'après Coney (1987).

chez Lister et al., 1984) au profit d'un modèle purement arrière-arc, partant d'une croûte d'épaisseur normale (Mercier et al., 1979, 1989; Le Pichon & Angelier, 1981; Le Pichon, 1982). Cette dernière interprétation résulte directement de la conception classique d'une histoire cénozoïque de la région égéenne en deux périodes, orogénique et néotectonique, strictement indépendantes (e.g., Aubouin, 1973; Angelier, 1979). Nous montrerons que ces deux périodes ne sont pas si indépendantes, en ce sens que l'extension arrière-arc, toujours active, trouve son origine dans l'étalement gravitaire de la croûte épaissie de la chaîne hellénique.

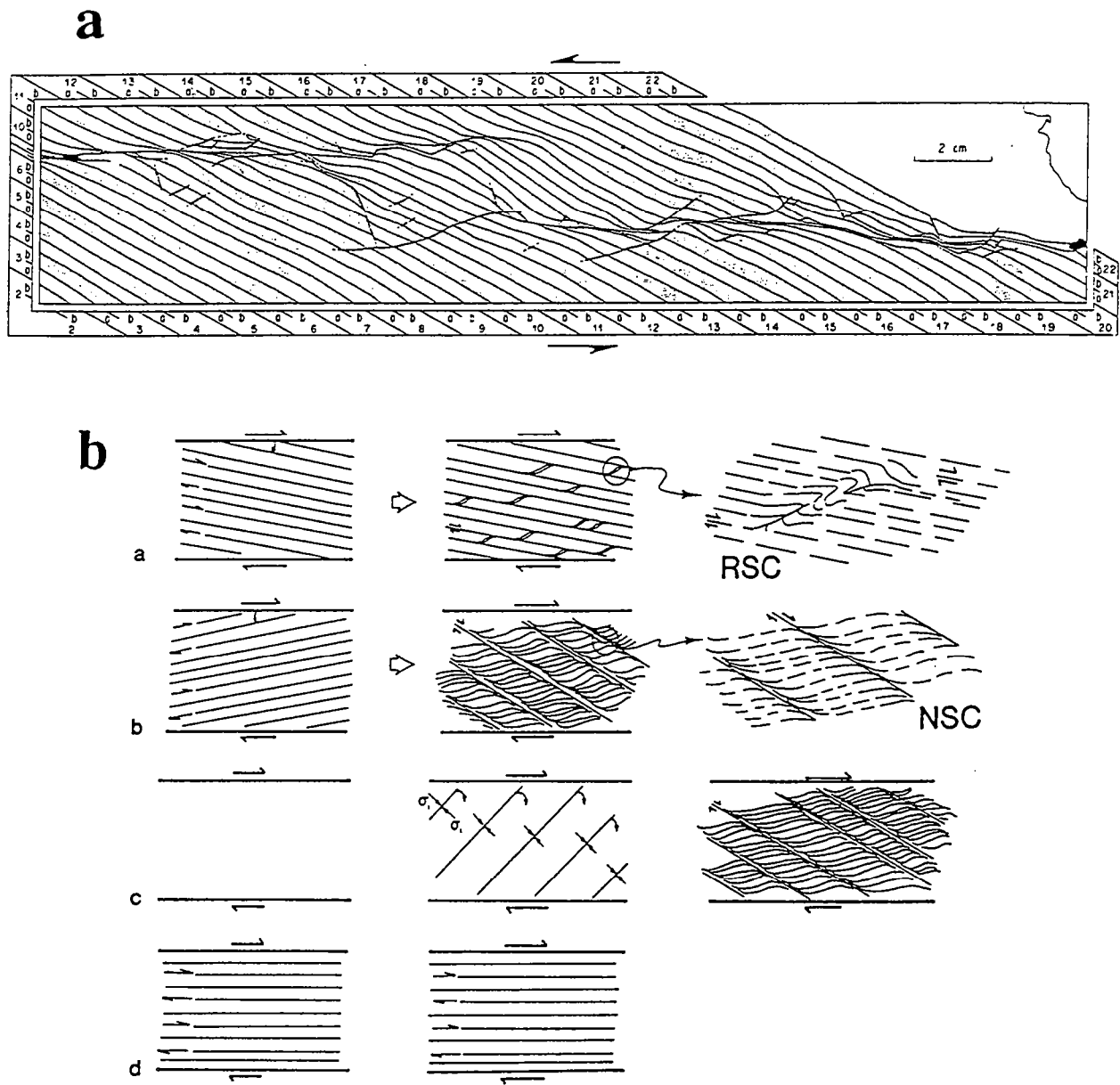
Outre la province du Basin and Range et, comme nous le verrons, le domaine égéen, d'autres régions du globe sont connues pour représenter de bons exemples d'une extension tardi-orogénique. Certaines donnent lieu actuellement à un débat d'idée d'intérêt général; ce sont surtout la chaîne calédonienne du sud-ouest de la Norvège (Norton, 1986; Séranne et al., 1989; Andersen & Jamtveit, 1990; Andersen et al., 1991; Fossen, 1992), la chaîne hercynienne d'Europe occidentale, et en particulier le Massif Central français (Ménard & Molnar, 1988; Echtler & Malavieille, 1990; Malavieille et al., 1990; Van den Driessche & Brun, 1991; Lagarde et al., 1993), la chaîne culminante de l'Himalaya (Burg et al., 1984; Royden & Burchfiel, 1987; Herren, 1987; Pêcher et al., 1991; Gapais et al., 1992; Hodges et al., 1992a), les Alpes centrales et orientales (Selverstone, 1988; Behrmann, 1988; Merle et al., 1989; Ratschbacher et al., 1989, 1991; Mancktelow, 1992), les Alpes occidentales (Philippot, 1990; Ballèvre et al., 1990; Ballèvre & Merle, 1993), la Corse alpine (Jolivet et al., 1991; Fournier et al., 1991), l'Apennin septentrional (Carmignani & Kligfield, 1990) et enfin les îles d'Entrecasteaux, en Papouasie-Nouvelle Guinée (Davies & Warren, 1988; Hill et al., 1992; Hill & Baldwin, 1993).

2. Débats en cours

On peut dénombrer trois débats principaux concernant le problème de l'extension tardi-orogénique :

(a) *Quels sont les critères de distinction entre une déformation ductile liée à la compression et une déformation ductile liée à l'extension ?*

En fait de question débattue dans la littérature, il s'agit surtout d'une question généralement non ou mal abordée, bien qu'elle ait fait l'objet d'une discussion importante au niveau des core complexes du Basin and Range (e.g., Brun & Choukroune, 1983; Choukroune & Smith, 1985; Malavieille, 1987a, b; Bykerk-Kauffman & Janecke, 1987; Guérin, 1988; Guérin et al., 1990). Les adeptes d'une analyse de la déformation ductile



Stylized development of oblique crenulations in shear zones: (a) development of reverse slip crenulations (RSC) compensates for movement normal to shear zone walls in systems where foliation is inclined at a clockwise acute angle to the shear zone movement direction. (b) development of normal slip crenulations (NSC) compensates for normal movement when foliation is inclined at a counterclockwise acute angle to x . (c) shearing of a foliation perpendicular to the cumulative flattening direction. If during progressive simple shearing this foliation is rotated into an easy slip orientation, and slip on foliation is an important mode of strain in the shear zone, then NSC will develop. (d) if the foliation is parallel to shear zone walls, then no compensating mechanism is required.

Fig. I.4: Interprétation des bandes de cisaillement "extensives", c'est-à-dire obliques sur la direction de cisaillement générale.

(a) Développement de bandes de cisaillement obliques lors d'expériences en cisaillement simple sur de la plastiline disposée en couches obliques sur le cisaillement, d'après Harris & Cobbold (1984).

(b) Une interprétation possible, d'après Dennis & Seccor (1987).

en terme de phases superposées peuvent a posteriori trouver dans l'extension tardi-orogénique une justification de ce type d'analyse, puisque la déformation extensive, dans ce cas, fait nécessairement suite à une déformation compressive. Le plus souvent, néanmoins, les raisons pour lesquelles telle ou telle structure est attribuée à la compression plutôt qu'à l'extension n'apparaissent pas réellement fondées, quand elles sont données. Nous nous contenterons de rappeler que plusieurs critères d'attribution fréquemment utilisés ne sont pas fiables.

(a).1 Les structures "typiques" d'un contexte tectonique

Classiquement considérés comme associés à la compression, les plis couchés isoclinaux, en particulier ceux dont le plan axial est parallèle à la foliation et l'axe parallèle à la linéation d'étirement, peuvent tout aussi bien être créés au cours d'un cisaillement extensif (e.g., Davis, 1980), y compris lorsque leur taille est kilométrique (Malavieille, 1987b). Davis (1980, 1983) a également montré que de grands plis couchés dans les sédiments de l'unité supérieure non métamorphique au-dessus d'un détachement peuvent être associés à l'extension.

A contrario, l'observation de bandes de cisaillement "extensives" ("extensional crenulation cleavage" de Platt & Vissers, 1980) n'indique en rien une tectonique extensive, bien que ce raccourci terminologique soit communément employé. La géométrie en "faille normale" de ces bandes de cisaillement, ou plus exactement leur orientation oblique par rapport à la foliation (Platt & Vissers, 1980) et/ou par rapport à l'orientation de la composante en cisaillement de la déformation globale (Berthé et al., 1979b; White et al., 1980; Platt, 1984; Dennis & Seccor, 1987; Hanmer & Passchier, 1991), ne résulte sans doute que de la présence d'une forte anisotropie planaire (la foliation le plus souvent, préexistante ou néoformée) au sein du volume de roche déformé (Harris & Cobbold, 1984; Platt, 1984; Dennis & Seccor, 1987; Gapais, 1989 -*thèse*; Fig. I.4a et b). Pour certains auteurs, cependant, l'orientation oblique des bandes de cisaillement implique une composante en cisaillement pur dans la déformation globale, avec un raccourcissement perpendiculaire à la foliation (Hanmer & Passchier, 1991). Pour une foliation subhorizontale, ceci revient à admettre un raccourcissement vertical, qui, s'il est observé à l'échelle régionale, peut suggérer une tectonique extensive. Cette dernière analyse est cependant peu satisfaisante, du fait qu'il est démontré que des bandes de cisaillement obliques sur le cisaillement général peuvent aussi bien être créées en contexte de cisaillement simple, via une augmentation de la déformation finie (Berthé et al., 1979b, Dennis & Seccor, 1987; Gapais, 1989 -*thèse*; Fig. I.4). Dans le cas d'une foliation peu inclinée, un tel cisaillement peut aussi bien correspondre à un chevauchement qu'à une faille normale ductile.

(a).2 La déformation polyphasée

Comme signalé plus haut, un bon moyen de mettre en évidence une déformation progressive en extension est de démontrer que les déformations ductile puis fragile sont cinématiquement compatibles. A l'inverse, il est tentant d'utiliser l'argument d'incompatibilité pour proposer que, dans le cas où la déformation fragile est liée à l'extension, la déformation ductile soit liée à un événement antérieur, en particulier la compression (e.g., Choukroune & Smith, 1985). Le problème est alors de décider à partir de quel "degré" d'incompatibilité les deux déformations ne peuvent plus résulter d'un même continuum de déformation. L'existence de deux générations de linéation d'étirement suborthogonales ou fortement obliques au sein de la même unité métamorphique, telle qu'on l'observe dans certains core complexes du Basin and Range (Malavieille, 1987a, b; Bykerk-Kauffman & Janecke, 1987; Guérin et al., 1990) est aussi en faveur d'une interprétation en deux événements tectoniques distincts; cependant, rien n'indique *a priori* que la déformation la plus ancienne soit forcément liée à la compression. Les Alpes centrales et orientales (Merle et al., 1989; Ratschbacher et al., 1991) et l'Himalaya (Gapais et al., 1992) fournissent des exemples où deux directions de linéation suborthogonales sont plus aisément corrélables avec une séquence "compression puis extension".

Un argument plus fréquemment avancé en faveur d'une déformation polyphasée est l'observation de deux sens de cisaillement opposés au sein de la même unité métamorphique. Cette analyse paraît fondée lorsqu'il existe également une différence notable dans l'orientation de l'étirement, entre deux générations de linéation, ou entre linéation et direction d'étirement déterminée avec les plans de faille striés (Choukroune & Smith, 1985; Bykerk-Kauffman & Janecke, 1987; Guérin, 1988; Guérin et al., 1990). Par contre, ce type d'analyse apparaît risqué lorsque les sens de cisaillement opposés sont associés à une même direction d'étirement. En effet, il est établi depuis Malavieille (1987a) que des sens de cisaillement opposés de part et d'autre d'un "metamorphic core complex" (ou un dôme métamorphique) peuvent être associés au même événement extensif, ainsi que nous pourrions le montrer dans les Cyclades (voir aussi Reynolds & Lister, 1990; Carmignani & Kligfield, 1990; Philippot, 1990; Echtler & Malavieille, 1990; Van den Driessche & Brun, 1991; Gapais et al., 1992). En outre, la recherche systématique d'un sens de cisaillement sur le terrain peut conduire à distinguer des structures qui en réalité traduisent une même déformation à forte composante coaxiale. Par exemple, comme nous le discuterons dans le cas des Cyclades, il n'apparaît pas forcément opportun d'établir à l'affleurement une distinction systématique entre deux familles antithétiques de bandes de cisaillement, y compris dans le cas où ces bandes se distinguent également par leur aspect plus ou moins localisé, pouvant suggérer des conditions de température différentes d'un sens de cisaillement à l'autre (Philippot, 1990). Il est également concevable que des structures variées (rotation de blastes et

d'objets compétents contre bandes de cisaillement dans la matrice) puissent accommoder deux composantes à sens de cisaillement opposés de la même déformation globale, si celle-ci est "partitionnée". Par conséquent, l'argument de deux sens de cisaillement opposés est à manier avec précaution; pour s'en convaincre, il suffit de comparer au niveau de la chaîne calédonienne du sud-ouest de la Norvège l'analyse de Séranne et al. (1989) et Fossen (1992), suggérant deux événements successifs (compression-extension) à vergence opposée, avec l'analyse de Andersen & Jamtveit (1990), suggérant pour la même région une seule déformation extensive à forte composante coaxiale.

Bien entendu, il ne suffit pas de montrer localement que des structures superposées résultent de deux déformations apparemment distinctes (des structures "strain-slip", par exemple) pour justifier de deux événements tectoniques distincts. Une hétérogénéité de la déformation au cours d'un même événement, liée par exemple à un pli, peut rendre compte de ce type de structure. Il faut donc renouveler l'observation suffisamment souvent pour que la superposition de deux déformations puisse prendre une signification régionale.

(a).3 La vergence des cisaillements

Montrer que la déformation ductile est polyphasée dans une région affectée par l'extension tardi-orogénique ne démontre pas rigoureusement que la déformation la plus ancienne observée soit associée à la compression. Généralement, l'interprétation de la déformation précoce est basée sur une comparaison entre le sens de cisaillement associé à cette déformation et la vergence des chevauchements majeurs de la chaîne, déterminée là où la déformation s'est effectuée près de la surface (e.g., Choukroune & Smith, 1985; Carmignani & Kligfield, 1990; Fossen, 1992). Ce type de comparaison est néanmoins risqué, puisqu'aussi bien l'extension peut montrer le même sens de cisaillement que les chevauchements majeurs à une échelle régionale, dans le cas où les deux directions sont subparallèles (Wust, 1986; Malavieille, 1987a; Philippot, 1990; Ballèvre et al., 1990). A contrario, ce n'est pas parce que le sens de cisaillement observé à travers une unité métamorphique est opposé à celui des chevauchements majeurs que cette déformation est associée à l'extension : les rétro-charriages demeurent des structures probables dans les chaînes de collision.

Un contexte compressif est plus fermement établi lorsque les données structurales, en combinaison avec des données géochronologiques, mettent en évidence le synchronisme de la déformation avec la période d'épaississement de la chaîne, grâce à l'existence de plutons syntectoniques par exemple (Malavieille, 1987b; Bykerk-Kauffman & Janecke, 1987; Guérin, 1988; Guérin et al., 1990). Il convient néanmoins de rester critique vis-à-vis des arguments sensés contraindre l'âge de la période d'épaississement (voir par exemple Holm & Dokka, 1991 et Hodges et al., 1992b pour

une étude récente sur l'évolution mésozoïque des metamorphic core complexes du Basin and Range, réputée en compression, et reinterprétée en extension).

(a).4 L'orientation finale des structures

La moins recommandable des méthodes de discrimination entre compression et extension consiste à assimiler l'inclinaison *actuelle* de la foliation et/ou des bandes de cisaillement avec celle que pouvaient avoir ces structures initialement, et d'en déduire le contexte tectonique originel. Ceci est d'autant plus vrai si la foliation est proche de l'horizontale, à moins de trouver des arguments indiquant qu'aucun basculement susceptible d'inverser l'inclinaison de la fabrique ductile n'est intervenu depuis son acquisition (e.g., Philippot, 1990).

(a).5 Conclusions

De ce qui précède, on retiendra qu'il n'existe pas d'argument structural pleinement satisfaisant permettant de distinguer entre une déformation ductile de compression et celle d'extension. On peut considérer qu'un bon argument en faveur de l'extension est la compatibilité cinématique entre déformations ductile et fragile, à condition de mettre en évidence l'aspect progressif de la transition d'un comportement à l'autre, et de montrer que cette compatibilité se vérifie à une échelle régionale. Encore convient-il de rester prudent, en particulier en s'assurant que le refroidissement enregistré n'est pas simplement consécutif à l'emplacement d'un corps intrusif, puisqu'aussi bien la tendance actuelle chez certains auteurs est de considérer qu'il existe toujours un pluton sous un détachement extensif, même lorsque ce pluton n'est pas visible à la surface (Lister & Baldwin, 1993; publication qui sera commentée dans le chapitre suivant). Par conséquent, le meilleur moyen de mettre en évidence le contexte tectonique d'une déformation ductile est d'utiliser conjointement les données de l'analyse structurale et celles provenant d'autres disciplines, telles la géophysique, la stratigraphie, la pétrogéochimie du magmatisme et du métamorphisme, la géochronologie, ... C'est ce que nous nous attacherons à faire dans notre étude du domaine égéen.

(b) *Les différents modèles d'extension crustale par détachement-"metamorphic core complex" (dôme métamorphique)*

Depuis une quinzaine d'années que la tectonique extensive par détachement-dôme métamorphique est reconnue, de nombreux modèles d'évolution ont été proposés, dont certains à l'échelle crustale, voire lithosphérique. Il n'est pas question ici de passer en revue l'ensemble de ces modèles, mais plutôt de faire ressortir les caractères essentiels qui distinguent les uns des autres les modèles les plus couramment invoqués et/ou

apparaissant innovateurs, en particulier à propos de quelques points de discussion actuellement fort débattus, présentés ci-dessous.

(b).1 L'inclinaison initiale de la zone de détachement

Le problème actuellement le plus débattu concerne l'inclinaison initiale de la zone de détachement. La faille de détachement observée au sommet d'un dôme métamorphique extensif est systématiquement peu inclinée (Fig. I.1), avec une valeur moyenne typique d'environ 15° , et souligne parfois la forme en arche du dôme métamorphique. De ce fait, les premiers modèles évolutifs ont invoqué un détachement initialement peu incliné (Davis, 1980; Wernicke, 1981; Fig. I.5a); voire subhorizontal et tardivement incurvé (Rehrig & Reynolds, 1980; Gans et al., 1985; Fig. I.5b et c).

Parallèlement à ces modèles, il a été noté qu'en cours d'extension, les failles normales ont tendance à se coucher (e.g., Proffett, 1977), ce qui peut être intégré dans un modèle de rotation de blocs en dominos, au moins à l'échelle de la croûte supérieure fragile (e.g., Angelier & Colletta, 1983; Jackson & McKenzie, 1983; Fig. I.5d). Étendu à une plus grande partie de la croûte, ce modèle peut rendre compte du développement d'un système détachement-dôme métamorphique (Davis, 1983; Fig. I.5e). Cependant, comme discuté par Brun & Choukroune (1983), l'inconvénient de ce type de modèle est qu'il nécessite un taux d'extension tendant vers l'infini dès lors que la faille normale est finalement subhorizontale. En outre, ceci implique que les "blocs" entre failles normales subissent une intense déformation interne (Fig. I.5d). Enfin, ces modèles prévoient que le décalage vertical entre deux blocs consécutifs soit le même au sommet et en base de bloc : pour un décalage vertical commun d'au moins 10 km indiqué par le métamorphisme de part et d'autre du détachement, un décalage identique devrait être enregistré en surface, qu'il paraît difficile d'imaginer, même en invoquant un important remplissage sédimentaire (Fig. I.5e). Plusieurs auteurs ont proposé de n'intégrer un système de blocs en dominos qu'à une échelle restreinte, dans la partie supérieure de la croûte, le détachement correspondant à un accident beaucoup plus large et limitant les dominos à leur base, ce qui conduit à découpler la déformation dans l'unité inférieure de celle, par dominos, de l'unité supérieure (Wernicke, 1981, 1985; Gans et al., 1985; Davis, 1988; Fig. I.5a et c).

D'autres auteurs ont insisté sur le fait que le rebond isostatique de l'unité inférieure, lié à l'amincissement de l'unité supérieure en cours d'extension, doit jouer un rôle important dans la géométrie finale des structures (e.g., Rehrig & Reynolds, 1980; Spencer, 1984). Pour les modèles invoquant un détachement initialement subhorizontal, ce rebond permet d'expliquer que l'accident soit finalement incliné sur les flancs du dôme métamorphique (Rehrig & Reynolds, 1980; Gans et al., 1985; Fig. I.5b et c), à condition que l'amincissement de l'unité supérieure soit latéralement hétérogène. A l'inverse, dans les modèles avec un détachement initialement peu incliné, le rebond isostatique rend

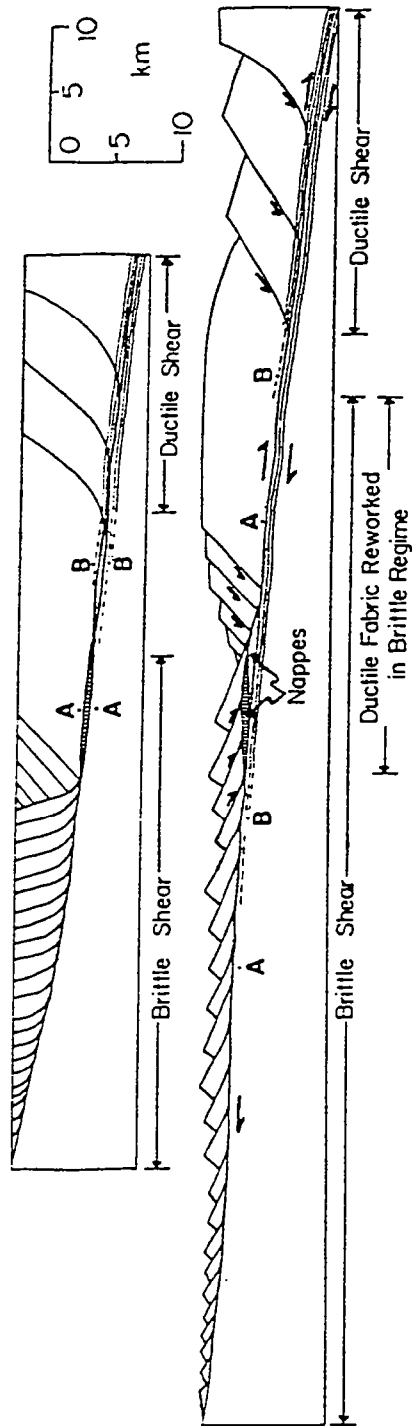
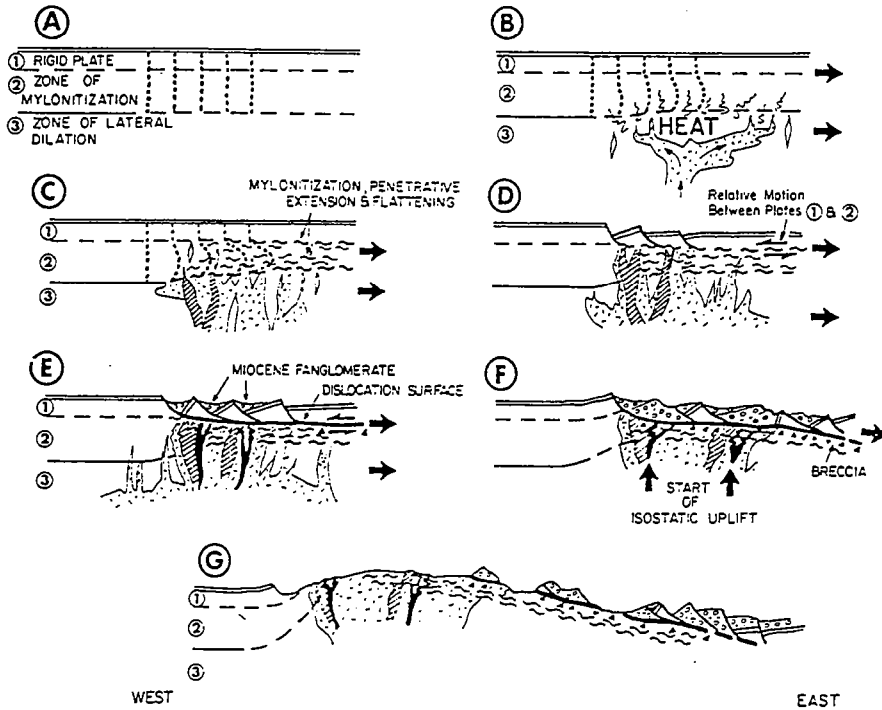


Fig. 1.5: Modèles d'évolution des systèmes détachement- "metamorphic core complex".
 (a) D'après Wernicke (1981).

b



Model for Tertiary evolution of metamorphic core complexes. (A) Concept of three crustal layers, each responding distinctly to Tertiary heating and tensional stress. (B) Magma emplacement and east-northeast-directed extension initiate necking (stretching) in zone 2. (C) Continued extension in zone 3 leads to tensional separation and intrusive dilation; mylonitization develops in more ductile zone 2. (D) Differences in response to crustal extension between zones 1 and 2 create differential strain and fragmentation of rigid plate. (E) Continued differential strain between zones 1 and 2 and dissipation of heat creates the dislocation of surface and further rotational faulting of upper-plate blocks; rapid fanglomerate-breccia accumulation within fault-bounded troughs; clasts mainly from nonmylonitic plate 1, but exposure and erosion of mylonite zone may occur locally. (F) As tectonic denudation proceeds, area of maximum thinning responds to removal of zone 1 by isostatic uplift and deformational thinning in zone 2. (G) Present configuration of complex.

c

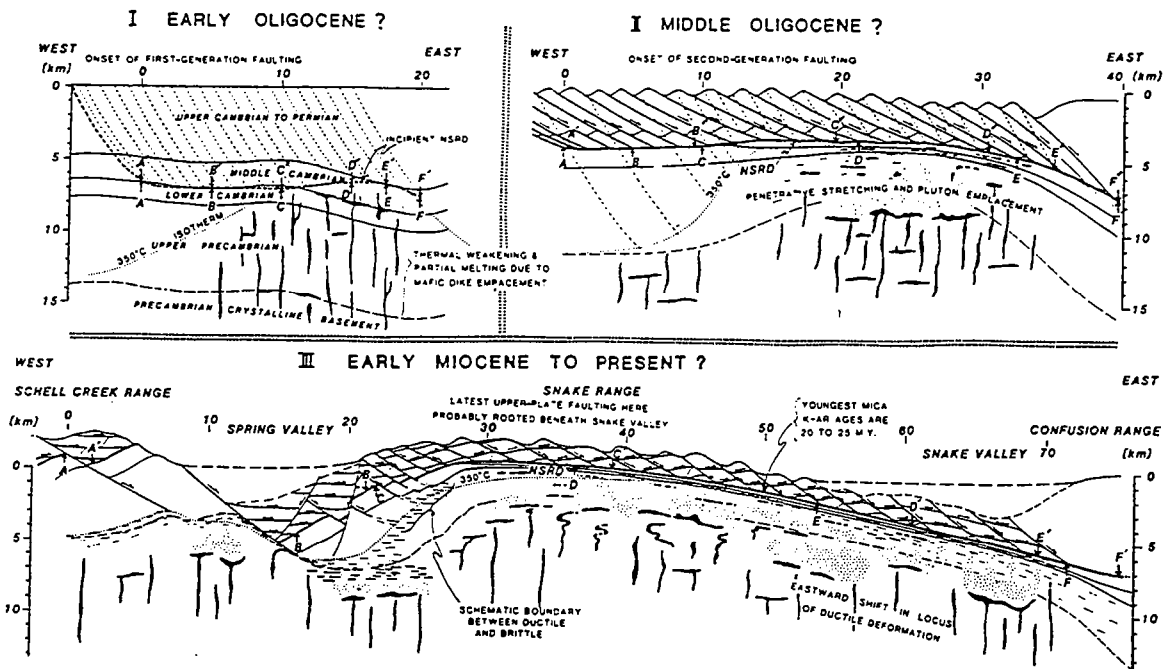
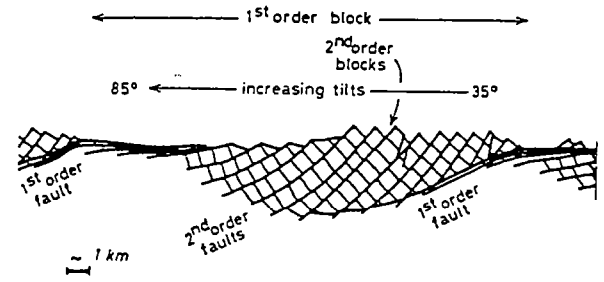
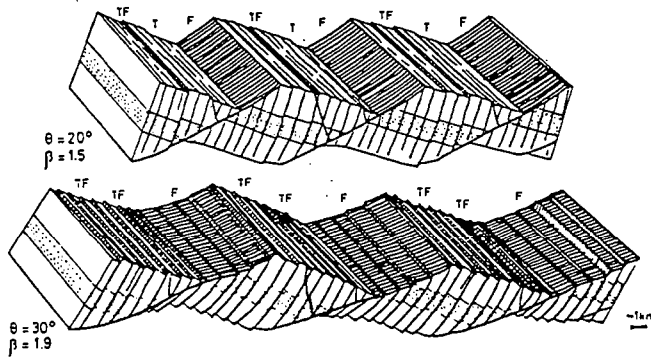


Fig. I.5: Modèles d'évolution des systèmes détachement-"metamorphic core complex".
 (b) D'après Rehrig & Reynolds (1980).
 (c) D'après Gans et al. (1985).

d



e

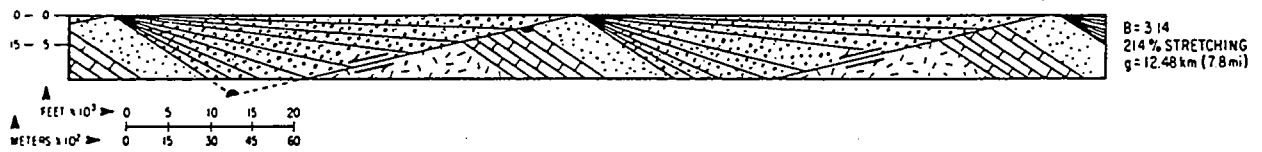
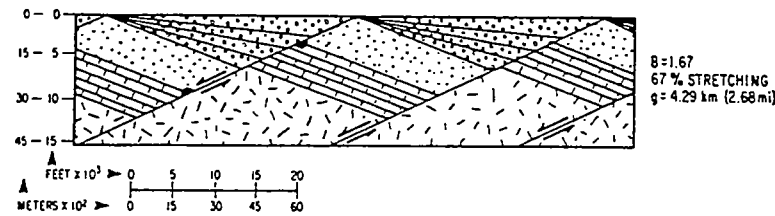
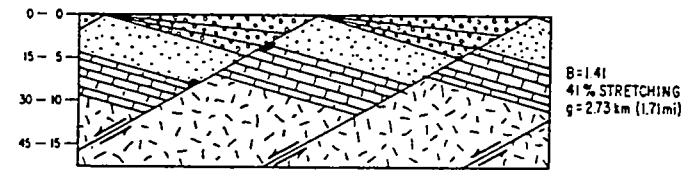
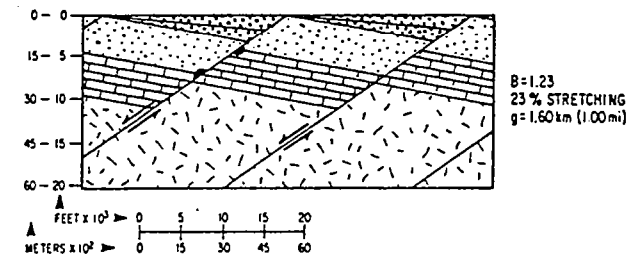
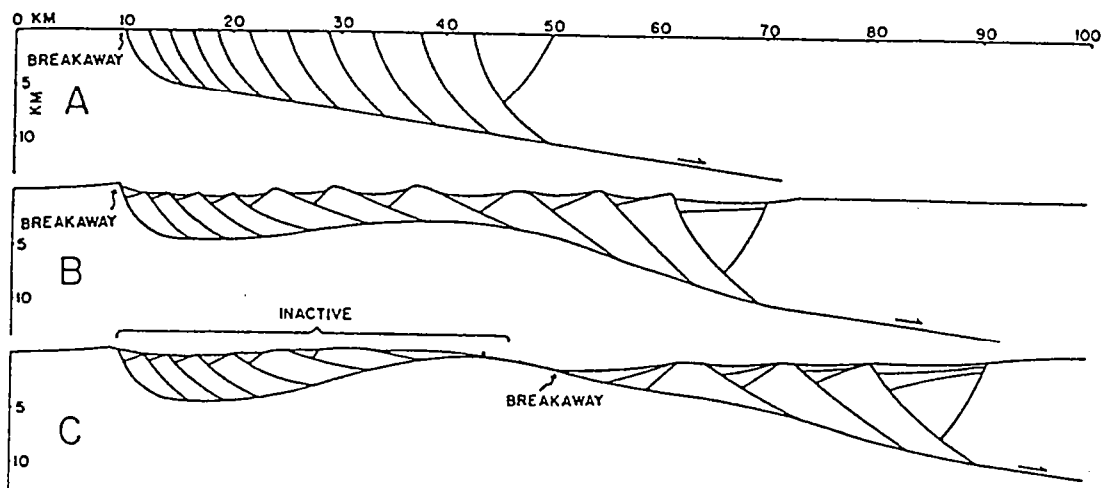


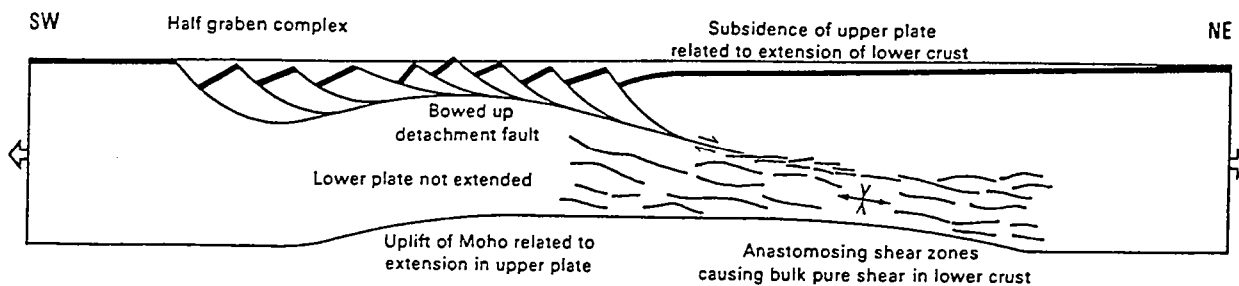
Fig. 1.5: Modèles d'évolution des systèmes détachement-"metamorphic core complex".
 (d) Modèle de blocs basculés en dominos, d'après Angelier & Colletta (1983).
 (e) D'après Davis (1983).

f



Schematic diagram of warping and uplift of detachment fault. A: Inception of master detachment fault and subsidiary normal faults within upper plate. B: After 20 km of extension an antiformal warp has developed. Shape of warp and amount of uplift are depicted in listric model of Figure 1 (solid line). Antiform is becoming barrier to movement of upper plate from left, upper plate in area of synformal warping is becoming inactive, and one-sided denudation of antiform is about to begin. C: 20 km of one-sided denudation has resulted in further uplift and initial exposure of lower plate to subareal erosion.

g

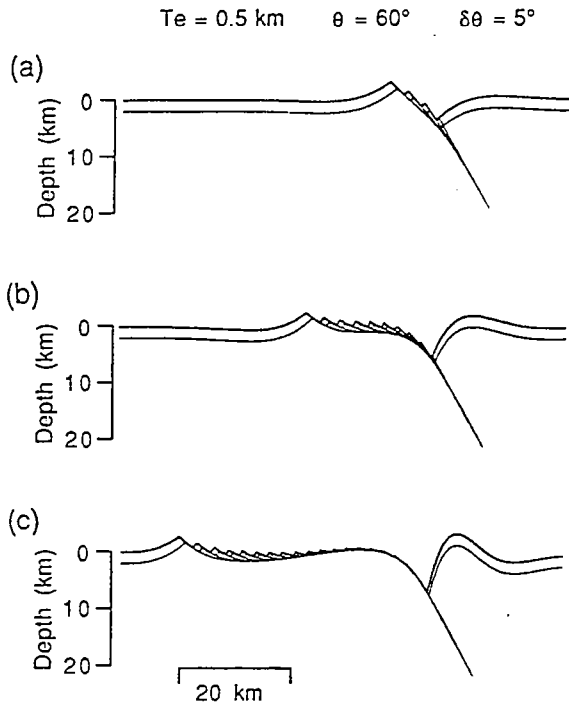


Model of detachment of the upper crust during horizontal extension, involving a shallow-dipping detachment fault which disappears with depth into a ductile shear zone. The lower crust, however, is subject to pure shear at the termination of the movement zone. Uplift of the crust-mantle boundary is caused by a combination of bowing upward of the (undeformed) lower plate (dominant in the west), and the results of ductile attenuation of the lower part of the lithosphere (dominant in the east).

Fig. I.5: Modèles d'évolution des systèmes détachement-"metamorphic core complex".

(f) D'après Spencer (1984).

(g) D'après Lister & Davis (1989).



h

Topography and positions of active and abandoned faults resulting from a calculation with a fault angle θ of 60° , an effective flexural rigidity of 0.5 km, and a rotation angle $\delta\theta$ of 5° . A line at 2 km depth is also plotted. Horizontal offsets of approximately (a) 15 km, (b) 30 km, and (c) 60 km are shown. There is no vertical exaggeration.

i

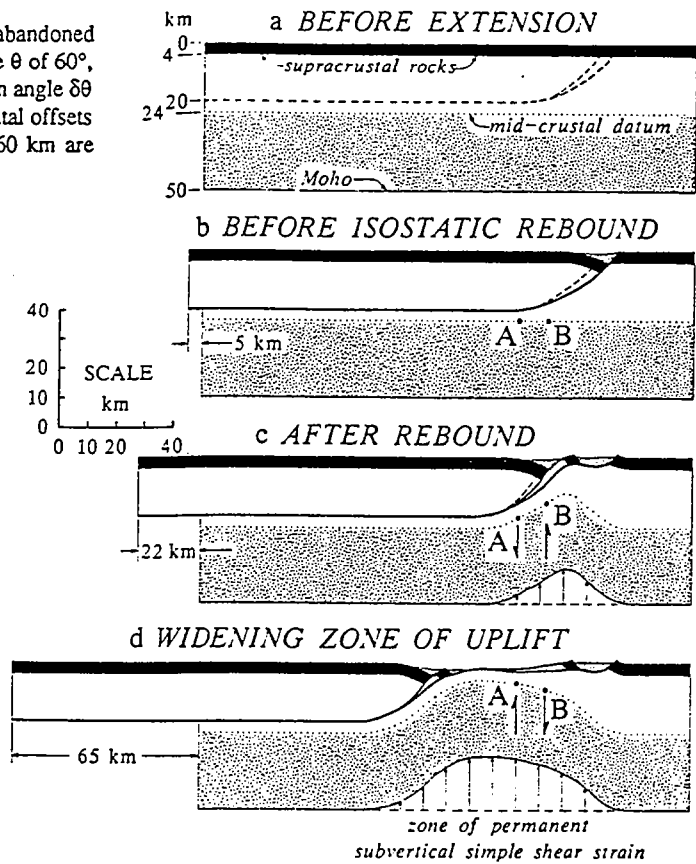
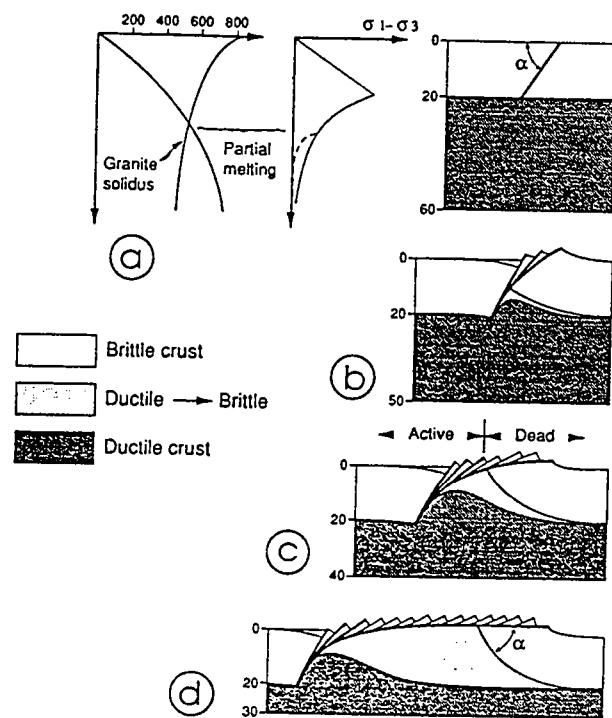


Fig. I.5: Modèles d'évolution des systèmes détachement-"metamorphic core complex".
 (h) Modèle numérique, d'après Buck (1988).
 (i) D'après Wernicke & Axen (1988).



Evolutionary model of extensional gneiss dome (after Van Den Driessche and Brun (1991), Brun and Van Den Driessche, submitted).

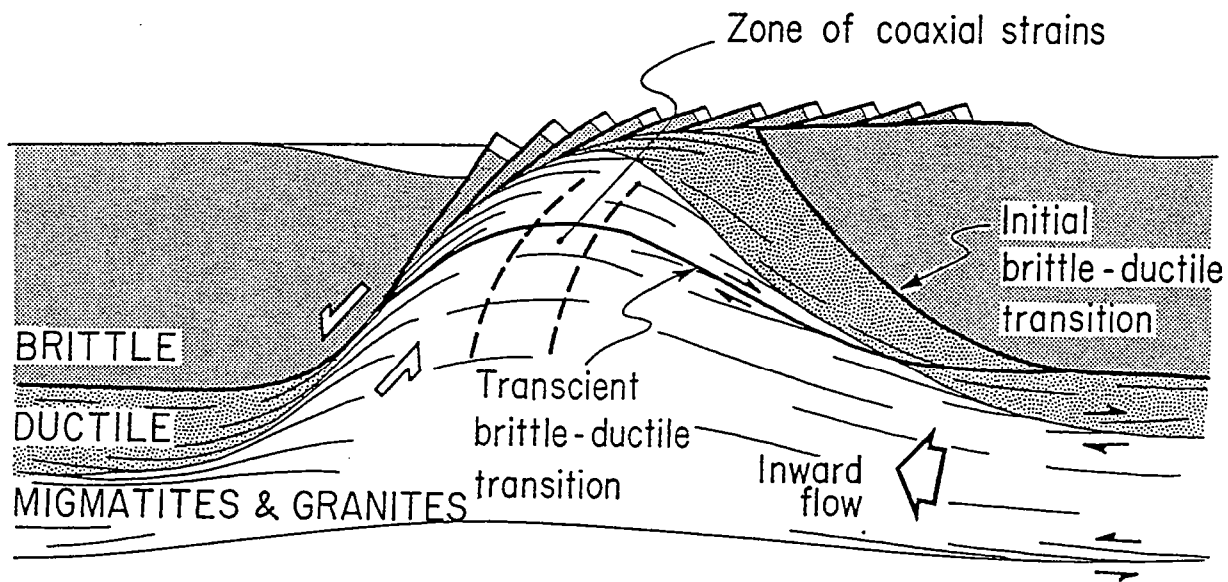


Fig. I.5: Modèles d'évolution des systèmes détachement-"metamorphic core complex".
 (j) D'après Van den Driessche & Brun (1991) et Brun & Van den Driessche (sous presse).

compte de l'allure subhorizontale de la faille à l'aplomb du dôme, que l'amincissement de l'unité supérieure soit hétérogène ou non (Spencer, 1984; Wernicke, 1985; Lister & Davis, 1989; Fig. I.5f et g). Plus récemment, Buck (1988) et Wernicke & Axen (1988) ont développé ce dernier concept, en montrant que le rebond isostatique lié au jeu d'un détachement était en mesure de basculer ce dernier depuis des valeurs de pendage fortes (typiquement, 60°) vers une attitude subhorizontale (Fig. I.5h et i). Ces modèles présentent l'avantage de réconcilier l'allure subhorizontale du détachement avec l'inclinaison à $\approx 60^\circ$ prévue par l'analyse théorique pour le développement d'une faille normale (critère de Mohr-Coulomb), et globalement vérifiée par les données sismologiques (l'ensemble des mécanismes au foyer extensifs enregistrés jusqu'à récemment montre un pendage moyen des plans nodaux d'environ 45° , avec un minimum probable à 30° ; Jackson, 1987; voir néanmoins Johnson & Loy, 1992). Dans les modèles "à $\approx 60^\circ$ " de Buck (1988) et de Wernicke & Axen (1988), ainsi que dans ceux du même type proposés depuis (Van den Driessche & Brun, 1991; Spencer & Reynolds, 1991; Wdowinski & Axen, 1992; Fig. I.5j), la faille normale en cours de basculement est rapidement remplacée par une nouvelle faille "idéalement" inclinée, et située au front de la première. Il faut néanmoins noter que ce mécanisme de remplacement de la faille basculée par une nouvelle faille frontale mieux orientée est aussi un caractère typique de plusieurs modèles invoquant une inclinaison initialement faible du détachement (Spencer, 1984; Lister & Davis, 1989; Reynolds & Lister, 1990; Fig. I.5f). Par conséquent, reconnaître un tel développement séquentiel des failles normales sur le pourtour d'un dôme extensif n'est pas un gage d'une inclinaison initialement forte du détachement. Les publications les plus récentes s'attachent à proposer des méthodes permettant de retrouver cette inclinaison initiale (Wernicke & Axen, 1988; Lister & Davis, 1989; Van den Driessche & Brun, 1991; Scott & Lister, 1992; Yin & Dunn, 1992; Axen, 1993; John & Foster, 1993; Dokka, 1993). Plusieurs de ces études mettent l'accent sur la valeur faible de cet angle ($< 30^\circ$; Scott & Lister, 1992; Yin & Dunn, 1992; Johnson & Loy, 1992; John & Foster, 1993; Dokka, 1993), ce qui est considéré par certains (en particulier Scott & Lister, 1992) comme la preuve que le modèle d'un fort rebond isostatique de l'unité inférieure (Buck, 1988; Wernicke & Axen, 1988) n'est pas valable. Plus raisonnablement, il faut considérer qu'il n'y a pas d'incompatibilité entre ce modèle et le fonctionnement d'un détachement de faible pendage; simplement, l'exhumation de l'unité inférieure est dans ce cas moins rapide, à taux de déplacement équivalent sur le détachement, et moins localisée. Le fonctionnement d'un détachement faiblement incliné est compatible avec la réactivation de discontinuités tectoniques ou lithologiques préexistantes, de même inclinaison, voire horizontales, via une géométrie en plat et rampe du détachement (e.g., Brun & Choukroune, 1983; Malavieille, 1987b; Jackson, 1987; Axen, 1993).

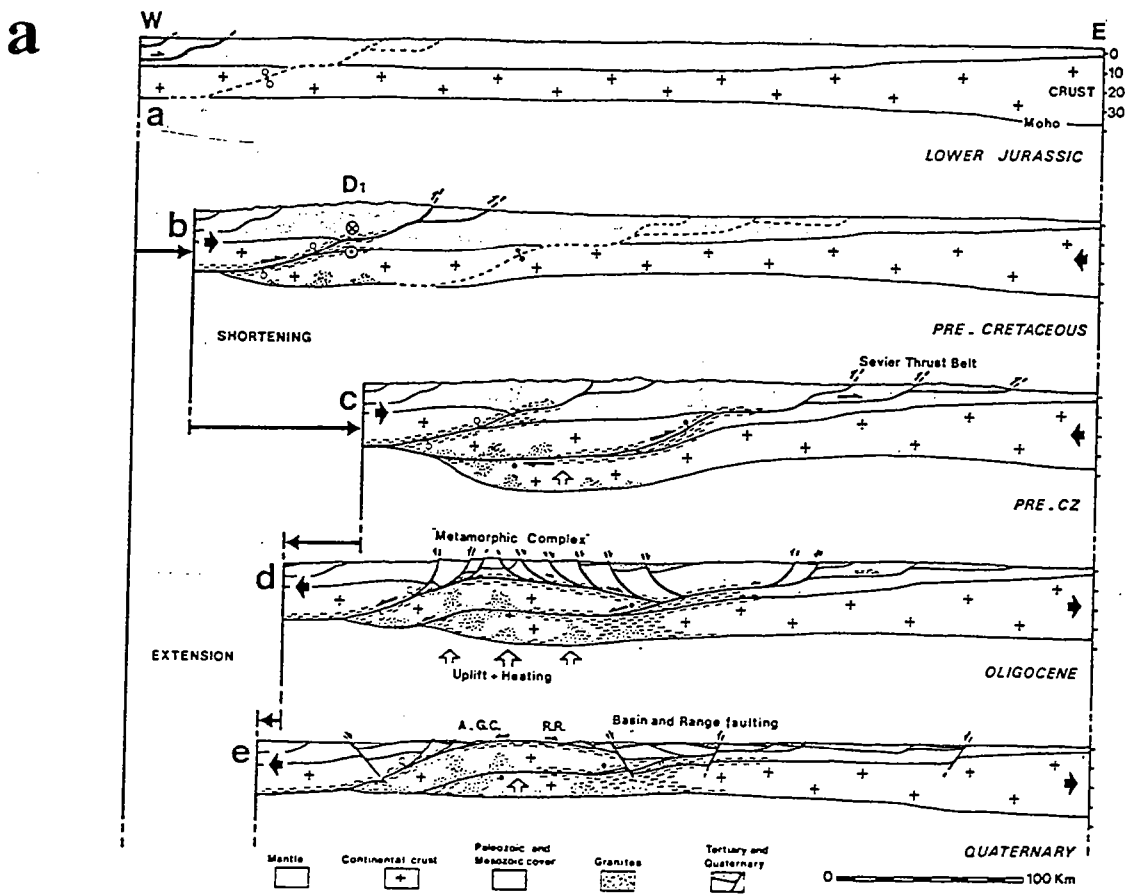


Fig. 11. Interpretative crustal-scale cross-sections from the Albion Raft River and Grouse Creek Mountains to Sevier Thrust Belt and palinspastic restorations since early Mesozoic to Quaternary (see further details in the text). (a) Initial stage, (b) 'dextral wrench-thrust' Cordilleran fault zone associated with D_1 , (c) thickening of the crust by underthrusting of crust slices under the future domain of metamorphic core complex, (d) 'metamorphic core complex stage', growing of the ductile 'décollements' and (e) 'Basin and Range' faulting and brittle low-angle faulting.

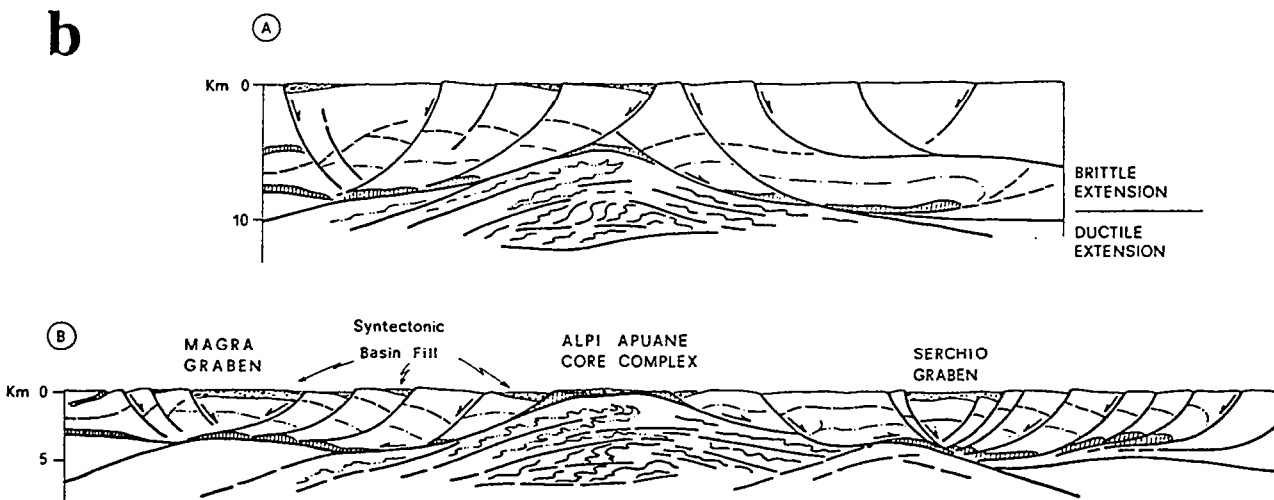
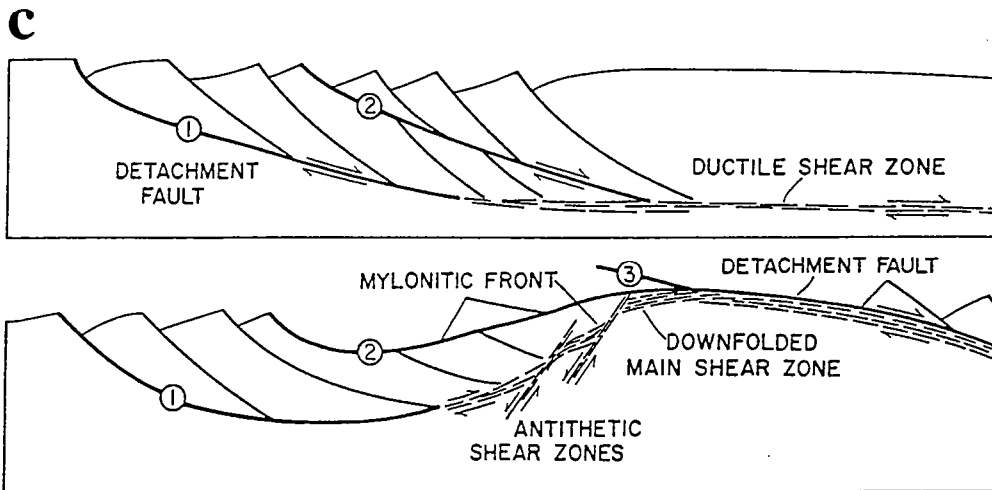


Fig. I.6: Modèles d'évolution des systèmes détachement-"m.c.c." (suite).
 (a) D'après Malavieille (1987a).
 (b) D'après Carmignani & Kligfield (1990).



Interpreted evolution of evolving low-angle normal shear zones, showing progressive arching of basement culmination leading to formation of back-dipping zone and antithetic shear zones within back-dipping zone. Successive splays of detachment fault, numbered 1 to 3 in order of their formation, form in response to arching, youngest fault (3) being most planar.

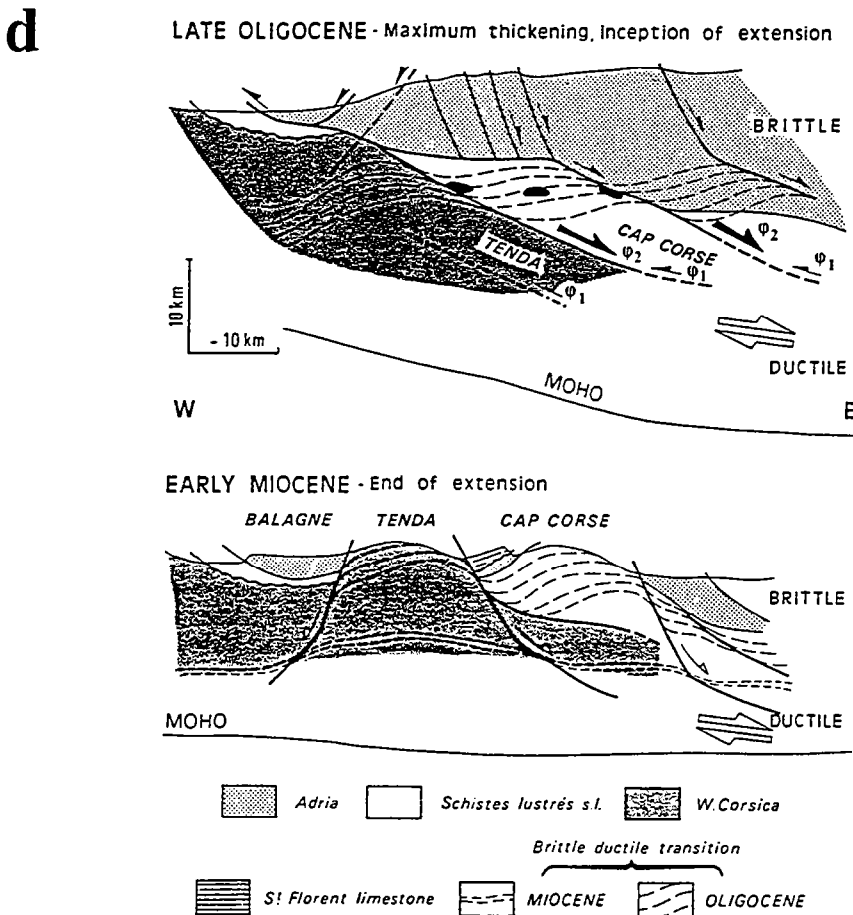


Fig. I.6: Modèles d'évolution des systèmes détachement-"m.c.c." (suite).
 (c) D'après Reynolds & Lister (1990).
 (d) D'après Jolivet et al. (1991).

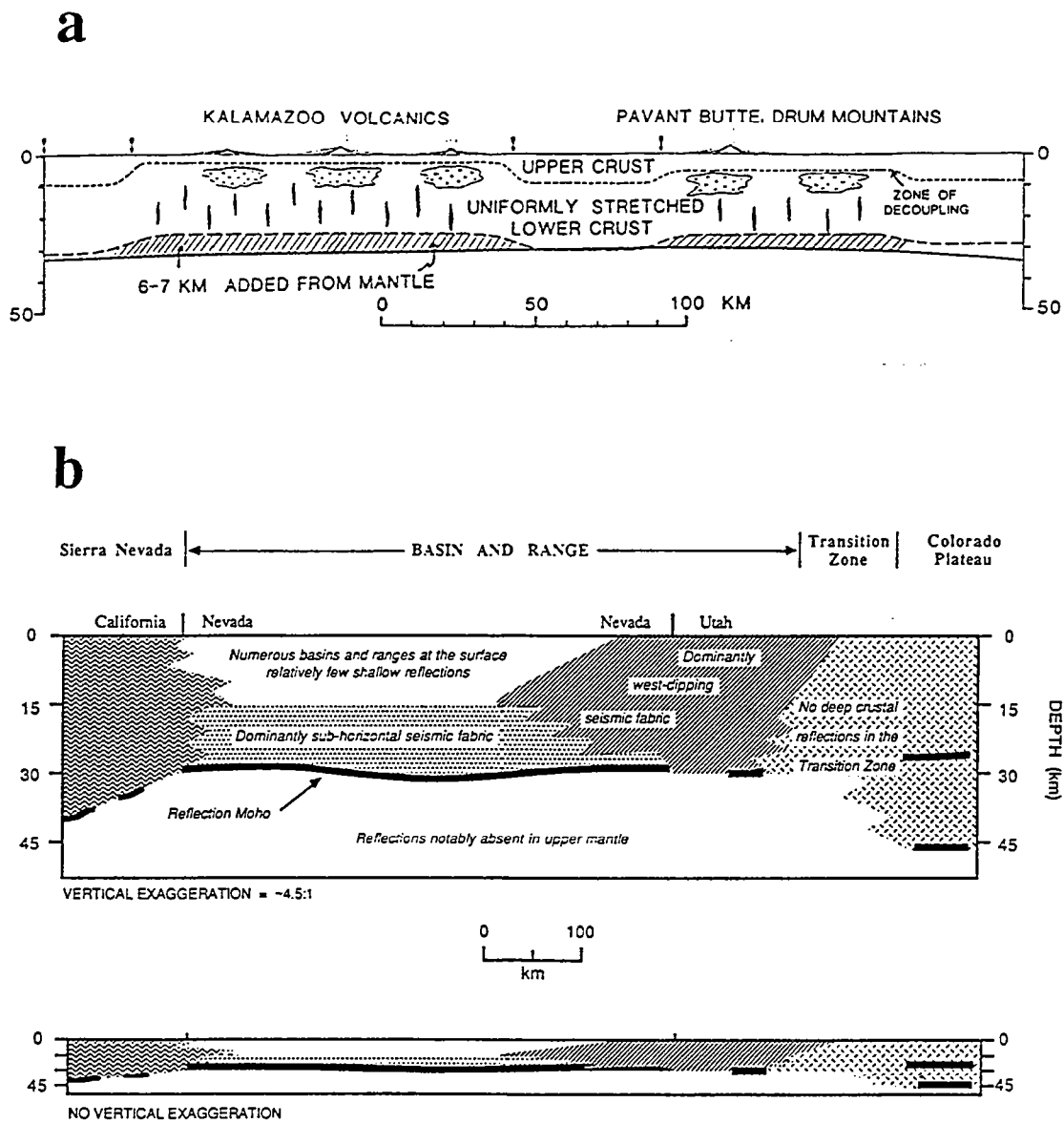
(b).2 Signification des sens de cisaillement ductile opposés

Un problème soulevé récemment est la signification des sens de cisaillement opposés communément observés de part et d'autre d'un dôme métamorphique extensif (Malavieille, 1987a; Reynolds & Lister, 1990; Carmignani & Kligfield, 1990; Philippot, 1990; Echtler & Malavieille, 1990; Van den Driessche & Brun, 1991; Gapais et al., 1992). Pour un premier ensemble de modèles, les deux sens de cisaillement sont de même importance, et traduisent l'existence de deux détachements conjugués de part et d'autre du dôme métamorphique, dans le cadre d'un modèle d'extension globalement symétrique (Malavieille, 1987a; Echtler & Malavieille, 1990; Carmignani & Kligfield, 1990; Philippot, 1990; Fig. I.6a et b). Pour un second groupe d'auteurs, il n'existe qu'un seul détachement, et l'un des deux sens de cisaillement, mineur, ne résulte que de l'accommodation de l'exhumation de l'unité inférieure dans un flanc du dôme métamorphique (Reynolds & Lister, 1990; Wernicke, 1990; Van den Driessche & Brun, 1991; Brun & Van den Driessche, sous presse; Fig. I.5j et I.6c). Enfin, en Corse alpine, Jolivet et al. (1991) proposent d'intégrer l'observation de sens de cisaillement opposés dans un modèle invoquant un partitionnement latéral de la déformation globale au sein de la croûte moyenne, entre zones de cisaillement majeures et domaines en étirement horizontal coaxial (Fig. I.6d), conformément aux modèles théoriques proposés pour les régions en extension sismiquement actives (e.g., Jackson & McKenzie, 1983; Jackson, 1987). Pour un cas particulier donné, la validité de l'un ou l'autre de ces modèles dépend de la cartographie précise des sens de cisaillement à travers la partie visible de l'unité inférieure, ainsi que des données structurales et métamorphiques susceptibles d'indiquer l'éventuelle asymétrie d'un dôme (e.g., Van den Driessche & Brun, 1991; Gapais et al., 1992). L'asymétrie d'un dôme peut aussi être indiquée par les données stratigraphiques concernant le remplissage de bassins sédimentaires au sommet de l'unité supérieure.

(b).3 Les mécanismes de déformation dans la croûte profonde

Un point de discussion particulièrement important concerne les mécanismes de déformation dans la croûte inférieure, à l'aplomb des dômes métamorphiques extensifs, et dans l'hypothèse où toute la croûte sur cette verticale est en extension (le cas inverse sera examiné plus loin). Globalement, deux écoles s'affrontent sur ce point.

Pour certains auteurs, la déformation crustale dans les niveaux les plus profonds demeure hétérogène à l'échelle de la croûte. Le modèle le plus typique est celui de Wernicke (1981, 1985; Fig. I.5a). Ce modèle prévoit un décalage du Moho par la zone de détachement, qui n'est pas observé sur les lignes sismiques de la province du Basin and Range (e.g., Klemperer et al., 1986; Allmendinger et al., 1987). Les modèles de ce type plus récents ont donc proposé que la zone de détachement devienne plus diffuse en profondeur, pour se terminer non loin de la base de la croûte en une zone locale dans laquelle la déformation s'effectue par étirement horizontal (Séranne & Séguret, 1985;



Schematic cross-section summarizing reflection data from COCORP 40°N Transect. The upper section has 4.5 × vertical exaggeration; lower section is true scale.

Fig. I.7: Modèles d'évolution des systèmes détachement-"m.c.c." (suite et fin).

(a) D'après Gans (1987).

(b) Représentation schématique des résultats d'une étude de sismique-réflexion profonde dans le Basin and Range, d'après Allmendinger et al. (1987).

Davis, 1988; Lister & Davis, 1989; Fig. I.5g). Deux aspects importants de ces modèles sont les suivants : d'une part, la déformation profonde de la croûte n'est pas localisée à l'aplomb du dôme métamorphique extensif, qui est donc susceptible de montrer en son coeur des roches peu ou pas déformées, ou bien affectées par une déformation réputée antérieure (e.g., Davis, 1980; Malavieille, 1987b); d'autre part, pour une croûte d'épaisseur initialement uniforme, une remontée régionale du Moho doit être observée, à défaut d'un décalage (Fig. I.5g).

Le second ensemble de modèles considère que la déformation dans la croûte profonde s'effectue par étirement homogène à *une échelle régionale*, avec un rôle prépondérant joué par les apports magmatiques (e.g., Gans, 1987; Fig. I.7a). L'intérêt de cette approche est qu'elle est davantage en accord avec les données sismiques profondes du Basin and Range, montrant un Moho plat et régulier à une échelle régionale (Klemperer et al., 1986; Allmendinger et al., 1987; Fig. I.7b), ainsi qu'avec les estimations de profils rhéologiques crustaux en fonction du gradient géothermique, qui suggèrent que pour une croûte relativement épaisse et chaude (c'est-à-dire une situation tardi-orogénique), un niveau infracrustal de particulièrement faible viscosité est fort probable (Meissner & Kusznir, 1987).

Les premiers modèles de ce type ont été élaborés à partir des données de surface : la déformation ductile observée au sein d'un dôme métamorphique extensif est considérée comme l'expression d'une déformation profonde en étirement horizontal, séparée de l'unité supérieure par le détachement (ou plutôt décollement) le long duquel la déformation serait également coaxiale (Rehrig & Reynolds, 1980; Gans et al., 1985; Fig. I.5b et c). Ces modèles ont été vivement critiqués par les partisans d'un détachement de faible inclinaison, car généralement, la déformation ductile au sein d'un dôme métamorphique extensif est non coaxiale, ce qui est considéré comme l'indication qu'un détachement est une zone de cisaillement simple en faille normale recoupant la croûte (Wernicke, 1985; Lister & Davis, 1989; Fig. I.5g). En réalité, comme observé par Malavieille (1987b) et Lee et al. (1987), la zone de détachement est caractérisée le plus souvent par la combinaison d'une déformation coaxiale et d'une déformation cisailante, avec une variation latérale de la proportion entre ces deux composantes, ainsi que peuvent le suggérer également les exemples où le sens de cisaillement s'inverse de part et d'autre d'un dôme. En outre, ce n'est pas parce que la déformation au niveau du détachement n'est pas purement coaxiale que la déformation profonde à l'aplomb du dôme métamorphique ne s'effectue pas de cette manière (voir Davis, 1988 pour une discussion ouverte). Reste que l'inconvénient de l'interprétation de Rehrig & Reynolds (1980) et Gans et al. (1985) est qu'elle n'explique pas comment on peut obtenir des roches non déformées au coeur d'un dôme (Malavieille, 1987b).

Comme dans le cas du premier ensemble de modèles, et toujours dans l'hypothèse d'une croûte d'épaisseur initiale uniforme, une remontée régionale du Moho

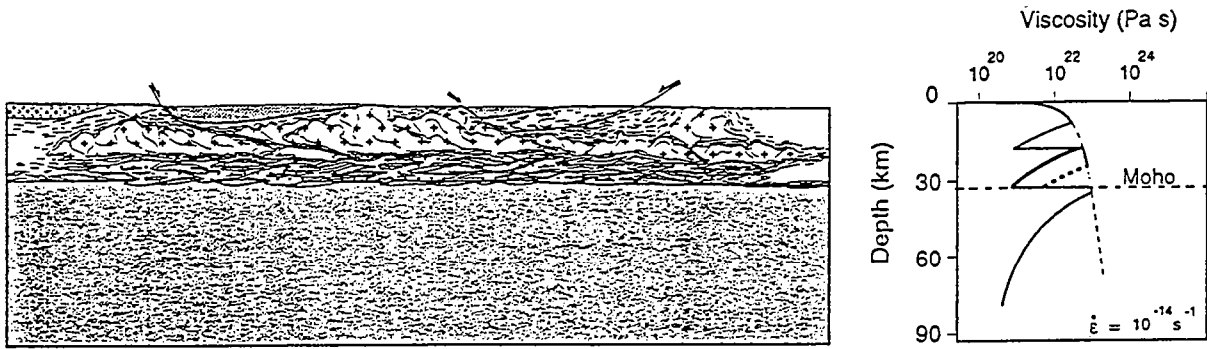
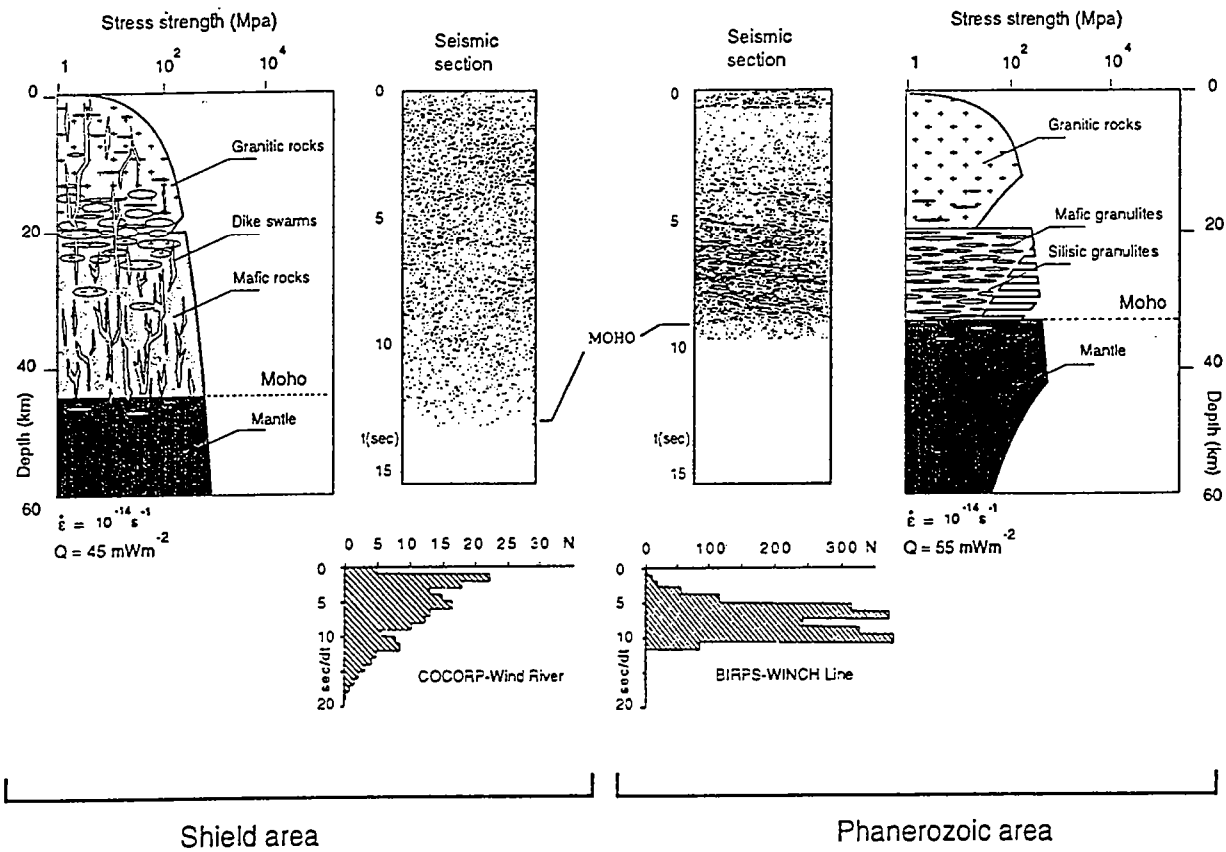
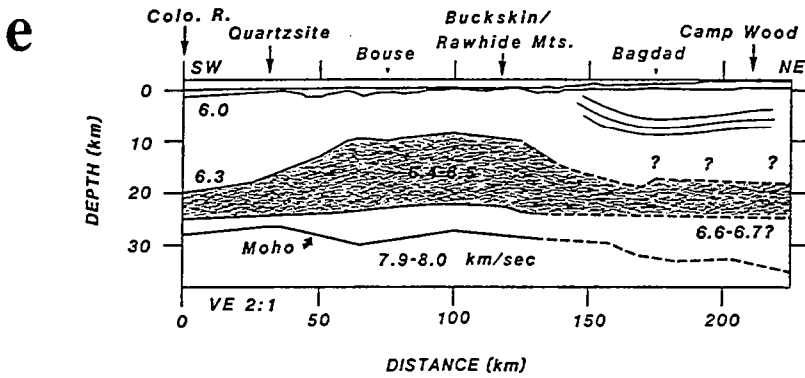
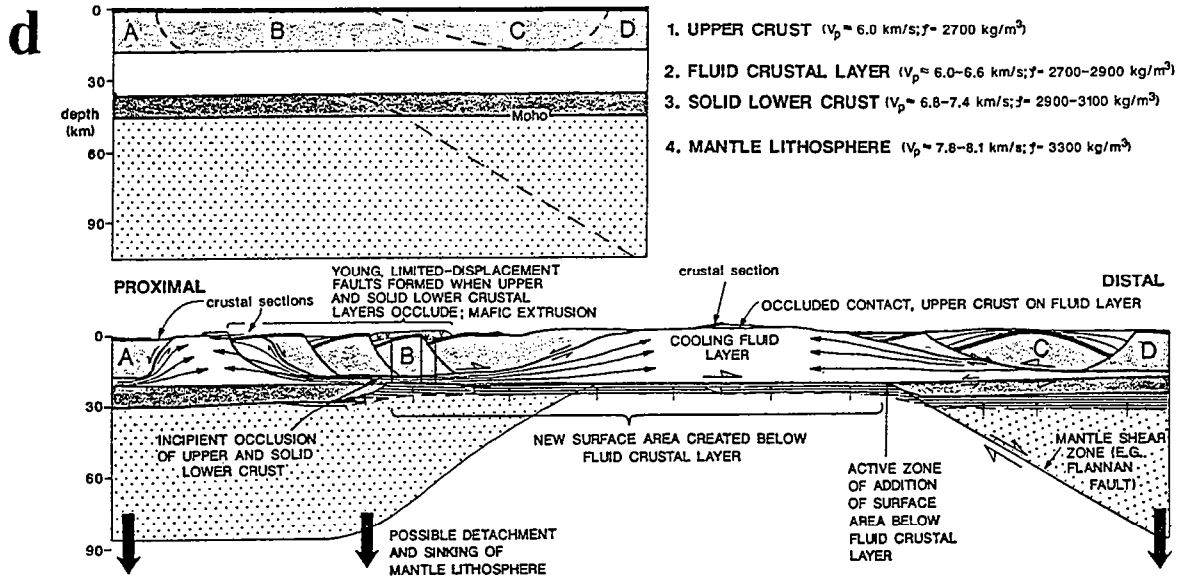


Fig. 1.7: Modèles d'évolution des systèmes détachement-"m.c.c." (suite et fin).
 (c) Interprétation de la croûte réfléchive profonde observée en sismique dans des régions affectées par l'extension tardi-orogénique, d'après Rey (1993).

est prévue à l'aplomb du dôme métamorphique. Les données sismiques ne suggérant pas une telle situation, une seconde génération de modèles a été développée, dont la caractéristique est une homogénéisation de la déformation profonde à une échelle régionale, via un étirement homogène horizontal et l'apport de matériel crustal néoformé par le magmatisme en provenance du manteau (Gans, 1987; McCarthy et al., 1987; Serpa & De Voogd, 1987; Buck, 1988, 1991; Wernicke, 1990; Block & Royden, 1990; Van den Driessche & Brun, 1991; Wdowinski & Axen, 1992). L'avantage de cette interprétation est qu'elle est non seulement en accord avec un Moho plat, mais aussi avec la nature fortement réfléchive et subhorizontale de la croûte inférieure vue en sismique, dans la région du Basin and Range comme dans d'autres régions du globe affectées par une extension tardi-orogénique (Klemperer et al., 1986; Allmendinger et al., 1987; Serpa & De Voogd, 1987; Meissner & Kusznir, 1987; Rey, 1993; Fig. I.7b et c). Les études sismiques du Basin and Range mettent en évidence une anisotropie de la vitesse de propagation des ondes en fonction de l'orientation du tir par rapport à la direction d'extension régionale déterminée en surface (McCarthy et al., 1987), ainsi qu'une différence dans le degré de réflectivité de la croûte, faible pour un tir perpendiculaire à la direction d'extension, fort pour un tir parallèle (Carbonell & Smithson, 1991). Ces données confirment l'hypothèse d'un lien entre réflectivité de la croûte et déformation profonde. L'hypothèse d'une déformation profonde homogène à l'échelle régionale (e.g., Gans, 1987) s'accorde également bien avec les estimations de la rhéologie crustale dans un contexte de gradient géothermique élevé, et en particulier lorsque l'influence du magmatisme devient prépondérante (Meissner & Kusznir, 1987; Rey, 1993; Fig. I.7c), mieux en tout cas que ne peut le faire un modèle n'invokant un étirement horizontal que localement, à l'extrémité inférieure de la zone de détachement (e.g., Lister & Davis, 1989; Fig. I.5g).

Comme remarqué par Wernicke (1990), un étirement homogène de la croûte inférieure à l'aplomb d'un dôme métamorphique extensif ne suffit pas à expliquer que le Moho ne remonte pas à ce niveau, à moins d'invoker un apport parfaitement proportionnel de croûte néoformée par le magmatisme mantellique (Gans, 1987; Fig. I.7a), ce qui peut paraître une hypothèse "ad hoc". Ce problème devient particulièrement important pour les modèles proposant une zone de détachement de forte inclinaison initiale, car dans ce cas une forte remontée locale du Moho est attendue dans l'hypothèse où le rebond isostasique vertical de l'unité inférieure est transmis en masse à toute la croûte (Wernicke & Axen, 1988; Fig. I.5i). Wernicke (1990; Fig. I.7d), ainsi que d'autres auteurs (Buck, 1988, 1991; Block & Royden, 1990; Van den Driessche & Brun, 1991; Wdowinski & Axen, 1992; Brun & Van den Driessche, sous presse; Fig. I.5j) invoquent donc un mécanisme supplémentaire d'homogénéisation de la croûte profonde, par fluage latéral du matériel crustal depuis les zones où la croûte supérieure



Preliminary reflection-refraction model across the Buckskin/Rawhide metamorphic core complex in western Arizona. A thickening package of mid-crustal material is observed to rise beneath, and slightly west of, the core complex and is characterized by a velocity step to 6.4-6.5 km/s. This packet is highly reflective, particularly on the flanks of the thickening body, and coincides with a change to more mafic compositions in the crust.

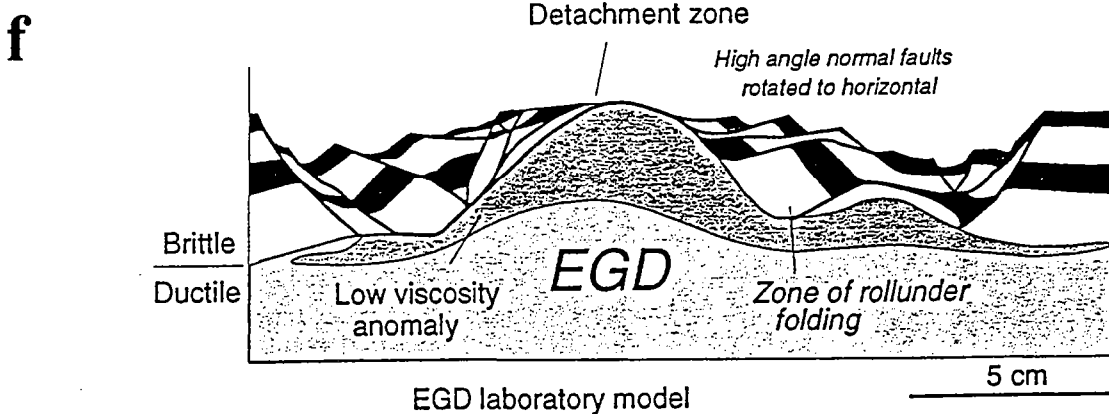


Fig. I.7: Modèles d'évolution des systèmes détachement-"m.c.c." (suite et fin).

(d) D'après Wernicke (1990).

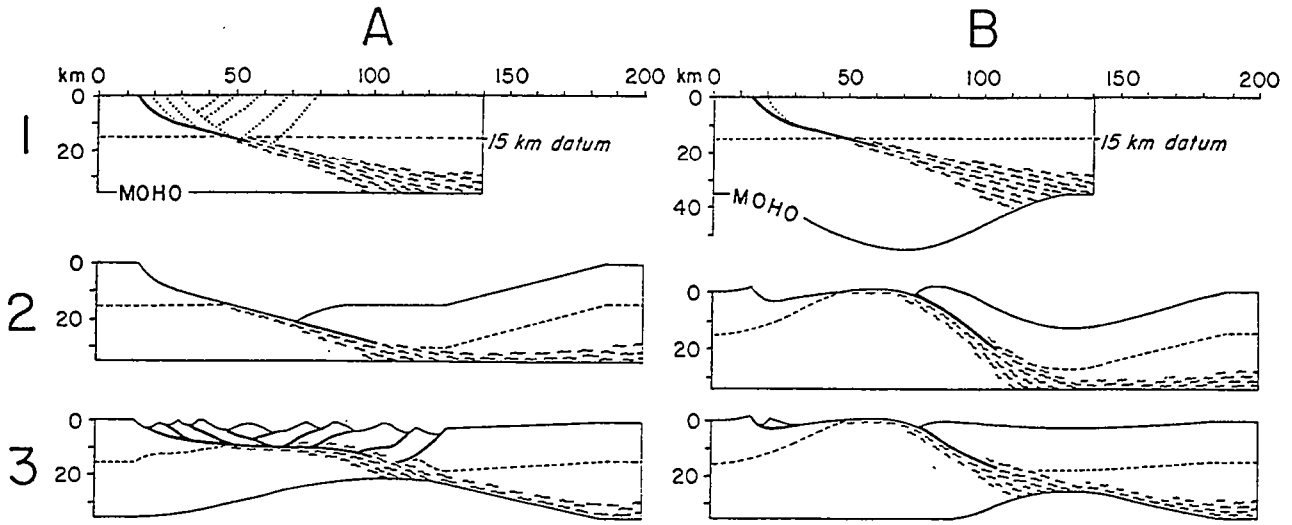
(e) Représentation schématique des résultats d'une étude de sismique-réflexion profonde dans le Basin and Range, d'après McCarthy & Thompson (1988).

(f) Résultat d'une modélisation expérimentale sable-silicone-silicone peu visqueuse, faisant apparaître une structure en détachement-dôme métamorphique, d'après Van den Driessche et al. (1993).

est peu amincie vers les zones où elle est très amincie, c'est-à-dire vers l'aplomb des zones de détachement (ce mécanisme est en fait également évoqué chez Gans, 1987). Les raisons de ce fluage peuvent être discutées : la plupart des auteurs (Wernicke, 1990; Block & Royden, 1990; Wdowinski & Axen, 1992) proposent l'existence d'une force agissant au niveau de la croûte inférieure, dirigée vers la zone du dôme métamorphique, et liée à un gradient latéral de pression lithostatique entre la région où la croûte supérieure n'est pas amincie et la région du détachement. Cette force est de même nature que la "ridge push force" ou les forces invoquées pour l'étalement gravitaire d'une région continentale topographiquement élevée (e.g., Forsyth & Uyeda, 1975; Bott & Kusznir, 1979). Elle nécessite qu'il existe une différence notable de densité entre la croûte supérieure, amincie de façon irrégulière, et la croûte inférieure, qui joue le rôle du fluide assurant la compensation du gradient latéral de pression lithostatique, comme dans le cas de la lithosphère flottant sur l'asthénosphère. Il n'est cependant pas évident qu'une telle différence de densité soit effectivement présente dans la croûte, ou qu'elle soit significative (voir Block & Royden, 1990, p. 564 pour une discussion). Sans chercher à anticiper sur les résultats de ce travail, notons qu'une alternative existe (Gautier et al., 1990, 1993 : partie II.A; Brun & Van den Driessche, sous presse), dans laquelle le fluage de la croûte inférieure ductile trouve son origine dans un mécanisme simple de boudinage de la croûte supérieure fragile. Dans ce cas, le flux de la croûte ductile est contrôlé essentiellement par sa différence de viscosité avec la croûte fragile, et non pas par sa différence de densité. En d'autres termes, ce mécanisme de boudinage peut sans doute se développer en l'absence même d'une différence de densité entre croûtes supérieure et inférieure (voir également Martinod & Davy, 1992).

Dans ce dernier modèle comme dans plusieurs autres (Wernicke, 1990; Van den Driessche & Brun, 1991; Wdowinski & Axen, 1992; Fig. I.5j et I.7d), l'unité inférieure du détachement, constituant le dôme métamorphique, représente la croûte inférieure ductile remontée localement à la surface grâce au jeu de la zone de détachement, ou en raison d'un amincissement quasi-homogène de l'unité supérieure (Gans et al., 1985; Fig. I.5c). L'hypothèse d'un fluage infracrustal nécessite bien sûr que la croûte inférieure soit particulièrement peu visqueuse, afin qu'elle puisse se déplacer à une vitesse plus grande que la vitesse de déformation imposée par la tectonique régionale, c'est-à-dire par les conditions cinématiques aux limites du système. Une telle hypothèse est en accord avec le type des profils rhéologiques estimés pour un contexte tardi-orogénique, ainsi qu'avec l'existence dans la croûte profonde de zones de fusion partielle et d'intrusions en provenance du manteau. Les études sismiques les plus récentes à travers certains core complexes du Basin and Range sont également en accord avec le schéma d'une forte remontée de la croûte ductile depuis les régions situées sous la croûte supérieure peu amincie vers la région du détachement majeur. Une analyse en loi de vitesse montre en particulier que l'essentiel de la croûte moyenne réfléchive est concentré sous la forme d'un

g



Schematic diagrams of contrasting styles of extensional deformation for (A) initially flat Moho and (B) downward protruding Moho bulge. 1, Initial detachment fault geometry and down-dip continuation as ductile shear zone; 2, configuration after 60 km of extension with flat Moho, without isostatic equilibrium, and without internal extension of upper plate, and 3, configuration with isostatic equilibrium and internal extension of upper plate. The necked crust on the right side of cross section 3B is not characteristic of the crust northeast of the Harcuvar metamorphic core complex; the Moho is flat to gently east dipping (to the right) in this area [McCarthy *et al.*, 1987; Hauser *et al.*, 1987]. Flattening of the Moho during and after detachment faulting was presumably the result of ductile flow in the lower crust during elevated thermal gradients associated with Tertiary magmatism [e.g., Bird and Kemp, 1987].

h

Cartoon of Tertiary crustal extension in metamorphic core complexes. a: Initial stage; crust is thickened in root zones of Mesozoic Cordillera foreland thrusts (vertical markers have been drawn in initial stage to aid visualization of deformation during extension). b: During Tertiary time, brittle extension of upper crust is transformed laterally along ductile extensional shear zones, and lower crustal flow (L.C.F.) is away from thickened zone, isolating undeformed intermediate domain in middle crust. c: At end of postorogenic collapse, crust has undergone major extension without being abnormally thinned. U.P. = Upper plate; L.P. = lower plate; M.C.C. = metamorphic core complex; R.R. = Raft River; G.C. = Grouse Creek. d: Case of only one dipping system.

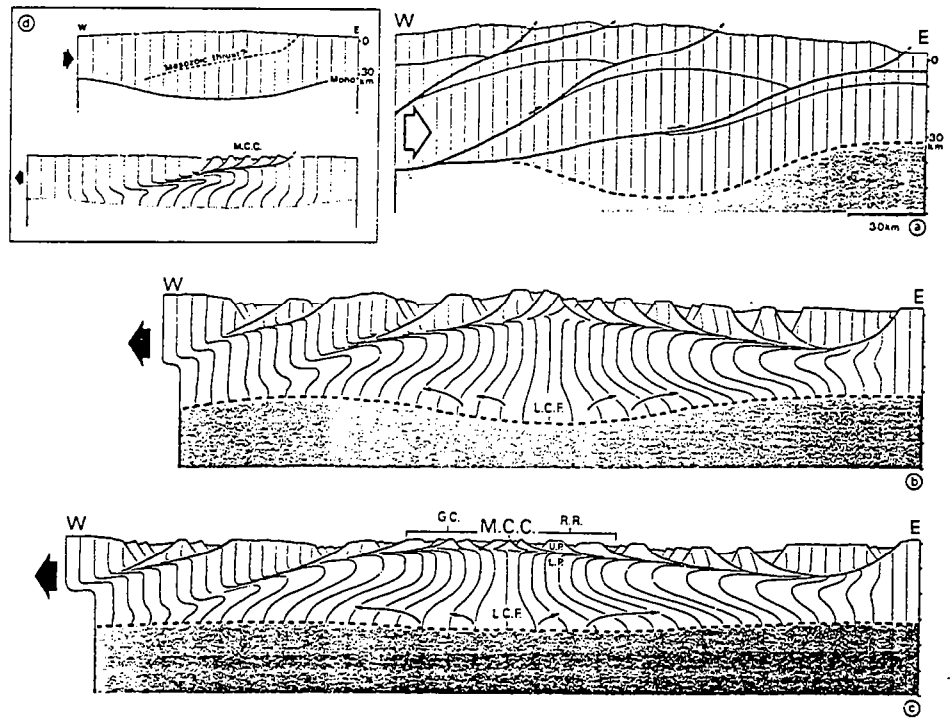


Fig. I.7: Modèles d'évolution des systèmes détachement-"m.c.c." (suite et fin).

(g) D'après Spencer & Reynolds (1990).

(h) D'après Malavieille & Taboada (1991).

bombement ample situé à l'aplomb du core complex reconnu en surface (McCarthy & Thompson, 1988, et "Discussion and reply" avec Potter, 1991; McCarthy et al., 1991; Fig. I.7e). L'étude sismique de McCarthy et al. (1991) suggère également que le magmatisme ne joue qu'un rôle mineur dans le maintien d'un Moho plat, en accord avec l'opinion en vogue chez les partisans d'un fluage infracrustal (cf ci-dessus, Wernicke, 1990).

Notons en outre que l'idée germe progressivement selon laquelle le fluage infracrustal est une condition *nécessaire* à l'obtention d'une extension par détachement-dôme métamorphique. Cette idée est exprimée chez Buck (1988) et Wernicke (1990), et analysée par Buck (1991) de la façon suivante : le maintien en cours d'extension d'un Moho plat, grâce au fluage infracrustal, permet d'éviter la remontée de matériel mantellique à des profondeurs "crustales", c'est-à-dire le remplacement de la croûte par un matériel non seulement plus dense, qui diminuerait la flottabilité de la colonne lithosphérique et la force d'étalement gravitaire corrélative, mais aussi plus résistant à la déformation, une fois le rééquilibrage thermique effectué (comparer avec le modèle "slow strain rate" de Kuszniir & Park, 1987). Le modèle de Buck (1991) prévoit une croûte inférieure de faible viscosité à une échelle régionale, c'est-à-dire sur une grande distance de part et d'autre du dôme métamorphique. Une opinion différente est exprimée par Van den Driessche et al. (1993) et Brun et al. (1994), pour lesquels le développement d'un dôme extensif nécessite que la croûte inférieure peu visqueuse comporte une région latéralement limitée où les matériaux soient encore moins visqueux (une zone de fusion partielle, par exemple). Dans les modèles analogiques "silicone peu visqueuse-silicone-sable" en étalement gravitaire dont est issue cette interprétation, le niveau de plus faible viscosité peut fluer verticalement vers la région dénudée par le détachement, à une vitesse plus grande que la vitesse générale d'étalement horizontal imposée par la résistance du niveau de viscosité "normale" (Fig. I.7f). Dans un cas où les conditions aux limites du système deviendraient relativement contraignantes et ne permettraient pas un étalement gravitaire aussi rapide que celui lié à une bordure parfaitement libre, il est probable que le fluage de la croûte inférieure, même homogène, donne lieu à une même remontée locale de ce niveau profond à l'aplomb du détachement.

Une grande partie des modèles récents présentés ci-dessus a pour souci de rendre compte d'un Moho actuellement plat dans la région du Basin and Range, comme dans d'autres régions du globe affectées par l'extension tardi-orogénique (e.g., Rey, 1993). Ces modèles reposent tous sur l'hypothèse d'une croûte d'épaisseur initiale uniforme, ce qui rend nécessaire l'intervention de processus de "rehomogénéisation" durant ou après l'extension, tels le fluage infracrustal ou l'apport magmatique, dès lors que la déformation de la croûte supérieure est fortement hétérogène (cf les détachements). Une alternative existe cependant (Malavieille, 1987a, b; Allmendinger et al., 1987; Spencer & Reynolds, 1990; Andersen et al., 1991; Fig. I.6a et I.7g), qui consiste à considérer une

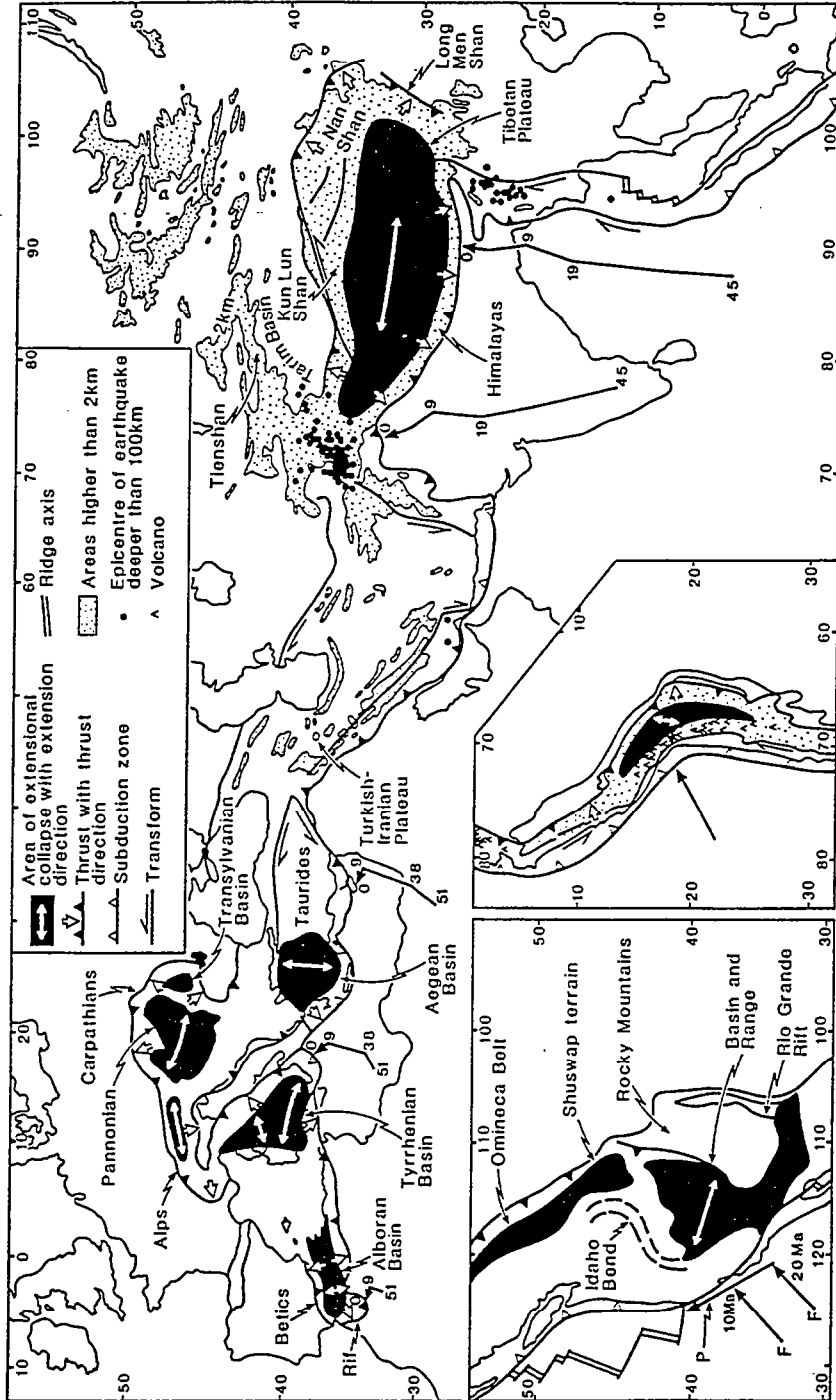
croûte épaissie de façon inhomogène, comme suggéré initialement par Coney & Harms (1984) pour la région du Basin and Range. Dans cette hypothèse, la forte remontée de l'unité inférieure au niveau d'un dôme métamorphique a pour effet de résorber une racine crustale liée à l'épaississement, dans un modèle général d'étalement gravitaire préférentiel de la région initialement la plus épaissie, en raison de son élévation et de son amollissement thermique. Le dôme métamorphique final, concave vers le bas, est en quelque sorte le négatif de la racine crustale initiale, concave vers le haut, et situé précisément à l'aplomb de l'ancienne racine, à la place de laquelle un Moho plat est observé. Dans une version récente de ce modèle (Malavieille & Taboada, 1991; Fig. I.7h), la racine crustale est également résorbée par fluage latéral de la croûte inférieure, depuis la racine crustale, c'est-à-dire depuis, et non pas vers, la zone du dôme métamorphique, par opposition aux modèles de fluage présentés plus haut. Ce mécanisme de fluage "inverse" a également été envisagé par Wernicke (1990) à l'échelle de la chaîne de collision et de son avant-pays. Le modèle d'un dôme métamorphique à l'aplomb d'une ancienne racine crustale peut être envisagé dans le cas où les données de surface n'indiquent la présence que d'un seul dôme métamorphique très large à travers la section de chaîne ayant subi l'extension tardi-orogénique (Malavieille, 1987a, b; Spencer & Reynolds, 1990). Il devient par contre plus difficilement applicable lorsque la région étirée comprend plusieurs alignements parallèles de dômes métamorphiques, espacés de quelques dizaines de kilomètres : il faut alors rendre compte d'un Moho initial régulièrement ondulé. Une telle situation peut à la rigueur se concevoir dans un schéma d'épaississement par une série de chevauchements crustaux synthétiques (e.g., "l'understacking" représenté par Davy & Gillet, 1986). Le modèle est sans doute inapplicable lorsqu'en outre les données lithologiques et métamorphiques indiquent que la *même* unité affleure au sein des alignements parallèles de dômes, comme nous le constaterons dans les Cyclades, indiquant que ce n'est pas l'empilement latéral de diverses unités crustales qui a conduit au développement de plusieurs alignements de dômes. Il est dans ce cas plus probable que l'espacement entre dômes est guidé par les propriétés intrinsèques de la croûte en cours d'extension, par exemple via un boudinage crustal de longueur d'onde régulière (Martinod & Davy, 1992).

Enfin, il est nécessaire de revenir au problème énoncé plus haut, qui concerne la présence de roches non déformées au coeur de certains dômes métamorphiques extensifs. Cette observation peut laisser entendre que les dômes ne représentent pas une remontée locale de la croûte inférieure ductile, comme postulé plus haut (Gans et al., 1985; Wernicke, 1990; Gautier et al., 1990; Van den Driessche & Brun, 1991; Wdowinski & Axen, 1992). La présence au coeur d'un dôme de roches peu ou pas déformées est un fait parfois clairement établi. Nous nous bornerons ici à signaler les sources d'erreur possibles au niveau de l'interprétation qui en est faite, suggérant que la présence de ces roches ne remet pas en cause le modèle énoncé plus haut. Par exemple, si le coeur du

dôme métamorphique présente à l'affleurement des roches du faciès schiste vert, et en particulier des roches quartzo-feldspathiques, il est concevable que ce coeur apparaisse peu déformé par rapport à une couverture métasédimentaire aisément déformable, pour cause d'hétérogénéité de la déformation liée à la fois aux conditions de faible température et aux contrastes lithologiques. A l'inverse, un coeur de dôme migmatitique peut apparaître moins déformé que son enveloppe métamorphique, pour deux raisons : d'une part, la fusion partielle annule en grande partie les effets de la déformation accumulée antérieurement; d'autre part, le style de la déformation dans les migmatites, plutôt "chaotique", accompagné par exemple de plis d'écoulement, peut donner l'impression que la déformation finie est moins forte que dans les roches métamorphiques encaissantes, caractérisées par une fabrique linéo-planaire bien réglée. Par ailleurs, le risque existe éventuellement de prendre un pluton mis en place *en cours* d'extension, donc peu déformé, pour un socle ou des plutons préexistants, en l'absence notamment de données géochronologiques fiables. Enfin, il faut rester prudent vis-à-vis des critères choisis pour définir le coeur du dôme métamorphique : utiliser la lithologie ou les trajectoires de foliation peut conduire à confondre le coeur du dôme avec une structure préexistante (un autre dôme éventuellement) qui serait incluse dans un flanc du véritable dôme extensif (voir par exemple le cas du dôme de Caroux, dans la Montagne Noire, d'après Van den Driessche & Brun, 1991). Le seul critère qui apparaisse rigoureux pour définir le coeur d'un dôme est la zonation des isogrades du métamorphisme, à condition que cette zonation ne soit pas perturbée par la présence d'une intrusion tardive, et que les âges radiométriques confirment l'appartenance des isogrades à un même épisode métamorphique. L'ensemble de ces remarques suggère que la présence de roches peu ou pas déformées au coeur d'un dôme extensif n'est pas nécessairement incompatible avec l'interprétation selon laquelle le dôme métamorphique représente une remontée de la croûte inférieure ductile à l'aplomb du détachement.

(c) Le contexte géodynamique de l'extension tardi-orogénique : syn- ou post-collision ?

Comme signalé en introduction, l'extension tardi-orogénique fait suite à un épaissement de la lithosphère continentale, mais n'est pas nécessairement postérieure à la collision. C'est initialement dans des régions tectoniquement actives et topographiquement élevées, comme le plateau du Tibet ou la chaîne andine (Fig. I.8), que l'on a mis en évidence le fait que l'extension peut être synchrone d'un fort raccourcissement intra-continentale (Molnar & Tapponnier, 1978; Ni & York, 1978; Tapponnier et al., 1981; Mercier, 1981; Dalmayrac & Molnar, 1981; Molnar & Chen, 1982, 1983). Le cas du Tibet correspond à une extension syn-collision; le cas de l'Altiplano andin et son prolongement septentrional vers le Pérou correspond à une extension au sein d'une chaîne "de subduction" ("Cordilleran tectonics" pour les



Simplified tectonic map of the Tethyside orogenic belt, with insets of the U.S. Cordillera and the central Andes, to show areas of extensional orogenic collapse. Thick lines terminated by solid arrow heads indicate directions and amounts of plate relative to adjacent plates for the times shown in millions of years. P and F refer to the motions of the Pacific and Farallon plates, respectively, to North America.

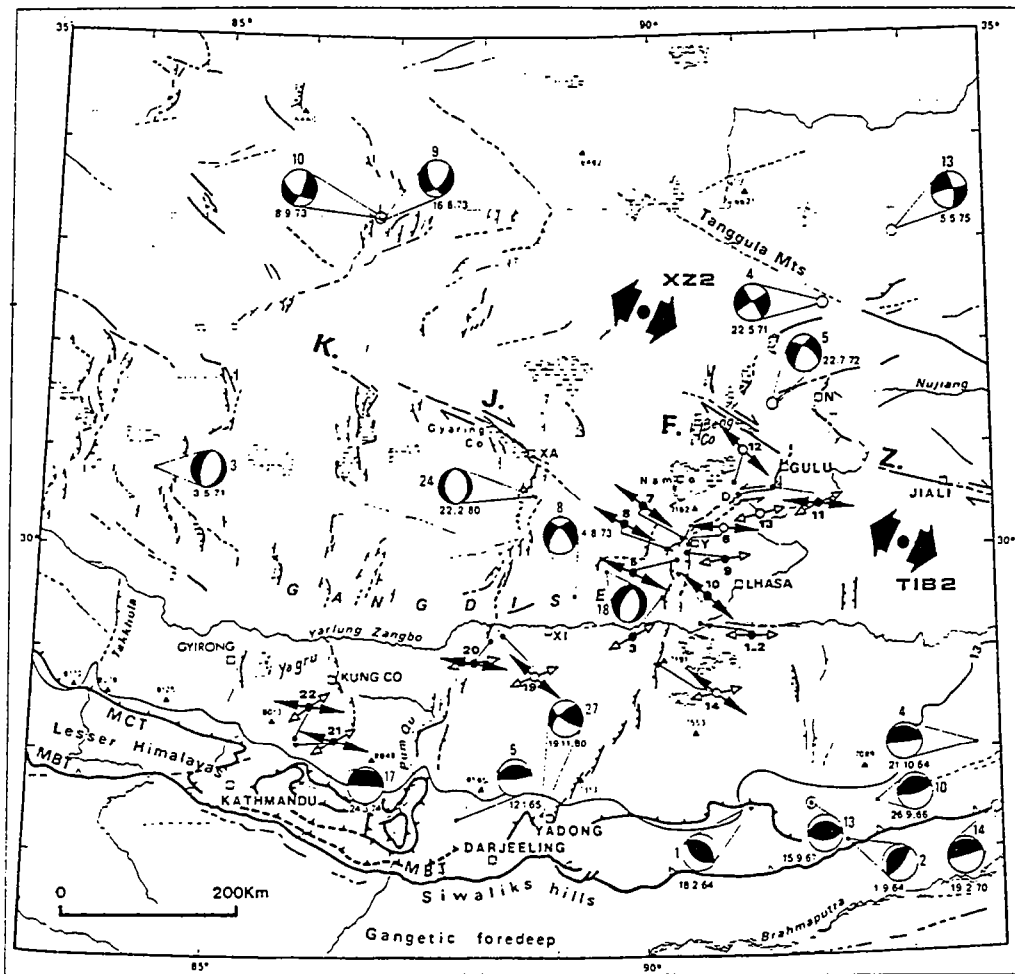
Fig. I.8: Carte synthétique des chaînes de montagne méso-cénozoïques dans lesquelles une extension tardi-orogénique est reconnue, d'après Dewey (1988).

anglophones; e.g., Edelman, 1991), c'est-à-dire une région de raccourcissement intra-continental située à l'arrière d'une zone de subduction océanique. La tectonique active de ces régions permet de démontrer le synchronisme entre extension et raccourcissement. Par contre, l'étendue en profondeur de la déformation extensive est mal contrainte, bien que les données géophysiques tendent à indiquer que dans le cas du Tibet, c'est toute la croûte et une partie du manteau lithosphérique au moins qui sont étirées (e.g., Molnar & Chen, 1983).

Il apparaît donc que l'extension tardi-orogénique peut être synchronique de la collision, comme elle peut lui être postérieure. Déterminer lequel de ces deux contextes géodynamiques accompagne l'extension revêt une certaine importance, en particulier lorsqu'il s'agit de passer en revue les forces susceptibles d'avoir permis le développement de l'extension, et parce que les implications pour la géométrie et la cinématique de la déformation à travers la chaîne ne sont pas les mêmes. Dans les lignes qui suivent, nous passerons d'abord en revue les exemples les plus typiques d'une extension syn-collision (le Tibet), puis d'une extension syn-subduction "compressive" -ou "contraignante"- (les Andes), enfin d'une extension post-collision (le Basin and Range et plus généralement la Cordillère nord-américaine). La différence essentielle que l'on peut faire ressortir entre ces trois contextes géodynamiques est que l'extension est orientée perpendiculairement à la convergence dans le cas d'un synchronisme avec la collision ou avec une subduction contraignante, alors qu'elle est orientée parallèlement à la convergence dans un contexte post-collision. Un contexte post-collision peut correspondre à deux situations : soit la convergence des plaques cesse ou ralentit significativement (e.g., Coney, 1987; England & Houseman, 1989), soit la convergence continue mais n'est plus accommodée au sein de la lithosphère continentale, c'est-à-dire qu'elle est accommodée au niveau d'une subduction océanique. Le deuxième cas apparaît particulièrement favorable au développement d'une forte extension tardi-orogénique (e.g., Dewey, 1988). Enfin, nous passerons en revue les quelques exemples connus où cette règle est mise localement en défaut. Les études du domaine égéen traitant du problème du contexte géodynamique de l'extension sont brièvement signalées.

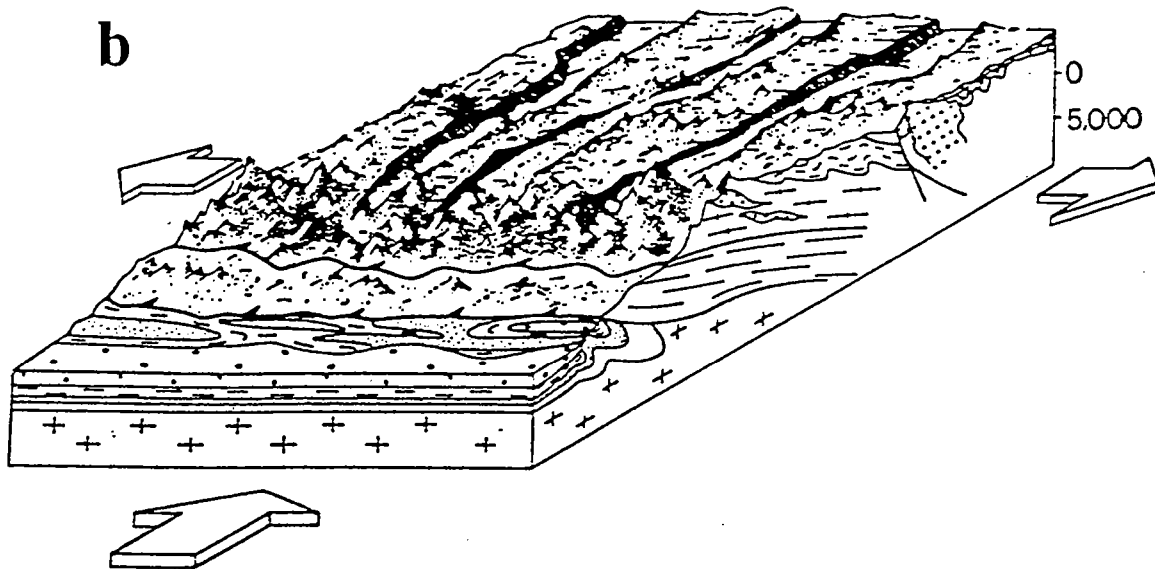
(c).1 L'extension syn-collision : l'exemple du plateau du Tibet.

L'extension active et récente dans le plateau du Tibet est orientée perpendiculairement à la direction de convergence liée au mouvement de l'Inde vers l'Asie (Molnar & Tapponnier, 1978; Ni & York, 1978; Tapponnier et al., 1981; Molnar & Chen, 1983; Mercier et al., 1987; Fig. I.8, I.9a et b). Pour la plupart des auteurs, cette orientation résulte du fait que la direction de convergence en contexte de collision continentale correspond également à la direction de la contrainte maximale compressive. Sous cette condition, l'extension, s'il elle a lieu, est orientée dans la direction où la contrainte horizontale est minimale, c'est-à-dire perpendiculairement à la direction de

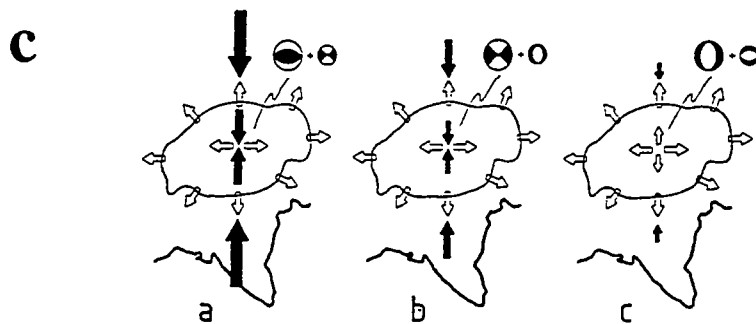


Seismotectonic map of the Himalayas and Tibet between 83° - 94° E and 26° - 35° N (modified from Armijo et al. (1986)). Focal mechanisms are from Molnar and Chen (1983) and Ni and Barazangi (1984); numbering of the events is the same as figured in these works. Local extensional directions are defined from analysis of minor faults: solid arrows are for WNW-ESE extension, and open arrows, for E-W to ENE-WSW extension; these are attached to solid circles for computed solutions and to open circles for graphical solutions. Regional extensional directions are deduced for major faults of the Yangbajing-Gulu graben (TIB 2a) and from focal mechanisms (X22). (D) Damxung; (N) Nagqu; (Xa) Xainza; (Xi) Xigaze; (Y) Yangbajing.

Fig. I.9: La tectonique du plateau du Tibet.
(a) Carte sismotectonique du Tibet et de l'Himalaya, d'après Mercier et al. (1987).



Idealized block diagram shows how, whereas folding and shortening of the crust still occurs in the Siwaliks and lower Himalayas in response to the northward penetration of India into Asia, east-west extension now predominates on the high Tibetan plateau.



Schematic representation of horizontal stress components in India-Asia collision zone. Coastline of Indian subcontinent and approximate outline of Tibetan plateau are shown. Compressional stresses (solid arrows) are approximately aligned with relative motion direction, while extensional deviatoric stresses from topographic contrasts (open arrows) act outward from the high topography. (a). Deviatoric stresses from topographic contrasts are small compared with compressional stresses, and the plateau is in compression. (b). Deviatoric stresses from topographic contrasts are comparable with, but slightly greater than, compressional stresses; the plateau is deforming by strike slip with a small amount of normal faulting. (c). Compressional stresses are small compared with extensional stresses; normal faulting is dominant. Figure 1a is illustrative of the state of stress calculated in convergent zones by, for example *England and Houseman* [1986b] and *Vilotte et al.* [1986]; Figure 1b is illustrative of the state of strain observed in the Tibetan plateau by *Molnar and Deng* [1984]; Figure 1c is a possible configuration of stress following the end of convergence between India and Asia.

Fig. I.9: La tectonique du plateau du Tibet.

(b) Bloc-diagramme d'une section de l'Himalaya et du plateau du Tibet, d'après Tapponnier et al. (1981).

(c) Interprétation des relations entre convergence et régime tectonique du plateau du Tibet dans trois configurations possibles de la collision Inde-Asie, d'après England & Houseman (1989).

convergence (e.g., Molnar & Tapponnier, 1978; Mercier et al., 1987; England & Houseman, 1989; Fig. I.9c). Comme suggéré par Dewey (1988), l'extension E-W du Tibet n'est pas (ou pas seulement) attribuable à la présence d'une bordure peu contraignante à l'est (subductions ouest-pacifiques). En effet, entre le plateau du Tibet et cette bordure existe une zone de chevauchement majeure (Long Men Shan; Fig. I.8), accommodant un raccourcissement E-W intracontinental (voir Avouac & Tapponnier, 1992, pour une estimation récente des déplacements sur le pourtour du Tibet). Cette zone de raccourcissement suggère que l'extension du Tibet ne peut pas représenter un simple "écoulement" de la lithosphère épaissie vers la bordure libre à l'est, mais va en quelque sorte "plus vite que la musique", et doit être compensée par une zone de chevauchement. Il n'y a donc probablement pas lieu de lier l'extension "à angle droit" du Tibet à une géométrie particulière du continent asiatique, en accord avec divers modèles numériques simulant la collision (e.g., England & Houseman, 1989, p. 17566). L'analyse selon laquelle la contrainte horizontale minimale est nécessairement perpendiculaire à la direction de convergence est donc sans doute valable dans le cas général d'une collision (Fig. I.9b et c).

(c).2 L'extension syn-subduction "contraignante" : l'exemple des Andes.

Le cas de l'Altiplano andin et de son prolongement septentrional vers les Andes péruviennes est plus complexe, car l'analyse des failles actives ou récentes suggère que cette région a été affectée depuis le Miocène supérieur par deux épisodes extensifs principaux dont les directions d'extension sont à peu près orthogonales (Mercier, 1981; Dalmayrac & Molnar, 1981; Mercier et al., 1992; Fig. I.10a et b). Les deux directions d'extension successives sont respectivement subparallèle et suborthogonale à la direction de convergence au niveau de la subduction est-pacifique. La direction de convergence est également parallèle à la direction de raccourcissement par chevauchements dans les régions de basse altitude adjacentes au plateau en extension. L'Altiplano andin indique ainsi : (1) que l'on peut obtenir une extension parallèle à l'axe de la chaîne en l'absence de bordure libre latérale (le continent sud-américain étant considéré comme approximativement rectiligne), ce qui confirme l'analyse précédente du plateau du Tibet; (2) que cette extension "à angle droit" peut être développée dans un contexte de subduction.

Les raisons pour lesquelles la subduction au large des Andes maintient un régime globalement compressif dans le continent sus-jacent (excepté donc au niveau du plateau élevé) peuvent être discutées via une analyse des mécanismes contrôlant la tectonique des marges actives (e.g., Forsyth & Uyeda, 1975; Molnar & Atwater, 1978; Uyeda & Kanamori, 1979; Cross & Pilger, 1982; Kincaid & Olson, 1987; Bott et al., 1989; Whittaker et al., 1992; Shemenda, 1993). Nous nous contenterons ici de rappeler qu'une subduction océanique même contraignante, liée par exemple à une faible inclinaison du

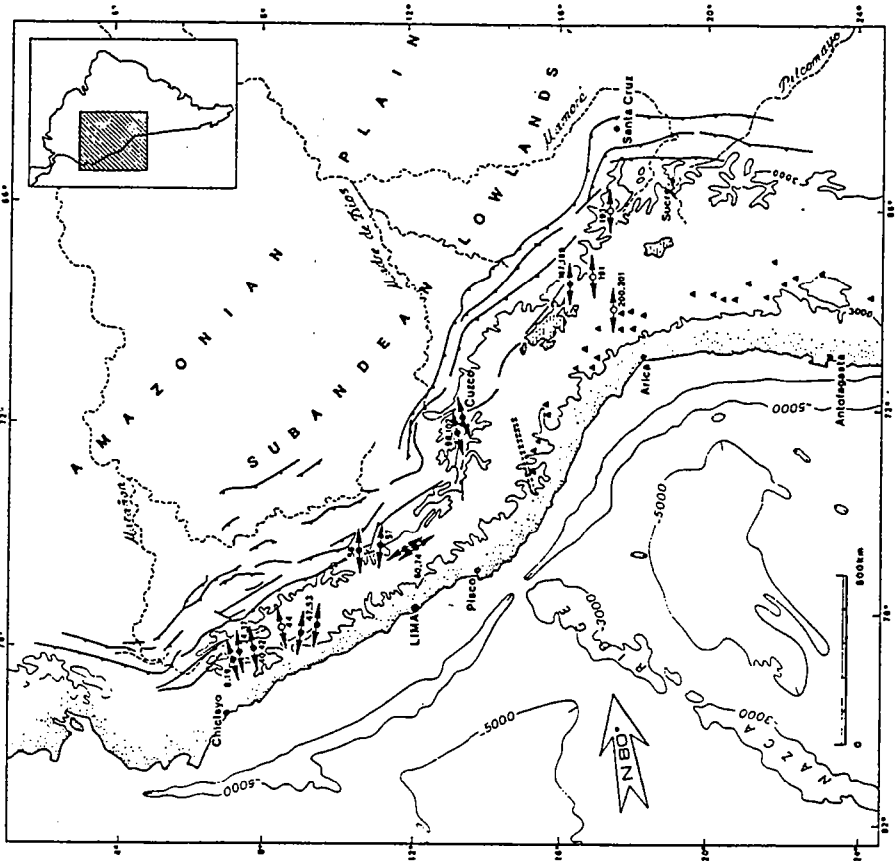
panneau plongeant et/ou à son jeune âge, donne lieu à une contrainte compressive nécessairement moindre que celle associée à une collision continentale. En effet, dans le cas de la collision, aucune des deux lithosphères s'affrontant ne présente une flottabilité négative par rapport à l'asthénosphère, lui permettant de s'enfoncer aisément dans le manteau (e.g., McKenzie, 1972). Par conséquent, l'extension "à angle droit" par rapport à la convergence, si elle est possible dans le cas d'une subduction, est a fortiori attendue dans le cas d'une collision, comme par exemple dans le cas du plateau du Tibet où en effet cette orientation est la seule reconnue. Dans le cas de l'Altiplano andin, la variation de la direction d'extension au cours du temps est attribuable à un couplage plus ou moins efficace entre les deux lithosphères convergentes, d'autant plus déterminant si la surface de contact est importante, c'est-à-dire si la pente du panneau plongeant est faible (Mercier, 1981; Cross & Pilger, 1982; Bott et al., 1989; Mercier et al., 1992; Fig. I.10c). Les variations de direction de l'extension au cours du temps peuvent être ainsi considérées comme typiquement associées à un contexte de subduction; une orientation constante de l'extension indiquerait plutôt un contexte de collision, quoique chaque cas puisse être particulier en fonction de l'évolution des conditions aux limites de la collision.

(c).3 L'extension post-collision : l'exemple de la Cordillère nord-américaine.

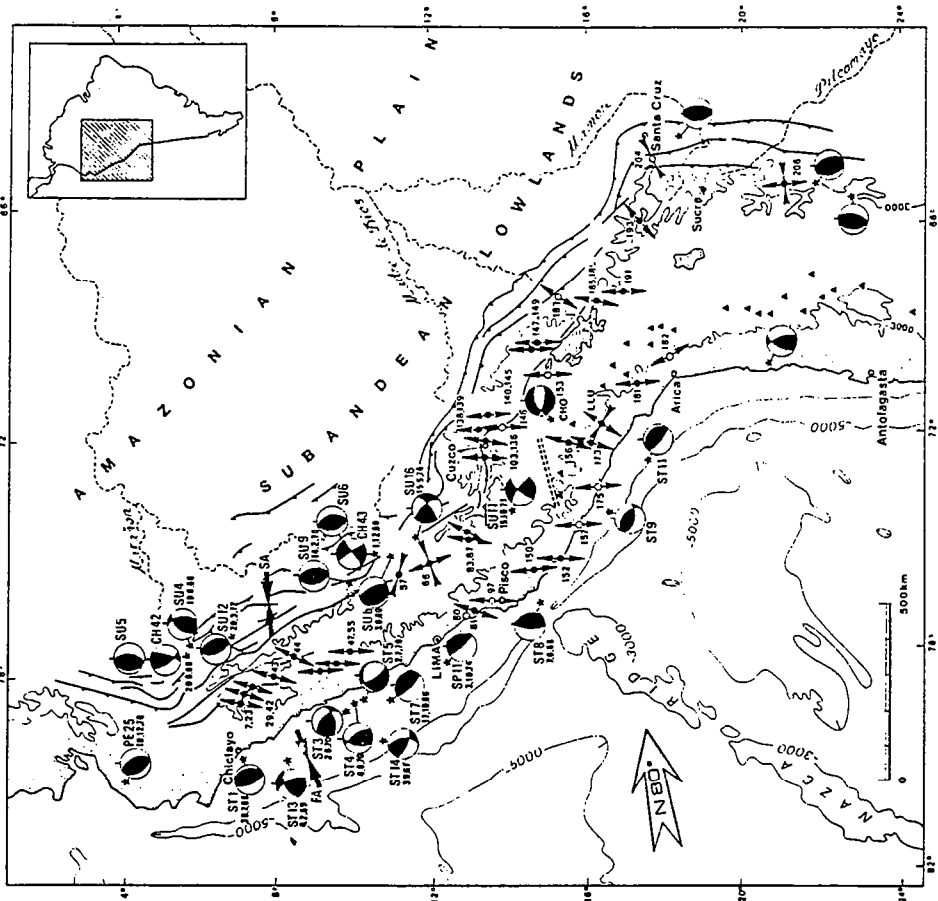
L'exemple du Basin and Range et de la Cordillère nord-américaine en général illustre le cas d'une extension post-orogénique (Fig. I.3). Le développement de l'extension par détachement-"metamorphic core complex" puis par horsts et grabens débute vers 52-50 Ma, après un fort épaissement de la croûte continentale par chevauchements (Coney & Harms, 1984; Wernicke et al., 1987). Cet épaissement est généralement interprété comme le résultat d'une faible inclinaison du panneau de lithosphère océanique plongeant à cette époque sous le continent américain, ayant permis l'installation d'un régime compressif dans le domaine continental arrière-arc (e.g., Zoback et al., 1981; Cross & Pilger, 1982; Coney & Harms, 1984; Coney, 1987; Fig. I.11a). L'épaissement est donc dans ce cas synchrone d'un contexte de subduction ("Cordilleran tectonics") et ne paraît pas faire suite à la suture d'un domaine océanique (voir Edelman, 1991 pour une discussion). L'extension dans la Cordillère nord-américaine est initiée dans la continuité de ce contexte de subduction, et avant l'installation du régime transcurrent lié à la faille de San Andreas (Zoback et al., 1981; Coney & Harms, 1984; Coney, 1987; Fig. I. 3 et 11a). Les raisons pour lesquelles le régime tectonique lié à la subduction passe de compressif à extensif sont discutées, en particulier en ce qui concerne le rôle éventuel d'une diminution de la vitesse de convergence entre les deux plaques (comparer Coney, 1987 -Fig. 11a- avec Wernicke et al., 1987 et Axen et al., 1993).

L'extension est orientée parallèlement à la convergence, et perpendiculairement à la chaîne (e.g., Zoback et al., 1981; Wust, 1986; Malavieille, 1987b; Fig. I.11b). Depuis

b



a



Principal stress directions deduced from the analysis of mid-Miocene and active faults of Peru and Bolivia. Divergent arrows, tensional horizontal stress directions (G1); convergent arrows, compressional horizontal stress directions (G2); solid circles attached to the arrows, computed directions (G3); open circles, graphically defined directions (sites are listed in Table 1); balloons, focal mechanisms of earthquakes; letters refer to Ab, Ahr (1972); St, Stander (1975); Sp, Dewey and Spence (1979); Pe, Pennington (1981); Su, Suarez (1982) and Suarez et al. (1983); C, Chinn and Locke (1983); CHO, Grange et al. (1984a). Compressional stress directions FA and SA are obtained from the inversion of the teleseismic focal mechanisms and LLUJ from the inversion of microseismic focal mechanisms [Grange et al., 1984b] (see Table 4); large arrow, direction of the Nazca-South American plate convergence [Minster and Jordan, 1978].

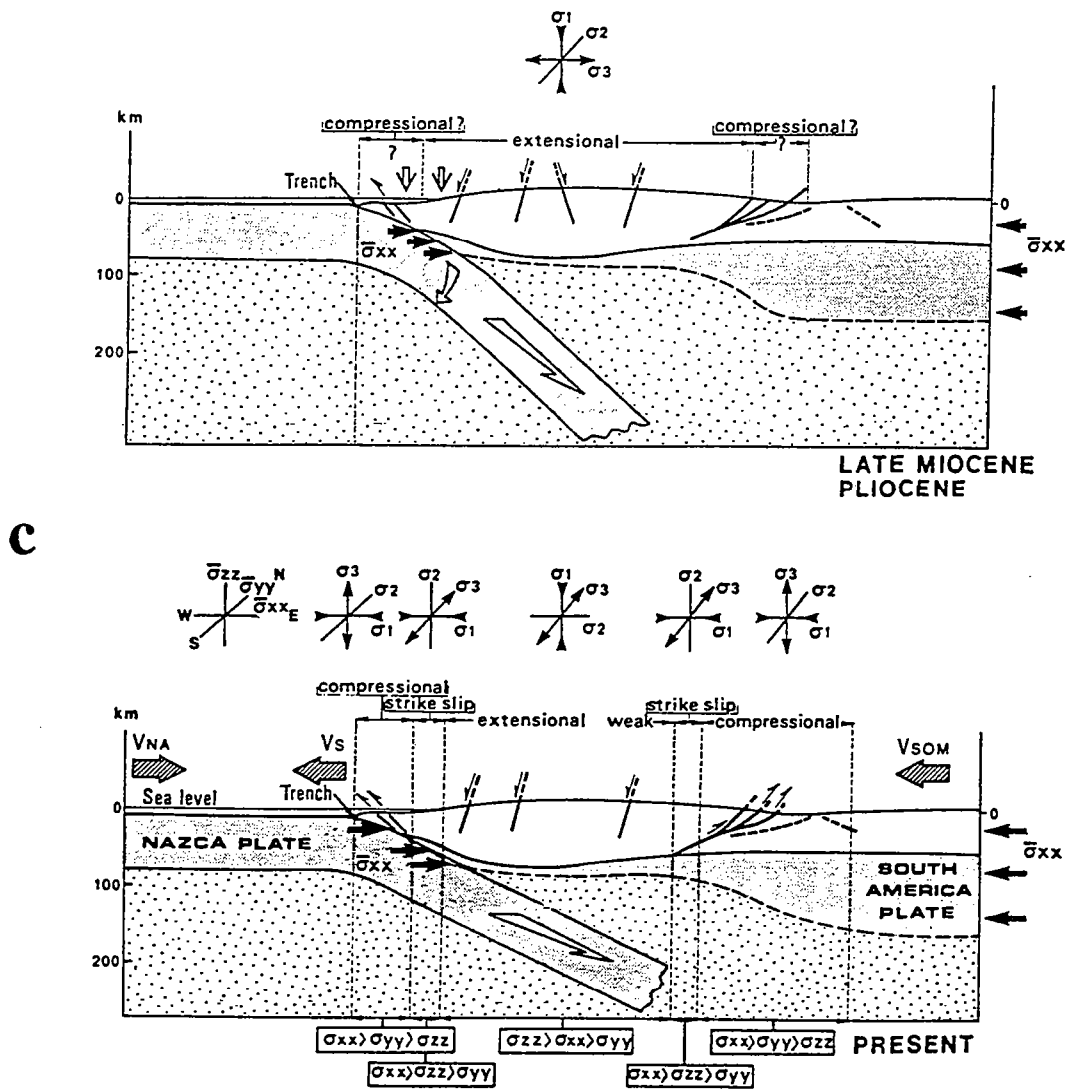
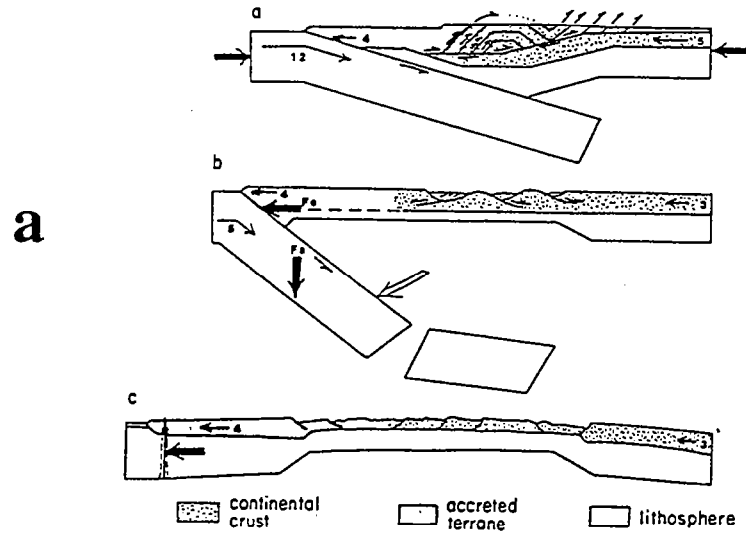


Fig. I.10: La tectonique des Andes centrales, d'après Mercier et al. (1992).
 (a, b) Cartes (sismo)tectoniques des Andes centrales pour le Pleistocène-Actuel (a) et le Miocène supérieur-Pliocène (b).
 (c) Interprétation des relations entre subduction et régime tectonique dans la chaîne andine.



Possible forces at work during Cenozoic Cordilleran tectonic evolution. (a) Late-Mesozoic-early Cenozoic Laramide compression. The North America Plate moves westward (left) at 5 cm yr^{-1} while the Farallon plate moves eastward at 12 cm yr^{-1} and subducts at a shallow angle. The opposed forces (heavy arrows) produce high intraplate compressive stress. Intraplate telescoping during Laramide compression is assumed to be about 1 cm yr^{-1} producing the crustal welt. Relative motion between the North America and Farallon Plates at the plate margin is thus 16 cm yr^{-1} . (b) Mid-Tertiary extension. North America Plate westward motion falls to 3 cm yr^{-1} and Farallon Plate eastward motion falls to 5 cm yr^{-1} . The crustal welt spreads westward at a rate of about 1 cm yr^{-1} yielding a relative motion between North America and Farallon Plates of 9 cm yr^{-1} at the plate margin. F_c is the spreading force of the extending crust; F_s is the suction force of the collapsing slab. (c) Late-Tertiary Basin and Range extension. The North America Plate continues to move westward at 3 cm yr^{-1} while the Pacific Plate moves into the figure and away on the other side of the San Andreas Fault at the left. A broad Cordilleran uplift produces a gradient down which the fragmenting orogen moves toward a 'free face' opening the Basin and Range.

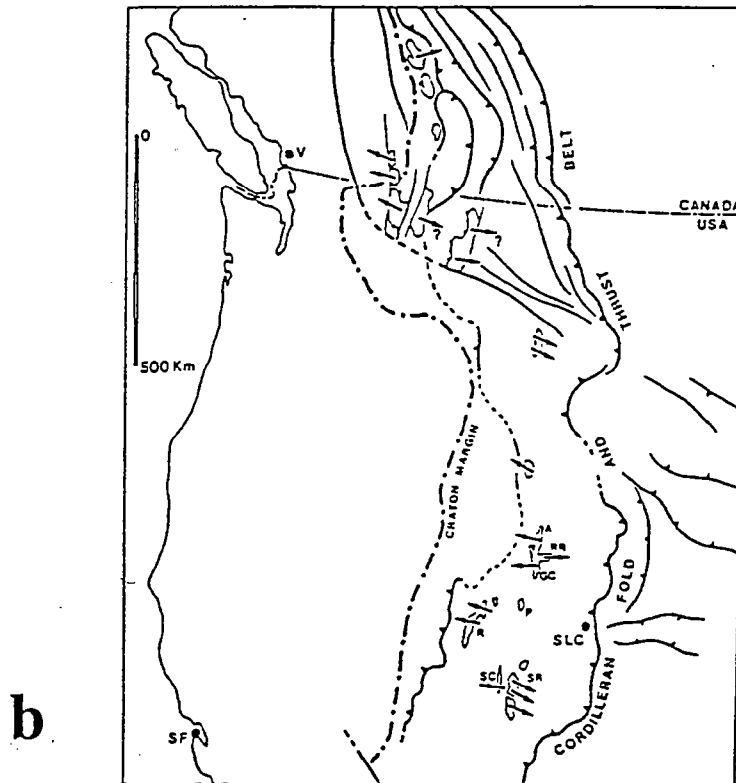


Fig. 1.11: La tectonique de la Cordillère nord-américaine.

(a) Schéma d'évolution tectonique de la chaîne et de ses limites, d'après Coney (1987).

(b) Cinématique de la déformation ductile extensive dans les metamorphic core complexes du Basin and Range, d'après Malavieille (1987b).

le développement de la faille de San Andreas, l'extension est réputée ne plus être perpendiculaire mais légèrement oblique à la frontière de plaque Pacifique-Amérique du Nord, ce qui est interprété comme le résultat d'une combinaison entre l'extension orthogonale et une composante en cisaillement dextre synthétique du jeu de la faille de San Andreas (Zoback et al., 1981). Cette extension "oblique" présente aussi la particularité d'être en fait dirigée vers la partie de la frontière de plaque demeurant en subduction et non encore transcurrente (Fig. I.3 et I.8). Ceci s'accorde avec l'idée selon laquelle la subduction océanique est un type de frontière de plaque propice à l'extension de la croûte continentale (e.g., Bott et al., 1989), bien que les subductions est-pacifiques soient classiquement considérées comme un exemple typique de marges compressives (Molnar & Atwater, 1978; Uyeda & Kanamori, 1979; Cross & Pilger, 1982).

Dans les conditions d'un étalement gravitaire d'une croûte épaissie et thermiquement amollie, telle la cordillère Sevier-Laramide nord-américaine, la subduction apparaît donc comme le contexte favorable à une extension non plus perpendiculaire à la convergence, comme dans le cas de la collision, mais parallèle à la convergence. Cette propriété peut être attribuée au fait que la contrainte compressive parallèle à la convergence est plus faible dans le cas d'une subduction que dans le cas d'une collision (e.g., Coney & Harms, 1984; Mercier et al., 1992; Fig. I.10c). Cependant, une telle analyse n'est pas suffisante : l'extension parallèle à la convergence implique une élongation du continent dans cette direction, qu'il faut rendre compatible avec la convergence générale. En d'autres termes, l'élongation du continent doit être compensée par un raccourcissement équivalent venant s'ajouter à celui de la convergence générale. Dans l'exemple de la Cordillère nord-américaine, soit l'allongement E-W du continent est compensé par des chevauchements intra-continentaux, soit il est compensé au niveau de la marge convergente, soit encore les deux phénomènes sont combinés. La première hypothèse, discutée par Allmendinger et al. (1987), est peu probable : une revue des données concernant le raccourcissement intra-continentale synchrone de l'extension (Wernicke et al., 1987) suggère que la quantité de raccourcissement dans l'ouest de la cordillère ne compense pas la quantité d'extension plus à l'est.

La seconde hypothèse est celle de Coney (1987; Fig. I.11a), qui propose que la zone de subduction elle-même puisse migrer vers l'ouest, en direction de la plaque Pacifique, laissant la place pour l'étalement de la croûte continentale épaissie. Cette interprétation s'inscrit dans une série d'études ayant mis en évidence le fait qu'une zone de subduction est susceptible de migrer en direction de la plaque océanique, par rapport à un référentiel mantellique (e.g., Elsasser, 1971). Pour expliquer ce phénomène, plusieurs auteurs ont proposé que la lithosphère océanique plongeante "coule" subverticalement dans le manteau asthénosphérique du fait de son excès de masse, entraînant la lithosphère non encore subductée vers le bas ("slab pull force", e.g., Forsyth & Uyeda, 1975), à une vitesse éventuellement plus grande que la vitesse de

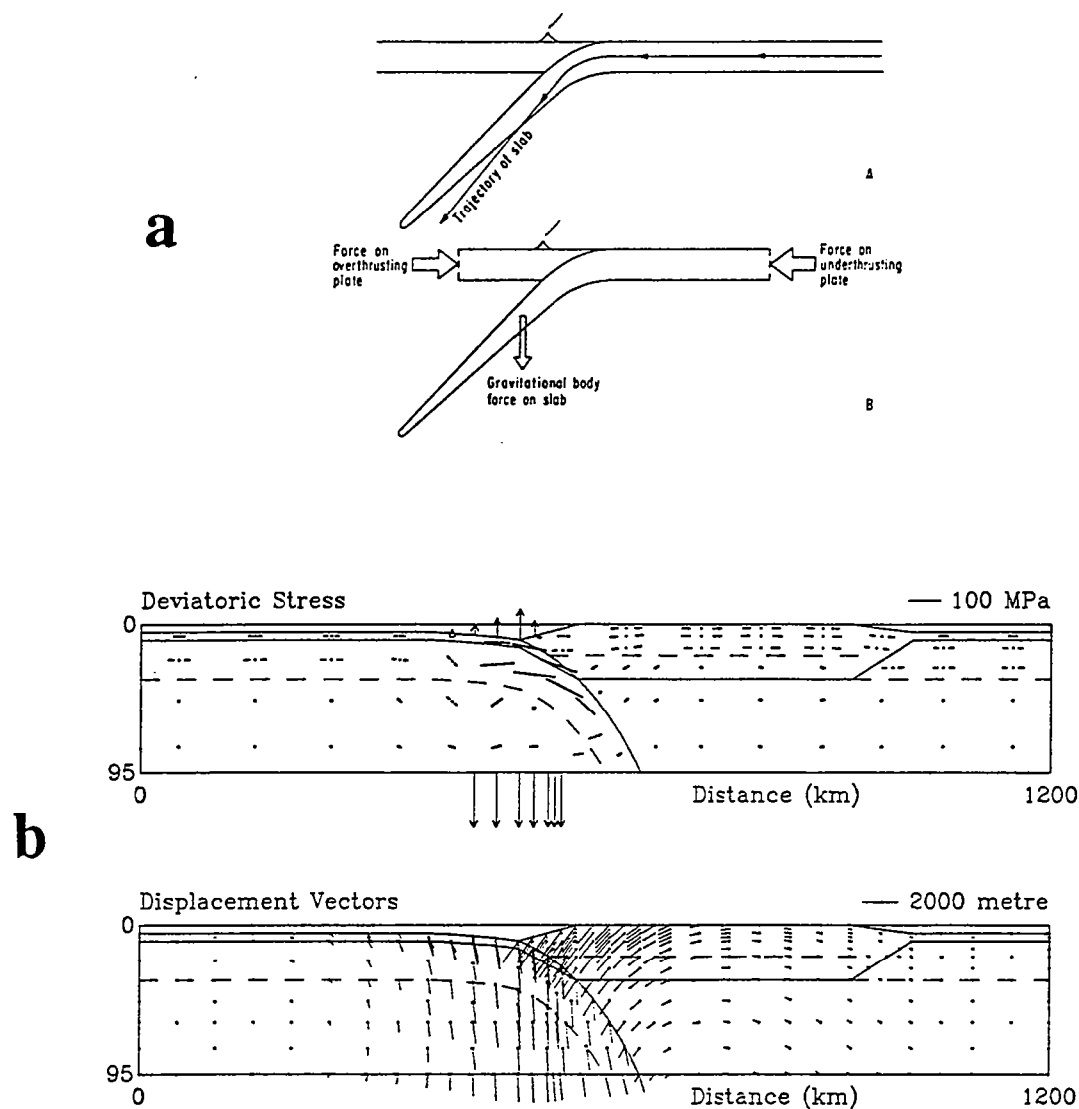
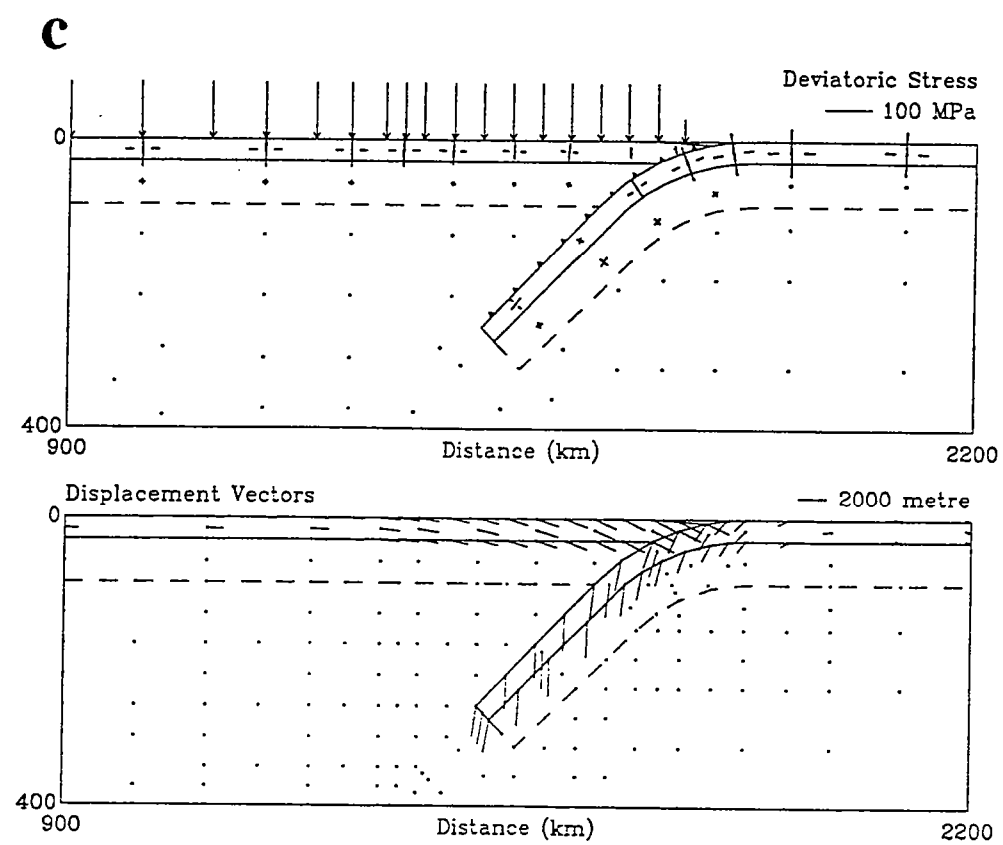


Fig. I.12: Les forces en jeu au niveau d'une zone de subduction .

(a) d'après Molnar & Atwater (1978).

(b, c) Deux types de simulation numérique étudiant l'influence du panneau lithosphérique plongeant, (b) d'après Bott et al. (1989), (c) d'après Whittaker et al. (1992). Les flèches représentent les forces imposées aux limites du modèle. Noter qu'aucun mouvement de convergence des plaques n'est imposé aux limites latérales. Les deux modèles tiennent compte de l'élévation topographique du continent par rapport à l'océan, et de la force d'étalement qui en découle dans le continent (flèches verticales dans le modèle c). Les traits pleins et en tiretés représentent les contraintes déviatoriques compressive et extensive, respectivement.



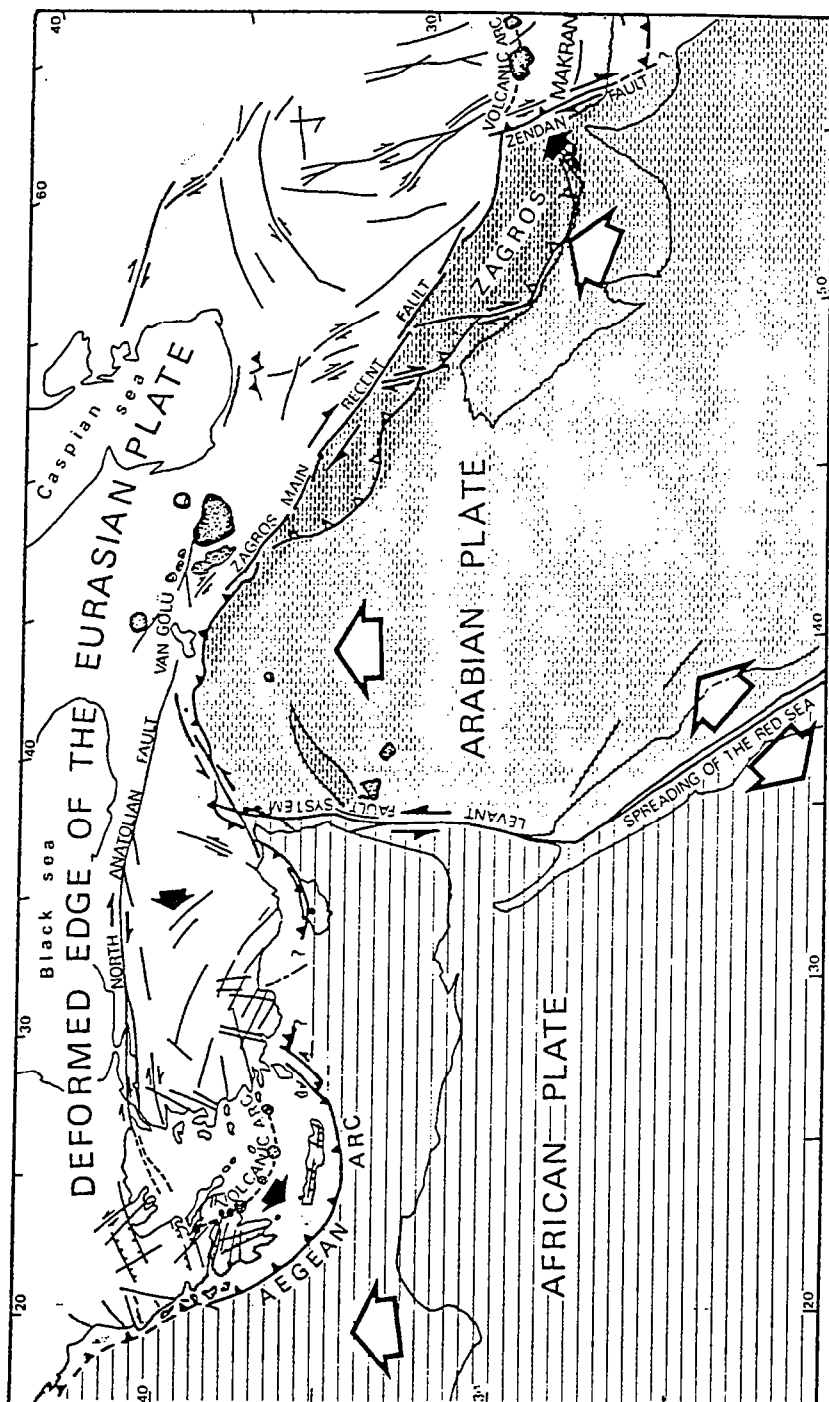
convergence entre plaques l'approche du continent (Molnar & Atwater, 1978; Kincaid & Olson, 1987; Bott et al., 1989; Whittaker et al., 1992; Shemenda, 1993; Fig. I.12a, b et c; voir aussi Forsyth & Uyeda, 1975 et Uyeda & Kanamori, 1979 pour une revue des premiers modèles). Quelqu'en soient les raisons, la migration de la zone de subduction permet de rendre compte de l'étalement de la lithosphère continentale dans la même direction, d'autant plus aisément si cette lithosphère est épaissie, c'est-à-dire gravitairement instable et thermiquement amollie (Coney, 1987). Une part de l'amolissement thermique peut résulter de phénomènes magmatiques, voire convectifs, liés au panneau lithosphérique plongeant (e.g., Molnar & Atwater, 1978; Coney & Harms, 1984; Axen et al., 1993). Cette hypothèse de la migration de la zone de subduction est en accord avec la forme bombée de la côte nord-américaine en face de la région de la chaîne la plus étirée, dessinant une sorte d'arc de subduction à grand rayon de courbure (Dewey, 1988; Fig. I.8).

(c).4 Aperçu sommaire des modèles géodynamiques proposés pour le domaine égéen.

Le domaine égéen est caractérisé depuis au moins le Miocène supérieur par le développement d'un arc de subduction fortement incurvé et une extension arrière-arc contemporaine (Fig. I.8 et I.13a). Des modèles géodynamiques assez similaires à ceux de la Cordillère nord-américaine ont été proposés pour rendre compte de cette évolution. La plupart de ces modèles a été conçue en parallèle ou antérieurement aux travaux d'outre-Atlantique.

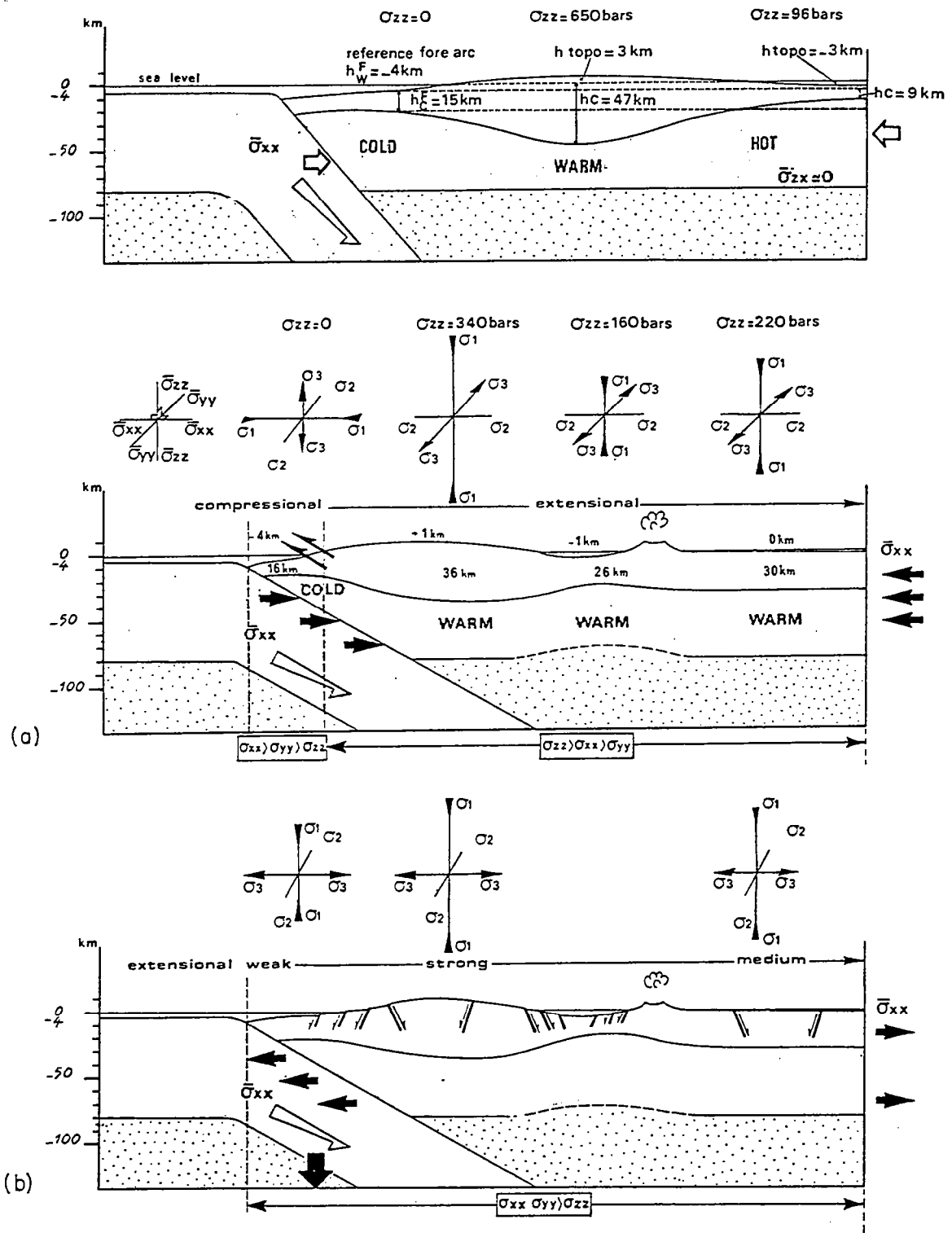
Un premier groupe de modèles invoque le fait que la subduction sud-égéenne transmet une contrainte faiblement compressive au domaine continental sus-jacent (McKenzie, 1972). L'extension se développe alors en réponse à un gradient latéral de pression lithostatique lié aux variations d'élévation entre croûtes océanique et continentale, ou au sein de la croûte continentale (Mercier et al., 1979, 1989; Fig. I.13b), ou bien en réponse à une compression imposée latéralement par une collision contemporaine, la collision Arabie-Eurasie (Brunn, 1960; McKenzie, 1972; Tapponnier, 1977; Dewey & Sengör, 1979; Fig. I.13a et c).

Un second groupe de modèles invoque l'étalement gravitaire de la lithosphère continentale et la migration progressive de la zone de subduction en direction de la lithosphère océanique relictuelle, c'est-à-dire le fait que l'extension du continent nécessite qu'une place lui soit ménagée (ce qui est en fait implicite dans certains des modèles précédents). Dans ce second groupe de modèles, et comme énoncé plus haut, la migration de la subduction est due au fait que le panneau lithosphérique plongeant coule rapidement dans le manteau, alors que la vitesse de convergence imposée par la tectonique des plaques (convergence Afrique-Eurasie) est lente (Berckhemer, 1977; Le Pichon & Angelier, 1979, 1981; Le Pichon, 1982; Fig. I.13d).



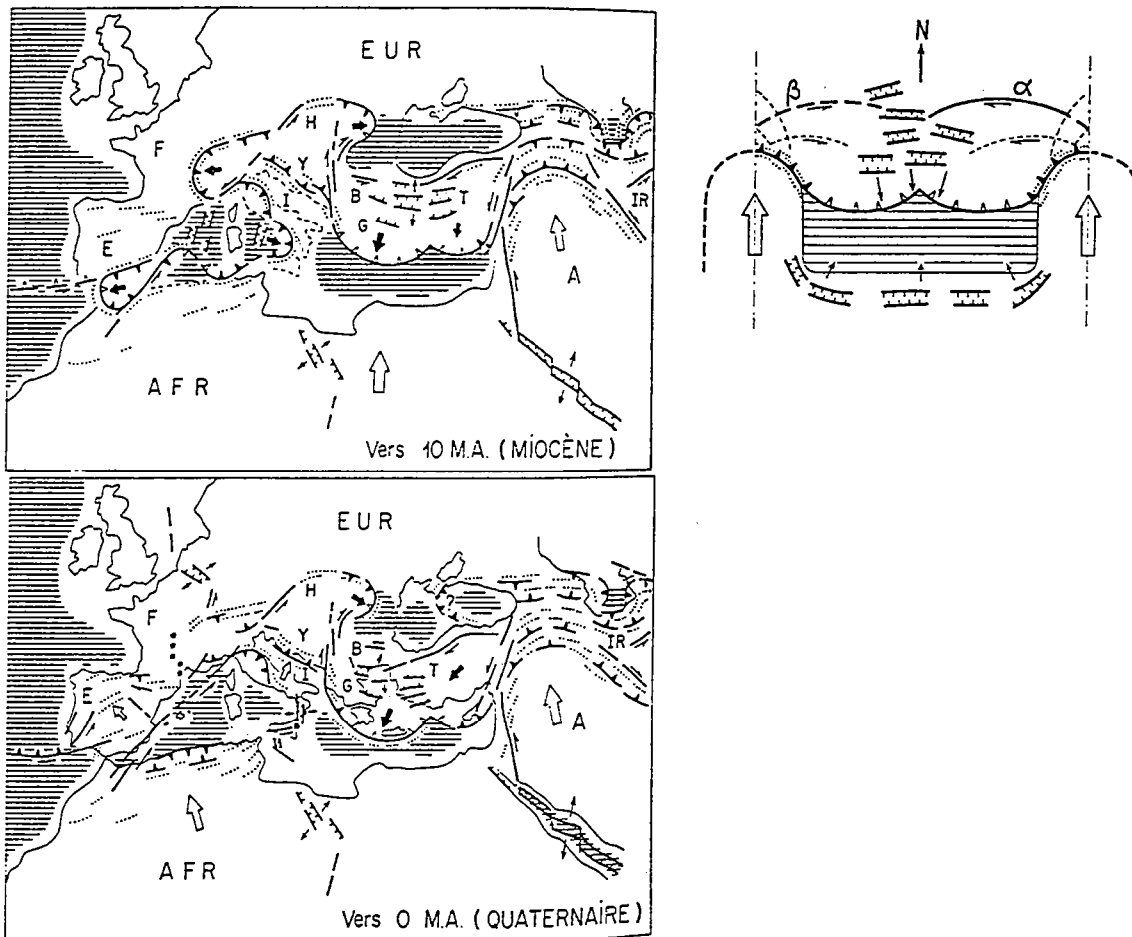
Location of the Aegean Arc with respect to the major deformational units of the Middle East and the E Mediterranean. Zones of uppermost Miocene-Quaternary compressional deformation are represented in grey. Dotted patches represent Quaternary volcanism. The Aegean, Turkish and Iranian domains are considered as belonging to the edge of the Eurasian plate. The Makran Arc, situated to the E of the Arabo-Eurasian collision, exhibits characteristics comparable to those of the Aegean Arc. Large white arrows show approximate movements of the Arabian and African plates with respect to the Eurasian plate. Small black arrows indicate the 'flow direction' of Turkish and Aegean material with respect to the Eurasian plate (after McKenzie 1972). Even where strike-slip movements are the major mechanism of continental deformation, deformation is not purely planar so that dip-slip faults also occur.

Fig. I.13: Aperçu sur les principaux modèles discutant du contexte géodynamique de l'extension égéenne.
(a) Cadre géodynamique actuel du domaine égéen, d'après Mercier (1981).



Qualitative physical interpretation of the variations in the state of stress in the overriding plate of the Aegean subduction zone. Figure at the top, drawn from Froidevaux *et al.* (1987) shows different isostatic models used to compute average lithospheric vertical stress σ_{zz} in excess to a reference lithostatic model chosen as that of the fore-arc. (a) Middle Pleistocene–Present day. (b) Pliocene–Lower Pleistocene.

Fig. I.13: Aperçu sur les principaux modèles discutant du contexte géodynamique de l'extension égéenne (suite).
 (b) Interprétation des relations entre subduction et régime tectonique dans le domaine égéen, d'après Mercier *et al.* (1989).

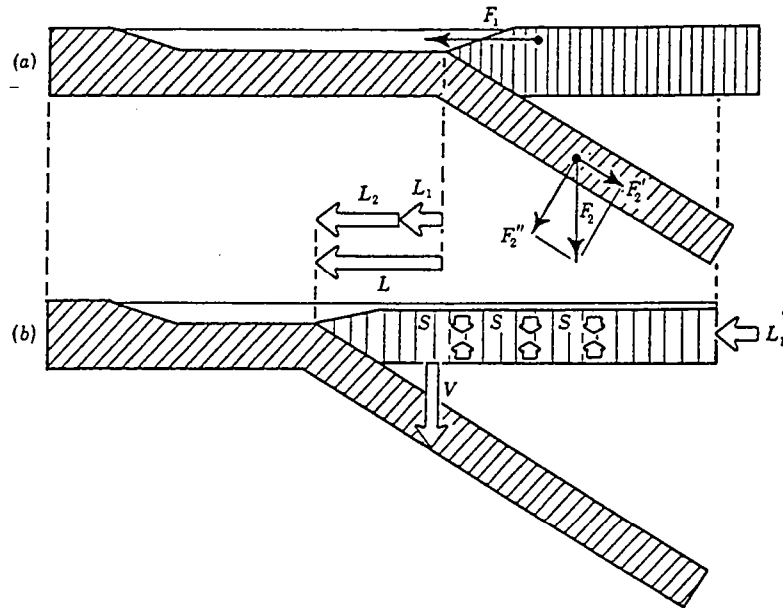


Extrusion. Dans cette situation, un bassin océanique résiduel subsiste entre deux poinçons continentaux. La lithosphère continentale « flue » des deux fronts de collision continentale vers la zone de subduction résiduelle. Le champ de lignes de glissement qui se développe est analogue à celui de situations du type tréfilage (*drawing*) ou extrusion en métallurgie [Hill, 1950]. Un état de tension secondaire apparaît dans la partie centrale du champ. Une distension peut également se produire au voisinage de la marge du continent sud particulièrement si l'on admet que la traction exercée par le panneau de lithosphère océanique subductée est importante.

Fig. I.13: Aperçu sur les principaux modèles discutant du contexte géodynamique de l'extension égéenne (suite).

(c) Analogie entre, à gauche, l'évolution géodynamique du domaine égéen, en liaison avec la collision Arabie-Eurasie, et, à droite, un modèle de poinçonnement et extrusion rigide-plastique. D'après Tapponnier (1977).

d

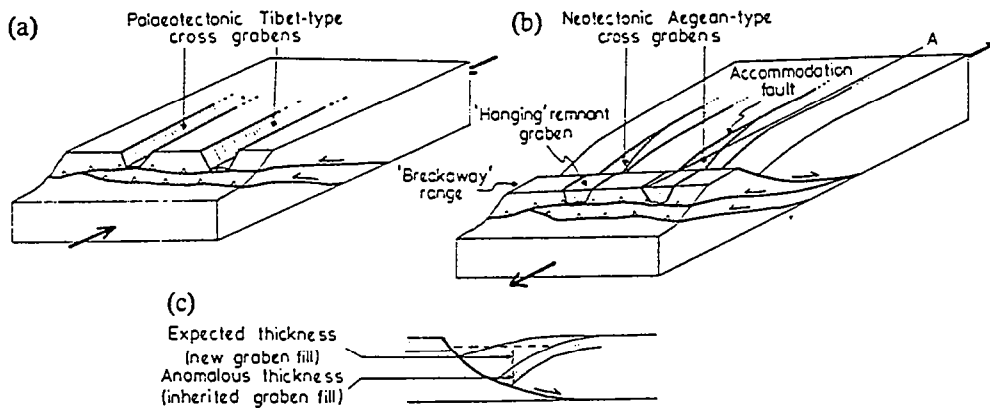


Schematic section of the Hellenic subduction zone with relative motions and gravitational forces.

(a) F_1 , outward component of the gravitational force acting on the Aegean region, owing to its hydrostatic head with respect to adjacent Mediterranean sea crust. F_2 , negative buoyancy force acting on the sinking slab, with components F_2' and F_2'' , parallel and perpendicular to the slab, respectively.

(b) L_1 , displacement of Eurasia relative to Africa; L_2 , displacement of the Hellenic arc relative to Eurasia, due to the Aegean expansion (L_2 is approximately 3 or 4 times larger than L_1); L , total displacement of the Hellenic arc relative to Africa; S , subsidence of the Aegean region due to lithospheric thinning (double arrows), and subsequent transgressions; V , vertical motion of the sinking slab.

e



Block diagrams (a) & (b) and cross-section (c) illustrating the formation of 'inherited' graben fills. Tibet-type grabens are products of longitudinal shortening and sideways extension, whereas Aegean-type cross-grabens have zero sideways extension.

Fig. I.13: Aperçu sur les principaux modèles discutant du contexte géodynamique de l'extension égéenne (suite et fin).

(d) Forces en présence au niveau de la subduction sud-égéenne, et évolution cinématique, d'après Le Pichon & Angelier (1981).

(e) Schéma d'évolution tectonique des bassins sédimentaires dans l'est du domaine égéen (l'ouest de la Turquie), d'après Sengör (1987). Les âges proposés sont Miocène inférieur (-moyen) pour le stade "paléotectonique" et Miocène supérieur-Actuel pour le stade "néotectonique".

Considérant ce qui a été écrit plus haut, le domaine égéen est donc susceptible de représenter un autre exemple d'extension post-collision. Cependant, l'extension syn-subduction et parallèle à la convergence n'est documentée que pour l'évolution Miocène supérieur-Actuel de la région, c'est-à-dire pour une période classiquement considérée comme indépendante de la collision alpine antérieure (Aubouin, 1973; McKenzie, 1978; Dewey & Sengör, 1979; Angelier, 1979; Mercier et al., 1979, 1989; Le Pichon, 1982). Seuls Berckhemer (1977) et, plus récemment, Lister et al. (1984) et Dewey (1988; Fig. I.8) ont envisagé que l'extension égéenne ait débuté alors que la croûte était encore épaisse. Cependant, les données sur l'orientation de l'extension précoce sont restées très limitées jusqu'en 1988-89, au moment où a commencé ce travail. Sengör et al. (1985) et Sengör (1987; Fig. I.13e) ont proposé que la partie orientale du domaine égéen (l'ouest de l'Anatolie) ait été affecté au cours du Néogène par un premier épisode extensif (Miocène inférieur-moyen) avec un étirement perpendiculaire à la convergence, dans un contexte de collision comparable au cas du Tibet, puis par l'extension parallèle à la convergence, telle qu'elle est discutée par les autres auteurs (Miocène supérieur-Actuel). Plus récemment, d'autres auteurs ont également proposé que l'extension précoce dans le domaine centre et sud-égéen ait été synchrone de la collision (Avigad & Garfunkel, 1989, 1991; Wijbrans et al., 1993; Fassoulas et al., 1994; Jolivet et al., sous presse). On voit donc que le contexte géodynamique d'une éventuelle extension tardi-orogénique égéenne, dont il reste à mettre en évidence l'intensité, la distribution et l'orientation, est sujet à débat.

(c).5 Bilan sur les exemples décrits.

En résumé, l'extension tardi-orogénique est orientée perpendiculairement à la direction de convergence quand celle-ci est associée à une contrainte compressive importante, c'est-à-dire dans le cas d'une extension syn-collision, ou dans le cas d'une subduction océanique contraignante (âge jeune et/ou faible inclinaison du panneau plongeant). Le premier cas correspond à l'exemple du Tibet (Molnar & Tapponnier, 1978; Mercier et al., 1987; Dewey, 1988; England & Houseman, 1989), ainsi qu'à l'exemple des Alpes centrales et orientales (Selverstone, 1988; Behrmann, 1988; Merle et al., 1989; Ratschbacher et al., 1989, 1991; Mancktelow, 1992; Fig. I.8 et I.14). Le second cas correspond à l'exemple des Andes péruviennes et de l'Altiplano bolivien (Mercier, 1981; Mercier et al., 1992). A l'inverse, l'extension tardi-orogénique est orientée parallèlement à la direction de convergence lorsque celle-ci est associée à une contrainte faiblement compressive ou même extensive. Ce cas correspond au contexte d'une subduction océanique lorsqu'il y a migration progressive de la zone de subduction en direction de l'océan, ménageant un espace pour l'étalement de la lithosphère continentale épaissie. Cette migration peut être liée à la "chute" subverticale du panneau de lithosphère océanique dans le manteau, d'autant plus probable que la lithosphère

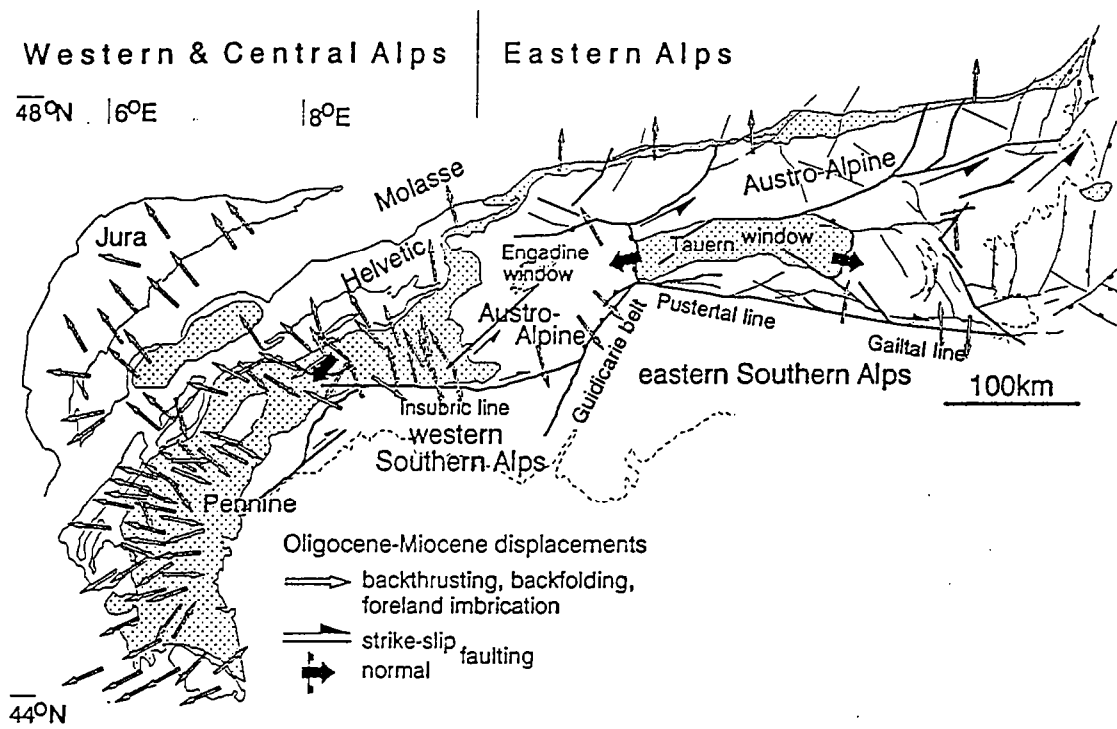


Fig. I.14: La tectonique oligo-miocène des Alpes centrales et orientales : synthèse d'après Ratschbacher et al. (1991). L'extension dans les Alpes occidentales (Fig. I.15c et d) n'est pas prise en compte.

subductée est ancienne, donc froide et dense (Molnar & Atwater, 1978; Shemenda, 1993). La Cordillère nord-américaine, et en particulier la province du Basin and Range, constitue l'exemple le plus classique de ce type d'extension tardi-orogénique post-collision (Zoback et al., 1981; Coney & Harms, 1984; Coney, 1987; Allmendinger et al., 1987).

(c).6 Signification des exceptions "locales" à la règle.

En contradiction avec ce qui précède, plusieurs études ont montré que l'extension peut être orientée parallèlement à la convergence en contexte de collision.

C'est le cas en particulier de la chaîne culminante de l'Himalaya, où une zone de détachement extensif à pendage nord a été identifiée à la limite sud du Tibet (Burg et al., 1984; Royden & Burchfiel, 1987; Fig. I.15a), au-dessus des chevauchements majeurs de la chaîne, dont au moins le plus externe (Main Boundary Thrust) est toujours actif.

Par ailleurs, Platt (1987) a proposé un modèle d'évolution d'une chaîne de collision, très en vogue à l'heure actuelle, basé sur une analogie avec la structure d'un prisme d'accrétion sédimentaire au front d'une subduction, dans lequel une extension de large répartition régionale affecte une partie supérieure de la croûte, tandis qu'à l'aplomb, en profondeur, fonctionne un chevauchement crustal (Fig. I.15b). Ce modèle assez théorique permet d'expliquer la remontée à la surface des roches à paragenèses HP/BT en évitant la relaxation thermique prévue par les simulations numériques (England & Thompson, 1984; Davy & Gillet, 1986). L'analogie avec les prismes d'accrétion suggère que l'extension, guidée par la pente superficielle du prisme, est orientée parallèlement à la convergence. Le modèle de Platt (1987) est en partie déduit de la géométrie des unités tectoniques dans le nord des Alpes occidentales; récemment, Philippot (1990) et Ballèvre et al. (1990) ont proposé un modèle similaire au niveau d'une coupe plus méridionale de cette chaîne, basé sur une analyse de la déformation ductile qui indique effectivement une orientation de l'extension parallèle à la convergence (Fig. I.15c et d).

Une caractéristique importante des exemples précités est que l'extension syn-collision n'apparaît parallèle à la convergence qu'à travers une largeur de chaîne limitée. Dans le cas de l'Himalaya, il est reconnu que la direction d'étirement, localement N-S au niveau du détachement extensif (Burg et al., 1984; Royden & Burchfiel, 1987), devient E-W ou NE-SW, c'est-à-dire perpendiculaire ou oblique à la convergence, non seulement dans les roches métamorphiques situées en-dessous (Brun et al., 1985; Fig. I.15e), mais aussi latéralement le long du détachement qui devient fortement transcurrent (Pêcher et al., 1991; Fig. I.15f) ou demeure purement normal et de direction oblique à la convergence (Herren, 1987; Gapais et al., 1992; Fig. I.15f et g). Le jeu globalement transtensif dextre du détachement à l'échelle de l'Himalaya est interprété comme le résultat d'un déplacement latéral du Tibet vers l'est, de plus en plus important d'ouest en est, lié à l'étirement interne du plateau dans cette direction, c'est-à-dire

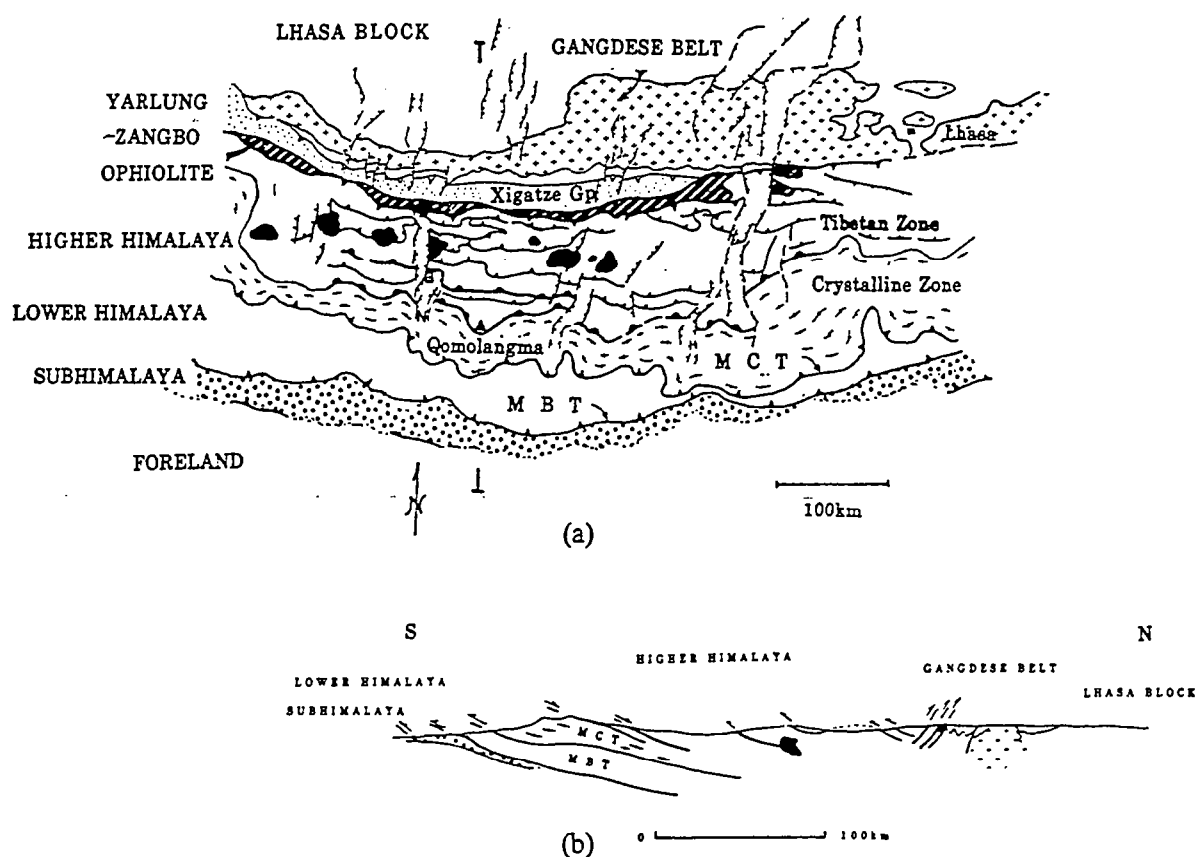
perpendiculairement à la convergence (Pêcher et al., 1991; Gapais et al., 1992; Fig. I.15f). En outre, dans la région où l'extension est parallèle à la convergence au niveau du détachement, celui-ci est recoupé par des failles normales récentes de direction N-S (Burg et al., 1984; Royden & Burchfiel, 1987; Fig. I.15a), suggérant qu'un étirement parallèle à la convergence n'est qu'un état transitoire au cours d'une extension syn-collision.

Par conséquent, l'extension syn-collision parallèle à la convergence n'apparaît pas comme la norme, et se caractérise au contraire par le fait que latéralement et perpendiculairement à la chaîne, son étendue est limitée, ainsi que dans le temps. L'extension perpendiculaire ou fortement oblique à la convergence est au contraire largement plus répandue. Dans le cas de l'Himalaya, la largeur de chaîne à travers laquelle l'extension est parallèle à la convergence est au plus de 20-30 km (Brun et al., 1985; Pêcher et al., 1991; Fig. I.15e). Dans le cas des Alpes occidentales, où est discutée la proportion de l'extension réellement synchrone de la collision (Ballèvre et Merle, 1993), cette largeur est de 40 km (Philippot, 1990; valeur minimale en raison du cachetage des structures par les sédiments de la plaine du Pô).

Le développement d'une extension syn-collision parallèle à la convergence est interprété comme le résultat d'une déviation locale de la contrainte verticale liée à la présence d'un relief important (Burg et al., 1984; Royden & Burchfiel, 1987). En accord avec les observations, le modèle numérique de Royden & Burchfiel (1987) suggère que la déviation de contrainte due à un relief de 5 km engendre une extension orthogonale au relief sur une largeur maximale de 100 km. En outre, il est nécessaire que l'allongement de la surface dans cette direction soit compensé à un niveau de la chaîne. Royden & Burchfiel (1987) proposent que le coin de croûte compris entre le détachement et le chevauchement sous-jacent soit expulsé vers l'avant de la chaîne (Fig. I.15h). Dans cette hypothèse, le déplacement sur le détachement est moins important que sur le chevauchement, ce dernier cumulant l'expulsion du coin de croûte et la convergence générale, ce qui est malheureusement difficile à vérifier. Alternativement, le raccourcissement peut s'effectuer en partie par rétrocharriage (Fig. I.15a et h), et surtout par expulsion latérale parallèle à la chaîne (Gapais et al., 1992). Dans le cas de l'Himalaya, ce dernier mécanisme est mis en évidence par la rotation progressive de la linéation d'étirement, depuis une direction N-S au-dessus du chevauchement vers une direction E-W à l'approche du Tibet (Pêcher et al., 1991; Fig. I.15i).

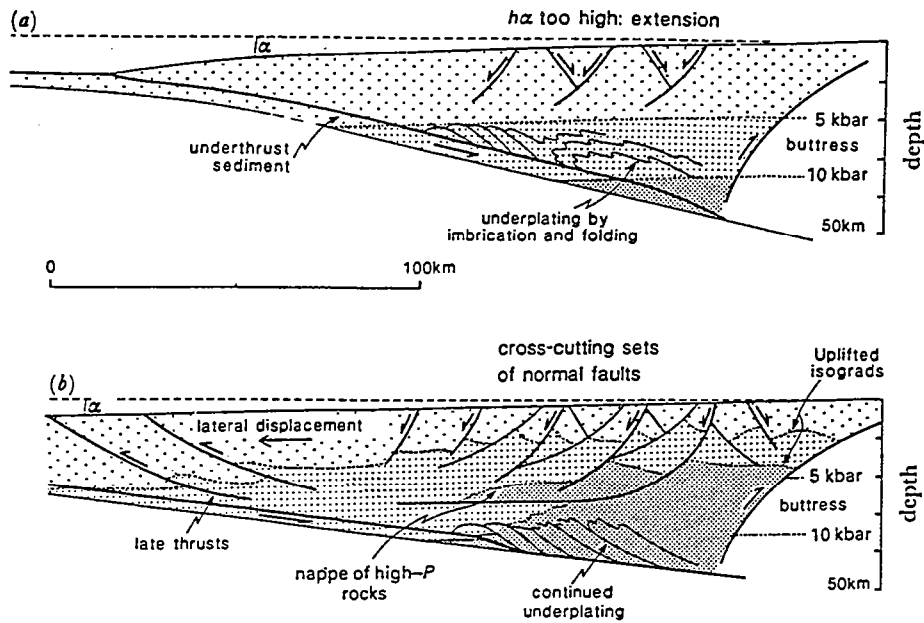
(c).7 L'extension en contexte de subduction continentale.

La collision est définie par l'affrontement de deux lithosphères continentales à l'issue de la fermeture par subduction d'un domaine océanique. La chaîne de l'Apennin septentrional et central et la chaîne des Carpathes répondent à cette définition. Pourtant, la tectonique de ces deux régions est caractérisée par l'ouverture d'un large bassin extensif en position "arrière-arc", c'est-à-dire au sein de la lithosphère continentale au-dessus du

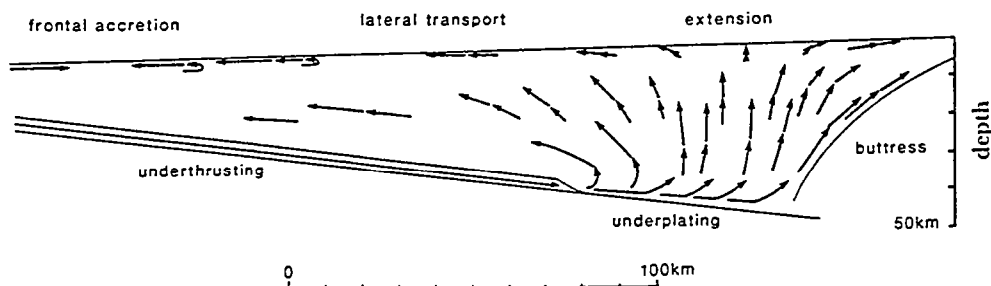


(a) Major tectonic elements of the central Himalayan-southern Tibet region and location of line of section shown in Fig. 2(b). Lines with closed bars are thrust faults; lines with open bars are N-vergent back-thrusts; lines with black semi-circles are N-dipping normal faults; lines with ticks are N-trending normal faults; and the N belt of leucogranites is in black. MCT=Main Central Thrust; MBT=Main Boundary Thrust; N=Nyalam; G=Guzuo.
 (b) Generalized cross-section through the Qomolangma area emphasizing the position of the N-dipping normal faults and the S-vergent MCT and MBT and the N-vergent back-thrusts.

Fig. I.15: L'extension syn-collision parallèle à la convergence.
 (a) Une section de la chaîne de l'Himalaya, d'après Royden & Burchfiel (1987).

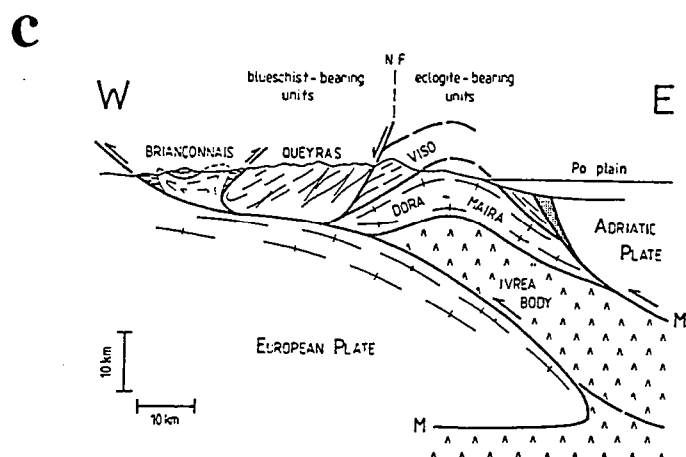


Evolutionary model of an accretionary wedge, assuming underplating as the dominant mode of accretion. (a) Early stage. Underplated sediment is metamorphosed at moderate to high pressure, and thickens the rear of the wedge. Extension is required to maintain a stable configuration. (b) Continued underplating at depth and extension above allows the previously underplated material to rise towards the surface. The early isograds are uplifted and disrupted by extension and transport towards the front of the wedge.



Qualitative prediction of the pattern of material flow in an accretionary wedge. The arrows indicate velocities relative to the butress. Based on sequential constructions assuming underplating as the dominant mode of accretion, the maintenance of a stable profile as defined in this paper, and conservation of cross-sectional area.

Fig. I.15: L'extension syn-collision parallèle à la convergence.
 (b) Modèle proposant une analogie entre une chaîne de collision et un prisme d'accrétion sédimentaire, d'après Platt (1987).



Crustal cross-section of the southern part of the western Alps. A normal fault (NF) is located at the western edge of the Dora-Maira dome. This dome is formed by bending of the lithosphere (Ivrea body) as it steps from the Moho (M) up to the surface.

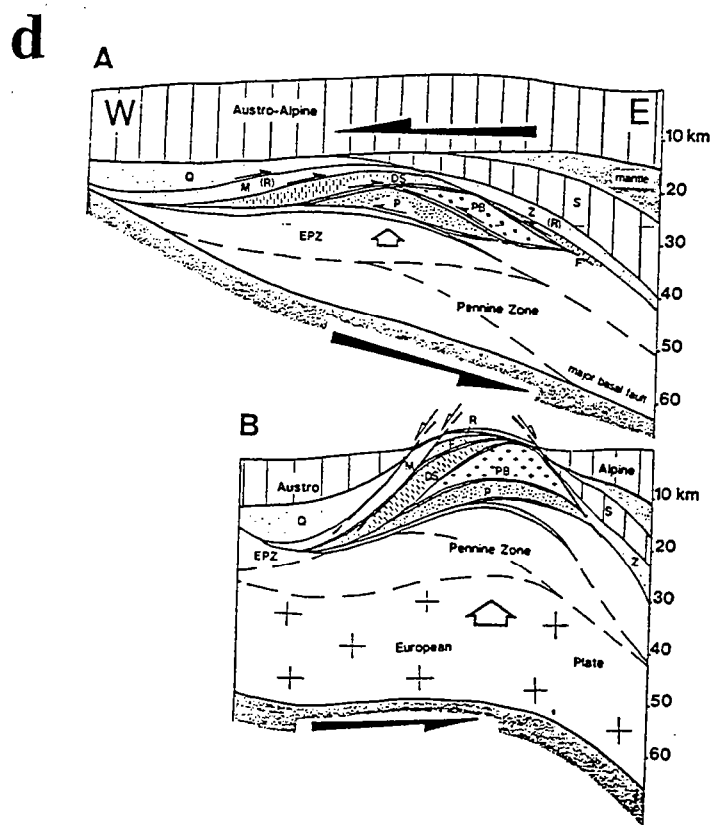
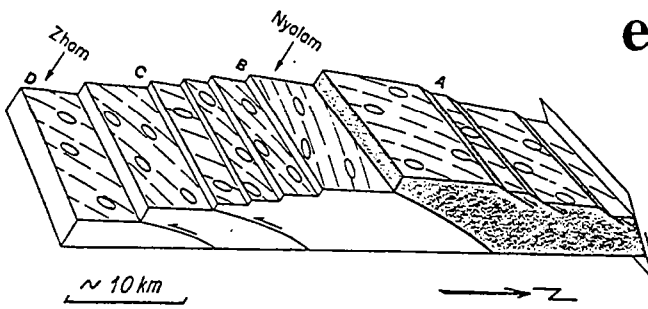
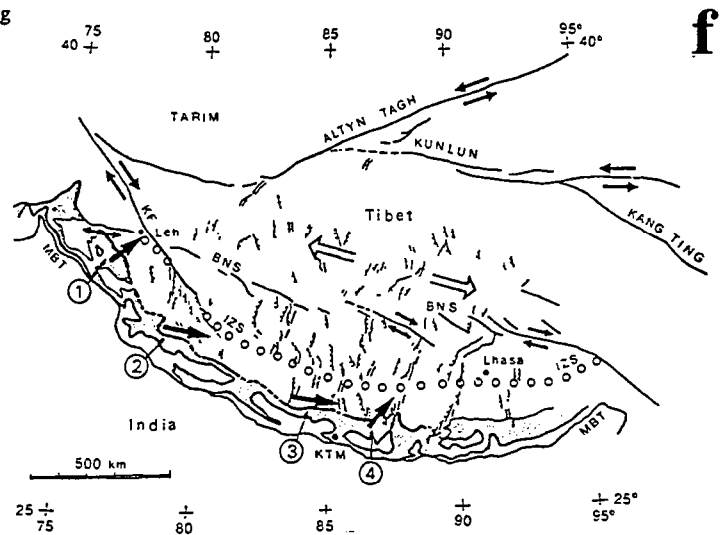


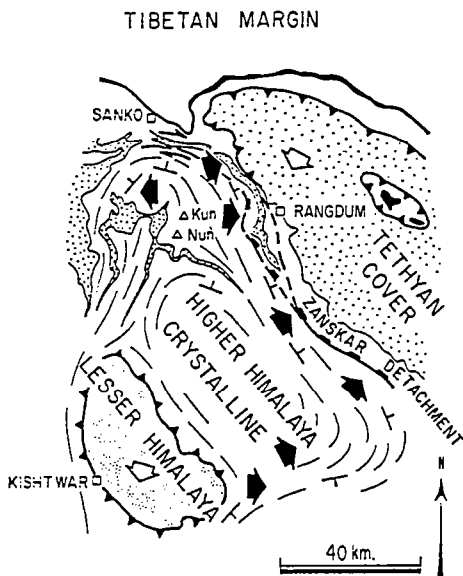
Fig. I.15: L'extension syn-collision parallèle à la convergence : les Alpes occidentales.
 (c) Coupe crustale dans le sud des Alpes occidentales, d'après Ballèvre et al. (1990).
 (d) Schéma d'évolution, d'après Philippot (1990).



Block diagram illustrating the structures and lineation trajectories in the Main Central Sheet. Shading shows metapelites intruded by Himalayan leucogranites with northward shearing microstructures.



The Himalayas-Tibet system. KTM is Kathmandu; MBT is Main Boundary thrust. Patterned area is Tibetan slab, bounded to south and north, respectively, by Main Central thrust and North Himalayan shear zone. Heavy line shows boundary between Tibetan slab and Tibetan plateau (where it has been previously recognized as normal fault). Circled numbers 1 to 4 indicate Zaskar, Garhwal, central Nepal, and Nyalam sections, respectively. Line of circles shows 50 Ma Indus-Tsangbo suture zone (IZS). Main Quaternary tectonic features of Tibet: large strike-slip faults (BNS—Late Jurassic Banggong-Nujiang suture, reactivated in an echelon fault system; KF—Karakorum fault) and north-south grabens. Light arrows show present direction of extension in Tibet. Large, black, single arrows (just north of North Himalayan shear zone) indicate Miocene movement of Tibet with respect to Himalayas.



Sketch map summarizing major kinematic features of southwestern Ladakh. Within the Higher Himalaya Crystalline, top to SSW regional thrusting (blank arrows) is overprinted by EW to NE-SW extension (solid arrows), leading to dome development. Kinematics are assessed from our data (Nun-Kun-Suru area mainly), Gilbert [1986] (Tethyan cover), and Herren [1987] (Zaskar detachment); they are inferred from Staübli [1989] for the Kishtwar area.

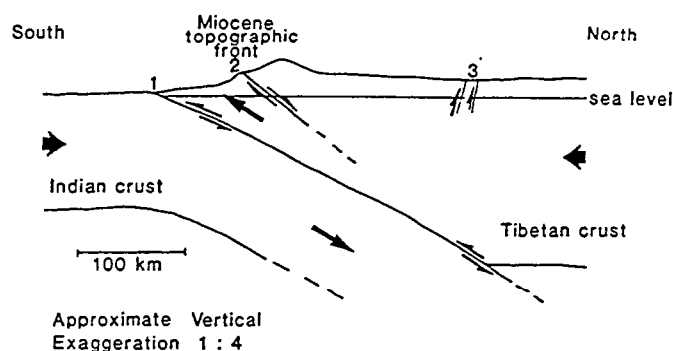
Fig. I.15: L'extension syn-collision "parallèle" à la convergence (suite).

(e) Bloc-diagramme décrivant la déformation à travers une section du "Main Central Sheet", dans l'Himalaya, d'après Brun et al. (1985) -section 4 de la Fig. I.15f.

(f) Relations entre cisaillement transtensif au sommet de l'Himalaya et l'extension du plateau du Tibet, d'après Pêcher et al. (1991).

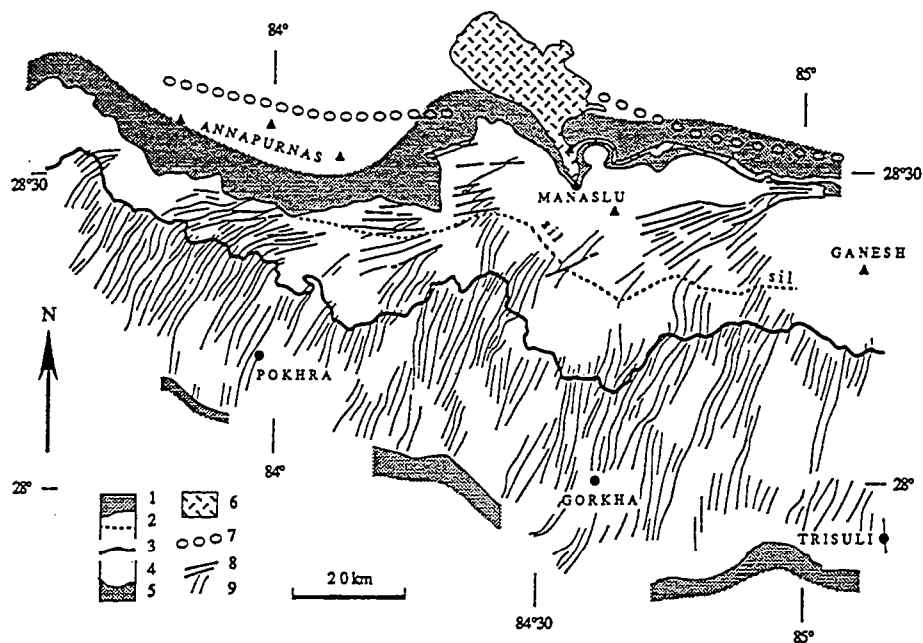
(g) Cinématique des déformations compressives et extensives au niveau de la section 1 de la Fig. I.15f, d'après Gapais et al. (1992).

h



Diagrammatic cross-section through the Himalayas and southern Tibet showing; (1) thrust faulting along the MCT (or MBT); (2) normal faulting within the High Himalayas; and (3) back-thrusting near the Tsangpo suture zone. Kinematic relationships imply that a shallow wedge of crustal material must have moved southward relative to both India and Tibet. The wedge is bounded above by N-dipping normal fault(s) (2), and below by N-dipping thrust faults, possibly but not necessarily the MCT or MBT (1). The geometry shown at depth is speculative.

i



Stretching lineation patterns in central Nepal. 1—Tethyan sedimentary cover (TSS); 2—Higher Himalayan crystalline rocks (HHC), or Tibetan slab, and sillimanite isograd (sillimanite present up to sedimentary cover limit); 3—Main Central thrust (MCT); 4—Lesser Himalayan nappes (LHN); 5—Southern Himalayan sedimentary belt; 6—Miocene Manaslu leucogranite and its eastward prolongation (Chokkang arm); 7—axial trace of north-vergent Annapurna fold, major collapse structure; 8—late sillimanite lineation in dextral shears; 9—earlier lineation related to southward MCT thrusting.

Fig. I.15: L'extension syn-collision "parallèle" à la convergence (suite et fin).

(h) Interprétation cinématique des relations entre chevauchement et extension N-S à travers une section de l'Himalaya, d'après Royden & Burchfiel (1987).

(i) Cartographie de la linéation d'étirement au niveau de la section 3 de la Fig. I.15f, d'après Pêcher et al. (1991).

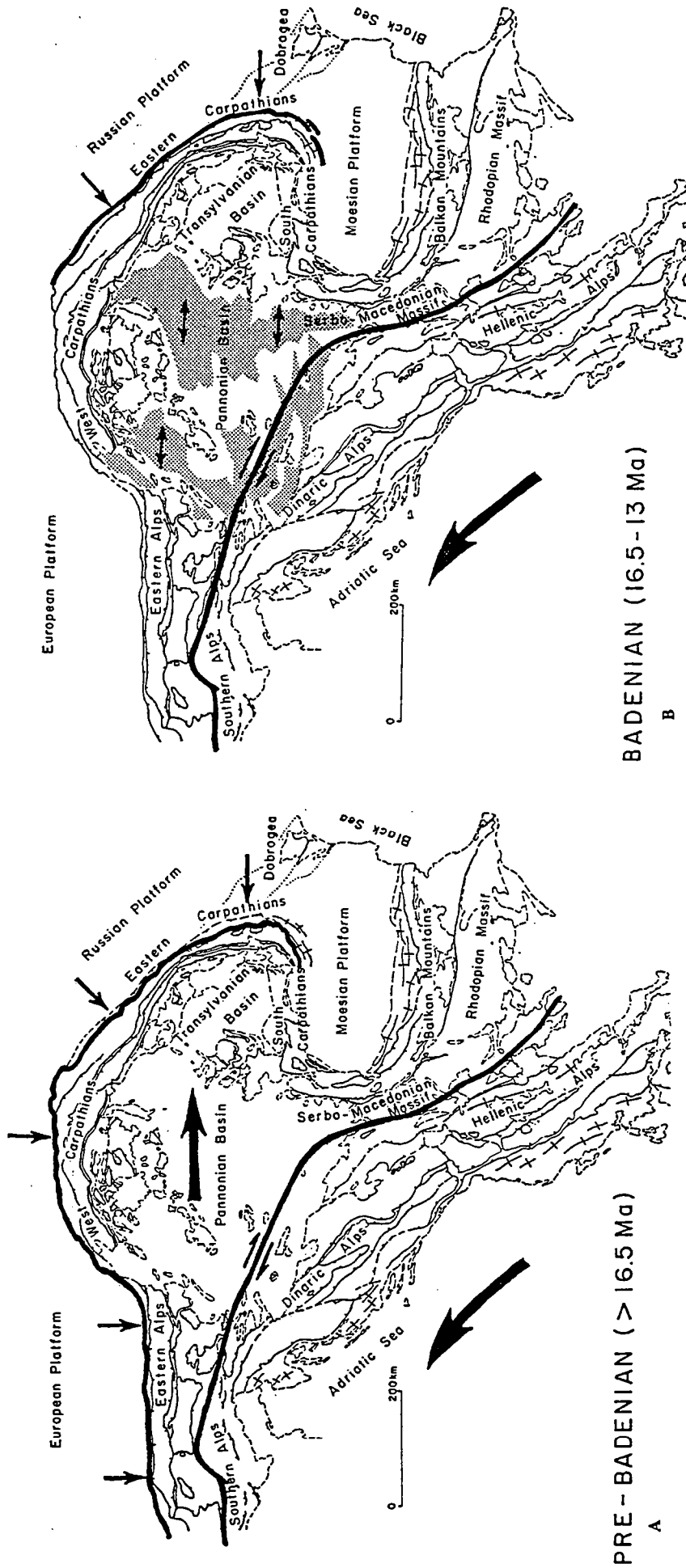
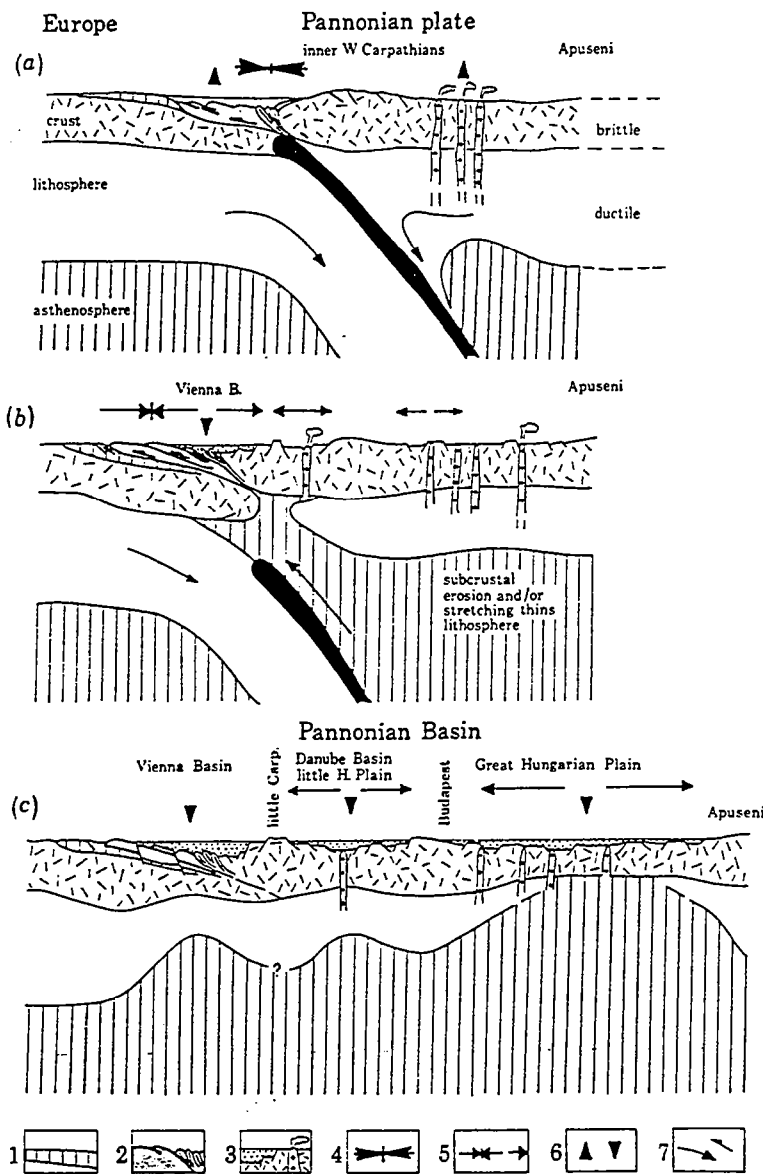


Plate-tectonic sketches showing boundaries between continental fragments before the opening of the Intra-Carpathian basins in pre-Badenian time (A) and during opening of the basins in Badenian time (B). The boundaries between the continental fragments are shown in single heavy lines, but in reality, they are broad zones of differential motion.

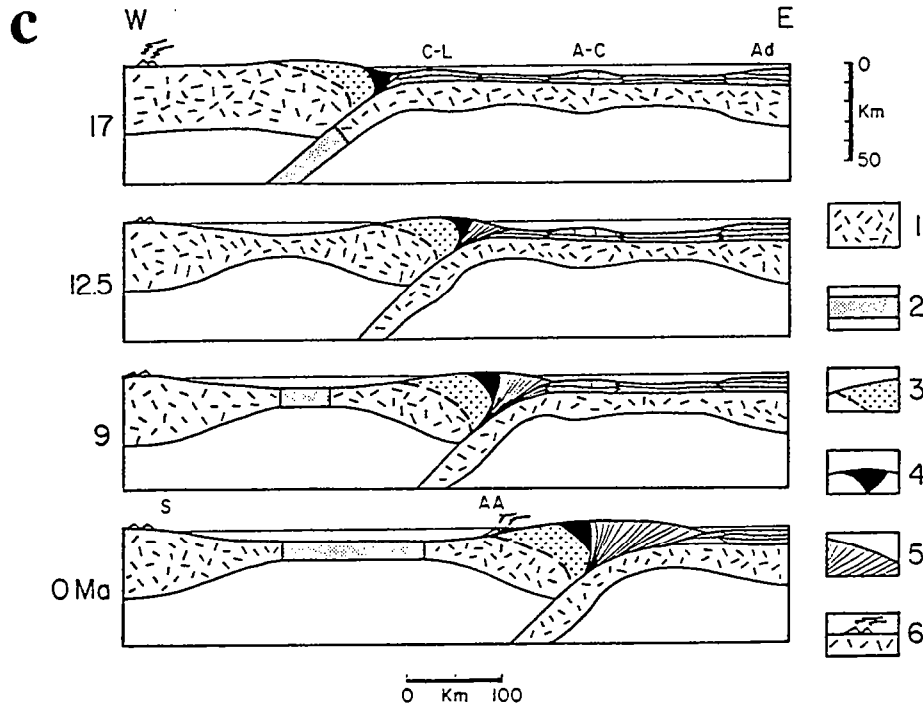
Fig. I.16: L'extension en contexte de subduction continentale.
 (a) Cadre géodynamique de l'évolution miocène du bassin pannonien, d'après Royden et al. (1982).



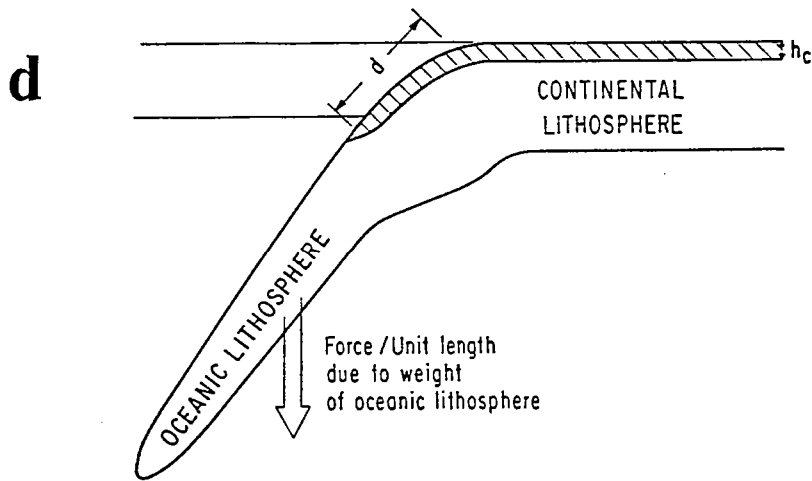
Schematic evolutionary model of the westernmost segment of the Carpathian Arc and the Vienna and Pannonian back-arc basins: (a) early Miocene; (b) early-mid-Miocene; (c) late Miocene-Pliocene. See text for further explanation. Key: 1, foredeep molasse; 2, outer Carpathian flysch and subduction zone mélangé (Pieniny Klippen belt); 3, Neogene-Quaternary basin fill and calc-alkaline volcanism; 4, continent-continent collision; 5, zone of compression and extension, respectively; 6, uplift and major phase of subsidence, respectively; 7, subduction and overthrusting, respectively.

Fig. I.16: L'extension en contexte de subduction continentale (suite).

(b) Evolution des relations entre convergence et extension le long d'une coupe NW-SE à travers les Carpates occidentales et le bassin pannonien, d'après Horvath et al. (1981).

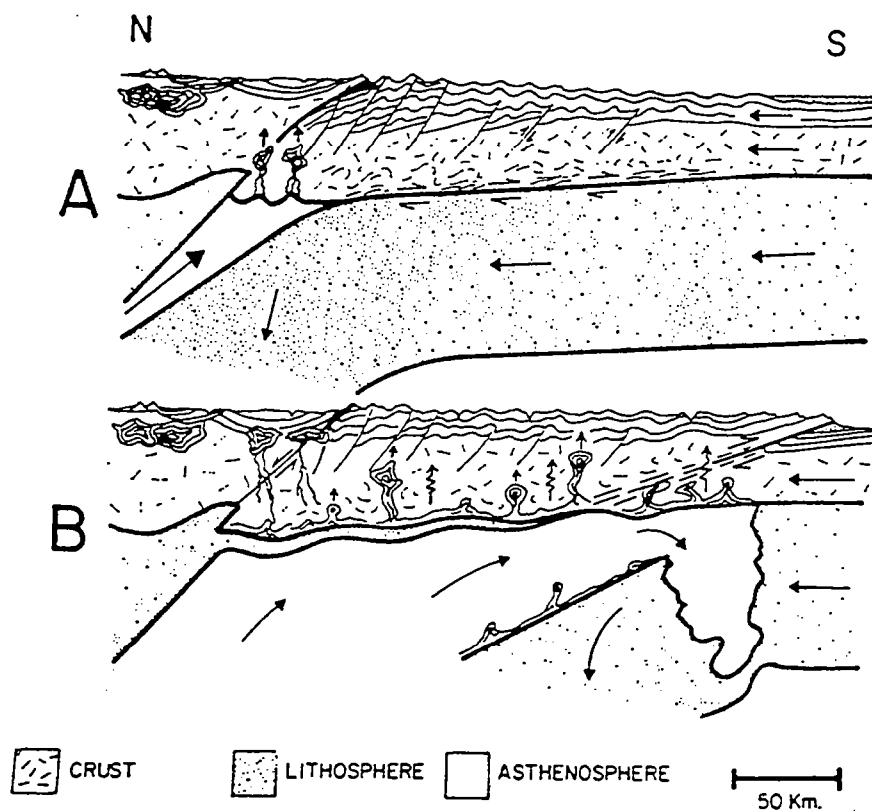


Hypothetical evolution of the Tyrrhenian-Apennines system along an E-W section through the southern Apennines from the Burdigalian (17 Ma) through the Serravallian (12.5 Ma) and the Tortonian (9 Ma) to the present. 1 = Continental crust; 2 = oceanic crust; 3 = Alpine units of Calabria; 4 = innermost oceanic units of the Apennines; 5 = Apenninic accretionary wedge; 6 = active calc-alkaline volcanoes. C-L = Campania-Lucania carbonate platform; A-C = Abruzzi-Campania carbonate platform; Ad = Adriatic block; S = Sardinia; AA = Aeolian arc. The paleogeography of the Apenninic domain is from Scandone et al. [1974], D'Argenio et al. [1975, 1980] and Pescatore and Slaczka [1984]. Note the lack of convergence between the underthrusting and overriding plate, the progressive buildup of the Apenninic accretionary body contemporaneous to the extension in the Tyrrhenian basin, and the displacement of the site of andesitic volcanism from Sardinia in the Burdigalian to the Aeolian arc in recent times.



Gravitational force acting on oceanic lithosphere and pulling continental lithosphere into asthenosphere. Force is opposed by buoyancy of continental crust of length d .

Fig. I.16: L'extension en contexte de subduction continentale (suite).
 (c) Evolution Miocène-Actuel de l'arc tyrrhénien et de la chaîne des Apennins, d'après Malinverno & Ryan (1986).
 (d) Le moteur de la subduction continentale, d'après Molnar & Gray (1979).



Cartoon of the mechanical effects of delamination. Zagros-type early deformation in the Himalaya (a) depended on stiff lithosphere below the Moho. If this sank away (b) then deviatoric stress would have been concentrated at the edge of the heated region, causing intracontinental subduction

Fig. I.16: L'extension en contexte de subduction continentale (suite et fin).
 (e) Modèle de délamination de la racine mantellique de la lithosphère dans une chaîne de collision, d'après Bird (1978).

front chevauchant (e.g., Royden et al., 1983; Malinverno & Ryan, 1986; Fig. I.8 et I.16a). La direction d'extension dans ce bassin est parallèle à la convergence, suggérant une analogie avec l'extension en contexte post-collision. Cette situation paradoxale s'explique par le fait que la collision dans ce cas n'implique pas - ou pas encore - le découpage de la lithosphère chevauchée en un empilement d'unités crustales. Au contraire, cette lithosphère est indemne de déformation et demeure apparemment solidaire de la lithosphère océanique déjà subductée. En d'autres termes, la marge passive est elle-même subductée, et, à sa suite, une partie du continent (Fig. I.16 b et c). Molnar & Gray (1979) ont montré que dans ces conditions, la force tirant le panneau de lithosphère océanique vers le bas ("slab pull force") peut être suffisante pour qu'une partie de la lithosphère continentale peu dense soit également entraînée dans ce mouvement, jusqu'à ce qu'un équilibre soit atteint entre la densité moyenne du panneau subducté et celle de l'asthénosphère (Fig. I.16d). Cette situation est donc analogue à celle d'une subduction océanique simple. Une différence notable réside dans le fait que la convergence en surface implique un affrontement entre deux couvertures sédimentaires continentales, aboutissant à la construction d'un prisme d'accrétion volumineux (Royden et al., 1983; Malinverno & Ryan, 1986; Fig. I.16b et c). Cette tectonique compressive de couverture est généralement considérée comme l'indication d'un contexte de collision. Plus exactement, elle représente une accommodation de surface dans un type particulier de subduction. De ce fait, l'extension "arrière-arc" caractéristique des chaînes oroclines, telle la chaîne des Carpathes, peut être considérée comme synchrone d'une subduction, pas d'une collision (Horvath et al., 1981; Royden et al., 1983; Dewey, 1988).

Bird (1978) a proposé un modèle voisin d'évolution des chaînes de collision, dans lequel la partie mantellique de la lithosphère chevauchée est détachée, par une extrémité, de sa racine crustale, et sombre dans le manteau asthénosphérique (modèle de "délamination"; Fig. I.16e). Dans ce cas, la lithosphère continentale restant solidaire de ce panneau plongeant peut également être entraînée vers le bas, ce qui revient à un contexte de subduction (Molnar & Gray, 1979). La différence essentielle par rapport au modèle précédent est que cette subduction est initiée tardivement au cours d'une véritable collision, ce qui n'en rend pas l'identification aisée. L'extension dans ce cas peut être parallèle à la convergence, mais n'est pas rigoureusement synchrone de la collision. Seules des informations concernant la structure profonde de la chaîne (sismicité définissant un plan de Wadati-Benioff, analyse tomographique) peuvent indiquer s'il existe un tel phénomène de subduction retardé.

I. B - Choix d'une région d'étude : le domaine égéen

L'exemple régional choisi pour traiter du problème de l'extension tardi-orogénique est le domaine égéen, s'étendant de la Grèce à la Turquie occidentale, occupé en grande partie par la mer (Fig. I.17a et b). Les raisons qui ont motivé ce choix sont exposées ci-dessous.

1. Superposition de l'extension "arrière-arc" égéenne à la collision alpine

Comme déjà signalé en introduction, le domaine continental égéen présente l'avantage d'être caractérisé par une importante tectonique extensive, toujours active et développée sur une large surface régionale, qui se superpose aux structures à peine plus anciennes de la chaîne alpine au sens large (chaîne méso-cénozoïque des Hellénides). Cette double caractéristique permet au moins d'envisager une étude de l'influence des structures issues de l'orogénèse sur la géométrie de l'extension continentale "diffuse", même si on n'est pas assuré a priori que l'extension ait débuté précocement en contexte tardi-orogénique.

La chaîne hellénique, recouvrant la majeure partie de la Grèce, est très étudiée et sa structure relativement bien connue depuis environ deux décennies (e.g., Aubouin, 1973; Bonneau, 1982; Jacobshagen, 1986). Son appartenance à l'orogène alpin permet d'envisager une évolution cohérente avec la cinématique méso-cénozoïque des grandes plaques tectoniques. Le versant oriental du domaine égéen (la côte turque) est occupé par l'extrémité occidentale de la chaîne des Taurides, dont la structure est suffisamment similaire à celle des Hellénides -bien que moins connue dans le détail- pour qu'une continuité puisse être envisagée à travers le domaine marin (e.g., Dürr et al., 1978; Ricou et al., 1986; Okay, 1989; Fig. 18).

La tectonique extensive récente du domaine égéen est également très étudiée, essentiellement par le biais de la sismotectonique et par l'analyse des populations de failles, à terre, et par la cartographie des accidents majeurs en mer (e.g., McKenzie, 1978; Jackson et al., 1982; Angelier et al., 1982; Lybérès, 1984; Mercier et al., 1989; Mascle & Martin, 1990; Taymaz et al., 1991). Ces études, en liaison avec les résultats d'autres disciplines (géophysique, paléomagnétisme, pétrogéochimie du magmatisme, stratigraphie; e.g., Papazachos & Comninakis, 1971; Makris & Stobbe, 1984; Fytikas et al., 1984; Meulenkamp & Hilgen, 1986; Kissel & Laj, 1988; Spakman et al., 1988), ont montré que l'extension dans le domaine continental égéen s'effectue dans un contexte d'ouverture "arrière-arc", au-dessus d'une zone de subduction amenant la lithosphère

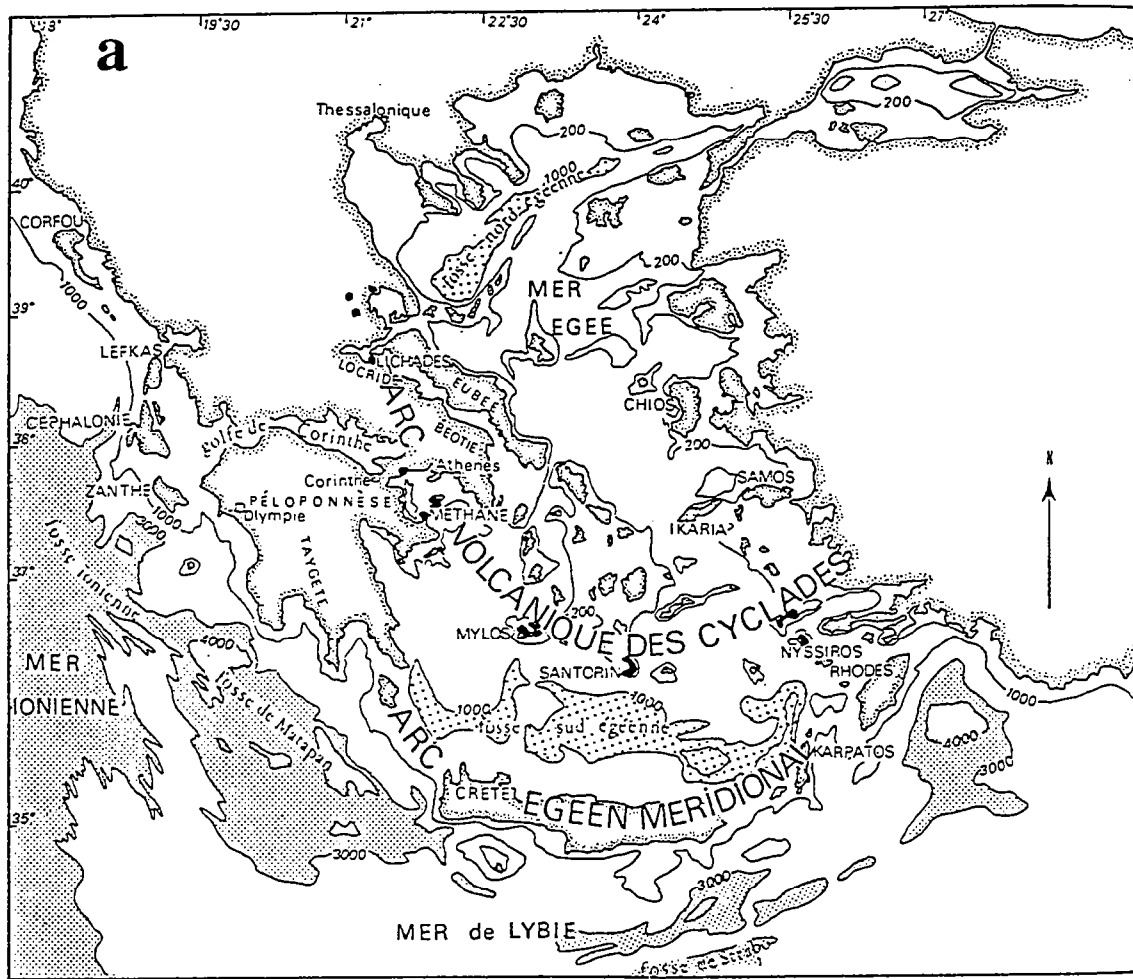
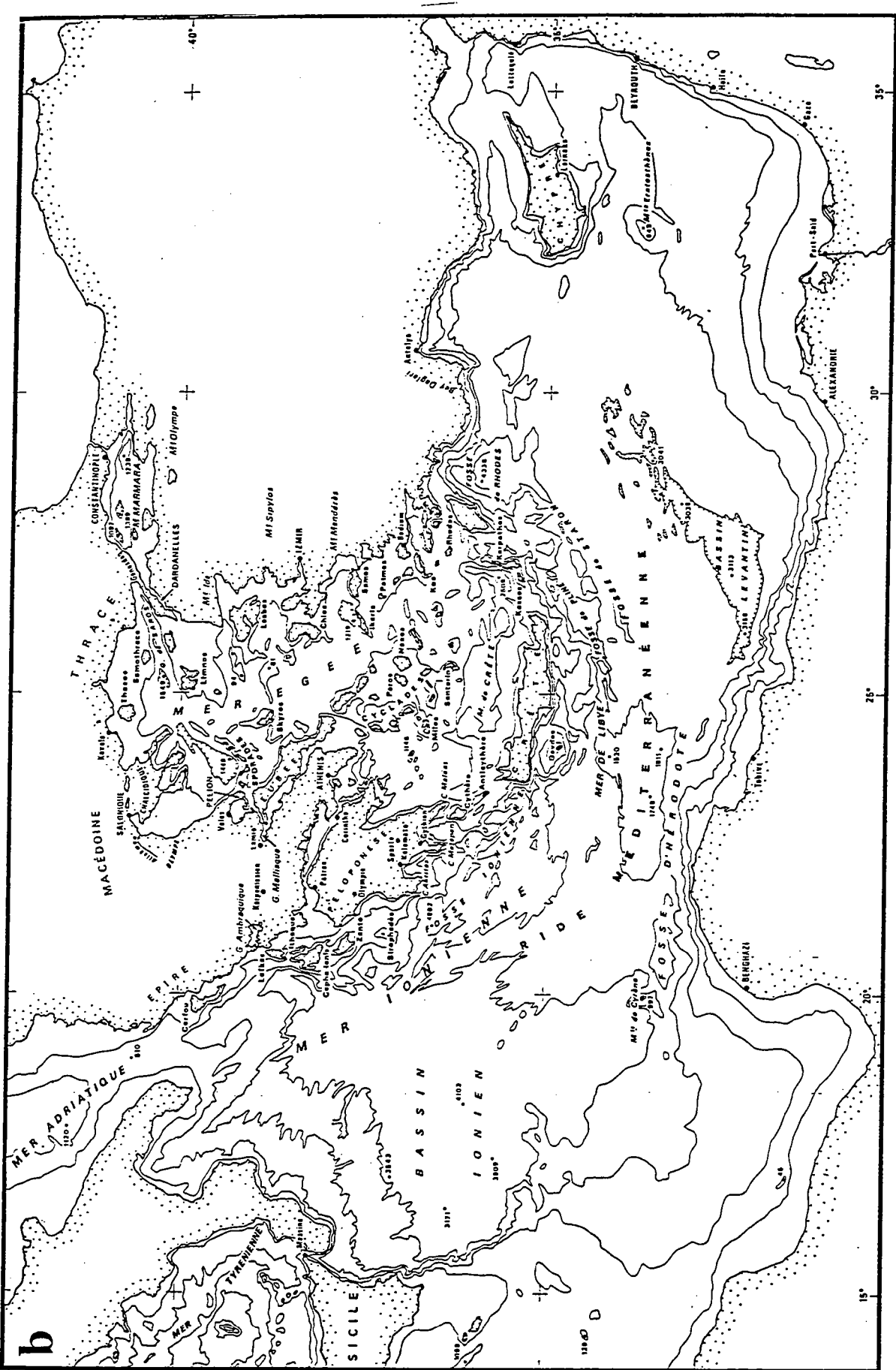
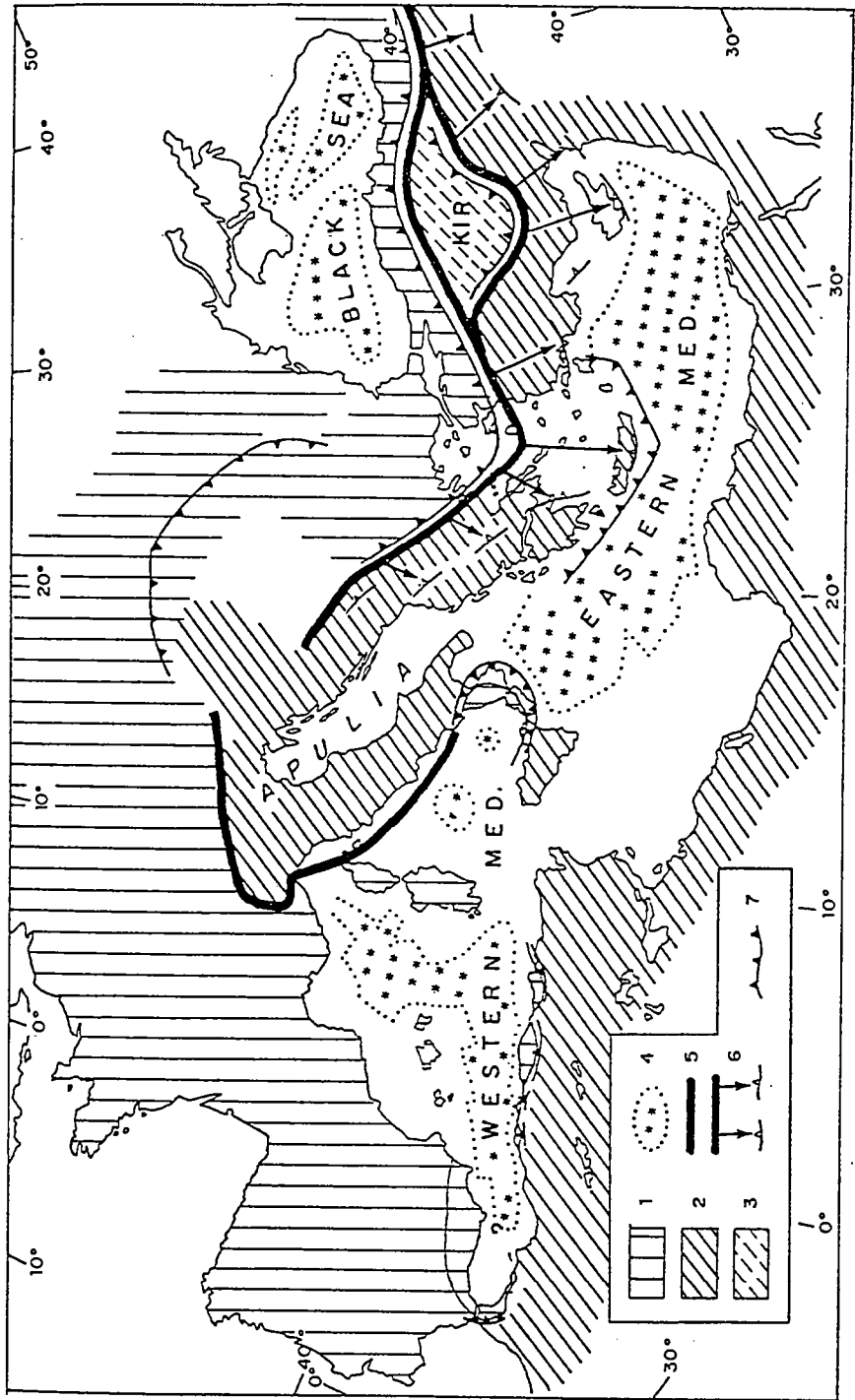


Fig. I.17: Le domaine égéen : situation et physiographie.
 (a) d'après Mercier (1977).
 (b) d'après Lybérís (1984).



b



Classified continental and oceanic components of the Tethyan system. 1 = Eurasian continent and dependencies; 2 = African continent and dependencies; 3 = Kirsehir block; 4 = present oceanic basins; 5 = suture zones of the Mesozoic oceans; 6 = idem plus the major ophiolitic nappes (arrows) issued from them; 7 = past and present subduction trenches.

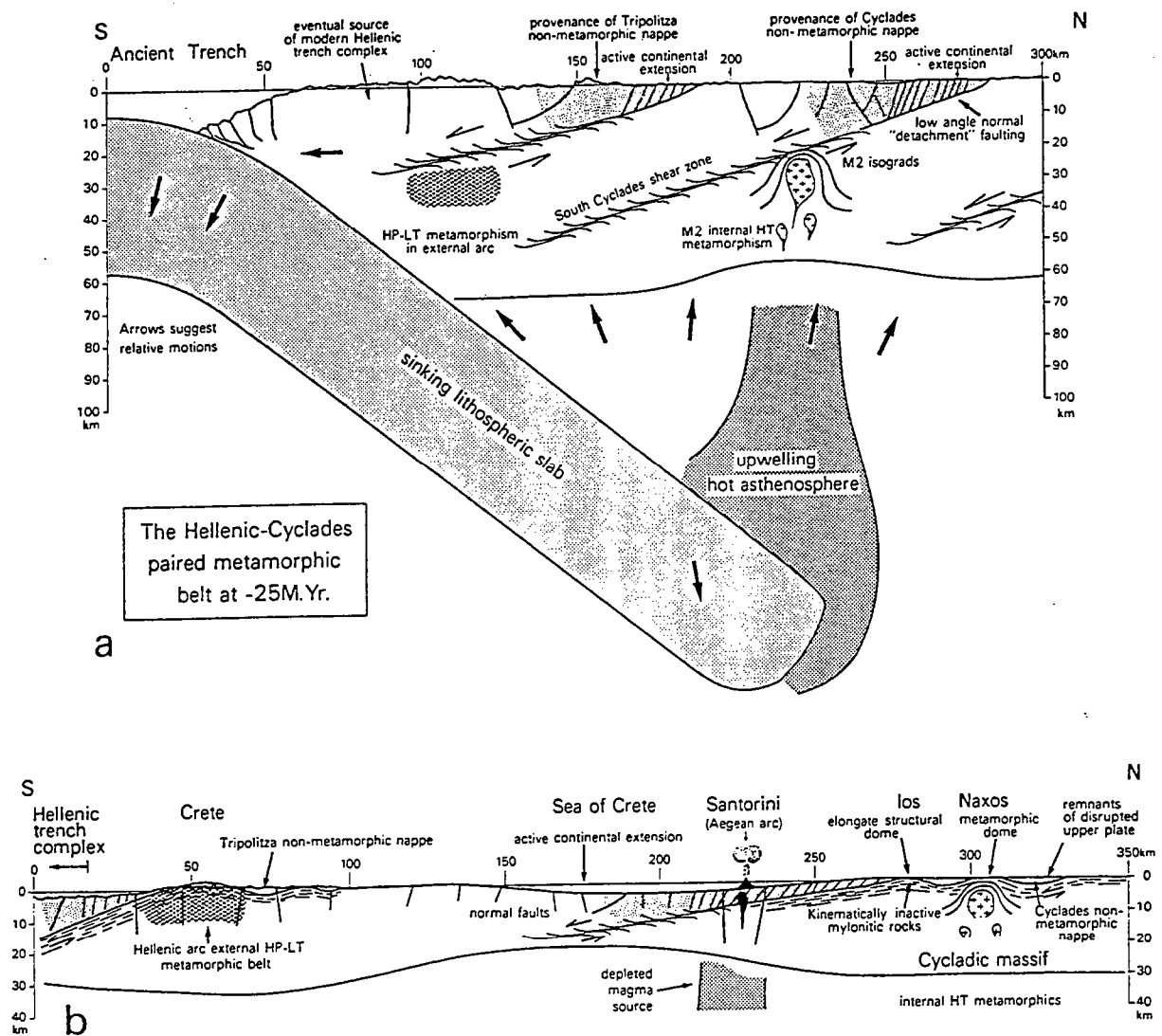
Fig. I.18: Carte simplifiée de la structure de la chaîne alpine s.l., montrant la continuité entre Hellénides (Grèce) et Taurides (Turquie). D'après Ricou et al. (1986).

océanique résiduelle de la plaque africaine à plonger vers le nord sous cette partie de l'Eurasie, dans le contexte général de la convergence Afrique-Eurasie (Fig. I.13a). La cinématique récente de cette extension est bien connue en surface, à l'échelle régionale, et dans une moindre mesure en coupe, sur l'épaisseur de la partie sismogénique de la croûte (10-15 km).

L'abondante littérature disponible sur le domaine égéen, aussi bien pour sa période orogénique que pour sa période d'extension "arrière-arc", en fait donc a priori un site d'étude privilégié pour l'analyse du problème de l'extension "tardi-orogénique". Cependant, pour la grande majorité des auteurs, l'extension égéenne a débuté au Miocène moyen ou supérieur dans un contexte "néotectonique" sans rapport avec l'histoire des Hellénides (e.g., Aubouin, 1973; Angelier, 1979; Dewey & Sengör, 1979; Meulenkamp & Hilgen, 1986; Mercier et al., 1989). Un des buts avoués de la présente étude est donc de mettre en évidence le fait que les deux processus ne sont en réalité pas indépendants, en montrant qu'une partie importante des structures observées dans le domaine égéen est typique d'une extension tardi-orogénique. Ceci nécessite d'utiliser une méthode d'analyse différente de celles appliquées jusqu'à présent à la région, puisque les méthodes "classiques" n'ont apparemment pas été en mesure de reconnaître l'extension tardi-orogénique. L'essentiel de la méthode utilisée ici consiste en une analyse de la déformation ductile et de ses relations avec la déformation fragile au sein des unités métamorphiques qui ont été le plus profondément enfouies lors de l'orogénèse. On peut ainsi envisager d'étudier les mécanismes de déformation et le contexte tectonique associés à la remontée vers la surface des niveaux profonds de la croûte épaissie. Par ailleurs, au début de cette étude, plusieurs arguments pouvaient permettre de soupçonner l'existence de l'extension tardi-orogénique dans une grande partie du domaine égéen. Ces arguments sont présentés ci-dessous.

2. Pourquoi soupçonner l'extension tardi-orogénique dans le domaine égéen ?

Premièrement, le fait que l'extension "arrière-arc" du domaine égéen fasse immédiatement suite (Miocène moyen-supérieur) à l'orogène alpin (Mésozoïque-Eocène) suggère que le passage de l'un à l'autre puisse comprendre un stade d'extension tardi-orogénique, bien que la conception classique veuille qu'un événement indépendant de la construction de la chaîne des Hellénides soit à l'origine de l'extension égéenne (initiation de la subduction sud-égéenne et/ou poinçonnement de l'Eurasie par l'Arabie; e.g., Tapponnier, 1977; Dewey & Sengör, 1979; Le Pichon & Angelier, 1979; Le Pichon, 1982; Sengör et al., 1985; Fig. I.13a et c). La période charnière ainsi envisagée devrait correspondre, au moins en partie, au stade d'évolution de la chaîne dit "tardi-tectonique"



Classic model of paired metamorphic belt, showing mechanism for subsequent exposure of metamorphic rocks—crustal shear zones that evolve upward into low-angle normal faults. a: Position of high-*P*-low-*T* metamorphic rocks that eventually will be exposed on Crete (cross-hatched), and position of high-*T* metamorphic dome that eventually will be exposed on Naxos. These metamorphic rocks will be dragged out from under upper crustal nonmetamorphic rocks (stippled). b: Crustal extension as result of operation of these major movement zones. Crustal thickness is based on deep refraction profiles (Makris, 1982).

Fig. I.19: Modèle d'évolution Miocène-Actuel du domaine égéen le long d'une coupe passant par les Cyclades et la Crète, d'après Lister et al. (1984).

(e.g., Aubouin, 1973), qui, suite aux nombreuses études régionales, est resté de loin le plus obscur (cf Angelier, 1977, p. 288). Ce stade "tardi-tectonique", qui par définition précède la "néotectonique" extensive, est assez mal défini, caractérisé seulement par un métamorphisme de type barrovien, un abondant magmatisme calco-alcalin et le remplissage de bassins molassiques. Typiquement, dans d'autres chaînes de montagne telle la Cordillère nord-américaine (province du Basin and Range), de telles caractéristiques sont associées à une tectonique extensive tardi-orogénique.

Deuxièmement, c'est au niveau de l'axe médian de l'arc de subduction égéen que l'on observe les roches qui ont été initialement les plus enfouies lors de l'orogénèse cénozoïque (archipel des Cyclades, Crète, Sud du Péloponnèse; e.g., Bonneau & Kienast, 1982). C'est également à ce niveau qu'on est en droit d'attendre une quantité d'extension maximale en liaison avec le développement de la courbure de l'arc de subduction, comme l'attestent par exemple les variations d'élévation topographique et de l'épaisseur actuelle de la croûte au travers du domaine égéen (Le Pichon & Angelier, 1981; Makris & Stobbe, 1984). Cette coïncidence suggère qu'à l'échelle régionale, l'exhumation des niveaux profonds de la chaîne est fonction de la quantité d'extension finie, et donc qu'une extension tardi-orogénique contrôle l'amincissement de la croûte épaissie. Alternativement, on peut considérer que la quantité d'exhumation est uniquement fonction de la quantité d'épaississement initiale, et que seule l'érosion des reliefs issus de cet épaississement est responsable de l'exhumation des niveaux profonds, jusqu'à ce que l'annulation de l'anomalie topographique ne soit plus propice à une forte érosion. C'est ce qui est implicitement suggéré dans l'ensemble des études de la chaîne hellénique (e.g., Bonneau, 1982). Nous verrons que l'érosion ne peut être tenue pour responsable que d'une partie infime de l'exhumation des roches métamorphiques au centre de l'Égée.

Troisièmement, envisager l'existence de l'extension tardi-orogénique dans le domaine égéen n'est en réalité pas tout à fait nouveau : dès le début des années 80, Lister et al. (1984) ont proposé un tel schéma (Fig. I.19), sur la base d'une comparaison entre les structures dans l'axe médian du domaine égéen (Cyclades, Crète) et celles décrites alors dans le Basin and Range (e.g., Davis, 1980, 1983; Wernicke, 1981). L'interprétation à l'échelle crustale de Lister et al. (1984) est inspirée du modèle de Wernicke (1981) pour la géométrie des structures extensives (Fig. I.5a), et de celui de Le Pichon & Angelier (1981) pour le cadre géodynamique de l'extension (Fig. I.13d). L'argumentation est basée sur une synthèse des données de la littérature à propos du domaine égéen en général et de l'île de Naxos, au centre des Cyclades, en particulier, ainsi que sur la mention de quelques observations réalisées sur l'île voisine d'Ios. Le point important de cette analyse est la réinterprétation de la déformation ductile des roches métamorphiques comme le résultat d'une extension par détachement d'échelle crustale faiblement incliné. Suite à ce court article, cependant, Lister et al. n'ont publié aucune

donnée en mesure de confirmer le bien-fondé de leur modèle, de sorte que l'extension tardi-orogénique dans le domaine égéen est restée une hypothèse, dont n'ont d'ailleurs pas tenu compte la plupart des synthèses régionales et travaux locaux publiés jusqu'à présent.

C'est dans ce contexte que notre travail a débuté en 1988-89, avec pour but de chercher des arguments pouvant établir s'il y a bien eu extension tardi-orogénique dans une partie au moins du domaine égéen, et dans quelle proportion la déformation ductile des roches métamorphiques pourrait résulter de cette extension. Le domaine centre-égéen (îles des Cyclades et d'Eubée) a été choisi comme terrain d'étude, du fait que c'est dans cette région que l'argumentation semblait la plus simple à développer. D'autres équipes de recherche ont entamé un travail similaire dans le même temps; les modèles plus ou moins achevés qui en découlent sont peu à peu publiés depuis 1988 (Faure & Bonneau, 1988; Avigad & Garfunkel, 1989, 1991; Urai et al., 1990; Buick, 1991a et b; Faure et al., 1991; Lee & Lister, 1992, pour ne citer que les travaux concernant le domaine centre-égéen). Les premiers résultats de notre travail ont fait l'objet de deux courtes notes (Gautier et al., 1989, 1990).

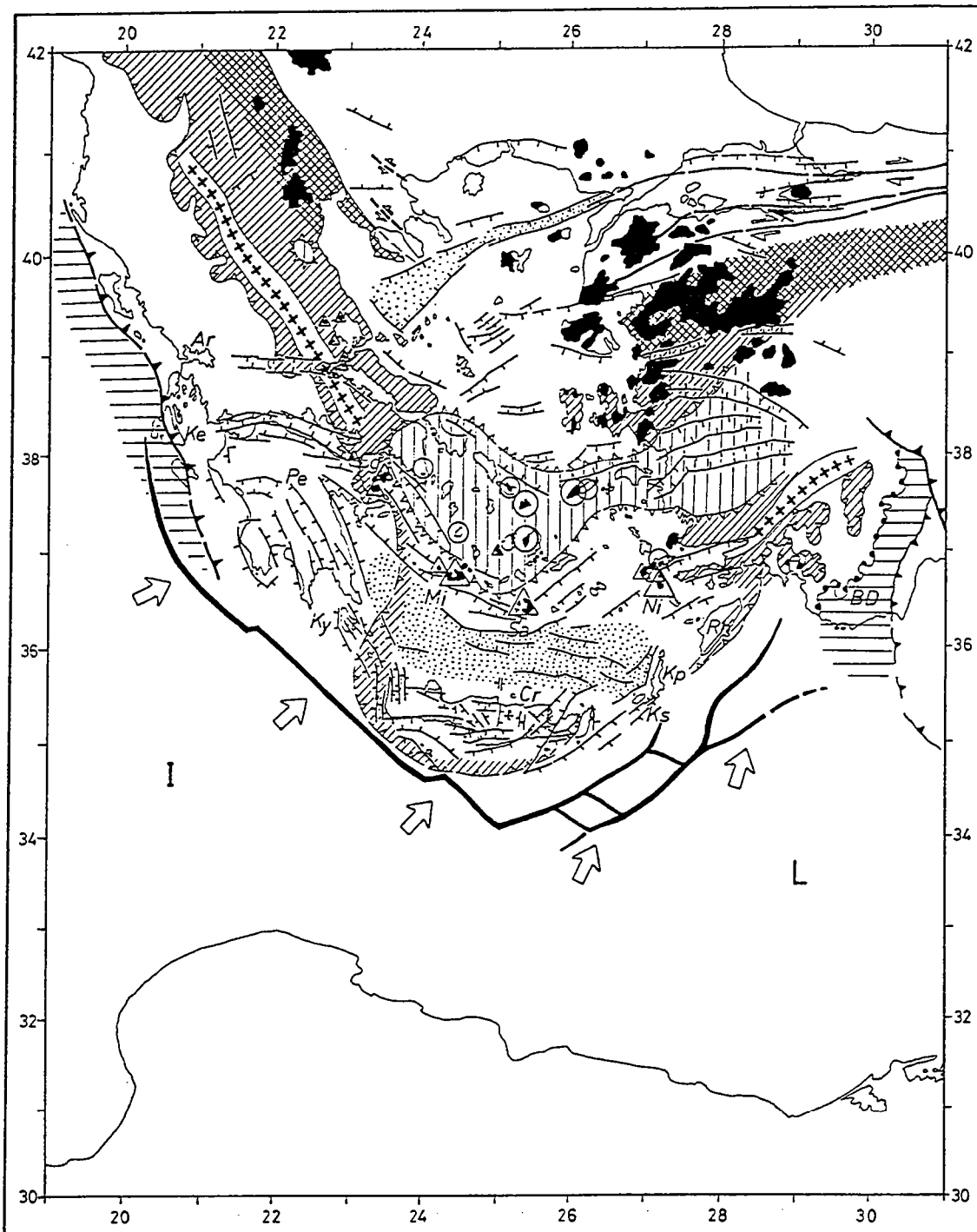
I. C - Le domaine égéen : contexte régional

Comme déjà mentionné, l'évolution méso-cénozoïque du domaine égéen est classiquement subdivisée en une période orogénique (développement de la chaîne des Hellénides) et une période néotectonique, strictement indépendantes (e.g., Aubouin, 1973; Angelier, 1979). Les résultats de notre étude nous amèneront à remettre en cause cette conception ou, au moins, à réviser largement l'âge de la période charnière entre ces deux stades d'évolution. Toutefois, par commodité vis-à-vis des données de la littérature, la synthèse bibliographique qui suit respecte la subdivision classiquement employée, et sera donc articulée en deux temps. La figure I.20, extraite d'Angelier & Le Pichon (1980), permet de comparer les principales structures liées à l'évolution récente du domaine égéen avec celles issues de l'orogénèse hellénique.

1. Contexte actuel : subduction et extension "arrière-arc"

L'évolution récente du domaine égéen est largement étudiée depuis le début des années 70, par le biais de nombreuses disciplines des sciences de la Terre. L'ensemble de ces études fait ressortir que le domaine égéen est un domaine de lithosphère continentale subissant depuis au moins le Miocène supérieur un étirement globalement N-S, toujours actif et affectant une large surface régionale (Fig. I.8). La tectonique active montre que cet étirement N-S est actuellement compensé à la fois par un raccourcissement vertical, se traduisant par des structures d'extension, et par un raccourcissement E-W, exprimé par une série de zones décrochantes concentrées dans le domaine nord-égéen (au nord des Cyclades). Cet étirement s'effectue à l'arrière d'une zone de subduction permettant à la lithosphère des bassins ionien et levantin, respectivement au sud-ouest et au sud-est de la Crète, de s'enfoncer sous la lithosphère continentale égéenne, dans le cadre général de la convergence Afrique-Eurasie (Fig. I.13a et I.20).

Les apports spécifiques des diverses disciplines employées à l'étude de l'évolution récente du domaine égéen sont présentés ci-dessous, avec un éclairage particulier sur les données qui permettront plus loin de discuter des problèmes soulevés par notre travail.



Esquisse structurale d'ensemble de la région égéenne.

1) Principaux repères géographiques et morphologiques. Les fossés helléniques sont en trait fort gras, face aux bassins ionien (I) et levantin (L) de la Méditerranée orientale. Deux bassins égéens sont soulignés en pointillé : mer de Crète (vers 36° N) et fosse nord-égéenne (vers 40° N).

2) Principales subdivisions de la chaîne alpine dinaro-taurique. Les zones les plus internes, ophiolitiques, sont en croisillons. Les autres zones internes des Hellénides et du Taurus occidental sont en hachuré oblique ; leur front de charriage antémiocène passe au Sud de la Crète. Les zones externes sont laissées en blanc, sauf les plus externes qui sont en hachuré horizontal lâche.

3) Traits tarditectoniques et néotectoniques. Les principaux sillons molassiques d'âge oligocène et miocène inférieur sont indiqués par des croix alignées. Les intrusions et les édifices volcaniques sont indiqués en noir. Les plutons granodioritiques égéens du Miocène moyen à supérieur sont soulignés par des cercles. Les volcans plio-quadernaires de l'arc égéen interne sont soulignés par des triangles. Les fossés en extension et les principales directions de failles normales sont figurés dans la région égéenne par des traits barbelés, le barbelé étant du côté effondré. Les flèches près des fossés helléniques indiquent la direction du mouvement relatif Afrique-arc hellénique, déduite de l'analyse des mécanismes au foyer des séismes.

Fig. I.20: Carte morpho-structurale du domaine égéen, d'après Angelier & Le Pichon (1980). Cette carte fait ressortir les relations entre les structures de la chaîne hellénique et celles liées à l'évolution récente ("néotectonique") de la région.

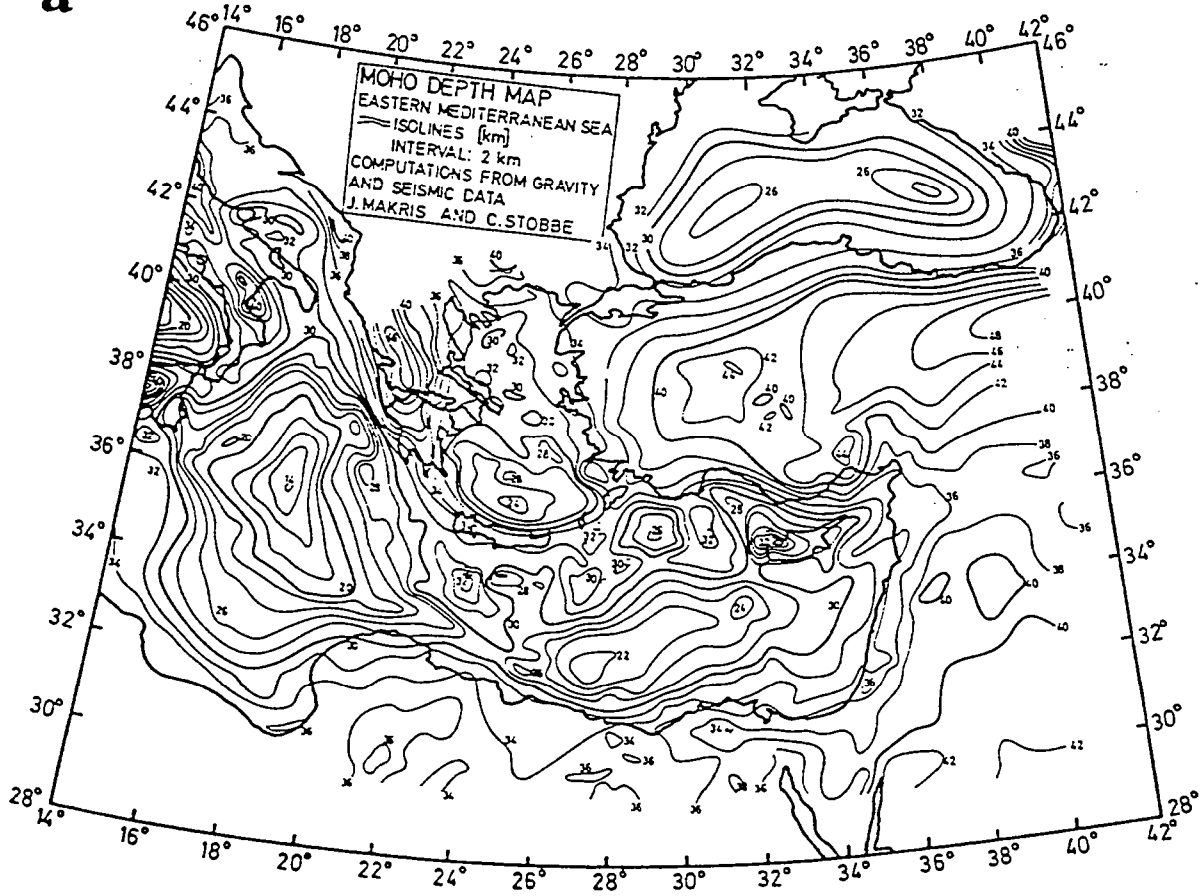
(a) *Les données de la géophysique*

(a).1 La cartographie du Moho

La carte de la profondeur du Moho dans le domaine égéen a été établie par Makris (e.g., Makris & Stobbe, 1984) à partir de quelques profils de sismique-réfraction et de données gravimétriques (Fig. I.21a et b). Le Pichon & Angelier (1981) ont modifié ce document pour tenter d'en déduire une carte de l'épaisseur de la croûte au début du Miocène supérieur dans l'hypothèse où il n'y ait pas eu de déformation crustale depuis cette époque (Fig. I.21c). Il ressort de ces cartes que le domaine égéen est constitué d'une croûte continentale, plus ou moins amincie au niveau du domaine marin, le contour des côtes correspondant à peu près à une isobathe du Moho de 33 km. La croûte la plus amincie est située au centre de la mer de Crète (≈ 22 km d'épaisseur). Ailleurs dans le domaine marin, le Moho est aux alentours de 28-32 km de profondeur. Sur la façade turque, le domaine émergé montre une augmentation progressive de la profondeur du Moho jusqu'à une valeur de 42 km à la longitude de la baie d'Antalya. Du côté de la Grèce continentale, l'approfondissement du Moho est beaucoup plus rapide, pour atteindre environ 46 km le long d'un axe NNW-SSE passant par la région où le golfe de Corinthe est le plus étroit. Vers l'ouest, l'épaisseur crustale décroît très rapidement en direction du bassin ionien, au centre duquel le Moho n'est plus qu'à 14 km de profondeur. Au niveau de la Crète, le Moho est à environ 34 km de profondeur.

La croûte du bassin ionien est de nature océanique, avec une épaisseur d'environ 8-10 km, et surmontée d'une couverture sédimentaire de plus en plus importante d'ouest en est (≥ 6 km), à l'approche du Péloponnèse et du promontoire lybien (e.g., Makris & Stobbe, 1984; De Voogd et al., 1992). La nature de la croûte du bassin levantin est indéterminée (De Voogd et al., 1992); son épaisseur est faible (environ 10 km), et sa couverture sédimentaire plus importante que dans le bassin ionien (≈ 10 km). Entre les deux bassins, le domaine marin compris entre la Crète et la Lybie est topographiquement élevé ("Ride est-méditerranéenne" culminant vers -2000 m; Fig. I.17b) et constitué d'une croûte épaisse (28-32 km; Fig. I.21a). Diverses études morpho-structurales indiquent qu'une partie importante de cette épaisseur crustale est attribuable au raccourcissement horizontal de la couverture sédimentaire des bassins profonds, de sorte que la Ride est-méditerranéenne peut être considérée comme un prisme d'accrétion sédimentaire à l'avant de la subduction sud-égéenne (voir Le Pichon, 1982 et Kastens, 1991 pour une revue des publications à ce sujet). La croûte sous-jacente est de nature indéterminée. Pour certains auteurs, il s'agit de la croûte continentale amincie de la marge lybienne, et le phénomène de collision entre Lybie et Crète est déjà établi ou sur le point de s'établir (e.g., Angelier, 1977; Mascle et al., 1986; Lyon-Caen et al., 1988; Fig. I.22 a et b). L'aspect important de cette question est de déterminer si le fort raccourcissement globalement NNE-SSW observé dans la couverture sédimentaire de la ride

a



b

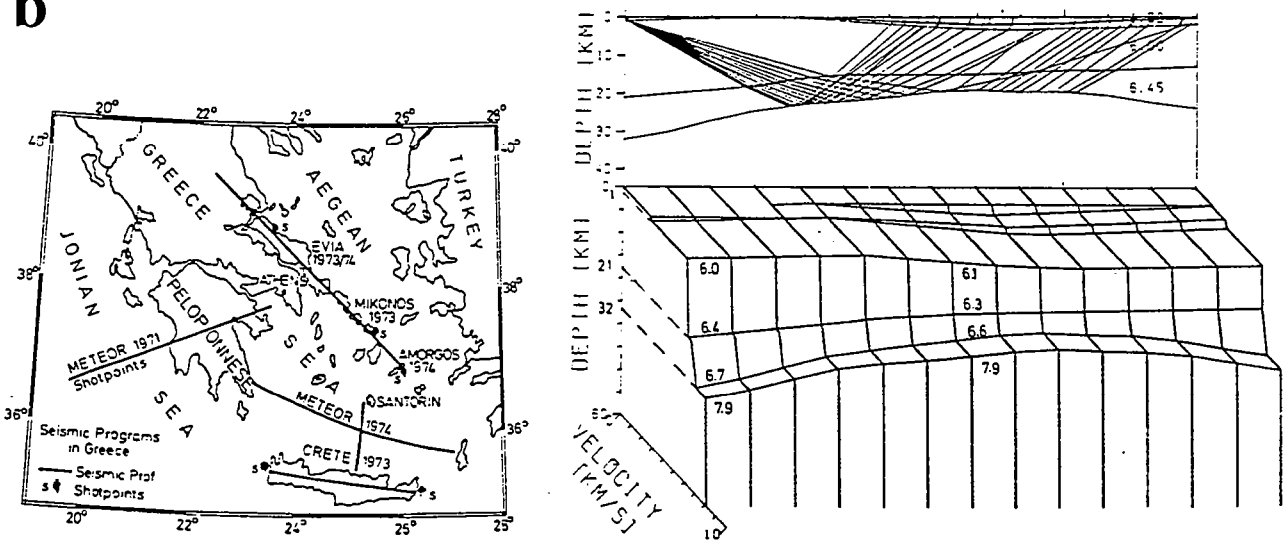
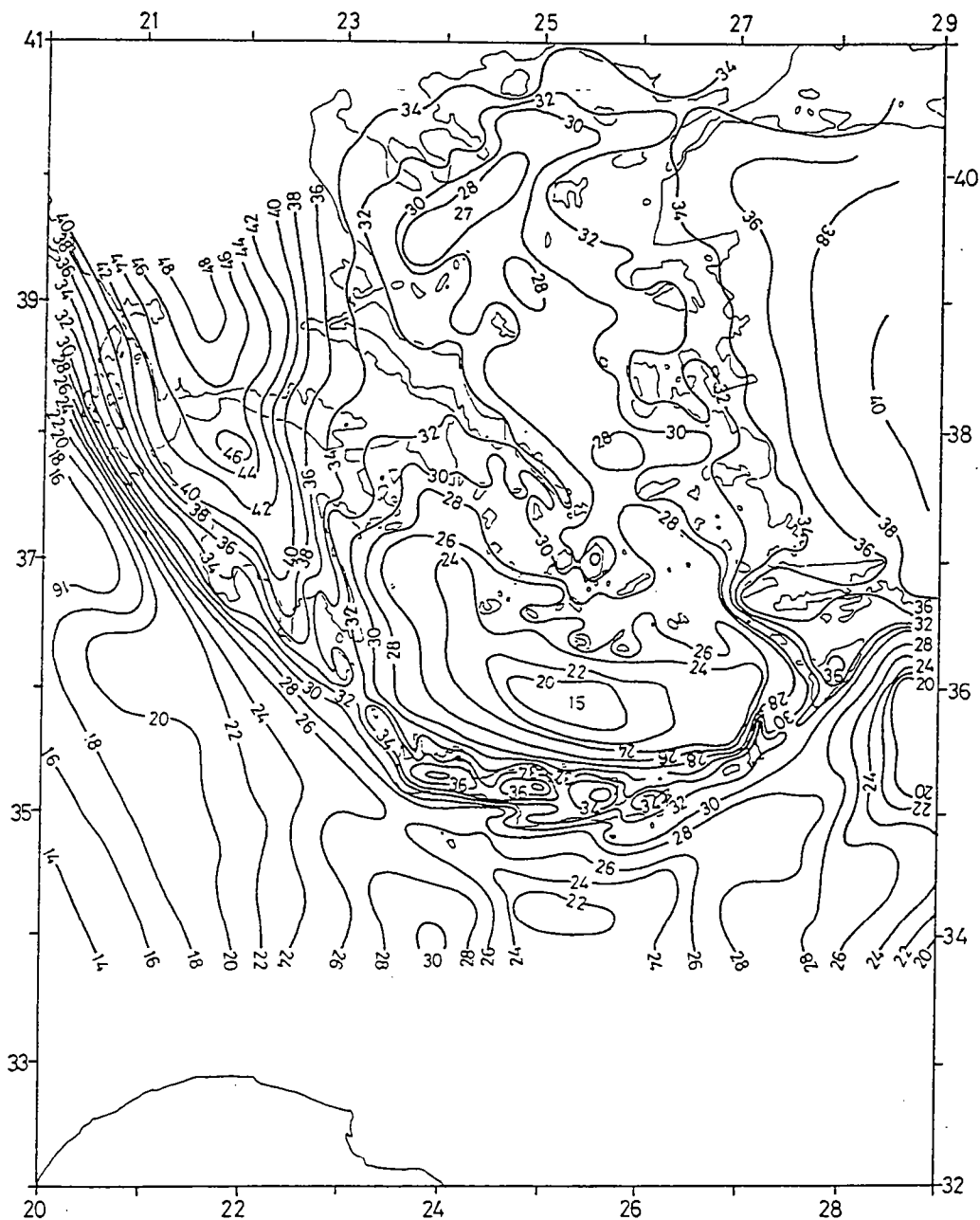


Fig. I.21: Le Moho dans le domaine égéen et alentours.
 (a) Carte de la profondeur du Moho, d'après Makris & Stobbe (1984).
 (b) Carte des profils de sismique-réfraction ayant servi à l'établissement de la carte (a), et profil N-S à travers la mer de Crète (le nord est à droite). D'après Makris (1978).

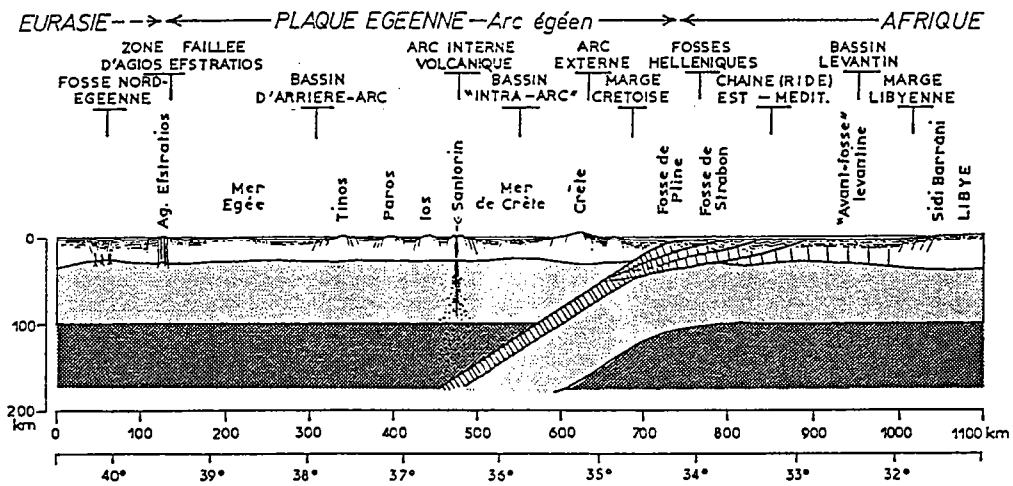


Approximate crustal thicknesses (kilometres) in the Aegean region, assuming that no process of thinning or thickening has acted since. Derived from the Moho-depth map published by Makris (1977), with corrections including topography and bathymetry. Note that we have added the approximate amounts of erosion and removed the approximate thickness of sediment since 12-13 Ma.

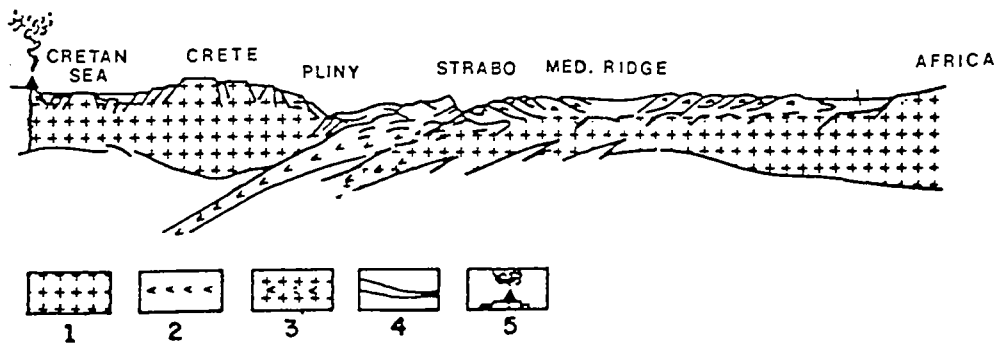
Fig. I.21: Le Moho dans le domaine égéen et alentours.

(c) Carte de l'épaisseur de la croûte reconstituée à l'époque du début du Miocène supérieur, dans l'hypothèse où il n'y ait pas eu de déformation crustale depuis cette époque -c'est-à-dire en ne tenant compte que de l'érosion et de la sédimentation cumulées depuis cet âge. D'après Le Pichon & Angelier (1981).

a

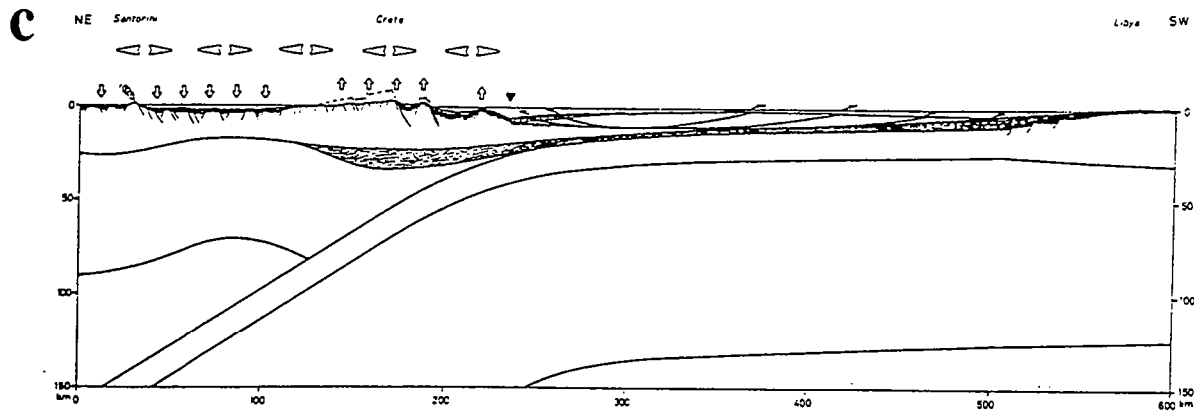


b



Evolutionary model of the Hellenic subduction since the upper Miocene (see text for explanation). (1) continental crust; (2) oceanic crust; (3) intermediate crust; (4) sedimentary cover; (5) Aegean volcanism.

Fig. I.22: Coupes d'échelle crustale ou lithosphérique à travers le domaine égéen.
 (a) D'après Angelier (1977).
 (b) D'après Mascle et al. (1986).



NE-SW section without vertical exaggeration across the Eastern Mediterranean area from the Aegean Sea at the north-east to the Lybian continental margin at the south-west. The crust and lithosphere boundaries have been materialized. The Mediterranean ridge, due to shortening by thrusting, is shown in white. The lower part of the sedimentary column underplates Crete and is responsible for its uplift. The Hellenic trench is identified by a black arrow. Extension over the Aegean continent induces subsidence except over Crete where the effect of the underplating dominates. In the figure, it is assumed that underplating has migrated to the southwest as the plate increased its dip. Drawn by J. Angelier.

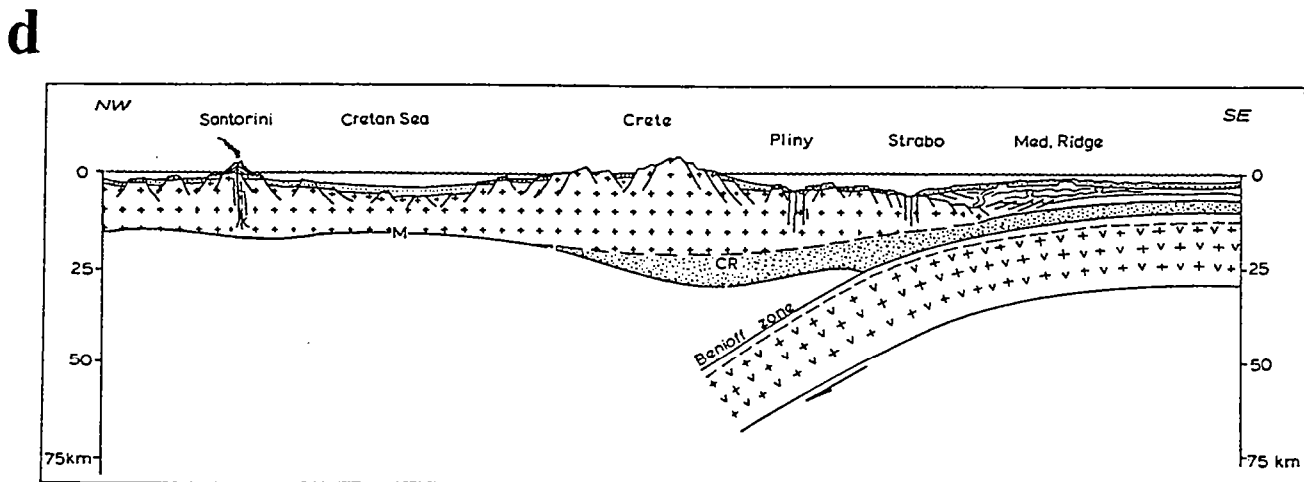
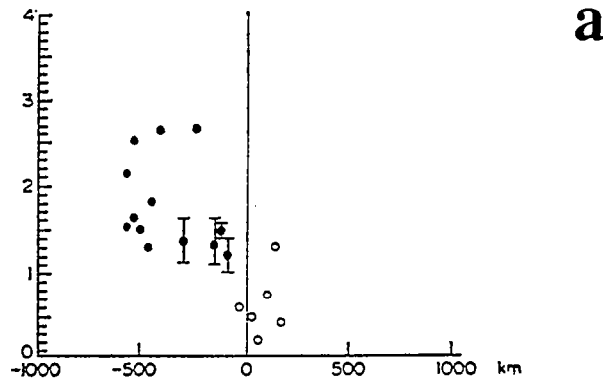
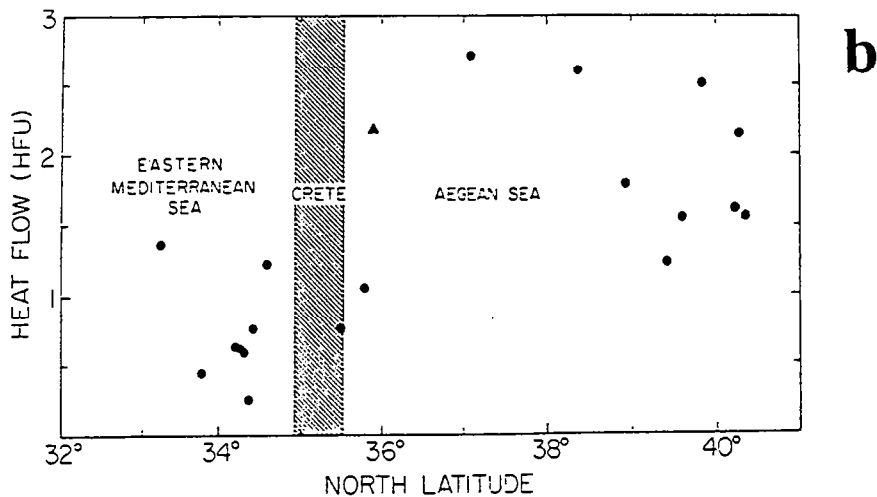


Fig. I.22: Coupes d'échelle crustale ou lithosphérique à travers le domaine égéen.
 (c) D'après Le Pichon (1982), dessiné par Angelier.
 (d) D'après Peters (1985).



Heat flow values obtained in the Aegean (black dots) combined with the values obtained by Erickson (1970) south of Crete (circles) plotted against distance from the Hellenic Trench.



Plot of observed heat flow between 20° and 30°E longitude as a function of latitude, showing the abrupt increase in heat flow northward from the Eastern Mediterranean across the Cretan Arc into the Aegean Sea. Heatflow values designated by circles were obtained using conventional oceanographic techniques; a single value measured in a borehole drilled during Deep Sea Drilling Project Leg 42A is shown as a triangle.

Fig. I.23: Distribution des valeurs du flux de chaleur mesurées au travers de la mer Egée.
 (a) D'après Jongsma (1974). Profil orienté N-S.
 (b) D'après Erickson et al. (1977). Profil orienté S-N. La valeur maximale (2.73 HFU) est enregistrée le long de l'arc volcanique des Cyclades.

(e.g., Le Pichon, 1982) concerne également la croûte sous-jacente -les figures I.22c et d proposent des solutions où ce ne soit pas le cas-, et si ce raccourcissement a des répercussions sur la tectonique à l'intérieur du domaine égéen.

(a).2 Le flux de chaleur

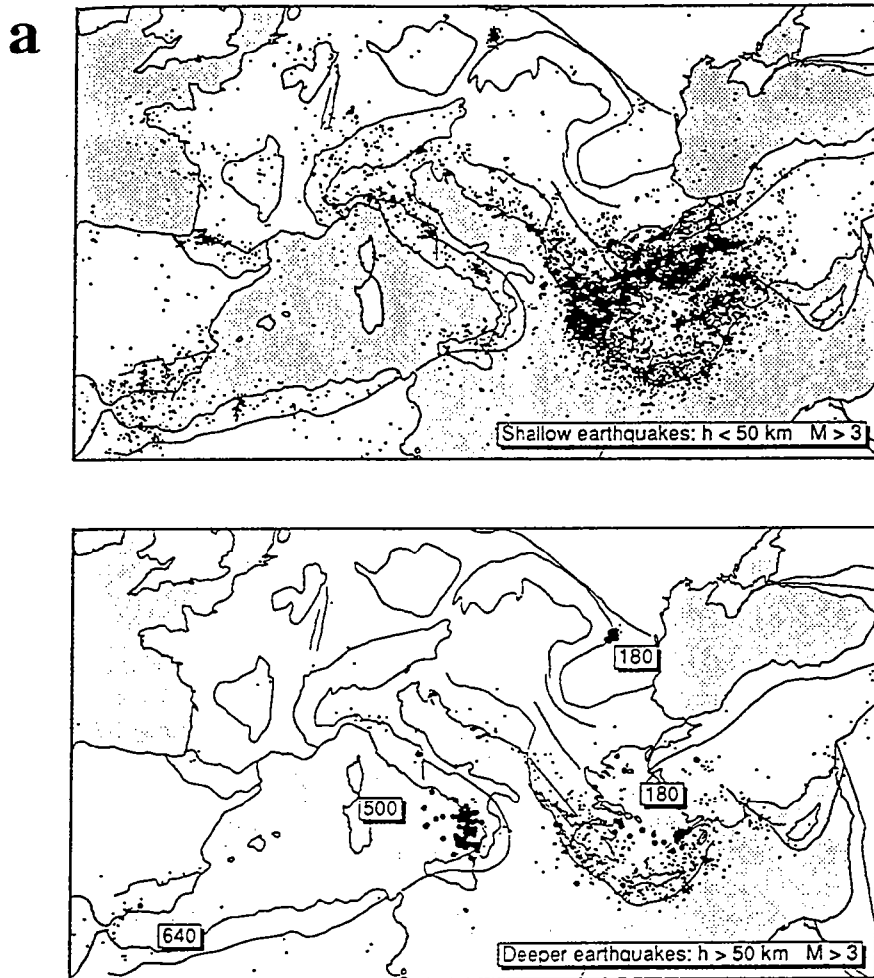
Une brusque augmentation des valeurs du flux de chaleur est observée au passage de l'arc hellénique externe (Crète), depuis les bassins ionien et levantin vers le domaine continental égéen (Jongsma, 1974; Erickson et al., 1977; Makris & Stobbe, 1984; Fig. I.23a et b). Cette augmentation est typique des domaines de marge active. Le flux de chaleur moyen dans le domaine égéen marin est estimé à 1.9-2.0 HFU. Compte tenu de l'estimation des erreurs, la valeur véritable est probablement supérieure de 10%, et possiblement de 30% (Jongsma, 1974).

(b) *L'analyse sismo-tectonique*

Le domaine égéen est le lieu d'une intense activité sismique (Fig. I.24a, b et c). L'activité est maximale au sein d'une large couronne centrée sur l'archipel des Cyclades et la mer de Crète, ces deux régions apparaissant relativement peu sismiques. Les études sismo-tectoniques font ressortir les points suivants :

1- Le régime est compressif le long des fossés profonds entourant l'arc égéen externe (fossés sud-helléniques), marquant le mouvement de convergence entre la lithosphère africaine et l'Egée (McKenzie, 1972, 1978; Le Pichon & Angelier, 1979; Taymaz et al., 1990; Fig. I.25a). Comme remarqué par Le Pichon & Angelier (1979), les mécanismes au foyer suggèrent une certaine dispersion de la direction de raccourcissement moyenne le long des fossés, de NE-SW à l'ouest de la Grèce continentale, à NNE-SSW à partir de la Crète et vers l'est. Les données les plus récentes confirment cette tendance (Anderson & Jackson, 1987; Taymaz et al., 1990; Fig. I.25b et c). La branche orientale des fossés sud-helléniques étant orientée NE-SW (face au bassin levantin), la direction de convergence NNE-SSW suppose une forte composante oblique au mouvement de subduction. Cette composante oblique ne s'exprime par des mécanismes au foyer décrochants qu'à l'extrémité orientale de l'arc (Fig. I.25a).

L'analyse de Taymaz et al. (1990) révèle en outre l'existence au sud de la Crète de plusieurs mécanismes au foyer en décrochement ou en faille inverse indiquant un raccourcissement E-W (Fig. I.25c et d). Les épïcêtres de ces séismes sont situés dans le panneau en voie de subduction, pour la plupart à proximité des fossés sud-helléniques, mais aussi plus en avant, sous la Ride est-méditerranéenne. Ce raccourcissement E-W,



Shallow seismicity (top) and intermediate and deep seismicity (bottom) for years 1964–1982, $M > 3$. Large dots in the bottom panel indicate earthquakes with depths greater than 150 km. Labels indicate maximum depths (in km) of seismicity in southern Spanish, Tyrrhenian, Aegean and Vrancea (Rumanian) zones.

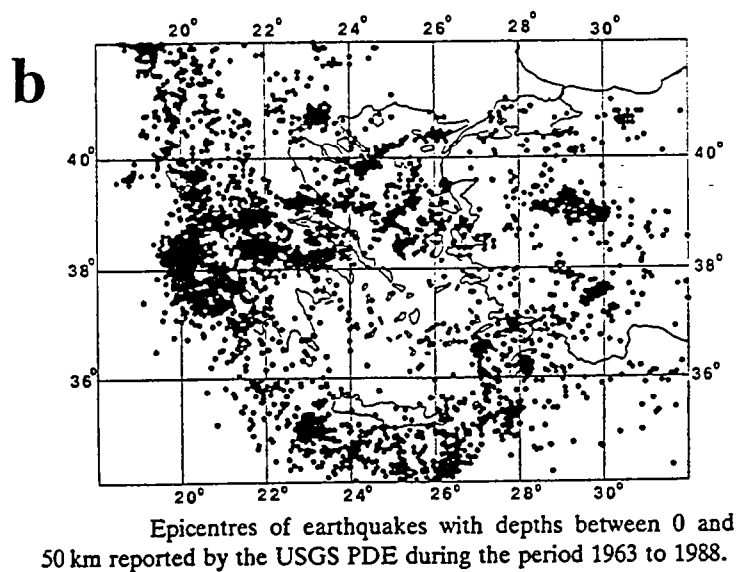
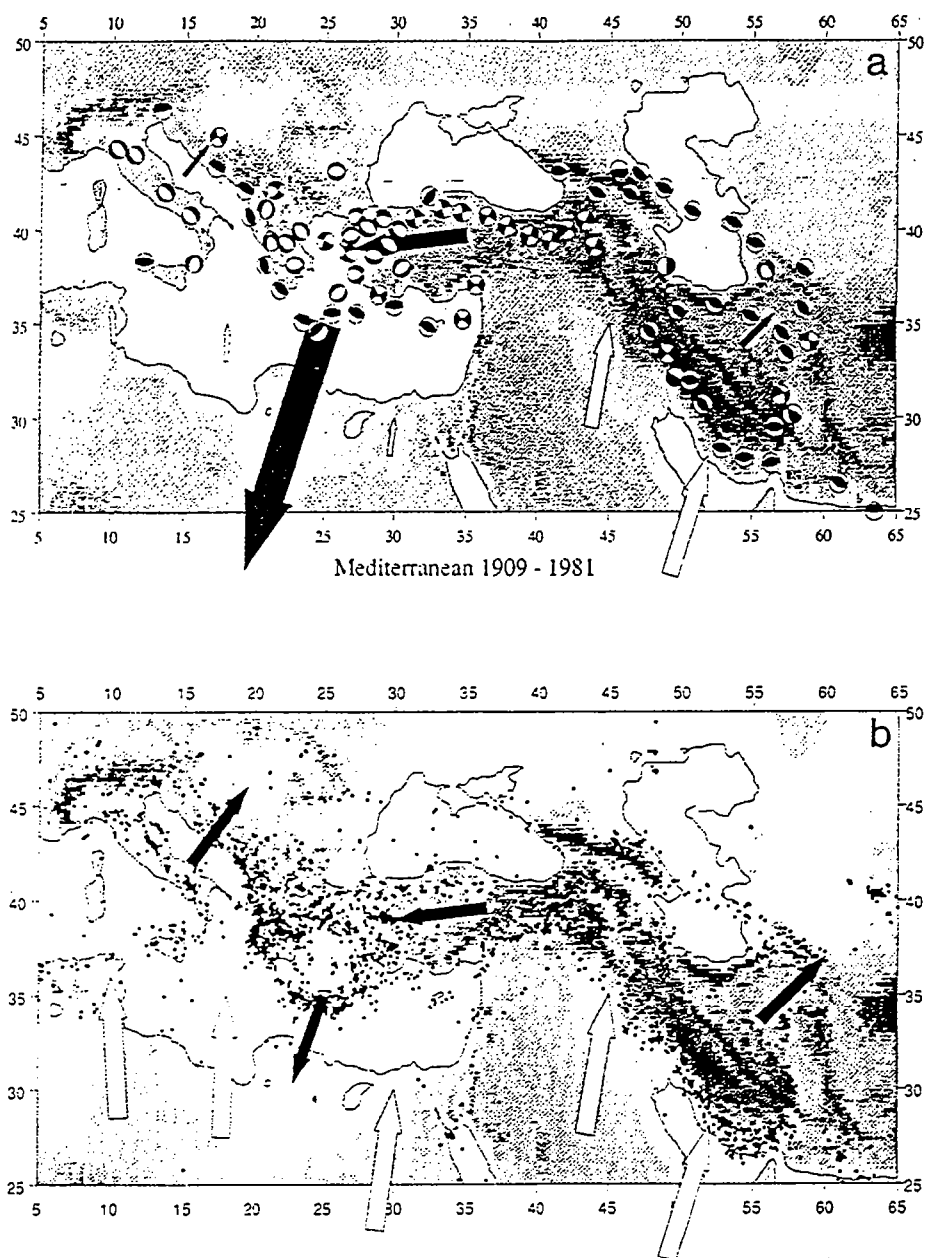


Fig. I.24: La distribution de la sismicité dans le domaine égéen.
 (a) Situation générale au sein de la Méditerranée, d'après Wortel & Spakman (1992).
 (b) D'après Taymaz et al. (1991).



Distributions of topography and seismicity in the Mediterranean region. Surface height is indicated qualitatively in each figure, with the darkest shades corresponding to highest elevations. Arrows show the orientations of the relative motions of the rigid blocks in the region with respect to Eurasia. Open arrows are for the motions of the major plates (Africa and Arabia) (from Chase 1978) at the locations indicated; solid arrows are for the smaller, relatively aseismic blocks of the Adriatic, central Turkey, central Iran, and the southern Aegean. The lengths of the arrows in (a) are proportional to the magnitudes of the relative velocities; the scale is given by the longest arrow, which corresponds to the movement of the southern Aegean Sea at 70 mm yr^{-1} with respect to Eurasia (Jackson & McKenzie 1988). In (b), arrows indicate only directions of relative motion. The tail of each arrow lies on the block whose movement it represents. (a) Focal mechanisms for the largest earthquakes of this century within this region (Jackson & McKenzie 1984, 1988); only selected events are plotted, to avoid overcrowding. (b) Seismicity of the Mediterranean region. Dots indicate the epicenters of earthquakes of magnitude $m_s \geq 4$ located by the US Geological Survey in the interval 1961-81.

Fig. I.24: La distribution de la sismicité dans le domaine égéen.
(c) D'après England & Jackson (1989).

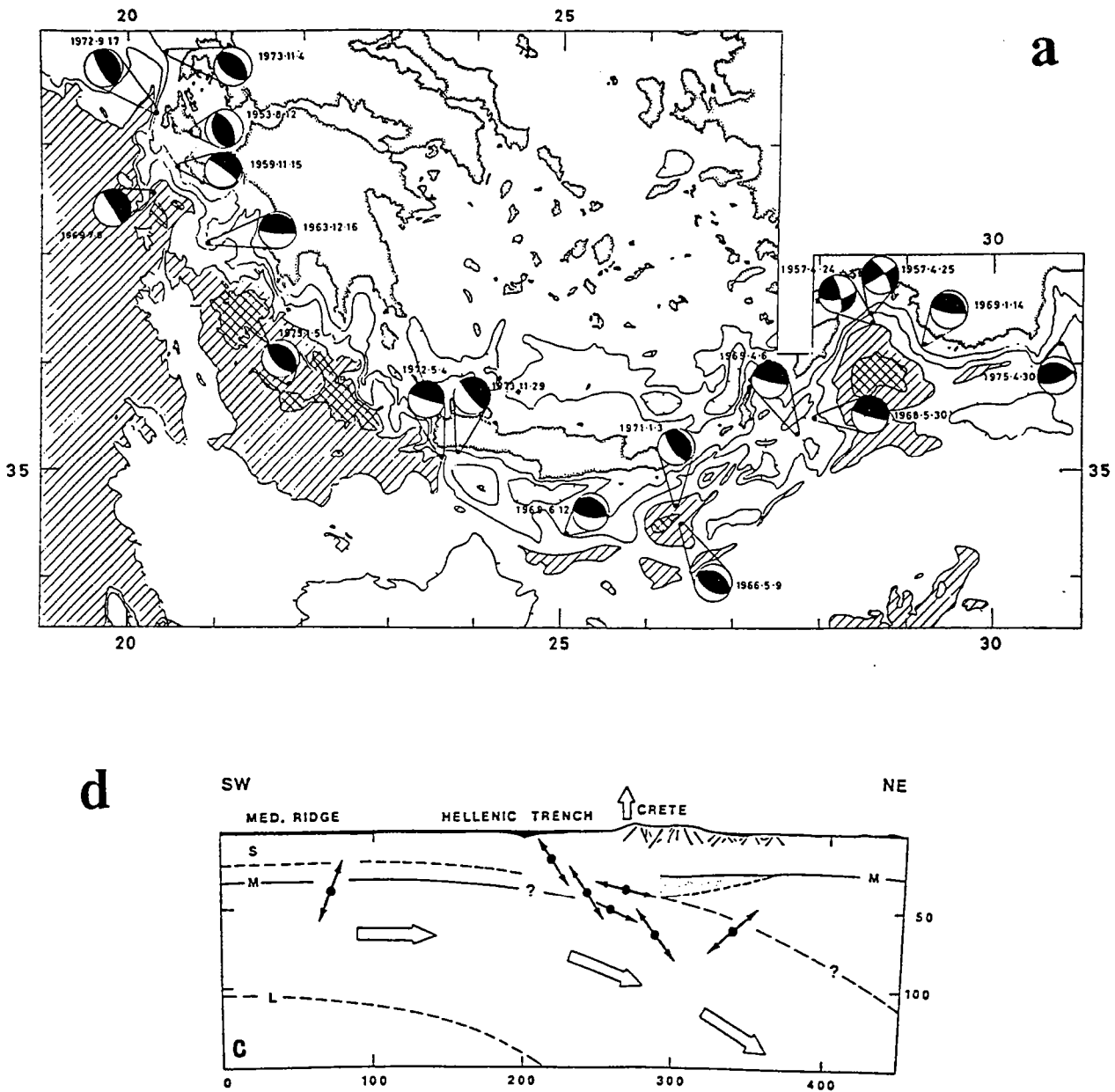


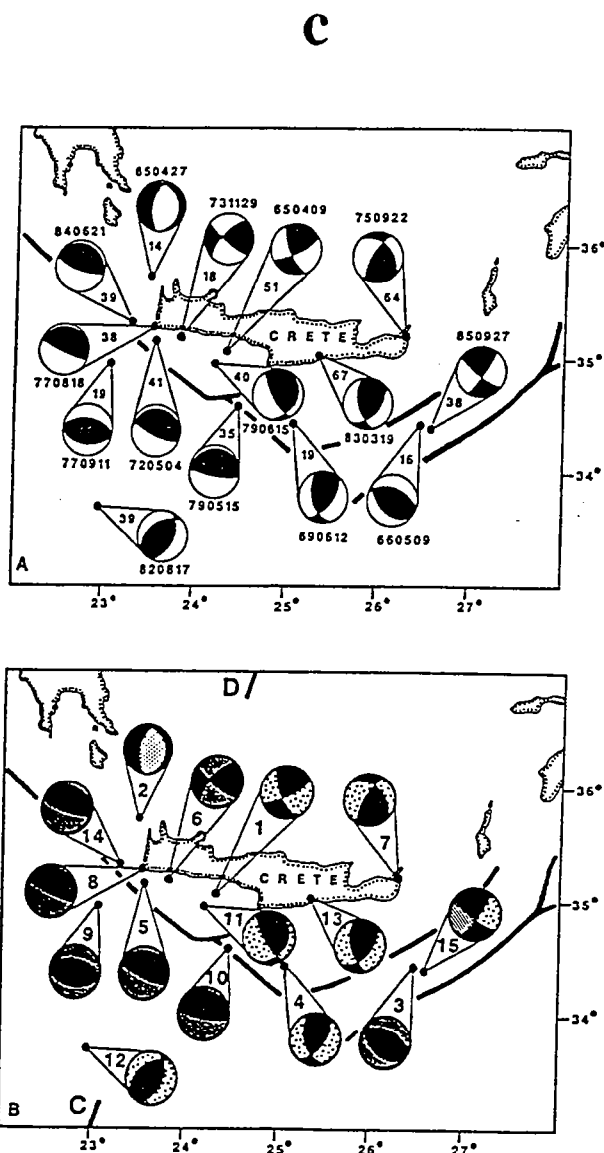
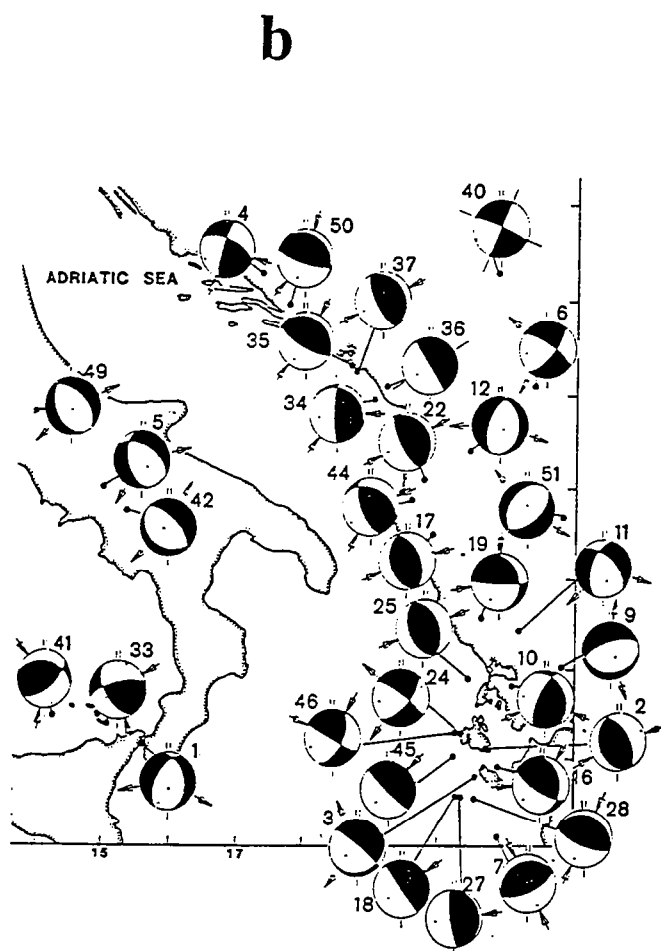
Fig. I.25: La sismicité de l'arc égéen externe.

(a) Distribution des mécanismes au foyer, d'après McKenzie (1978).

(b) Idem, détail sur l'extrémité nord-ouest de l'arc, d'après Anderson & Jackson (1987).

(c) Idem, détail sur le sud de la Crète, d'après Taymaz et al. (1990). Noter certains changements (séismes des 12.6.1969 et 29.11.1973) par rapport à (a). De même, le séisme 24 en (b) correspond au séisme du 17.9.1972 en (a).

(d) Orientation en coupe des axes en tension pour les mécanismes au foyer du sud de la Crète indiquant un raccourcissement \approx E-W (voir en c). D'après Taymaz et al. (1990).



(a) This figure shows the minimum misfit fault plane solutions of the earthquakes studied in this paper. That of 1965 April 27 is from Lyon-Caen *et al.* (1988). Focal spheres are lower hemisphere equal area projections, with compressional quadrants shaded. Next to each sphere is the date of the event (year, month, day) and enclosed in the two lines joining the sphere to its ISC epicentre is the centroid depth in km. The dark lines show the deepest parts of the various branches of the Hellenic Trench, adapted from Angelier *et al.* (1982). (b) The same fault plane solutions as in (a), but with shading of the dilatational quadrants to show to which group each belongs in our analysis. The normal fault NW of Crete (group a) has dense stippling. Thrust or reverse faulting on roughly E-W planes and the shallow strike-slip fault in SW Crete (groups b and c) have dark shading. These earthquakes all have one slip vector with a NNE orientation. The events with roughly E-W P axes and N-S T axes (group d) are lightly stippled. Note that the earthquake of 1985 September 27 (no. 15) has the shading of both groups (b)/(c) and (d), as it could belong to either, though our preference is for group (d) (see text). The numbers next to each sphere identify each event in the cross-section along the line C-D (Fig. 17) and in Tables 1 and 3.

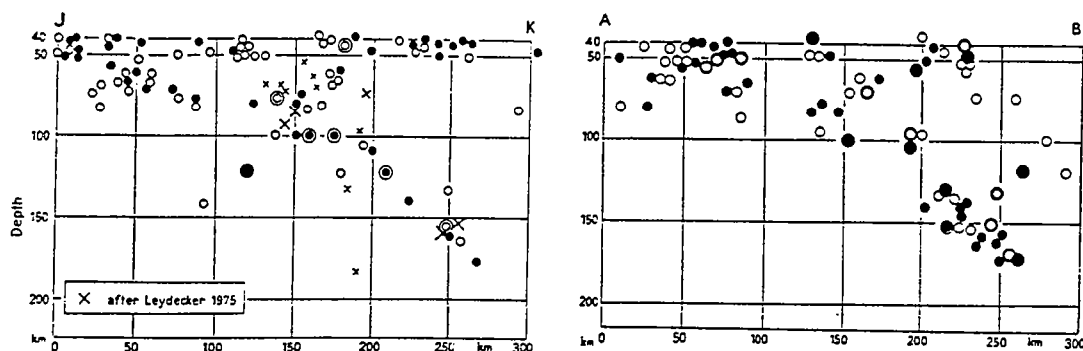
perpendiculaire à la direction déterminée au niveau des sédiments de la ride (e.g., Le Pichon, 1982), est plutôt inattendu et permet de mettre en doute l'idée selon laquelle la collision frontale est déjà initiée entre le promontoire lybien et la Crète (cf ci-dessus, paragraphe a-1).

2- Les épencentres des séismes subcrustaux définissent un plan de Wadati-Benioff plongeant vers le nord depuis les fossés sud-helléniques jusqu'à environ 170 km de profondeur sous le domaine égéen (Papazachos & Comninakis, 1971; Richter & Strobach, 1978; Hatzfeld & Martin, 1992; Fig. I.26a). Cette profondeur maximale des séismes a longtemps été considérée comme marquant l'extrémité du panneau de lithosphère subducté, et constitue la donnée de base d'un calcul ayant conduit à estimer à 13 Ma l'âge de l'initiation de la subduction (Fytikas et al., 1976; Le Pichon & Angelier, 1979). Cet âge, longtemps considéré comme une référence fiable par la plupart des auteurs, est remis en question depuis la publication des résultats de l'analyse tomographique du manteau sous le domaine égéen (Spakman et al., 1988), discutés plus loin.

Les contours isobathes de la sismicité profonde indiquent que la forme du plan de subduction ainsi défini n'est pas symétrique par rapport aux fossés sud-helléniques (Hatzfeld & Martin, 1992; Fig. I.26b) : au nord-ouest de la Crète, le plongement de la partie peu profonde du panneau lithosphérique est faible ($\approx 10^\circ$) sur une distance d'environ 200 km, et devient brusquement plus fort ($\approx 45^\circ$) vers le nord, tandis qu'à l'est de la Crète, le panneau plonge assez fortement ($\approx 30^\circ$) à l'aplomb de l'arc hellénique externe. Les mécanismes au foyer des séismes profonds (macro et microsismicité) montrent pour la plupart un axe d'étirement parallèle à la pente locale du plan de Wadati-Benioff (McKenzie, 1972, 1978; Jackson & McKenzie, 1984; Taymaz et al., 1990; Hatzfeld et al., 1989, 1993; Fig. I.25d et I.26c), ce qui est compatible avec une déformation interne du panneau plongeant sous l'effet de son propre poids ("slab pull force"; Isacks & Molnar, 1971).

La limite occidentale de la zone de sismicité profonde est située à l'aplomb du canal de Corinthe; sa limite orientale est située à l'aplomb de l'extrémité sud-ouest de la Turquie, au nord de Rhodes (Hatzfeld & Martin, 1992; Fig. I.26b). Plus vers l'est, une zone de sismicité profonde est reconnue au niveau du golfe d'Antalya, définissant un plan de Wadati-Benioff incliné au nord ou au nord-est (Jackson & McKenzie, 1984; Kempler & Ben-Avraham, 1987; Fig. I.26d et e). Ceci indique que la lithosphère du bassin levantin plonge non seulement sous l'arc égéen, mais aussi sous une partie de l'Anatolie, sans qu'il soit possible de déterminer s'il existe une continuité latérale entre les deux subductions. On constate que la limite orientale de l'arc égéen, que de nombreuses données situent à la longitude du flanc ouest de la baie d'Antalya (longitude d'Isparta), ne correspond pas à la transition latérale entre subduction (?océanique) et collision

a



b

ISC 1964-1984, $z > 40$ km, $M_b > 3.5$, $N_o > 30$, $Q = 1-3$ 277 EVENTS

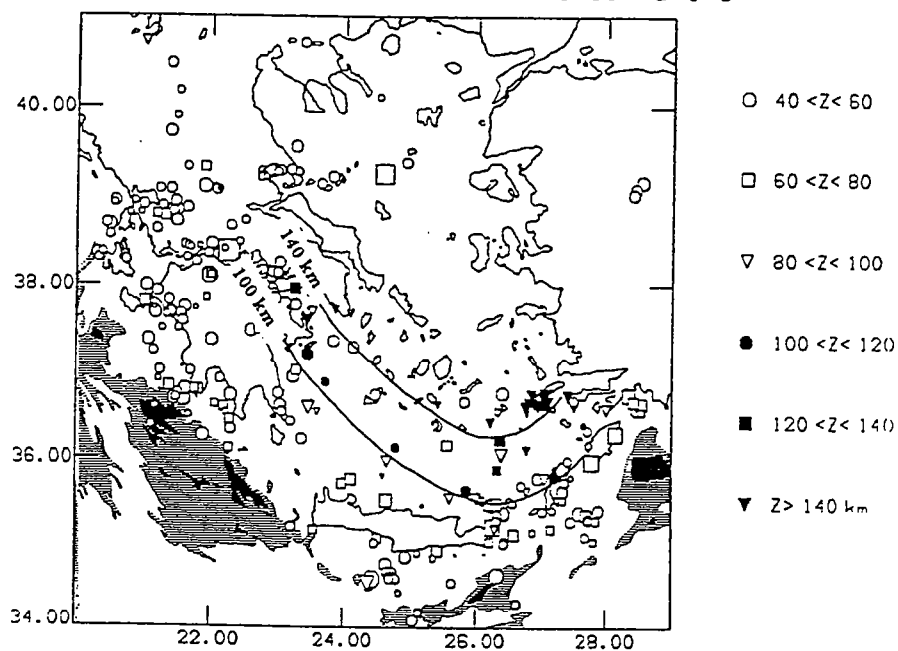
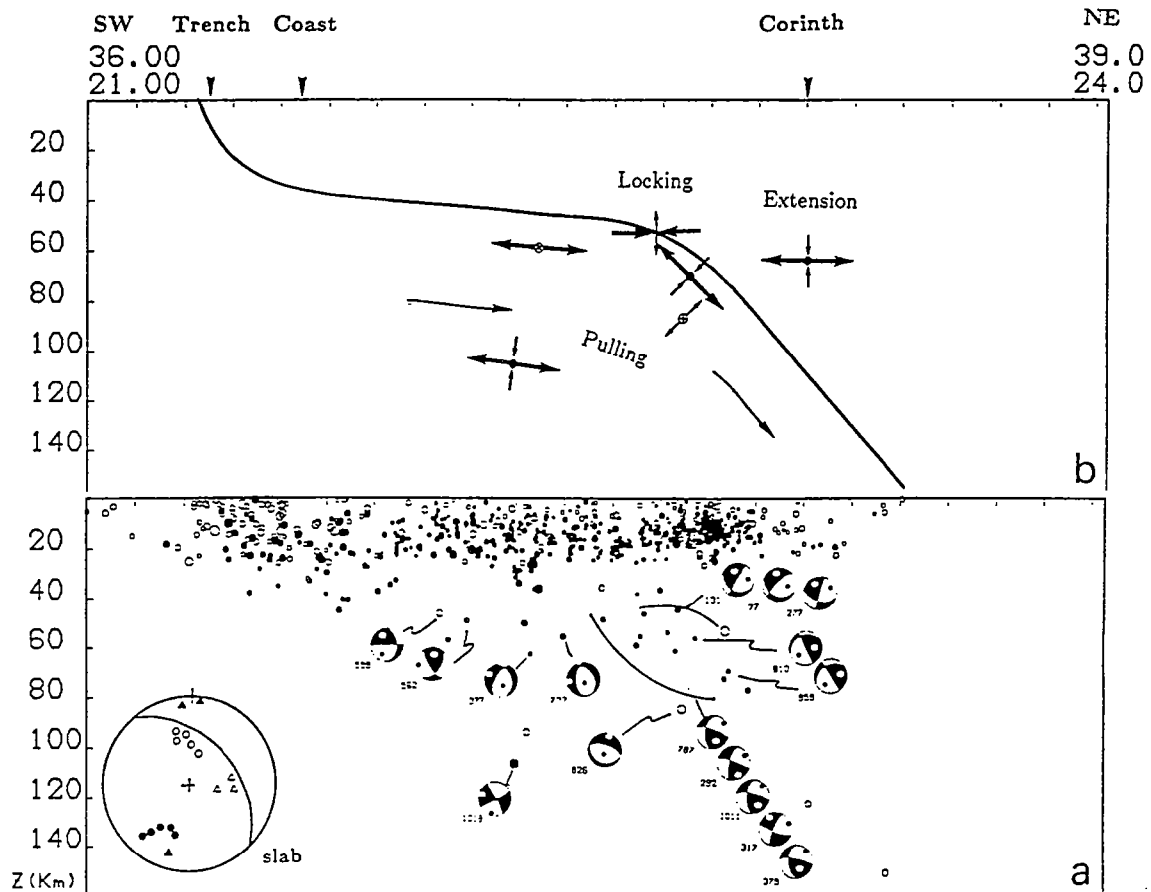


Fig. I.26: La sismicité profonde sous le domaine égéen.

(a) Plan de Wadati-Benioff défini par les épicentres des séismes depuis le fossé ionien jusqu'à l'île d'Eubée (à gauche, coupe orientée WSW-ENE) et depuis le fossé levantin jusqu'à l'est des Cyclades (à droite, coupe orientée SSE-NNW). D'après Richter & Strobach (1978).

(b) Carte de répartition des épicentres des séismes subcrustaux en fonction de leur profondeur, d'après Hatzfeld & Martin (1992).



Cross-section across the Peloponnese striking NE-SW as shown in Fig. 2. (a) *Data*: We observe the shallow dipping slab for the first 200 km, and a sudden dipping of the subduction beneath Argolida. Focal mechanisms are back hemisphere projection. (b) *Interpretation*: We represent only the P- and T-axes, when it is perpendicular to the cross-section it is a cross within a circle. We use thick arrows for the assumed main driving force. Most of the focal mechanisms located within the slab show a T-axis plunging the same as the slab, there are consistent with the pulling of the subducted slab. This is also shown by the inset which represents the focal sphere with the trace of the slab, the P-axes (black symbol), the T-axes (open symbol). We observe thrust faulting where the dip changes abruptly, due to a probable locking. Extension is observed down to 70 km beneath the Gulf of Corinth.

Fig. I.26: La sismicité profonde sous le domaine égéen (suite).
 (c) Coupe depuis le sud-ouest du Péloponnèse jusqu'au golfe de Corinthe, montrant la localisation et la nature de l'activité microsismique et son interprétation, d'après Hatzfeld et al. (1989).

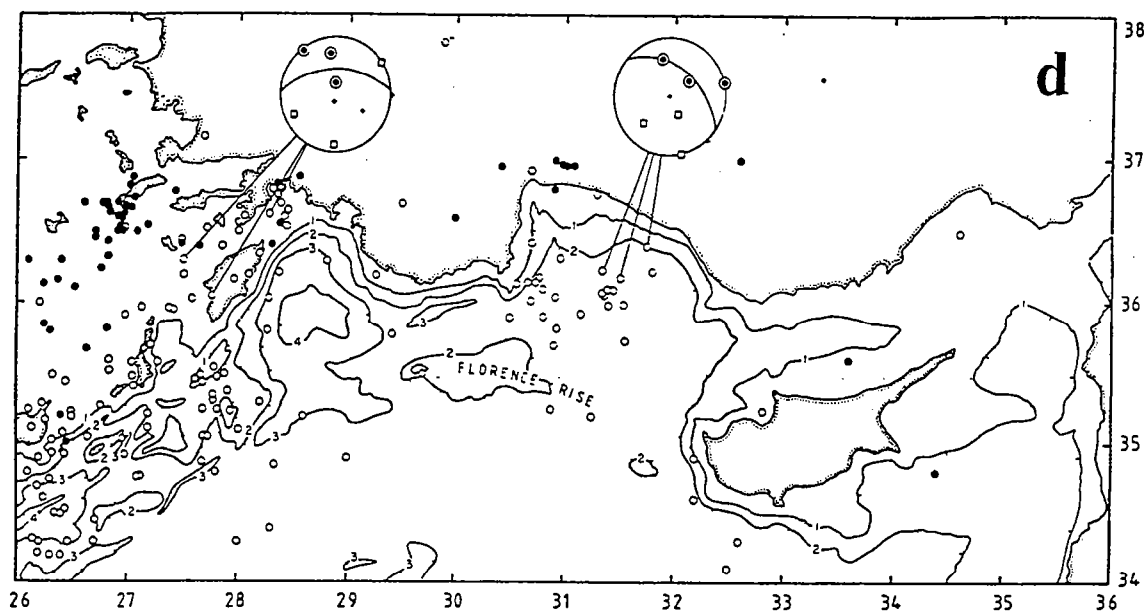
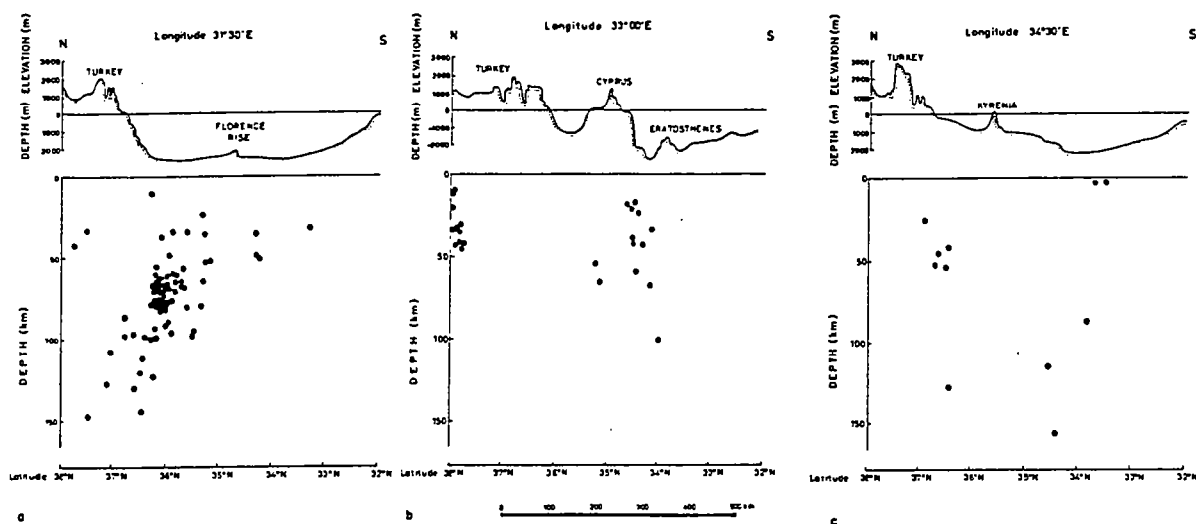


Figure 11. Epicentres reported deeper than 50 km (open circles) and deeper than 100 km (filled circles) in SW Turkey during the period 1961 January to 1980 December. Bathymetry in kilometre intervals is from Morelli, Pisani & Gantar (1975). Also shown are the projections of the *P*-axes (squares), *T*-axes (bull's-eyes) and null axes (crosses) of the subcrustal shocks near Rhodes and Antalya Bay, with the approximate dip and strike of the inclined seismic zone in each case.



Earthquake hypocenters from three 80 km wide longitudinal strips, that were projected to the location of three bathymetric profiles in the (a) western, (b) central and (c) eastern segments of the Cyprian Arc. Data are from ISC epicenter catalog.

Fig. I.26: La sismicité profonde sous le domaine égéen (suite et fin).

(d) Carte des épacentres des séismes subcrustaux vers l'extrémité orientale de l'arc égéen, d'après Jackson & McKenzie (1984).

(e) Profils de distribution des épacentres des séismes à l'est de l'arc égéen, d'après Kempler & Ben-Avraham (1987).

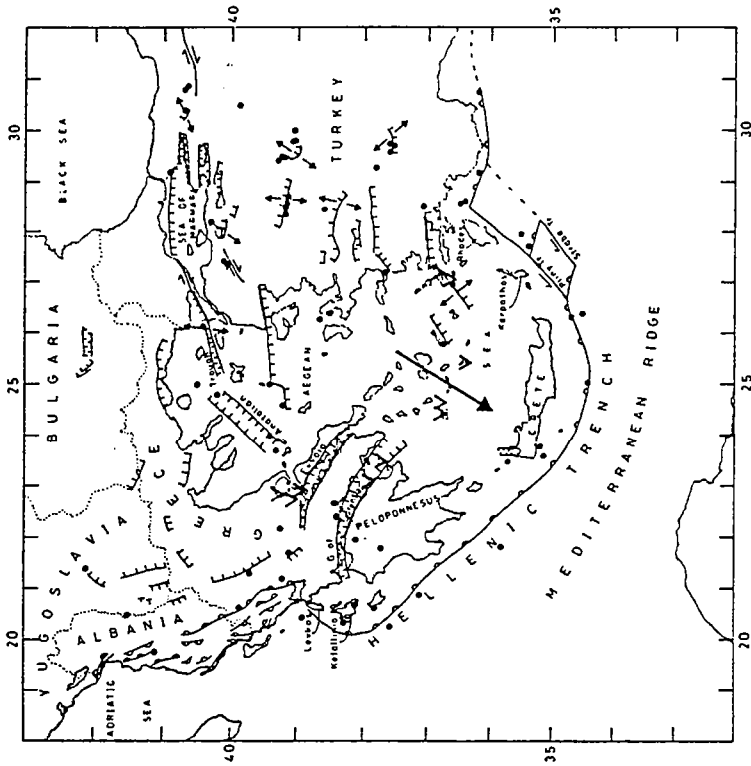


Figure 18. Summary of the present deformation of the Aegean region. Normal faults are shown as long curved lines with short lines at right angles on the downthrown side. Thrust faults are lines with open semicircles on one side. Except for the thrust fault along the SW side of the Hellenic Arc, where the semicircles are on the overriding side of the fault, the side on which the semicircles are has no significance. Solid dots mark epicentres of shocks for which mechanisms are available and which are believed to be produced by the observed surface deformation. The directions of motion obtained from fault plane solutions are shown by arrows. The long heavy arrow shows the direction of relative motion between the Aegean and Africa taken up by the Hellenic Arc. Heavy Vs mark sites of recent volcanism, taken from Ninkovich & Hayes (1972). Because the period for which accurate instrumental locations for epicentres is so short, and because faults not visible on the *Landsat* mosaics have produced at least two major shocks in this area since 1928, this figure should not be used as a guide to seismic risk. Many more faults than those shown must be active.

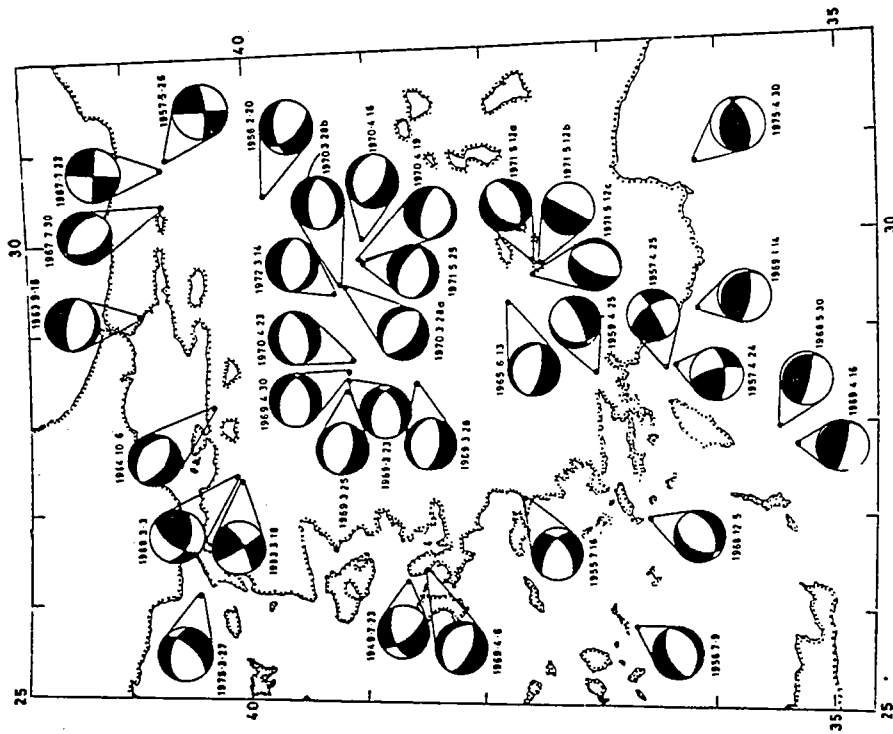
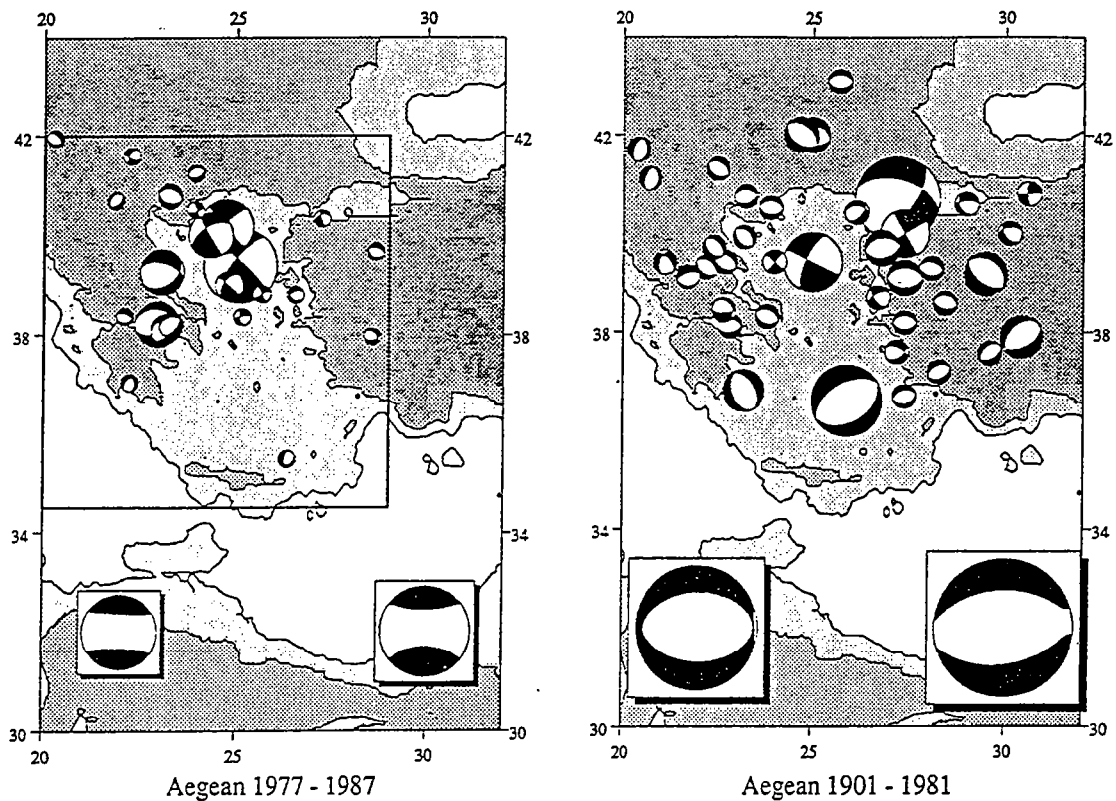


Fig. I.27: La sismicité à l'intérieur du domaine égéen.
 (a) Distribution des mécanismes au foyer dans l'ouest de la Turquie, et interprétation générale, d'après McKenzie (1978).

continentale. Cette transition semble s'effectuer plus à l'est, à l'extrémité occidentale de Chypre (Kempler & Ben-Avraham, 1987; Fig. I.26e).

3- A l'intérieur du domaine égéen (Fig. I.24c, I.27a, b, et c), la sismicité traduit un régime d'extension globalement N-S dans l'est et le centre de la Grèce continentale (région du golfe de Corinthe-presqu'île du Pélion), dans le nord de la Grèce (nord de la Chalcidique), ainsi que dans le centre de la Turquie occidentale (McKenzie, 1972, 1978; Jackson et al., 1982; Eyidogan & Jackson, 1985; Ekström & England, 1989; Ambraseys & Jackson, 1990; Taymaz et al., 1991). Selon l'analyse récente de Taymaz et al. (1991; Fig. I.27c), la direction d'extension est N-S ou légèrement décalée vers le NNW en Grèce continentale (comparer avec Ekström & England, 1989; Fig. I.27b). L'extension est légèrement déviée vers le NNE dans l'ouest de la Turquie (McKenzie, 1978; Eyidogan & Jackson, 1985; Zanchi & Angelier, 1993; Fig. I.27a); elle devient NNW-SSE à NW-SE dans le sud de la Turquie occidentale, et vers l'ouest jusque dans la partie orientale de la région des Cyclades (îles du Dodécanèse et sud-est des Cyclades; Fig. I.27a et b).

4- Dans le domaine marin au nord des Cyclades (domaine nord-égéen), la sismicité traduit un régime de raccourcissement E-W et d'allongement N-S (Fig. I.27b et c). La physiographie du domaine sous-marin indique que les accidents actifs correspondent aux plans nodaux à jeu dextre, d'orientation ENE-WSW près de la côte turque, et NE-SW près de la côte grecque, définissant une série de décrochements dans le prolongement occidental de la faille nord-anatolienne (McKenzie, 1978; Dewey & Sengör, 1979; Lybéris, 1984; Taymaz et al., 1991; Fig. I.20 et I.27d). Seuls certains mécanismes décrochants à proximité des trois péninsules de la Chalcidique peuvent éventuellement traduire un jeu des plans nodaux sénestres NW-SE (e.g., Mercier, 1977; Fig. I.13a et I.20). Les mécanismes au foyer en faille normale sont restreints aux abords immédiats de la côte, entre les îles de Lesbos et Chios près de la côte turque, et au large de l'île de Skyros, au nord-est de l'Eubée (Fig. I.27c). Inversement, il n'existe à terre aucun indice clair d'un prolongement vers le sud-ouest des décrochements dextres du domaine marin nord-égéen, et en particulier du décrochement majeur du fossé nord-égéen, qui semble s'interrompre brusquement au niveau des îles Sporades (Fig. I.17a, I.20, I.27c et d). Le mécanisme par lequel le mouvement dextre est transmis vers le sud-ouest à travers la Grèce continentale est l'objet d'un important débat (McKenzie, 1972, 1978; Dewey & Sengör, 1979; McKenzie & Jackson, 1983; Taymaz et al., 1991). Taymaz et al. (1991) ont proposé un modèle en "lattes brisées", assez voisin de celui de Dewey & Sengör (1979), dans lequel le cisaillement dextre du domaine nord-égéen est diffus, et accommodé vers l'ouest par la rotation horaire et la déformation par failles normales de l'ensemble de la Grèce continentale (Fig. I.27e; comparer avec I.27d). Ce modèle rejoint l'interprétation

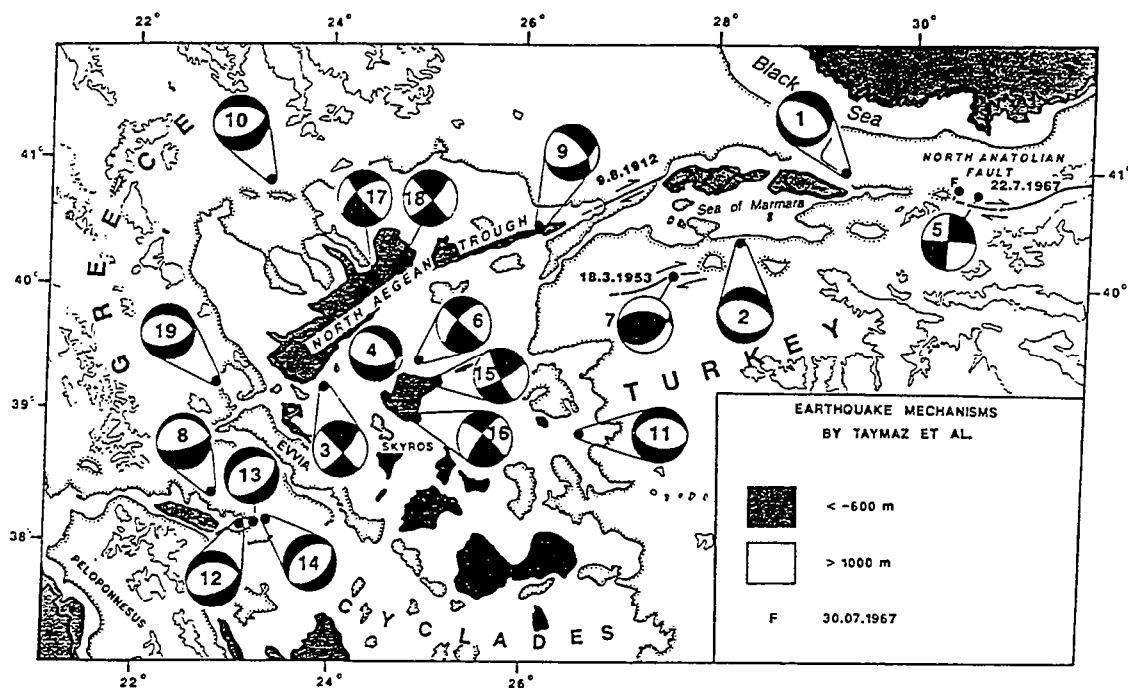


Locations and focal mechanisms of shallow earthquakes occurring in the Aegean between 1977 and 1987; only earthquakes occurring in the extensional part of the Aegean realm are used in this study. The box at the lower right of the figure contains the representation of the summed moment tensors for the entire region (Table 1). (The light and dark sectors are separated by the nodal surfaces of the moment tensor, exactly as in the conventional focal mechanism except that the sum of the moment tensors is not necessarily a double couple, so the nodal surfaces are not orthogonal.) The rectangle has approximately the dimensions X , Y , that are given in Table 2. The box at the lower left of the figure contains the representation of the sum of all the moment tensors except that of the largest earthquake. The focal mechanisms, and the representation of the summed moment tensors, are plotted with their area proportional to their scalar moment. An earthquake with scalar moment 10^{20} N m would be represented by a symbol of radius 175 km. Earthquakes with scalar moments smaller than 2.5×10^{18} N m are plotted as symbols of constant size.

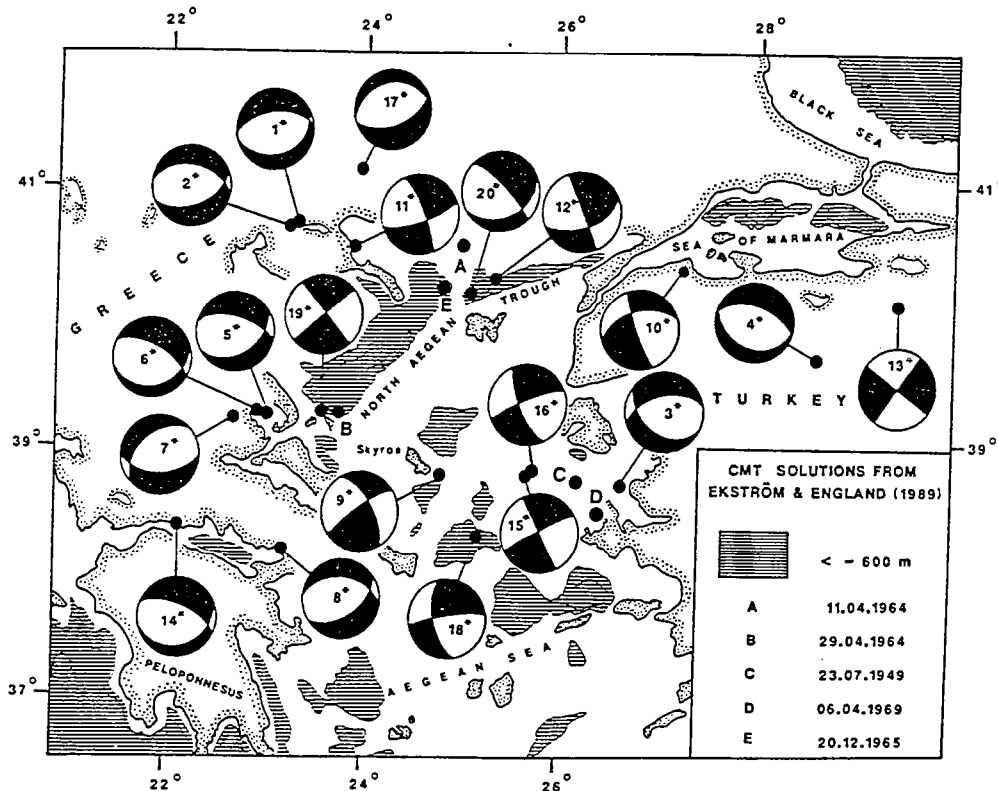
for the interval 1909–1981 [Jackson and McKenzie, 1988]. An earthquake with scalar moment 10^{20} N m would be represented by a symbol of radius 100 km. Earthquakes with scalar moments smaller than 2×10^{19} N m are plotted as symbols of constant size.

Fig. I.27: La sismicité à l'intérieur du domaine égéen (suite).

(b) Distribution des mécanismes au foyer pour deux périodes différentes, et représentation semblable de la somme des moments des tenseurs sismiques (encarts inférieurs), d'après Ekström & England (1989).



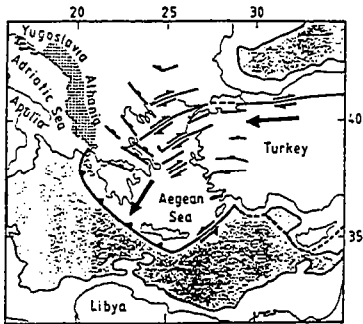
Lower hemisphere projections of the focal mechanisms corresponding to the minimum misfit solutions of the earthquakes studied by us and by Liotier (1989). Compressional quadrants are shaded. Numbers identify the events in Table 1. Also shown are the faults that moved in the 1912, 1953 and 1967 earthquakes in NW Turkey, and the epicentre of the large aftershock of the 1967 Mudurnu earthquake, marked F.



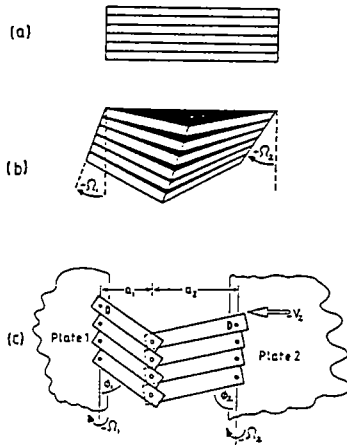
Focal mechanisms corresponding to the best double couple solutions of the CMT inversions reported by Ekström & England (1989) or the USGS PDE. Numbers identify the events in Table 2. The epicentres of a number of events that were too small for body waveform analysis using our procedure, but which were large enough to obtain first motion solutions using long-period WWSSN instruments, are marked A to E (see inset).

Fig. I.27: La sismicité à l'intérieur du domaine égéen (suite).
 (c) Distribution des mécanismes au foyer dans le nord du domaine égéen, d'après Taymaz et al. (1991).

d

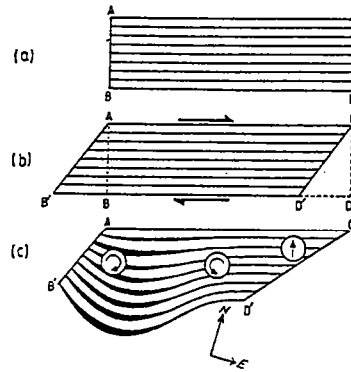


Sketch of the motions in the Aegean region. Faults are shown simplified and by thick lines: those with predominantly normal faulting have blocks in their hanging walls; predominantly strike-slip faults are marked by arrows. The Hellenic Trench has filled teeth on the overriding (Aegean) side. The dark shaded regions of the Mediterranean and Black Seas have water depths greater than 1000 fathoms (1800 m) and are approximately coincident with the regions underlain by oceanic crust. Continental crust is in white. Large arrows show the westward motion of Turkey and SW motion of the southern Aegean, both relative to Eurasia. The hatched region of coastal Yugoslavia and Albania is where active continental shortening and thickening are occurring, caused by the collision of this region with the Adriatic and Apulia platforms. It is this collision that resists the westward motion of Turkey, Greece and the Aegean, and forces the Aegean Sea SW, where it can easily override the Mediterranean oceanic crust in the Hellenic Trench.

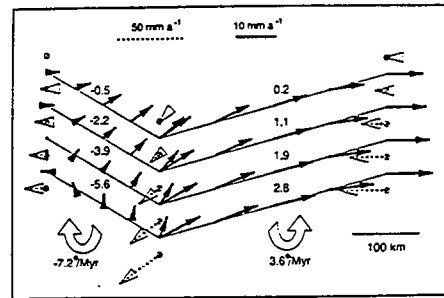


Sketches to illustrate the rotation of broken parallel slats. (a) Starting configuration, with parallel slats. (b) The right-hand margin of the slats has rotated more than the left. This has caused shortening parallel to the slats, which has been compensated by a rotation and breaking of the slats, which separate to produce gaps (in black). Compare with Fig. 14(c). (c) A simple model of broken rotating slats, which can be constructed with wood and screws. Filled circles are screws that attach the slats to the margins of plates 1 and 2. Open circles are screws that join only the two arms of each broken slat. The margins rotate at different rates, and the top screw (D) on the right-hand side can have a velocity $-V_2$ relative to the top screw (O) on the left-hand side. The analytical expressions for the velocity field in this model are derived in Appendix C. The negative signs for the rotation rates and velocity V_2 are to be consistent with the notation of McKenzie & Jackson (1983).

e



Sketches to illustrate a simple analogue for the deformation in the Aegean region. (a) Sideways view of a book with parallel sheets of paper. (b) If the book has no binding, then simple shear of the right-hand margin, such that CD rotates to CD', produces a corresponding shear and rotation of the left-hand margin. The sheets remain in contact and do not rotate. (c) If the book (which has a soft lower cover) has a binding on its left-hand side, such that the line AB cannot increase in length, then shear of the left-hand margin, increasing the length of CD to CD', produces shortening parallel to the sheets. This is balanced by extension as the sheets bulge out and gaps (in black) appear. Circles with arrows show the senses of rotation. Note that no rotation occurs in the region where there is no extension and the sheets remain parallel and in contact. North and east arrows are to facilitate a comparison with the Aegean



Velocities and rotation rates for the broken slat model (Fig. 15c), calculated using the expressions in Appendix C, with dimensions and geometry comparable to those in the Aegean (see text). Slats are drawn in thin lines. Screws are open circles with a bar. The spacing of the screws on the left- and right-hand margins is 50 km. Slip vectors are thick lines with arrows, showing the velocity of the north side relative to the south (the same convention as in Figs 11 and 12) at the point on the slat boundary marked by the foot of each arrow. The length of each arrow is proportional to the magnitude of the velocity (see the scale at the top). Broken lines show the velocity vector of each screw (in the direction away from the screw) relative to the origin (top left hand screw): again, the length of the line is proportional to the magnitude of the velocity, with a separate scale at the top. Curled open arrows show the senses of rotations of the left- and right-hand arms, with rates given for the bottom (5th) slat on each side. Rotation rates increase downwards: the rates for the other slats are marked on each side (in $^{\circ}/\text{Myr}$). Note that the eastern set of slip vector arrows shows the distributed shear of the North Anatolian Fault.

Fig. I.27: La sismicité à l'intérieur du domaine égéen (suite et fin).

(d) Interprétation structurale du domaine nord-égéen, d'après Taymaz et al. (1991).

(e) Trois étapes d'interprétation dans le modèle cinématique de Taymaz et al. (1991).

commune selon laquelle l'extension dans le domaine égéen est la conséquence d'un raccourcissement E-W lié à l'expulsion de l'Anatolie (Turquie) vers l'ouest, depuis le front de la collision Arabie-Eurasie (McKenzie, 1972; Tapponnier, 1977; Dewey & Sengör, 1979; Fig. I.17c).

5- La sismicité le long de la bordure occidentale de la Grèce indique une variation du régime tectonique du nord au sud. Au nord du golfe d'Arta, l'activité sismique est confinée à l'intérieur du domaine continental émergé (Fig. I.24b, I.25b et I.27a), traduisant une compression ENE-WSW subperpendiculaire à la côte; plus à l'intérieur des terres, les mécanismes au foyer indiquent une extension d'orientation variée, de subparallèle à perpendiculaire à la compression (McKenzie, 1978; King et al., 1983; Anderson & Jackson, 1987; Fig. I.25b et I.28a). Au sud du golfe d'Arta, les séismes majeurs en compression ENE-WSW sont confinés en mer et au niveau des îles ioniennes (e.g., McKenzie, 1978; Fig. I.25a). Une compression grossièrement E-W est néanmoins mise en évidence par la microsismicité le long de la côte occidentale du nord et du centre du Péloponnèse (Hatzfeld et al., 1990; Fig. I.28b). Ce changement de localisation du front compressif entre le nord et le sud du golfe d'Arta coïncide avec le jeu en relais d'une importante zone de faille dextre NE-SW, située le long des îles ioniennes septentrionales (Anderson & Jackson, 1987; Kiratzi & Langston, 1991; Fig. I.25b). De nombreux auteurs (e.g., McKenzie, 1978; Le Pichon & Angelier, 1979; Taymaz et al., 1991; Fig. I.27a et d) considèrent ainsi que le golfe d'Arta correspond à la transition entre un mécanisme de collision au nord (croûte continentale adriatique contre croûte des Hellénides) et un mécanisme de subduction au sud (subduction sud-hellénique).

Entre le golfe d'Arta et la moitié du Péloponnèse, la sismicité à l'intérieur des terres indique une extension N-S, perpendiculaire à la compression du domaine côtier (McKenzie, 1978; Hatzfeld et al., 1990; Fig. I.28b). A l'abord de la péninsule occidentale du Péloponnèse, macro et microsismicité indiquent un brusque changement de la direction d'extension, qui devient à peu près E-W (Fig. I.28b'); cette extension E-W est également observée à l'extrémité occidentale de la Crète (Lyon-Caen et al., 1988; Hatzfeld et al., 1990; De Chabaliér et al., 1992; Fig. I.25c).

6- La sismicité en décrochement et en faille normale dans l'intérieur du domaine égéen est distribuée de façon discontinue, mettant en évidence l'existence de zones de failles actives majeures. C'est le cas en particulier dans le domaine nord-égéen (branches décrochantes émanant de la terminaison occidentale de la faille nord-anatolienne), dans l'est de la Grèce continentale (golfe de Corinthe-presqu'île du Pélion) et dans l'ouest de la Turquie (McKenzie, 1978; Jackson et al., 1982; Eyidogan & Jackson, 1985; Ambraseys & Jackson, 1990; Taymaz et al., 1991; Fig. I.24b, I.27a, d et I.29a). Au niveau des Cyclades et de la mer de Crète, la sismicité est réduite, ce qui peut suggérer qu'il s'agit

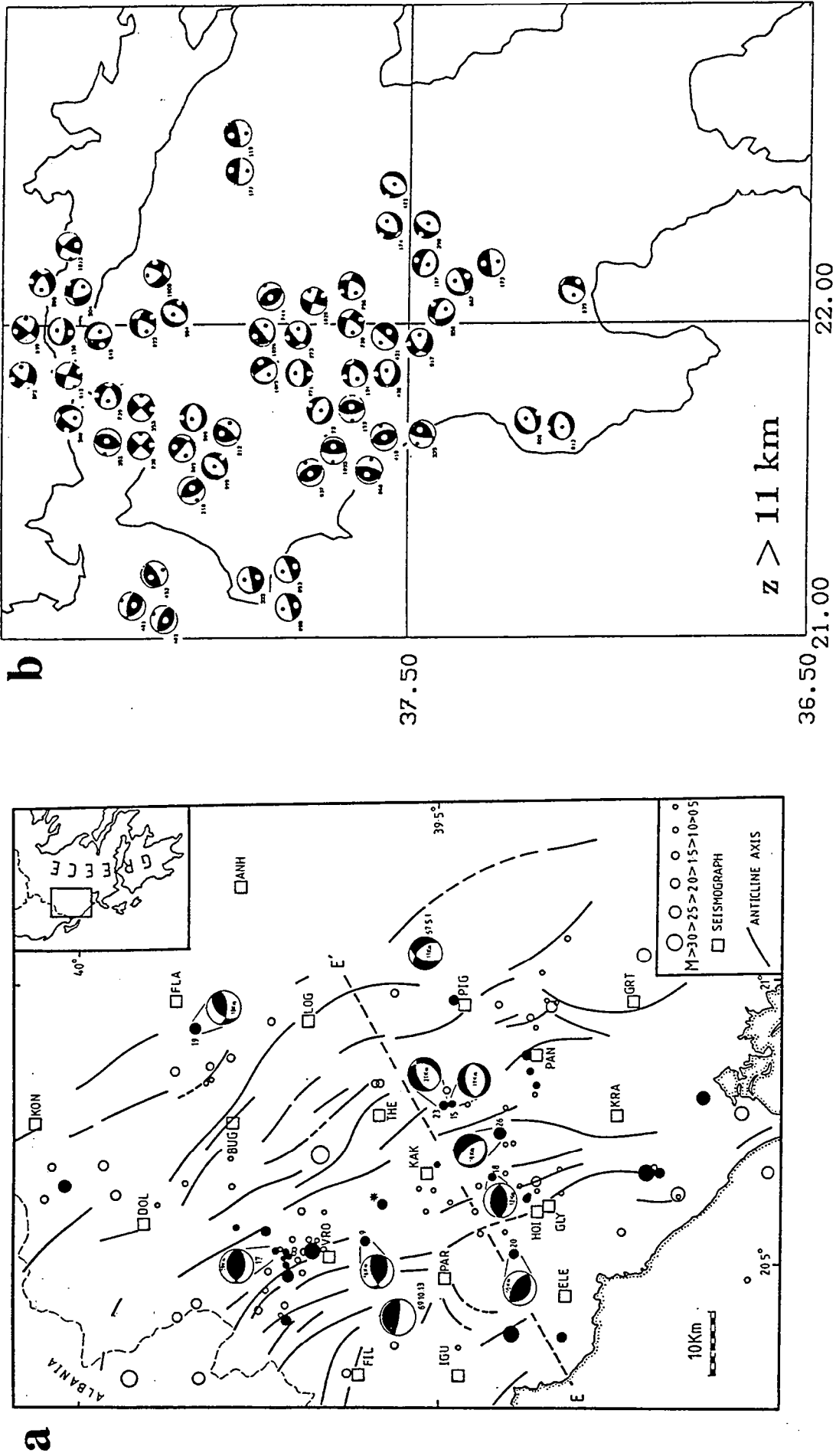
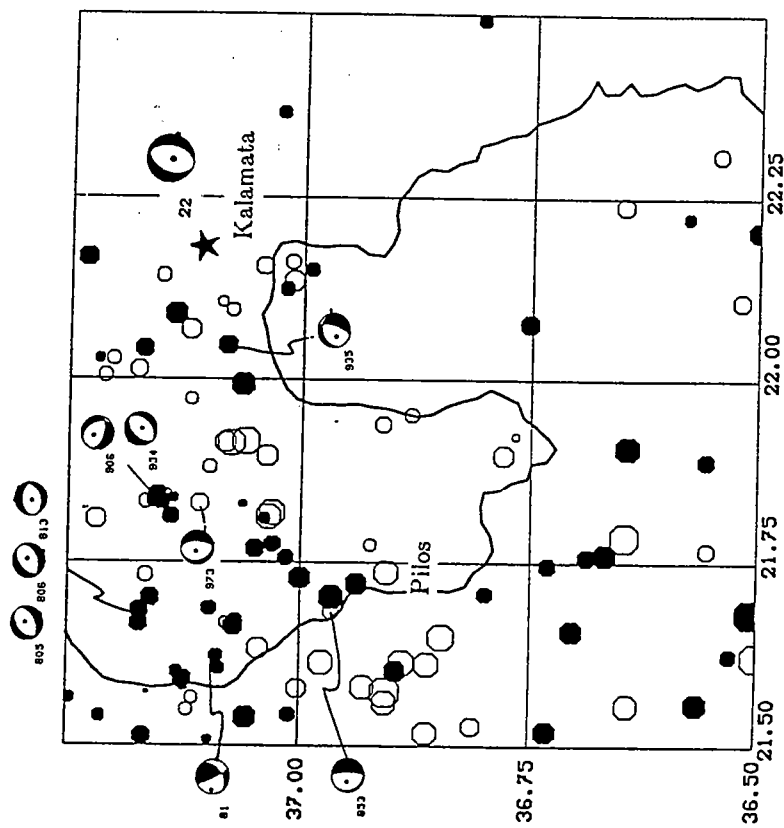


Fig. I.28: La sismicité le long de la bordure occidentale de la Grèce.
 (a) Microsismicité au nord du golfe d'Arta, d'après King et al. (1983).
 (b) Microsismicité le long du Péloponnèse occidental, d'après Hatzfeld et al. (1990).

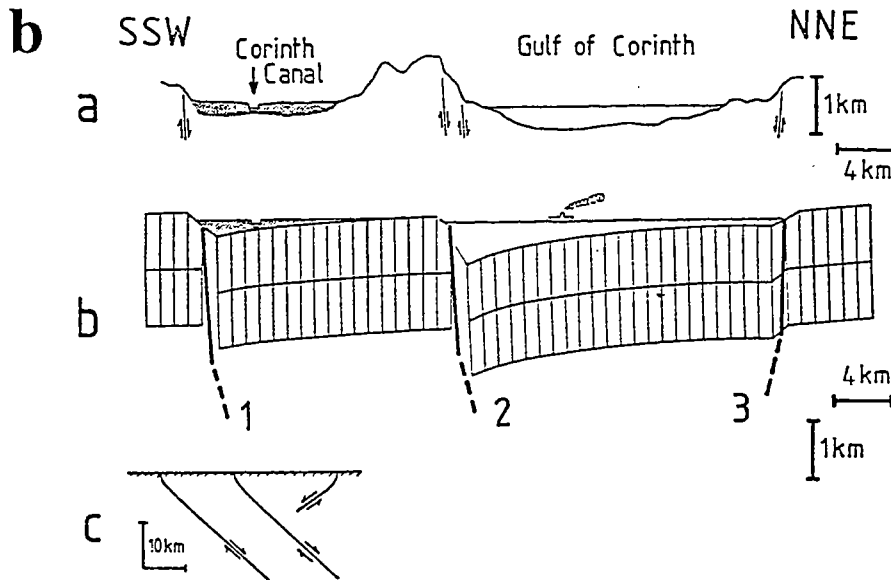
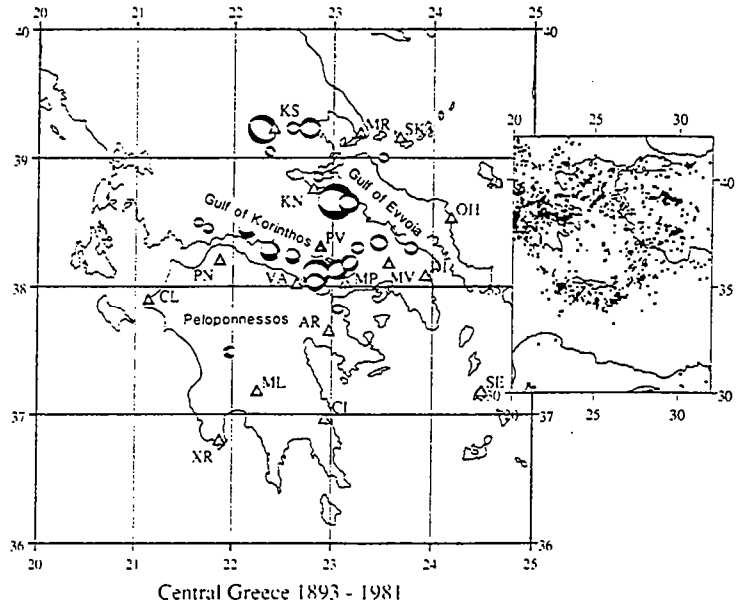
b'



Seismicity map of the Kalamata region. The star is the epicentre of the earthquake of magnitude 5.8 which occurred on 1986 September 13. Fault plane solution #22 is from Lyon-Caen *et al.* (1988).

Fig. I.28: La sismicité le long de la bordure occidentale de la Grèce.
(b') Microsismicité le long du Péloponnèse occidental, d'après Hatzfeld *et al.* (1990) :
détail sur le sud-ouest de la région.

a . Locations of the sites in the geodetic network discussed here, and fault-plane solutions for all earthquakes with magnitude $M_s \geq 5.8$ that occurred between 1890 and 1988 within that network¹¹. Fault-plane solutions were obtained from teleseismic waveform observations where possible; failing this, the strike, dip and rake were estimated from surface faulting associated with the earthquake. In the absence of these direct observations, the fault-plane solutions of nearby events, or the orientation of nearby active faulting, were used. The areas of the circles containing the fault-plane solution are proportional to the seismic moments of the earthquakes. Triangles denote sites common to the 1890s and 1988 networks as well as the two SLR sites of the 1988 network. The sites are labelled with abbreviations: KS, Kassidiaris; MR, Makra Rachi; SK, Skopelos; KN, Knimis; OH, Ochtonia; PV, Palaiovuna; MV, Megalo Vuno; DI, Dionysos SLR station; PN, Panachaikon; VA, Vaitsa; MP, Makriplaji; CL, Chlemutsi; AR, Arachneon; XR, Chrissokellaria SLR station; ML, Malevon; CI, Chionovuni; SE, Serifos. Inset shows the regional setting; small dots give the locations of earthquakes with $m_b > 5$ for the map area taken from the USGS Preliminary Determination of Epicenters.



Schematic section of the eastern Gulf of Corinth. (a) shows the topography from south of Corinth to Livadostros with a vertical exaggeration of four. The major faults crossed by the section are marked, and the marine sediments of the Isthmus of Corinth are shown by dark shading. (b) shows the final surface deformation of a fault system that first dropped the sedimented region below sea level by motion on fault 1, and then raised it by motion on fault 2. (c) shows the unexaggerated geometry of the faults used in (b) which was produced assuming motions on faults 1, 2 and 3 of 0.5 km, 1 km and 0.25 km; corresponding roughly to the heights of the scarps in the topographic section (a).

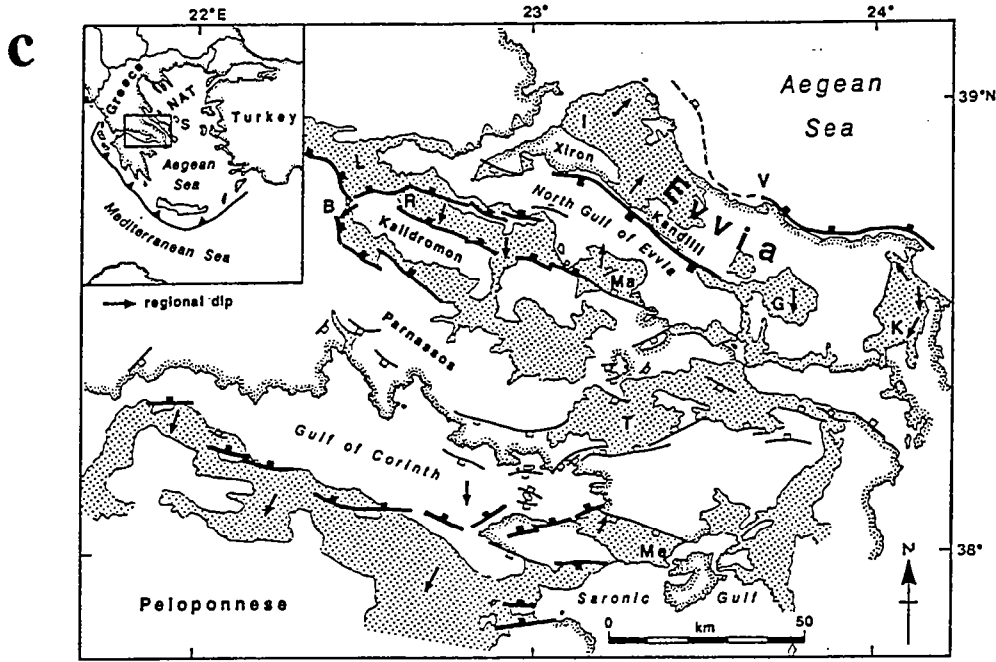
Fig. I.29: Les principales zones de failles normales actives dans l'est de la Grèce continentale.
 (a) Distribution des mécanismes au foyer pour tous les séismes importants du siècle dernier, d'après Billiris et al. (1991).
 (b) Structure du graben à l'extrémité orientale du golfe de Corinthe, d'après Jackson et al. (1982).

d'une région de faible activité tectonique. Cependant, c'est également dans les Cyclades qu'a eu lieu le séisme en faille normale de plus forte magnitude depuis le début du siècle (Ms 7.2; séisme de 1956 près d'Amorgos; e.g., McKenzie, 1978; Ambraseys & Jackson, 1990; Fig. I.27b). On peut donc se demander si le centre du domaine égéen est réellement une région de faible activité tectonique, ou bien si la déformation est équivalente à celle des régions adjacentes, mais s'exprime par des séismes forts avec un plus grand temps de récurrence. L'estimation des variations régionales de la quantité de déformation associée à la sismicité (analyse par sommation des tenseurs des moments sismiques) conduit néanmoins Jackson et al. (1992) à proposer que le centre du domaine égéen est une région de faible déformation sismique, quand bien même un séisme de Ms 6.5 se produirait prochainement dans cette région.

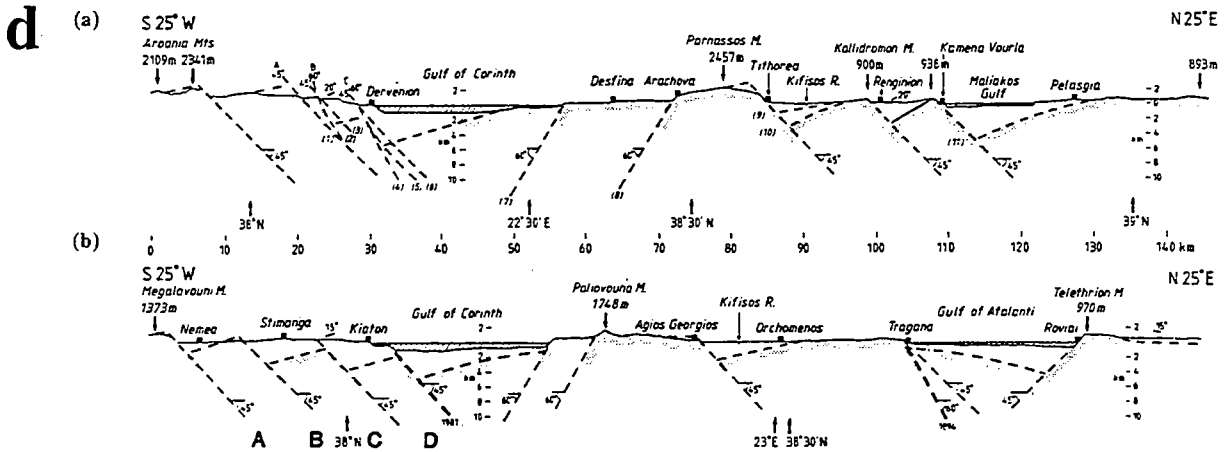
7- La série de séismes ayant affecté la région de Corinthe en février-mars 1981 a permis une analyse sismo-tectonique fine de la déformation associée au fonctionnement d'un graben (Jackson et al., 1982; King et al., 1985; Vita-Finzi & King, 1985). Ces études montrent que le graben du golfe de Corinthe est asymétrique (Fig. I.29b), bordé au sud par une zone de faille principale qui contrôle la subsidence au centre du graben et la surrection du compartiment situé au sud. Le flanc nord du graben est bordé par une faille antithétique de moindre importance. En outre, les relations subsidence-surrection indiquent que le graben sismiquement actif se situe dans le toit d'une autre zone de faille majeure à pendage nord, légèrement plus ancienne. Le graben du golfe de Corinthe constitue ainsi un exemple actuel de migration de la fracturation majeure "vers l'avant", c'est-à-dire dans la direction d'inclinaison des failles principales (Jackson et al., 1982; Jackson & McKenzie, 1983; Vita-Finzi & King, 1985; Fig. I.29b). Nous aurons l'occasion d'invoquer un tel mécanisme pour la déformation plus ancienne de la région des Cyclades.

Les études tectoniques et sismo-tectoniques de l'ensemble de la région comprise entre le golfe de Corinthe et l'île de Skyros (Sporades) indiquent que, comme dans la partie active du golfe de Corinthe, la plupart des failles normales majeures sont inclinées vers le nord ou le nord-est (Jackson & McKenzie, 1983; Ambraseys & Jackson, 1990; Roberts & Jackson, 1991; Westaway, 1991; Fig. I.29c et d). La fracturation majeure de l'île d'Eubée, au sein de cette région, sera examinée succinctement dans la seconde partie de ce travail. Les études tectoniques et sismo-tectoniques dans l'ouest de la Turquie révèlent un sens d'inclinaison des failles majeures E-W moins systématique : on observe plutôt une inversion générale des inclinaisons de part et d'autre d'un horst principal situé dans le prolongement oriental de la presqu'île de Karaburun (McKenzie, 1978; Eyidogan & Jackson, 1985; Sengör, 1987; Westaway, 1991; Fig. I.27a).

L'analyse de la déformation associée aux séismes du golfe de Corinthe et de Thessalonique (dans le nord de la péninsule de la Chalcidique, en 1978) suggère que les



General fault map of central Greece, showing the principal areas (stippled) where Miocene-Recent sediments are preserved. The region is identified in the inset map, where NAT is the North Aegean Trough and S is the island of Skyros. Major range-bounding faults are shown in heavy lines with filled blocks on their downthrown side. Other 'large' faults, capable of generating earthquakes of magnitude 6.0 or greater, but with apparently less displacement or topographic expression, are shown in thinner lines with open blocks. The distinction between these two fault types is, to some extent, subjective. Some faults, such as those on the NE flanks of Kalidromon and Parnassos and on the NE side of the Megara (Me) basin, may no longer be active. Basins identified by letters are: Lamia (L), Bralos (B), Reginion (R), Istea (I), Vlachia (V), Gides, Kymi (K), Malessina (Ma), Thiva (T), Megara (Me). Arrows show approximate regional directions of dip within the Neogene basins, from Roberts (1988) and Brooks & Ferentinos (1984).



Cross sections through the upper-crustal brittle layer across a 150 km wide part of central Greece, showing a representation of the present-day pattern of normal faults. See Fig. 7 for locations. (a) section trending N25°E between the western Gulf of Corinth and the westernmost Gulf of Atalanti (Maliakos Gulf). About 8 km local extension is deduced across the faults that bound the Gulf of Corinth, along with c. 12 km across the faults between Parnassos and the Maliakos Gulf. (b) Section trending N25°E between the eastern Gulf of Corinth and the eastern Gulf of Atalanti, 30 km east-southeast of (a). About 12 km local extension is deduced across the faults that bound the Gulf of Corinth, along with c. 8 km across the faults between Agios Georgios and Telethron. Note the substantial lateral variation in fault geometry compared with (a), particularly in the northern part of the section where the major SSW-dipping Telethron fault has no counterpart. The c. 1 km high Telethron escarpment is an obvious landscape feature that resembles footwalls of other active normal faults. Roberts (1988) documented NNE tilting of Neogene beds near it that demonstrates that it is indeed an active normal fault.

Fig. I.29: Les principales zones de failles normales actives dans l'est de la Grèce continentale (suite).

(c) Carte structurale générale, d'après Roberts & Jackson (1991).

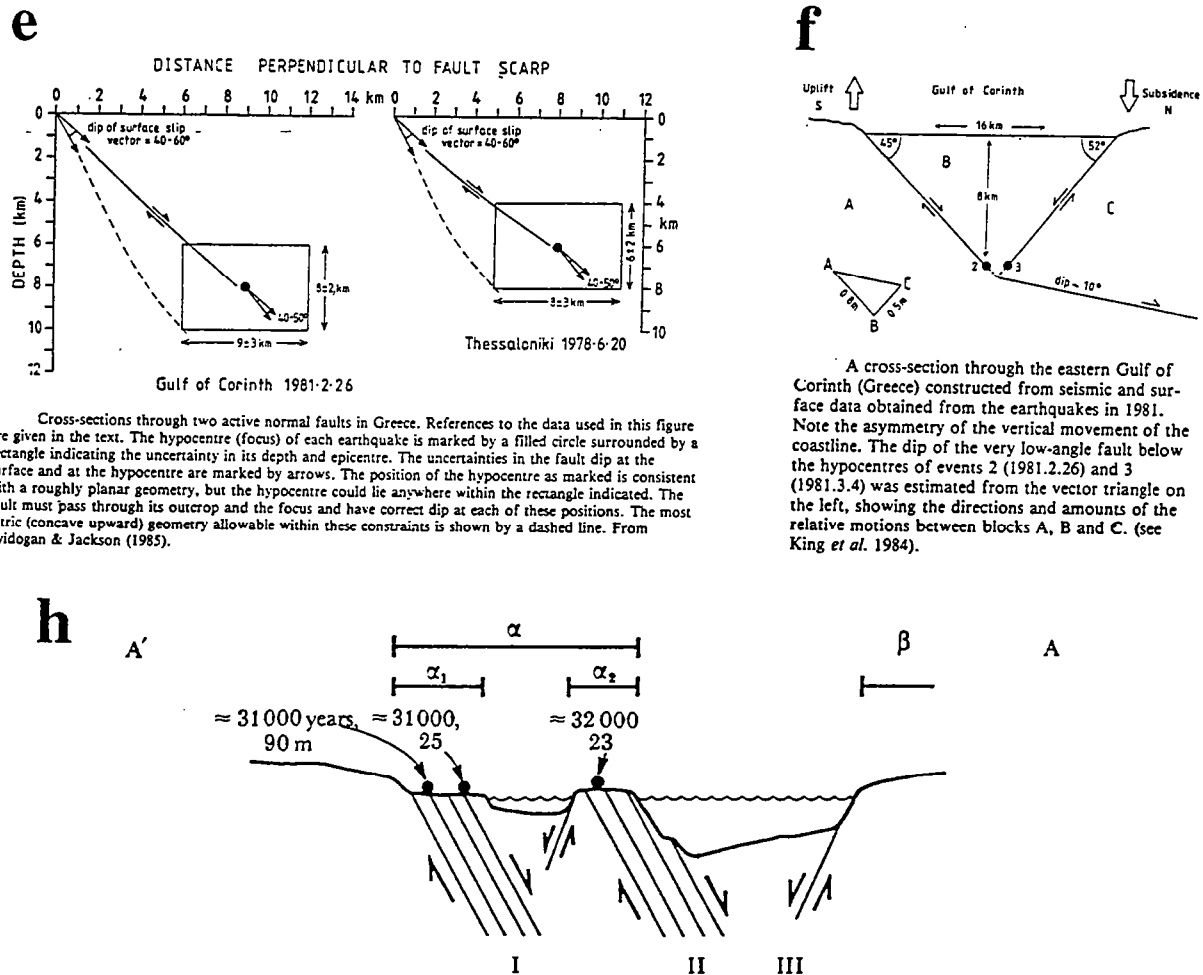
(d) Deux coupes générales vers le centre de la carte (c), d'après Westaway (1991). La coupe du haut est à l'ouest de celle du bas.

failles normales sismiquement actives sont à peu près planes, inclinées à 40-50° sur environ 6-8 km de profondeur, avec une augmentation significative du pendage uniquement à l'approche de la surface (Jackson et al., 1982; Jackson & McKenzie, 1983; Jackson, 1987; Fig. I.29e). King et al. (1985), Eyidogan & Jackson (1985) et Jackson (1987) ont en outre proposé qu'immédiatement sous ces 6-8 km, la déformation dans le prolongement de chaque faille sismique majeure s'effectue le long d'une zone de cisaillement asismique peu à très peu inclinée (10-25°; Fig. I.29f). La valeur de cette inclinaison est basée sur la construction d'un triangle des vecteurs déplacement de part et d'autre des failles actives, en utilisant l'exemple du graben du golfe de Corinthe. La norme des vecteurs est elle-même déduite des décalages mesurés en surface le long des failles ayant été activées pendant la série des séismes de 1981 (Jackson et al., 1982; Fig. I.29g). Les décalages mesurés sont en fait très variables, et suggèrent un déplacement globalement équivalent sur la faille antithétique (au nord) et sur la faille majeure (au sud). D'après Vita-Finzi & King (1985), ceci résulte du fait que le style de la déformation a tendance à différer dans le cas d'une faille majeure et dans celui d'une faille antithétique, aboutissant à ce que la faille antithétique soit mieux exprimée en surface que la faille majeure (Fig. I.29h). Il s'ensuit que l'inclinaison calculée de la zone de cisaillement asismique profonde a tendance à être sous-estimée (Fig. I.29f). Nous verrons lors de l'étude structurale des Cyclades que les détachements extensifs plus précoces de cette région étaient probablement plans jusqu'à des profondeurs avoisinant 18-25 km. Une telle interprétation diffère du modèle de King et al. (1985) et Jackson (1987; Fig. I.29f), soit parce que les conditions physiques de la déformation crustale ont changé entretemps, soit donc parce que le calcul de l'inclinaison de la zone de cisaillement asismique actuelle est largement faussé.

(c) L'analyse des populations de failles

L'analyse statistique des populations de failles a fait l'objet de nombreuses études dans la partie émergée du domaine égéen (e.g., Mercier, 1977; Angelier, 1977, 1979; Mercier et al., 1979, 1989; Angelier et al., 1982; Lybérís, 1984). L'échelle d'observation sur un site de mesures est typiquement de l'ordre du mètre, et monte parfois, lorsque les conditions d'affleurement le permettent, jusqu'au kilomètre; un site dépasse rarement une longueur de l'ordre de la centaine de mètres. Ces rappels permettent de comprendre comment lire "statistiquement" les cartes synthétiques de traitement des mesures à l'échelle du domaine égéen, sur lesquelles les structures majeures pluri-kilométriques, susceptibles d'avoir influencer la déformation fragile sur un voisinage important, ne sont pas reportées.

L'analyse des populations de faille indique qu'une grande partie du domaine égéen émergé subit une déformation extensive depuis au moins le début du Miocène



Cross-sections through two active normal faults in Greece. References to the data used in this figure are given in the text. The hypocentre (focus) of each earthquake is marked by a filled circle surrounded by a rectangle indicating the uncertainty in its depth and epicentre. The uncertainties in the fault dip at the surface and at the hypocentre are marked by arrows. The position of the hypocentre as marked is consistent with a roughly planar geometry, but the hypocentre could lie anywhere within the rectangle indicated. The fault must pass through its outcrop and the focus and have correct dip at each of these positions. The most listric (concave upward) geometry allowable within these constraints is shown by a dashed line. From Eyidogan & Jackson (1985).

A cross-section through the eastern Gulf of Corinth (Greece) constructed from seismic and surface data obtained from the earthquakes in 1981. Note the asymmetry of the vertical movement of the coastline. The dip of the very low-angle fault below the hypocentres of events 2 (1981.2.26) and 3 (1981.3.4) was estimated from the vector triangle on the left, showing the directions and amounts of the relative motions between blocks A, B and C. (see King *et al.* 1984).

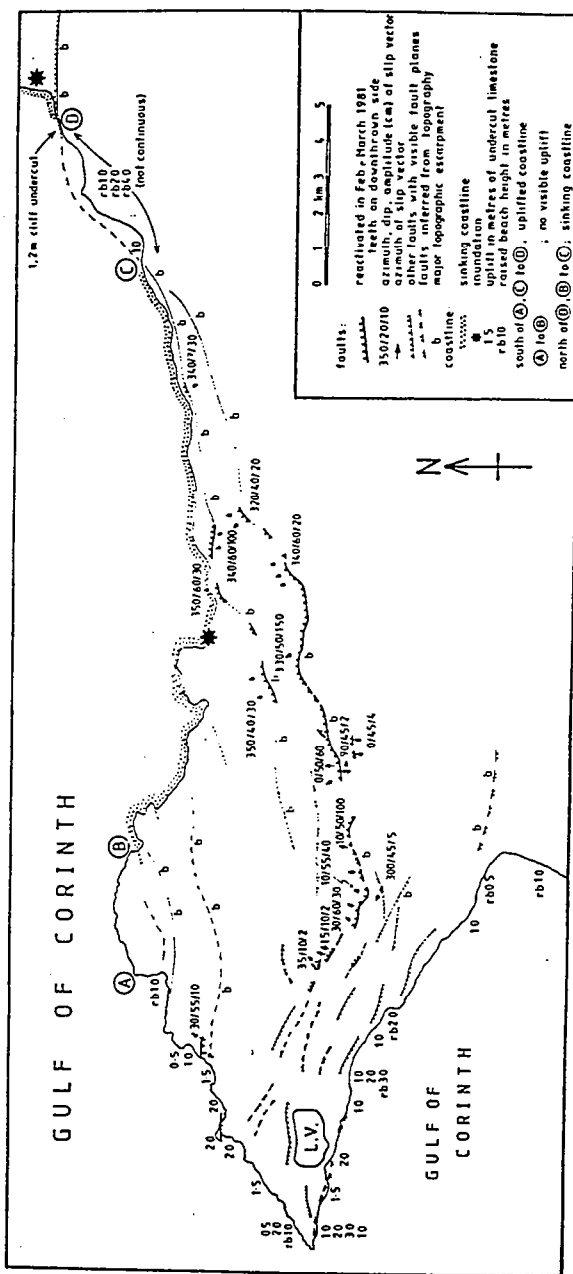
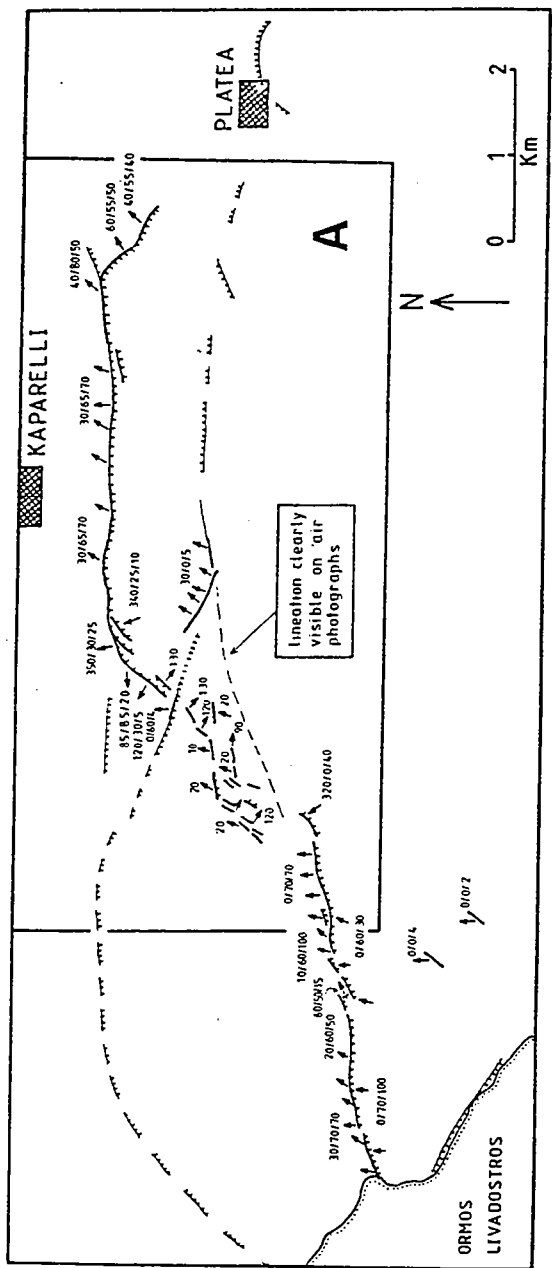
Fig. I.29: Les principales zones de failles normales actives dans l'est de la Grèce continentale (suite et fin).

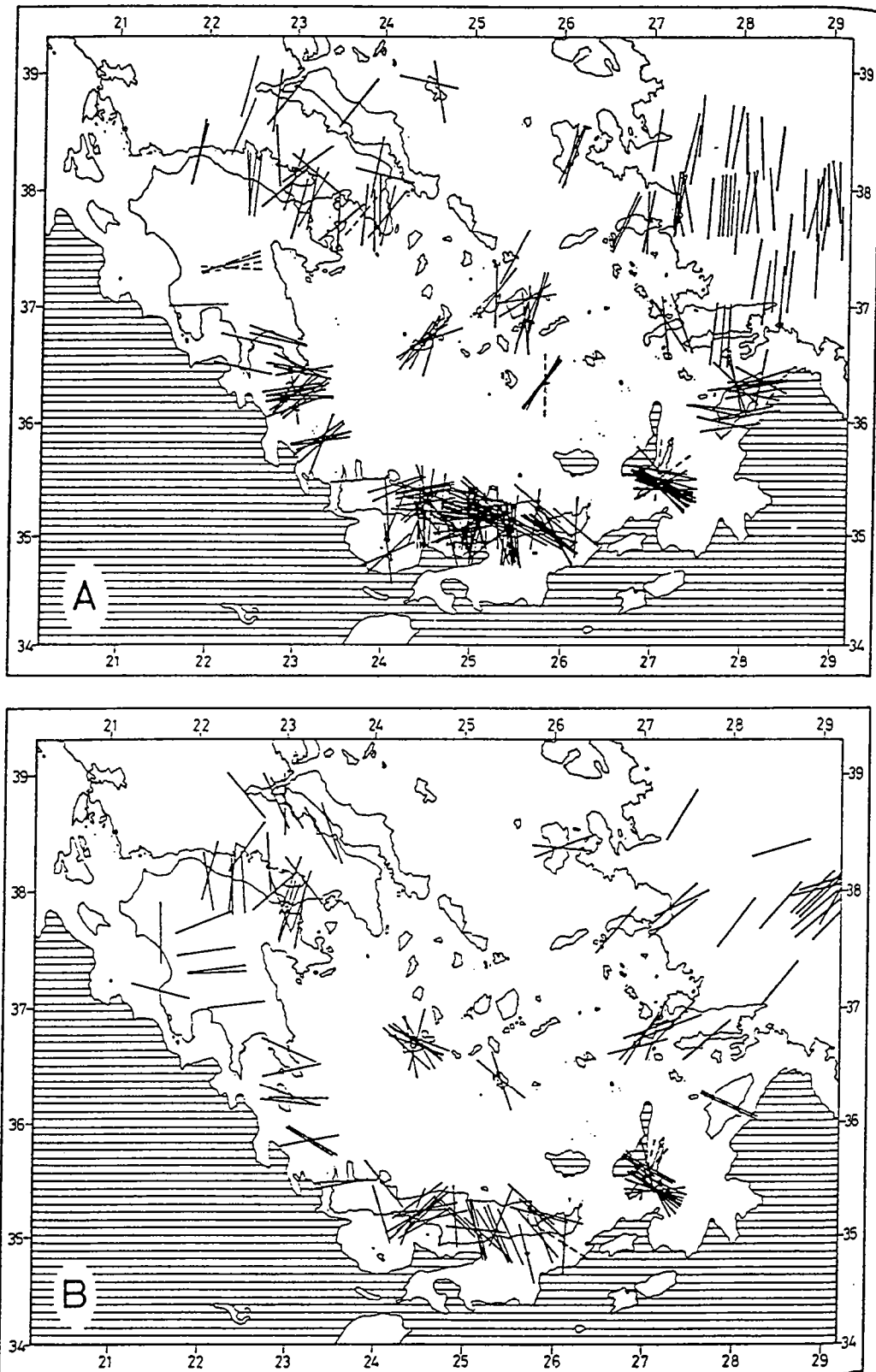
(e) Interprétation des relations entre mécanisme au foyer et déformation de surface pour deux exemples de faille normale active, d'après Jackson (1987).

(f) Interprétation de Jackson (1987) concernant la déformation profonde sous le graben actif du golfe de Corinthe.

(g) Cartes des mesures des déplacements associés aux ruptures sismiques de février-mars 1981 à l'extrémité est du golfe de Corinthe (au centre-bas de la Fig. I.29c), d'après Jackson *et al.* (1982). La carte du haut montre les déplacements le long de la faille antithétique, celle du bas les déplacements et les mouvements verticaux de la côte le long de la faille majeure.

(h) Représentation des variations du style de la déformation entre failles majeures et antithétiques au travers du graben du golfe de Corinthe, d'après Vita-Finzi & King (1985). Comparer avec (b).





Results of tectonic analyses of fault mechanisms in the central-southern Aegean region. Sticks—strikes of the horizontal or subhorizontal minimum principal stress σ_3 (directions of extension). A. Pliocene and Early Quaternary. B. Recent Quaternary. For doubtful ages, attribution to A or B on the basis of regional tectonic consistency. Mechanisms computed from populations of normal fault measurements of variable number, amplitude and quality (details: Angelier, 1979). All mechanisms purely extensional (i.e., maximum compressive stress σ_1 vertical or subvertical).

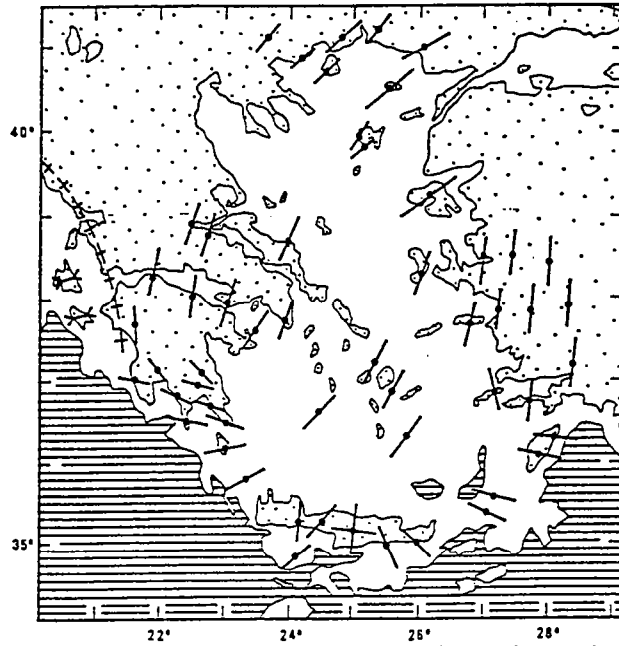
Fig. I.30: Synthèses des résultats de l'analyse des populations de failles.
(a) D'après Angelier et al. (1982).

supérieur. Les synthèses (Fig. I.30a, b et c) proposées par Angelier et al. (1982), Lybéris (1984) et Mercier et al. (1989) s'accordent pour indiquer un changement cinématique important il y a environ 1 Ma (e.g., Mercier et al., 1979). L'extension depuis 1 Ma est orientée N-S à NW-SE depuis le nord du domaine égéen (Thrace, Macédoine) vers le golfe de Corinthe. Vers l'ouest, la déformation est compressive, d'orientation ENE-WSW, à partir de la côte occidentale du continent, c'est-à-dire dans les îles ioniennes. L'extension le long de la côte ouest du Péloponnèse est N-S, et devient E-W vers l'est et dans les péninsules du sud-est du Péloponnèse (Lybéris, 1984; comparer néanmoins avec Mercier et al., 1989; Fig. I.30b et c, respectivement), jusqu'à l'extrémité occidentale de la Crète. Toutes ces caractéristiques sont en accord avec les données sismo-tectoniques mentionnées plus haut. Dans l'ouest de la Turquie (Fig. I.30a), l'extension récente est NE-SW à ENE-WSW d'après Angelier et al. (1981) et Zanchi & Angelier (1993), alors que les données sismo-tectoniques (Fig. I.27a, b et I.30c) indiquent plutôt une extension NNE-SSW à N-S (McKenzie, 1978; Eyidogan & Jackson, 1985; voir la discussion de Zanchi & Angelier, 1993).

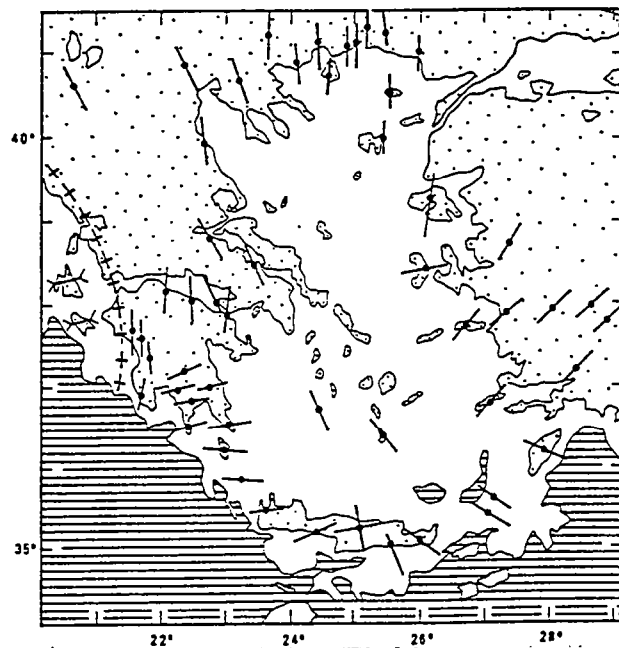
Avant 1 Ma, et depuis le début du Pliocène au moins, l'extension est dirigée NE-SW à ENE-WSW dans le nord du domaine égéen (Macédoine, Thrace), et plutôt NE-SW à NNE-SSW de l'Eubée au golfe de Corinthe (Fig. I.30a, b et c). Cette direction d'extension "ancienne" apparaît perpendiculaire à l'orientation moyenne des accidents majeurs de la région, tels qu'ils sont suggérés par exemple par le contour découpé des côtes (Fig. I.27d et I.29c; voir également le paragraphe suivant). Le changement de direction d'extension est donc net dans cette région, et confirmé à la fois par la sismo-tectonique en ce qui concerne la situation acquise récemment, et par la morphologie -notamment- pour la majeure partie de l'évolution plio-quadernaire.

Un consensus existe actuellement pour prolonger l'étendue de ce changement cinématique vers le sud-est, c'est-à-dire dans l'archipel des Cyclades. Néanmoins, ce fait n'est pas clairement établi, ainsi que le fait remarquer Angelier (1979, p. 345). En particulier, c'est seulement sur l'île de Milos que les deux directions d'extension successives, NE-SW puis NW-SE, sont signalées ensemble (J.J. Jarrige, in Mercier et al., 1979). Cependant, l'étude de cette île par Angelier et al. (1977) suggère une chronologie inverse : l'extension par failles normales de direction WNW-ESE et NW-SE est encore active après la formation de dunes au Quaternaire, alors que l'extension par failles normales de direction NE-SW, moins importante, est cachetée par ces dunes et des brèches sous-jacentes. Il est probable que les diverses directions d'extension reconnues au niveau des Cyclades soient en réalité synchrones, ainsi que nous le discuterons sur les îles de Naxos et Paros (voir aussi Angelier, 1979, p. 336).

Le long de la partie orientale de l'arc hellénique externe, depuis la Crète occidentale jusqu'à Rhodes, l'extension n'est pas réputée avoir varié de façon significative au cours du Plio-Quaternaire. Sa direction est globalement WNW-ESE sur



Résumé des principales directions d'extension basé sur l'étude de la déformation à terre pour le Pliocène et le Pléistocène ancien, d'après nos propres données et les données de Mercier et al. (1979) et Angelier (1979). Les flèches convergentes dans la partie occidentale de la carte, correspondent aux directions du raccourcissement. L'alignement des croix souligne les endroits de changement du régime tectonique.



Résumé des principales directions tectoniques pour la période postérieure au Pleistocène ancien

Fig. I.30: Synthèses des résultats de l'analyse des populations de failles (suite).
(b) D'après Lybérís (1984).

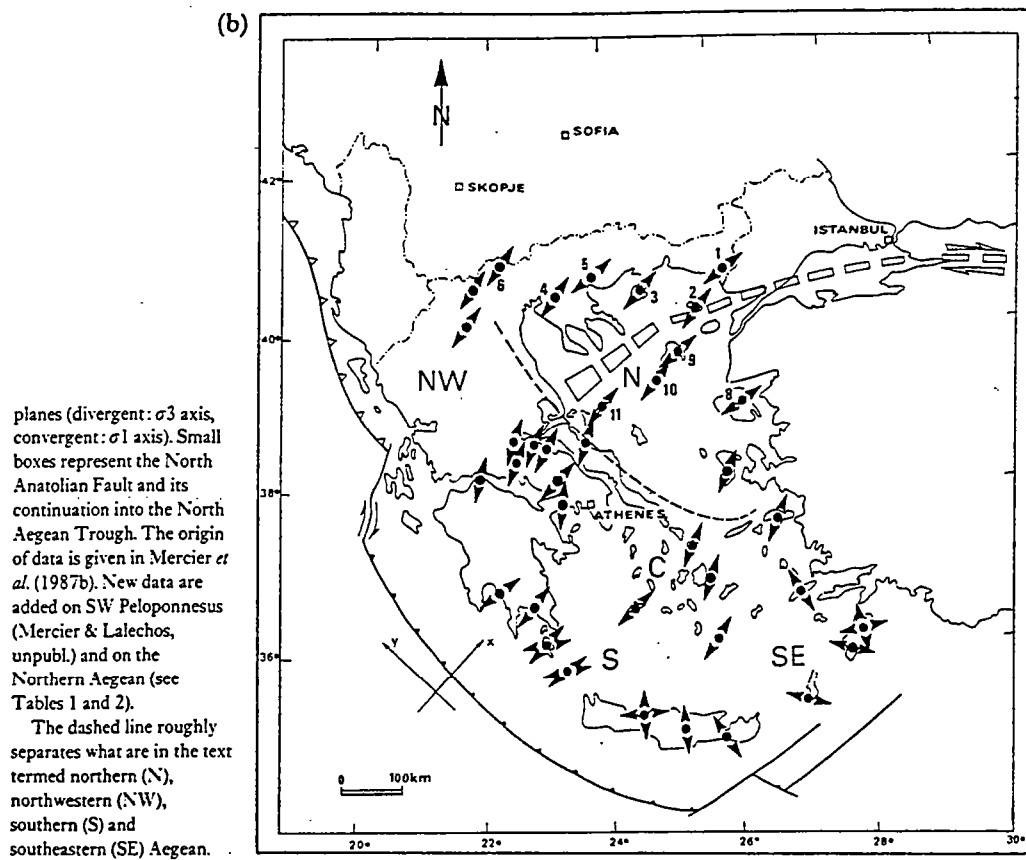
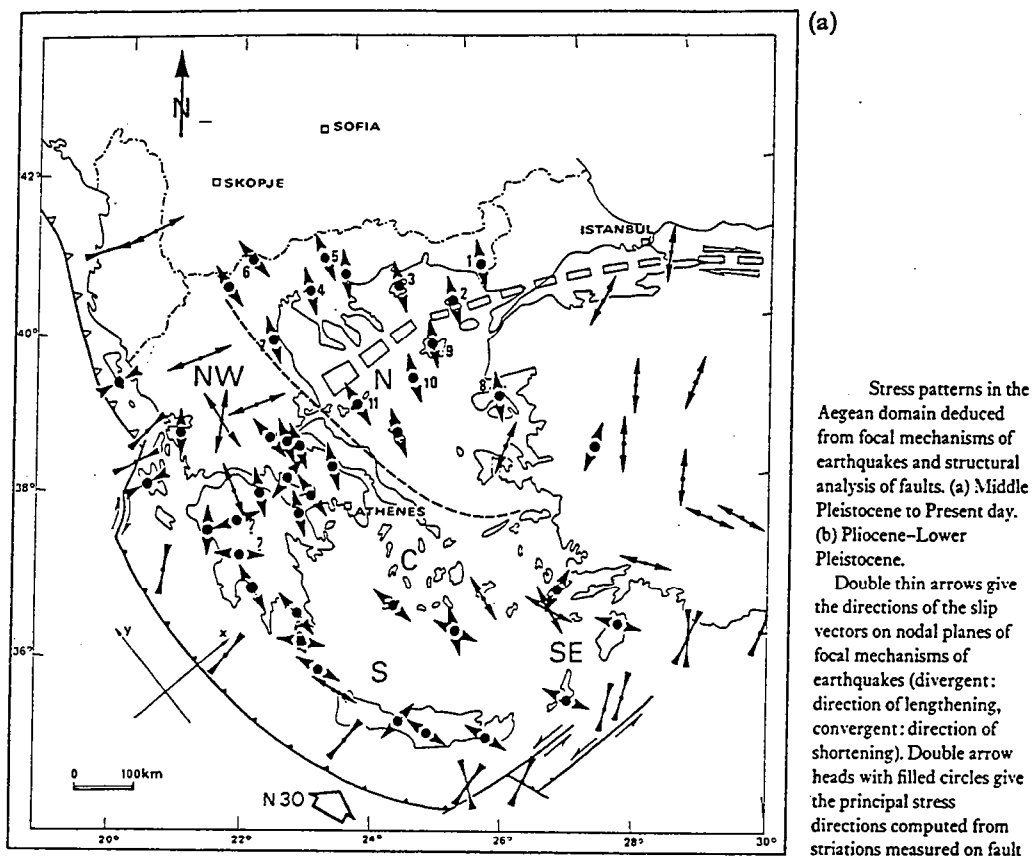
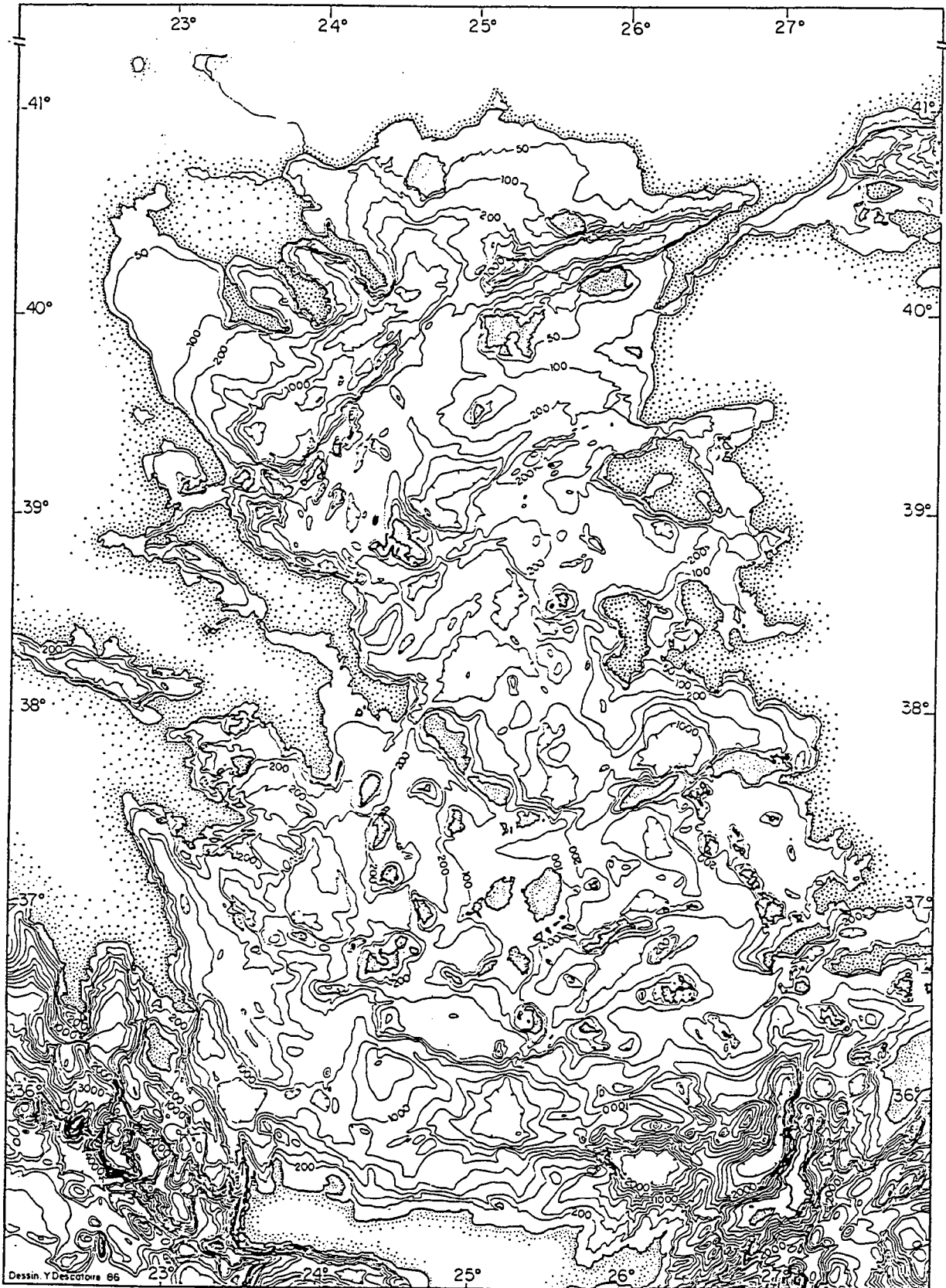


Fig. I.30: Synthèses des résultats de l'analyse des populations de failles (suite et fin).
(c) D'après Mercier *et al.* (1989).



General bathymetry of the Aegean Sea redrawn from the Bathymetric Map of the Mediterranean Sea (UNESCO, 1981). Interval = 200 m; the 50 and 100 m (continental shelf) contours are also shown.

Fig. I.31: Cartographie des principaux accidents dans le domaine marin.
(a) Carte bathymétrique du domaine égéen, d'après Mascle & Martin (1990).

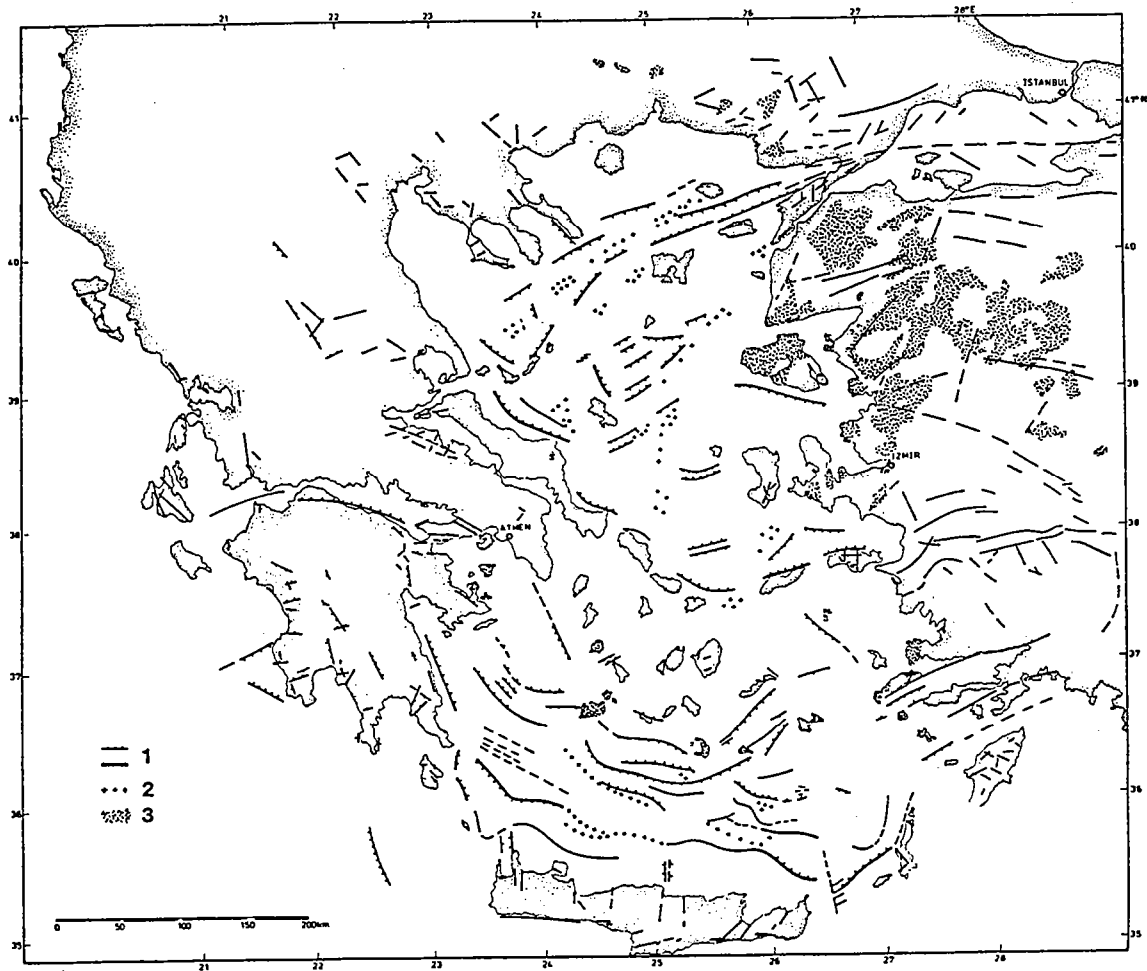
Rhodes, Karpathos et en Crète orientale; en Crète centrale l'extension apparaît multidirectionnelle (Fig. I.30a). Le schéma général obtenu pour l'arc hellénique externe est compatible avec un mécanisme d'effondrement gravitaire de la frange du continent égéen vers les fossés sud-helléniques (Angelier, 1979; Angelier et al., 1982). Une question importante qui découle de cette observation est de déterminer si l'extension à l'intérieur du domaine égéen traduit plus largement un phénomène d'étalement gravitaire du continent vers la zone de subduction (Berckhemer, 1977; Le Pichon & Angelier, 1979; Le Pichon, 1982; Fig. I.13d), ou bien si l'extension égéenne répond globalement à un autre mécanisme, en particulier l'expulsion vers l'ouest de l'Anatolie (Tapponnier, 1977; Dewey & Sengör, 1979; Taymaz et al., 1991; Fig. I.13c et I.27e).

(d) La cartographie du champ de failles en mer

La cartographie du champ de failles dans la partie immergée du domaine égéen est déduite de profils sismiques de répartition inégale, et de la bathymétrie (Berckhemer, 1977; Jongsma et al., 1978; Angelier et al., 1982; Lybérís, 1984; Martin, 1987; Papanikolaou et al., 1988a; Mascle & Martin, 1990; Fig. I.31a, b, c et d). Le fond marin présente des pentes fortes qui mettent en évidence les jeux verticaux récents des failles principales. A proximité des côtes, ces fortes pentes sous-marines se prolongent dans la topographie du domaine émergé. Les données de sismique-réflexion mettent en évidence le remplissage de bassins sédimentaires et le jeu concurrent de failles normales ou décrochantes depuis la fin du Miocène supérieur (évaporites et formations équivalentes du Messinien). Sous ces sédiments, la nature du socle acoustique est mal connue. Il s'agit souvent d'un pseudo-socle, caractérisé par des réflecteurs courts évoquant un litage perturbé, qui représentent sans doute d'autres sédiments dont l'âge reste à déterminer (e.g., Mascle & Martin, 1990). Des exemples de ces profils sismiques sont présentés dans la deuxième partie de ce travail.

Trois points importants ressortent de la cartographie du champ de failles en mer :

- 1- dans le domaine nord-égéen (Fig. I.20, I.31b et d), les accidents sont quasiment tous orientés NE-SW. Concernant les mécanismes au foyer décrochant de cette région, ceci permet d'affirmer que ce sont bien les plans nodaux dextres NE-SW qui correspondent aux failles actives (Fig. I.27b et c). On vérifie aussi que la faille nord-anatolienne s'incurve et se divise en plusieurs branches en entrant dans le domaine égéen (e.g., Dewey & Sengör, 1979; Taymaz et al., 1991; Fig. I.27d).
- 2- en mer de Crète, la direction des failles à forte composante normale suit globalement la courbure de l'arc hellénique externe et des fossés sud-helléniques, en particulier le long du flanc sud du "plateau" des Cyclades (Fig. I.20, I.31a, b et c). Cette courbure s'accompagne du développement de failles N-S vers les extrémités sud-ouest et sud-est de la mer de Crète (seuil de Cythère et côte ouest de l'île de Karpathos), indiquant une



Compilation of neotectonic fault pattern in the Aegean region taken from available publications and maps, in the southern Aegean Sea after JONGSMA et al. 1977, in the northern Aegean Sea derived from steepest gradients of bathymetry. On land only faults are shown which have affected Neogene rocks.

1 faults (thick lines through > 500 m)
 2 magnetic anomaly
 3 Neogene - Quaternary volcanics

Fig. I.31: Cartographie des principaux accidents dans le domaine marin (suite).
 (b) Carte structurale du domaine marin, d'après Berckhemer (1977).

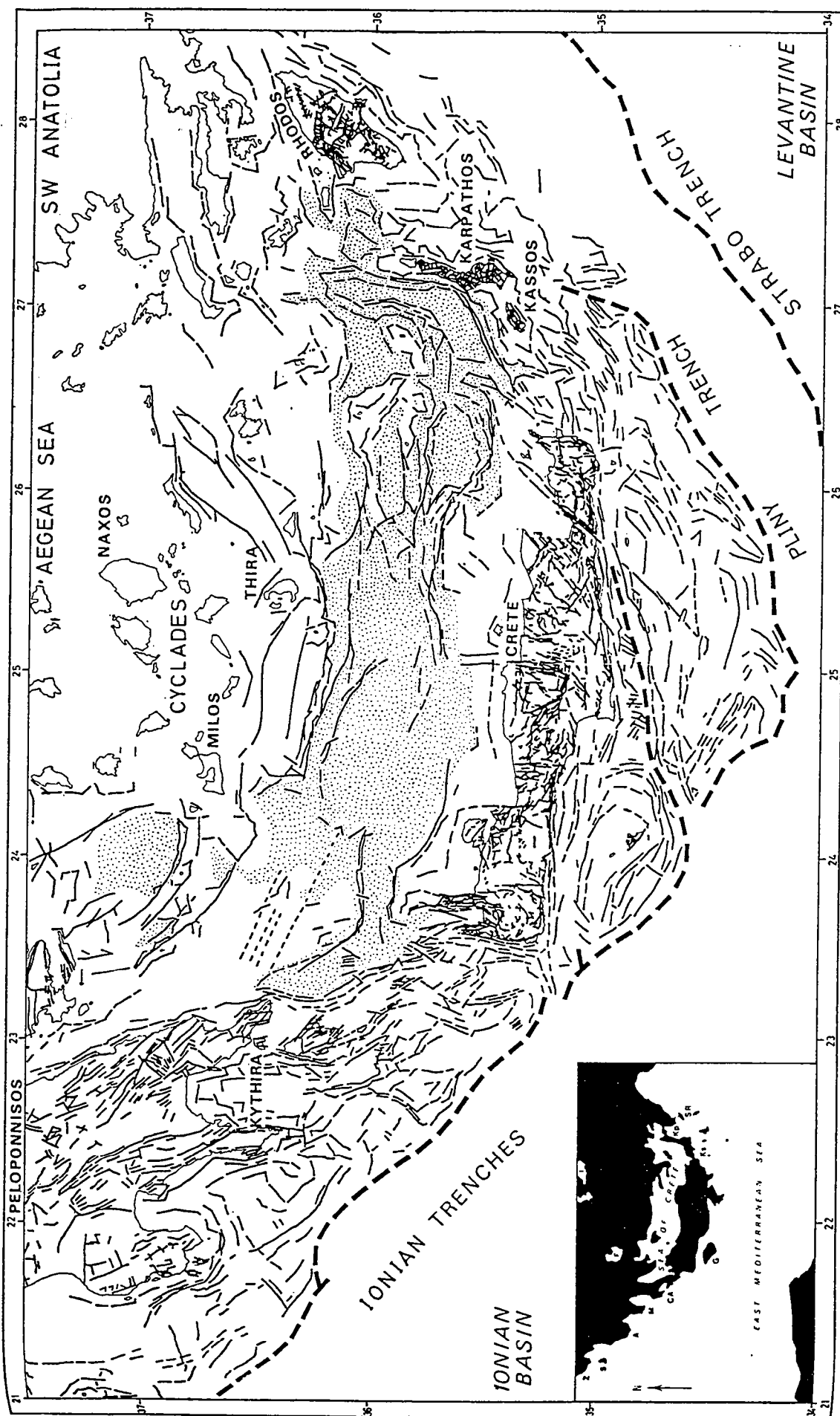


Fig. I.31: Cartographie des principaux accidents dans le domaine marin (suite).
 (c) Carte structurale de la mer de Crète et de l'arc égéen externe, d'après Angelier et al. (1982). Les pointillés désignent les fonds plus profonds que 800 m.

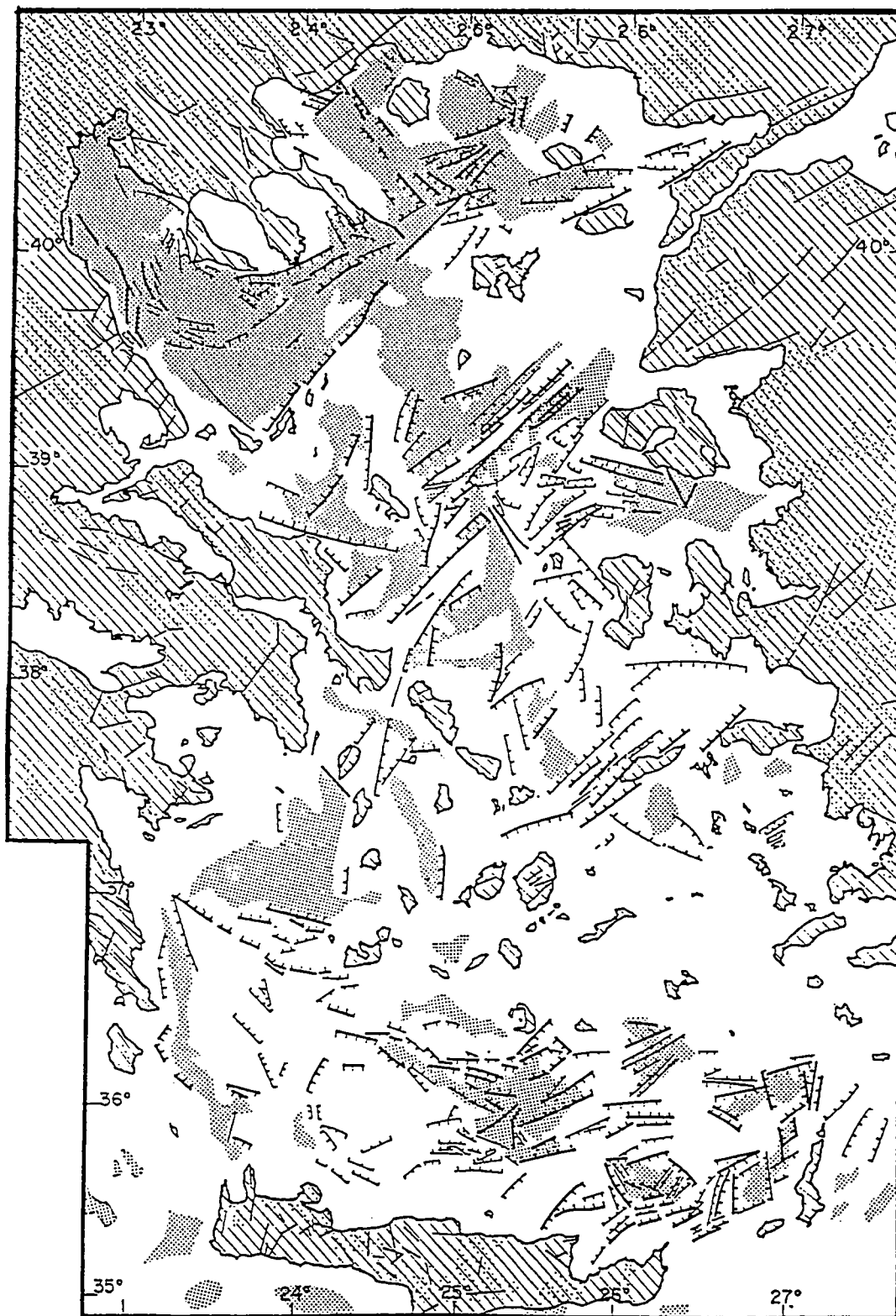
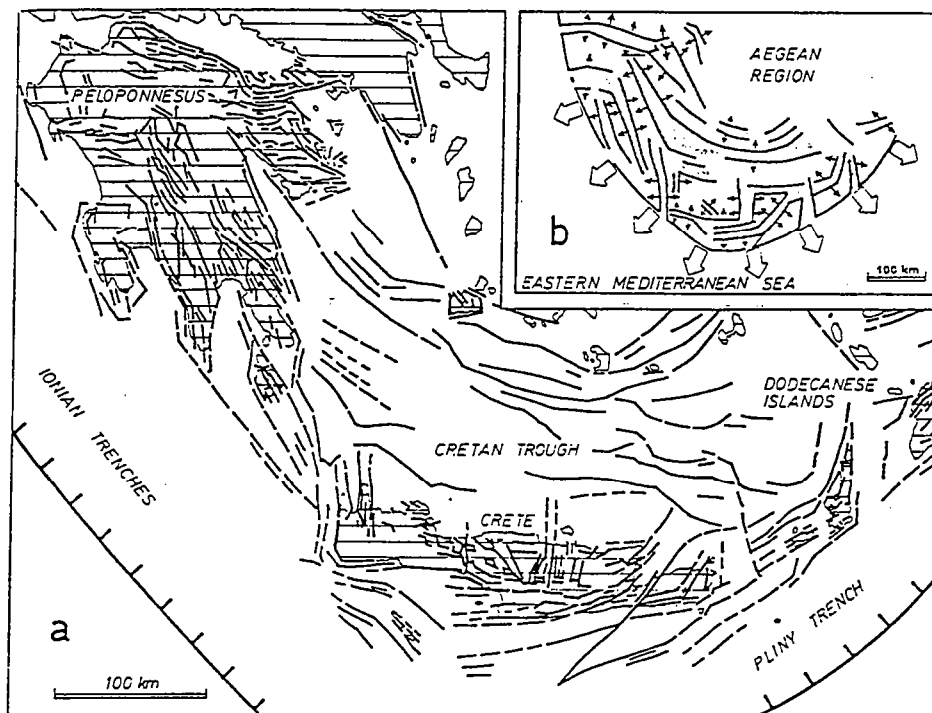


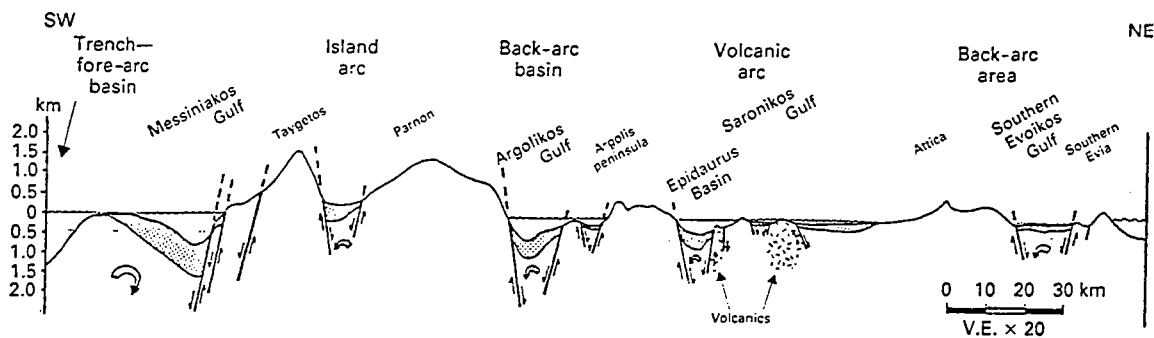
Fig. I.31: Cartographie des principaux accidents dans le domaine marin (suite).
 (d) Carte structurale du domaine marin, d'après Mascle & Martin (1990). Le grisé désigne les bassins Pliocène-Quaternaire.

e



a. Large normal fault systems of the outer Aegean Arc, active in Plio-Quaternary times, from various sources (on land, off shore, from satellite photographs). b. Model of the Aegean expansion (large arrows), deduced from normal fault mechanisms (small arrows) in main Plio-Quaternary subsiding grabens (stippled).

f

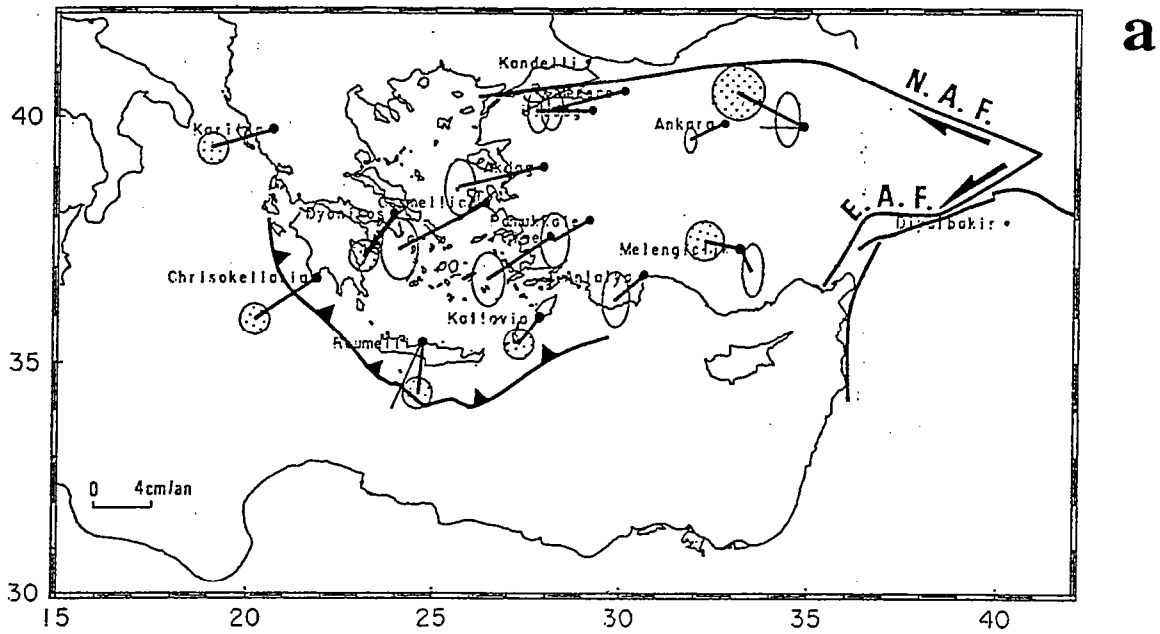


Morphotectonic section (SW-NE) across the Hellenic arc based on the map of Fig. 2, showing the general decrease of the neotectonic deformation, the relative rotation between different blocks as well as sediment thickness from SW to NE.

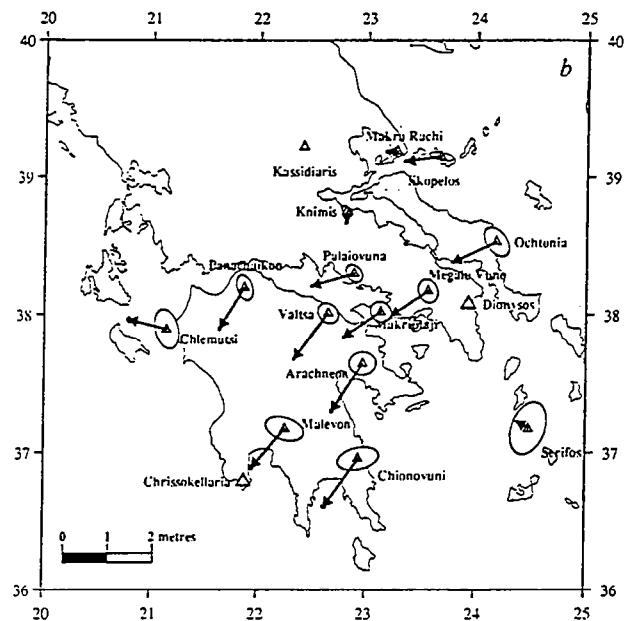
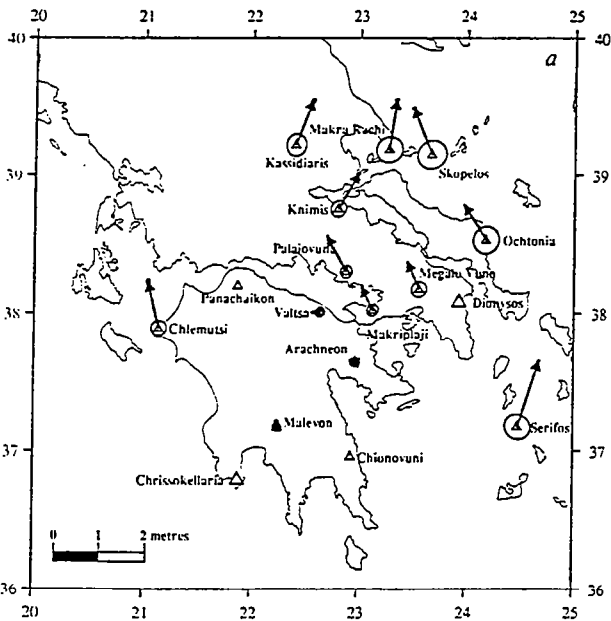
Fig. I.31: Cartographie des principaux accidents dans le domaine marin (suite et fin).

(e) Structure et interprétation du domaine sud-égéen, d'après Angelier (1979).

(f) Coupe schématique des bassins le long de la côte orientale du Péloponnèse, jusqu'à l'île d'Eubée, d'après Papanikolaou et al. (1988a).



— Données SLR et GPS en Anatolie-Égée d'après Noomen *et al.* (1993) et Oral *et al.* (1993). Les ellipses d'erreur nominale (1σ) sont pointillées pour le SLR, vides pour le GPS.



Horizontal relative displacements calculated from coordinates derived for the 1890s triangulation network and for the 1988 GPS network, assuming Panachaikon and Chionovuni to be fixed in their 1988 positions. Ellipses centred around the sites (triangles) give the uncertainties associated with the readjustment of the 1980s network. Ellipses corresponding to the positions of the 1988 network are plotted at the head of the displacement vectors but, at the scale used for the displacements, are too small to be clearly visible. Larger triangles, without arrows or ellipses, are (modern) SLR sites of the Wegener/MEDLAS project. The bar at the lower left shows the scale for the arrows and ellipses.

b, Horizontal relative displacements calculated with orientation, translation and scale given by the following assumptions: the scale is fixed by holding the length of the line between Panachaikon and Chionovuni to its 1988 length; Kassidiaris is held to its 1988 position; and the line joining Kassidiaris to Makra Rachi is held at its 1988 orientation. These conditions reflect the presumption that the most northerly part of the network has been displaced least with respect to Eurasia in the last 100 years. Apart from small differences in coordinates of the 1890s points owing to the different ways that the uncertainties are distributed during the readjustment, these displacements are equivalent to those in *a* with the addition of a translation and a rotation.

Fig. I.32: Résultats de la géodésie spatiale.

(a) Champ des déplacements enregistrés sur 2-3 ans dans le domaine égéen et en Turquie centrale. Modifié d'après la synthèse de Le Pichon *et al.* (1993). Un trait fin est ajouté au site du nord de la Turquie centrale (à l'est du site Ankara) et à celui de Crète, correspondant aux rectifications indiquées par une étude plus récente utilisant trois années supplémentaires de mesure (voir Le Pichon *et al.*, 1993).

(b) Champ des déplacements relatifs depuis un siècle dans l'est de la Grèce continentale et le Péloponnèse, par comparaison entre une ancienne triangulation et les mesures récentes de la géodésie spatiale. D'après Billiris *et al.* (1991).

composante d'ouverture E-W à ce niveau (Angelier et al., 1982; Lybérís, 1984), en accord avec les données sismo-tectoniques à l'ouest de la Crète. Une ouverture accentuée, en ciseau, semble exister entre la côte sud-est du Péloponnèse et l'ensemble péninsule d'Argolide-plateau des Cyclades (Fig. I.20, I.31a, c et d). Globalement, cette distribution des failles normales en mer de Crète est compatible avec l'hypothèse d'un étalement gravitaire radial du domaine sud-égéen, au moins jusqu'en bordure sud du plateau des Cyclades (Angelier, 1977, 1979; Fig. I.31e). Dans ce modèle, la composante d'extension E-W dans le sud de l'arc externe est interprétée comme une réponse à l'augmentation du périmètre de l'arc en cours d'étalement.

3- l'étude de Papanikolaou et al. (1988a) depuis la côte est du Péloponnèse jusqu'en Eubée méridionale indique que les bassins au niveau des golfes principaux de la côte sont asymétriques, basculés vers le sud-ouest et séparés par des failles normales majeures à pendage nord-est (Fig. I.31f). Ces résultats sont en accord avec ceux de l'analyse sismo-tectonique et tectonique menée plus à l'ouest, depuis le golfe de Corinthe jusqu'en Eubée centrale (cf ci-dessus, paragraphe b-7).

Par ailleurs, certains auteurs se basent également sur des données sismiques pour proposer que du côté levantin au moins, les fossés sud-helléniques ne représentent pas l'intersection de la zone de subduction avec la surface (Fig. I.22a et b), mais des zones de décrochement internes à la marge du continent égéen (e.g., Peters, 1985; Fig. I.22d).

(e) La géodésie

Les résultats acquis récemment par la géodésie spatiale apportent de nouvelles contraintes sur le champ des déplacements "instantanés" actuels dans le domaine égéen et alentours. Deux points ressortent de ces études :

1- D'après la synthèse récente de Le Pichon et al. (1993), les mouvements enregistrés par satellite sur une période de 2-3 ans indiquent que le mouvement de l'ensemble Anatolie-Egée par rapport à l'Eurasie est grossièrement dirigé vers l'ouest au centre de la Turquie, et s'incurve progressivement vers le sud-ouest à partir de l'ouest de la Turquie, jusqu'en Crète et dans le Péloponnèse (Fig. I.32a). Ce mouvement d'ensemble est en accord avec celui déduit de la sismo-tectonique (McKenzie, 1972). L'incertitude de mesure est assez importante; de plus, on ignore si ces données sont représentatives des mouvements à plus long terme, comme par exemple sur 20-30 ans, qui est la durée minimale à partir de laquelle la quantité de déformation liée à la sismicité semble représentative de celle à l'échelle de la centaine d'année ou plus (e.g., Ambraseys & Jackson, 1990). De ce fait, il paraît prématuré de déduire des données actuelles de la géodésie des informations précises. En particulier, l'augmentation des vitesses de déplacement depuis le centre de la Turquie vers le sud du domaine égéen, qui peut permettre de discuter les rôles respectifs



Fig. I.33: Reconstitution du domaine égéen il y a 13-12 Ma (considéré comme l'âge du début de l'extension), d'après Le Pichon & Angelier (1979). Les flèches indiquent les trajectoires de déplacement total depuis cette époque, par rapport à l'Eurasie considérée fixe. A comparer avec la Fig. I.20, c'est-à-dire la carte de l'état actuel, qui utilise les mêmes figurés. Les structures de la chaîne hellénique sont considérées comme des marqueurs passifs de la déformation extensive et ont servi à contraindre la reconstitution. Cependant, certaines de ces structures apparaissent davantage comme liées à l'extension elle-même, ainsi que nous le montrons dans cette étude (la fenêtre Attique-Cyclades en particulier, en hachuré vertical, et le bassin méso-hellénique sans doute, marqué par un alignement de croix), ce qui n'est pas forcément incompatible avec le fait qu'on les considère comme des marqueurs passifs depuis 12 Ma.

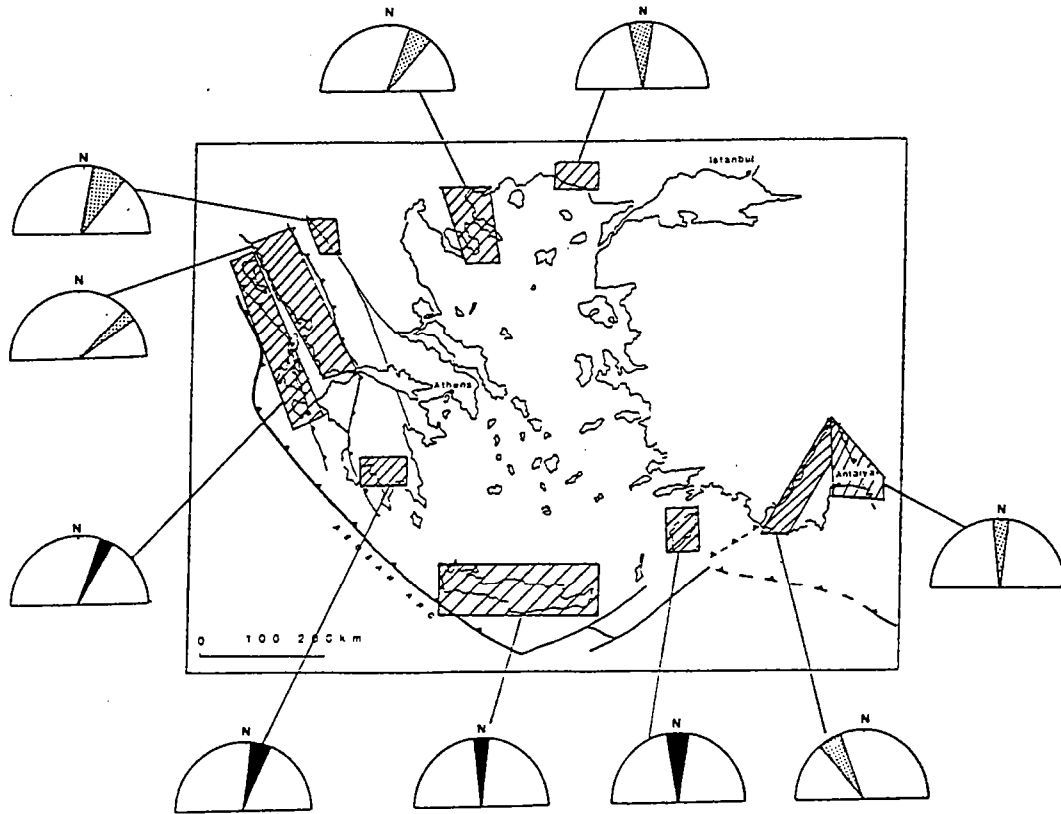
de l'expulsion latérale de l'Anatolie et de l'extension arrière-arc égéenne (e.g., Le Pichon & Angelier, 1979; Taymaz et al., 1991) ne peut être chiffrée. Cette augmentation paraît cependant bien établie (Fig. I.32a), en accord avec les analyses sismo-tectoniques (McKenzie, 1972, 1978; Jackson & McKenzie, 1988) et l'interprétation tectonique de Le Pichon & Angelier (1979; Fig. I.33, à comparer avec la figure I.20).

2- Une série de mesures de géodésie spatiale depuis la presqu'île du Pélion jusqu'au sud du Péloponnèse a pu être comparée avec des mesures effectuées un siècle plus tôt par triangulation (Billiris et al., 1991; Fig. I.32b). Les mouvements relatifs entre stations indiquent que la déformation dans cette région est concentrée dans deux zones principales correspondant également aux zones de forte activité sismique (golfe de Corinthe et golfe nord-Eubée; Fig. I.29a). On vérifie que la déformation extensive est distribuée de façon discontinue à l'échelle régionale. Le taux de déformation sur un siècle est de $3 \cdot 10^{-15} \text{ s}^{-1}$ depuis le nord du Péloponnèse jusqu'au Pélion. La déformation liée à la sismicité dans ce même domaine rend compte de 35 à 100% du déplacement enregistré par la géodésie, avec une valeur probable de 65% (Ambraseys & Jackson, 1990; Billiris et al., 1991). A l'inverse, la région du Péloponnèse oriental n'enregistre ni déplacements relatifs significatifs (Fig. I.32b), ni sismicité importante (Fig. I.24b et I.29a), depuis un siècle comme apparemment depuis environ 2500 ans (Ambraseys & Jackson, 1990). Ceci suggère que la déformation asismique de la partie sismogénique de la croûte est négligeable. Il semble raisonnable d'étendre ce résultat au domaine voisin des Cyclades et de la mer de Crète, qui constituerait donc bien un domaine de faible déformation active -à la réserve près exprimée plus haut quant à l'occurrence possible de séismes forts ($M_s \geq 7.0$) mais rares.

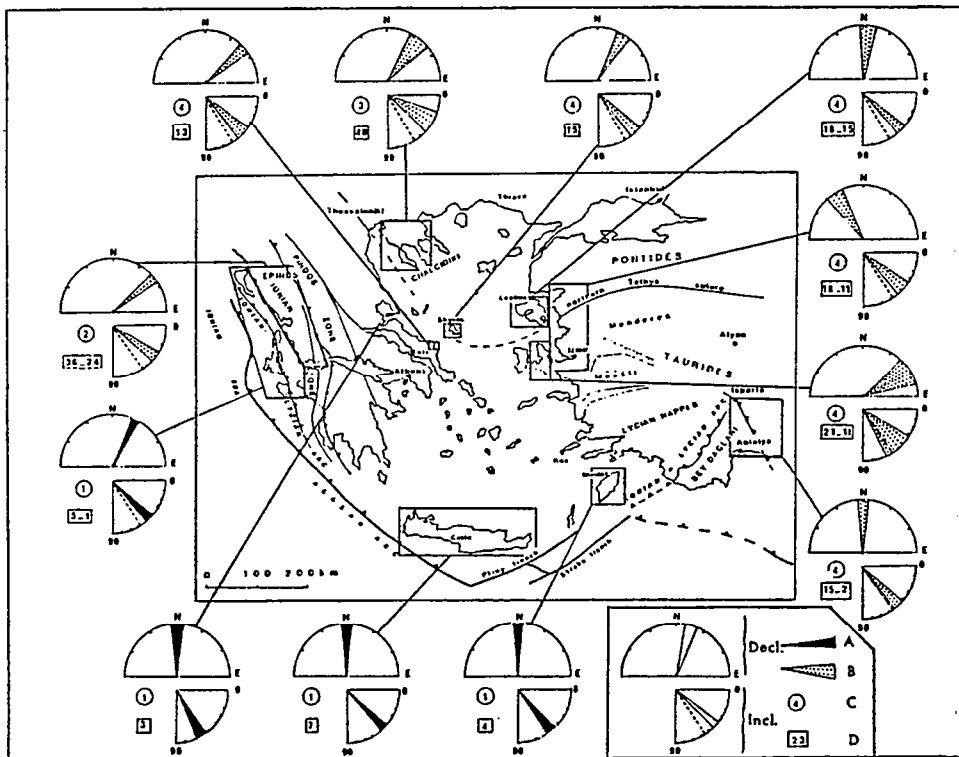
(f) *Le paléomagnétisme*

Les données du paléomagnétisme permettent de mettre en évidence les rotations rigides autour d'axes verticaux subies par des domaines dans lesquels la déformation interne est supposée faible. Face à ces données, le problème d'interprétation le plus classique est de déterminer jusqu'à quelle échelle la rotation observée localement est significative d'une rotation de plus grande ampleur. La question est généralement ramenée à une distinction entre rotation régionale et rotation de "blocs" de croûte fragile dont la taille caractéristique est environ 30 km. Dans le domaine égéen, une synthèse des résultats du paléomagnétisme a été proposée par Kissel (1986) et Kissel & Laj (1988). Il apparaît qu'une grande partie des rotations enregistrées depuis l'Oligocène peut être intégrée dans un modèle d'évolution d'échelle régionale (Fig. I.34).

La frange occidentale du domaine égéen a subi une rotation horaire de $50 \pm 5^\circ$ depuis le début du Miocène inférieur, et d'environ 25° depuis 5-6 Ma. Le sud du Péloponnèse participe à cette rotation ($12 \pm 7^\circ$ depuis 3 Ma), tandis que la Crète et l'île de



General scheme presenting the mean regional rotations obtained in each region along the outer arc and in Northern Greece. The ages of the different formations and the references are given in Table 1. Shaded symbols—results obtained from pre-Middle Miocene rocks; black—results obtained from post-Middle Miocene formations.



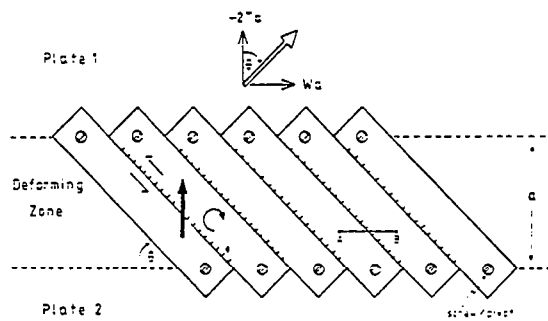
Mean paleomagnetic directions in each region. The broken line indicates the present-day inclination (see text); A: post-Miocene rotations; B: post-Oligocene rotations; C: references (1: Laj et al., 1982; 2: Kissel et al., 1985; 3: Kondopoulou, 1985; 4: This paper). D: age of the studied formations (Ma).

Fig. I.34: Synthèse des résultats du paléomagnétisme. D'après Kissel (1986) et Kissel & Laj (1988).

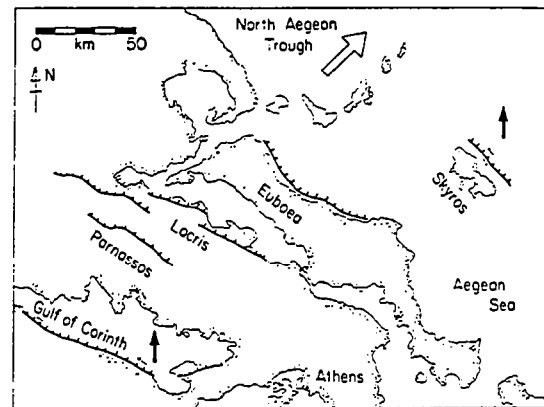
Rhodes n'enregistrent pas de rotation significative depuis 7 Ma. Au nord du domaine égéen, la Thrace n'enregistre pas de rotation significative depuis environ 33 Ma, tandis que la péninsule de Chalcidique a subi une rotation horaire de $30 \pm 9^\circ$ depuis ≥ 40 Ma. Les données paléomagnétiques depuis la Chalcidique à l'est jusqu'à l'île de Corfou à l'ouest indiquent que la rotation horaire du flanc ouest du domaine égéen s'étend largement au nord de la limite nord-occidentale de l'arc égéen suggérée par la sismicité actuelle (golfe d'Arta; e.g., McKenzie, 1978; Le Pichon & Angelier, 1979). Les données sur Corfou montrent qu'une composante majeure de cette rotation est récente (25° depuis 5 Ma). L'étude de Speranza et al. (1992) indique que le sud de l'Albanie, juste au nord-est de Corfou, a subi une rotation horaire d'environ 45° depuis l'Eocène, et sans doute depuis l'Oligocène, semblable à celle enregistrée plus au sud le long de la Grèce occidentale. Comme il paraît logique de lier cette rotation horaire d'ampleur régionale à l'ouverture progressive de l'arc égéen, il s'ensuit que la limite nord-occidentale de l'arc doit être cherchée au nord de Corfou, par exemple vers la "transversale" de Scutari-Pec (e.g., Aubouin, 1973), c'est-à-dire à l'endroit où l'orientation de la côte adriatique change de N-S à NW-SE (coin NW des Fig. I.17a et I.20). Si la région du golfe d'Arta a la signification d'une limite de l'arc égéen, ce n'est sans doute que depuis récemment (?3-1 Ma). Notons en outre qu'à l'extrême sud-est de l'Italie (au bout du talon de la "botte" italienne; Fig. I.17b), Tozzi et al. (1988) ont mis en évidence une rotation horaire d'environ 25° dans des formations éo-oligocènes de la plate-forme apulienne autochtone, pouvant suggérer un lien entre cette région et la frange externe de l'arc égéen, plutôt qu'avec le reste de la péninsule italienne.

A l'autre extrémité de l'arc, les données paléomagnétiques indiquent que les terrains situés à l'ouest de la baie d'Antalya (unité autochtone des Bey Daglari; Fig. I.20) ont subi une rotation anti-horaire de $30 \pm 9^\circ$ depuis le début du Miocène moyen (Fig. I.34). Le bassin d'Antalya, dans l'axe de la baie, n'a pas subi de rotation significative depuis cette époque. Récemment, Kissel et al. (1993) ont montré que le flanc est de la baie a subi une rotation horaire d'environ 40° depuis l'Eocène inférieur-moyen, probablement avant le Miocène inférieur. Ces données paléomagnétiques du sud-est de la Turquie confirment que la limite orientale de l'arc égéen est située le long du flanc ouest de la baie d'Antalya (Fig. I.20).

Deux régions vers le centre du domaine égéen ont fait l'objet d'une étude paléomagnétique (Kissel, 1986; Kissel & Laj, 1988; Fig. I.34). Le long de la côte nord-occidentale turque et dans l'île de Lesbos, les rotations mesurées dans des formations d'âge varié ($\approx 18-7$ Ma) décrivent une géométrie complexe suggérant un découpage en blocs à rotations opposées. Sur l'autre flanc du domaine marin, l'île de Skyros et le centre de l'île d'Eubée ont subi une rotation horaire de $26 \pm 8^\circ$ et $48 \pm 8^\circ$, respectivement, depuis 15-13 Ma. Kissel (1986) et Jackson & McKenzie (1988) ont intégré ces deux données dans un modèle de rotations de blocs proposé par McKenzie & Jackson (1983,



Our pinned block model, which may be constructed from wooden slats screwed to two parallel, larger slats. The width of the deforming zone is a . The motion of plate 1 relative to plate 2 is given by the large white arrow, with components $-2T a$ normal to the zone and $W a$ parallel to the zone. $2T$ is the rate of crustal thickening and is negative if crustal extension is occurring (see McKenzie & Jackson 1983). The slip vector between adjacent blocks is shown by the large black arrow, and involves both normal and left-lateral strike-slip motion. The blocks rotate in a clockwise direction.



The geometry of the main zone of distributed normal faulting in central Greece. Major active normal faults that dip NNE and dominate the topography and bathymetry are shown by heavy lines with ticks on their down-thrown sides. All are known or inferred to have moved in historical or recent earthquakes. Slip vectors for recent earthquakes on the Gulf of Corinth and Skyros faults are shown by black arrows. Both involved small left-lateral components of motion on the normal faults. The motion of the top of the picture relative to the bottom is shown by the large white arrow in the North Aegean Trough. For clarity, many smaller, mostly antithetic, normal faults have been omitted. See Jackson & McKenzie (1983) and Mercier *et al.* (1979) for additional details.

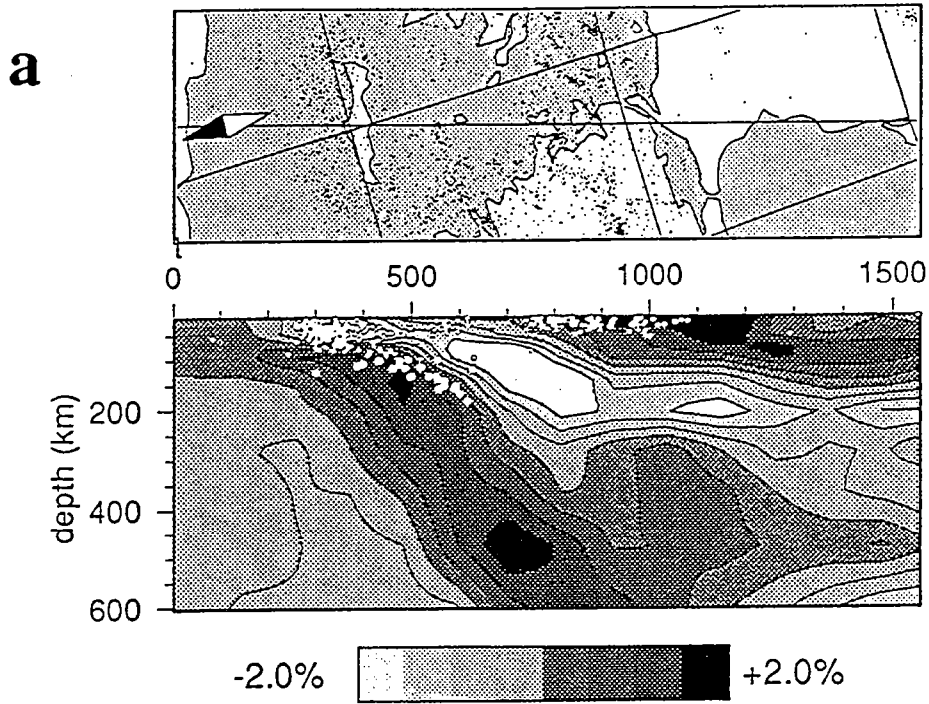
Fig. I.35: Modèle de rotation de blocs inclus dans une large zone de cisaillement intracontinentale, et application du modèle à l'est de la Grèce continentale, d'après McKenzie & Jackson (1986).

1986) à partir des données structurales de la même région (Fig. I.35). D'après ce modèle, le mouvement décrochant dextre de la faille nord-anatolienne (Turquie) se propage vers l'ouest, en mer, le long du fossé nord-égéen, et de là, vers le sud-ouest, au sein d'une large (ca. 130 km) zone de cisaillement s'étendant de l'île d'Eubée jusqu'au golfe de Corinthe. La déformation à l'intérieur de cette large zone de cisaillement est accommodée par une rotation rigide horaire de blocs de croûte supérieure (Skyros, Eubée, Attique) séparés par les failles normales majeures WNW-ESE à NW-SE caractéristiques de cette région. Plus récemment, néanmoins, Taymaz et al. (1991) ont reconsidéré ce modèle en fonction des dernières données disponibles (géodésie, sismo-tectonique), et aboutissent à la conclusion que les rotations paléomagnétiques enregistrées sur les îles de Skyros et d'Eubée représentent davantage la rotation générale de la façade ouest du domaine égéen qu'une rotation locale de blocs inclus dans une zone de cisaillement intra-continentale (Fig. I.27d et e). Cette interprétation s'appuie entre autres sur le fait qu'il n'existe visiblement pas de différence d'orientation des structures liées à l'orogène hellénique suivant qu'on se situe à l'extérieur ou à l'intérieur de la zone de cisaillement présumée, suggérant que la rotation finie est à peu près régulière le long de cette partie du domaine égéen interne. D'un autre côté, la différence significative de rotation observée entre Skyros et le centre de l'Eubée, dans des formations sensiblement de même âge (Fig. I.34), suggère qu'une composante non négligeable de la rotation est liée à un mécanisme d'origine locale, au moins au niveau de l'une des deux îles -plus probablement au niveau de l'Eubée centrale, en fonction des résultats paléomagnétiques des îles ioniennes (25° de rotation depuis ≈ 12 Ma) et du bassin méso-hellénique, au nord-est des îles ioniennes ($20 \pm 10^\circ$ depuis ≈ 24 Ma).

(g) L'analyse tomographique

L'analyse tomographique produit une cartographie en trois dimensions des variations de vitesse de propagation des ondes sismiques dans le manteau, jusqu'à une profondeur atteignant 1400 km dans le cas de la Méditerranée (Spakman et al., 1993). Ces variations de vitesse sont interprétées comme des variations de température du milieu traversé par les ondes sismiques, ce qui permet par exemple de visualiser les éventuels panneaux de lithosphère froide plongeant en subduction dans le manteau asthénosphérique.

Les résultats de l'analyse tomographique au niveau du domaine égéen sont particulièrement importants (Spakman et al., 1988, 1993; Ligdas et al., 1990) : ils confirment l'existence d'un panneau de lithosphère plongeant vers le nord à partir des fossés sud-helléniques, dont la partie supérieure coïncide avec le plan de Wadati-Benioff défini par la sismicité (Fig. I.36a); mais surtout, ils indiquent que ce panneau se prolonge vers le bas jusqu'à une profondeur minimale estimée récemment à 800 km, voire 1000



Cross section through the Aegean upper mantle along the straight profile indicated in the map (top panel). White arrow point indicates North. The contouring scale is in percentages of the ambient mantle velocity given by the laterally homogeneous P-wave velocity model of Jeffreys and Bullen (1940). Dots in the map and cross section represent earthquake locations for events with $M > 3$. The hypocenters in the cross section belong to events located within 100 km of distance from the plane of cross section.

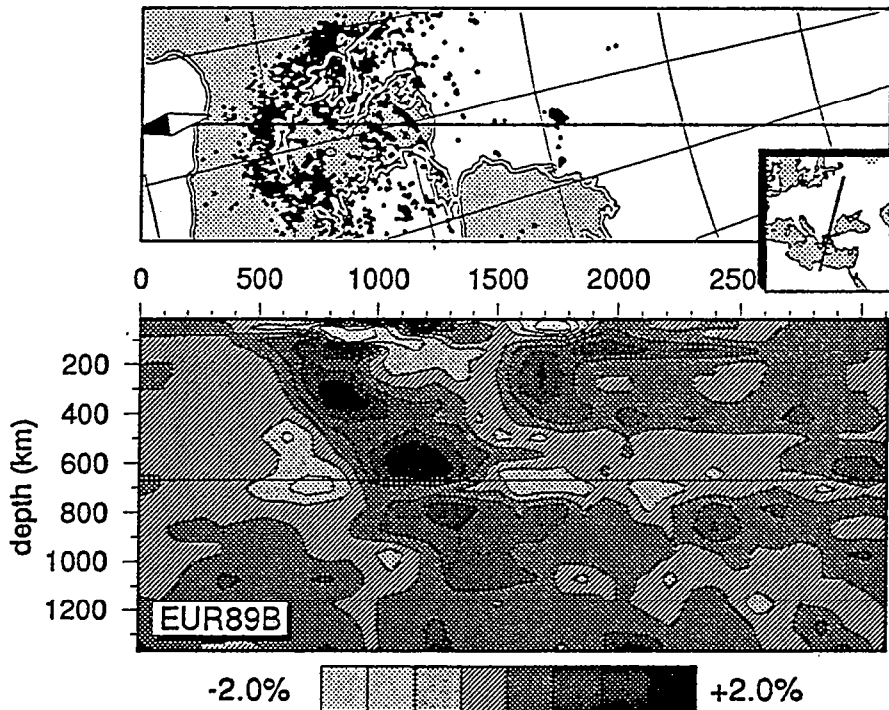
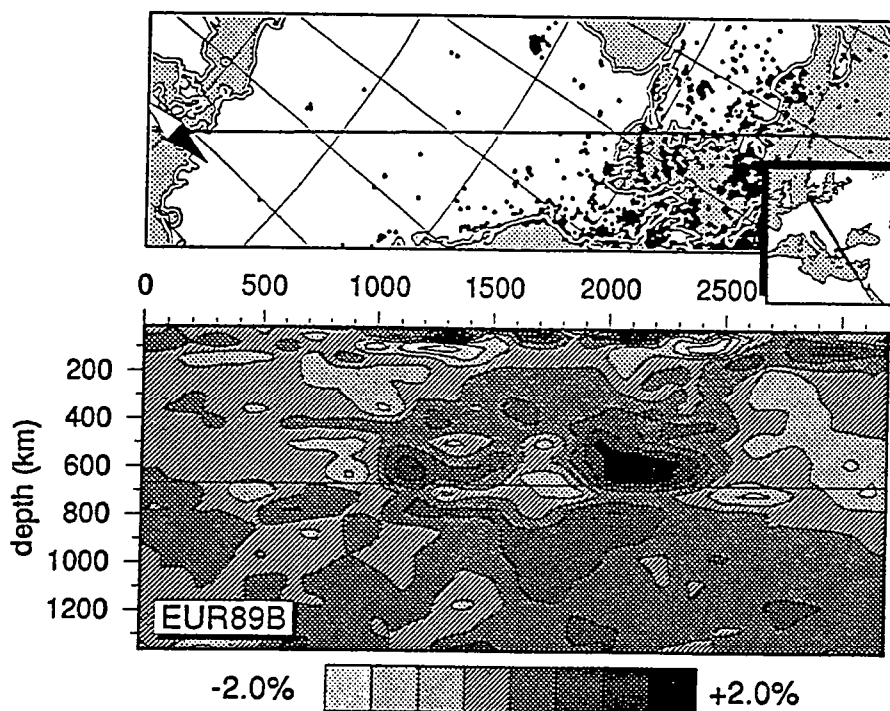
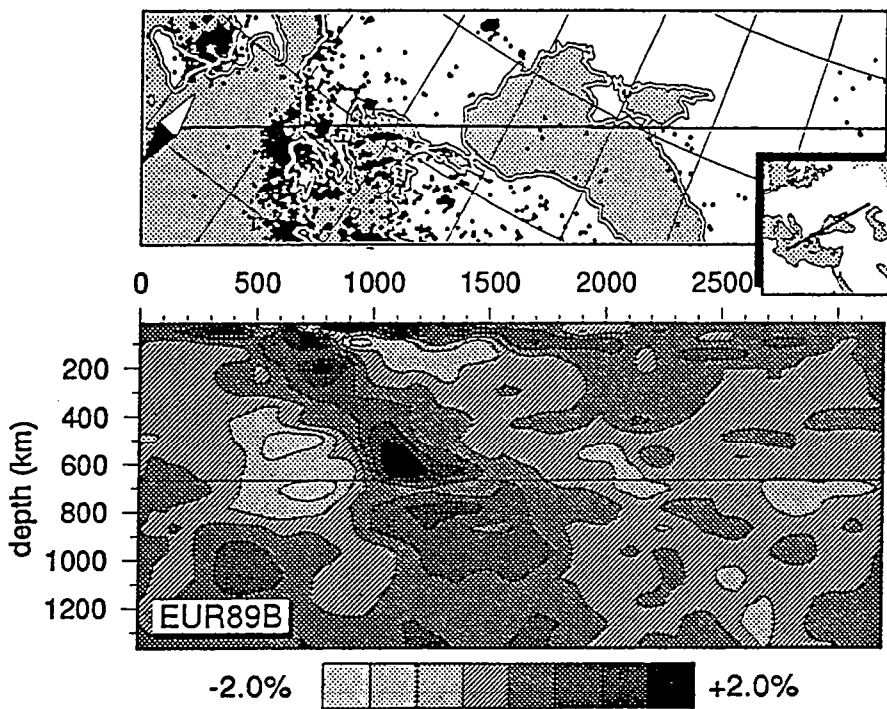


Fig. I.36: Résultats de l'analyse tomographique du manteau sous le domaine égéen et alentours.

(a) Coupe passant par la Crète, avec localisation de la sismicité, d'après Wortel & Spakman (1992).

(b) Coupes plus récentes, d'après Spakman et al. (1993).



km (Spakman et al., 1993; Fig. I.36b). Après divers tests, les auteurs de ces études considèrent que la probabilité est très faible pour que les images obtenues représentent un artefact de calcul, en particulier du fait du grand nombre de données sismiques traitées. La résolution spatiale est variable suivant la profondeur, bonne au-dessus de 170 km et en-dessous de 400 km de profondeur, et moins bonne entre 170 et 400 km, comprise entre 50 et 130 km.

L'interruption de la sismicité dès ≈ 170 km de profondeur n'est pas incompatible avec l'existence d'un panneau lithosphérique de bien plus grande longueur; elle indique seulement la profondeur à partir de laquelle la relaxation thermique est suffisamment avancée pour que la déformation interne du panneau ne s'exprime plus de façon sismique (Spakman et al., 1988; Wortel et al., 1990). Typiquement, une lithosphère ancienne telle que celle de la Méditerranée orientale (mésozoïque, probablement crétacée; e.g., Erickson et al., 1977; Ricou et al., 1986; De Voogd et al., 1992) devient asismique au bout de 15-10 Ma après sa subduction, ce qui suggère que la partie sismiquement active du panneau plongeant sous le domaine égéen correspond à la portion de lithosphère subductée depuis cette date (Spakman et al., 1988).

A partir des premières images tomographiques produites, coupées à 600 km de profondeur (Fig. I.36a), Spakman et al. (1988) ont proposé un âge minimal de la subduction compris entre 26 et 40 Ma. Cet âge tient compte du taux de convergence entre Afrique et Eurasie, estimé entre 1 et 1.5 cm/an, et de la quantité maximale de convergence supplémentaire attribuable à l'expansion égéenne, estimée à 400 km -il faut constater qu'en refermant grossièrement l'arc égéen entre la côte albanaise et la baie d'Antalya (Fig. I.20), on obtient une migration de la zone de subduction vers le SSW légèrement plus forte, d'environ 440-500 km. Les images tomographiques les plus récentes montrant une anomalie jusqu'à 800 km de profondeur au moins (Fig. I.36b), il s'ensuit que l'âge minimal de la subduction peut être plus ancien encore (Spakman et al., 1993). En suivant la même méthode de calcul que Spakman et al. (1988), on obtient un âge minimal de la subduction de ≈ 47 Ma. D'un autre côté, ces calculs considèrent le panneau plongeant comme un objet rigide dont la longueur n'est fonction que de la vitesse de convergence au niveau de la zone de subduction, alors que plusieurs études récentes tendent à montrer qu'une lithosphère subductée subit un étirement important dans la direction de sa pente (e.g., Tao & O'Connell, 1993). Dans le cas du domaine égéen, cette remarque semble justifiée du fait que les mécanismes au foyer de la partie superficielle du panneau plongeant montrent un axe d'étirement dans la direction de plongement locale (cf ci-dessus, paragraphe b-2; voir Isacks & Molnar, 1971 pour d'autres exemples de subduction). Par conséquent, il est possible que l'âge de 26-40 Ma proposé par Spakman et al. (1988) ne soit pas particulièrement sous-estimé. L'étude récente par Kastens (1991) de forages réalisés dans la partie occidentale de la Ride est-méditerranéenne montre qu'une partie importante (un tiers environ) de ce prisme d'accrétion était déjà construit au

début du Serravallien (vers 15 Ma), ce qui est en accord avec l'hypothèse d'une subduction "précoce", plus ancienne en tout cas que la date communément retenue de 13 Ma (Le Pichon & Angelier, 1979) ou 16 Ma (Mercier et al., 1989). Une simple règle de trois et l'hypothèse que le prisme s'est construit dès la formation de la marge active conduisent à estimer un âge du début de la subduction vers 22 Ma.

La cartographie tomographique du manteau indique en outre que la limite nord-occidentale de l'arc égéen ne semble pas correspondre à une transition entre subduction (sud-hellénique) et collision (Apulie-Dinarides). En effet, le panneau plongeant identifié sous le domaine égéen est observé également le long de la côte est de la mer adriatique (au moins le long de sa moitié méridionale), jusqu'à une profondeur de 350 km environ (Wortel & Spakman, 1992; Spakman et al., 1993; Fig. I.36c).

Les premières images produites ont mis en évidence l'existence d'une "déchirure" le long du panneau plongeant, aux environs de 200 km de profondeur, le long de la côte adriatique jusqu'au sud du Péloponnèse (Spakman et al., 1988; Wortel & Spakman, 1992; Fig. I.36d, e et f). Comme discuté par Sorel et al. (1988) et Wortel & Spakman (1992), il est probable qu'une telle déchirure est à même de changer radicalement le régime tectonique associé à la zone de subduction. En effet, la force d'entraînement vers le bas d'une lithosphère dense (slab pull) étant proportionnelle à la longueur du panneau déjà subducté (e.g., Molnar & Gray, 1979; Le Pichon, 1982; Fig. I.16d), une déchirure au sein du panneau revient à diminuer brusquement la force d'enfoncement transmise à la zone de subduction, et du même coup la force d'étalement du continent sus-jacent en direction de la fosse (Bott et al., 1989; Whittaker et al., 1992; Fig. I.12b et c). Sorel et al. (1988) proposent ainsi d'interpréter le changement cinématique observé dans le domaine nord-égéen depuis une extension radiale (NE-SW) vers une extension parallèle (NNW-SSE) au fossé ionien comme le résultat de cette déchirure, qui serait donc récente (≈ 1 Ma). Comme Mercier et al. (1979, 1989) et Angelier et al. (1982), Sorel et al. estiment que ce changement cinématique affecte non seulement le nord et l'ouest du domaine égéen, mais aussi le centre-sud (Cyclades), ce que nous avons déjà été amené à mettre en doute. Alternativement, il est tentant de proposer une corrélation entre le fait que la déchirure observée en tomographie se propage jusqu'à l'aplomb du Péloponnèse méridional (Fig. I.36e et f) et l'observation dans cette même région d'un important changement de la direction d'extension, N-S au nord, E-W au sud (cf ci-dessus, paragraphes b-5 et c; Fig. I.28b et I.30b). Lybérís & Lallemand (1985) et Hatzfeld et al. (1990) ont proposé que ce changement le long du Péloponnèse méridional marque la transition latérale actuelle entre subduction hellénique et collision apulienne. Cette interprétation n'est pas particulièrement en accord avec les données bathymétriques (Fig. I.17a et b), qui suggèrent que le bassin océanique ionien se prolonge vers le nord jusqu'en face des îles ioniennes, ni avec les données tomographiques, qui suggèrent donc plutôt que la virgation de la direction d'extension observée corresponde

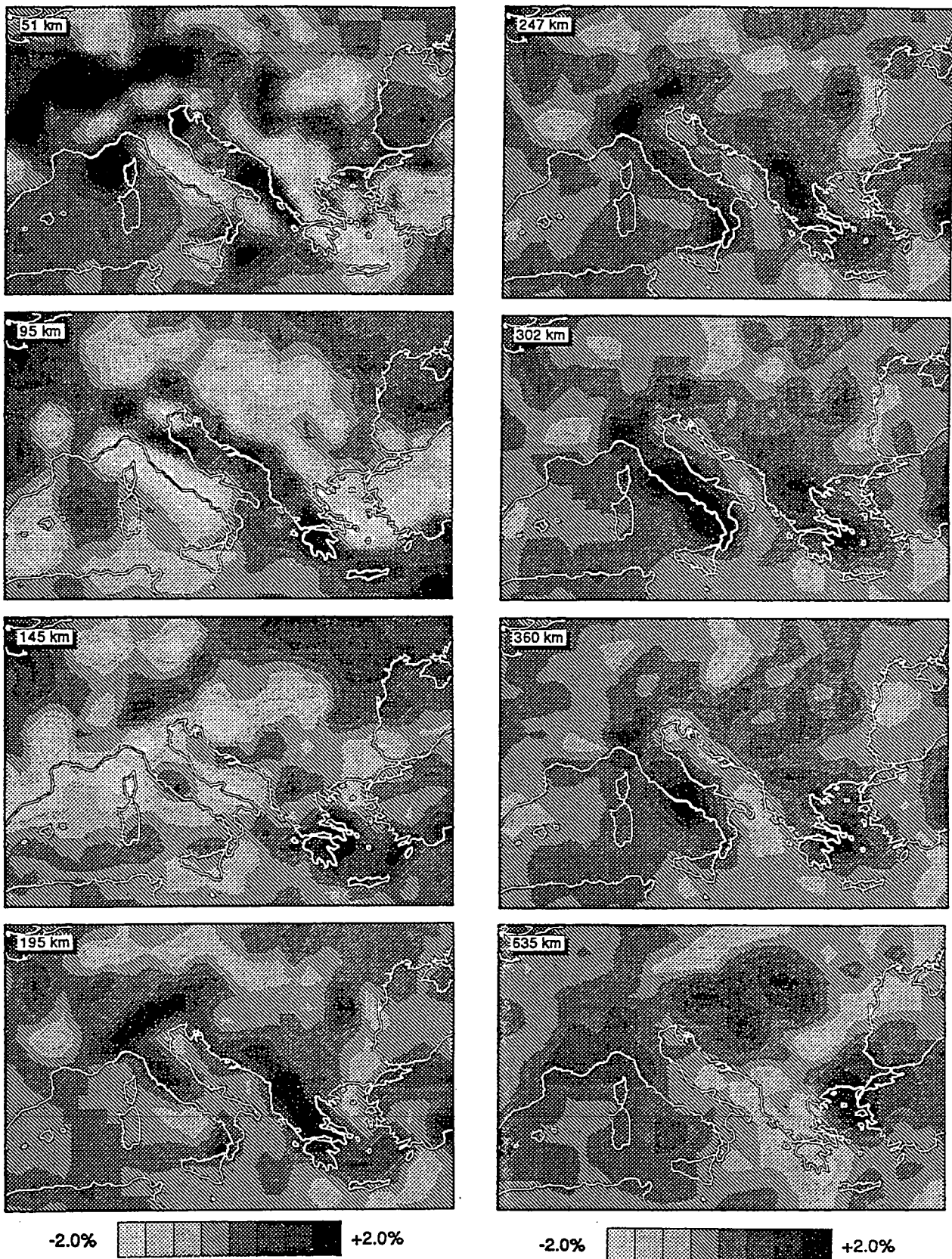


Fig. I.36: Résultats de l'analyse tomographique du manteau sous le domaine égéen et alentours (suite).
 (c) Cartes sériées, avec les profondeurs correspondantes, d'après Spakman et al. (1993).

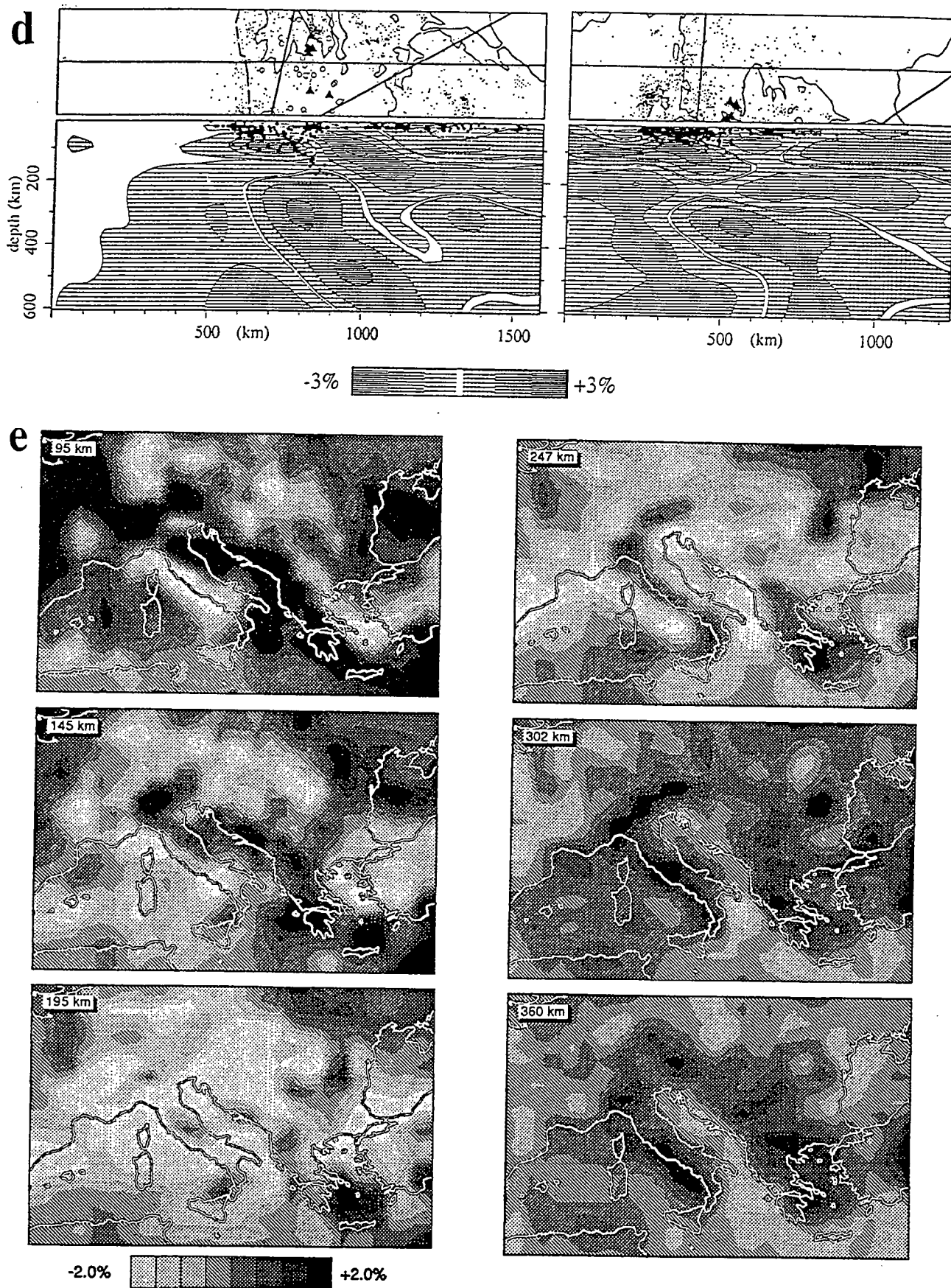
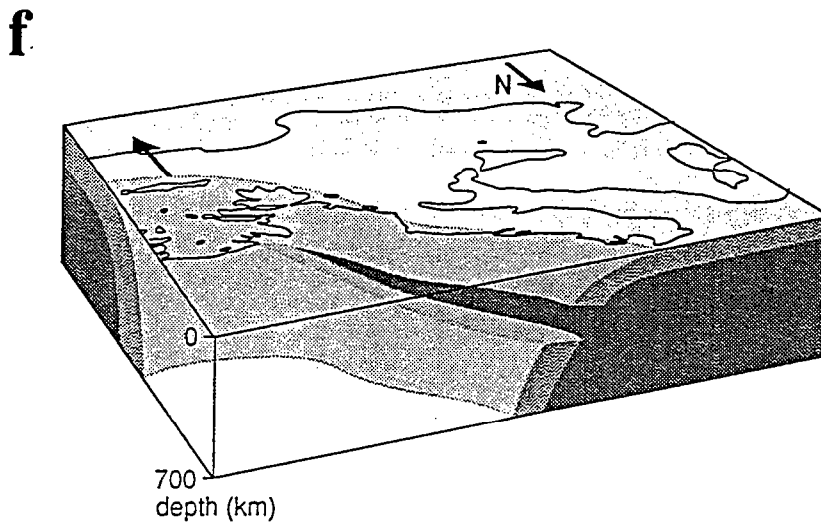


Fig. I.36: Résultats de l'analyse tomographique du manteau sous le domaine égéen et alentours (suite).

(d) Image suggérant un panneau plongeant déchiré vers 200 km de profondeur, à l'aplomb du nord de la Grèce continentale, d'après Spakman et al. (1988).

(e) Premières cartes sériées obtenues, in Spakman et al. (1993). Comparer avec (c).

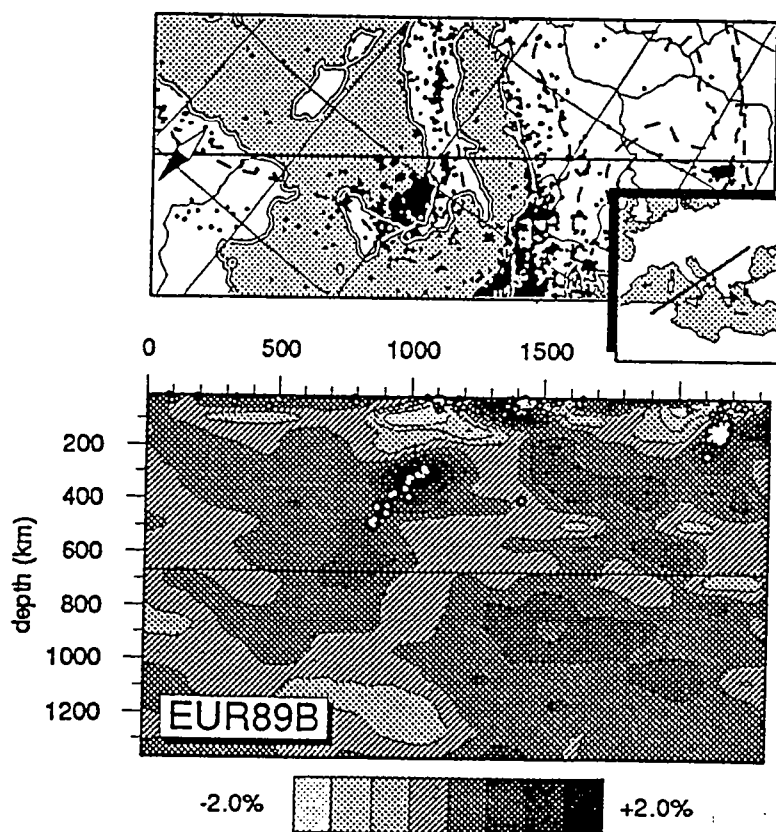
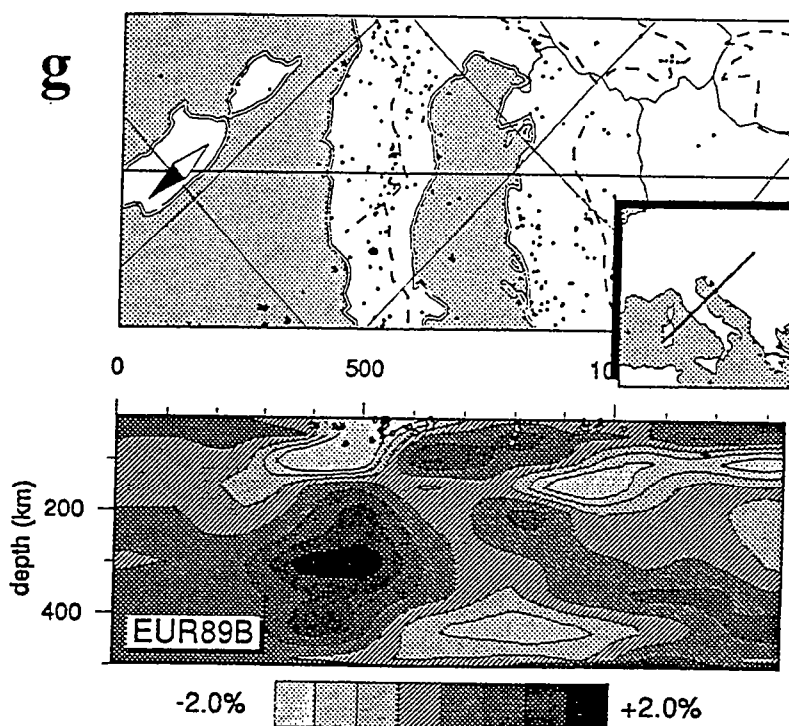


Eastern Mediterranean. Schematic slab geometry for the Hellenic/Aegean subduction zone (interpretation of tomography results), as viewed from the Northeast (note North direction). The deep parts of the descending slab are detached, except in the region near Crete (left side of the figure). Arrow near Crete indicates direction of roll-back of the trench system.

Fig. I.36: Résultats de l'analyse tomographique du manteau sous le domaine égéen et alentours (suite et fin).

(f) Bloc-diagramme schématique illustrant la déchirure du panneau plongeant suggérée par les premières images tomographiques obtenues. D'après Wortel & Spakman (1992).

(g) Deux coupes au travers de la mer adriatique, d'après Spakman et al. (1993).



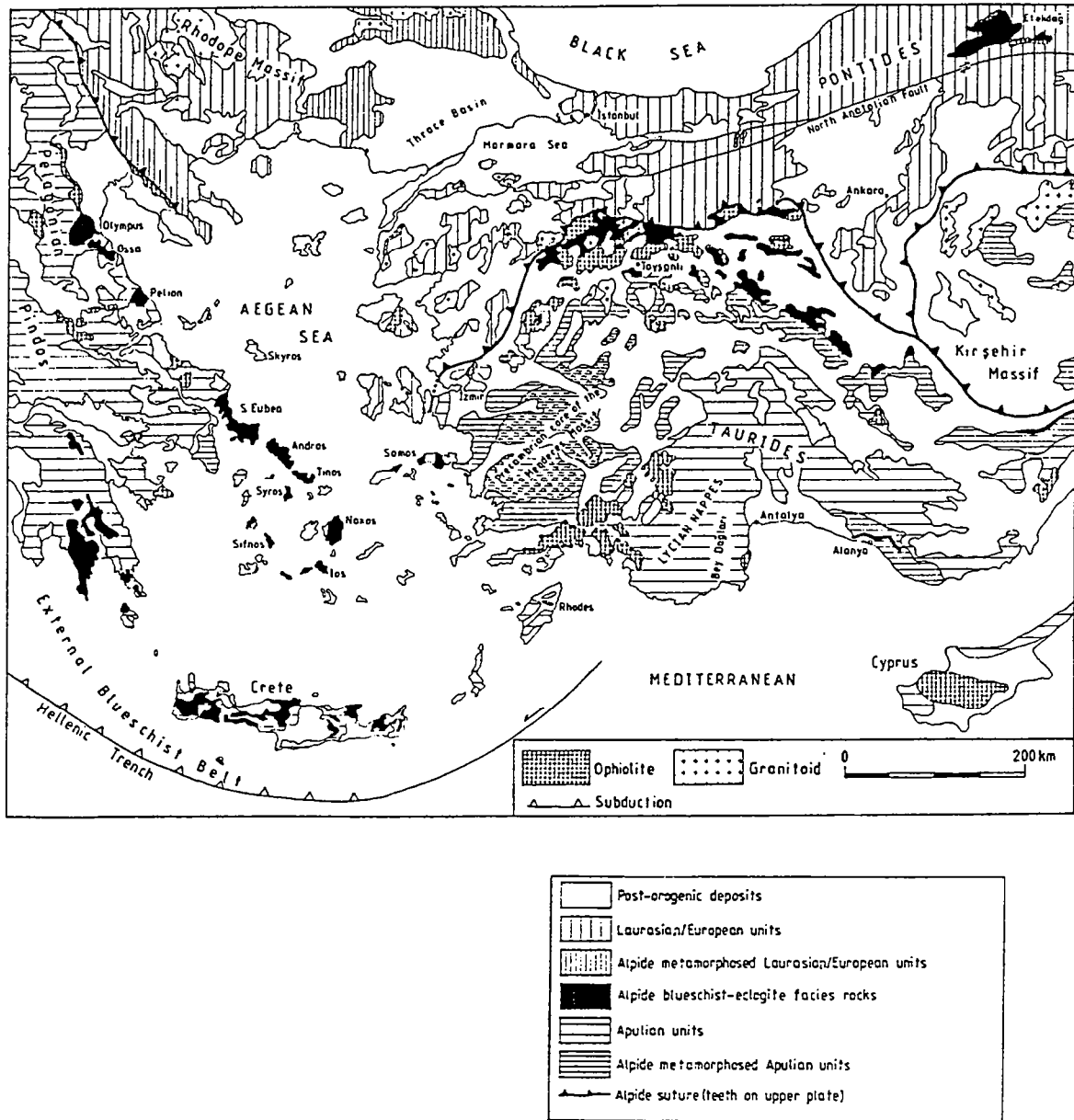


Fig. I.37: La chaîne alpine dans le domaine égéen.

(a) Carte structurale synthétique, d'après Okay (1989). L'âge précambrien des roches métamorphiques au coeur du Massif du Menderès est douteux.

à la transition latérale sous-jacente entre un panneau subducté entier, au sud-est, et un panneau déchiré à environ 200 km de profondeur, au nord-ouest (Fig. I.36f).

Toutefois, il faut remarquer que les images tomographiques les plus récemment acquises (Spakman et al., 1993; Fig. I.36a et c) ne montrent pas aussi clairement une déchirure du panneau plongeant sous l'ouest du domaine égéen que les images antérieures (Spakman et al., 1988; Wortel & Spakman, 1992; Fig. I.36d et e). Spakman et al. (1993) estiment que cette déchirure reste probable, en particulier le long de la côte adriatique (Fig. I.36g). L'espace ménagé par la déchirure apparaît néanmoins beaucoup moins important, et sa propagation vers le sud-est ne semble se faire que jusqu'à l'aplomb des îles ioniennes (Fig. I.36c). Cette dernière observation peut suggérer une corrélation entre limite latérale de la déchirure du panneau plongeant et la limite latérale de l'arc égéen proposée par exemple par McKenzie (1978; Fig. I.27a) et Le Pichon & Angelier (1979; Fig. I.33) sur la base d'un changement de localisation de la sismicité compressive en bordure du continent sus-jacent (cf ci-dessus, paragraphe b-5).

2. *Structure et évolution de la chaîne hellénique*

Nous ne traiterons ici que des traits essentiels des premiers stades de l'évolution du domaine égéen, en passant outre de nombreux problèmes qui demeurent posés à ce sujet. Deux points essentiels ressortent des études de la chaîne hellénique réalisées au cours des deux dernières décennies (e.g., Aubouin, 1973; Jacobshagen et al., 1978; Bonneau, 1982; Ricou et al., 1986) :

(1) La chaîne hellénique appartient à l'orogène alpin (Fig. I.18 et I.37a). Son évolution débute à la fin du Jurassique avec le charriage d'une grande nappe ophiolitique (Fig. I.37b), et se prolonge, d'après de nombreux auteurs, jusqu'au Pliocène inférieur (e.g., Mercier et al., 1979). Le stade Crétacé moyen-supérieur de l'orogène est assez mal compris et correspond peut-être à une période de "calme" relatif au cours de laquelle la convergence Afrique-Eurasie aurait été accommodée par subduction d'un ou plusieurs domaines océaniques (zones du Vardar et/ou du Pinde; Fig. I.37b). La collision proprement dite est en tout cas en cours pendant le Paléocène et surtout l'Eocène. Elle se traduit en particulier par le développement de grands chevauchement crustaux, dont la trace la plus tangible reste le métamorphisme de haute pression/basse température (HP/BT) mis en évidence par de nombreuses études pétrographiques à travers le domaine égéen (e.g., Blake et al., 1981; Seidel et al., 1982; Bonneau & Kienast, 1982; Schliestedt et al., 1987; Okay, 1989; Okrusch & Bröcker, 1990; Theye & Seidel, 1991). Les unités de "haute pression" (HP) se répartissent actuellement en deux grandes bandes régionales traversant le domaine égéen (e.g., Bonneau & Kienast, 1982; Fig. I.37a).

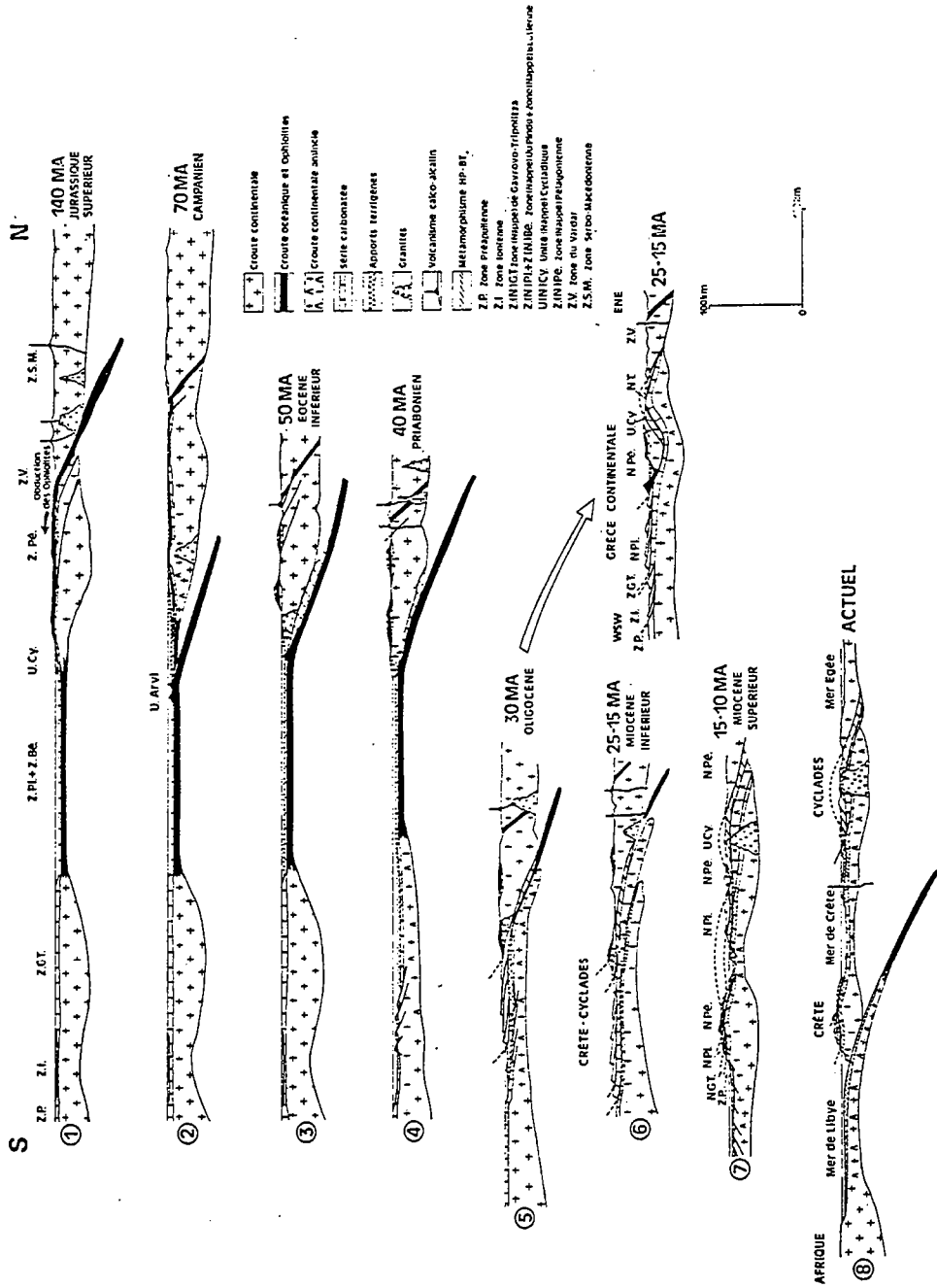


Fig. I.37: La chaîne alpine dans le domaine égéen (suite).
 (b) Evolution géodynamique de la chaîne hellénique, d'après Bonneau (1982). Par rapport à cette interprétation, nous ne retenons pas l'idée d'un développement du métamorphisme HP des Cyclades en contexte de subduction océanique (stades 3 et 4), en raison de la nature clairement continentale de toutes les unités affectées par ce métamorphisme.

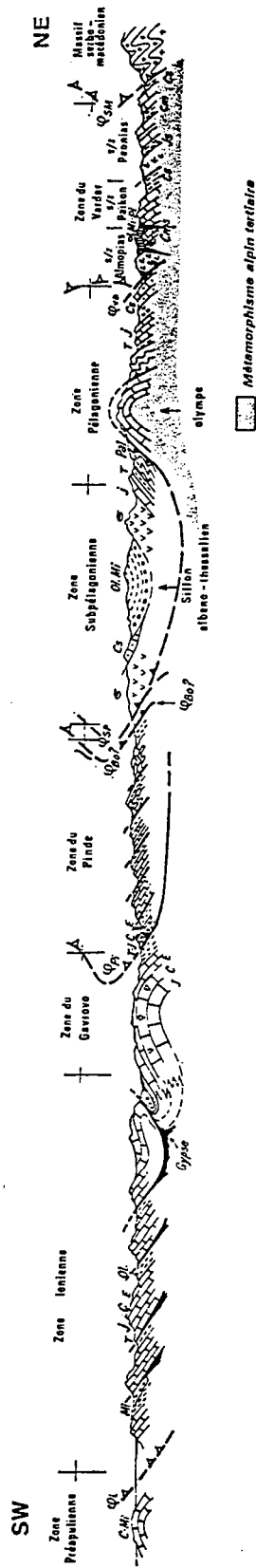


Fig. I.37: La chaîne alpine dans le domaine égéen (suite).
 (c) Coupe de la chaîne hellénique au travers de la Grèce continentale, d'après Aubouin (1973). Le saut de métamorphisme représenté dans l'ouest de la zone pélagonienne est contredit par diverses études pétrographiques récentes (Godfriaux et al., 1988; Schermer, 1990; Kiliias, 1991) : le même métamorphisme HP cénozoïque est observé de part et d'autre du chevauchement encadrant la fenêtre de l'Olympe.

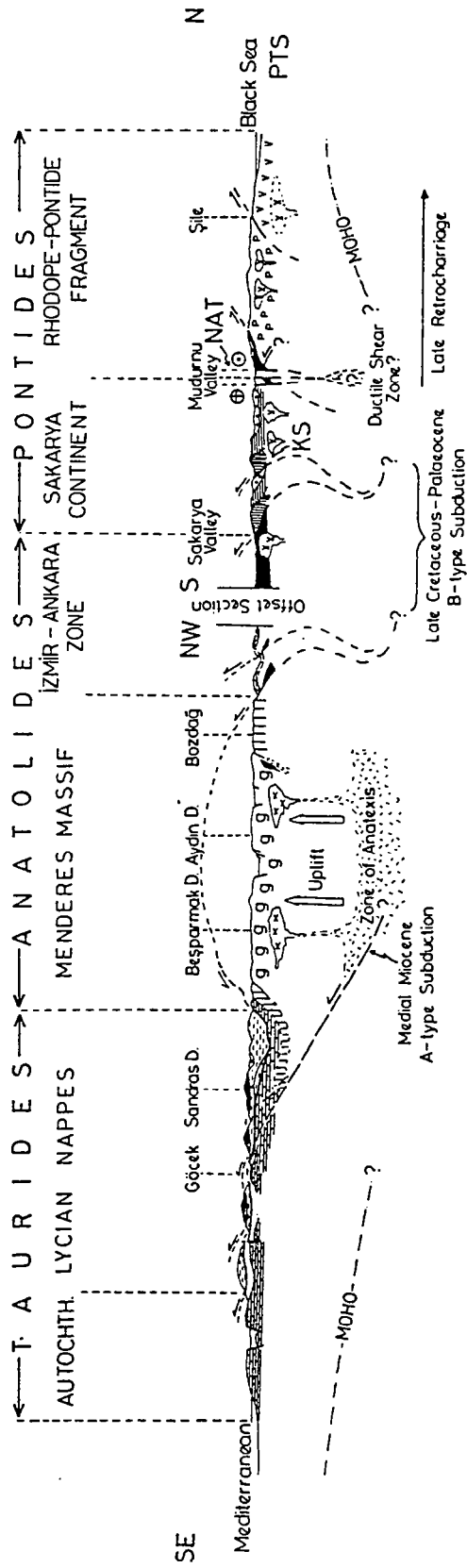


Fig. I.37: La chaîne alpine dans le domaine égéen (suite).
 (d) Coupe synthétique au travers de l'ouest de la Turquie, d'après Sengör & Yilmaz (1981). NAT désigne la Faille Nord-Anatolienne.

La présente étude portant sur l'une de ces régions, nous renvoyons le lecteur au paragraphe "contexte régional" des publications présentées à la suite pour plus de précisions.

(2) La chaîne hellénique est caractérisée par une vergence générale des chevauchements majeurs vers le sud (ou vers l'ouest, en fonction de la courbure actuelle de l'arc égéen; Fig. I.18, I.37b et c). Cette polarité est mise en évidence non pas tant par des études cinématiques des sens de cisaillement (peu nombreuses, en particulier au niveau des unités métamorphiques) que par l'observation d'une migration lente de la déformation au travers de la chaîne, depuis le nord vers le sud, révélée par exemple par l'apparition progressivement plus récente vers le sud des dépôts de type "flysch" au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque.

Outre ces deux aspects essentiels de la chaîne hellénique, trois autres caractéristiques méritent attention :

(1) Comme déjà signalé, une corrélation approximative est établie entre les structures de la chaîne hellénique et celles de la chaîne taurique, au travers du domaine marin (e.g., Dürr et al., 1978; Fig. I.20 et I.37a). Sur une coupe N-S le long de la côte turque (Fig. I.37d), la chaîne taurique présente l'aspect d'un large bombement dont le coeur est occupé par les roches métamorphiques du Massif du Menderès, équivalent latéral probable de la fenêtre métamorphique des Cyclades. Plus au sud, la chaîne est composée d'un empilement de nappes charrié sur une distance d'environ 100 km par-dessus l'unité autochtone des Bey Daglari (Fig. I.20), postérieurement au dépôt de sédiments du Miocène moyen et avant le dépôt transgressif du Tortonien (e.g., Brunn et al., 1970; Marcoux et al., 1989). Malgré la flèche importante de cet accident, il ne semble pas que les séries sédimentaires autochtones soient métamorphisées (ce qu'il faut considérer avec prudence du fait qu'il s'agit essentiellement de carbonates), suggérant une structure en chevauchement pelliculaire.

(2) Sur le flanc occidental de la mer Egée, les études stratigraphiques et métamorphiques des différentes zones de la chaîne hellénique permettent d'envisager l'existence au cours du Cénozoïque de deux grandes périodes caractérisées chacune par un mode de raccourcissement intracontinental distinct.

Il semble en effet que l'essentielle de l'épaississement crustal ait été réalisé précocement, lors d'un premier stade d'évolution au cours duquel se sont développés les deux ensembles régionaux d'unités à métamorphisme HP (Fig. I.37a). L'âge maximal que l'on peut avancer pour la fin de ce premier stade est celui des formations sédimentaires les plus jeunes rencontrées dans les unités HP les plus externes. Bizon et al. (1976) signalent une microfaune Oligocène inférieur dans plusieurs occurrences de l'unité HP autochtone, le long de l'arc hellénique externe. C'est cette datation que nous avons retenu dans les publications présentées par la suite. Toutefois, Bizon et al. (1976,

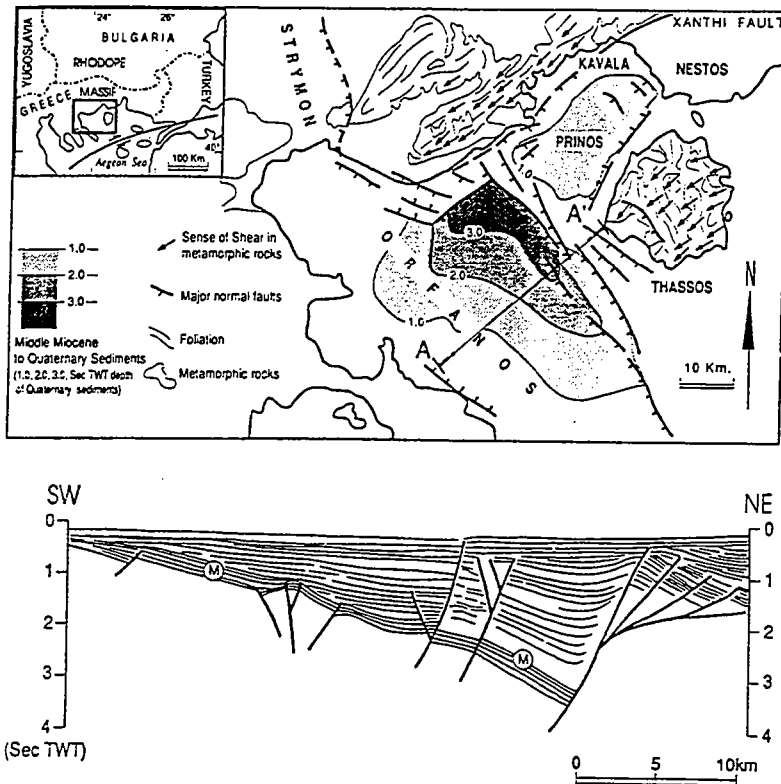


Fig. 1. (a) Simplified geological map of the southern Rhodope massif (after IGME 1989). Arrows indicate a top-to-the-southwest sense of shear associated with stretching lineations. Only major faults from the Orfanos and Prinios Gulfs are presented; numbers correspond to Quaternary depth contours (Martin 1987), in two-way time seconds (s TWT). (b) Line drawing of a northeast-southwest seismic profile (A-A' in Fig. 1a) across the Gulf of Orfanos basin (after Martin 1987). Note the sense of the tilted blocks and the roll-over shape of the system. M: Miocene.

Fig. I.37: La chaîne alpine dans le domaine égéen (suite et fin).

(e) Carte structurale de la région de l'île de Thassos, en bordure sud du Massif du Rhodope, et tracé des réflecteurs d'un profil de sismique-réflexion, d'après Sokoutis et al. (1993). L'ensemble de la déformation -ductile et fragile- est interprété comme le résultat d'un cisaillement le long d'une zone de détachement extensive.

p. 340) précisent que c'est en raison de l'absence de certaines espèces de globigérines dans les niveaux fossilifères qu'un âge Oligocène inférieur est retenu, l'âge réellement déterminé étant Eocène supérieur-Oligocène inférieur. Par conséquent, un âge Eocène supérieur reste envisageable pour la transition du premier au second stade de l'évolution cénozoïque de la chaîne hellénique.

Une telle interprétation diffère de celle, classique, qui attribue un âge plus jeune (Oligocène-Miocène inférieur) au chevauchement associé au métamorphisme HP externe (e.g., Bonneau, 1982; Altherr et al., 1982; Fassoulas et al., 1994; Jolivet et al., sous presse; Fig. I.37b), sur la base de données radiométriques concernant les unités HP de Crète et du Péloponnèse (Seidel et al., 1982). Les datations K-Ar obtenues sur mica blanc et actinote sont pour la plupart comprises entre 23 et 18 Ma, et sont considérées comme représentant l'âge du chevauchement majeur. En réalité, non seulement la relation entre datations radiométriques K-Ar et l'âge du pic en pression d'un métamorphisme HP a peu de chance d'être simple, dans le cas général (e.g., Scaillet et al., 1992) comme dans ce cas précis -au mieux, on obtient un âge de refroidissement-, mais en outre la relation temporelle entre métamorphisme HP et le processus d'enfouissement n'est pas nécessairement simple non plus. Ceci est d'autant plus vrai si l'on est amené à inclure dans l'ensemble "haute pression" des assemblages de basse température ne correspondant pas au véritable pic de pression subi, celui-ci pouvant être mal exprimé pétrographiquement -une telle situation sera décrite plus loin dans les Cyclades. Par conséquent, seul l'âge paléontologique (?Eocène supérieur-Oligocène inférieur) nous semble en mesure de contraindre correctement l'âge (maximal) du chevauchement lié au domaine HP externe.

Nous proposons que le second stade d'évolution de la chaîne au Cénozoïque soit caractérisé par une atténuation sensible du processus d'épaississement crustal -ou plus exactement par l'absence d'indices d'un fort épaississement. Tous les chevauchements du domaine égéen assurément postérieurs à l'Eocène supérieur sont effet du type décollement de couverture sur socle, et n'apparaissent pas associés au développement d'assemblages métamorphiques. En Grèce continentale, ces chevauchements sont pour la plupart localisés à l'avant du domaine HP interne (c'est-à-dire, en Fig. I.20, à l'ouest du hachuré oblique). Ils délimitent les diverses zones externes des Hellénides, dont la distinction est essentiellement basée sur l'âge de l'apparition du flysch (e.g., Aubouin, 1973; Fig. I.37c). Sorel et al. (1992) ont récemment montré que la durée d'activité de ces accidents avait été très courte (≤ 1 Ma), et leur développement en série interrompu par de longues périodes de calme tectonique à subsidence lente. Le seul chevauchement assurément post-Eocène qui puisse apparaître important à l'échelle de l'Egée est situé à la limite orientale de l'arc : c'est le charriage des nappes lyciennes sur l'autochtone des Bey Daglari, mentionné plus haut.

(3) Les études les plus récentes du Massif du Rhodope, au nord du domaine égéen (Fig. I.37a), révèlent que la plus grande partie de cet ensemble de roches métamorphiques de moyenne à haute température n'est pas d'âge hercynien ou précambrien, comme longtemps supposé, mais alpin -comme proposé précocement par certains auteurs allemands (e.g., Meyer, 1968; Kronberg et al., 1970; Jacobshagen et al., 1978, p. 549). De nombreuses données radiométriques viennent à l'appui de cette réinterprétation (e.g., Liati, 1986; Arnaudov et al., 1990a, b) et indiquent plus précisément un âge Paléocène-Eocène pour le métamorphisme de diverses unités migmatitiques et amphibolitiques (âges U/Pb entre 62 et 30 Ma, âges K/Ar sur hornblende, biotite et muscovite entre 47 et 35 Ma). Dans d'autres unités, l'événement HT est probablement éo-alpin (anté ou syn-Crétacé supérieur; Ivanov, 1988; Arnaudov et al., 1990a; Goranov & Atanasov, 1992). Diverses études pétrographiques montrent que ce métamorphisme HT fait suite à un métamorphisme éclogitique dont les pressions dans plusieurs unités sont estimées à environ 13-15 kbar (e.g., Liati & Mposkos, 1990; Guiraud et al., 1992; Mposkos & Liati, 1993). Une étude structurale récente de Burg et al. (1990) établit l'existence dans le Rhodope septentrional (bulgare) d'une déformation ductile cisailante synchrone du métamorphisme HT et de l'intrusion de granites, avec une direction et un sens de cisaillement qui varient d'une unité à l'autre sur une même verticale. D'autres auteurs avaient reconnu auparavant la nature "tardi-tectonique" de certains plutons du Rhodope occidental grec, c'est-à-dire le fait qu'ils soient affectés par la même déformation ductile que leur encaissant métamorphique (e.g., Meyer, 1968; Kronberg et al., 1970; Kokkinakis, 1980). Les âges de refroidissement de ces intrusions s'étalent de l'Eocène supérieur au Miocène moyen (e.g., Dürr et al., 1978; Kolocotroni & Dixon, 1991; Jones et al., 1992).

L'ensemble de ces données indique que le "Massif" du Rhodope est largement impliqué dans l'orogène alpin. Cette région ne constitue donc pas un socle ancien et peu déformable coincé entre les Hellénides au sud et la chaîne des Balkans au nord, ce qui permet d'envisager une continuité simple entre ces deux branches antithétiques de la chaîne alpine.

En outre, plusieurs études structurales récentes menées en bordure sud du Rhodope permettent d'affirmer qu'une partie au moins de la déformation ductile HT est d'origine extensive, en particulier celle synchrone de la mise en place d'intrusions Oligocène-Miocène inférieur (Kolocotroni & Dixon, 1991; Sokoutis et al., 1993; Dinter & Royden, 1993; voir aussi Koukouvelas & Pe-Piper, 1991). La déformation observée sur l'île de Thassos, immédiatement au sud du Rhodope, est compatible avec le fonctionnement au Miocène inférieur et moyen d'un détachement extensif majeur incliné vers le sud-ouest (Fig. I.37e).

PARTIE II :
L'EXTENSION CRUSTALE DANS LE DOMAINE CENTRE-EGEEN



Introduction

Cette seconde partie débute avec un article publié à *Tectonics* (Gautier et al., 1993), qui décrit l'analyse menée sur les îles de Naxos et Paros. Ces deux îles, situées au coeur des Cyclades, présentent la particularité d'être occupées en leur centre par un dôme migmatitique. De nombreuses données métamorphiques et radiométriques sont disponibles sur Naxos; Paros présente la section la plus complète dans les sédiments de l'Unité supérieure : c'est sur ces deux îles que les données structurales peuvent le mieux se combiner aux données des autres disciplines pour mettre en évidence l'origine extensive de la déformation ductile et fragile. Un second article est présenté à la suite, publié à *Geodinamica Acta* (Gautier & Brun, 1994), qui permet d'étendre l'analyse à l'ensemble des autres îles étudiées, ainsi que de mettre en évidence des particularités propres aux dômes non migmatitiques, comme l'inversion du sens de cisaillement de part et d'autre d'une île. Cette seconde publication décrit également les contraintes apportées par l'analyse des données en mer. *Par rapport aux versions soumises aux revues, les versions présentées ici de ces deux articles sont augmentées d'observations complémentaires, dans le texte, et sous forme de figures de terrain. Exceptées les références, le texte ajouté est signalé par une taille de caractère réduite; les illustrations ajoutées sont identifiées dans la légende.* Enfin, le troisième volet de cette seconde partie présente des "observations complémentaires", principalement sous forme d'illustrations (cartes, coupes, photos de terrain), ainsi qu'un texte traitant de problèmes particuliers. Les versions adaptées des publications renvoient souvent aux figures présentées dans ce troisième volet, notées sous la forme "Fig. II.1a". Le paragraphe "Structural analysis: main results" de la publication en tête de la troisième partie constitue un résumé de cette seconde partie.

II. A - Etude structurale des îles de Naxos et Paros (article publié à *Tectonics*)

Résumé : Cette publication présente une étude de la déformation ductile et fragile sur les îles de Naxos et Paros (Cyclades, Grèce). Les travaux antérieurs sur ces îles ont montré qu'une zone de faille majeure, faiblement inclinée, sépare un ensemble sus-jacent de roches superficielles d'une unité sous-jacente d'origine profonde, caractérisée par une évolution métamorphique depuis des hautes vers des basses pressions. Conjointement aux données disponibles concernant la stratigraphie, le métamorphisme et la géochronologie, l'analyse structurale démontre que cette zone de faille est un détachement extensif à pendage nord. La dénudation rapide des roches de l'Unité inférieure à la suite d'un épisode métamorphique de haute température, à un taux estimé entre 1.8 et 9.5 mm/an, met en évidence la remontée tectonique de cette unité au cours du fonctionnement d'un cisaillement ductile régional à vergence nord. La transition depuis un comportement ductile vers un comportement fragile des roches de cette même unité, ainsi que la localisation progressive des déformations de forte intensité immédiatement sous le contact avec l'Unité supérieure, sont expliquées par le refroidissement progressif des roches métamorphiques en cours de dénudation. Dans l'Unité supérieure, des sédiments clastiques mio-pliocènes représentent le remplissage de bassins asymétriques ouverts entre les principales failles normales de cette unité. Les failles de l'Unité supérieure sont synthétiques de la zone de cisaillement ductile sous-jacente. Les sédiments clastiques sont de même âge (Aquitainien-25 Ma) ou plus jeunes que les indices les plus précoces de l'extension ductile dans l'Unité inférieure. Ces données fournissent un âge minimal pour le début de l'extension dans les Cyclades, qui apparaît significativement plus ancien que les âges proposés jusqu'à présent (13-5 Ma). Les données structurales suggèrent que le détachement était initialement modérément incliné ($\approx 35^\circ$). Un modèle d'évolution est proposé, dans lequel les dômes migmatitiques de l'Unité inférieure correspondent à la remontée de la croûte inférieure ductile entre deux blocs de croûte supérieure se séparant, au cours d'un processus de boudinage asymétrique de la croûte. Ce modèle de détachement s'applique à une lithosphère continentale préalablement épaissie, subissant une relaxation et un amollissement thermiques qui permettent à la déformation extensive d'atteindre un maximum d'intensité durant et à la suite du métamorphisme de haute température. Dans les Cyclades, l'extension crustale a débuté suite au développement des chevauchements du début du Cénozoïque, alors que la croûte était encore épaisse, ou encore, mais moins probablement, avant un éventuel chevauchement tardif localisé sous la surface actuelle.

STRUCTURE AND KINEMATICS OF UPPER CENOZOIC EXTENSIONAL DETACHMENT ON NAXOS AND PAROS (CYCLADES ISLANDS, GREECE)

Pierre Gautier and Jean-Pierre Brun

Géosciences Rennes, Université de Rennes, Rennes, France

Laurent Jolivet

Département de Géologie, Ecole Normale Supérieure Ulm, Paris, France

Abstract. This paper presents a study of the ductile and brittle deformation on Naxos and Paros islands (Cyclades, Greece). Previous maps and studies of the two islands have shown that a major low-angle fault zone separates surface rocks above the contact from an initially deep-seated unit below, showing a metamorphic evolution from high to low pressures. Structural analysis, as well as available stratigraphical, metamorphic, and geochronological data taken together demonstrate that this fault zone is a major normal-sense detachment zone dipping to the north. Rapid denudation of footwall rocks subsequent to high temperature metamorphism, at an estimated rate of 1.8-9.5 mm/yr, attests for tectonic unroofing during regional-scale top-to-the north ductile shearing. The change from ductile to brittle behavior of the footwall rocks together with a progressive localization of high strain intensity deformations just below the hangingwall is explained by the progressive cooling of the uprisen footwall of the detachment. Mio-Pliocene clastic sediments in the hangingwall represent the infilling of half grabens opened in between major normal faults that are synthetic to the underlying ductile shear zone. These sediments are as old as (Aquitainian-25 Ma), or younger than the earliest recognized evidence of ductile extension in the footwall. This provides a minimum age for the onset of extension in the Cyclades, which appears significantly older than maximum ages reported up to now (13-5 Ma). Structural data strongly suggest that the detachment fault was initially rather low dipping ($\approx 35^\circ$). An evolutionary model is proposed, in which migmatite domes in the footwall correspond to the uprise of the lower ductile crust between two separating upper crustal blocks, during a process of asymmetric boudinage of the crust. This detachment model applies to a previously thickened continental lithosphere, which then suffers thermal relaxation and weakening, allowing extensional deformation to reach a climax during and subsequent to high temperature metamorphism. In the Cyclades, crustal-scale extension started after Early Cenozoic thrusting, while the crust was still thick, or less likely, before late underthrusting below the present surface.

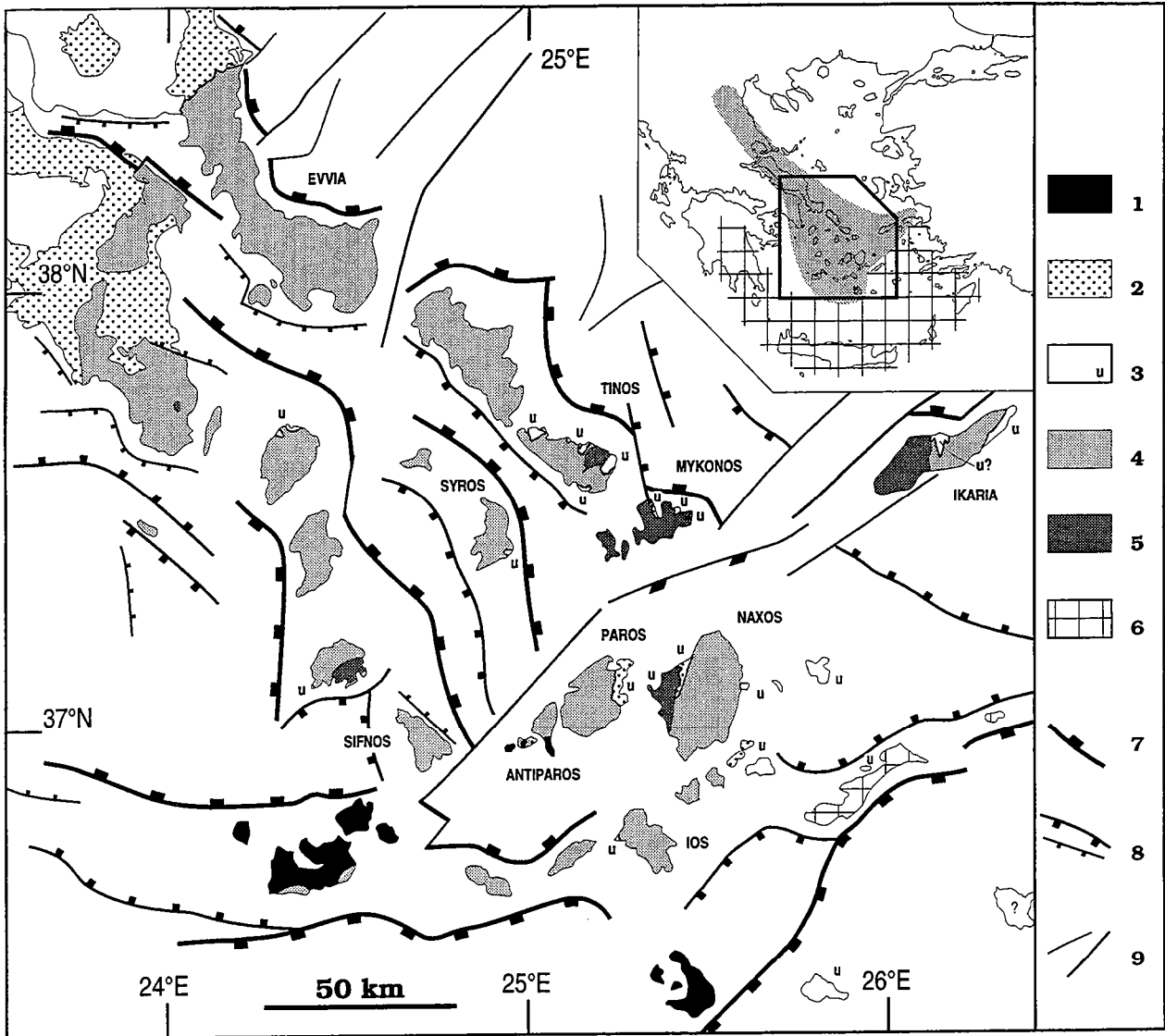


Fig. 1. Location and structural maps of the Cyclades islands. Key: 1, Pliocene-Quaternary volcanic arc; 2, main outcrops of Neogene detritic sediments; 3, undifferentiated Upper Unit; 4, metamorphic rocks of the Lower Unit; 5, I-type plutons; 6, external high pressure (HP) units; 7, 8, and 9, main faults bounding Messinian-Quaternary basins (7, major normal faults; 8, secondary normal faults; and 9, strike-slip and transfer faults). Mainly after Dürr et al. [1978], Altherr et al. [1982], and Bonneau [1982]; major faults pattern modified after Martin [1987] and Mascle and Martin [1990].

INTRODUCTION

Over the last fifteen years, the picture of widespread extension in the Aegean domain has been mostly based on the analysis of faults and seismotectonics [Mercier et al., 1979; Angelier et al., 1982; McKenzie, 1978; Taymaz et al., 1991] (cf part I.C.1). Extension is known to have been active since at least the end of the Serravalian, (i.e., 13-11 Ma [Le Pichon and Angelier, 1979; Meulenkamp and Hilgen, 1986]), but most of it is thought to have occurred in only the last 5 Ma [McKenzie, 1978; Jackson and McKenzie, 1988; Kastens, 1991]. More recently, Lister et al. [1984] have proposed a simple shear extensional model [Wernicke, 1981] to explain the ductile deformation observed in metamorphic rocks of the Central Cyclades Islands (Figure 1). A crustal-scale flat-lying detachment dipping to the south is inferred from the map-scale structure of Naxos Island and from field investigations made on the neighboring island of Ios (Fig. I.19).

This paper presents a detailed study of ductile and brittle deformation on Naxos and Paros islands; a brief description of the data and the kinematic model discussed below have been presented in two earlier notes [Gautier et al., 1989, 1990]. As with Urai et al. [1990] and Buick [1991a, b], it is shown that the sense of shear on Naxos is top-to-the-north, that is, in a sense opposite to the one previously proposed by Lister et al. [1984]. A similar top-to-the-north ductile to brittle shearing event is observed on Paros [Gautier et al., 1989, 1990]. In this paper, we show how detailed structural mapping on both Naxos and Paros demonstrates an extensional context for the ductile deformation and constrains the kinematics of extension. Available geochronological and stratigraphic data are used to constrain the timing of extension, which appears significantly older than maximum ages reported up to now. A close relationship is found between extensional ductile shearing and the opening of Mio-Pliocene basins at the surface. Previous interpretations of Naxos and Paros migmatite domes are discussed in the light of the present detachment model.

GEOLOGICAL SETTING

Earlier studies in the Cyclades archipelago (Figure 1) have led to the recognition of two main structural units [e.g., Dürr et al., 1978; Altherr et al., 1982; Okrusch and Bröcker, 1990].

The "upper unit" is nonmetamorphic or contains rocks metamorphosed during an early (Late Cretaceous) high temperature event (above references; see also Bonneau [1982]). On Naxos and Paros (Figure 2), this unit is composed of ophiolitic rocks overlain by neritic limestones of late Lower Cretaceous age [Papanikolaou, 1980; Robert, 1982], followed by a succession of Neogene clastic sediments. Stratigraphic data from Naxos and Paros [Jansen, 1973, 1977; Roesler, 1978; Angelier et al., 1978; Papanikolaou, 1980; Robert, 1982] and from the Cyclades as a whole [Büttner and

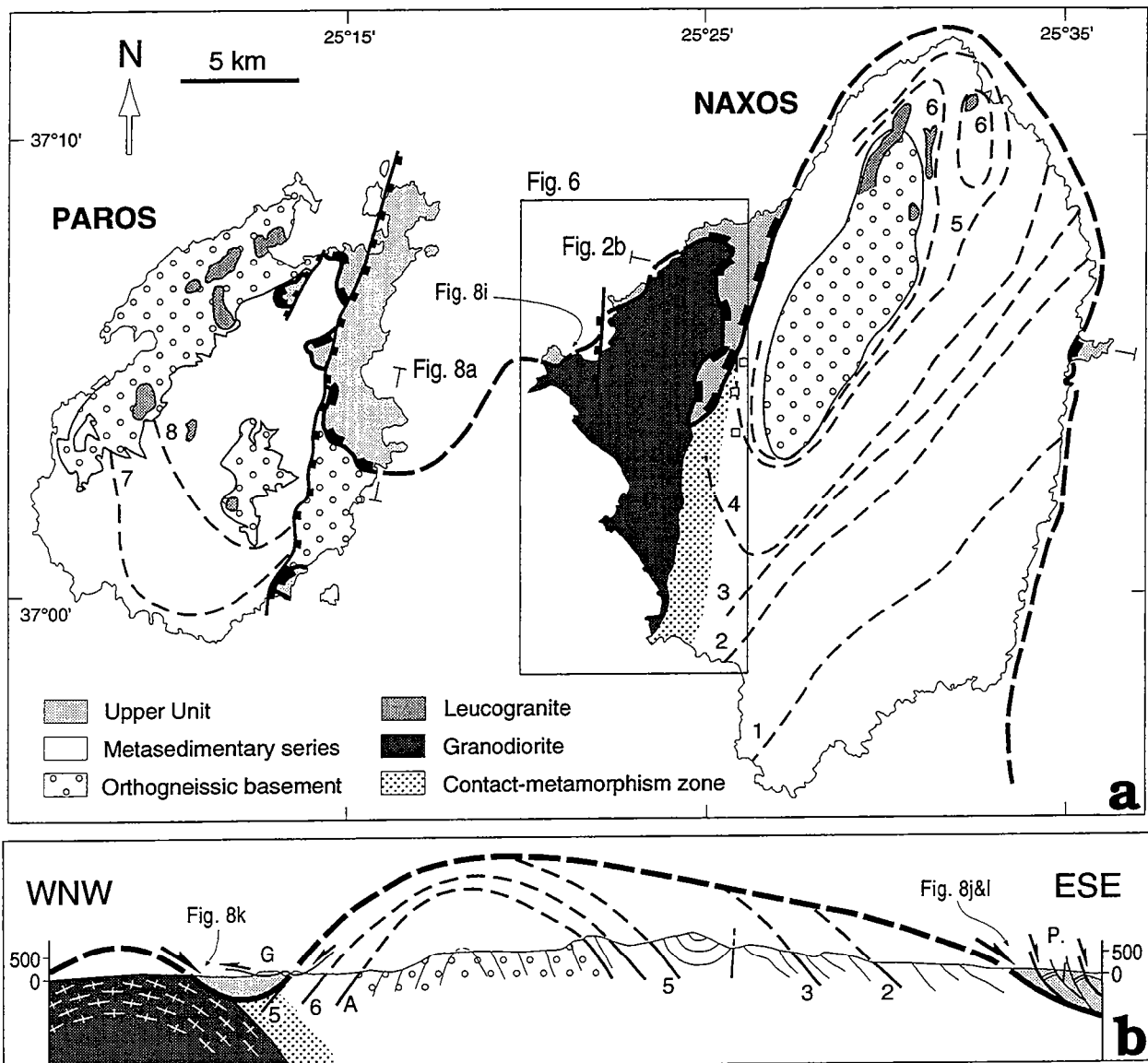


Fig. 2. (a) Geological map of Naxos and Paros, simplified after Jansen [1973, 1977], Papanikolaou [1980] and Robert [1982]. Dashed lines, isograds of the high temperature (HT) event: Key: 1, corundum-in; 2, biotite-in; 3, chloritoid-out; 4, tremolite-actinote-in; 5, sillimanite-in; 6, kyanite-out; 7, "chorite-out, hornblende-in"; and 8, diopside-in. The open squares in western Central Naxos show the locations of the "syn-migmatite dome" kyanite to andalusite and andalusite to sillimanite reactions reported by Jansen [1977] (see discussion in the text). (b) Cross section through Naxos Island, modified after Jansen [1973] and Jansen and Schuiling [1976]. A indicates melt phase, P indicates Pleistocene conglomerates, and G indicates gravity sliding.

Kowalczyk, 1978; Meulenkamp, 1979] show that shallow-water, mainly detritic sedimentation has been continuous from Lower Miocene (Aquitanian) to Upper Pliocene in this domain.

On Naxos and Paros, the "lower unit" shows a pre-Alpine gneissic basement (U/Pb ages on zircons around 370 Ma [Andriessen et al., 1987]), which has been subsequently migmatitized. The overlying metasedimentary series (Figure 2) comprise marbles with Triassic algae [Dürr et al., 1978], schists and amphibolitic schists, including discontinuous layers of ultrabasic rocks, possibly related to a major tectonic contact [Jansen and Schuiling, 1976].

An early metamorphic event is represented by blueschist relics which are best preserved in southeastern Naxos [Jansen, 1977]. Wijbrans and McDougall [1988], using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum analysis on phengite, estimate that it occurred somewhat prior to 50 Ma. Pressure is estimated in the range 7-9 kbar on Naxos [Jansen, 1977; Feenstra, 1985], but it probably reached at least 10 kbar, on account of the following considerations. Throughout the Cyclades (Figure 1), the reported pressures for this early metamorphic event are, in fact, minimum estimates, based on the occurrence of eclogite relics. Eclogites and jadeite-bearing rocks are documented mainly on Syros, Sifnos, and Tinos [e.g., Schliestedt, 1990; Okrusch and Bröcker, 1990], indicating pressures in the range 12-20 kbar, probably around 15 kbar. Similar conditions may have occurred on adjacent islands, where the retrogressive overprint is known to have been better developed [Blake et al., 1981; Van der Maar and Jansen, 1983]. On Ios, 9-11 kbar is a lower bound, but the pressure could have reached 15 kbar [Van der Maar and Jansen, 1983]. In his study of metabauxites on Naxos, Feenstra [1985] reported the clinozoisite/epidote-kyanite assemblage, which indicates a minimum pressure slightly lower than 10 kbar. Recently, Buick and Holland [1989] have also pointed out that, on Naxos, pressure calculations should be taken as minimum estimates. Their geothermobarometric study of garnets in pelitic rafts within the migmatitized gneissic basement gives minimum garnet core pressures of about 10 ± 2 kbar. Thus, a reasonable pressure range of 10-15 kbar or even higher can be inferred for the high pressure (HP) event on Naxos (Figure 3).

A later metamorphic overprint is characterized by greenschist facies conditions in most of the Cyclades Islands, corresponding to a strong nearly isothermal decrease in pressure [Van der Maar and Jansen, 1983; Schliestedt, 1990]. In contrast, a migmatite dome developed on Naxos Island (Figure 2), which is associated with small muscovite-bearing granite bodies [Jansen, 1973] (Fig. II.4f). Paros Island shows in its northwestern part less abundant evidence of partial melting [e.g., Dürr et al., 1978] (Fig. II.4h), but numerous leucogranitic intrusives, suggesting the occurrence of a larger migmatite body at greater depth. This type of ancient gneissic basement, migmatitized and mantled by metasedimentary series (Fig. II.4e) with a dense concentric pattern of

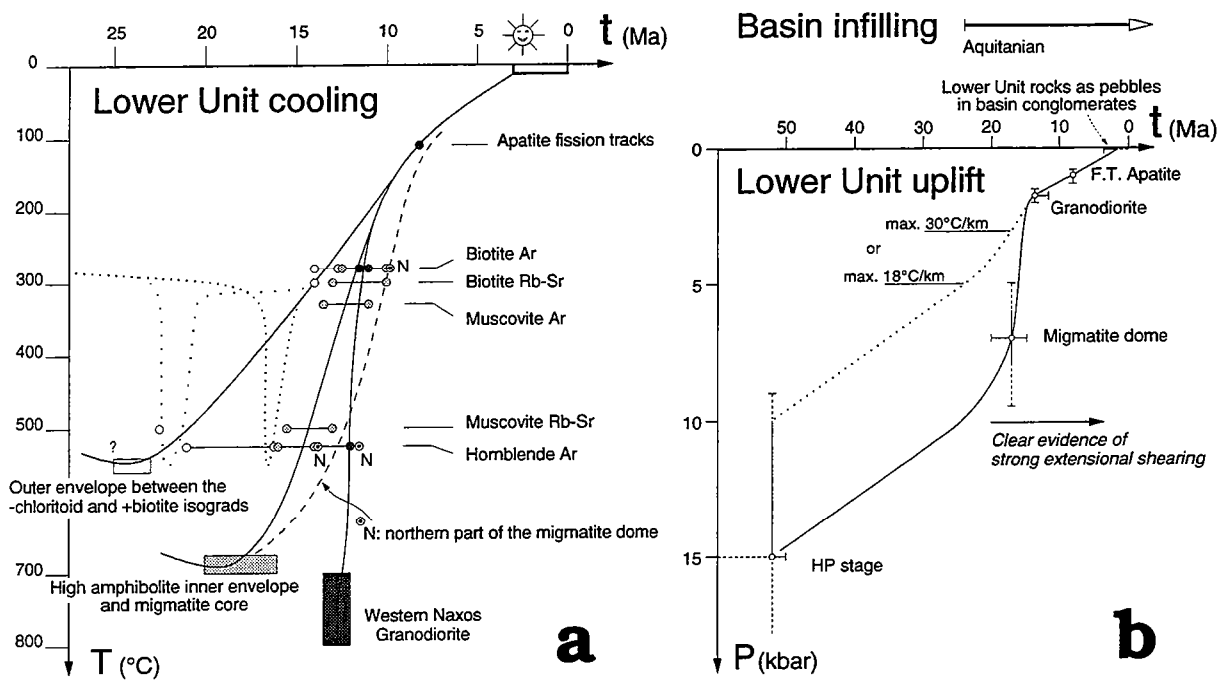


Fig. 3. Inferred (a) temperature-time and (b) pressure-time paths of Naxos lower unit rocks, using data from Jansen [1977], Andriessen et al. [1979], Altherr et al. [1982], Feenstra [1985], Wijbrans and McDougall [1988], Buick and Holland [1989], and Andriessen [1991]. (a) The minimum and maximum radiometric ages observed in a given group of rocks are reported as small shaded circles, whereas various medium ages, if any, are only represented by a bar between end-member dots. The two dotted lines represent alternative T-t paths for the outer envelope rocks, as suggested by the "thermal pulse" model of Wijbrans and McDougall [1988], in which temperatures in excess of 330°C are restricted to a time span of less than 3 Ma. The line with widely spaced dots fits better the ages around 23-20 Ma, while the line with closely spaced dots agrees more with subsequent cooling ages and data from the migmatite core. However, neither of these curves is able to account for all of the available radiometric data (see text). (b) Solid line, P-t path for rocks of the migmatite core and high amphibolite inner envelope of the dome; dotted line shows the suggested P-t path for rocks of the lower-grade outer envelope, according to radiometric constraints from Wijbrans and McDougall [1986, 1988] (see text). Note the assumption that before 24 Ma, the solid and dotted lines are parallel, implying that if extension is already active, it occurs only above rocks presently at the surface (i.e., mainly by upper crustal normal faulting). Fission tracks on apatite in the granodiorite yield an age of 8.2 Ma for a temperature around 110°C in the lower unit (Figure 3a). Assuming a range of possible geothermal gradients between 23 and 40 °C/km, the corresponding depth range is 2.8-4.8 km, that is, a pressure close to 1 kbar. For the basin infilling history, see references in the text.

isograds as observed on Naxos [Jansen, 1973, 1977] or Paros [Robert, 1982], resembles both a migmatite and a mantled gneiss dome. A large available set of radiometric data can be used to constrain the cooling path for two different broad levels of the Naxos migmatite dome (Figure 3a). Cooling ages appear systematically older in the lower-grade outer envelope of the dome (above the chloritoid-out isograd) than in the higher-grade core, for which a T peak age is estimated in the range 16-20 Ma by Wijbrans and McDougall [1988]. In contrast, rocks slightly above the chloritoid-out isograd, which are thought to have experienced a maximum temperature of 540°-560°C [Jansen, 1977; Andriessen et al., 1979], show cooling ages at temperatures around 500°C also in the range 16-20 Ma or even older (up to 23 Ma, Figure 3a). Similar rather high ages are reported from Tinos Island, where $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar ages on white mica in the range of 21.5-24 Ma represent cooling ages after greenschist facies metamorphism, and from Ikaria Island, where K-Ar ages on hornblende around 22-25 Ma are probably close to the T peak age of lower amphibolite facies overprint [Altherr et al., 1982; Bröcker et al., 1993]. This suggests that peak temperatures have been reached approximately 5 ± 2 Ma later in the deep higher-grade core of the migmatite domes than in the lower-grade outer envelope (Figure 3a), which apparently extends as far as on the neighboring Cyclades Islands. A sapphirine-calcite assemblage in the pelitic rafts within the Naxos migmatite core indicates pressures higher than 6 kbar [Jansen, 1977], in agreement with the analyses of garnet rims [Buick and Holland, 1989], which give a pressure range of about 6-8 kbar.

In western Naxos, a granodiorite with biotite, green hornblende, and numerous endogenetic inclusions intruded the metamorphic series before 12 Ma, most probably around 13.5 Ma [Wijbrans and McDougall, 1988]. In the contact-metamorphism zone (Figure 2), pressure is estimated in the range of 2-3 kbar by Jansen [1977] but is more probably 1.5-2 kbar, using data from Holdaway [1971] for the aluminum silicate triple point. Jansen [1977] used an aluminum silicate triple point at 600°C and 5.5 kbar; however, taking the more relevant data of Holdaway [1971] (that is, 501°C and 3.76 kbar, and a slope of ca. 0.0139 kbar/°C for the andalusite-sillimanite equilibrium), the reported muscovite+quartz to K-feldspar+sillimanite/andalusite reaction yields a maximum pressure of 2 kbar. In addition, the lack of wollastonite [Jansen, 1977], together with the observed andalusite-sillimanite transition, suggests a minimum pressure of about 1.5 kbar.

Chlorite, epidote, sericite, prehnite, and zeolites are typical minerals of a late retrogressive stage, which was developed under low-pressure conditions [Jansen, 1977]. Fission tracks on apatite in the granodiorite give an age of 8.2 Ma [Altherr et al., 1982] and indicate a temperature around 110°C in the lower unit at that time (Figure 3a). Assuming a "normal" geothermal gradient of 30°C/km (or even higher due to pluton heat loss), the corresponding maximal depth was about 4 km, that is, a pressure close to 1 kbar. Finally, lower unit rocks reached the surface about 3 Ma, since they are found as

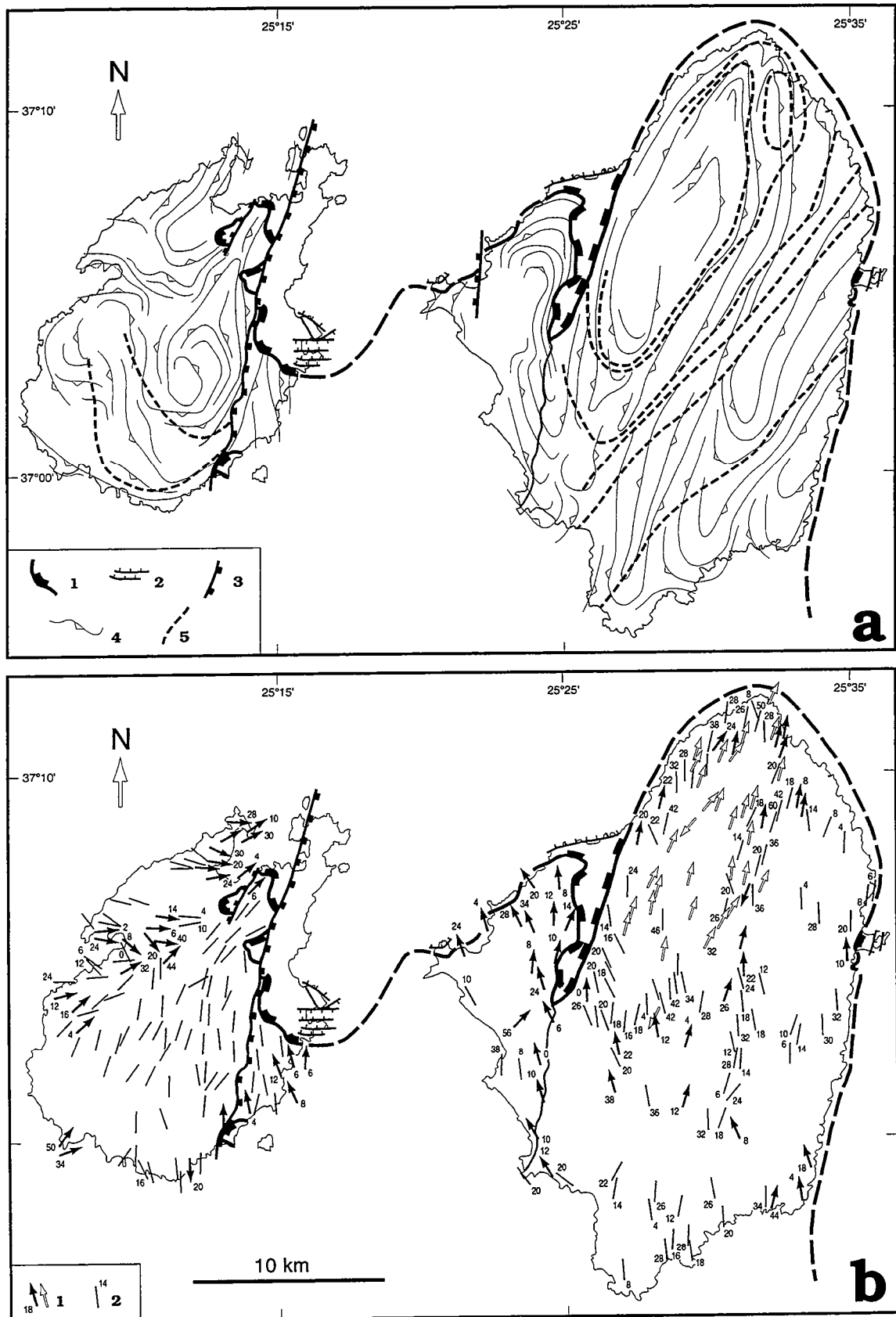


Fig. 4. Structural map of Naxos and Paros. (a) Foliation trajectories, after Jansen [1973], Papanikolaou [1980], Robert [1982] and this work, and minor data from Urai et al. [1990] and Buick [1991a, b] in north central Naxos. Key: 1, contact between the upper and lower units (detachment fault); 2, normal faults in the upper unit; 3, major N-S trending normal faults; 4, foliation trajectories; and 5, high temperature (HT) isograds. (b) Stretching lineations with (1) or without (2) sense of shear. Solid arrows, after this work; open arrows, after Urai et al. [1990] and Buick [1991a, b]; (2) mainly after Jansen [1973], Papanikolaou [1980] and Robert [1982]. Numbers refer to the plunge value and are plotted in the sense of plunge.

pebbles in the Upper Pliocene conglomerates around the island [Jansen, 1977; Roesler, 1978].

DEFORMATION PATTERN

Ductile Deformation in the Lower Unit

All metamorphic and plutonic rocks in the lower unit of Naxos and Paros are characterized by a single dominant lineation-foliation (L-S) fabric. Metamorphic rocks often show strong deformation developed during high-temperature conditions [Gautier et al., 1990; Buick, 1991a, b]. All around the migmatite core of the Naxos dome, ductile fabrics are defined by amphibolite facies mineral assemblages. Thin sections show the common occurrence of elongate quartz aggregates with lobate grains of various sizes (Fig. II.4l). The concentration of partial melts in isoclinal fold hinges (Fig. II.4h), whose axial surfaces are parallel to the foliation indicates that deformation was contemporaneous with the migmatization. Leucogranitic bodies were also emplaced during strong deformation [Jansen, 1973; Robert, 1982; Gautier et al., 1990], as is indicated by pervasive and homogeneous C-S fabrics in sheetlike intrusions [Berthé et al., 1979a; Gapais, 1989] (Fig. II.4f), and more generally by the continuity of foliation trajectories across the contact between granite and country rocks.

On a regional scale, foliation trajectories display sinuous contours which define three major domes elongated in a N-S direction, namely the Paros dome, the Naxos granodiorite, and the Naxos dome, from west to east (Figure 4a). The orientation of stretching lineations shows a mean N-S trend, except in NW Paros, where it displays a strong but progressive rotation from N-S to E-W (Figure 4b).

The noncoaxiality of strain increments is documented at the outcrop/sample scale by (1) the systematically asymmetric distribution of C' type shear bands [Berthé et al., 1979b] relative to the foliation (Figure 5a, and Fig. II.4g, j and k), (2) the asymmetric boudinage of quartz-feldspar veins (Figure 5b), (3) the domino-type truncation of feldspars in gneisses, (4) the occurrence of rolling structures [Van den Driessche and Brun, 1987] in marble series (Figure 5c), or by (5) asymmetric pressure shadows and mica "fishes" at the microscopic scale (Fig. II.4l and m). The sense of shear is consistently top-to-the-north [Gautier et al., 1989, 1990; Urai et al., 1990; Buick, 1991a, b], except in northwestern Paros, where it changes to top-to-the-east or ESE through progressive rotation of the mean lineation trend (Figure 4b). This result contradicts previous interpretations of Robert [1982] and Lister et al. [1984]. As noticed by Papanikolaou [1980], shearing was particularly strong along the gneiss-marbles boundary, as emphasized by the development of mylonites and ultramylonites, for example, in the southeastern and northernmost parts of Paros. The existence of a flat-

Fig. 5. (a) Pervasive C'-type shear bands in gneisses from northwestern Paros. The sense of shear is top-to-the-east. Width of the view: ≈ 20 cm. (b) Asymmetric boudinage of pegmatite veins in gneisses from Northern Paros. Top-to-the-east sense of shear. Width of the view: ≈ 1.2 m. (c) Rolling structure of a competent layer in marbles from southwestern Naxos. Top-to-the-north sense of shear. Width of the view: 22 cm. (d) Low-angle normal fault associated with epidote-chlorite mineralizations, cutting through the contact between the granodiorite (left) and country rocks (right) in southwestern Naxos. Width of the view: 4.2 m. Localisation des vues en Fig. II.4b. Les demi-flèches noires indiquent le sens de cisaillement, ici comme à la suite.



a



c



b



d

lying ductile shear zone on a regional scale is demonstrated by the constant orientation of lineations and small-scale structures, the high mean strain intensity (e.g., Fig. II.4i), and the strain intensity variations over wide areas in a direction perpendicular to the bedding-foliation surface.

Deformation in the Western Naxos Granodiorite

It is of special interest to consider the structure and deformation of this pluton because it was emplaced during Middle Miocene [Wijbrans and McDougall, 1988] and therefore not affected by earlier deformation.

The granodiorite shows two main types of fabric. At two locations in its southern and central parts, the textures can be referred to as "magmatic" *sensu largo* (Figure 6). It consists of a foliation plane bearing a stretching lineation defined by preferred orientation of minerals and flattening and elongation of endogenetic inclusions. Elsewhere, the granodiorite exhibits a pervasive C-S fabric (Figures 6, 7a and 7c), with an increase in intensity from the pluton core toward the contact with the upper unit [Gautier et al., 1990; Buick, 1991a, b] (e.g., Fig. II.4o). This indicates that the intrusion was deformed during emplacement [Gapais, 1989; Brun et al., 1990]. Finally, at two places along the contact, C-S mylonites are reworked by strong cataclastic flow (Figure 6 and Fig. II.4n).

Foliation (S) trajectories define the whole dome structure of the pluton. To the north, they are roughly parallel to the contact with the upper unit. To the SE, they cut across the intrusive contact with the metamorphic rocks of the Naxos dome. This shows that pluton internal fabrics do not result purely from magma dynamics but that emplacement was synchronous with regional deformation [Brun and Pons, 1981; Brun et al., 1990]. Stretching lineations trend in a mean N-S direction, perpendicular to the intersection between S and C planes (Figure 6). The asymmetry of C-S fabrics always indicates a top-to-the north sense of shear [Gautier et al., 1989, 1990; Urai et al., 1990; Buick, 1991a, b]. The increase of strain intensity toward the contact with the upper unit shows that this contact was a major movement zone. In the southern part of the pluton, the existence of conjugate discrete shear bands suggests a flattening or pure shear component in shearing deformation.

Relationships Between Ductile and Brittle Deformations

In the lower unit, superimposed structures result from a progressive transition of rock behavior from ductile to brittle. The progressive localization of ductile deformation in narrow mylonitic shear zones associated with retrograde mineral assemblages has been documented in the high grade part of the Naxos dome [Urai et al., 1990; Buick, 1991a, b]. Similar features occur on Paros, for example, at the top of the lower unit along the

eastern coast, where m-scale anastomosed narrow shear bands intersect the flat-lying high temperature (HT) foliation with a low dip. Distortion of foliation planes indicates a top-to-the north sense of shear. In the vicinity of the Naxos granodiorite, late quartz-tourmaline veins associated with the intrusion are injected in fractures with normal offsets. In the pluton, epidote and chlorite mineralizations are observed in microfractures perpendicular to the stretching lineation, cutting through elongate feldspars, as well as within low-angle discontinuities showing meter-scale normal offsets (Figure 5d). Steep faults also dissect the intrusion, in particular, in its northern part, where kilometer-scale NNW dipping faults are observed in the landscape. Associated block tilting probably accounts for the local southward dipping of the foliation in this part of the pluton. Large volumes of coarse- to fine-grained tectonic breccia occur in marbles on the eastern flank of the Naxos dome and in northern Paros. The evolution toward brittle deformation is best displayed immediately below the upper unit, where the successive stages of deformation are associated with high-strain intensities. Along the northern boundary of the granodiorite (Figure 6), ductile mylonites (Fig. II.7o) are reworked by brittle deformation (Figure 8i), resulting in chlorite-bearing massive cataclasites and ultracataclasites [Gautier et al., 1990; Buick, 1991a, b] (Fig. II.7n) and pseudotachylites [Jansen, 1977]. Away from the contact with the upper unit, in the northern part of the pluton, centimeter-scale anastomosing cataclastic faults are common (Figure 7b). Their mean orientation is perpendicular to the stretching lineation [Buick, 1991a, b]. The top of the lower unit in eastern Paros shows ultramylonites derived from the orthogneissic basement (Figure 8d and h), subsequently affected by north dipping narrow ductile shear bands. Several microbreccia-bearing shear zones also run subparallel to the HT foliation at the base or within small marble outcrops (Figures 8a and 8e). The contact with the upper unit itself is defined by a meter-thick fine-grained gouge (Figures 8a and 8f), bearing hydrothermal calcite veins. Low to high-angle or listric normal faults and subvertical tension gashes represent the final stage of the deformation, locally forming an extremely dense network of fractures in gneisses and marbles below the upper unit, as in eastern Paros (Figure 8e) or, to a lesser extent, in eastern Naxos. Vertical tension gashes are commonly underlined by goethite mineralizations up to 10 cm thick.

The upper unit only shows brittle deformation. Fracturing is locally so dense that internal stratigraphic correlations are doubtful. Near the main contacts, Mio-Pliocene conglomerates contain strongly sheared and segmented pebbles. The 100-m to kilometer-scale normal faults are common (Figures 8a, 8b, 8g and 8i), sometimes showing a low dip (i.e. 20°-30°). Locally, lateral curvature of the fault traces is associated with important strike-slip components, as indicated by the low-pitch values (20°) of striations. Outcrops of molasse of Lower Miocene age [Papanikolaou, 1980; Robert, 1982] in eastern Paros display evidence of syntectonic sedimentation during normal faulting. In Figures 8c and 8c', the attenuation of a layer of grey marl in the footwall of a meter-scale, north dipping

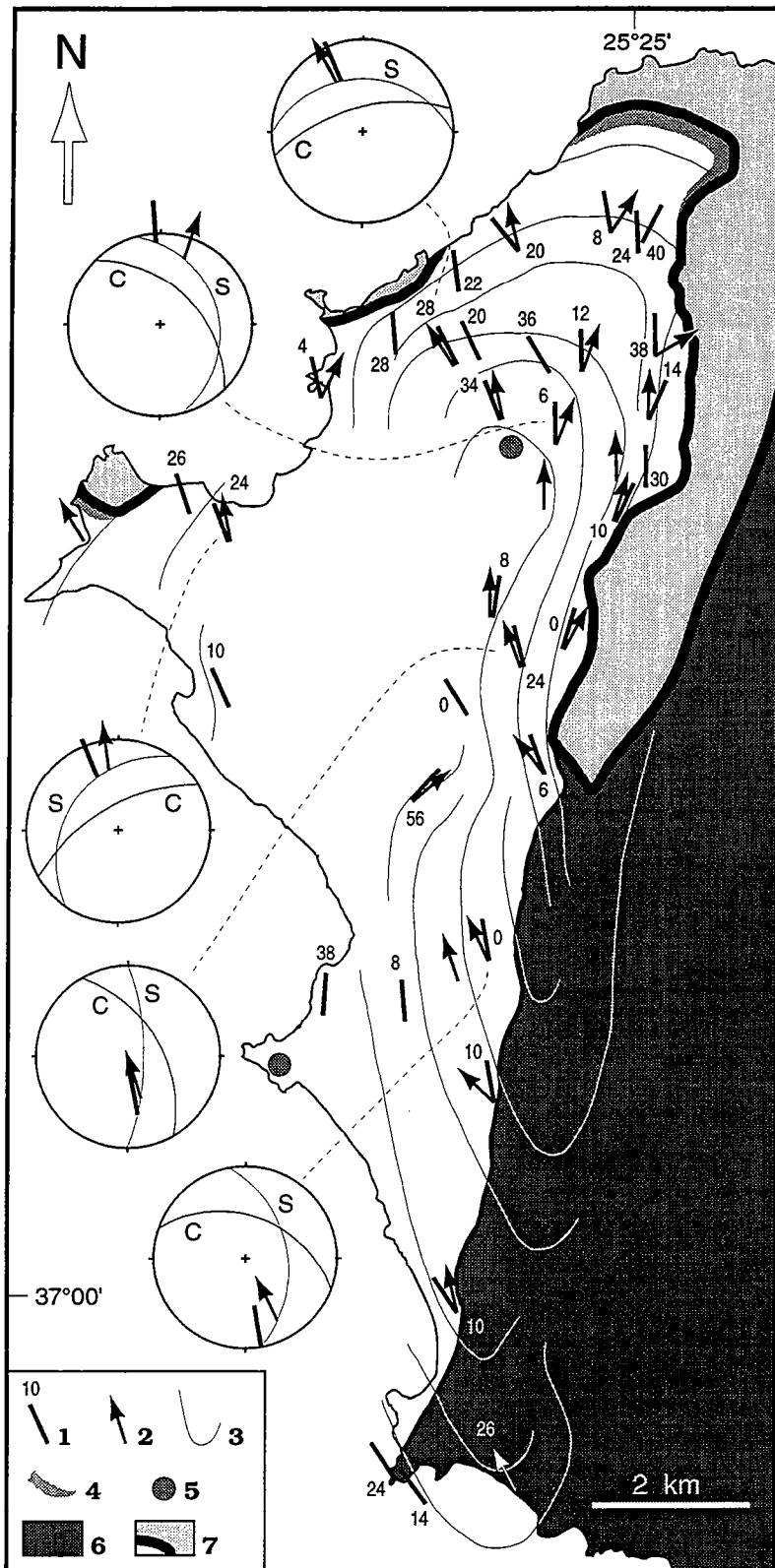
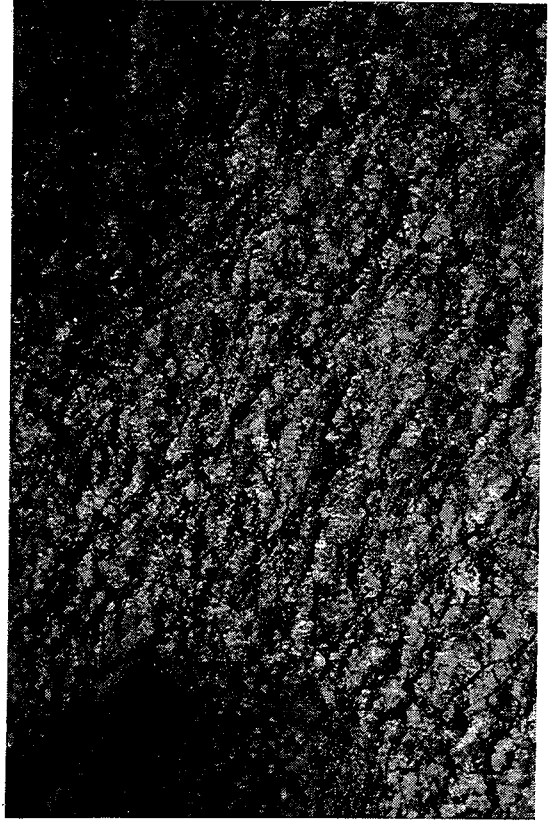


Fig. 7. (a) Typical C-S structures from the northern part of the western Naxos granodiorite. Width of the view: 15 cm. (b) Photomicrograph of a cataclasis in the granodiorite (upper part), with a preserved piece of the original magmatic texture (lower part). Fibrolitic minerals at the center of the view are chlorite growths. Width of the view: 6.7 mm. (l'échelle donnée dans la publication est erronée). Lumière "polarisée". (c) Autre exemple de structures C-S dans la granodiorite de Naxos. Hauteur de la vue : \approx 15 cm. Localisation des vues (a) et (c) en Fig. II.4b et c. (d) Structures C-S dans le nord de la granodiorite de TINOS (voir Fig. II.6b). Longueur de la vue : 13.5 cm.

Figure 6. Structural map of the western Naxos granodiorite, after this work. Key: 1, strike and plunge of lineations observed in the field; 2, stretching directions inferred from C-S structures, and associated sense of shear; 3, foliation trajectories; 4, zones of massive cataclasites and ultracataclasites; 5, sites with only a "magmatic foliation" sensu largo; 6, country rocks (marbles and schists); and 7, upper unit and detachment fault. On stereoplots (Wulff grid, lower hemisphere) illustrating the angular relationships between C and S planes, arrows are perpendicular to the C-S intersection, and thick solid lines give the attitude of the stretching lineation.



C



d

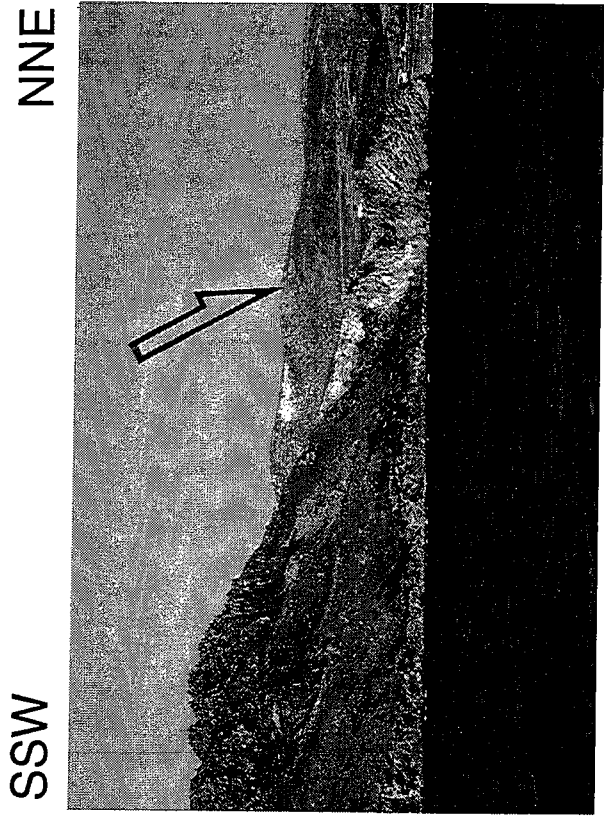
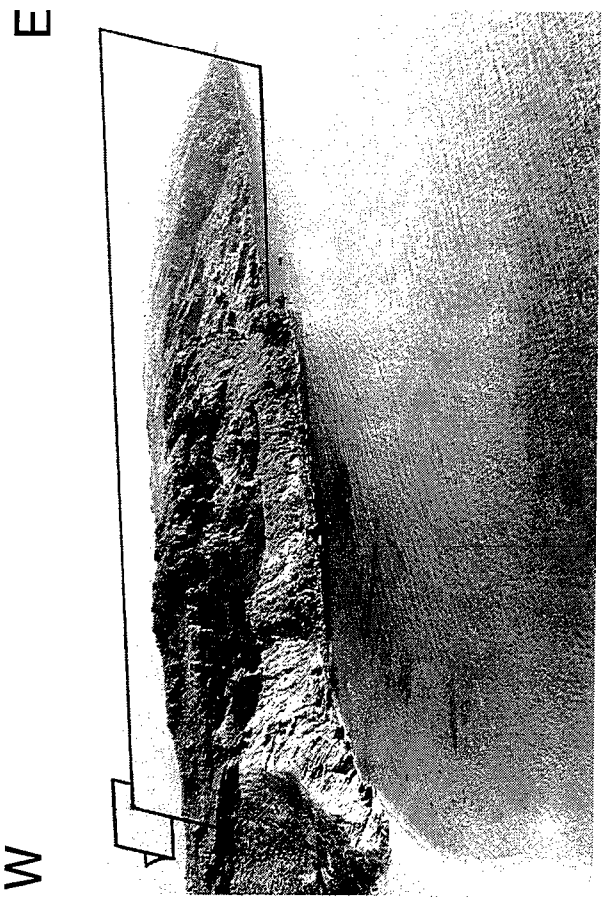


a



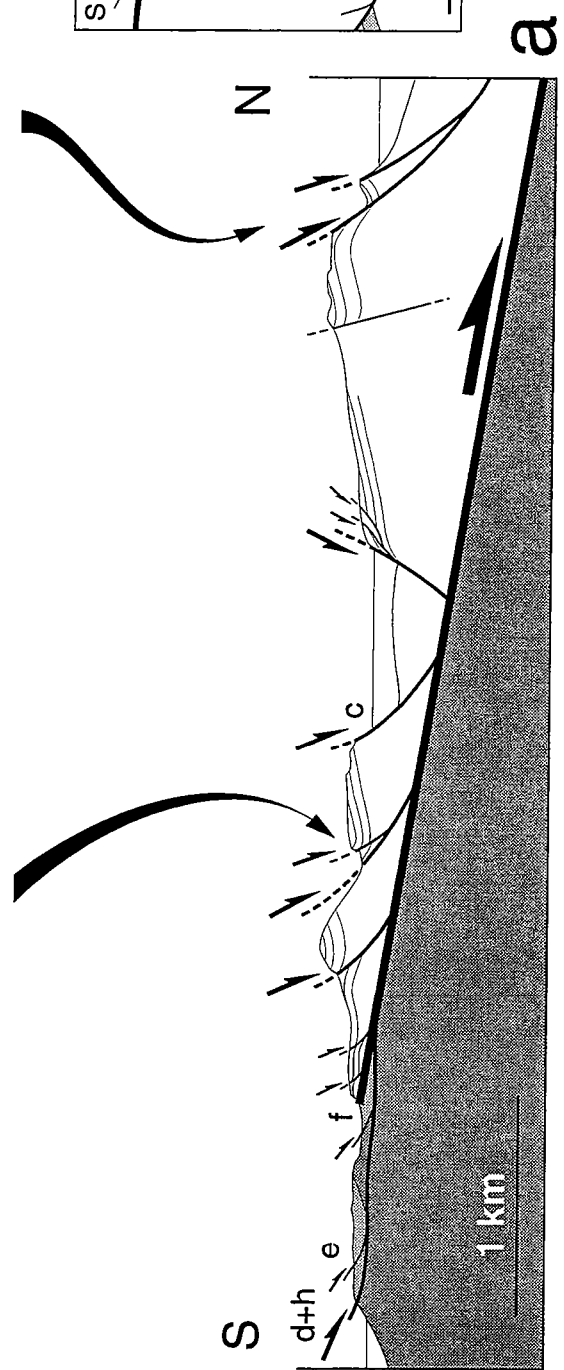
b

Fig. 8. (a) Cross section along the eastern coast of Paros (see location on Figure 2a), showing the structural features associated with the detachment zone. Dark grey, orthogneisses; light grey shading denotes marbles (lower unit); unshaded areas denote Neogene clastic sediments (upper unit). (b) Kilometer-scale north dipping normal fault. Note the bending of bedding close to the fault in the footwall block, and the general southward tilt of the hangingwall block. Width of the view: ≈ 760 m. (c) Sketch after photograph of synnormal faulting sedimentation in the Aquitanian-Burdigalian [Papanikolaou, 1980; Robert, 1982] molasse. Note the strong reduction of the grey marls layer below the erosion surface in the footwall block. (c') Photograph corresponding to sketch (c). (d) Strong stretching lineation in the ultramylonites of the detachment footwall. Width of the view: ≈ 1 m (lower half). (e) Sketch after photograph of brittle faults in mylonitized marbles. Dark grey shading denotes microbreccia; light grey shading denotes level of dark marbles. (f) The detachment contact in eastern Paros (f in Figure 8a). The letter m indicates Lower Miocene greenish molasse, slightly in the background; M indicates mylonitized and brecciated marbles; and B indicates microbreccia. Width of the view: ≈ 4 m. (g) Faille normale kilométrique à l'extrême nord de la coupe (a). Longueur de la vue : ≈ 400 m. (h) Gneiss ultramylonitique vu en section YZ (perpendiculairement à la foliation et à la linéation). L'aspect "en crayon" des porphyroclastes d'albite suggère une déformation finie dans le champ de la constriction. Longueur de la vue : 27 cm. (i) Le détachement à l'extrême ouest de Naxos (localisation en Fig. 2a et II.4c). La granodiorite de Naxos est visible au premier plan, débitée par des plans de cisaillement cataclastiques métriques, subparallèles au détachement. Les deux collines au fond sont constituées de sédiments clastiques silicifiés du Pliocène supérieur [Jansen, 1973]. La colline du nord représente un bloc basculé. Le trait noir épais indique la trace approximative du détachement. Longueur de la vue : 900 m (au fond). (j) Le détachement à l'extrême est de Naxos (localisation en Fig. 2b et II.4b). L'unité supérieure est constituée de sédiments détritiques du Miocène inférieur, à blocs de serpentinites [Roesler, 1978; Angelier et al., 1978]. L'unité inférieure est constituée de calcschistes. Le détachement correspond ici à un plan de faille régulier et ne portant pas de brèches, ce qui peut suggérer qu'il s'agit d'une faille tardive recoupant le détachement. Les sédiments montrent des galets cisailés indiquant un déplacement de l'unité supérieure vers l'est. Ce mouvement perpendiculaire à la direction générale de cisaillement (vers le nord) est sans doute d'importance secondaire. Angelier et al. [1978] signalent également des stries de glissement fragile NNE-SSW sur le plan de faille, parallèles à la linéation d'éirement ductile. Longueur de la vue : ≈ 100 m (au fond). (k) Exemple de galet cisailé selon une section E-W, dans les sédiments néogènes du centre-ouest de Naxos (localisation en Fig. 2b et II.4c). Longueur du galet : ≈ 20 cm. (l) Coupe à l'extrême est de Naxos (localisation en Fig. 2b et II.4b), d'après Angelier et al. [1978], montrant le contact entre l'unité inférieure (M) et les sédiments de l'unité supérieure (BU, Burdigalien; N, Néogène à blocs de serpentinite; CG, Pliocène-Pléistocène). La vue (j) correspond à la partie gauche de la coupe.



b

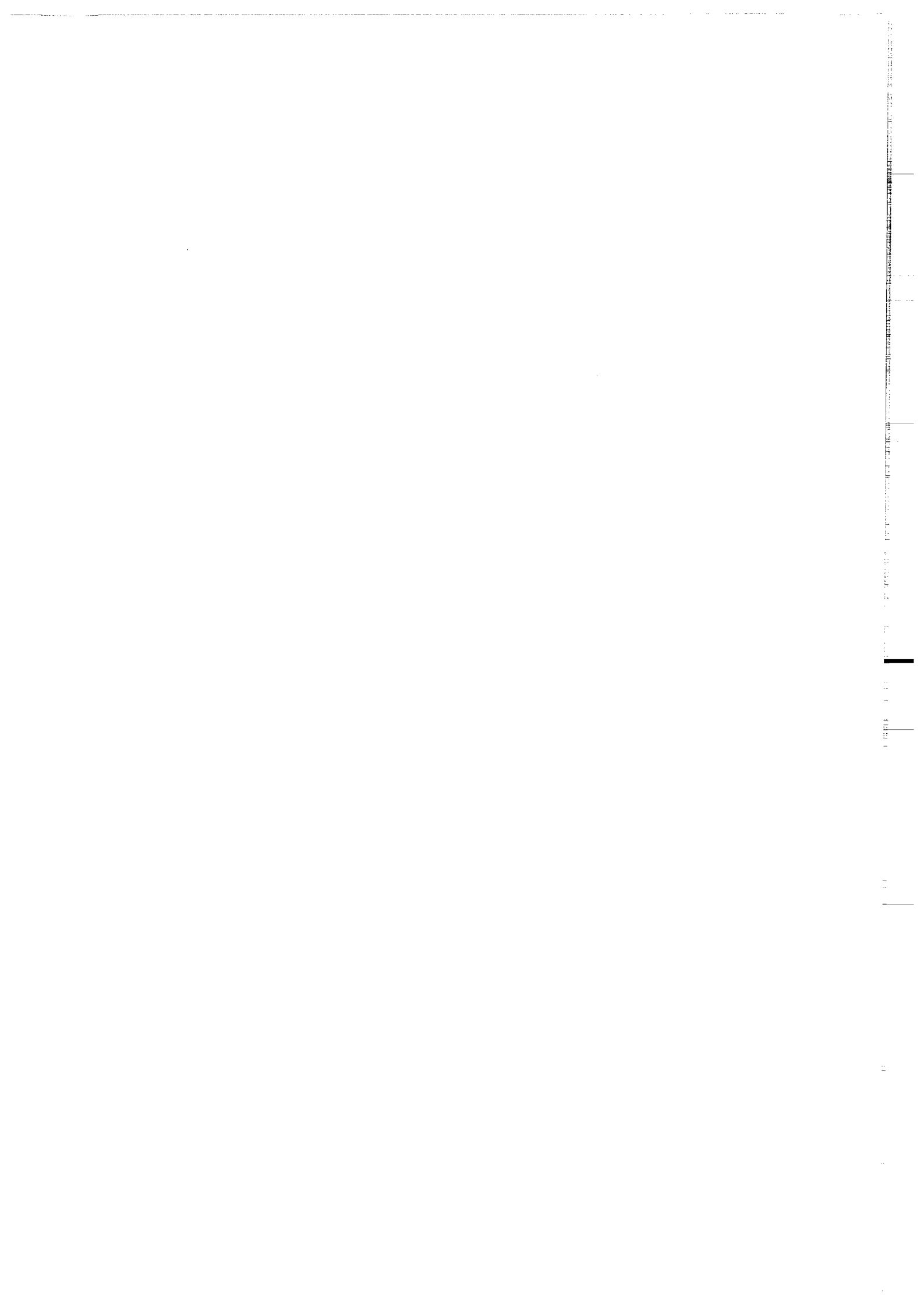
g

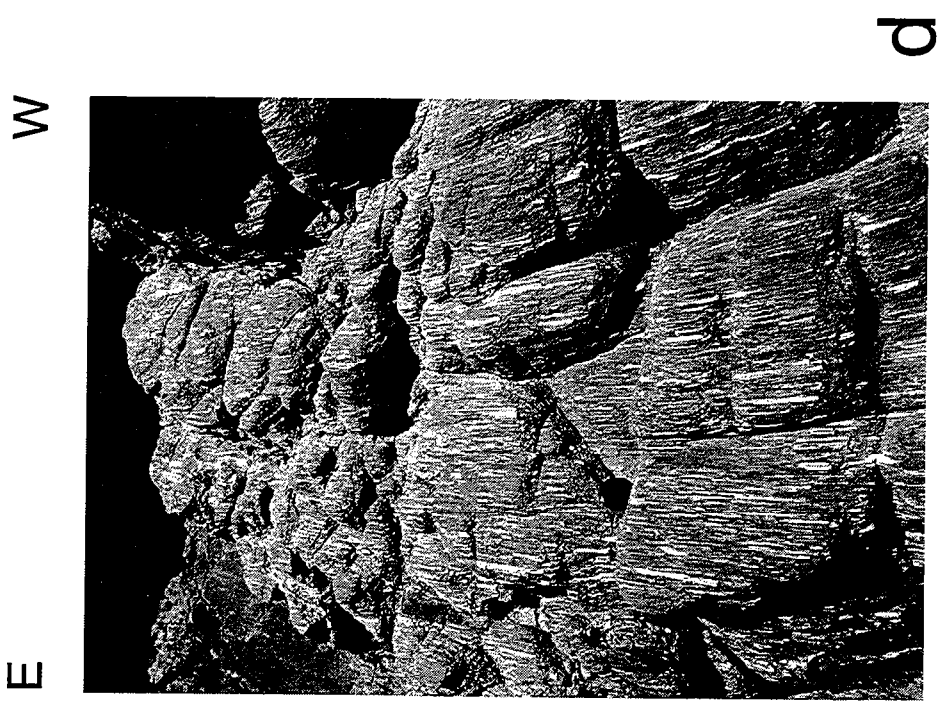
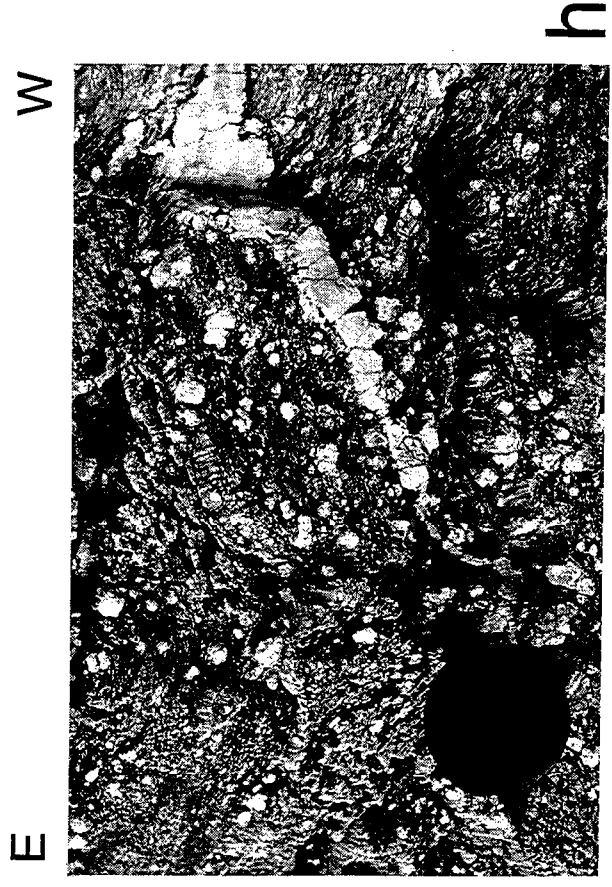
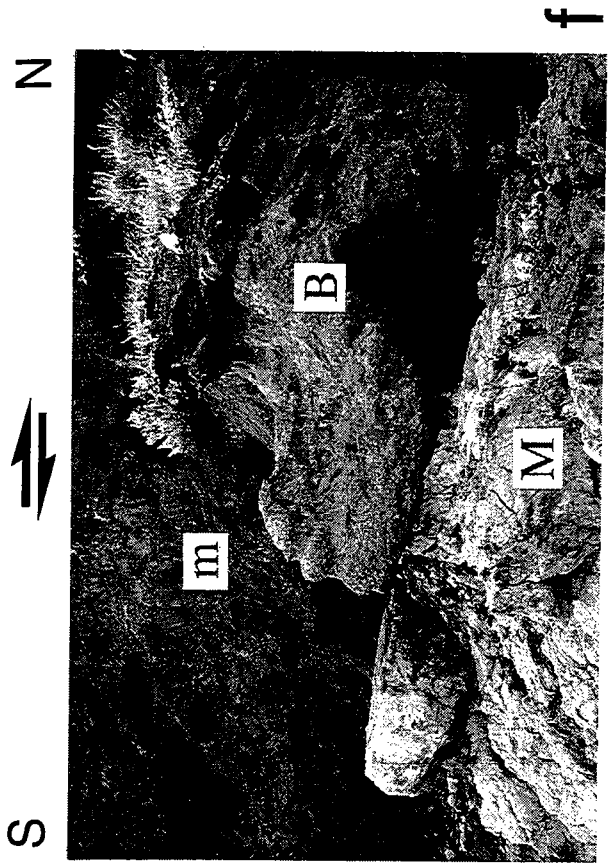


a



e





S



N

c'



k

NNE



SSW

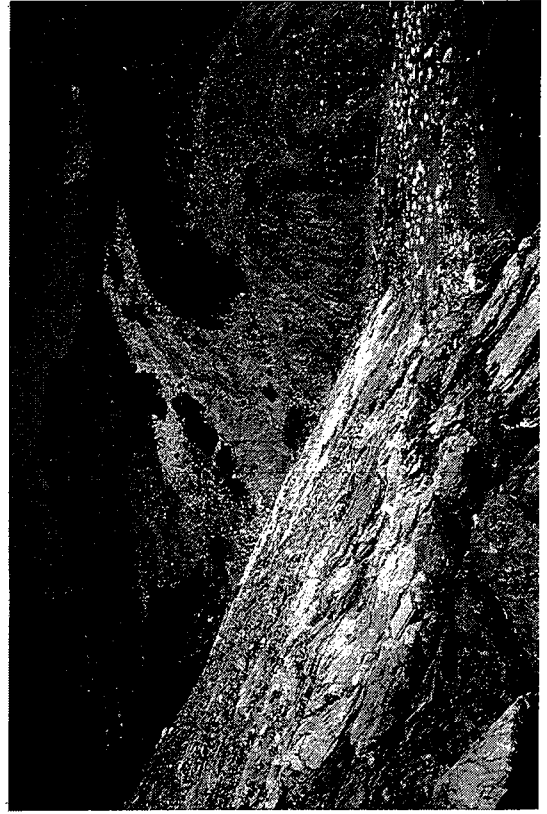


i

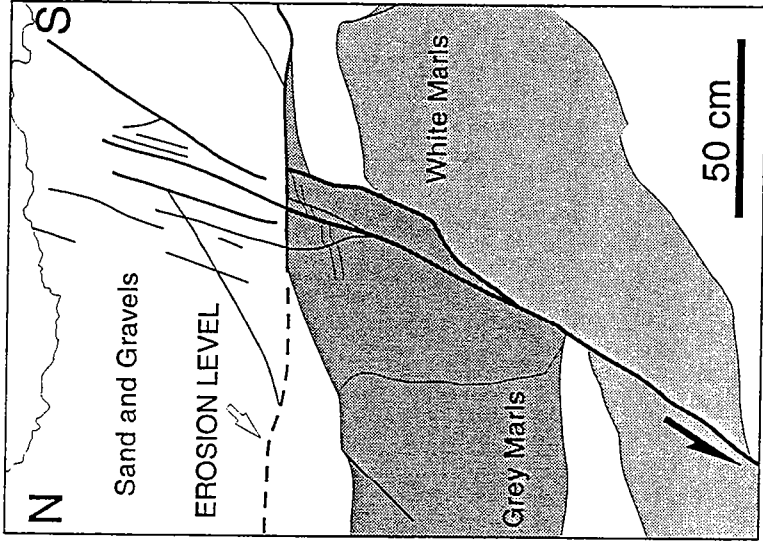
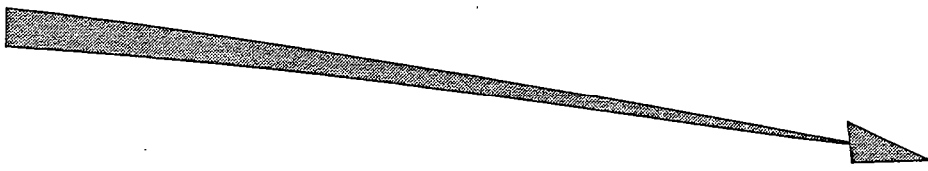
E



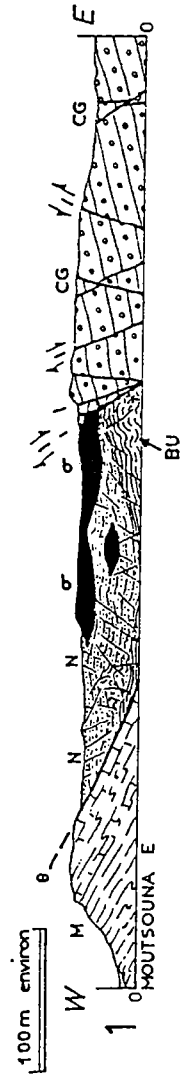
W



j



C



normal fault showing dip-slip striae emphasizes the existence of a postfaulting erosion surface. After erosion, sand and gravels were deposited, and they also suffered renewed, though more diffuse, normal faulting.

Almost all the faults described above show normal offsets and are commonly associated with subvertical tension gashes. As noticed by Robert [1982], they mostly trend E-W and dip toward the north (Figures 5d, 8a, 8e and 8i), indicating that deformation in the brittle upper crust was noncoaxial, with the same top-to-the-north sense of shear as the ductile shearing in the lower unit rocks.

Late N-S trending normal faults and E-W directed motion along the contact between lower and upper units are probably related to dome development (e.g., Figure 8k). These faults are responsible for the limited extent of upper unit outcrops along the margins of the Naxos and Paros domes (Figure 2) and other dome-shaped Cyclades Islands [Ridley, 1984] (Figure 1). Crosscutting relations indicate, however, that some of the E-W faults are younger than the N-S ones. The linearity of the eastern coastline of Naxos also suggests the presence of such a N-S fault. One small outcrop shows that it corresponds to the contact between lower and upper units (Figures 2 and 8j, see also Figure 3-1 of Angelier et al. [1978], that is, Figure 8l). Sheared pebbles in the first meters of the upper unit indicate an E-W directed motion. In this area, the main contact does not show typical microbreccia. Its sharpness (Figure 8j) suggests that it is a late normal fault that omits structures associated with previous intense brittle deformation at the top of the lower unit. The southeastern projection of the contact (see Figures 2 and 4) corresponds to the distribution of upper/lower units outcrops on small islands to the south and southeast of Naxos [Angelier et al., 1978; Dürr et al., 1978] (Figure 1).

THE NAXOS-PAROS EXTENSIONAL SYSTEM

From the evidence described above, it appears that ductile and brittle deformation on Naxos and Paros can be interpreted as resulting from a single Late Cenozoic crustal-scale extensional event. According to recent work by Gautier et al. [1989, 1990], Urai et al. [1990], and Buick [1991a, b], the contact between the upper and lower units is a major, normal-sense detachment fault which dips to the north, such that the upper and lower units appear as the hangingwall and the footwall, respectively, of a regional-scale shear zone (Figure 9a).

Unroofing of the Lower Unit Rocks

The constant top-to-the-north sense of shear observed in both the migmatite domes and the granodiorite of Naxos shows that the inferred regional-scale shear zone acted at least from the time of migmatization up until the emplacement of the Naxos pluton.

Available data on geochronology and thermobarometry of lower unit rocks from Naxos, reviewed above, allow us to estimate the denudation rate between these two events. A depth/pressure ratio of 3.64 km/kbar [Lister et al., 1984] gives a wide range between 1.8 and 9.5 mm/yr, with a more likely value around 4.3 mm/yr. Such values are much greater than typical erosion rates commonly estimated at the surface from sediment discharge, which range from ≈ 0.1 mm/yr or even less for moderate relief to 0.4-0.5 mm/yr for mountains and steep relief [Ahnert, 1970; Pinet and Souriau, 1988]. This difference reflects the tectonic unroofing of the lower unit rocks and argues for normal-sense displacement along the crustal shear zone.

Sedimentary Basins

Rocks of the upper unit as a whole are classically described as the disrupted remnants of several Alpine nappes [e.g., Dürr et al., 1978; Altherr et al., 1982; Lister et al., 1984]. However, the shallow-water detritic facies of Mio-pliocene age are best interpreted as synextension sediments deposited in half grabens above tilted blocks (Figure 9a). These formations are as old as or younger than the earliest documented phase of deep ductile extension (Figure 3b). Evidence for sedimentation synchronous with normal faulting within the Aquitanian-Burdigalian molasse of eastern Paros has been described above. This formation also shows rapid lateral variations of depositional environment. Along a 10 km section, from north to south, Robert [1982] describes a succession of reefal, lacustrine, and submarine slope deposits. Such variable water-depth environments are in agreement with a model of local asymmetric basins [Leeder and Gawthorpe, 1987]. The well-defined continuity of Mio-Pliocene sedimentation at the scale of the Cyclades archipelago (see geological setting) is also in agreement with a synextension origin.

A Crustal-Scale Model

Figure 9 illustrates the extensional system on the crustal scale. The detachment zone has an upward convex shape which results from progressive isostatic uplift of the footwall as extension proceeds [Spencer, 1984; Lister and Davis, 1989; Buck, 1988; Wernicke and Axen, 1988; Van den Driessche and Brun, 1991; cf part I.A.2b]. During extension, the detachment zone comprises an active frontal part which dips at a moderate to steep angle, and an older, less active shallow-dipping part behind (Figure 9b). The hangingwall is composed of the brittle upper crust and/or sediments deposited mainly at the front of the detachment zone. A prediction of this model is that the oldest sediments will crop out above the flat-lying part of the detachment zone, while at the active front, they will be either absent or thinner and buried below younger and thicker series. Such a situation is suggested in the Cyclades, since molassic sediments within upper unit

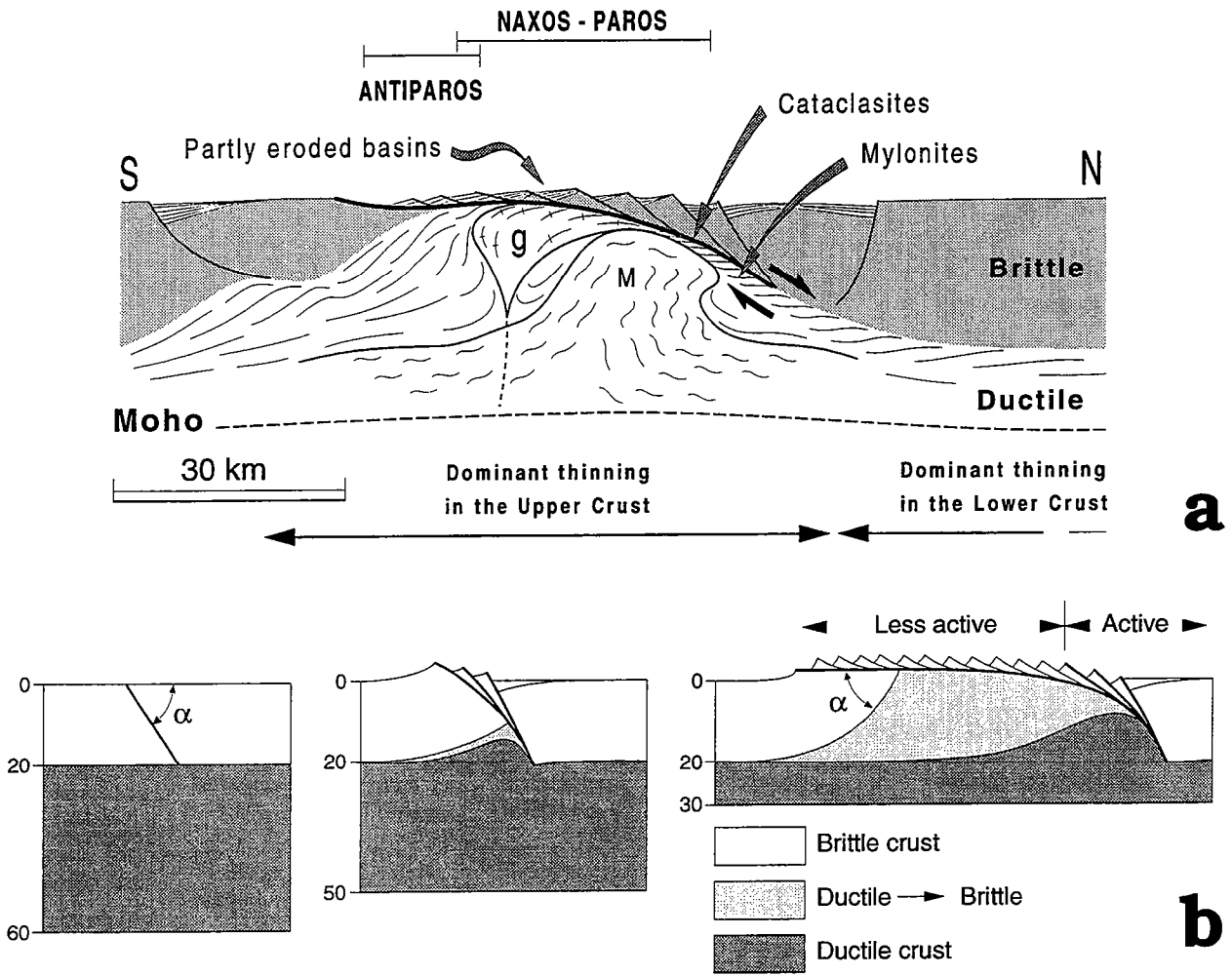


Fig. 9. (a) Interpretative cross section of the Naxos-Paros detachment on a crustal scale. M denotes migmatites; and g denotes western Naxos granodiorite. (b) Progressive evolution of a detachment zone (modified after Van den Driessche and Brun [1991]).

remnants are mainly of Lower and Middle Miocene age on various islands (e.g., Naxos, Paros, and Mykonos), whereas offshore bathymetric and seismic data indicate that sea facing steep normal faults and associated elongate basins have developed only since late Upper Miocene [Martin, 1987; Mascle and Martin, 1990; Kastens, 1991] (Figure 1), although locally the seismic pseudobasement below regular Messinian-Quaternary sequences may in part represent earlier, deformed Oligo-Miocene sediments [Martin, 1987; Mascle and Martin, 1990] (as well as our own observations, cf part II.B). Tilted blocks above the detachment result from a noncoaxial deformation with a sense of shear identical to that observed in the footwall, as in eastern Paros (Figure 8). If a high amount of extension is achieved, due to the development of a succession of normal faults with dip α , the footwall is bent upward at a similar angle α (Figure 9b), so that after erosion of the flat-lying part of the detachment, an oblique section of the crust is observed at the surface. During extension, the ductile lower crust is uplifted along the detachment and progressively cools as it approaches the surface. Consequently, ductile shear fabrics developed in the lower crust along the detachment are overprinted by brittle deformation [Wernicke, 1981; Lister and Davis, 1989] (Fig. I.2a and I.5a), as is observed on Naxos and Paros (cataclastic flow and faults). The vertical superposition of brittle upon ductile strong deformation observed immediately below the upper unit is similar to that described in metamorphic core complexes of the Basin and Range province [e.g., Davis, 1980; Rehrig and Reynolds, 1980] (Fig. I.1) and is compatible with a model of progressive localization of shearing deformation during cooling. The upper unit (hangingwall) experienced only brittle deformation since the onset of extension, accounting for its extreme fragmentation. In the high-grade part of the Naxos dome, below the chloritoid-out isograd, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on hornblende are significantly (3 ± 1 Ma) younger in the northern part than in the southern one [Wijbrans and McDougall, 1988] (Figure 3a). This slight northward decrease in age may result from the progressive northward migration of footwall uplift, in response to the migration of active faulting at the surface (Figure 9b).

On Naxos and Paros, remnants of an ophiolite nappe are observed at the base of the upper unit (hangingwall). This suggests that, at least near the surface, the initial location and shape of the detachment zone may have been controlled by the basal sole of the ophiolite, which on mainland Greece is known to have been thrust southward in Mesozoic times [e.g., Ricou et al., 1986] (Fig. I.18 and I.37b). In places where the detachment is slightly dipping to the north (about 10°), large hangingwall blocks separated by kilometer-scale normal faults are never strongly tilted, as demonstrated by the low southward dip ($20\text{--}30^\circ$) of the Lower Miocene strata (Figures 8a, 8b and 8g). In high levels of the footwall, represented by the southern, lower grade part of the migmatite domes (Figure 9), foliations also dip moderately to the south, at about $35\text{--}45^\circ$ on Paros, and with a mean value of 33° on Naxos. These geometrical characters suggest that the detachment was initially rather low dipping, probably around 35° (low α value, Figure

9b). On Paros, the gneiss-marbles boundary within the footwall represents another preexisting, presumably flat-lying discontinuity along which extensional shearing has been localized. It may be viewed as an analogue of the "crystalline core-metamorphic carapace" contact described in core complexes of the Basin and Range province [Davis, 1980] (Fig. I.1c). Greenschist facies rocks in southern Paros and on the neighboring island of Antiparos represent the top part of the southward tilted footwall series (Figure 9a), in continuity with higher-grade rocks to the north [Robert, 1982] (Figure 2), rather than a distinct medium unit [Papanikolaou, 1980].

This detachment model applies to a previously thickened continental lithosphere, which then suffers thermal relaxation that results in a thin brittle upper crust overlying a thick ductile lower crust including partially molten rocks at depth [e.g., Gaudemer et al., 1988]. In the Cyclades area, evidence of crustal thickening prior to extension is provided by Early Cenozoic HP metamorphism. Local uprising of the deep hot lower crust along the detachment zone during extension would satisfactorily explain the different thermal histories observed on Naxos and Paros islands, on the one hand, and neighbouring Cyclades islands on the other, which only show a greenschist to lower amphibolite facies overprint after HP metamorphism [Blake et al., 1981; Van der Maar and Jansen, 1983]. Rocks exposed on these neighboring islands are most probably equivalent to those forming the lower-grade outer envelope of the Naxos and Paros migmatite domes. The decrease in age of the peak of HT metamorphism observed from this envelope and in neighboring islands down to the core of the domes (see geological setting and Figure 3a) agrees with this interpretation, since it depicts a situation commonly obtained in thermal diffusion models of postthickening thermal relaxation. In these models, indeed, the thermal peak associated with thrusting is always reached sooner in the shallow part of the crust than in the deep crust [e.g., England and Thompson, 1984; Davy and Gillet, 1986]. It is therefore suggested that the crustal section exposed on Naxos and Paros was initially the more deeply buried one, showing scarce HP relics because of postthickening strong thermal relaxation. This interpretation contradicts that of Avigad et al. [1992], who concluded that the metamorphic rocks of Naxos and Ios islands were of a shallower origin because they apparently lack eclogite relics.

DISCUSSION

Timing and Context of Extension

On Naxos, an average rate of denudation of about 0.5-1.1 mm/yr can be estimated for the time span between HP and HT metamorphism, using the same method as above. Though lower than the subsequent 1.8 to 9.5 mm/yr denudation rate (Figure 3b), this value remains higher than typical erosion rates and could mean that extension occurred

prior to the HT stage. However, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on phengite reported for the HP stage [Wijbrans and McDougall, 1988] are in fact cooling ages, so that the time at which rocks passed through the closure temperature of the isotopic system could correspond to pressures much lower than that of the eclogite facies, especially in the case of nearly isothermal decompression. On the contrary, both the migmatite dome and the granodiorite pluton on Naxos have undergone rapid cooling [Wijbrans and McDougall, 1988] (Figure 3a); therefore in each case the time interval between the peak of metamorphism and the observed cooling ages is most probably short and does not induce significant deviation in the computation of the denudation rate. Although scarce data suggest that top-to-the-north sense of shear was already active during the prograde evolution of the high-grade rocks on Naxos [Buick, 1991a, b], it is still not clear whether extension started significantly long before the HT metamorphism. We therefore favor a simple model, in which an increase of extension and denudation rates is related to a progressive thermal weakening of the lower crust (Figure 3b). Pressures in excess of 6 kbar computed for the HT stage [Jansen, 1977; Buick and Holland, 1989] indicate that lower unit rocks were still deep-seated at that time. It may be asked whether the ≈ 30 -km-thick crustal section below the present surface in the Cyclades [Makris, 1978] was already there at the time the migmatite domes developed or if it was underthrust later during extension [e.g., Gapais et al., 1992]. Field arguments developed elsewhere [Gautier et al., 1993-abstract; also, P. Gautier, unpublished manuscript, 1993, cf part III.A] suggest that, at least since Lower Miocene and maybe as early as Middle Oligocene, extension in the Aegean domain is related not to a syncollision but to a postcollision environment. This arises in particular from the observation that core complex-type extension was at that time widely distributed throughout the Cyclades and southern Evvia islands [Gautier et al., 1993, cf part II.B] and from there far to the north, along the southern Rhodopes [Sokoutis et al., 1993] (Fig. I.37e), that is, at least across an ≈ 300 -km-wide section of the collision belt, with a direction of stretching consistently parallel to the direction of shortening in external zones. As a consequence, most if not all the present-day crustal thickness on Naxos and Paros was lying below the migmatite domes in Lower Miocene times. This, in turn, implies that the crust in the Cyclades had not yet returned to its normal thickness at the onset of extension. Thus, the ductile deformation observed on Naxos and Paros is most probably related to postthickening thinning processes, contemporaneous with a thermal weakening of deep crustal levels [e.g., Glazner and Bartley, 1985; Gaudemer et al., 1988].

*Thermal Evolution and Ductile Thinning
of the Lower Unit*

Wijbrans and McDougall [1988] have suggested that the metamorphic rocks of Naxos underwent two periods of strong denudation, the first just after the HP event and the second following the HT event. These events would be separated by an intermediate period of tectonic quiescence, corresponding to a "normal crustal thickness" stage, during which lower unit rocks should have stayed near the surface, or more exactly under cool conditions, at a depth which is in fact a function of the assumed geothermal gradient. This scheme arises from the necessity of complete resetting of the high-pressure-stage ages to be avoided in phengites, for which the closure temperature for argon diffusion is as low as 330°C [Wijbrans and McDougall, 1988]. Taking into account the deformation pattern described above and the observation that relic HP phengite ages are restricted to the outer envelope of the migmatite dome [Wijbrans and McDougall, 1986, 1988], we favor an alternative model, in which the vertical distance between rocks of the outer envelope and the migmatite core was initially much greater than presently (Figure 3b). Assuming a constant uplift rate for lower unit rocks between the HP and HT events, pressures in the outer envelope may have been around 5-3 kbar at the time of the 25-to-16-Ma-old thermal overprint. This, in turn, would imply maximal geothermal gradients in the range of 18°-30°C/km for the ambient temperatures not to exceed 330°C (Figure 3b). This agrees reasonably with the (P,T) estimates of the greenschist facies metamorphism throughout the Cyclades, which indicate a temperature of ≈450°C at pressures as high as 7 kbar [e.g., Okrusch and Bröcker, 1990]. In Figure 3b, the convergence between the full and dotted lines between 25 and 14 Ma partly represents a major vertical shortening, which may be a consequence of the intense ductile deformation observed in the entire rock pile and which can explain the apparent telescoping of HT isograds (Figure 2). Obviously, another part of the convergence between the two lines results from the bulk tilting of the series around the dome. Ductile thinning could have started before the HT stage; however, it is not represented in the absence of clear indication. On the other hand, we must notice that the dome probably acquired its present shape before the intrusion of the granodiorite, so that no important vertical relative motion occurred afterward between the two bodies, which would otherwise preclude the use of contact-metamorphism data as an equivalent of migmatite core ones (Figure 3b). The maximum temperature of 400°C estimated for the migmatite core at the time of intrusion of the granodiorite [Andriessen et al., 1979; Wijbrans and McDougall, 1988] (Figure 3a) is in agreement with this assumption because it indicates that no major ductile deformation could have acted since the emplacement.

Lister et al. [1984], Wijbrans and McDougall [1988], and Andriessen [1991] have proposed that the Naxos dome did not result from the local uplift of a simple migmatite

dome [Jansen and Schuiling, 1976] but formed above a hot concealed intrusive, with the need of coeval fluid advection to account for particularly strong heating [Wijbrans and McDougall, 1988]. This hypothetical intrusion is tentatively correlated with the numerous I-type plutons observed in the Cyclades, whose ages range from 19 to 10 Ma [Altherr et al., 1982]. This interpretation is based on the inferred short duration of the thermal event, which is estimated in the range of 0.1-3.0 Ma or even shorter, using a temperature-dependent diffusion model and taking into account that relic HP phengites are found as close to the HT dome core as near the chloritoid-out isograd [Wijbrans and McDougall, 1986] (Figure 3a). This is in agreement with the maximum ≈ 0.1 Ma proposed by Bickle and McKenzie [1987] on account of the limited diffusive exchange of oxygen across carbonate layers in the same area [Rye et al., 1976]. However, Baker et al. [1989] have recently shown that fluids associated with the HT event on Naxos were H₂O-rich ($X_{CO_2} < 0.3$) and that fluid flow was rather limited, probably due to both prograde dehydration of pelitic rocks and then retrograde infiltration of migmatite melts. Following the model of Bickle and McKenzie [1987], Baker et al. [1989] conclude that the total fluid volumes involved were probably insufficient to advect significant quantities of heat, in contradiction with the statement of Wijbrans and McDougall [1988], who argued that a contact-metamorphism diffusion model alone could not account for the observed thermal dome. Even if deep originated intrusions can provide an additional amount of heat in the crust (see discussion in Davy et al. [1989]), we consider the formation of the Naxos and Paros domes to be essentially related to the mode of extension described above, in which the migmatite domes represent the ductile lower crust uplifted between upper crustal blocks. As suggested by Lister et al. [1984], the constant downthrow of cool near-surface rocks onto the footwall along the detachment zone probably allowed the rapid cooling observed in the migmatite dome of Naxos, in the range 40°-245°C/Ma between 525° and 280°C (Figure 3a). Similar ranges of cooling rates have been reported in the Basin and Range province [Dallmeyer et al., 1986; Dokka et al., 1986; Davy et al., 1989]. The inferred short heating experienced by rocks above the chloritoid-out isograd in southeastern Naxos could also result from rapid ascent of underlying deep hot rocks during ductile thinning of the detachment footwall, as discussed above. It should be noticed, however, that the picture of a short thermal event appears quite inconsistent with part of the radiometric data set (Figure 3a), which suggests that temperatures in excess of 500°C prevailed above the chloritoid-out isograd during at least 7 Ma (from 23 to 16 Ma, based on one Rb-Sr age, one K-Ar age and two $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages, three of which are older than 19.5 Ma), that is, for a time span much longer than the maximum one allowed by the diffusion models of Bickle and McKenzie [1987] and Wijbrans and McDougall [1988]. This casts doubt on the reliability of the thermal pulse model and more generally on the common view that isotopic systems necessarily reset as ambient temperatures exceed a "closure" temperature. As suggested by recent radiometric studies (see review in Scaillet

et al. [1992]), other factors may control isotopic resetting, such as the composition and crystal structure of the intervening minerals, the available fluid flow, or the deformation amounts and mechanisms on the grain or rock scale.

Remarque : Dans une publication récente, Lister & Baldwin (1993) reprennent l'argumentation de Wijbrans & McDougall (1988) pour défendre l'idée selon laquelle le métamorphisme de haut grade observé dans les "core complexes" en général (Fig. I.2b), et sur Naxos en particulier, résulterait systématiquement d'un événement thermique court. Cette interprétation constitue l'argument-clé d'un modèle selon lequel l'extension par détachement n'est possible que si un ou plusieurs plutons se mettent en place à l'aplomb de chaque core complex. Concernant les Cyclades, Lister & Baldwin (1993) font allusion à "des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite relativement anciens, sur Ios et Naxos", indiquant d'après ces auteurs que la température n'a excédé 230-250°C que durant un laps de temps très court, compatible avec le réchauffement temporaire qui serait dû à la mise en place d'une intrusion. A notre connaissance, il n'existe pas de travaux publiés indiquant l'existence de tels âges "anciens" sur Naxos, l'âge maximal enregistré au niveau des biotites étant 14 Ma (Figure 3a). Sur Ios, Van der Maar & Jansen (1983) signalent "des âges K-Ar et Rb-Sr sur biotite" entre 217 et 166 Ma, ainsi qu'un âge K-Ar sur biotite à 784 Ma. L'ensemble de ces âges concerne des échantillons provenant des quelques corps granitiques anté-HP observés vers le coeur du dôme structural (Fig. II.5a). Comme discuté dans la partie II.B, la caractéristique essentielle de ces plutons est qu'ils sont peu déformés, et de façon hétérogène (Fig. II.5k); conformément, ils conservent des reliques minérales du stade magmatique (hornblende brune et biotite; Van der Maar & Jansen, 1981, 1983). De plus, il faut noter que le métamorphisme post-HP sur Ios culmine dans le faciès schiste vert seulement, avec des conditions en température estimées entre 380 et 420°C (Van der Maar & Jansen, 1983), ou, plus récemment, entre 440 et 480°C sur l'île voisine de Sikinos (Franz et al., 1993). Considérant ces faits, la conservation d'âges anciens sur Ios n'apparaît pas étonnante : elle peut s'expliquer par l'absence de déformation pénétrative dans les roches granitiques datées, ainsi que par les conditions en température du métamorphisme schiste vert régional, relativement peu élevées par rapport à la température de "blocage" des biotites pour l'argon (estimée entre 250 et 280°C; d'où un écart moyen de 185°C). En l'absence de données complémentaires connues, ces âges anciens ne démontrent pas que le métamorphisme schiste vert ou de plus haut grade des Cyclades résulte de courtes pulsations thermiques qui seraient liées à une succession d'hypothétiques intrusions -hypothétiques car précoces par rapport aux intrusions réellement observées (cf Figure 3a et les courbes température-temps présentés en Fig. 9 de la partie II.B; voir aussi Schliestedt et al., 1987). En accord avec notre interprétation, Bröcker et al. (1993) ont récemment montré par une analyse isotopique des roches de Tinos que les fluides associés au métamorphisme schiste vert étaient peu abondants et d'origine purement crustale (locale) -comme observé par Baker et al. (1989) sur Naxos (cf ci-dessus)-, alors que ceux associés au métamorphisme de contact de la granodiorite dans l'est de l'île (Fig. II.6a) montraient une signature "magmatique" marquée. D'après Bröcker et al. (1993, p. 232), ces données indiquent que le métamorphisme schiste vert de l'Unité inférieure n'est pas lié à l'activité magmatique régionale du Miocène inférieur et moyen -ou tout du moins à sa partie actuellement visible en surface.

On Naxos, most of the metamorphic rocks surrounding the migmatitic core show the replacement of kyanite by sillimanite. Locally, in the southwestern part of the envelope, the kyanite to andalusite and andalusite to sillimanite transitions are also observed (Figure 2), which are thought to indicate that some parts of the dome were subjected to pressures lower than that of the aluminum silicate triple point during the migmatitic event [Jansen, 1977]. According to Holdaway [1971], this would imply that rocks lying very close to the migmatite core only suffered a maximum pressure of 3.7 Kbar, while pelitic rafts in the core experienced pressures between 6 and 8 Kbar (see Geological Setting). Although intense post-T peak ductile shearing might explain these features, we doubt whether the reported kyanite to andalusite and andalusite to sillimanite reactions really occurred during the migmatitic event. Figure 2 shows that both reactions are only observed close to the granodiorite, along the associated contact-metamorphism zone in which they are also documented. Jansen [1977] has argued that the distinction between syn-migmatite dome and syn-granodiorite intrusion reactions can be made because the former give evidence of syn-shearing growth of andalusite and sillimanite, while the latter have a post-kinematic character. This difference could simply result from strain heterogeneity at the time of granodioritic intrusion, as the pluton itself shows more intensely deformed rocks from south to north, that is, toward the detachment zone. Consequently, the inferred reactions are not clearly indicative of syn-HT conditions.

CONCLUSIONS

Previous maps and studies of Naxos and Paros islands (Central Cyclades, Greece) have shown that a major low-angle fault zone separates surface rocks from an initially deep-seated unit below, showing a metamorphic evolution from high to low pressures. The present study of ductile and brittle deformation on the two islands demonstrates that this fault zone represents a regional-scale north dipping extensional detachment of Neogene age. Structural data strongly suggest that the detachment fault was initially rather low-dipping ($\approx 35^\circ$). Migmatite domes in the footwall correspond to the uprise of the lower ductile crust in between upper crustal blocks progressively separated through the development of the detachment zone. Mio-Pliocene clastic sediments in the hangingwall represent the infilling of half grabens opened in between major normal faults. These sediments are as old as (Aquitania-25 Ma), or younger than the earliest recognized evidence of ductile extension in the footwall. This provides a minimum age for the onset of extension in the Cyclades, which appears significantly older than maximum ages reported up to now (13-5 Ma). The proposed detachment model applies to a previously thickened continental lithosphere, which then suffers thermal relaxation and weakening, allowing extensional deformation to reach a climax during and subsequent to HT metamorphism. In the Cyclades, crustal-scale extension started after Early Cenozoic thrusting, while the crust was still thick, or less probably before late underthrusting below the present surface.

**II. B - Etude structurale de l'archipel des Cyclades
et du sud de l'Eubée
(article publié à Geodinamica Acta)**

Résumé : présenté à la suite du résumé en anglais, au format de la revue.

**DUCTILE CRUST EXHUMATION
AND EXTENSIONAL DETACHMENTS
IN THE CENTRAL AEGEAN (Cyclades and Evvia Islands).**

*Exhumation de la croûte ductile et détachements extensifs
au centre de l'Égée (îles des Cyclades et d'Eubée).*

by Pierre GAUTIER and Jean-Pierre BRUN
Géosciences Rennes, Université de Rennes, Rennes, France

ABSTRACT. - The Aegean continental domain is known to be the site of widespread "back-arc" extension since at least 13 Ma, on the basis of seismotectonic, stratigraphic and fault analysis studies. This extension is documented to overprint structures related to the Mesozoic-Cenozoic Hellenic orogeny. Features attributed to early thrusting include the overall ductile deformation within two broad belts that have suffered HP/LT metamorphism across the Aegean. This study presents a structural analysis of the central Aegean area (Cyclades and Evvia Islands), examining in particular the relationship between ductile and brittle deformation, both in the field and on a regional scale. Extension appears to be responsible for most of the ductile deformation within HP rock units that have experienced penetrative greenschist facies and higher grade metamorphic overprinting. On each studied island, progressive extensional deformation has occurred through the development of a major normal-sense detachment zone down to depths of about 18-25 km. Large displacement along the detachment zone accounts for rapid cooling and exhumation of ductile lower crust to form a local metamorphic dome or core complex. Structural and stratigraphic features support a progressive migration of normal faulting away from the dome axis, and a rotation of previously active faults toward low dips, as in kinematic models recently suggested for the development of extensional detachment systems. All the studied domes, except that seen on Ios Island, show a dominant top-to-the north or north-east sense of shear, while on the southern flank of many of them, an opposite sense of shear is observed, displaying the same progressive evolution from ductile to brittle rock behaviour. This opposite sense of shear is thought not to result from shearing along a major conjugate detachment zone, as in some recent models, but from the accommodation in the ductile crust of upward bending of the brittle upper crust in the footwall of the north-dipping detachment. Available radiometric and stratigraphic data indicate an early minimum age (22-19 Ma) for the onset of extension. The relationship between early metamorphic domes and shallow-dipping detachments, on one hand, and Messinian-Quaternary steep normal faults and grabens, on the other hand,

is best explained with the progressive and continuous development of new normal faults away from the domes axes, rather than with a two-stages evolutionary model (core-complex stage, then Basin-and-Range stage) of the type invoked for the North American Cordillera.

Key-words: Crustal extension, Detachment, Metamorphic core complex, Metamorphic dome, Exhumation, Alpine orogeny, Hellenides, Aegean, Cyclades, Evvia.

RESUME. - On sait d'après des études sismotectoniques, stratigraphiques et l'analyse des populations de failles, que le domaine continental égéen est largement affecté par une extension "arrière-arc" depuis au moins 13 Ma. Il est reconnu que cette extension se superpose aux structures de l'orogénèse hellénique mésozoïque-cénozoïque. Les structures attribuées à la tectonique en chevauchement précoce comprennent en particulier l'ensemble des déformations ductiles dans deux groupes d'unités ayant subi un métamorphisme HP/BT et traversant le domaine égéen. Cette étude présente les résultats d'une analyse structurale du centre de l'Egée (îles des Cyclades et d'Eubée), qui examine en particulier la relation entre déformations ductile et fragile depuis l'affleurement jusqu'à l'échelle régionale. L'extension apparaît responsable de la plus grande partie de la déformation ductile au sein d'unités HP ayant largement subi les effets d'un second épisode métamorphique dans le faciès schiste vert ou de plus haute température. Sur chaque île étudiée, une déformation progressive en extension est identifiée, liée au développement d'une zone de détachement majeure se prolongeant jusqu'à environ 18-25 km de profondeur. Un déplacement important le long de la zone de détachement rend compte du refroidissement et de l'exhumation rapides de la croûte inférieure ductile, qui vient former localement un dôme métamorphique, ou "metamorphic core complex". Les données structurales et stratigraphiques sont en faveur d'une migration progressive de la fracturation majeure depuis l'axe du dôme vers les bassins avoisinants, et de la rotation des failles antérieurement actives vers de faibles valeurs d'inclinaison, en accord avec divers modèles cinématiques récemment proposés pour le développement des systèmes de détachement en extension. L'ensemble des dômes étudiés, excepté celui de Ios, montre un sens de cisaillement dominant vers le nord ou le nord-est, tandis que dans le flanc sud de nombre d'entre eux, un sens de cisaillement opposé est observé, montrant la même évolution progressive depuis un comportement ductile vers un comportement fragile des roches. Ce sens de cisaillement opposé est interprété comme le résultat de l'accommodation par la croûte ductile de la flexuration verticale de la croûte supérieure fragile dans le mur du détachement. Les données radiométriques et stratigraphiques disponibles indiquent un âge minimum précoce (22-19 Ma) pour l'initiation de l'extension. La relation entre les dômes métamorphiques et détachements plats précoces, d'une part, et les failles normales raides et bassins Messinien-Quaternaire, d'autre part,

est expliquée par le développement progressif et continu de failles néoformées au front des dômes métamorphiques, plutôt que par un modèle d'évolution à deux stades distincts (un stade "core complex", puis un stade "horst-et-graben"), du type proposé pour la cordillère nord-américaine.

Mots-clés: Extension crustale, Détachement, "Metamorphic core complex", Dôme métamorphique, Exhumation, Orogénèse alpine, Hellénides, Egée, Cyclades, Eubée.

I. INTRODUCTION

The widespread extension recognized in the Aegean domain (Fig. 1, inset) has been studied over the last fifteen years mainly through seismotectonics (McKenzie, 1978; Jackson et al., 1982; Ambraseys and Jackson, 1990; Taymaz et al., 1991) and fault analysis (Mercier et al., 1979, 1989; Angelier, 1979; Angelier et al., 1982; Lybéris, 1984; Roberts and Jackson, 1991). Together with geophysical and petrological data (e.g., Papazachos and Comninakis, 1971; Makris and Stobbe, 1984; Fytikas et al., 1984; Spakman et al., 1988), these studies show that extension has taken place in a continental setting, behind the South Hellenic subduction zone, which enables the remaining oceanic lithosphere of the African plate to sink below Eurasia (cf part I.C.1). Relations between sedimentation and faulting have been used to constrain the onset of this "back-arc" extension at the end of Serravalian (13-11 Ma; Angelier, 1979; Le Pichon and Angelier, 1979; Meulenkamp and Hilgen, 1986; Mercier et al., 1989). For some authors, however, most of the extension has occurred since only 5 Ma (McKenzie, 1978; Dewey and Sengör, 1979; Jackson and McKenzie, 1988; Kastens, 1991). On the other hand, ductile deformation observed in the same area, within units that suffered HP metamorphism, are all considered as resulting from thrusting during the Mesozoic-Cenozoic Hellenic orogeny (e.g., Bonneau et al., 1978, 1980; Blake et al., 1981; Ridley, 1982; Maluski et al., 1987; Avigad et al., 1988; Avigad and Garfunkel, 1989; Okrusch and Bröcker, 1990; Fig. I.37b). However, by comparison with earlier works in the Basin and Range province (e.g., Davis, 1980; Wernicke, 1981), Lister et al. (1984) proposed that, in the central Aegean (Cyclades, Fig. 1), at least part of the ductile deformation could result from extensional tectonics, since Naxos Island in particular displays the typical features of a Cordilleran-type metamorphic core complex (Fig. I.19). More recent local studies have confirmed this interpretation (Faure and Bonneau, 1988; Gautier et al., 1990, 1993; Urai et al., 1990; Buick, 1991; Faure et al., 1991; Lee and Lister, 1992), although the sense of shear on a regional scale appears to be top-to-the north, i.e. opposite to the one originally proposed by Lister et al. (1984). However, the extent and kinematics of ductile

extensional deformation, and its relationship with compression in the Hellenic orogenic belt still remain poorly constrained. Moreover, it is often unclear in the literature on which ground the ductile deformation is thought to result from extension, except that this agrees with the geodynamic setting which is now prevalent in the Aegean (Faure and Bonneau, 1988; Urai et al., 1990; Faure et al., 1991). The aim of this study is thus to present field and offshore data which enable an extensional setting to be clearly demonstrated for ductile deformation in the central Aegean area (Cyclades and Evvia Islands, Fig. 1), then to discuss the crustal-scale geometry and kinematics of this extension. Lastly, available radiometric and stratigraphic data are used to document an early minimum age (22-19 Ma) for the onset of extension in this area. A discussion on the regional-scale kinematics and the geodynamic setting of this extension is given in Gautier and Brun (in press).

II. REGIONAL SETTING

In the Aegean, continental extension overprints the structures of the Mesozoic-Cenozoic Hellenic collision belt. HP/LT metamorphic rocks of Cenozoic age associated with this collision occur in two broad belts (e.g., Bonneau and Kienast, 1982; Fig. 1, inset, and Fig. I.37a). The internal belt extends from the central Aegean to the eastern Greek mainland (Fig. 1 and 2). Peak pressures range from 6-9 kbar (at Mt Olympos) in the northwest (Godfriaux et al., 1988; Schermer et al., 1990; Kiliass, 1991) to 12-20 kbar (Cyclades Islands) in the southeast (e.g., Schliestedt et al., 1987; Okrusch and Bröcker, 1990). The age of this metamorphic event is constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radiometric ages on phengites in the range 61-36 Ma, with a grouping of plateau ages around 53-40 Ma (Maluski et al., 1981, 1987; Wijbrans and McDougall, 1988; Wijbrans et al., 1990; Schermer et al., 1990; Bröcker et al., 1993). In the Cyclades, HP/LT assemblages subsequently suffered a pervasive greenschist to amphibolite facies overprint (e.g., Van der Maar and Jansen, 1983; Schliestedt et al., 1987), with maximum temperatures recorded in the cores of migmatite domes on Naxos and Paros (Jansen, 1977; Gautier et al., 1990), which probably represent the deepest observable part of the internal belt (Gautier et al., 1993).

The external HP belt crops out along the South Hellenic arc, from the Peloponnese to Rhodes via Crete, and probably also in the southeastern Cyclades (e.g., Minoux, 1981; Bonneau and Kienast, 1982; Fig. 1). Associated pressures are around 8-10 kbar in Crete, 17 ± 4 kbar in the Peloponnese (Theye and Seidel, 1991), and 5-8 kbar on Amorgos Island (southeastern Cyclades; Minoux, 1981). Palaeontological data indicate a post-earliest Oligocene age for the metamorphism (Bizon et al., 1976; see however part I.C.2).

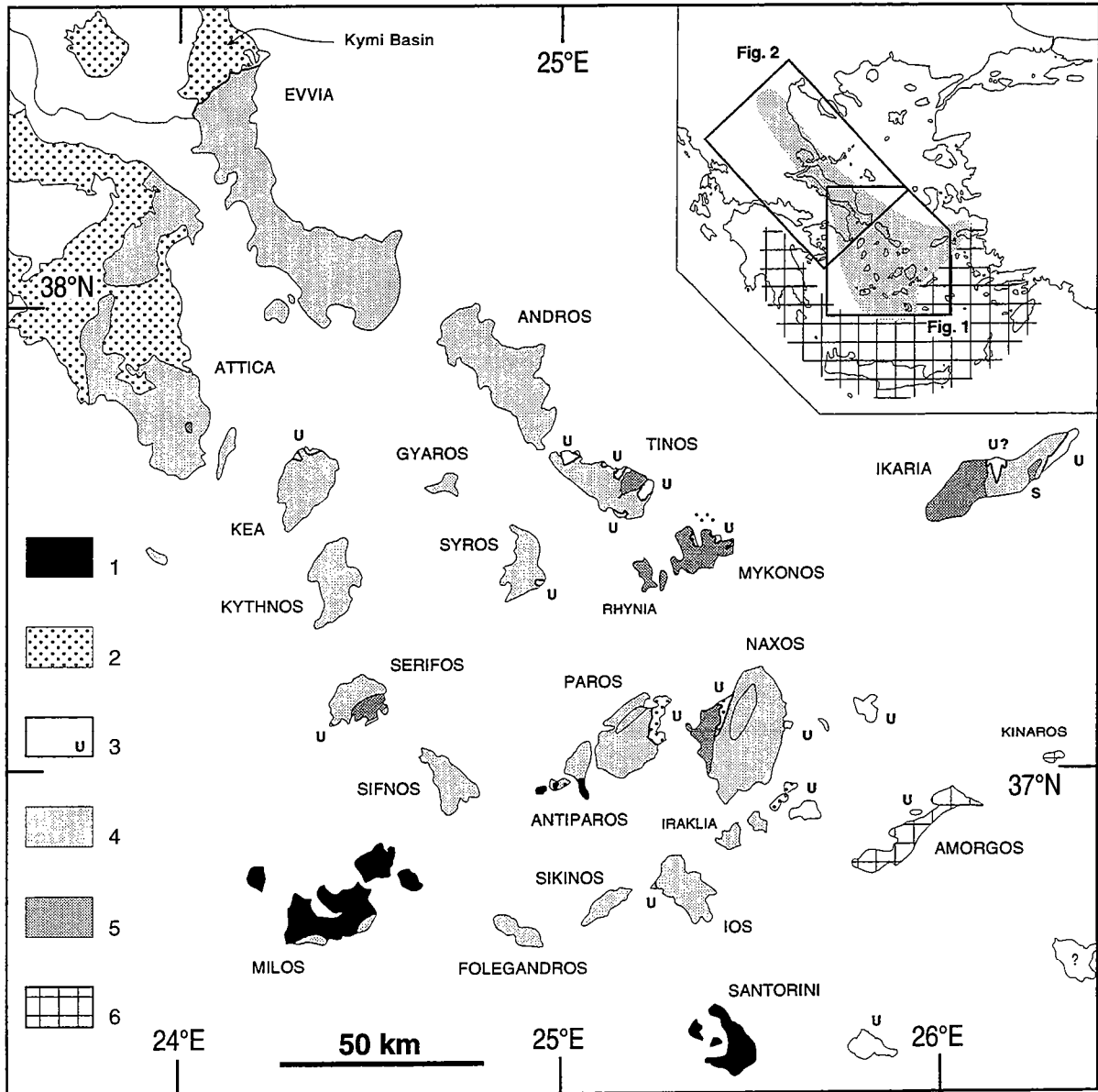


Fig. 1. - **Geological map of the Cyclades archipelago.** Mainly after Dürr et al. (1978), Altherr et al. (1982), Bonneau (1984), and Jacobshagen (1986). 1: Pliocene-Quaternary volcanics; 2: main outcrops of Neogene sediments; 3: undivided Upper Unit; 4: Lower Unit metamorphic rocks (the limit of the migmatite core of the Naxos and Paros domes is shown); 5: Miocene I-type plutons (except eastern Ikaria, which is S-type, labelled S); 6: external HP unit, after Minoux (1981) and Bonneau and Kienast (1982). Inset shows the location of the studied area and the extent of the two Cenozoic HP belts of the Hellenides, after Bonneau and Kienast (1982).

Fig. 1. - **Carte géologique de l'archipel des Cyclades.** Essentiellement d'après Dürr et al. (1978), Altherr et al. (1982), Bonneau (1984) et Jacobshagen (1986). 1: volcanites pliocènes-quaternaires; 2: principaux affleurements de sédiments néogènes; 3: Unité supérieure, indifférenciée; 4: roches métamorphiques de l'Unité inférieure (le contour du coeur migmatitique des dômes de Naxos et Paros est indiqué); 5: plutons miocènes de type I (excepté le granite oriental d'Ikaria, qui est de type S, noté S); 6: unité HP externe, d'après Minoux (1981) et Bonneau et Kienast (1982). L'encart montre la localisation de la région d'étude et l'extension des deux chaînes HP cénozoïques des Héliénides, d'après Bonneau et Kienast (1982).

The present study is focused on ductile deformation observed in the internal HP belt. Two main units (the Lower and the Upper Units) are distinguished, on the basis of their metamorphic evolution during the Cenozoic orogeny. In the Lower Unit, HP/LT assemblages corresponding to the high peak pressures mentioned above are best developed in the metabasite-bearing Ambelakya-Syros upper subunit, but are also observed in the underlying autochthonous Olympos-Almyropotamos carbonate subunit (Guernet, 1971, p. 32, 1978b; Godfriaux et al., 1988; Schermer, 1990; Fig. 2 and Fig. I.37c). Nummulites in marbles below a thin metaflysch at the top of the Olympos-Almyropotamos series (e.g., Fig. II.12l) indicate that the burial of this unit is post-Lower to Middle Eocene (Godfriaux 1962; Fleury and Godfriaux, 1974; Dubois and Bignot, 1978). This age is compatible with the underthrusting of the Olympos-Almyropotamos subunit shortly after that of the Ambelakya-Syros subunit (Schermer et al., 1990). The two subunits are no longer clearly distinguishable farther southeast beyond Evvia (Fig. II.11a) in the Cyclades (see e.g., Dürr et al., 1978; Bonneau, 1984; Jacobshagen, 1986; Avigad and Garfunkel, 1989). Both subunits crop out in a NW-SE-trending succession of domed-shaped tectonic windows, extending from Mt Olympos to the Cyclades, below the Upper (Pelagonian) Unit (Fig. 1 and 2, and Fig. I.37c).

The Upper Unit shows an upward decrease in peak pressure conditions of Cenozoic metamorphism in superposed subunits throughout the eastern Greek mainland (e.g., Godfriaux et al., 1988; Schermer et al., 1990), and, more generally, a lateral decrease from the eastern Greek mainland to the Cyclades. Post-Lower Eocene HP assemblages in the Pelagonian unit are observed as far southeast as the central Evvia (Fig. II.12j) and Sporades Islands (Guernet, 1971; Bignot et al., 1971; Jacobshagen and Wallbrecher, 1984), while no evidence of metamorphism younger than Upper Cretaceous has been reported so far from the remnants of the Pelagonian Unit in the Cyclades (e.g., Bonneau, 1984; Jacobshagen, 1986; Avigad and Garfunkel, 1989; Okrusch and Bröcker, 1990; see however Maluski et al., 1987 and part II.C.9).

As a whole, these data indicate an increasing gap in peak pressures between the Upper (Pelagonian) Unit and the Lower (Ambelakya-Syros + Olympos-Almyropotamos) Unit, from NW (<5 kbar in Mt Olympos) to SE (>9 kbar in the Cyclades). We show here that, at least in the central Aegean, this gap reflects a major normal-sense displacement along the contact between the two units, which therefore represents one or several regional-scale extensional detachment(s), as suggested by earlier studies (Lister et al., 1984; Avigad and Garfunkel, 1989; Gautier et al., 1990; Buick, 1991; Faure et al., 1991).

Molasse sediments as old as Upper Eocene commonly lie at the top of the Upper (Pelagonian) Unit. In contrast, local transgressive cover onto the metamorphic Lower Unit is nowhere older than late Upper Miocene, except possibly in northern Attica, where

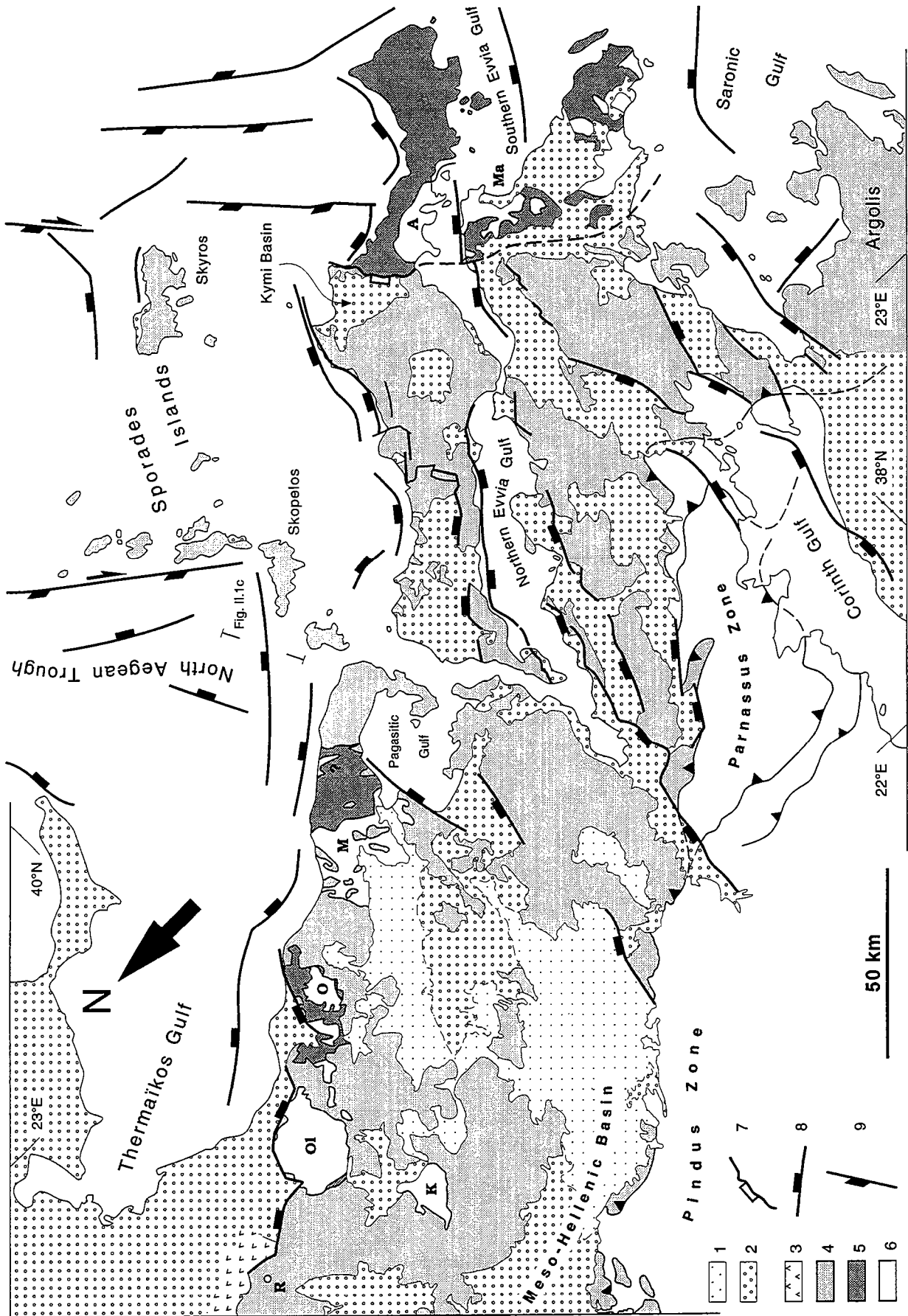


Fig. 11.1c

Fig. 2. - Structural map of the eastern Greek mainland, Evvia Island and the northeastern Peloponnese (location on Fig. 1). Mainly after Guernet (1971, 1978b), Bornovas and Rondogianni-Tsiambaou (1983), Katsikatsos et al. (1986), Godfriaux et al. (1988), Kiliass (1991), and Roberts and Jackson (1991); offshore faults simplified after Martin (1987) and Papanikolaou et al. (1988a). 1: Quaternary sediments, distinguished only at the southeastern end of the Meso-Hellenic Basin; 2: Neogene sediments; 3: ophiolites of the Vardar zone; 4: Upper Unit = Pelagonian zone; 5+6: Lower Unit; 5: Ambelakya-Syros medium subunit; 6: Olympos-Almyropotamos basal subunit. The following Lower Unit tectonic windows are identified, from NW to SE: R: Rizomata; Ol: Olympos; K: Kranea; O: Ossa; M: Mavrovouni-Makrinitisa; A: Almyropotamos; Ma: Marathon; additional windows in southernmost Attica are not labelled. 7: extensional detachment contact where it is clear, that is, in central Evvia; 8, major normal faults that have been active at least during Pliocene-Quaternary, some of them still active; some additional faults may be found around the southeastern end of the Meso-Hellenic Basin; 9: major faults with a large (dextral) strike-slip component, with an half-arrow when this motion is documented with at least one seismic focal mechanism (e.g., Taymaz et al., 1991).

Fig. 2. - Carte structurale de la Grèce continentale orientale, l'île d'Eubée et le Péloponnèse nord-oriental (localisation sur la Fig. 1). Essentiellement d'après Guernet (1971, 1978b), Bornovas et Rondogianni-Tsiambaou (1983), Katsikatsos et al. (1986), Godfriaux et al. (1988), Kiliass (1991), et Roberts et Jackson (1991); failles en mer simplifiées d'après Martin (1987) et Papanikolaou et al. (1988a). 1: sédiments quaternaires, distingués uniquement vers l'extrémité SE du Bassin Méso-Hellénique; 2: sédiments néogènes; 3: ophiolites de la zone du Vardar; 4: Unité supérieure = zone pélagonienne; 5+6: Unité inférieure; 5: sous-unité médiane Ambelakya-Syros; 6: sous-unité basale Olympe-Almyropotamos. L'Unité inférieure apparaît dans les fenêtres tectoniques suivantes, du NW au SE: R: Rizomata; Ol: Olympe; K: Kranea; O: Ossa; M: Mavrovouni-Makrinitisa; A: Almyropotamos; Ma: Marathon; d'autres fenêtres dans le sud de l'Attique ne sont pas nommées. 7: détachement extensif clairement identifié, au centre de l'Eubée; 8: failles normales majeures ayant joué au moins au Pliocène-Quaternaire, certaines encore actives; d'autres failles peuvent exister vers l'extrémité SE du Bassin Méso-Hellénique; 9: failles majeures avec une forte composante décrochante (dextre), avec une demi-flèche quand ce mouvement est contraint par au moins un mécanisme au foyer sismique (e.g., Taymaz et al., 1991).

transgressive sediments may be Lower or Middle Miocene (Guernet, 1971; Fig. II.11b and II.12i). In central Evvia, Lower Miocene clastics of the Kymi basin (Fig. 1 and 2, and Fig. II.12i) lie above the Upper Unit and close to the Lower Unit (Guernet, 1971; Katsikatsos et al., 1981), but are most probably separated from the latter by the major fault contact between the two Units, in contrast with Guernet (1978b) who interpreted the sediments to be deposited above the Lower Unit. In agreement with this, none of the Lower Unit is found in conglomerates older than (?Upper Miocene)-Pliocene. In the central Aegean, the oldest known molasse deposits are Aquitanian in the Cyclades (see Gautier et al., 1993 for a review), and (?Aquitanian)-Burdigalian in Evvia (Guernet, 1971, 1978a; Katsikatsos et al., 1981). This sedimentation appears to be associated with the extensional event identified in the metamorphic Lower Unit, as proposed by Gautier et al. (1990, 1993).

To the northwest, on the Greek mainland, a large molasse basin (the Meso-Hellenic Basin, Fig. 2, and Fig. I.20 and I.37c) lies at the top of the Upper Unit, between the NW-SE-trending chain of Lower Unit windows, to the northeast, and the thrust contact of the Upper Unit (Pelagonian zone) above unmetamorphosed pelagic series and flysch of the Pindus zone, to the southwest. The basin shows either a wide synform shape (Fig. I.37c) or an east-dipping monocline geometry on different sections across its axis (e.g., Papanikolaou et al., 1988b), and closely follows the present trace of the Pindus thrust on its western margin. It includes a small area of Upper Eocene deposits of similar age to the topmost Pindus flysch below the thrust (e.g., Desprairies and Vergely, 1977; Aubouin et al., 1977), which indicates that in Upper Eocene times at least, the Meso-Hellenic basin developed as a compressional "piggy-back" basin (sensu Ori and Friend, 1984). Subsequent sedimentary fill consists of late Lower Oligocene (late Stampian; probable age: 33 Ma; Barbieri, 1992) to Middle Miocene molasse. Although unconformities are reported at various levels of these Oligocene-Miocene series (e.g., Mercier et al., 1989; Barbieri, 1992), it is proposed that only one major distinction should be made within the whole Meso-Hellenic Basin fill, between Upper Eocene and subsequent deposits, on account of the following: 1- the main unconformity lies at this level (e.g., Desprairies and Vergely, 1977), 2- this is the time of a change from restricted sedimentation to basin-wide deposition (Desprairies and Vergely, 1977; Guernet, 1978a; Bornovas and Rondogianni-Tsiambaou, 1983), 3- the Stampian series are the oldest reported to unconformably cover the Pindus zone series (Desprairies and Vergely, 1977; Bornovas and Rondogianni-Tsiambaou, 1983). The tectonic environment of post-Upper Eocene sedimentation in the Meso-Hellenic Basin will be discussed in the section "Age of extension".

III. DUCTILE DEFORMATION: SUMMARY OF OBSERVATIONS

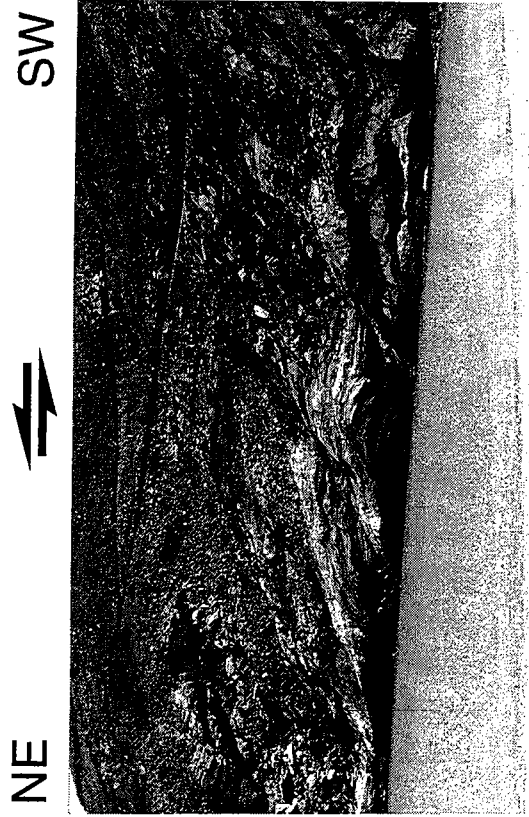
Detailed structural mapping has been carried out on southern Evvia, northern Andros, Tinos, Syros, eastern Mykonos, Paros, Naxos, and northern Ios Islands, as well as in northernmost Attica (Fig. 1). Only the central part of Sikinos Island has been studied. Throughout this area, metamorphic rocks of the Lower Unit show a strong and constant L-S (lineation-foliation) fabric (Fig. II.6f, II.8n and II.12q). Generally, ductile deformation is observed in rocks devoid of HP mineral relics (Fig. 3a, and Fig. II.6h, II.7b, d, i and II.8i). Except Syros, in the northernmost part of which eclogites are common, the studied islands display well preserved HP/LT assemblages in only a few outcrops rarely more than 100 m long, as on Tinos (Fig. 4a, and Fig. II.7p, q, s and t). Elsewhere, the foliation and lineation are defined on the outcrop and microscope scales by greenschist to amphibolite facies minerals, such as elongate muscovite, biotite and chlorite flakes, fibrous actinolite, elongate quartz aggregates, flattened and elongate epidote and albite porphyroblasts (Fig. II.7a, c, e and II.8i). This indicates that ductile deformation occurred during post-HP retrogressive metamorphism, in contradiction with the common view that greenschist facies overprint developed under static conditions (Ridley, 1982, 1984; Dixon and Ridley, 1987; Avigad et al., 1988; Avigad and Garfunkel, 1989; Okrusch and Bröcker, 1990; Bröcker et al., 1993). Even in the case of competent greenschist facies metabasites which commonly show rather less penetrative shear bands than adjacent schists, observation of thin sections indicates penetrative deformation during metamorphism. In particular, large flattened albite porphyroblasts often show sigmoidal inclusion trails which asymmetry is compatible with the sense of shear observed along micro-shear bands within the mica-actinolite matrix (Fig. 3a, and Fig. II.7b and d). In such lithologies, the sense of shear on the microscope scale (Fig. 3a, and Fig. II.7a, b and c) can appear antithetic to the dominant, outcrop-scale sense of shear (Fig. II.7h) that is also documented, both on the outcrop and microscope scales, within adjacent schists (cf part II.C.7a). A tentative explanation of this feature is proposed further below.

Partial melting in the core of the Naxos and Paros migmatite domes (Fig. 1) was coeval with the development of a strong L-S fabric with a similar orientation to fabrics in the adjacent amphibolite facies metasedimentary series (Fig. II.4g and h), while associated leucogranitic sheet-like bodies exhibit pervasive C-S structures (Berthé et al., 1979a; Gapais, 1989; Fig. II.4f) indicative of emplacement during the same regional deformation (Gautier et al., 1990, 1993; Buick, 1991). I-type plutons, which intruded the metamorphic series slightly after the peak of HT metamorphism throughout the Cyclades (Altherr et al., 1982; Fig. 1), also show evidence of syn-tectonic emplacement. L-S fabrics in each studied pluton indicate increasing finite strain toward the contact

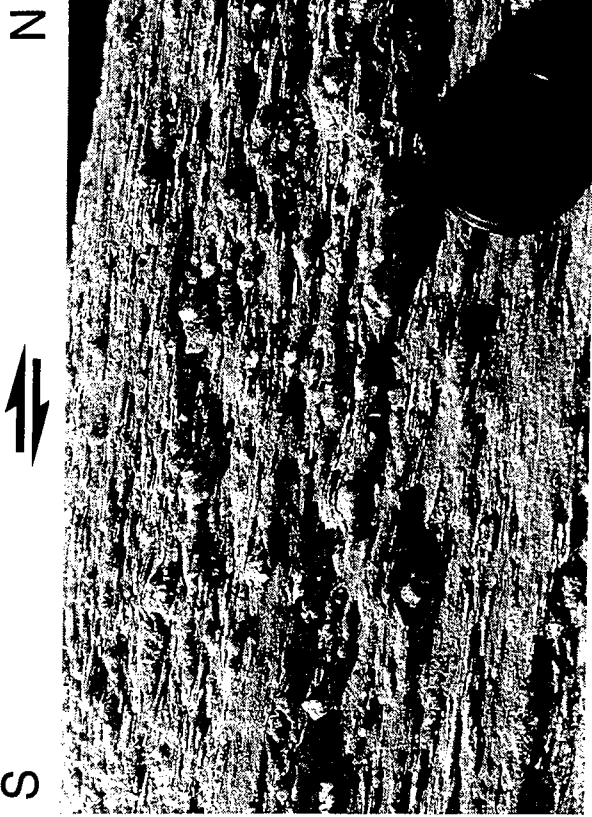
Fig. 3. - Shear-sense criteria within Lower Unit metamorphic rocks. All the views are taken perpendicular to the foliation and parallel to the stretching lineation (XZ section). Black half-arrows at the top indicate the sense of shear. (a) Thin section view of a greenschist facies metabasite (prasinite) in southeastern Tinos. Sigmoidal inclusion trails within flattened albite porphyroblasts indicate a sense of shear compatible with that along micro-shear bands in the matrix. Shear bands are underlined by opaques; the matrix is made of actinolite, biotite and chlorite. The black arrow on the right marks "pressure shadow" growths of biotite (uniform grey) bounding a large epidote grain. Width of the view is ca. 2.5 mm. Plane polars. Location on Fig. II.6b. (b) Asymmetric set of C'-type shear bands in mylonitized gneisses of western central Ios (location on Fig. 6b). Width of the view is 23 cm. (c) Pervasive shear bands and asymmetric boudinage of quartz veins within micaschists of southern Evvia. Width of the view is 94 cm. Location on Fig. II.12d. (d) Asymmetric set of large shear bands in schists on the northeastern coast of northern Andros. Width of the view is ca. 100 m (note the roadcut at the top). Location on Fig. II.8f. (e) Asymmetric boudinage of large quartz veins within schists of the southwestern coast of Tinos (location on Fig. 4b). Width of the view is ca. 6.5 m. (f) Symmetric set of shear bands in quartzschists of southern Evvia. A coaxial strain is suggested, at least on the scale of the view, which is 1.5 m wide. Location on Fig. II.12d. (g) Zone de cisaillement pénétrative dans des micaschistes albitiques du sud-est de Tinos (localisation en Fig. II.6b). Longueur de la vue : 65 cm. (h) Deux bandes de cisaillement plurimétriques, à veines de quartz, dans des schistes albitiques de la côte sud-ouest d'Andros (localisation en Fig. II.8f). Les deux bandes antithétiques ont une allure similaire et suggèrent une déformation coaxiale, au moins à l'échelle de la vue, dont la longueur est environ 6 m.

Fig. 3. - Critères de sens de cisaillement dans les roches métamorphiques de l'Unité inférieure. Toutes les vues sont prises perpendiculaires à la foliation et parallèles à la linéation d'éirement (section XZ). Les demi-flèches noires au sommet indiquent le sens de cisaillement. (a) Vue en lame mince d'une metabasite en faciès schiste vert (prasinite) du SE de Tinos. Les inclusions en alignements sigmoïdaux au sein des porphyroblastes aplatis d'albite indiquent un sens de cisaillement compatible avec celui observé le long de micro-bandes de cisaillement dans la matrice. Les micro-bandes sont soulignées par des opaques; la matrice est constituée d'actinote, biotite et chlorite. La flèche noire sur la droite désigne une croissance de biotite en zone abritée (gris uniforme) bordant un grain d'épidote. Longueur de la vue: 2.5 mm. Lumière "naturelle". (b) Dispositif asymétrique de bandes de cisaillement de type C' dans des gneiss mylonitiques du centre-ouest de Ios (localisation en Fig. 6b). Longueur de la vue: 23 cm. (c) Bandes de cisaillement pénétratives et boudinage asymétrique de veines de quartz dans des micaschistes du sud de l'Eubée. Longueur de la vue: 94 cm. (d) Dispositif asymétrique de grandes bandes de cisaillement dans des schistes de la côte NE d'Andros. Longueur de la vue: ca. 100 m (noter la tranchée de la route en haut). (e) Boudinage asymétrique de grandes veines de quartz dans des schistes de la côte SW de Tinos (localisation en Fig. 4b). Longueur de la vue: ca. 6.5 m. (f) Dispositif symétrique de bandes de cisaillement dans des quartzschistes du sud de l'Eubée. Une déformation coaxiale est suggérée, au moins à l'échelle de la vue, dont la longueur est 1.5 m. Pour les figures (g, h) et la localisation des vues, voir ci-dessus.

d



b

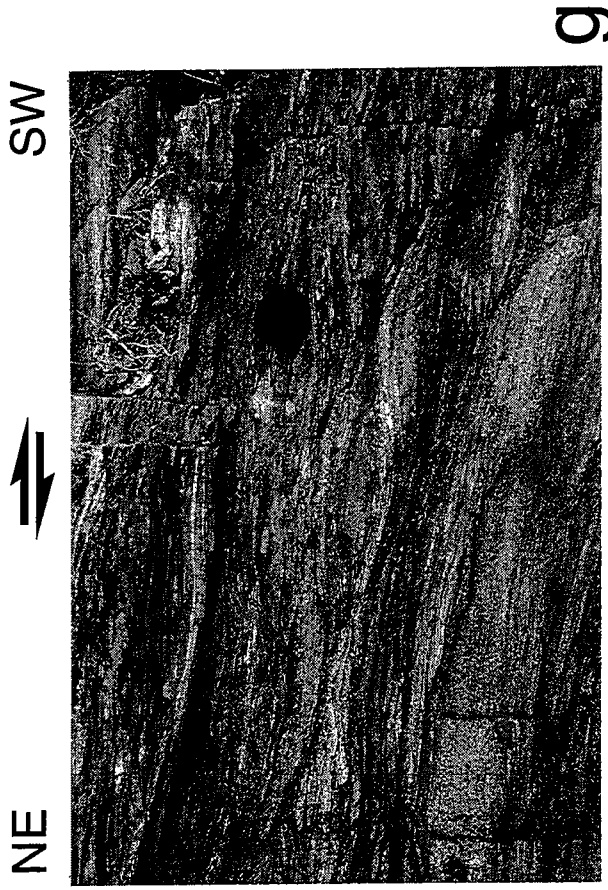
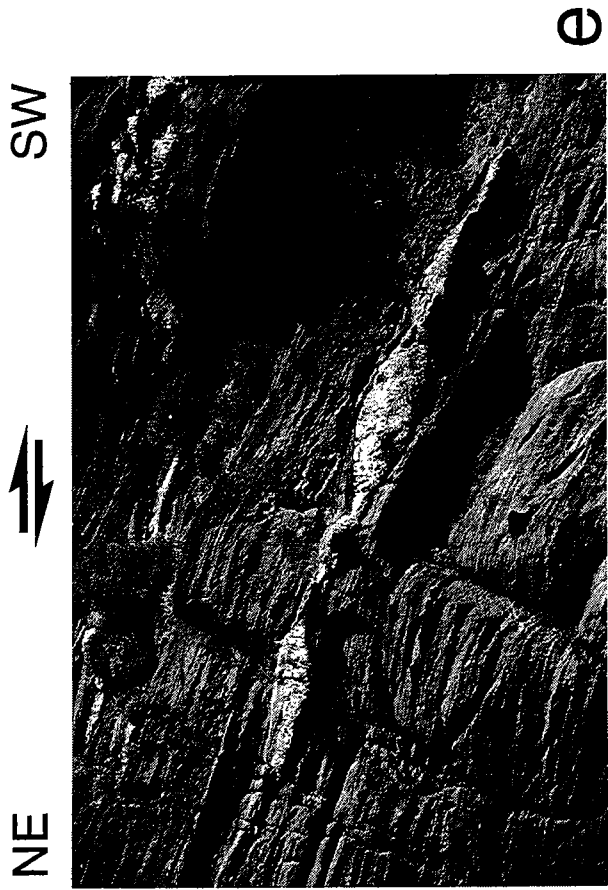


c



a





between the Lower and Upper Units. A large part of the Mykonos granodiorite (Fig. II.10a) shows a strong mylonitisation (Avdis, 1986; Faure and Bonneau, 1988; this work; Fig. II.10c and e), while the western Naxos granodiorite shows pervasive C-S fabrics, with mylonitisation only in its top (northern) part (Gautier et al., 1990, 1993; Buick, 1991; Fig. II.4c and o). Both plutons were subsequently reworked by intense cataclastic flow along their northern margins, just beneath the contact with the Upper Unit (Fig. II.4c, n, II.10c and k). In contrast, the Tinos granodiorite is poorly deformed (Faure et al., 1991; this work) and shows C-S fabrics only along its northern edge (Fig. 4b and Figure 7d of part II.A). In agreement with this, the pluton is reported to intrude through the contact between Lower and Upper Units (Avigad and Garfunkel, 1989; Fig. 4a and 5).









On most studied islands, foliation trajectories define one or several dome-shaped antiforms (Fig. 4a, 5 and 6a, and Fig. II.4a, II.8e, g, II.12c and j), with their long axis either parallel (Naxos, Paros, Ios, northern Andros), oblique (southernmost Evvia), or perpendicular (Tinos, central southern Evvia) to the mean lineation trend (Fig. II.2). On Naxos, Paros, Ios, southern Evvia (Fig. II.12a and i), and to a less extent on Andros (Fig. II.8h) and Tinos, the dome structure is also outlined by stratigraphic and/or early tectonic markers (Fig. II.2). All the studied islands except Mykonos also show the morphology of a dome of similar extent (Fig. II.2), with the summit of the island located near its centre (and that of the structural dome, e.g. on Paros and Ios, Fig. 6a), and/or the main crest line trending parallel to its long axis (e.g., on Naxos, Syros, Sikinos and Tinos, Fig. II.5c and II.8a). Remnants of the Upper Unit are restricted to the edges of these domes (Fig. 1, 4a and 6a, and Fig. II.4b and II.8a), so that the main contact between the two units seems included in the arching process (Fig. 5). The stretching lineation in greenschist to amphibolite facies rocks, as well as in younger granites, trends in a mean N-S direction in the southeastern Cyclades, and in a NE-SW to E-W direction in the northwestern Cyclades and southern Evvia (Fig. 7). The boundary between the two domains seems to correspond to a NE-SW-trending fault zone extending from west of Ikaria to west of Paros (Martin, 1987; Mascle and Martin, 1990; Fig. 11). This boundary is in agreement with that proposed by Blake et al. (1981), except for Sifnos. The N30-N50 stretching lineation on this island (Gournellos, 1980) justifies however its position west of the fault zone.

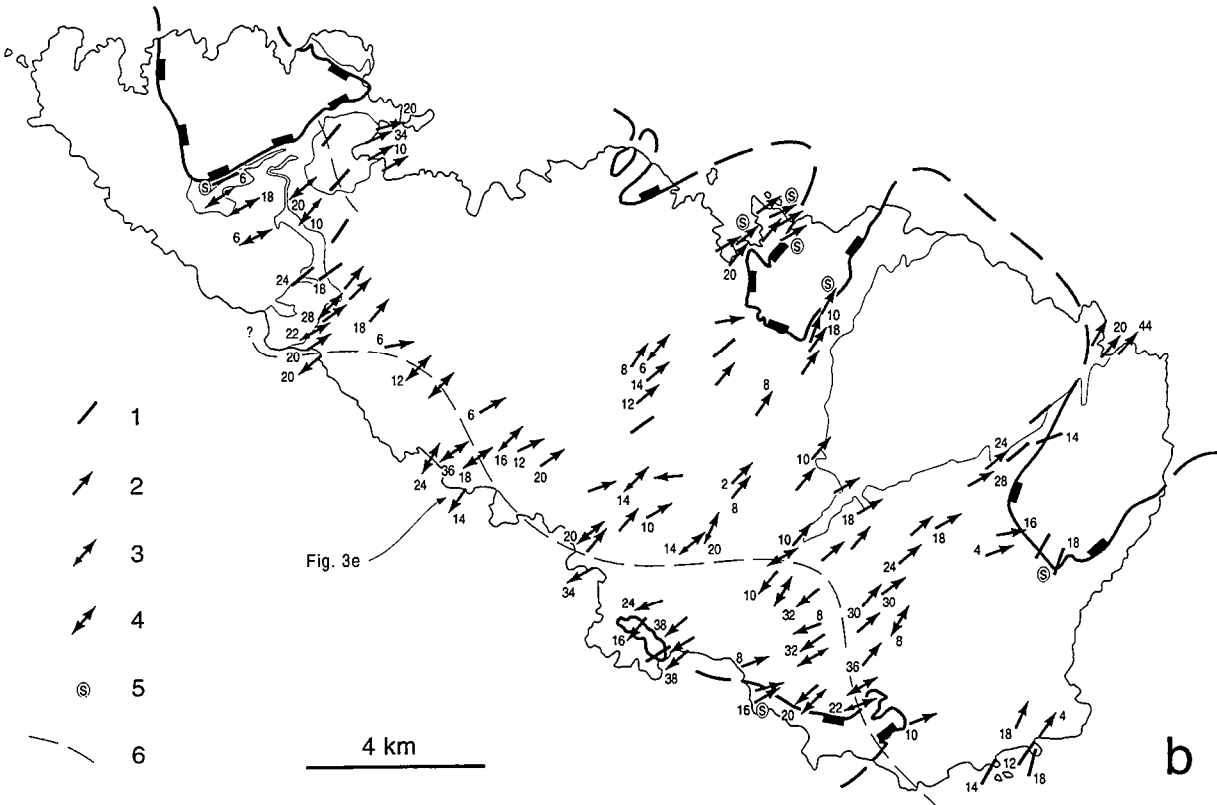
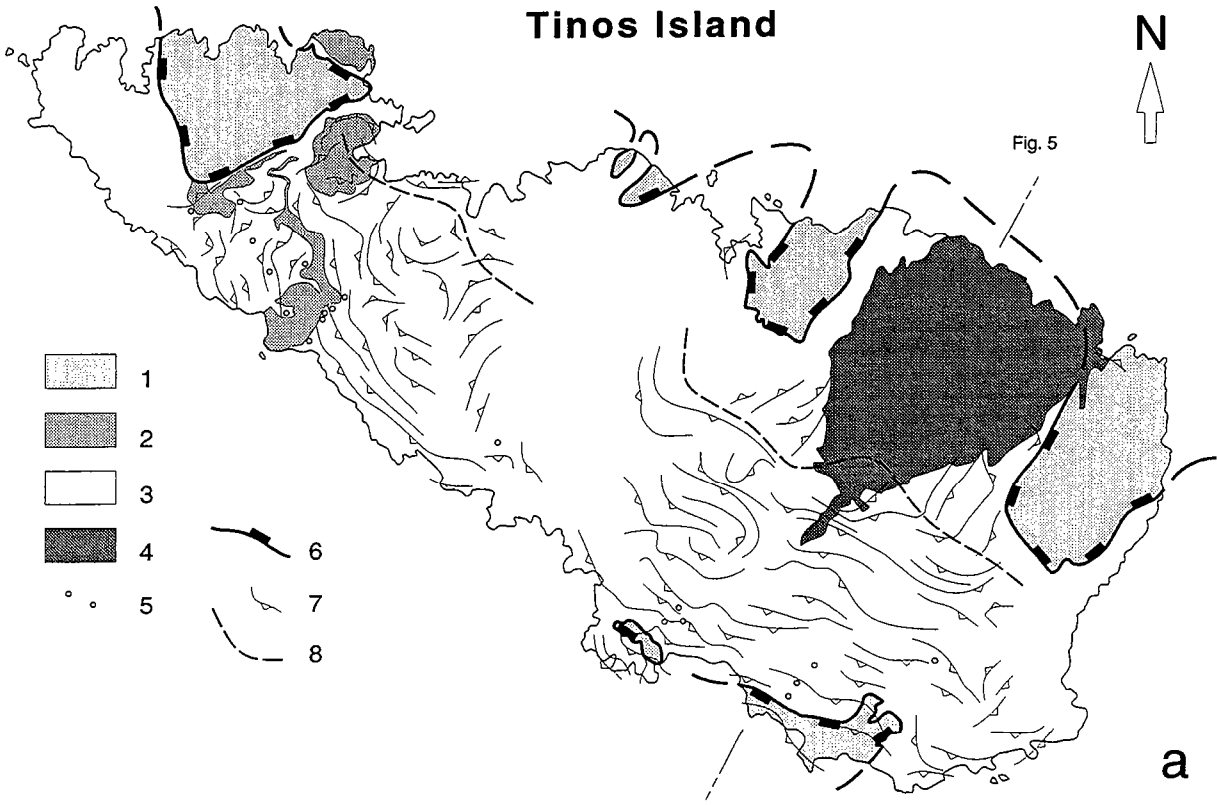
The use of various shear-sense criteria, such as C'-type shear bands (Berthé et al., 1979b) in gneisses and schists (Fig. 3b and 3c, and Fig. II.4g, j, k, l, II.5f, g, i, II.6d, g, k, II.7h, i, j, II.8i, k, II.12g, m, n, o and r), asymmetric boudinage of quartz veins and marble lenses (Fig. 3c, and Fig. II.5h, j, II.6g, II.8j, l, m, II.12f, h and p), rolling structures in marbles (Figure 5c in part II.A), and asymmetric C-S structures in granites (Figures 7a, c and d in part II.A, and Fig. II.10e), enables to determine the sense of shear on the outcrop scale. Greenschist facies micaschists show penetrative shear bands

Tinos Island



Fig. 5

-  1
-  2
-  3
-  4
-  5
-  6
-  7
-  8



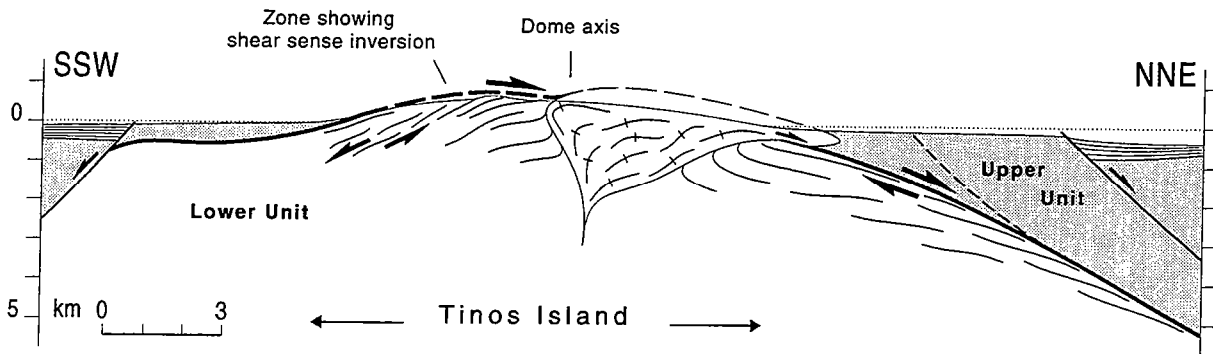


Fig. 5. - Sketch cross-section through Tinos Island (location on Fig. 4a). Offshore faults and Pliocene-Quaternary basin fill after data in Martin (1987).

Fig. 5. - Coupe schématique à travers l'île de Tinos (localisation en Fig. 4a). Les failles en mer et le remplissage pliocène-quaternaire des bassins sont déduits de données de Martin (1987).

Fig. 4. - **Structural map of Tinos Island.** (a) Geological map and foliation trajectories, with geological boundaries simplified after Melidonis (1980) and Bröcker (1990). 1: Upper Unit; 2: main marble units within the Lower Unit; 3: mainly schists, Lower Unit; 4: Tinos granodiorite; 5: well preserved eclogite facies (mainly metabasic) rocks; 6: extensional detachment contact; 7: foliation trajectories, after data from Bröcker (1990) and this work; 8: inferred axis of the metamorphic dome, as mainly defined by the foliation pattern. (b) Lineations and senses of shear, from this work; numbers refer to the plunge value and are plotted in the sense of plunge; 1: lineation without sense of shear; 2: lineation with a clearly dominant sense of shear; 3: lineation with a dominant sense of shear, although with abundant antithetic shear criteria; 4: lineation with equally numerous opposite shear-sense criteria (local coaxial deformation); 5: sites of intense ductile deformation (schist phyllonites); 6: zone across which a general inversion of the sense of shear is observed.

Fig. 4. - **Carte structurale de l'île de Tinos.** (a) Carte géologique et trajectoires de foliation; contours géologiques simplifiés d'après Melidonis (1980) et Bröcker (1990). 1: Unité supérieure; 2: principaux ensembles de marbres dans l'Unité inférieure; 3: schistes essentiellement, Unité inférieure; 4: granodiorite de Tinos; 5: roches au faciès élogite bien conservé (métabasites surtout); 6: détachement extensif; 7: trajectoires de foliation, à partir de données de Bröcker (1990) et ce travail; 8: axe du dôme métamorphique, défini essentiellement par l'allure des foliations. (b) Linéations et sens de cisaillement, d'après ce travail; les nombres indiquent la valeur du plongement et sont placés du côté du plongement. 1: linéation sans sens de cisaillement; 2: linéation avec un sens de cisaillement clairement dominant; 3: linéation avec un sens de cisaillement dominant, quoiqu'avec de nombreux critères de cisaillement antithétiques; 4: linéation avec des critères de sens de cisaillement opposés en nombre égal (déformation localement coaxiale); 5: sites d'intense déformation ductile (phyllonites: schistes mylonitiques); 6: zone de part et d'autre de laquelle une inversion générale du sens de cisaillement est observée.

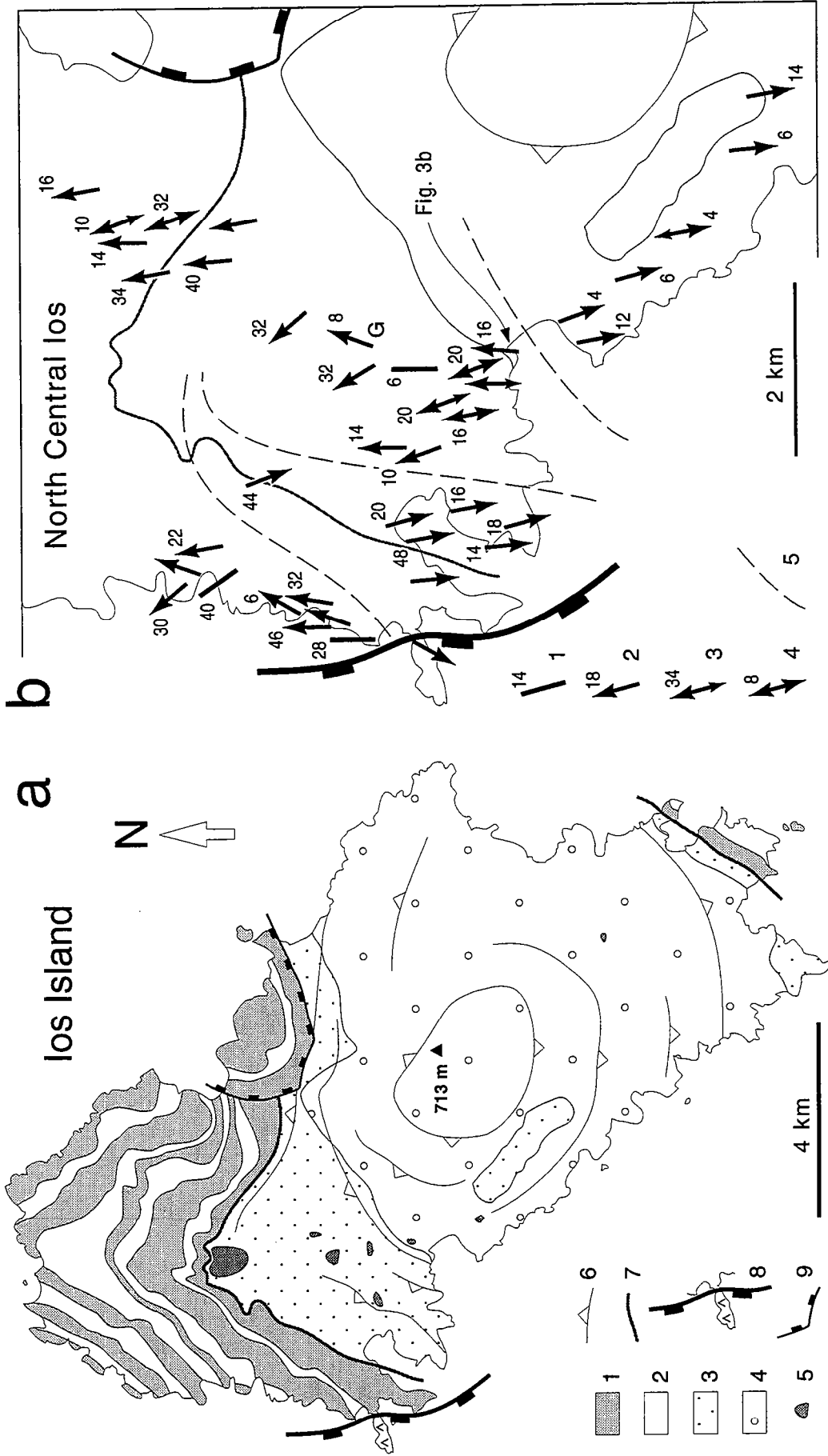


Fig. 6. - **Structural map of Ios Island.** (a) Geological map, simplified after Van der Maar and Jansen (1981). Lower Unit: 1: marbles; 2: mainly schists; 3: garnet-mica schists; 4: orthogneiss; 5: pre-HP metamorphosed granitic bodies; 6: foliation trajectories within the garnet-mica schists and the orthogneiss; 7: pre- or syn-HP thrust contact suggested by Van der Maar and Jansen (1981, 1983); Upper Unit: 8: ophiolites and extensional detachment contact; 9: large listric normal fault. (b) Lineations and sense of shear in northern central Ios, from this work. 1 to 4 as in Figure 4b; 5: zone across which the sense of shear is inverted. The lineation labelled G refers to ductile deformation within a pre-HP granitic body.

Fig. 6. - **Carte structurale de l'île de Ios.** (a) Carte géologique, simplifiée d'après Van der Maar et Jansen (1981). Unité inférieure: 1: marbres; 2: schistes surtout; 3: micaschistes à grenat; 4: orthogneiss; 5: corps granitiques anté-HP et métamorphisés; 6: trajectoires de foliation dans les micaschistes à grenat et l'orthogneiss; 7: contact chevauchant anté- ou syn-HP proposé par Van der Maar et Jansen (1981, 1983); Unité supérieure: 8: ophiolites et détachement extensif; 9: grande faille normale listrique. (b) Linéations et sens de cisaillement dans le centre-nord de Ios, d'après ce travail. 1 à 4 comme en Fig. 4b; 5: zone de part et d'autre de laquelle le sens de cisaillement est inversé. La linéation notée G se rapporte à la déformation ductile dans un granite anté-HP.

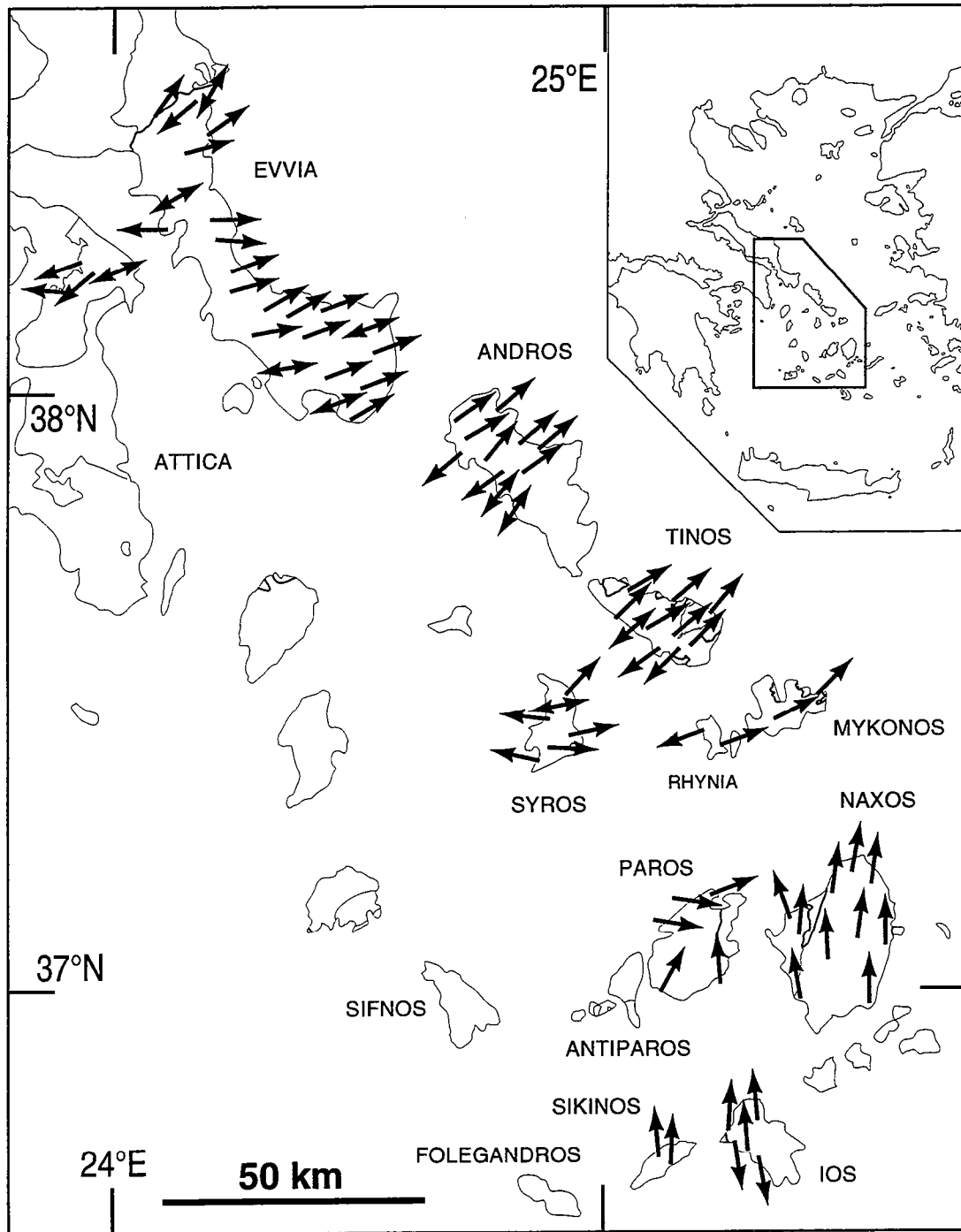


Fig. 7. - Summary of ductile shear-sense data within Lower Unit metamorphic and plutonic rocks. From this work, except on Rhynia (west of Mykonos), after Bonneau et al. (1989). Each arrow represents the mean of measurements on several sites (see Fig. 4b and 6b for comparison).

Fig. 7. - Résumé des données de sens de cisaillement ductile dans les roches métamorphiques et plutoniques de l'Unité inférieure. D'après ce travail, excepté sur Rhynia (à l'ouest de Mykonos), d'après Bonneau et al. (1989). Chaque flèche représente la moyenne de mesures sur plusieurs sites (comparer avec les Fig. 4b et 6b).

with a low (15°) to moderate (40°) angle relative to the foliation, at the cm up to a several 10 m-scale (Fig. 3c and 3d, and Fig. II.4k, II.5i, II.6d, II.8k, II.12m and n). On many islands, detailed structural mapping reveals a particular distribution of senses of ductile shear, as for example on Tinos (Fig. 4b and 5) and Ios (Fig. 6b), as well as on Andros, Syros, and central southern Evvia (Fig. 7, and Fig. II.8c, f and II.12k). Ductile deformation appears non-coaxial, with a top-to-the north (or NE) sense of shear in the northern part of these islands (e.g., Fig. 3b, 3c and 3d), and a top-to-the south (or SW) sense of shear in the south (Fig. 3e and g, and Fig. II.5g, h, j, II.6h and II.7g). The major part of each island displays a top-to-the north (or NE) sense of shear, while the top-to-the south (or SW) shearing deformation is often restricted to a few outcrops along the southern (or southwestern) coast (Fig. 4b and 7, and Fig. II.8f and II.12k). Therefore, the domes defined by the foliation tend to be asymmetric with respect to the shear-sense pattern (Fig. 5). Areas with opposite senses of shear are characterized by a similar post-HP pervasive greenschist facies metamorphism, and display penetrative shear criteria of similar type, such as asymmetric sets of low-angle shear bands and asymmetric boudinage of quartz veins or marble layers (for example, concerning Tinos Island, compare Fig. 3e with II.6e and g, compare Fig. 3g with II.6d, e and i, compare Fig. II.6h with II.6g and II.7i, and compare Fig. II.7g with II.7h). Therefore, opposite senses of shear on the scale of a dome seem to be related to the same deformation event. On Tinos, Andros (Fig. II.8f), Syros (Fig. II.8c), Ios and southern Evvia (Fig. II.12k), the sense of shear is inverted across a zone which strikes subperpendicular to the mean stretching lineation, and which is 500 m to 5 km wide. It corresponds to a transition zone along which opposite shear-sense criteria of similar type are equally numerous, from one outcrop to another, or even on a single outcrop, on the scale of which the deformation can be considered as coaxial (Fig. 3f, 3h and 4b, and Fig. II.8c and f). Sites where greenschist facies metabasites show a microscope-scale sense of shear that is antithetic to the one on the outcrop scale (see above) always lie in the vicinity of the inferred zone of coaxial strain (Fig. II.6b, II.8c and II.12k). Therefore, the penetrative antithetic shear is interpreted as being related to a bulk deformation implying a large component of pure shear with a stretching parallel to the bulk shear direction (Fig. II.7k). This bulk deformation may be partitioned in zones with opposite senses of shear through a process of boudinage and "back-rotation" of the relatively rigid bodies of metabasite (cf part II.C.7a).

Only in northern Attica and on Ios Island is the sense of shear dominantly top-to-the west, or south (Fig. 6b and 7, and Fig. II.12k), whereas throughout the Naxos and Paros migmatite domes, which represent the initially deepest part of the Lower Unit (Gautier et al., 1993), the sense of shear is consistently top-to-the north (Gautier et al., 1990; Urai et al., 1990; Buick, 1991; Fig. II.4b and c).

IV. ARGUMENTS FOR AN EXTENSIONAL SETTING

A. Tectonothermal evolution of the Lower Unit

Throughout the Cyclades and Evvia Islands, metamorphic rocks of the Lower Unit show a gradual evolution from ductile to brittle behaviour, along with progressive localization of strain toward the contact with the Upper Unit. In the major part of the Lower Unit, superimposed structures are progressively more discrete and appear associated with lower strain intensities (e.g., Fig. II.7g and II.8q). This is best exemplified in schistose lithologies, where successive sets of shear bands are commonly observed (Fig. 8a and 8c, and, with more brittle second-generation structures, Fig. 8d, Fig. II.6j and II.8o), the latter being less penetrative and cutting the foliation at a steeper angle (20-50°) than earlier penetrative bands (10-35°). *En échelon* tension gashes also overprint early penetrative shear bands (Fig. 8b). Brittle faults seem rare, showing dip-slip striations which indicate normal displacement (Fig. II.8r). High-strain deformation overprinting the earlier penetrative L-S fabric is restricted to the top of the Lower Unit, in a ca. 30 m-thick zone beneath the contact with the Upper Unit. This zone shows an upward transition from mylonites and ultramylonites to chlorite-bearing cataclasites and ultracataclasites, and/or ≥ 1 m-thick microbreccia (Fig. II.10h, i, j and k). Abundant normal faults and tension gashes cut the mylonites (Fig. II.10g and h). These features are well expressed as far as quartz-feldspar lithologies are concerned, as on Paros and Naxos (Gautier et al., 1990, 1993; e.g., Fig. II.4c and n) and on Mykonos (Lee and Lister, 1992; Fig. II.10c and h). The topmost cataclasites and breccias are sometimes absent, either because they have been cut off by late normal faults (Gautier et al., 1993), or because shearing deformation has locally vanished before the Lower Unit rocks seen on outcrop have reached depths shallow enough to experience brittle deformation. For example on Tinos, only phyllonites (micaschist-derived ultramylonites) are observed beneath the Upper Unit (Fig. 4b and Fig. II.6f), in agreement with the suggestion that strong shearing has vanished before the granodiorite was emplaced at depths around 7-11 km. As a consequence, Upper Unit rocks immediately above display evidence of rather non penetrative ductile deformation consistent in orientation (Fig. 4b and Fig. II.7q), as well as in sense of shear when this can be determined, with that of the Lower Unit.

Throughout the islands, superimposed structures within the Lower Unit rocks indicate a constant orientation of λ_1 strain axes, with a dominantly top-to-the north (or NE) sense of shear (e.g., Fig. 8a and 8b, and Fig. II.6e, II.7j and II.10f). In places where rocks of the Lower Unit display a top-to-the south (or SW) ductile shearing deformation -that is, in the southern or southwestern part of many islands-, progressively more discrete structures are also observed, such as steep discrete shear bands

overprinting low-angle penetrative shear bands (Fig. 8c and 8d, and Fig. II.7g, II.8o, p and q). These superimposed structures display a similar top-to-the south (or SW) sense of shear. Thus, the late discrete deformation appears consistently synthetic to the early ductile one, whatever the sense of shear. This confirms that opposite senses of shear on the scale of a dome are related to the same deformation event.

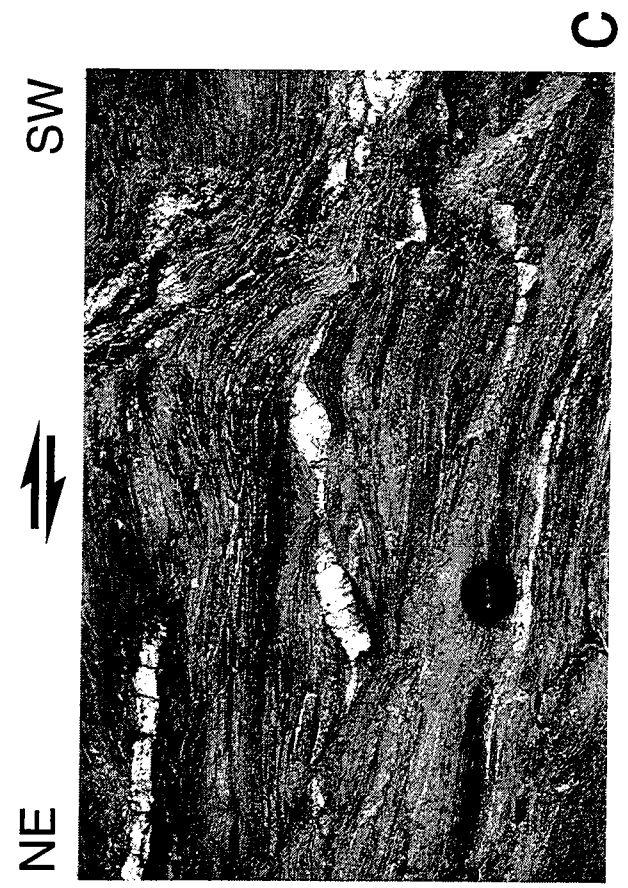
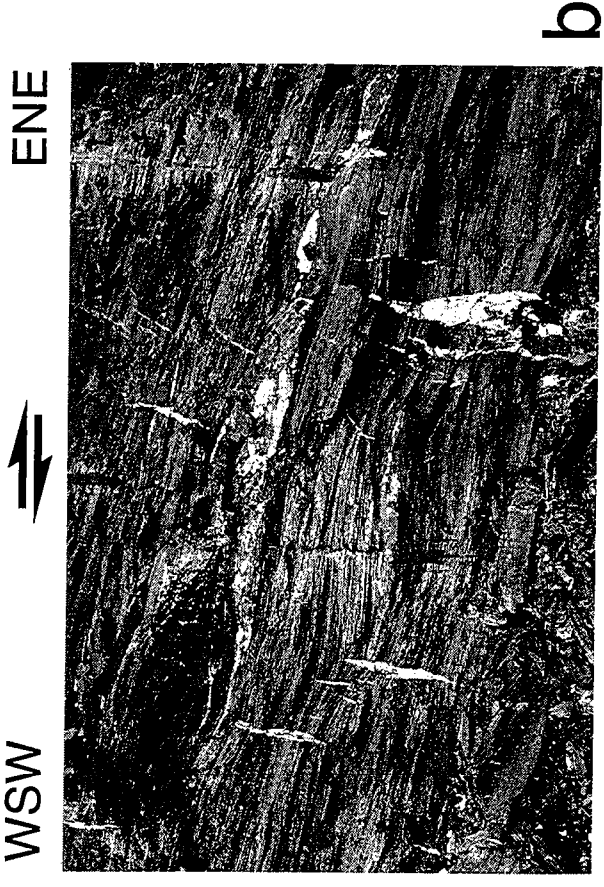
A comparison of the ductile to brittle deformation of the Lower Unit with the brittle deformation in the Upper Unit immediately above is possible in only a few islands (Paros, Naxos and Mykonos). Lower Miocene clastics of the Upper Unit along eastern Paros show strong brittle deformation, including km-scale E-W-striking normal faults which separate moderately tilted blocks. Most of these faults are north-dipping and, thus, appear synthetic to the top-to-the north shearing deformation observed in the Lower Unit beneath (Gautier et al., 1990, 1993). On Mykonos, molasse sediments (and volcanoclastics, cf Avdis, 1986) of the Upper Unit are intensely brecciated (Fig. II.10i and j), and like the pluton below are cut by km-scale subvertical, barite-bearing tension gashes with a strike perpendicular to the mylonitic stretching lineation (Fig. II.10a and c). Locally along the southwestern coast of Tinos, subvertical volcanic dikes cut through the Lower Unit (Avigad et al., 1988; Bröcker, 1990; Fig. II.7q). They probably represent an other example of km-scale tension gashes, also with a strike perpendicular to the earlier stretching lineation, and associated with the SW-dipping major fault which is suggested by the linearity of the coastline.

The superposition of brittle onto ductile high strain intensity deformation at the top of the Lower Unit is similar to features described in metamorphic core complexes of the Basin and Range province (e.g., Davis, 1980; Rehrig and Reynolds, 1980; Fig. I.1), as is the observation that brittle deformation in the Upper Unit is synthetic to the ductile deformation in the Lower Unit (e.g., Fig. I.5a and g). The evolution from ductile to brittle behaviour in the Lower Unit is compatible with progressive temperature decrease during shearing deformation, as in typical extensional detachment models (e.g., Wernicke, 1981; Lister and Davis, 1989; Fig. I.2a and I.5a). Figure 9 shows temperature-time paths of the Lower Unit metamorphic rocks and younger plutons on various islands, using available radiometric data (Andriessen et al., 1979; Altherr et al., 1982; Wijbrans and McDougall, 1988; Andriessen, 1991; Bröcker et al., 1993). Post-HT metamorphism high cooling rates in the range 60-105°C/Ma, from ca. 525°C to 110°C, are similar to those recorded in core complexes of the Basin and Range province (Dallmeyer et al., 1986; Dokka et al., 1986; Davy et al., 1989). Such a tectonothermal evolution argues for a normal-sense displacement along the contact between the Lower and Upper Units.

Remark: In the Lower Unit, discrete ductile shear bands are often synthetic to earlier penetrative shear bands (Fig. 8a), but sometimes appear antithetic to them. When antithetic, their "discrete" aspect probably results in part from the fact that they

Fig. 8. - Field arguments for a progressive evolution from ductile to brittle rock behaviour in the Lower Unit. All views are taken in the XZ section. Black half-arrows at the top indicate the sense of shear. (a) Pervasive low-angle shear zone in micaschists of northern Andros, overprinted by synthetic steeper discrete shear bands. Width of the view is 1.9 m. Location on Fig. II.8f. (b) Pervasive shear bands and asymmetric boudinage of veins within calcschists of southern Evvia, overprinted by *en échelon* tension gashes indicating a synthetic brittle sense of shear. Width of the view is 2.15 m. Location on Fig. II.12d. (c) Asymmetric boudinage of quartz veins and low-angle pervasive shear bands within schists of northern Attica, overprinted by a synthetic steeper discrete shear band on the right. Width of the view is 70 cm. Location on Fig. II.12k. (d) Bandes de cisaillement pénétratives de faible angle et boudinage asymétrique de veines de quartz dans des schistes bruns de la côte ouest du centre-sud de l'Eubée (localisation en Fig. II.12k), auxquels se superposent une faille raide synthétique (sur la droite), ainsi que de petites fractures parallèles (vers le centre). Longueur de la vue : 1 m. Dans la publication, la Fig. 8d est en fait la Fig. II.10i, présentée en noir et blanc.

Fig. 8. - Arguments de terrain pour une évolution progressive depuis un comportement ductile vers un comportement fragile des roches de l'Unité inférieure. Toutes les vues sont prises dans la section XZ. Les demi-flèches noires au sommet indiquent le sens de cisaillement. (a) Zone de cisaillement pénétrative de faible angle dans des micaschistes du nord d'Andros, à laquelle se superposent des bandes de cisaillement synthétiques, localisées et plus raides. Longueur de la vue: 1.9 m. (b) Bandes de cisaillement pénétratives et boudinage asymétrique de veines dans des calcschistes du sud de l'Eubée, auxquels se superposent des fentes de tension en échelon indiquant un sens de cisaillement fragile synthétique. Longueur de la vue: 2.15 m. (c) Boudinage asymétrique de veines de quartz et bandes de cisaillement pénétratives de faible angle dans des schistes du nord de l'Attique, auxquels se superpose sur la droite une bande de cisaillement synthétique, localisée et plus raide. Longueur de la vue: 70 cm. Pour la figure (d) et la localisation des vues, voir ci-dessus.





accommodate less displacement than "penetrative" bands, and therefore induce less internal deformation in rock domains in between them, giving rise to less pronounced sigmoidal shapes of the foliation. The antithetic "discrete" shear bands can be interpreted as conjugate bands within rocks which experience an essentially non coaxial deformation (e.g., Harris and Cobbold, 1984; Fig. I.4a), and may be in fact synchronous to synthetic "penetrative" shear bands. Antithetic shear bands become locally important, both in number and apparent displacement, and this has been tentatively used as a qualitative indicator of the ratio between coaxial and non coaxial strains (Fig. II.3). The obtained shear sense pattern on most islands appears consistent, showing that outcrops with a non negligible component of conjugate shear commonly lie in or near the zone across which the sense of shear is inverted on the scale of a dome (Fig. 4b, and Fig. II.8f and, to a less extent, Fig. II.8c). As a consequence, there is no reason in this case to distinguish between low angle penetrative shear bands and higher angle discrete bands as being related to different tectonic events (compression versus extension for example; e.g., Philippot, 1990).

B. Denudation of the Lower Unit

Available radiometric ages and pressure estimates of successive metamorphic events constrain the pressure-time path of the Lower Unit on some islands (Fig. 10). On Naxos, the denudation rate reached 1.8 to 9.5 mm/year during the time span between the development of the migmatite dome (dated with the inception of rapid cooling after migmatization, Fig. 9; see also Wijbrans and McDougall, 1988) and the intrusion of the western Naxos granodiorite, that is, during a period of continuous strong ductile shearing that lasted ca. 4.5 Ma (Gautier et al., 1993). On Tinos, a less well constrained value of 0.45-2.5 mm/year is estimated for the time interval between the greenschist facies overprint and the emplacement of the Tinos granodiorite (Fig. 10).

These denudation rates are an order of magnitude greater than long-term erosion rates reported from sediment discharge in areas of steep relief, in the range 0.1-0.5 mm/year (Ahnert, 1970; Pinet and Souriau, 1988). As far as we are aware, the Alps of New Zealand are the only example where higher mean erosion rates, in the range 0.5-2.5 mm/year, have been reported over a time laps as long as 5-7 Ma, on the basis of a fission track analysis on apatite and zircon (Kamp and Tippett, 1993). However, such values are restricted to a fairly narrow zone along the Alpine fault: for example, rates higher than 2 mm/year are observed across a zone only 8 km wide. Moreover, these estimates probably represent maximum values, since they are based on an assumed initial geothermal gradient (25°C/km) which seems rather low for this region. Rocks of the Nanga Parbat syntaxis in the western Himalayas are also reported to have experienced rapid recent denudation at a rate of ca. 5 mm/year, again on the basis of a fission track analysis on

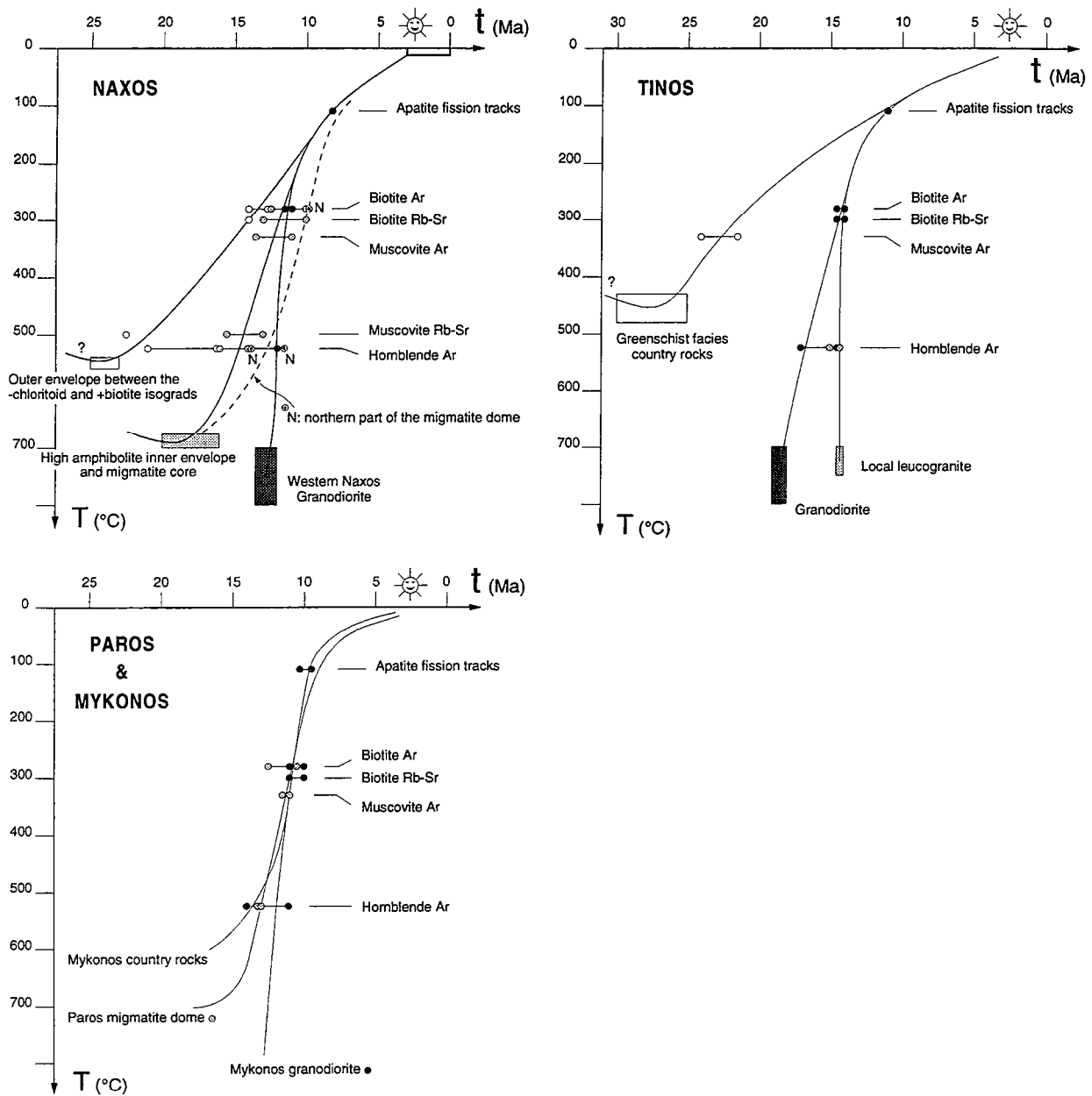


Fig. 9. - Temperature-time paths of Lower Unit metamorphic rocks and granitic intrusions on Naxos, Tinos, Paros and Mykonos Islands. After data from Andriessen et al. (1979), Altherr et al. (1982), Wijbrans and McDougall (1988), Andriessen (1991), and Bröcker et al. (1993). For a more complete discussion of the data on Naxos, see Gautier et al. (1993).

Fig. 9. - Chemins température-temps des roches métamorphiques et des intrusions granitiques de l'Unité inférieure sur les îles de Naxos, Tinos, Paros et Mykonos. A partir de données de Andriessen et al. (1979), Altherr et al. (1982), Wijbrans et McDougall (1988), Andriessen (1991) et Bröcker et al. (1993). Pour une discussion plus complète des données sur Naxos, voir Gautier et al. (1993).

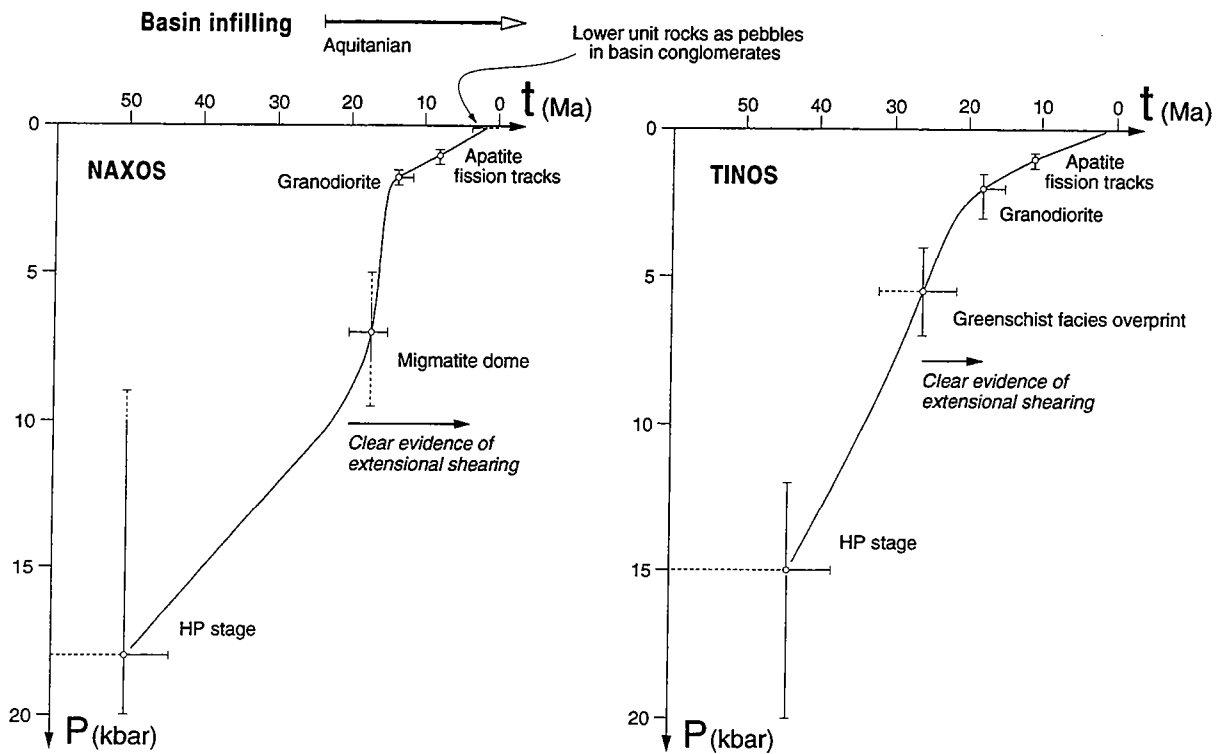


Fig. 10. - **Pressure-time paths of Lower Unit rocks on Naxos and Tinos Islands.** After data in Fig. 9 and from Jansen (1977), Buick and Holland (1989), Bröcker (1990), and Okrusch and Bröcker (1990). For references concerning basin sedimentary filling and a more complete discussion on Naxos Island, see Gautier et al. (1993).

Fig. 10. - **Chemins pression-temps des roches de l'Unité inférieure sur les îles de Naxos et Tinos.** A partir de données en Fig. 9 et chez Jansen (1977), Buick et Holland (1989), Bröcker (1990) et Okrusch et Bröcker (1990). Pour les références concernant le remplissage sédimentaire des bassins et une discussion plus complète sur Naxos, voir Gautier et al. (1993).

apatite and zircon (Zeitler, 1985). This denudation is currently interpreted as being due to erosion; however, tectonic unroofing beneath an extensional detachment fault cannot be excluded, since this is a situation encountered farther east along strike, at the top of the Higher Himalaya Crystalline, where a major extensional thinning event has occurred during Miocene (e.g., Gapais et al., 1992). Recently, Burbank and Beck (1991) have reported "long-term" erosion of fluvial strata in the Himalayan foreland at rates around 1.5-2 and 5-10 mm/year, but for time laps of only 1.8 and 0.4 Ma, respectively.

Therefore, in the Cyclades, high denudation rates in the range 0.45-9.5 mm/year subsequent to greenschist facies and higher grade metamorphic overprint suggest that tectonic unroofing has been the main factor enabling Lower Unit rocks to be brought to the surface. The preservation of non metamorphic Upper Unit remnants throughout the Cyclades (see Regional Setting) confirms that erosion has been minor. Among these remnants, Lower Miocene deposits (on Naxos, Paros, Mykonos, central Evvia and northern Attica) further suggest that the maximum net erosional denudation has been around 5-6 km since that time, unless an unrealistic thick sedimentary basin is inferred for Lower Miocene times.

C. Relations between brittle and ductile deformation on a regional scale

1. Large scale faulting

Figure 11 summarizes the offshore pattern of recent faulting in the Cyclades area, mainly after Martin (1987; e.g., Fig. I.31d) and our own examination of available seismic lines (courtesy J. Mascle, Villefranche-sur-Mer). Available seismic-reflection is poorly penetrative, and no clear information can be obtained below 3 seconds (two-way travel time), in particular where a thin but strongly reflective evaporitic sequence (presumably of Messinian age) is present at shallower depths. The seismic "basement" below well-layered Messinian-Quaternary series is most often a disturbed layered sequence which represents deformed sediments of unknown age (pre-Alpine vs Oligo-Miocene; Martin, 1987; Mascle and Martin, 1990). Only Messinian to Quaternary sediment fill and associated or subsequent faulting are considered in offshore studies, which in part explains why extension in the Aegean is often considered to have started only shortly before Uppermost Miocene (Jongsma et al., 1978; Martin, 1987; Anastasakis and Dermitzakis, 1990; Kastens, 1991). Our observations of seismic data confirm that basins with a well-layered infill seem not to be much older than evaporitic sequences near their bottom (e.g., Fig. I.1a and e), but this only indicates that basin-bounding faulting has developed offshore mainland and islands in recent times, and does not rule out the possibility of extensional tectonics being active since long before, as shown below.

Seismic lines indicate that recent normal faults are common around the Cyclades. In the northwestern Cyclades, faults separate two small and elongate Pliocene-Quaternary basins from three NW-SE-trending island chains, namely Evvia-Mykonos, Gyáros-Syros, and Kea-Sifnos, which appear to diverge southeastward (Fig. 11; names are given in Fig. 1). Northeast of the line from Evvia to Mykonos, several recent basins show evaporitic sequences near their base, and are separated from the islands by large normal faults (Fig. I.1c, d and e), one of which can be directly correlated with an ENE-dipping fault cutting through the northern part of Mykonos Island (Faure et al., 1991). Steep bathymetric gradients (Fig. I.31a) and the Pliocene-Quaternary isopach contours suggest that the faults follow a general NW-SE trend (see also Fig. I.31b). The faults are seen to dip away from the islands, based on morphological, sediment isopach and seismic data (Fig. 11). The three island chains defined above therefore appear as elongate horsts between recent basins. The series of NE-dipping faults which bound the northwestern Cyclades archipelago to the northeast, from Mykonos to southern Evvia, and running northwest from northern Evvia to the Gulf of Thermaikos (Fig. 2), is believed to represent a major feature of recent Aegean extension, for the two following reasons. 1- The faults bound basins up to 1 km deep (Fig. I.31a and II.11b), with thick, southward-tilted Messinian-Quaternary sediments (e.g., Martin, 1987, p. 38, 91, 178, 185; Fig. II.1c and d), whereas emerged land south of the faults is characterized by steep relief, high elevations (2917 m at Mt Olympos, 1978 m at Mt Ossa, 1743 m in central Evvia; Fig. II.11c) and rapid Quaternary uplift (Guernet, 1971, p. 227, 270; Faugères, 1977; Roberts and Jackson, 1991; Stiros et al., 1992; Fig. II.11d and cf part II.C.11). Maximum depths, elevations, Pliocene-Quaternary sediment thickness and tilt all show a general decrease from NW to SE (Fig. I.31a, II.1c, d and e), suggesting a correlative decrease in tectonic activity, as may be also inferred from the present-day distribution of seismicity (e.g., Jackson and McKenzie, 1988; Taymaz et al., 1991; Fig. I.24b). 2- the Thermaikos-Evvia-Mykonos NW-SE-trending fault zone constitutes the "wall" against which major NE-SW-trending strike-slip faults of the northern Aegean abruptly terminate (Fig. 2, and Fig. I.20, I.27c, I.31a and b). As such, it represents the western end of the North Anatolian Fault, and the way in which dextral motion is transmitted along it to the southwest has long been disputed (e.g., Dewey and Sengör, 1979; McKenzie and Jackson, 1983; Taymaz et al., 1991; Fig. I.27d, e and I.35).

Among the normal faults that are recognized between the northwestern Cyclades, the NE-dipping ones are probably the faults with the largest offsets, synthetic to the major Thermaikos-Evvia-Mykonos fault zone. This is in agreement with seismotectonic data from west of the Cyclades, from Evvia to the Gulf of Corinth (Jackson et al., 1982; Jackson and McKenzie, 1983; Ambraseys and Jackson, 1990; Roberts and Jackson, 1991; Fig. 2, and Fig. I.29b, c, d and Fig. I.35), and with offshore seismic data along the mainland coast, from the Gulf of southern Evvia to the southern Peloponnese,

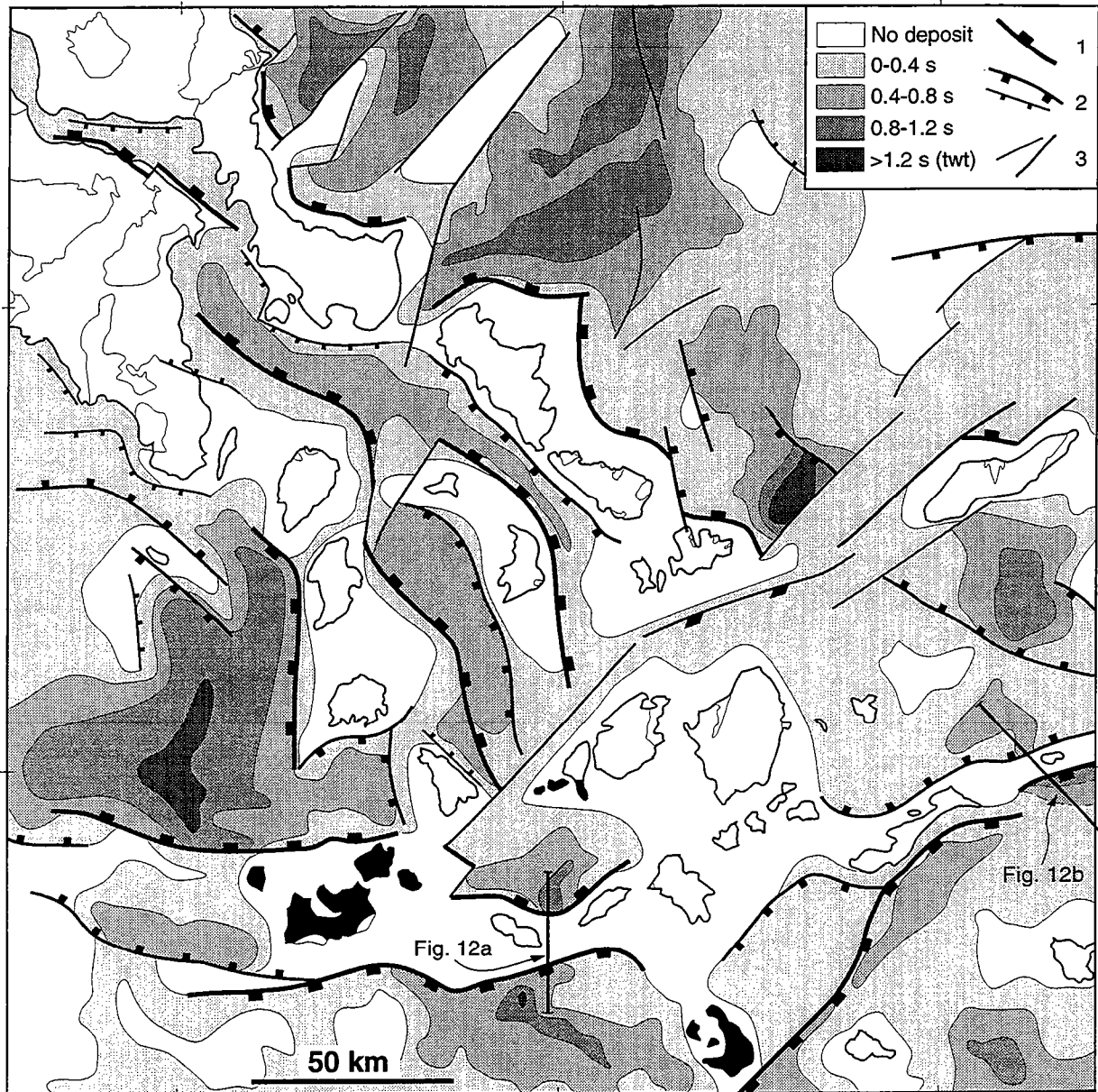


Fig. 11. - **Offshore structural features in the Cyclades archipelago.** Pliocene-Quaternary isopach contours in seconds (two-way travel time), after Martin (1987). Pattern of faults modified after Martin (1987), Papanikolaou et al. (1988a), Mascle and Martin (1990), and Perissoratis and van Andel (1991), and based on seismic lines, isopach contours and bathymetry. 1: major normal faults; 2: second-order, commonly antithetic normal faults; 3: strike-slip and/or transfer faults. Dashed isopach contours east of Amorgos based on the seismic profile shown in Fig. 12b.

Fig. 11. - **Traits structuraux en mer dans l'archipel des Cyclades.** Isopaches du Pliocène-Quaternaire en secondes (temps double), d'après Martin (1987). Champs de failles modifié d'après Martin (1987), Papanikolaou et al. (1988a), Mascle et Martin (1990) et Perissoratis et van Andel (1991), et basé sur des lignes sismiques, les contours des isopaches et la bathymétrie. 1: failles normales majeures; 2: failles normales secondaires, généralement antithétiques; 3: failles décrochantes et/ou de transfert. Les contours isopaches en tiretés à l'est d'Amorgos sont basés sur le profil de la Fig. 12b.

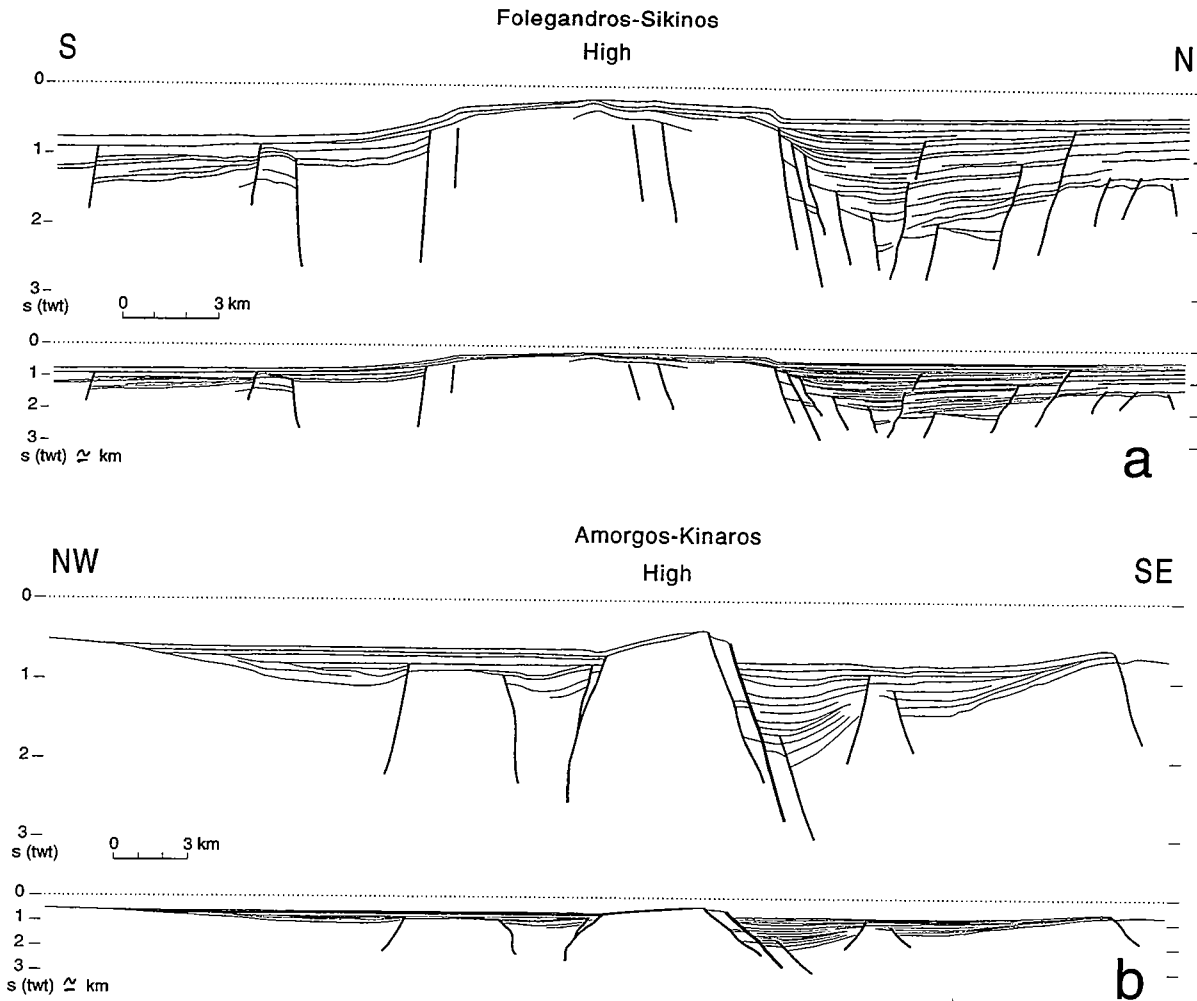


Fig. 12. - Line drawings of two seismic-reflection lines in the Cyclades archipelago (location on Fig. 11). The upper sections are simple line drawings of the profiles, with the vertical axis in seconds (two-way travel time), while the lower sections represent the same profiles roughly "migrated", thought to depict a more realistic situation (see text). Basin fill is mainly Messinian-Quaternary. The right part of the Folegandros-Sikinos line (a) can be seen in Martin (1987, p. 236) or Anastasakis and Dermitzakis (1990, their figure 3).

Fig. 12. - Pointé des réflecteurs sur deux profils de sismique-réflexion dans l'archipel des Cyclades (localisation en Fig. 11). Les coupes du haut sont de simples pointés des profils, avec l'axe vertical en secondes (temps double), tandis que les coupes du bas représentent les mêmes profils grossièrement "migrés", correspondant sans doute à une situation plus réaliste (voir dans le texte). Le remplissage sédimentaire est essentiellement Messinien-Quaternaire. La partie droite de la ligne Folegandros-Sikinos (a) est visible chez Martin (1987, p. 236) ou Anastasakis et Dermitzakis (1990, leur figure 3).

indicating that major recent basins between normal faults are all tilted to the southwest (Papanikolaou et al., 1988a; Perissoratis and van Andel, 1991; Fig. I.31f and II.1h). E-W-trending north-dipping normal faults of Messinian-Quaternary age are also recognized west of Milos, bounding southward-tilted typical half-grabens (Martin, 1987; Anastasakis and Dermitzakis, 1990; Fig. 11, and Fig. I.31a, b and d).

Bathymetric data and the Pliocene-Quaternary isopach contours suggest that the NW-SE-trending faults of the northwestern Cyclades do not extend southeast of Mykonos and Sifnos (Fig. I.31a and Fig. 11). It has been proposed above that a major NE-SW-trending fault zone separates these islands from the southeastern Cyclades, on the basis of a significant change in the mean trend of the ductile stretching lineation. This fault zone has already been suggested by Martin (1987, p. 253) and Mascle and Martin (1990; Fig. I.31d), and coincides with an important trend of magnetic anomalies (e.g., Makris, 1978; Jacobshagen, 1986; Fig. II.1i). Two seismic lines across the zone show strongly disturbed recent sediments, the topmost layers displaying upright folds with a regular spacing, as well as a narrow depression west of Ikaria, with a steep fault on the east side (Fig. II.1f). Such features probably reflect a strike-slip component of displacement along the fault zone (Martin, 1987, p. 172, 188, 253). Farther southwest, Lower Unit metamorphic rocks all along northwestern Paros Island display a strong (ca. 70°) but progressive clockwise rotation of the stretching lineation (Gautier et al., 1990, 1993; Fig. 7 and Fig. II.4b). Numerous m-scale strike-slip faults are reported from the Neogene sediments of northeastern Paros, a large number of which are dextral and trend N75-90±30° (sites "NA1-2" in Angelier, 1979, p. 243-244). These various structures can be interpreted as the result of dextral shearing along the regional NE-SW-trending fault zone.

Only one small recent basin is observed throughout the southeastern Cyclades, to the north of Folegandros and Sikinos. Its asymmetry and the southward dip of the Messinian-Quaternary sedimentary fill indicate that this basin is associated with a major north-dipping fault on its southern flank (Fig. 12a and Fig. II.1a). Large south- and SE-dipping normal faults are also present along the southern edge of the Cyclades archipelago, as part of the fault system which bounds the Cretan Sea basin to the south of Santorini (see for example Jongsma et al., 1978, their line 12, and Fig. I.20, I.22a, c, I.31a, b and c). A seismic line (apparently not examined by Martin, 1987) cutting through the submarine high between Amorgos and the small island of Kinaros shows a major SE-dipping normal fault on its southern flank, with strongly northward-tilted recent sequences in a deep basin to the southeast (Fig. 12b and Fig. II.1b). A minor NW-dipping fault also lies on the northern flank of the high. The SE-dipping fault appears as a close northeastern equivalent of the fault on which occurred a strong (M_s 7.2) earthquake on 1956-7-9. For this event, Shirokova (in McKenzie, 1978) and Ambraseys and Jackson (1990) have determined an epicentre located a few kilometres south of Amorgos

and a focal mechanism compatible with pure dip-slip motion along a SE-dipping fault (Fig. I.27a and b). Figure 12b shows an attempt to represent the structures seen on the Amorgos-Kinaros seismic line in a more realistic attitude, through a rough conversion of travel times into approximate depths (a uniform mean seismic velocity of 2 km/s has been applied along the profile, with reference to values reported from recent basins in the northern Aegean; e.g., Martin, 1987). As a result, a dip of ca. 43° is suggested for the shallow part of the major SE-dipping fault (Fig. 12b), which agrees well with the 45° inferred from the above mentioned focal mechanism (the focal depth of which is unfortunately not determined). There is thus some chance that the bottom representations on Figure 12, although roughly constrained, shows realistic features. A mean dip of ca. 65° is suggested for the major fault on the northern flank of the Folegandros-Sikinos High. As seen in the northwestern Cyclades, the Folegandros-Sikinos and Amorgos-Kinaros Highs represent asymmetric horsts in between recent basins, controlled by the north-dipping and the south-dipping bounding fault zone, respectively (Fig. 11 and 12; see also Fig. I.22a).

2. Constraints on the kinematics of Messinian-Quaternary faulting

The major offshore normal faults show important variations in trend across the Cyclades (Fig. 11), suggesting that some of them may be not pure dip-slip faults, or that several successive sets of faults are superimposed on the map. Onland measurements of normal faults both in the Lower and Upper Units, from the Cyclades to central Evvia, indicate that almost pure dip-slip faults prevail up to a km scale (see also Angelier, 1979; Fig. I.30a). Studies of faulting within Pliocene-Quaternary volcanics on Milos and Santorini Islands (Fig. 1) indicate that almost pure normal-slip faults are by far dominant (Angelier et al., 1977; J.J. Jarrige in Mercier et al., 1979). Various strikes are reported for these faults, which are thought to reflect different episodes of extension (Mercier et al., 1979, 1989; Fig. I.30c). However, a comparison with the chronology of faulting reported by Angelier et al. (1977) suggest that the different directions of stretching are more or less coeval. Onshore Pliocene-Quaternary sediments are rare across the Cyclades, observed mainly on Naxos and Paros, as well as on small islands to the east of Naxos. Almost pure normal-slip faults also prevail in these coarse series, either with a northward dip, as along the coast to the north of the granodiorite of western Naxos (Fig. 13), or with a N-S strike, in particular along the coastlines with that orientation (Angelier, 1979, p. 240, 336; Gautier et al., 1993). Orthogonal sets of normal faults appear roughly coeval, with the E-W-striking faults associated with the main stretching direction, in agreement with Angelier (1979, p. 336, 347; Fig. I.30a), whereas N-S-striking faults are probably associated with the latest uprise of the migmatite domes.

As a whole, onshore data indicate that almost pure normal faulting prevailed during Pliocene-Quaternary in the southeastern Cyclades, with a dominant NNE-SSW stretching

direction. No onshore data is available for the northwestern Cyclades, except that in Attica, the dominant stretching direction during Pliocene-Quaternary is reported to be also NNE-SSW (Angelier, 1979; ≈Fig. I.30a), that is, nearly perpendicular to the strike of the neighbouring major faults deduced from offshore data (Fig. 11). There is no obvious reason for which offshore major faults would have a large component of oblique slip when this is not observed onshore. Therefore, offshore faults are probably almost pure normal-slip faults, with the exception of the NE-SW-trending fault separating the northwestern from the southeastern Cyclades (see above). Whereas to the north and west of central Evvia and Attica successive sets of normal faults likely reflect a ca. 1 Ma-old kinematic change from NE-SW to NNW-SSE extension (Mercier et al., 1979, 1989; Lybéris, 1984; Fig. I.30b and c), scarce data mentioned above from the Cyclades suggest that no such distinction can be made in the central Aegean, so that normal faults with various trends may be roughly coeval (see also Angelier, 1979, p. 345, and cf part I.C.1c).

A change in the overall trend of normal faults is observed across the Cyclades, from NW-SE in the northwest to NE-SW in the southeast, with E-W-trending faults along the northern margin of the Cretan Sea (Fig. 11). This fairly abrupt lateral change is similar to that described along the South Hellenic arc and within the Cretan Sea (Lybéris, 1984; Mascle and Martin, 1990; Fig. I.20, I.31a, b, c and d), although occurring over a shorter distance (Angelier, 1979; Fig. I.31e).

3. Comparison with ductile deformation

A comparison on a regional scale between the offshore pattern of faulting and the distribution of senses of ductile shear on many islands reveals that the two types of deformation are quite similar, relative both to the stretching orientation and to the sense of shear (Fig. 7 and 11). Each island comprises a more or less asymmetric metamorphic dome showing a dominant top-to-the north sense of ductile shear, as well as an equally asymmetric horst bounded by normal faults that are probably almost pure dip-slip faults, trending perpendicular to the ductile stretching lineation (Fig. 5). Both the ductile and brittle deformation show a similar change from NE-SW to N-S stretching from the northwestern to southeastern Cyclades. The dominant top-to-the north sense of ductile shear observed in the islands mirrors the asymmetry of normal faulting recognized in the northwestern Cyclades and along the Greek mainland, from Evvia to the Peloponnese. Ios is the only studied island where a fairly dominant top-to-the south sense of ductile shear is observed (Fig. 6b), for reasons that are discussed elsewhere (Gautier and Brun, in press). In any case, there is little doubt that such an overall kinematic consistency reflects a continuum of deformation. Since the brittle stage involves mainly normal faults, the whole deformation is related to extension.

This kinematic consistency does not imply necessarily that the style of extension on a crustal scale has been constant through time. In particular, offshore data document

regional-scale high-angle faulting since only ca. 6 Ma, whereas extension-related strong denudation and cooling of the metamorphic domes apparently vanish between 13 and 8 Ma (Fig. 9 and 10). Therefore, a short time gap seems to separate the development of distinct major structures, which may suggest a two-stages scenario of extension similar to the one commonly proposed in the Basin and Range province (e.g., Zoback et al., 1981; Coney, 1987; Fig. I.3 and I.11a). The relevance of such an interpretation in the central Aegean is discussed in the final part of the paper.

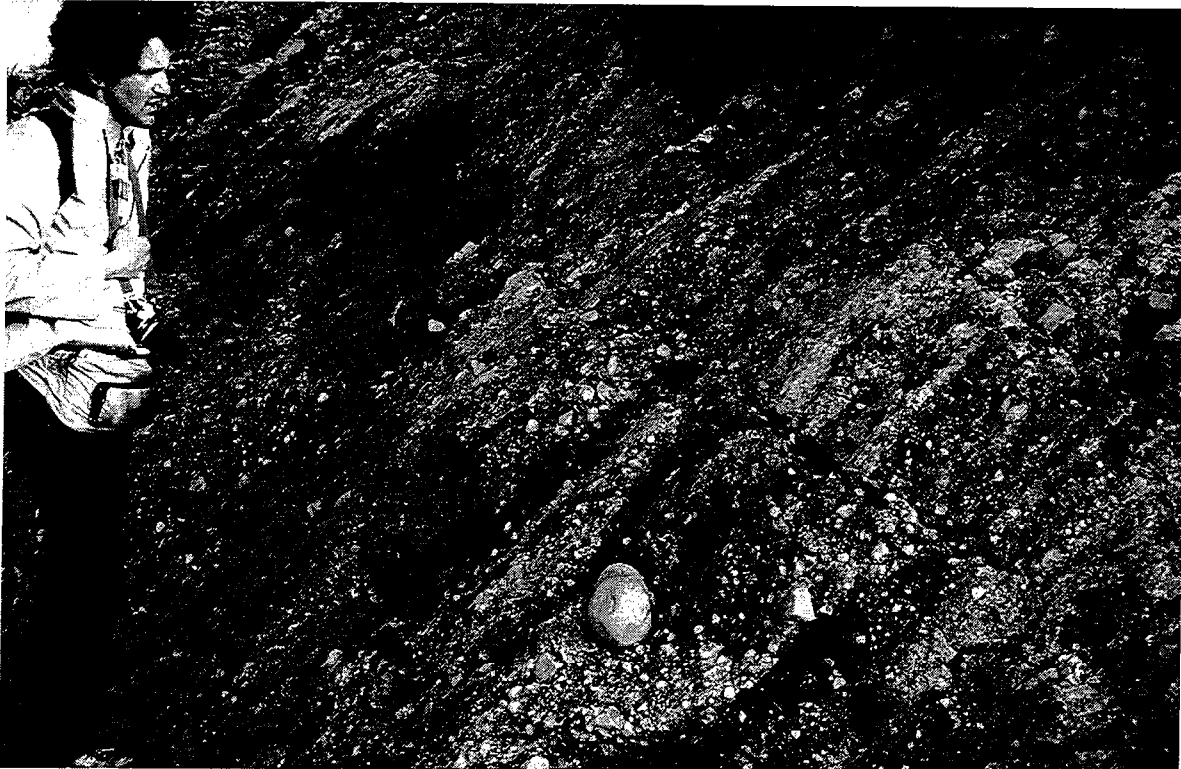


Fig. 13. - **Field example of a 10 m-scale normal fault in Pliocene-Quaternary sediments of Naxos Island.** This fault is located along the coast north of the granodiorite of western Naxos, within coarse sediments of Upper Pliocene-Pleistocene age (e.g., Jansen, 1977). The fault strikes N80 and dips to the north. Metre-scale striations, dipping at 45° to the left in the plane of this oblique view, have a pitch of 75° to the east, indicating normal motion with a slight dextral component. L. Jolivet and the hammer kindly give the scale. Location on Fig. II.4a.

Fig. 13. - **Exemple de faille normale décimétrique dans les sédiments Pliocène-Quaternaire de l'île de Naxos.** Cette faille est située le long de la côte au nord de la granodiorite de Naxos, dans des sédiments grossiers d'âge Pliocène supérieur-Pléistocène (e.g., Jansen, 1977). La faille est orientée N80 et regarde vers le nord. Des striations métriques, inclinées à 45° vers la gauche dans le plan de cette vue oblique, ont un pitch de 75° vers l'est, indiquant un mouvement en faille normale avec une faible composante dextre. L. Jolivet et le marteau nous font la gentillesse de donner l'échelle. Localisation en Fig. II.4a.

D. Interpretation

As a result of structural analysis on several islands of the Cyclades archipelago, the picture obtained for Late Cenozoic tectonics in the central Aegean area implies a detachment-type extension, in which the Lower and Upper Units represent the footwall and the hangingwall of one or several north-dipping detachment faults, respectively. This detachment-type extension is associated with penetrative non-coaxial ductile deformation across the entire Lower (footwall) Unit. Such a model is in agreement with recent local field studies in the area (Gautier et al. 1990, 1993; Buick, 1991; Faure et al., 1991; Lee and Lister, 1992), but is in contradiction with some authors (Ridley, 1984; Avigad et al., 1988; Avigad and Garfunkel, 1989) who suggest that only brittle deformation is associated with the large normal-sense displacement along detachment(s), the overall ductile deformation in the footwall remaining associated with the previous thrusting stage, as in classical interpretations. A detailed review of the various kinds of structures encountered in the Lower Unit indicate that very few of them, if any, can clearly be attributed to pre-extensional compressional deformation (see below).

Lower (footwall) Unit foliation trajectories and lithologic boundaries on many islands outline a dome structure, with a strong topographic expression (Fig. II.2), while on Naxos and Paros, migmatite domes are defined in addition by a concentric pattern of isograds (Fig. II.4a). These two domes in particular display typical features of extensional metamorphic core complexes (Lister et al., 1984; Gautier et al., 1990, 1993; Buick, 1991).

The present-day distribution of recent horsts and previous metamorphic domes suggests that three parallel detachments have developed in the northwestern Cyclades, correlating with the three NW-SE-trending series of islands defined above (Fig. 11). Three parallel detachments may also exist in the eastern Cyclades, correlated with the Ikaria-Samos, Paros-Naxos and Folegandros-Ios E-W-trending island chains (Fig. 1; Samos is located east of Ikaria, e.g., Fig. I.20 and I.31a). However, the reliability of such an interpretation depends on the significance given to the development of the metamorphic domes, bearing in mind that recent grabens between islands may cut through a former single (low-dipping) detachment fault that encompassed a much wider surface (e.g., Proffett, 1977; Jackson and McKenzie, 1983). The following discussion on the kinematics of extension gives the basis of a model which suggests that each island chain corresponds to the development of one major detachment zone. A detailed review of the arguments that favour this interpretation along three parallel cross-sections across the central Aegean area is given in Gautier and Brun (in press).

V. KINEMATICS OF EXTENSION ON A CRUSTAL SCALE

Figure 14 illustrates the model of detachment-type extension that we propose for the central Aegean area. The kinematics of this model on the scale of two adjacent metamorphic dome-detachment systems is described elsewhere (Gautier and Brun, in press). The following discussion is focused on the kinematics of crustal extension on the scale of a single detachment system.

A. Faulting and sedimentation

In most cases, the studied islands form rather regular structural domes, with large steep normal faults restricted to their seaward flanks (Fig. 5 and 11). On many islands, the unmetamorphosed hangingwall unit is restricted to small remnants along the coastline, with the detachment fault currently shallow-dipping (Fig. 1 and 4a). The overall structure on the scale of an island (Fig. 5) suggests the progressive migration of normal faulting away from the dome axis, and a progressive rotation of previously active faults toward low dips, as in kinematic models recently suggested for the development of extensional detachment systems (Wernicke and Axen, 1988; Buck, 1988; Van den Driessche and Brun, 1991; Fig. I.5h, i and j). Unfortunately, available seismic data cannot be interpreted to great enough depth to determine whether offshore steep faults cut the shallow-dipping detachments or merge into them. The time gap reported above between detachment-related exhumation of the domes and the development of offshore basins at least suggests that the steep faults are not cut by the shallow-dipping detachments.

A progressive migration of normal faulting is supported by the apparent "seaward" migration of Neogene clastic sedimentation throughout the Cyclades. Dominantly Lower and Middle Miocene deposits are reported from above the shallow-dipping detachments in the Cyclades (Naxos, Paros and Mykonos Islands; e.g., Büttner and Kowalczyk, 1978) and central Evvia (Kymi basin; Guernet, 1971, 1978a; Katsikatos et al., 1981; Fig. II.12i), whereas Upper Miocene-Quaternary sedimentary fill and associated normal faulting are restricted to small basins between islands (Fig. 11, and Fig. I.31d and Fig. II.1). Such features suggest the repeated development of newly formed asymmetric basins at the active frontal part of detachment zones (Gautier et al., 1993; Fig. 14). Alternatively, this apparent trend may reflect a progressive restriction of the area of sedimentation and active faulting on the edges of the domes, as Lower and Middle Miocene series may also exist offshore, below Messinian-Quaternary sequences. In this case, widely distributed early sedimentation could have occurred either in numerous small asymmetric basins (Spencer, 1984; Fig. I.5f), or within a major symmetric basin that may typically predate the development of a metamorphic core complex (Brun et al., 1994).

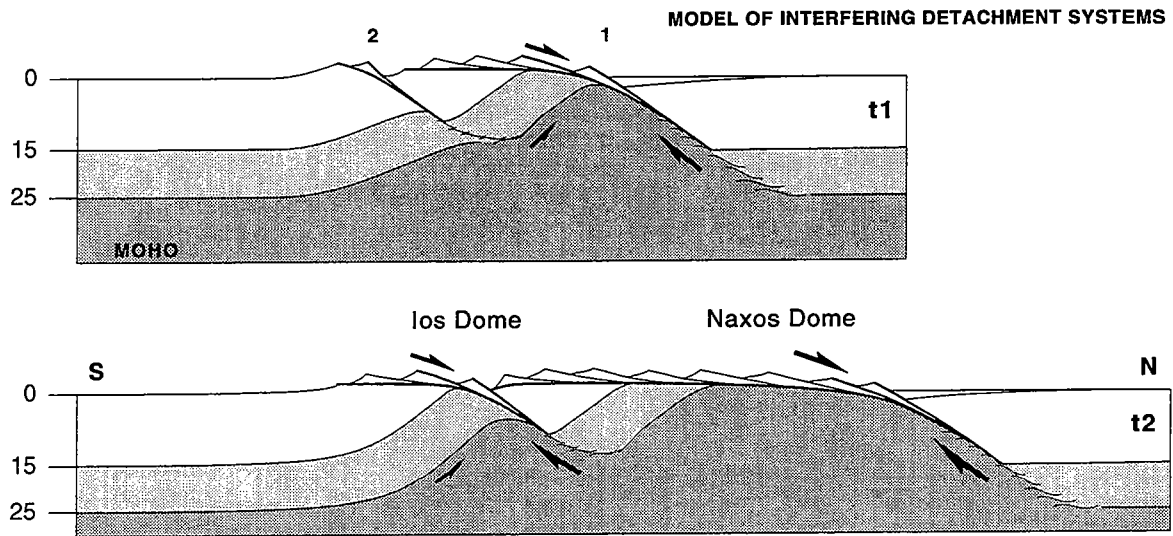


Fig. 14. - Two successive crustal-scale transects through Naxos and Ios Islands, illustrating the most likely kinematic model of extension in the Cyclades. The kinematics of the model is discussed in Gautier and Brun (in press). Stages t1 and t2 represent a previous and the present situation, respectively. Various shadings represent the rheological stratification of the crust at the initiation of core complex-type extension. White: brittle upper crust, with (P,T) conditions lower than greenschist facies; light grey: middle crust, characterized by ductile localized deformation on a ca. 10 km-scale, here corresponding to the greenschist to lower amphibolite facies interval; dark grey: ductile lower crust, deforming through nearly homogeneous horizontal stretching, here implying upper amphibolite facies and partially molten rocks. The two transects are designed as to fit the geometry of the metamorphic core complexes of Ios and Naxos, in particular the amount of footwall exhumation and the initial dip of the detachment zones as inferred from structural data (detailed in Gautier and Brun, in press). Two late large-scale antithetic faults, at the rear of the Ios dome and in front of the Naxos dome (Fig. 11; see also Gautier et al., 1993), are omitted for clarity. From t1 to t2, plane strain deformation parallel to the transect surface is assumed, as well as conservation of the crustal mass over the length of the transect.

Fig. 14. - Deux transects successifs d'échelle crustale à travers les îles de Naxos et Ios, illustrant le modèle cinématique d'extension le plus probable dans les Cyclades. La cinématique du modèle est détaillée dans Gautier et Brun (sous presse). Les stades t1 et t2 représentent respectivement un stade antérieur et le stade actuel. Les différents grisés représentent la stratification rhéologique de la croûte à l'initiation de l'extension par "core complex". En blanc: croûte supérieure fragile, correspondant à des conditions (P,T) inférieures au faciès schiste vert; en gris clair: croûte moyenne, caractérisée par une déformation ductile et localisée à l'échelle de la dizaine de km, correspondant ici à l'intervalle faciès schiste vert-faciès amphibolite inférieure; en gris foncé: croûte inférieure ductile, se déformant par étirement horizontal quasi-homogène, impliquant ici des roches du faciès amphibolite supérieure et des migmatites. Le dessin tient compte de la géométrie des "core complexes" de Naxos et Ios, en particulier la quantité d'exhumation de l'Unité inférieure, et la pente initiale des détachements telle qu'elle est déduite des données structurales (voir Gautier et Brun, sous presse). Deux grandes failles antithétiques tardives, l'une dans le flanc sud du dôme de Ios, l'autre au front du dôme de Naxos (Fig. 11, voir aussi Gautier et al., 1993), sont omises par souci de clarté. De t1 à t2, on admet une déformation plane dans le plan du transect, et la conservation de la masse crustale à l'échelle du transect.

Such migration of active faulting is potentially a feature both of models in which the detachment fault is initially steeply dipping (e.g., Buck, 1988; Fig. I.5h), and those with an initial low-angle normal fault (Spencer, 1984; Lister and Davis, 1989; Fig. I.5f and I.6c). In the latter case, the reason for an early fault to be abandoned is not its tilting to an unfavourable low dip, as in Buck's model, but the fact that its rear part is rotated up to imply an even less favourable upslip (reverse) displacement (cf part I.A.2b₁). The observation that Messinian-Quaternary normal faults in the Cyclades are steeply dipping ($\approx 45\text{--}65^\circ$) down to depths around 3 km (Fig. 5 and 12, and Fig. II.12l) cannot rigorously be taken as an evidence that early detachment faults were initially in a similar orientation on an upper crustal scale. Thus the initial attitude of the extensional system is currently not well constrained. A discussion is presented in Gautier and Brun (in press) on how the initial dip of each detachment can be estimated, giving evidence for values around $30\text{--}45^\circ$ (Fig. 14). In any case, we note that to observe between islands small basins with a recent well-layered sedimentary fill does not imply that strong extension cannot be older than these basins, as implicitly assumed by many authors (e.g., Jongsma et al., 1978; Martin, 1987; Anastasakis and Dermitzakis, 1990; Kastens, 1991).

B. The development of metamorphic domes

1. Signification of shear sense reversal across the domes

Following the model proposed earlier for the development of the Naxos and Paros migmatite domes (Gautier et al., 1990, 1993), we propose that metamorphic domes throughout the Cyclades and Evvia Islands result from a process of local, isostatically-governed uplift of the ductile lower crust in the footwall of a detachment, in response to progressive offscraping of the hangingwall unit and ductile thinning of high levels of the footwall during extension (see also Wernicke, 1990; Van den Driessche and Brun, 1991; Fig. I.5j and I.7d). In this model, the occurrence of coeval opposite senses of shear on both flanks of a dome can be explained by ductile shear at deep levels of the detachment zone on one flank, and opposite pervasive shear along the base of the upward-bent footwall (upper crustal block) on the other flank (Wernicke, 1990; Van den Driessche et al., 1993; Fig. 14 and 15d, and Fig. I.5j and I.7d). Between them, a zone of coaxial strain may be observed, which is unlikely to lie at the top of the dome, since shear strain related to the detachment zone on one flank is probably much stronger than that resulting from the accommodation of footwall bending on the other flank. Such features are observed in the Cyclades (Fig. 5 and 7), where the asymmetric distribution of shear-sense data on many islands suggests that all the studied domes, except possibly that seen on Ios (Fig. 6b), are related to a north-dipping detachment.

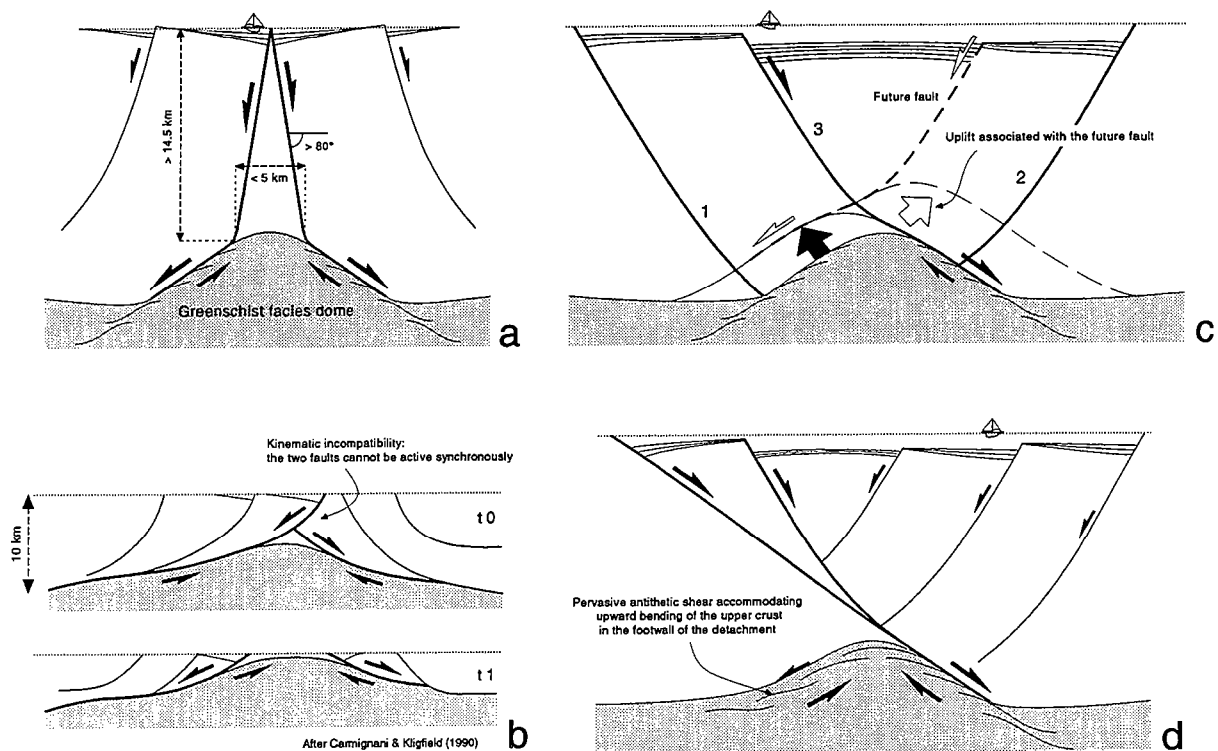


Fig. 15. - Various kinds of model accounting for a reversal of shear sense across an extensional metamorphic dome. (a), (b), and (c) are symmetric models of extension; (d) is the asymmetric model that we favour. (a) Model in which the two detachment zones on the flanks of the metamorphic dome are prolonged upward by two major normal faults that do not intersect each other. After Malavieille (1987a), adapted to the situation in the Cyclades with the best configuration allowed (minimum fault dips). (b) Model in which the two major normal faults intersect each other. Redrawn after Carmignani and Kligfield (1990). (c) Model in which the two detachment zones are alternately active, and prolonged upward by several normal faults developed in a similar alternate sequence. Adapted from analogue experiments of Vendeville and Jackson (1992). (d) Model in which there is only one detachment zone. The antithetic sense of shear in the rear flank of the dome results from upward bending of the brittle upper crust in the footwall of the detachment (e.g., Wernicke, 1990; Reynolds and Lister, 1990; Van den Driessche et al., 1993). See text for further explanations.

Fig. 15. - Différents types de modèle rendant compte d'une inversion du sens de cisaillement de part et d'autre d'un dôme métamorphique extensif. (a), (b) et (c) sont des modèles d'extension symétriques; (d) est le modèle asymétrique que nous favorisons. (a) Modèle dans lequel les deux zones de détachement sur les flancs du dôme sont prolongées vers le haut par deux failles normales majeures ne s'intersectant pas. D'après Malavieille (1987a; Fig. I.6a), adapté au cas des Cyclades dans la configuration la plus favorable possible (pendage des failles minimal). (b) Modèle dans lequel les deux failles majeures s'intersectent. Redessiné d'après Carmignani et Kligfield (1990; Fig. I.6b). (c) Modèle dans lequel les deux zones de détachement fonctionnent en alternance et sont prolongées vers le haut par une série de failles normales développées dans une séquence alternée similaire. Adapté de modèles analogiques de Vendeville et Jackson (1992). (d) Modèle dans lequel il n'existe qu'une seule zone de détachement. Le sens de cisaillement antithétique dans le flanc arrière du dôme résulte de la flexuration de la croûte supérieure fragile dans le mur du détachement (e.g., Wernicke, 1990; Reynolds et Lister, 1990; Van den Driessche et al., 1993; Fig. I.5j, I.6c and I.7d).

This interpretation of narrow zones of coaxial strain differs from that proposed by Jolivet et al. (1991) within greenschist facies units of Alpine Corsica (Fig. I.6d), where side-by-side areas with either a constant sense of shear or equally prevalent antithetic senses of shear are thought to result from a process of regional-scale lateral partitioning between coaxial and non coaxial strains in the middle crust, as in some theoretical models of crustal extension (e.g., Jackson, 1987). In the Cyclades, the common identification on one side of a dome of a non coaxial deformation with a sense of shear opposite to that in the main part of the dome suggests that zones of coaxial strain in between correspond to a local and subordinate mode of deformation, directly related to the doming process. The "partitioning" model (Jolivet et al., 1991) may however apply to southernmost Evvia (Fig. II.12d), and could correspond to a less mature stage of detachment-type extension, with locally some 10 km-scale early shear zones that do not evolve later into large detachments.

Extension-related opposite senses of shear on both flanks of a metamorphic dome or core complex have also been described in the Basin and Range province (Malavieille, 1987a; Reynolds and Lister, 1990; Fig. I.6a and c), in the Western Alps (Philippot, 1990; Fig. I.15d), in the Northern Apennines (Carmignani and Kligfield, 1990; Fig. I.6b), in the southern part of the French Massif Central (Echtler and Malavieille, 1990), and within the Higher Himalaya Crystalline unit in Ladakh (Gapais et al., 1992; Fig. I.15g). Malavieille (1987a), Echtler and Malavieille (1990) and Carmignani and Kligfield (1990) interpret this pattern as the result of shearing along two conjugate detachment zones lying on either side of the core complex, according to a symmetric model of extension (Fig. I.6a, b and I.7h). In this model, extension above the axis of the dome is accommodated by motion along two main conjugate normal faults which prolong upward the two flat-lying shear zones (Fig. I.6a). When applied to the Cyclades area (Fig. 15a), this would imply that the two faults had an unlikely minimum dip of 80° , since the present maximum distance across which the deformation is apparently coaxial, near the top of a dome, is only 5 km, while the minimum initial depth of the top of the domes is 14 km, according to pressure estimates of the greenschist facies metamorphism (e.g., Okrusch and Bröcker, 1990; see below). Otherwise, the two faults should intersect each other before reaching the surface, as is assumed in the model of Carmignani and Kligfield (1990; Fig. 15b and Fig. I.6b). However, this is also unlikely, because kinematic compatibility requires that the two faults and related shear zones could not be active synchronously (e.g., Jackson and McKenzie, 1983), which disagrees with the common observation that opposite senses of shear have been maintained during the progressive change from ductile to brittle rock behaviour (e.g., Fig. 8).

The problem of apparently synchronous movement on intersecting -or even crossing- antithetic fault zones has been addressed by various authors (e.g., Freund, 1974; Horsfield, 1980). These studies indicate that either alternated slip or repeated coeval

incremental slip along the two fault orientations necessarily results in a complex pattern of faults interfering with each other. No individual fault that would be continuous across the fault-crossing zone is able to take up a large part of the finite strain. Figure 15c depicts such a possible interpretation according to a model of symmetric extension. The geometry and kinematics of this model is adapted from ductile-brittle analogue experiments by Vendeville and Jackson (1992). The experiments indicate alternated slip on two antithetic normal fault families, in agreement with Freund (1974), resulting in the progressive development of new faults that emanate from the top of an uprising dome of ductile material. Each previously active normal fault is offset by a new antithetic fault and is left in the flank of the forming dome, because this is the necessary condition for shearing along the "detachment" faults below the crossing zone -that is, along the dome flanks- to remain active (Fig. 15c). As a result, the model is finally constituted of a symmetric graben with all the major normal faults dipping toward the dome axis. Although this type of symmetric model of detachment-type extension cannot be definitely ruled out in the case of the Cyclades, we believe that it does not represent a likely situation, for the following reasons:

- (a) The hypothesis of a large symmetric graben with a metamorphic core complex lying at its centre seems in contradiction with the pattern of faulting observed in the Cyclades (Fig. 11, see also Fig. I.22a), as well as in other regions of detachment-type extension (e.g., Malavieille, 1987a; Carmignani & Kligfield, 1990; Fig. 15b, and Fig. I.6a and b).
- (b) The predicted scenario of several alternated shearing events along the two flanks of a metamorphic dome (Fig. 15c) seems too peculiar to be realistic, and, unfortunately, difficult to test.
- (c) According to any of the existing symmetric models of detachment-type extension, the same "outward" sense of shear should be observed along each flank of a metamorphic dome, including along each of the two conjugate topmost high-strain detachment zones (Fig. 15a, 15b, 15c). In contrast, the essentially asymmetric model that we favour (Fig. 15d) predicts the same sense of shear all along a single detachment zone -that is, along the contact between the footwall and hangingwall units-, including in the rear flank of a dome (Fig. 14). Tinos is the only studied island showing hangingwall unit remnants within an area where the subordinate antithetic (top-to-the SW) sense of shear is dominant (Fig. 4b). There, ductile deformation in the immediate vicinity of the detachment contact indicates a top-to-the SW sense of shear for the western outcrop (Fig. II.7q), but a top-to-the NE sense of shear, both in the footwall and the hangingwall units, associated with schist mylonites (phyllonites), for the eastern outcrop (Fig. II.6b and i). This last feature is best explained with the model of a single north-dipping detachment zone on the scale of the island (Fig. 5).

As a whole, a model with two conjugate detachment zones on either side of an extensional metamorphic dome does not appear pertinent, at least in the case of the

Cyclades. Our interpretation (Fig. 14 and 15d) is in closer agreement with the one of Reynolds and Lister (1990; Fig. I.6c), since in both models there is only one detachment zone controlling the doming process, while subordinate opposite shearing results from the accommodation along the rear flank of the dome of footwall upward bending. A more complete discussion on the relevance of the model of Reynolds and Lister (1990) in the Cyclades area is given in Gautier and Brun (in press).

2. Relation between doming and the thermo-mechanical properties of the lower crust

In our general interpretation (Fig. 14), the development of metamorphic domes simply results from detachment-type extension. In contrast, Carmignani and Kligfield (1990) and Philippot (1990; Fig. I.15d) have proposed models in which the formation of a dome structure reflects early antiformal thrust stacking, with only a secondary development of downward-directed ductile shears along the flanks of the existing dome as a result of late-stage extension. Nowhere in the Cyclades are there stratigraphic or lithologic data to support such an antiformal stack on the scale of a metamorphic dome. On Syros, the repeated duplication of a marble-schist sequence is suggested on a 1 km-scale only (Dixon and Ridley, 1987; Fig. II.8d). A genetic link between extension and the development of the domes is supported by the observation that the three series of domes and superimposed horsts of the northwestern Cyclades diverge southeastward, that is, toward the centre of the Aegean arc, where finite extension is necessarily greater (Fig. 1). In agreement with this, the Naxos and Paros migmatite domes lie at the centre of the Cyclades, and show probably the deepest exposed section of the footwall unit (Gautier et al., 1993; Jolivet et al., 1994).

On these two islands at least, large footwall uplift below the detachment may have been enhanced by the high thermal profile of the crust, which enabled weakened and partially molten rocks to flow from lower crustal levels and fill the space created above between two separating upper crustal asymmetric boudins (Gautier et al., 1990, 1993; see also Buck, 1988; Wernicke, 1990; Van den Driessche and Brun, 1991; Fig. I.5j and I.7d). In the high-grade part of the Naxos dome, radiometric cooling ages become slightly younger from south to north (Wijbrans and McDougall, 1988; Fig. 9). This northward decrease in age may reflect a progressive northward migration of the footwall uplift, in response to the migration of active normal faulting at the front of the detachment. Since the outer metasedimentary envelope of the Naxos and Paros migmatite domes has greenschist facies and radiometric ages that are similar to those in rocks which constitute the footwall of most other islands (Gautier et al., 1993), it is suggested that a common migmatitic layer may have underlain a large part of the Cyclades area (from Ios to central Evvia) at the time of ductile extension, and has been brought to the surface only where extension has reached a maximum. Such a widespread deep migmatitic layer is in agreement with the occurrence of leucogranitic bodies intruding the greenschist to

amphibolite facies series on Tinos and Ikaria (Altherr et al., 1982) and with the strong crustal contamination of the I-type granites and granodiorites emplaced throughout the islands at about the same time (cf the initial Sr isotopic ratio in the range 0.709-0.714, and the $\delta^{18}\text{O}$ values in the range 9-12; Schliestedt et al., 1987). Greenschist facies metamorphic domes in the Cyclades may thus represent the tops of underlying migmatite domes which have been less exhumed than on Naxos and Paros because of smaller displacements along the extensional detachments (Fig. 14).

Alternatively, the occurrence of well developed metamorphic core complexes only on Naxos and Paros may result from the local presence of a low viscosity anomaly in the ductile lower crust (that is, partially molten rocks instead of amphibolite facies rocks only). This alternative interpretation is based on a comparison with analogue brittle-ductile experiments (Van den Driessche et al., 1993; Brun et al., 1994; Fig. I.7f), which suggest that a low viscosity layer of limited extent below the brittle-ductile interface is a necessary condition to obtain a metamorphic core complex geometry (localized extension) instead of a series of tilted blocks with only poorly developed vertical deflections of the brittle-ductile interface (distributed deformation, see also Faugère and Brun, 1984). This result differs slightly from recent numerical modelling by Buck (1991), which suggests that to obtain a core complex mode of extension instead of a "wide rift" zone requires a lower crustal layer with a viscosity low enough on a regional scale to enable its lateral flow and the maintaining of a flat Moho geometry (see also Gans, 1987; Buck, 1988; Wernicke, 1990; Fig. I.7a, c and d, and cf part I.A.2b3).

C. Exhumation associated with detachments

Because erosion has been relatively minor in the central Aegean since at least Upper Cretaceous-Paleocene times, most of the exhumation of the footwall unit is due to extensional tectonics. This extension may have occurred through a combination of local upward motion along detachment zones, at least in shallow and middle levels of the crust, and homogeneous horizontal stretching (pure vertical thinning), considered as the dominant process in the lowermost crust (e.g., Gans, 1987; Van den Driessche and Brun, 1991; Fig. I.5j and I.7a, and cf part I.A.2b3). In the Cyclades, motion along the detachments appears responsible for most of the exhumation of the footwall rocks presently at the surface (rather than homogeneous stretching), at least since the post-HP retrogressive overprint, on account of the following observations:

(1) The development of opposite senses of shear across metamorphic domes is coeval with the widespread greenschist to lower amphibolite facies overprint on many islands, indicating the minimum depth at which heterogeneous deformation in the upper crust influences the kinematics of deformation in the underlying ductile crust. This depth is unlikely to be greater than that at which the detachment zones are rooted in the lower crust, because rocks beneath that level are thought to be weak enough to easily flow in a

subhorizontal direction to compensate for any differential uplift in the middle and upper crust (e.g., Wernicke, 1990, in contrast with Wernicke and Axen, 1988; compare Fig. I.5i with I.5j and I.7d). Thus rocks within the domes were probably lying in the part of the crust where the style of extension is dominated by shearing along detachments (Fig. 14), and have been brought to the surface through displacement along them.

(2) As already mentioned, migmatite core rocks in the Naxos and Paros domes are characterized by a strong non coaxial deformation, with a top-to-the north sense of shear, coeval with HT conditions (Gautier et al., 1990; Buick, 1991). This indicates that even the deepest rocks currently observed at the surface (Gautier et al., 1993) were deformed dominantly by shearing along the detachment zone at the same time they underwent partial melting, instead of being uniformly stretched. Notice that this observation does not imply that all rocks at these deep levels also experienced shearing deformation, in particular since migmatites locally crop out probably *as a result* of shearing along a detachment zone.

(3) Available radiometric data indicate that cooling of the HT core rocks on Naxos and Paros has been fast at least since they experienced temperatures below ca. 525°C (Fig. 9). This also indicates that coeval deformation occurred mainly through normal-sense shearing, as such a thermal evolution would be hardly obtained only through horizontal homogeneous stretching (Davy et al., 1989). Thermal modelling suggesting that an equally large and fast cooling (from 525 to 110°C in 7 Ma on Naxos) could result from homogeneous stretching of the crust needs to assume unreasonably large amounts of thinning (90%, rocks being exhumed from 30 to 3 km) and crustal stretching (900%; Ruppel et al., 1988, their figure 8a). In the Cyclades, simple calculations -not developed here- indicate that, since the greenschist facies and higher grade metamorphic overprint, the amount of crustal thinning is ca. 40%, and the amount of horizontal stretching is in the range of 65-82%. Thus, a process of horizontal homogeneous stretching does not appear compatible with the thermal evolution observed within rocks of the metamorphic domes.

According to Bröcker (1990) and Okrusch and Bröcker (1990), we take a conservative range of 4-7 kbar, 400-480°C for the (P,T) conditions of the greenschist facies metamorphism throughout the Cyclades, although most authors suggest a minimum pressure of 5 kbar (e.g., Van der Maar and Jansen, 1983; Schliestedt et al., 1987; Franz et al., 1993). In the core of the Naxos migmatite dome, estimated (P,T) conditions are 6-8 kbar, ca. 700°C (Jansen, 1977; Buick and Holland, 1989). Thus there is good evidence that, since the post-HP widespread metamorphic overprinting, shearing along detachments has resulted in a minimal vertical displacement of 15-30 km, probably around 18-25 km. Beneath these depths, deformation is thought to have occurred through nearly homogeneous horizontal stretching -or even lateral crustal flow- within upper amphibolite facies and partially molten rocks (e.g., Gans, 1987; Buck, 1988, 1991;

Wernicke, 1990; Van den Driessche and Brun, 1991). In agreement with this, geophysical data show hardly any vertical deflection of the present Moho surface throughout the central Aegean area (Makris and Stobbe, 1984; Fig. I.21a and c). Therefore, the transition between localized and homogeneous deformation may have been located at depths a little more than 18-25 km (Fig. 14).

VI. AGE OF EXTENSION

A. The minimum age for the onset of extension

A minimum age for the onset of extension is provided by the following data:

- (1) On Naxos, extensional shearing was synchronous with partial melting in the core of the migmatite dome, which is older than 16 Ma (Wijbrans and McDougall, 1988; Fig. 9).
- (2) On Tinos, most of the extensional deformation had already occurred at the time the Tinos granodiorite was emplaced. The pluton is older than ca. 17 Ma (Altherr et al., 1982; Schliestedt et al., 1987; Fig. 9).
- (3) As a whole, ductile deformation associated with extension is synchronous with the greenschist to lower amphibolite facies metamorphism encountered on most studied islands. A minimum age of this retrogressive stage is constrained by various radiometric cooling ages in the range 19-25 Ma in the low-grade outer envelope of the Naxos migmatite dome and on Tinos (Fig. 9), as well as on Ikaria (K-Ar ages on hornblende; Altherr et al., 1982) and Sifnos (single-grain Ar/Ar plateau age; Wijbrans et al., 1990).
- (4) Within the Upper (hangingwall) Unit, clastic sedimentation has been more or less continuous throughout the Cyclades since the Aquitanian (see Regional Setting). This sedimentation appears associated with the extension process (Gautier et al., 1993). Lower Miocene clastics and lignites are also found in central Evvia, at the base of the Kymi basin (Fig. 1 and 2; Guernet, 1971, 1978a; Katsikatsos et al., 1981). Burdigalian lacustrine marls lying above are several hundred metres thick. In the southern part of the basin, a major unconformity is reported to separate these marls from overlying continental sands and conglomerates, whereas in the north area both series pass gradually into one another (Guernet, 1971; Katsikatsos et al., 1981; Fig. II.12i and l). In addition, the upper series show a progressive coarsening from northwest to southeast, with boulders as large as 5 m³ and a maximum thickness of about 300 m in the southern area. These data strongly suggest that at the time of this coarse sedimentation, the development of the basin was controlled by normal-sense displacement along the detachment fault which presently constitutes the southern boundary of the basin (Fig. 2). The age of the upper sands and conglomerates is not well constrained, but may be Upper Miocene or Pliocene (Guernet, 1971). In the northern part of the basin, however, calcalkaline

volcanics with 15-13 Ma K-Ar ages (Fytikas et al., 1984) pierce through the Neogene sediments, including the northern part of the coarse-grained upper series (e.g., Guernet, 1971; Fig. II.12i), thus indicating that at least part of this formation is older than Middle Miocene. The entire coarse upper series may be older than Middle Miocene, unless a distinction is made between a lower group of Lower Miocene marls and conglomerates and an upper group of Upper Miocene-Pliocene conglomerates restricted to the southern part of the basin, with the major unconformity lying in between (Guernet 1971, 1978a). This distinction seems necessary if one considers that boulders of Lower Unit metamorphic rocks are reported from the coarsest levels of the conglomerates (Guernet, 1971; Katsikatos et al., 1981), whereas radiometric data from southern Evvia indicate that Lower Unit rocks were still buried at about 12 Ma (Maluski et al., 1981, their phengite Ar/Ar spectrum GR5, which, however, is obtained from a site at about 60 km to the southeast of the Kymi basin). As a whole, structural and stratigraphic data indicate that upper crustal normal faulting and associated clastic sedimentation are active in the central Aegean at least since ca. 22 Ma (top of Aquitanian; Gautier et al., 1990, 1993).

Thus, data from both the Lower and Upper Units all point to a minimum age of ca. 19-22 Ma for the onset of detachment-type extension across the Cyclades-Evvia area. This age agrees with an earlier suggestion by Lister et al. (1984), and with recent studies by Avigad and Garfunkel (1989), Gautier et al. (1990) and Buick (1991). Farther northwest along the strike of the internal HP belt, in the vicinity of the Olympos window (Fig. 2), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data on K-feldspars reported from the footwalls of low-angle normal faults suggest a similar minimum age of 16-23 Ma for the onset of extension-related unroofing of the metamorphic rocks (Schermer et al., 1990; Schermer, 1990). Additional data (see below) suggest that extensional deformation in the central Aegean was initiated even sooner, possibly at about 33 Ma, during the transition from blueschist-greenschist to greenschist facies metamorphism within Lower Unit rocks.

B. The maximum age of extension ?

Additional evidence suggests that extension in the central Aegean was active even before Lower Miocene. A key observation is that the early retrogression of Lower Unit rocks from eclogite to greenschist facies conditions corresponds to a coeval exhumation of at least 18 km (likely value: 36 km - e.g., Schliestedt et al., 1987; Okrusch and Bröcker, 1990; Fig. 10), whereas, as noticed before, the lack of Cenozoic metamorphism within the Upper Unit remnants throughout the Cyclades suggests that erosion has been limited at least since Upper Cretaceous in this area, with a maximum likely upper bound of about 10 km. Thus at least 8-26 km of crust must have been erased through another process, presumably as a result of extension.

This extension should have affected at least shallow levels of the crust, implying normal faulting and associated basin filling. However, the oldest clastic sediments reported from the central Aegean are

Lower Miocene in age, that is, contemporaneous with the greenschist facies overprint. On the other hand, earlier detritic sedimentation at the top of the Upper Unit has been mentioned further northwest, within the Meso-Hellenic Basin (Fig. 2, see Regional Setting). There, the oldest deposits that are not clearly associated with thrusting onto the Pindus zone are late Lower Oligocene (ca. 33 Ma; Barbieri, 1992). This age is younger than that of the HP event within the Lower Unit, which is constrained by Lower to Middle Eocene nummulites in the Olympos-Almyropotamos subunit (Fig. 2) and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on phengites in the range 61-36 Ma (see Regional Setting). Thus, most of the molassic sedimentation along the Meso-Hellenic Basin occurred during the early period of exhumation of the Lower Unit, and as such may represent basin development within the proposed setting of early extension. This interpretation of the Meso-Hellenic Basin is in fair agreement with the "back-arc" extensional setting suggested by Papanikolaou et al. (1988b).

Remarque: récemment, Richter et al. (1993) ont mis en évidence la présence sur plusieurs dizaines de kilomètres d'un niveau de conglomérats de l'Oligocène moyen et supérieur dans le flysch de la zone du Pinde, près de la frontière gréco-albanaise. Ceci indique que la sédimentation détritique dans cette zone ne se termine pas à l'Eocène supérieur, comme communément admis (e.g., Aubouin et al., 1977; Desprairies et Vergely, 1977), mais se prolonge jusqu'à l'Oligocène supérieur. Le niveau de conglomérats oligocène est observé dans la partie occidentale de la zone du Pinde, c'est-à-dire à l'opposé du contact avec la zone pélagonienne (l'Unité supérieure) et sa couverture molassique oligo-miocène (Bassin Méso-Hellénique; voir la Fig. I.37c). Malgré cela, et bien que les séries détritiques du flysch du Pinde soient découpées en bandes étroites par de grands accidents parallèles au chevauchement de la zone pélagonienne, il semble que certaines lames ophiolitiques frontales appartenant à cette dernière zone viennent recouvrir le niveau de conglomérats oligocène du Pinde. Ceci peut suggérer que le chevauchement de la zone pélagonienne est en fait synchrone ou postérieur à l'Oligocène supérieur, ce qui revient à admettre que le contexte du développement du Bassin Méso-Hellénique est encore compressif à la veille du Miocène inférieur. Cette interprétation est cependant en contradiction avec le fait que l'Oligocène inférieur à moyen (Stampien) de la bordure occidentale du Bassin Méso-Hellénique est réputé reposer en discordance sur les ophiolites de la zone pélagonienne *et* sur le flysch Eocène supérieur du Pinde (Desprairies and Vergely, 1977; Bornovas and Rondogianni-Tsiambaou, 1983). Il est donc probable que le recouvrement de l'Oligocène conglomératique du Pinde occidental par des écailles ophiolitiques ne représente qu'un mouvement tangentiel local et mineur. Un tel mouvement peut correspondre à l'un des charriages superficiels et sporadiques qui émaillent l'histoire des zones externes des Hellénides occidentales jusqu'au Pliocène inférieur (e.g., Mercier et al., 1989; Sorel et al., 1992; Fig. I.37c), et qui sont interprétés dans une seconde partie de cette étude comme associés à la construction d'un large prisme d'accrétion en contexte de subduction post-collision (Partie III; voir aussi Royden et al., 1983 et Fig. I.16b et c). Les écailles ophiolitiques au front de la zone pélagonienne peuvent également être interprétées pro parte comme le résultat d'un glissement gravitaire local sur les formations sédimentaires de la zone du Pinde.

Early extension may have affected not only shallow levels of the crust, but also Lower Unit rocks presently at the surface. This would be best observed in rocks which underwent only limited greenschist facies secondary retrogression, that is, with well preserved HP/LT assemblages. In the Cyclades and southern Evvia, however, these rocks are rare, so that no large-scale shear-sense pattern can be determined such as the one described for the retrogressive stage. Nevertheless, the following observations can be made (see also part II.C.7b):

Except for some very massive metagabbroic lensoid blocks, all HP rocks in the studied islands (mainly on Tinos, Syros and Evvia) show a consistent L-S fabric defined in particular within metabasites by elongate glaucophane and epidote grains. The HP lineation is generally subparallel to the one defined by subsequent greenschist facies minerals within adjacent rocks or within discrete shear bands that cut the HP rocks. Only locally some foliation planes show a rather random distribution of glaucophane needles (see also Ridley, 1982, and the discussion below). Suitable shear-sense criteria within eclogite rocks on Tinos (Fig. 4a, and Fig. II.7p and q) consist of asymmetric sets of regularly spaced, 10 cm-scale discrete shear bands and asymmetric pressure shadows developed around large garnet and epidote grains. These structures are most often associated with the dynamic growth of retrogressive greenschist facies minerals, as observed in thin section (Fig. II.7u, v, x and y), even where the outcrop suggests only syn-eclogite deformation (Fig. II.7t). This indicates that part of the ductile deformation within the eclogites is synchronous with the greenschist facies metamorphism, at variance with the interpretation of Avigad et al. (1988). In addition, thin sections indicate that asymmetric pressure shadows and shear bands are also associated with the growth of blue amphibole, either in association with the greenschist facies minerals (green amphibole, chlorite, biotite, muscovite), or followed by its replacement by these minerals during shearing deformation (Fig. II.7o, v, w, x and y). The association of blue amphibole and greenschist facies minerals defines the blueschist-greenschist intermediate metamorphic facies, which in the Cyclades is poorly expressed as massive rocks, but constitutes most of the "HP" rocks in Evvia (Fig. II.7l, m, n). The sense of shear deduced from the two types of criteria mentioned above is always consistent up to a 200 m scale. However, at a greater scale, reversal of the sense of shear is not uncommon within a single massive eclogitic rock unit (road from Isteria to Ormos Isteria, western Tinos; Fig. II.7p). Nevertheless, data collected from the eclogites of Tinos mainly, as well as Syros and Evvia, suggest that a dominant top-to-the NE sense of shear prevails on a regional scale (Fig. II.7p, II.8c, II.12d and k). Moreover, a top-to-the SW sense of shear is observed where this sense of shear also characterizes the syn-greenschist facies deformation, as in the southeastern part of Tinos (Fig. 4b, and Fig. II.7q and y). These features suggest a continuum of deformation from the blueschist-greenschist facies to the greenschist facies metamorphism, and from the thin section up to the regional scale. Therefore, the deformation associated with the growth of late blue amphiboles probably reflects the same extensional process than the one identified during the subsequent evolution of the Lower Unit. Unfortunately, microstructures associated with the growth of the true eclogite assemblages do not enable to characterize the strain regime at that time (except that, at least locally, this growth seems to have occurred in static conditions within metabasites), so that the tectonic setting of this deformation remains unconstrained. A preexisting fabric is sometimes observed as inclusion trails within eclogitic garnet and epidote blasts which grew statically

(cf part II.C.7b). In agreement with this, petrologic evidence has been reported for the growth of distinct HP/LT assemblages prior to the development of the typical eclogite facies metamorphism, as observed in particular in the core of some garnets (e.g., Okrusch and Bröcker, 1990). The corresponding textural reactions indicate an increase in temperature, and probably a decrease in pressure (Okrusch and Bröcker, 1990; Bröcker et al., 1993). This early (P,T) evolution is compatible with either an extensional or a compressional tectonic setting.

VII. THE STYLE OF EXTENSION ON A REGIONAL SCALE : ARE THERE DISTINCT SUCCESSIVE STAGES ?

As noticed above, the comparison between offshore basin fill data and radiometric constraints from onshore metamorphic rocks suggests that a short time gap (5 ± 2 Ma) separates the development of major detachments and associated metamorphic domes from the development of the horst-and-graben system currently observed in the Cyclades and neighbouring areas (Gulf of Corinth-Evvia, Sea of Crete, western Turkey). Such a diachronous evolution may be thought to reflect a change in style of extension on a regional scale. This change would be similar to the one reported from the North American Cordillera, where a two-stages scenario of extension (core-complex stage, then "Basin-and-Range" stage) is commonly described (e.g., Coney, 1987; Fig. I.3 and I.11a). In this region, the change in style of extension is possibly accompanied by a ca. 45° rotation of the direction of stretching on a regional scale (Zoback et al., 1981), so that a link with some changing boundary conditions may be invoked. Alternatively, numerical modelling suggests that the change in style of extension can simply be a response to progressive decrease in crustal thickness following Cordilleran crustal thickening and thermal relaxation (Buck, 1991).

In the Aegean domain, the only regional-scale change in stretching direction that is widely recognized occurred ca. 1 Ma ago, and is well documented only north and northwest of the Cyclades (Mercier et al., 1979, 1989; Lybérís, 1984; see also Angelier, 1979, p. 345, and the discussion above; Fig. I.30b and c). In contrast, any change in style of extension in the Cyclades would have occurred before, at ca. 8-6 Ma. Early ductile-to-brittle deformation and Pliocene-Quaternary faulting in this area are documented to reflect the same overall kinematics of deformation (cf the first part of this study). Therefore, in the central Aegean, there is no support for the possible change from detachment-type to horst-and-graben-type extension to be the result of a change in kinematic boundary conditions, unlike in the Basin and Range province.

According to the hypothesis of a change in style of extension, previous metamorphic domes and flat-lying detachments, encompassing large areas, should be cut by younger steep normal faults and associated grabens, presumably in a rather random way. Such a

scenario contrasts with the earlier general observation that the islands form regular structural domes, with large steep normal faults restricted to their seaward flanks (Fig. 5). At a larger scale, Pliocene-Quaternary basins appear located between island chains (Fig. 11), each of which correspond to the development of one major detachment zone, according to this study and additional data given in Gautier and Brun (in press). Therefore, geometrical relations between large scale structures do not seem to support a two-stages scenario of extension.

As mentioned above, available seismic data do not enable to determine whether offshore recent steep faults cut the shallow-dipping detachments or merge into them. The first situation would be in agreement with a two-stages model. This can be observed onshore in only a few places. Steep km-scale faults striking subperpendicular to the stretching lineation and cutting through the metamorphic domes are mapped on Syros (Fig. II.8a), Naxos and, to a less extent, Paros (e.g., Jansen, 1977; Ridley, 1984; Gautier et al., 1993). However, most of these faults have a slight topographic expression and are not associated with any clastic sedimentation; their vertical offsets are small. The only important steep recent fault that is documented onshore occurs on Mykonos (Fig. II.10a), cutting through the northern part of the island (Faure et al., 1991). This ENE-dipping normal fault can be correlated with a fault seen on a seismic profile east of Tinos (Fig. 11 and Fig. II.1e), indicating that its age is probably Messinian-Quaternary. The fault is accompanied by an antithetic fault on the opposite side of the gulf of northern Mykonos, which therefore represents a small graben (Fig. II.10a and d, and cf discussion in part II.C.10). Both faults have a clear topographic expression and offset vertically the shallow-dipping detachment fault zone by at least 200 m. However, the two faults probably represent minor structures relative to the offshore fault zone that is suggested northeast of Mykonos by a steep bathymetric gradient and the contours of Pliocene-Quaternary isopachs (Fig. 11; see also Martin, 1987, p. 183-184; and Fig. I.31a).

Another important fault probably lies along the linear southwestern coast of Tinos, locally associated with parallel volcanic dikes of unknown age cutting through the metamorphic rocks (Avigad et al., 1988; Fig. II.7q). The cooling path of greenschist facies country rocks on Tinos (Fig. 9) indicates that this fault may have been active since long before 8-6 Ma.

More reliable evidence of steep recent faults cutting through the older shallow-dipping detachments may be found at the northwestern end of the Cyclades Lower Unit window, between Attica and Evvia. There, the NNE-SSW-trending trace of the detachment (e.g., Guernet, 1978b; Dürr et al., 1978; Jacobshagen, 1986; Fig. 1 and 2, and Fig. II.11a and II.12i) is apparently cut by the WNW-ESE-trending graben of the Gulf of southern Evvia (Papanikolaou et al., 1988a; Perissoratis and van Andel, 1991; Fig. 2 and 11, and Fig. II.11b), thus suggesting an initially continuous and flat-lying detachment zone from Evvia to Attica. The trace of the detachment seems also to be cut by the major Thermaikos-Evvia-Mykonos fault zone, on the northeastern coast of central Evvia (Fig. 2 and 11, and Fig. II.12j). In contrast with the remainder of the central Aegean area, metamorphic rocks around the Gulf of southern

Evvia display a stretching lineation mean trend which is strongly oblique (ca. 55°) to the direction of stretching deduced from the analysis of faults in Upper Miocene-Pliocene sediments to the near south (ENE-WSW vs. NNE-SSW; Fig. 7 and Fig. II.12k, and Angelier, 1979, p. 346-347, respectively). This may suggest the superposition of two deformational events. However, the analysis of ductile deformation on both flanks of the gulf favours the existence of a distinct extensional metamorphic dome along central southern Evvia at the time of the greenschist facies retrogression, corresponding to the so-called Almyropotamos window (Fig. 2, and Fig. II.12i and k, cf part III.A). As a consequence, a major detachment zone may well have been rooted early at the site of the present southern Evvia graben (as discussed in part III.A).

As a whole, structural data from the central Aegean do not clearly support a two-stages scenario (e.g., Coney, 1987) but better agree with a progressive evolutionary model of extension (Fig. 14; see also Buck, 1988; Van den Driessche and Brun, 1991; Gautier et al., 1993). However, because of the lack of strong constraints, a two-stages scenario remains possible, which could explain why extension in the Aegean domain is commonly inferred to have started since only ca. 5 Ma (McKenzie, 1978; Dewey and Sengör, 1979; Jackson and McKenzie, 1988; Kastens, 1991) or 13-10 Ma, taking into account structural data from Crete (Jongsma et al., 1978; Angelier, 1979; Le Pichon and Angelier, 1979; Meulenkamp and Hilgen, 1986; Martin, 1987; Mercier et al., 1989; e.g., Fig. I.33). This minimum age may correspond to the (?diachronous) inception of the horst-and-graben-type (or Basin and Range-type) extension, following the up to now poorly documented detachment-type extension, which in fact encompassed the overall central Aegean area and was active at least since the beginning of Lower Miocene. A two-stages scenario might also account for the difference in the estimated initial dip between the early detachments ($30-45^\circ$; Gautier and Brun, in press) and the Messinian-Quaternary normal faults ($45-65^\circ$). Most importantly, there is no contradiction between the possible relevance of such a two-stages scenario and our proposition that the overall extensional deformation recognized in the central Aegean represents a single continuous evolution, since, as emphasized by Buck (1991), the change from a "core complex" to a "Basin and Range" mode of extension can simply reflect progressive decrease in crustal thickness as a result of extension.

VIII. WHAT DOES REMAIN OF COMPRESSIONAL STRUCTURES IN THE FOOTWALL UNIT ?

In this last section, we address the following question: can any structure within Lower Unit metamorphic rocks of the Cyclades-Evvia area be attributed to pre-extension thrusting deformation? Specific structures that are generally considered to result from deep-seated thrusting are reviewed and discussed in the light of the observations made in the central Aegean. As a conclusion, it appears that no structure within the footwall unit can be clearly ascribed to early compressional tectonics, except possibly for some 10 km-scale recumbent folds on Andros Island and in northernmost Attica.

A. Structures associated with HP/LT assemblages

According to many numerical models concerning the thermal evolution of a thickened continental crust (e.g., Davy and Gillet, 1986), at least the (P,T) conditions associated with HP metamorphism in the Lower Unit clearly result from large-scale thrusting. However, this does not imply necessarily that structures developed during the growth of the HP/LT assemblages are also associated with thrusting. Microstructural evidence presented above suggests a continuous extensional deformation at least since the transient blueschist-greenschist facies metamorphism. The tectonic environment of the syn-eclogite facies deformation is not determined.

B. Orthogonal sets of stretching lineations

In some metamorphic core complexes of the Basin and Range province, orthogonal or highly oblique sets of stretching lineations are the most prominent features that have been considered to result from distinct deformation events, with the earliest one(s) believed to reflect compressional tectonics (Malavieille, 1987a, b; Guérin et al., 1990; cf part I.A.2a₂). In the Cyclades, Syros is the only island where two oblique sets of lineations have been mentioned (Bonneau et al., 1980; Ridley, 1982; Maluski et al., 1987). One set represents the most commonly observed lineation, with a ENE-WSW mean trend. The second set is argued to represent a numerically subordinate but distinct lineation, which, according to Bonneau et al. (1980), strikes NNE-SSW, whereas Ridley (1982) documents a NW-SE trend.

Our measurements and mapping confirm the observation of Ridley (1982) that the lineation trend throughout Syros Island is actually variable, displaying progressive changes on the scale of about 2 km (Fig. II.8c). In the northern half of the island, for example, one observes from west to east a progressive rotation from an E-W to a NNE-SSW lineation trend, so that the latter trend does not appear as a distinguishable feature, in contradiction with Bonneau et al. (1980) and Maluski et al. (1987). According to Ridley (1982), the other "distinct" lineation trend (NW-SE) is observed only locally, in lithologies with large glaucophane needles isolated in a quartz-mica matrix, and is "formed from the alignment of these glaucophanes variably inclined to the dominant lineation but tending toward orthogonality", while the dominant lineation is defined by aligned glaucophane needles, elongate quartz aggregates, and microfold and fold hinges, "with generally a constant orientation over a single outcrop". Such features

suggest that the "distinct" lineation trend is not meaningful, and rather represents local volumes of rocks which have escaped strong deformation and reorientation of markers subsequent to the last mineral growth. In agreement with this, rocks with well preserved HP assemblages sometimes display a rather random distribution of the trend of elongate minerals (glaucofane, epidote) over a restricted surface of the foliation plane. Furthermore, the above authors all consider that the two distinct lineation trends are in fact associated with the same deformation event, with the dominant lineation lying orthogonal to the direction of shearing. Bonneau et al. (1980) and Ridley (1982) argue that only the subdued trend corresponds to a stretching lineation, whereas the dominant trend is considered as a crenulation or intersection lineation, which is clearly inconsistent with our observations and their own descriptions of the structures.

More recently, Faure et al. (1991) have also proposed that two lineation trends coexist on Syros, the first trending N-S to NE-SW and associated with HP metamorphism and compressional tectonics, the second trending E-W to NE-SW, associated with greenschist facies metamorphism and, implicitly, extensional tectonics. In this scenario, the two lineations have in part a common trend around the NE-SW direction, so that it is unclear whether two lineations are truly distinguishable, as no structural map is given to support this interpretation. Mapping by Ridley (1982) and our work disagree with such a distinction; moreover our field observations do not document a difference in trend between the lineation defined by HP minerals and the one, more common, defined by greenschist facies minerals (Fig. II.8c). Lastly, the inference by Faure et al. (1991) of a top-to-the south then top-to-the west sense of shear is not supported by our observations which indicate that opposite senses of shear exist in different parts of the island, both along the NNE-SSW and E-W lineation trends, while on the scale of the island, the top-to-the NE sense of shear is fairly dominant (Fig. II.8c). Therefore, as a whole, there is no clear indication on Syros of two oblique sets of stretching lineations which could result from two distinct tectonic events.

C. Recumbent isoclinal folds

Mesoscopic to megascopic isoclinal folds are the most common structures that have been interpreted as resulting from compressional tectonics in the Cyclades (e.g., Dürr et al., 1978; Bonneau et al., 1978, 1980; Blake et al., 1981; Ridley, 1982; Maluski et al., 1987; Avigad et al., 1988; Urai et al., 1990). Km-scale recumbent isoclinal folds are observed in particular on Naxos (Fig. II.4d), Paros and Andros Islands (Bonneau et al., 1978; Papanikolaou, 1978; Blake et al., 1981; Jacobshagen, 1986).

A commonly reported feature of all these folds is that their axis trends parallel to the local stretching lineation (e.g., Fig. II.4h). This geometry is compatible with the folds being intensely stretched and rotated into parallelism with the stretching direction during progressive bulk shearing deformation (e.g., Escher and Waterson, 1974; Rhodes and Gayer, 1977; Bell, 1978; Cobbold and Quinquis, 1980; Berthé and Brun, 1980). Therefore the present orientation of the isoclinal folds is no guide to the kinematics of early deformation, in particular since the early eclogite-blueschist facies and the subsequent greenschist facies stretching lineations show a common trend. However, it remains possible that the folds have developed during thrusting, before or during HP metamorphism. This would require that early folds have

been preserved during subsequent metamorphic overprinting, which may hold in particular for the largest, km-scale folds. However, this hypothesis does not seem reliable, due to the following observations:

- (1) As stated before, ductile deformation coeval with the growth of greenschist facies and higher grade mineral assemblages is characterized by the development of a strong and pervasive L-S fabric within schistose lithologies and metabasites (e.g., Fig. 3a). Penetrative shear-sense criteria related to extensional deformation are observed throughout the metamorphic rocks, including marbles (figure 5c of part II.A, and Fig. II.8j and II.12p) and variably overprinted local HP rocks (see above; e.g., Fig. II.7r, s and t). Since completely overprinted "HP" rocks are by far dominant throughout the Lower Unit on most islands (except in parts of Syros), the preservation of structures related to early compression seems dubious, at least up to a 100 m scale (cf. Fig. 3d).
- (2) Mesoscopic isoclinal folds with their axis parallel to the stretching lineation are observed not only within greenschist and lower amphibolite facies rocks, but also within the higher grade core rocks of the Naxos and Paros migmatite domes. In particular, the products of partial melting are concentrated in the hinges of isoclinal folds with an axial plane parallel to the dominant foliation (Fig. II.4h); secondary leucocratic veins display similar flat-lying isoclinal folds suggesting ongoing shortening perpendicular to the earlier HT foliation during late injections (Gautier et al., 1990, 1993; Buick, 1991; Fig. II.4i). At least these folds are clearly associated with syn-HT extensional shearing deformation. Around the migmatite core of the Naxos dome (Bonneau et al., 1978; Fig. II.4d), and over most of Paros Island (references in Gautier et al., 1993), km-scale isoclinal folds are encountered within amphibolite facies series of schists, marbles and amphibolites which have suffered temperatures in excess of 540°C (Jansen, 1977). Such temperatures and the synchronous development of a strong L-S fabric on the outcrop scale strongly suggest that even these megascopic folds cannot be relics of an earlier deformation, that is, they also result from extensional shearing, in agreement with Buick (1991). This interpretation of km-scale isoclinal folds is similar to that of Malavieille (1987b) in the Raft River metamorphic core complex of the Basin and Range province. In any case, the large scale of the recumbent folds cannot be taken as an argument for a compressional setting; instead it gives an indication of the minimum thickness of the shear zone in which the folds developed. A shear zone thickness in excess of a few kilometres is in agreement with the constant top-to-the-north sense of shear observed across the entire rockpile within the domes of Naxos and Paros, from the migmatite core to the greenschist facies outermost envelope (Fig. II.4b). The recent suggestion of Urai et al. (1990) that homoaxial isoclinal folds related to early thrusting and subsequent extensional shearing both exist on Naxos is not supported by any field data.

Therefore, on Naxos and Paros, and more generally across the Cyclades-Evvia area, folds that would be clearly associated with early thrusting remain to be documented. Two or three 10 km-scale recumbent isoclinal folds reported from Andros (Papanikolaou, 1978; Fig. II.8h) are the structures that are the most likely to result from early thrusting, as well as an equally large, approximately N-S-trending west-vergent recumbent fold that is suggested by the attitude of the contact between the Olympos-Almyropotamos and Ambelakya-Syros subunits at the top of the Marathon window in northernmost Attica (Guernet, 1971; Fig. 2, and Fig. II.12i, j and l). On both the normal and the reverse flanks of the northwesternmost recumbent fold of Andros (the less well documented one; see Papanikolaou, 1978), the same top-to-the

NE sense of ductile shear is observed, showing that folding is not younger than extensional ductile shearing (Fig. II.8f). The same applies for the proposed west-vergent fold of northernmost Attica, across which a consistent top-to-the west sense of shear is documented (Fig. II.12k).

D. Deformation within the pre-alpine orthogneissic basement

The above analysis indicates that throughout the Cyclades-Evvia area, pervasive extensional shearing during post-HP metamorphic overprint has been strong enough to erase most of previous compressional structures up to a km-scale, in particular within schists, marbles and metabasites which dominate the lithology. A distinct case should perhaps be made with the pre-alpine metamorphosed orthogneissic basement that is recognized on Naxos, Paros and Ios (Van der Maar and Jansen, 1983; Andriessen et al., 1987). On the two first islands (cf part II.A), orthogneisses constitute the migmatitized core of the HT domes, so that no relic of any older structure likely remains within these rocks. On Ios, by contrast, orthogneisses at the centre of the structural dome (Fig. 6a) have experienced post-HP retrogression under greenschist facies conditions only, with temperatures around 440°C (Van der Maar and Jansen, 1983; Franz et al., 1993). Such conditions are considered favourable to the preservation of possible older mesoscopic structures within the gneisses, since this is an observed feature within some metamorphic core complexes of the Basin and Range province (Malavieille, 1987a; Guérin et al., 1990). For example, the Santa Catalina core complex in Arizona is documented to preserve over a large area early pervasive C-S structures within granites which pre-date detachment-type extensional shearing, itself initiated at temperatures between 350 and 500°C (Guérin, 1988; Davy et al., 1989; Guérin et al., 1990). Therefore, the same situation may be encountered on Ios Island.

In contrast with the above examples of the Basin and Range province, the Ios core complex displays only one consistent N-S lineation trend, giving no evidence for several successive orientations of stretching. On one site at least, the orthogneissic core of the Ios dome has recorded intense top-to-the north shearing deformation presumably related to Miocene extension (Fig. 3b and 6b). On the other hand, the top-to-the south sense of shear observed at a majority of sites can suggest that the deformation throughout most of the basement is related to pre-extension tectonics. An interesting observation is that the basement locally displays an equigranular granitic character (Van der Maar and Jansen, 1981). Small pre-HP garnet-bearing granitoid bodies intruding both the orthogneissic basement and its garnet-mica schist inner envelope are round-shaped and contain relics of magmatic brown hornblende and biotite (Van der Maar and Jansen, 1981, 1983; Fig. 6a), which suggests that they did not experience strong deformation since their emplacement. One of these plutons has been studied (G on Fig. 6b), which shows nearly undeformed lenses of garnet-bearing granite between anastomosing m-scale discrete shear zones that indicate a dominant top-to-the north sense of shear (Fig. II.5k). Such outcrop-scale features are diagnostic of a deformation under greenschist facies conditions (e.g., Choukroune and Gapais, 1983; Gapais, 1989). Both this style of deformation and the top-to-the north sense of shear support the hypothesis that at least some preexisting quartz-feldspar rocks did not experience penetrative deformation during the HP event. Thus, it is suggested that the L-S fabric observed in the largest part of the orthogneissic basement is

related to pre-alpine high-grade deformation, associated with late partial melting and some local intrusions that underwent nearly no deformation, and to post-HP extensional tectonics coeval with the Miocene greenschist facies overprint. The observed top-to-the south sense of shear may relate to both events. Therefore, none of the deformation clearly results from early alpine thrusting.

E. Conclusion

As a whole, in the Cyclades-Evvia area, no structure within the Lower (footwall) Unit can be clearly attributed to early compressional tectonics, except possibly for the largest, 10 km-scale recumbent folds of Andros and northernmost Attica. Even with the hypothesis that syn-eclogite facies deformation is associated with thrusting, this lack of compressional structures may be not surprising since: (1) subsequent metamorphic overprinting during extension has occurred with similar or higher temperature conditions, enabling the development of an equally or more pervasive fabric that can have easily erased older structures; (2) as detailed elsewhere (part III), the Olympos tectonic window in the eastern Greek mainland (Fig. 2) provides unambiguous evidence that large thrusting displacement associated with HP metamorphism under pressures as high as 6-9 kbar can result in a zone of strong ductile shearing deformation with a thickness of only 1 to 2 km, showing a sharp downward transition to rocks which record only poor brittle deformation (e.g., Godfriaux and Ricou, 1990).

IX. CONCLUSIONS

The analysis of ductile and brittle deformation across the central Aegean (Cyclades and Evvia Islands) has led to the following conclusions:

1- Extension is responsible for most of the ductile deformation within HP rock units that have experienced penetrative greenschist facies metamorphism or a higher grade overprint. On each studied island, progressive extensional deformation has occurred through the development of a major normal-sense detachment zone down to depths of 18-25 km.

2- On each island, large displacement along the detachment zone accounts for rapid cooling and exhumation of ductile lower crust to form a local metamorphic dome or core complex. Structural and stratigraphic features support a progressive migration of normal faulting away from the dome axis, and a rotation of previously active faults toward low dips. All the domes, except that seen on Ios Island, show a dominant top-to-the north sense of shear, while on the south flank of many of these domes, an opposite sense of shear is observed, displaying the same progressive evolution from ductile to brittle rock behaviour. This opposite sense of shear is thought to result from the accommodation in the ductile crust of upward bending of the brittle upper crust in the footwall of each north-dipping detachment.

3- Taking into account available stratigraphic and radiometric constraints, structural data indicate an early minimum age (22-19 Ma) for the onset of extension in the central Aegean. The relationship between early metamorphic domes and shallow-dipping detachments, on one hand, and Messinian-Quaternary steep normal faults and grabens, on the other hand, is best explained with the progressive and continuous development of new normal faults away from the domes axes, rather than with a two-stages scenario (core-complex stage, then Basin-and-Range stage) of the type invoked for the North American Cordillera.

II. C - Observations complémentaires

Ce troisième volet de la seconde partie présente d'abord quelques extraits de lignes sismiques illustrant le style de la déformation fragile pliocène-quaternaire dans le domaine marin. Sont présentés ensuite les résultats de l'analyse structurale effectuée dans les îles, essentiellement sous forme de cartes, coupes et planches photographiques. Les demi-flèches noires au-dessus des photos d'affleurement indiquent le sens de cisaillement dans les cas où la vue est prise dans la section XZ. Les photos sont localisées sur les cartes, soit sous la forme "II.1a" pour celles présentées dans cette partie II.C, soit sous la forme "1a (II.A)" pour celles présentées dans les publications des parties II.A et II.B. Certains points de discussion font l'objet d'un texte de quelques pages; des commentaires plus brefs sont inclus dans la légende des figures. Le texte des deux publications précédentes (parties II.A et II.B) et de la suivante (partie III.A) fait également appel aux figures présentées ici. Sont abordés successivement les points suivants :

- 1- les extraits de lignes sismiques les plus caractéristiques du domaine centre-égéen;
- 2- un tableau passant en revue les différents marqueurs de la structure en dôme des îles;
- 3- une figure décrivant la façon dont sont reportées les mesures de terrain sur les cartes;
- 4- les illustrations concernant les îles de Naxos et Paros;
- 5- les illustrations concernant les îles de Ios et Sikinos;
- 6- les illustrations concernant l'île de Tinos;
- 7- un texte et des illustrations traitant des problèmes soulevés par l'étude de la déformation en lame mince, en particulier sur Tinos, et traitant parallèlement de la déformation associée au métamorphisme HP;
- 8- les illustrations concernant les îles de Syros et Andros;
- 9- un texte traitant de la déformation ductile dans l'Unité supérieure, sur Syros et Tinos,
- 10- un texte et les illustrations concernant l'île de Mykonos;
- 11- un texte et les illustrations présentant l'île d'Eubée dans son ensemble;
- 12- les illustrations concernant le sud et le centre de l'Eubée, ainsi que l'extrême nord de l'Attique;
- 13- un texte et des illustrations traitant de la déformation ductile dans l'Unité supérieure dans le nord-ouest de l'Eubée.

1. Les lignes sismiques à travers le domaine centre-égéen

(voir pages suivantes)

Fig. II.1: Extraits de profils sismiques dans le domaine centre-égéen. Les réflecteurs relativement réguliers correspondent au remplissage sédimentaire Messinien-Quaternaire.

(a) et (b) Profils au large de Sikinos et Amorgos, correspondant respectivement à la partie droite de la Fig. 12a et à la Fig. 12b de la partie II.B, localisées en Fig. 11.

(c), (d) et (e) Profils le long de la zone de faille majeure Golfe thermaïque-Eubée-Mykonos; (c) profil au large de la presqu'île du Pélion, localisé en Fig. 2 de la partie II.B; (d) profil au large de l'Eubée centrale, localisé en Fig. II.11b, correspondant à l'extrémité droite de la Fig. II.12l; (e) profil au large de Tinos, localisé en (g).

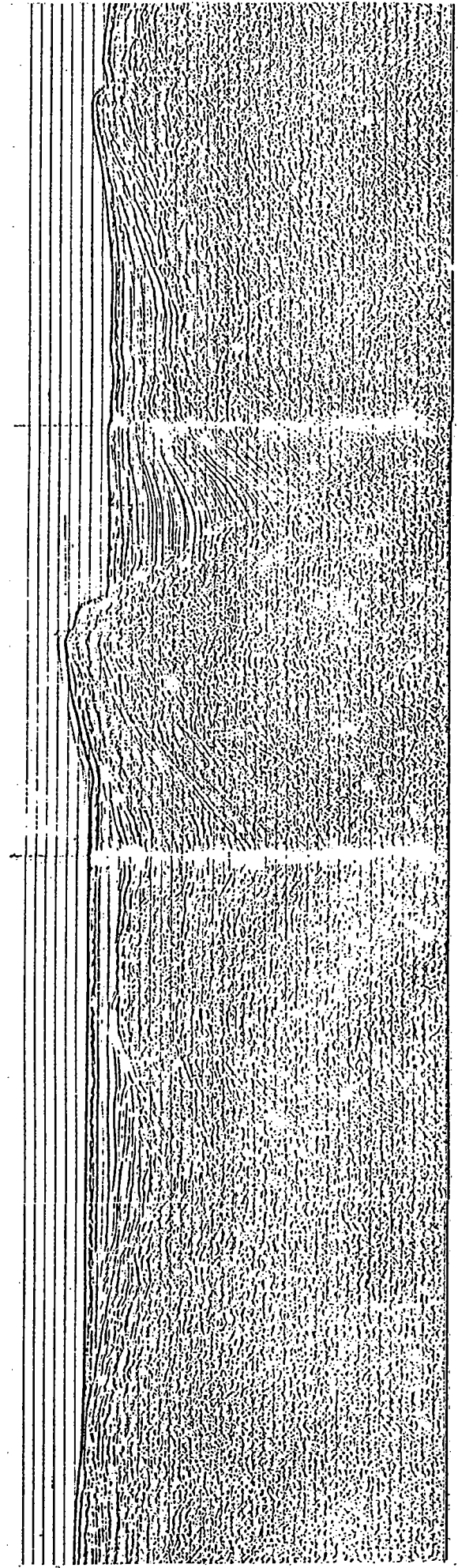
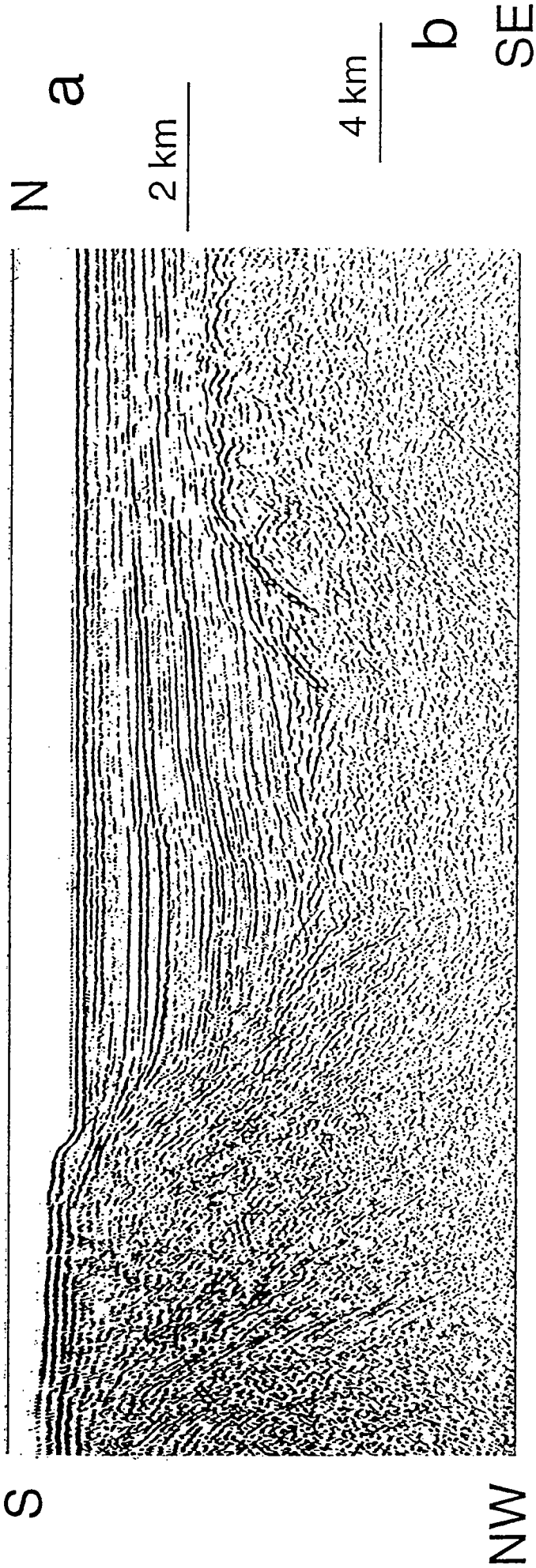
(f) Profil au large d'Ikaria, localisé en (g). L'ondulation régulière des réflecteurs superficiels et la déformation complexe des réflecteurs plus profonds suggèrent un léger raccourcissement horizontal subparallèle au profil, essentiellement par plissement, compatible avec une composante en décrochement le long d'une zone de faille perpendiculaire au profil (voir aussi Martin, 1987, p. 173, 187).

(g) Localisation des profils (e) et (f).

(h) Profil à travers le golfe Sud-Eubée, localisé en Fig. II.12j, correspondant à la partie centrale de la Fig. II.12l.

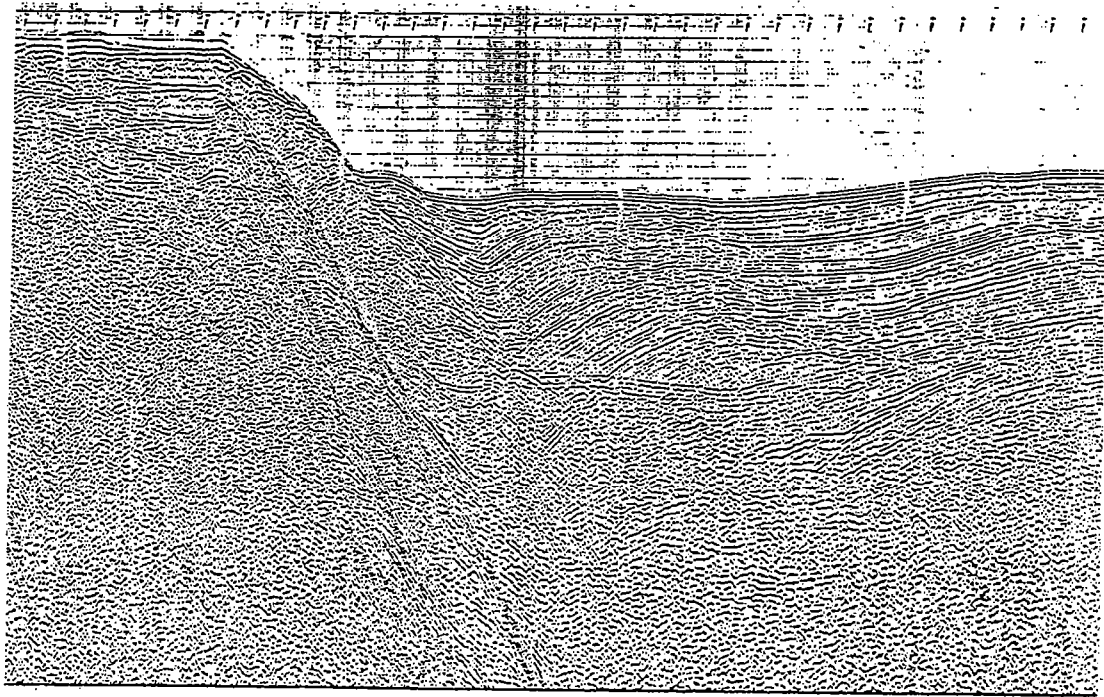
(i) Extrait de la carte des anomalies magnétiques de la Grèce, d'après Jacobshagen (1986; voir aussi Makris, 1978). Noter que l'alignement de fortes anomalies le long des îles de Naxos, Paros et Antiparos se superpose précisément à la zone de faille NE-SW à composante décrochante proposée par Martin (1987) et Mascle & Martin (1990), et discutée dans la partie II.B (Fig. 11).

Les profils (a), (c), (d), (e) et (f) sont visibles, tout ou partie, chez Martin (1987); le profil (h) est extrait de Perissoratis & van Andel (1991).



WSW

ENE

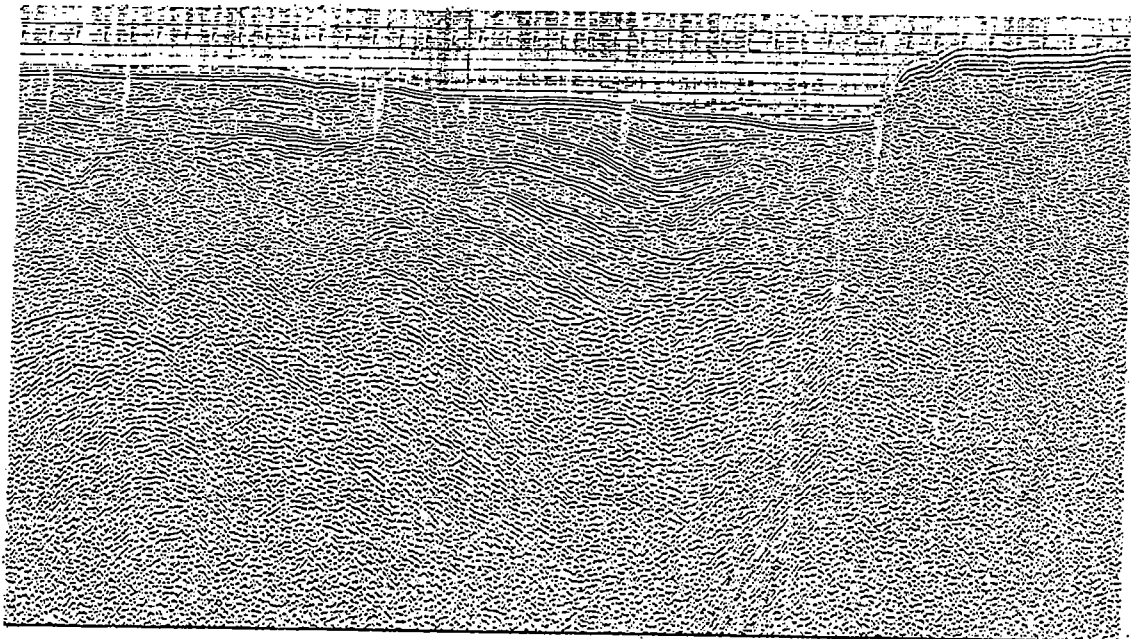


4 km

C

NNW

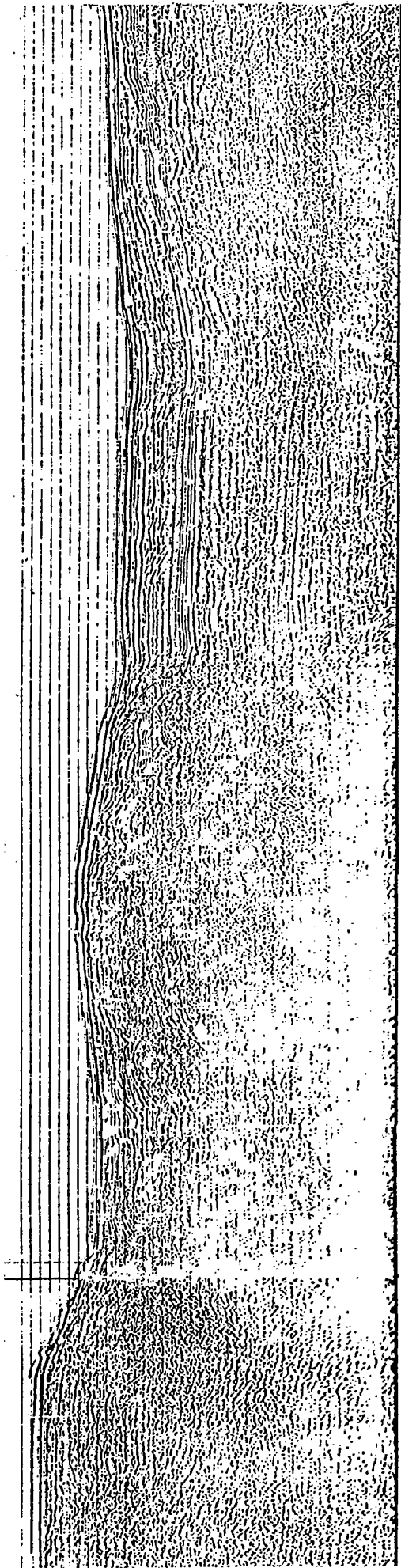
SSE



4 km

d

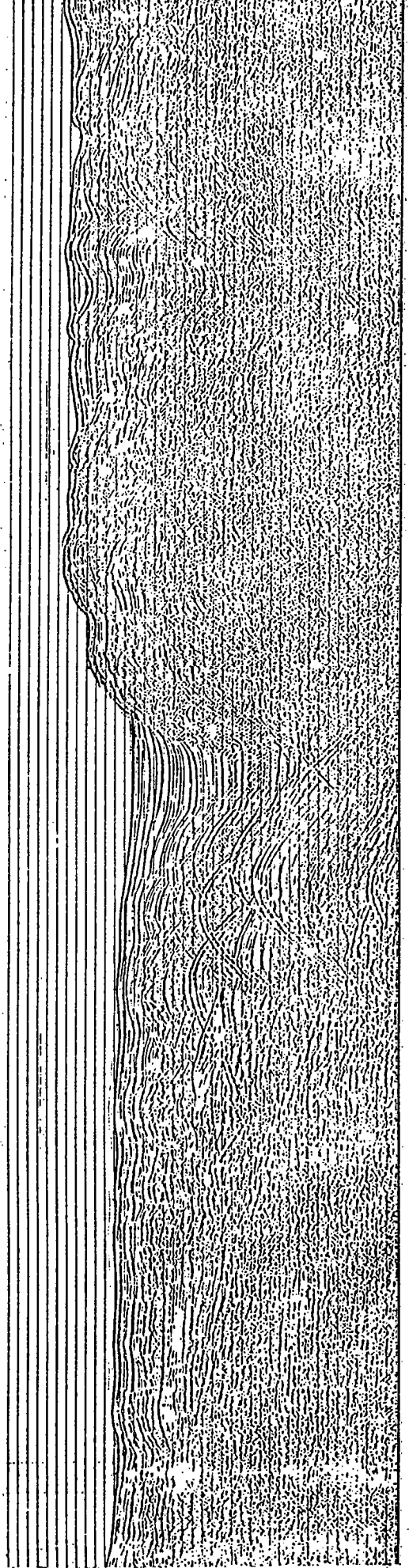
NNE

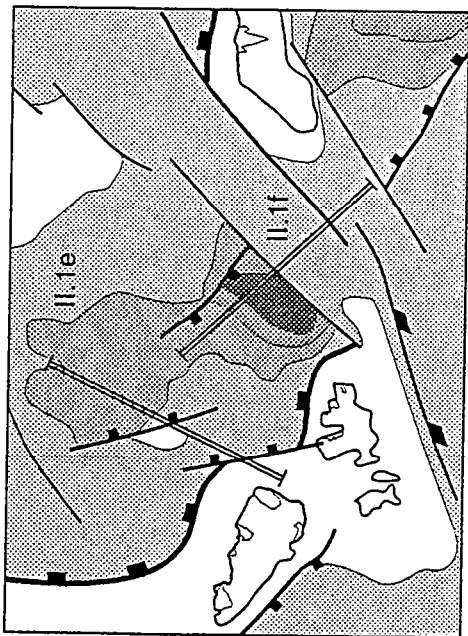


4 km e

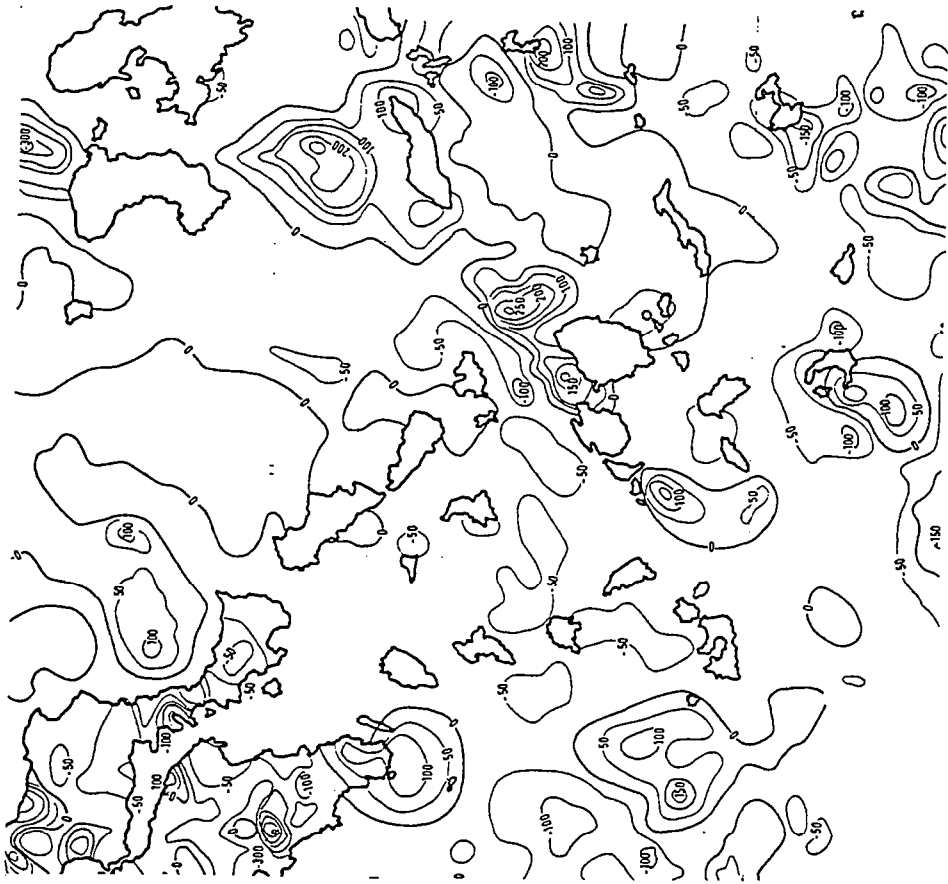
4 km f SE

NW

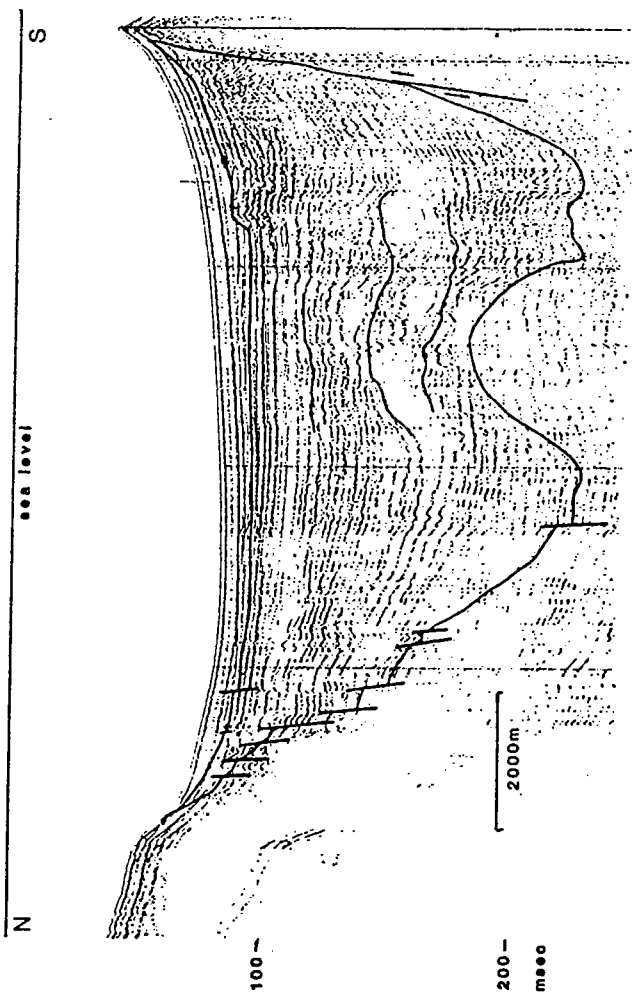




g



i



h

2. Tableau passant en revue les différents marqueurs de la structure en dôme des îles

ILE	Trajectoires de foliation	Limites lithologiques	Isogrades du métamorphisme	Contact entre Unités inférieure et supérieure	Topographie	Superposition (S) et/ou parallélisme (P) entre dômes structural et topographique	Orientation de l'axe du dôme par rapport à la linéation d'étrétement
Naxos	X	X	X	X	X	P	parallèle
Paros	X	(X)	X		X	S - P	parallèle
Ios	X	X			X	S - P	parallèle
Sikinos		(X)			X	S	oblique
Syros	((X))				X		perpendiculaire
Tinos	X	(X)		X	X	(S) - P	perpendiculaire
Andros	X	(X)			X	S - P	parallèle
Extrême Sud de l'Eubée	(X)	X					oblique
Centre-Sud de l'Eubée	X	X					perpendiculaire

REMARQUES : *NAXOS* : La ligne de crête sommitale est située dans les marbres (Figure 2b de la partie II.A). Le coeur orthogneissique définit un dôme topographique moins élevé (Fig. II.4e). *PAROS* : Le socle orthogneissique au nord-ouest de l'île est en dépression et ne constitue pas le coeur du dôme structural (Fig. II.4a). *SYROS* : Le découpage de l'île par des failles normales kilométriques (Ridley, 1984) peut rendre compte du fait que le "dôme" n'est défini que par la topographie (Fig. II.8a). Néanmoins, on note que la foliation, inclinée en moyenne de 40° vers le nord-est dans la majeure partie de l'île, devient peu pentée, voire inclinée vers le SSW, dans le sud-ouest, suggérant une structure en dôme dont l'axe serait situé près de la côte sud et orienté E-W (Fig. II.8a et b). Par ailleurs, on observe une tendance à l'inversion du sens de cisaillement à l'échelle de l'île, de part et d'autre d'une zone se superposant à peu près au dôme topographique (Fig. II.8a et c). *TINOS* : Les contours lithologiques soulignent le dôme dans le nord-ouest de l'île (Panormos; Fig. II.6a and c). Les dômes structural et topographique se superposent dans le sud-est. *ANDROS* : La foliation et les contours lithologiques définissent plusieurs dômes (antiformes) parallèles dans la partie de l'île étudiée (nord-ouest et centre; Fig. II.8e et g), tandis que dans le sud-est (et le centre ?), la structure est dominée par deux (trois ?) plis couchés déca-kilométriques, d'après Papanikolaou (1978; Fig. II.8h). *Extrême Sud de l'EUBÉE* : Le dôme, dont l'axe est parallèle à la côte nord, correspond à une structure ample et peu marquée, soulignée surtout par l'apparition en fenêtre des schistes de base de la série lithologique locale (Fig. II.12a et c). *Centre-Sud de l'EUBÉE* : Le dôme correspond à l'apparition en fenêtre de l'unité Olympe-Almyropotamos (Fig. II.12i and j).

3. Méthode de report des mesures effectuées sur le terrain

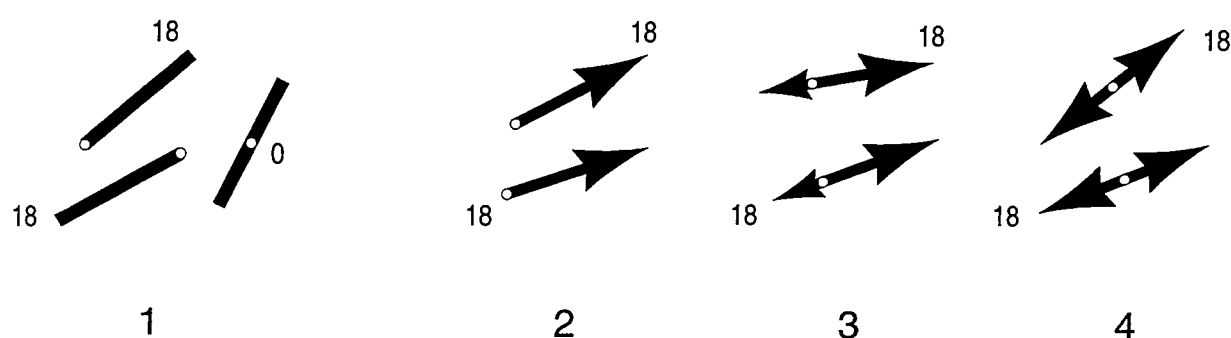
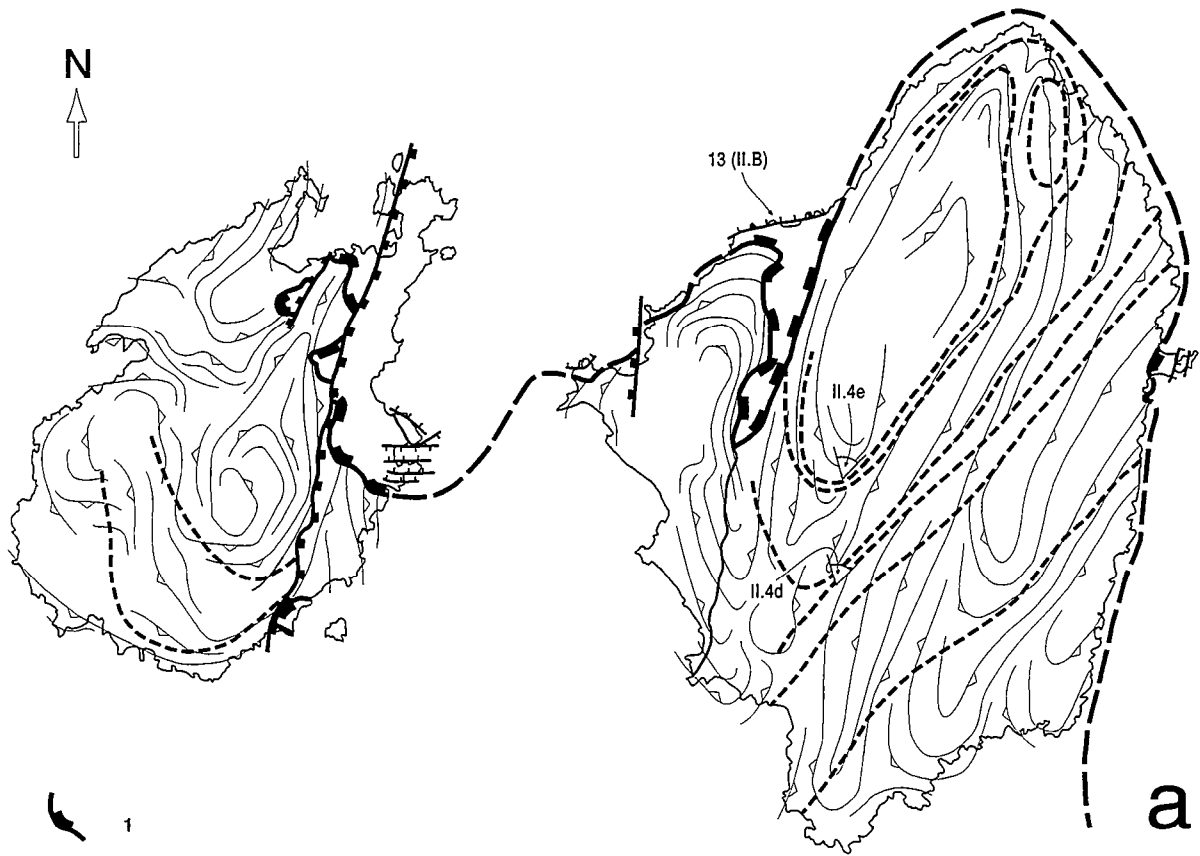


Fig. II.3: Méthode de report des linéations d'étirement et sens de cisaillement.

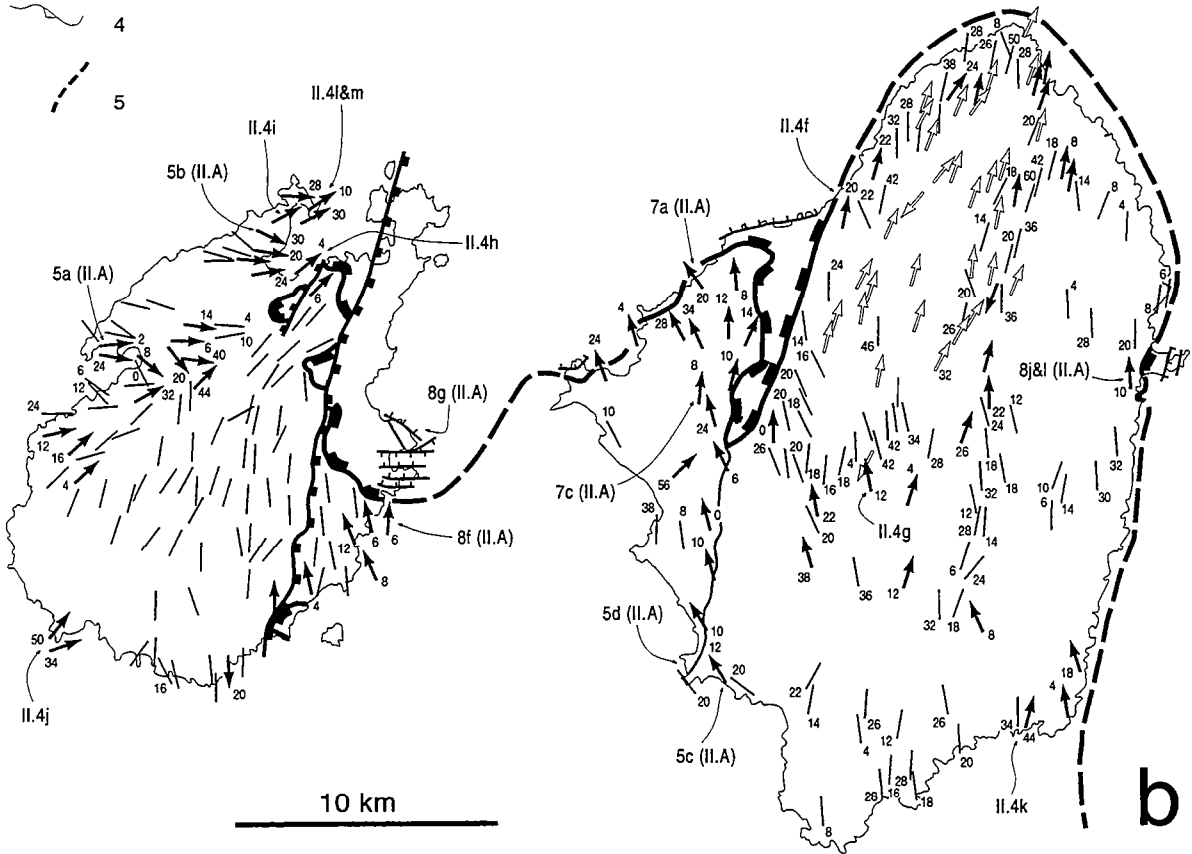
Le rond blanc désigne le site de mesure et n'apparaît pas sur les cartes. Le nombre indique la valeur du plongement de la linéation et est placé du côté du plongement.

1: linéation sans sens de cisaillement. La barre représentant la linéation est placée avec une extrémité sur le site de mesure, et l'autre extrémité du côté du plongement. Seule exception à cette règle : la Fig. II.10c, sur Mykonos, où les linéations sans sens de cisaillement sont centrées sur le site de mesure.

2, 3, 4: linéations avec sens de cisaillement. Ces linéations sont placées en fonction du sens de cisaillement, et indépendamment du plongement. 2: linéation avec un sens de cisaillement clairement dominant; 3: linéation avec un sens de cisaillement dominant, quoiqu'avec de nombreux critères de sens de cisaillement antithétiques; 4: linéation avec des critères de sens de cisaillement opposés en nombre et importance approximativement égaux (déformation localement coaxiale; e.g., Fig. 3f et 3h de la partie II.B). Sur la Fig. II.4c (granodiorite de Naxos), linéation d'étirement et direction de cisaillement sont distinguées (voir la légende de cette figure).



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5



4. Les îles de Naxos et Paros

Fig. II.4: Naxos et Paros : cartes structurales et illustrations de terrain.

(a) Trajectoires de foliation, à partir des données de Jansen (1973), Papanikolaou (1980), Robert (1982) et ce travail, ainsi que quelques données de Urai et al. (1990) et Buick (1991a, b) dans le centre-nord de Naxos. 1: contact entre les Unités inférieure et supérieure (la faille de détachement); 2: failles normales dans l'Unité supérieure; 3: principales failles normales N-S; 4: trajectoires de foliation; 5: isogrades du métamorphisme de haute température (HT).

(b) Linéations d'étirement et sens de cisaillement. Les flèches noires sont d'après ce travail; les flèches blanches sont d'après Urai et al. (1990) et Buick (1991a, b). Les linéations sans sens de cisaillement sont essentiellement d'après Jansen (1973), Papanikolaou (1980) et Robert (1982).

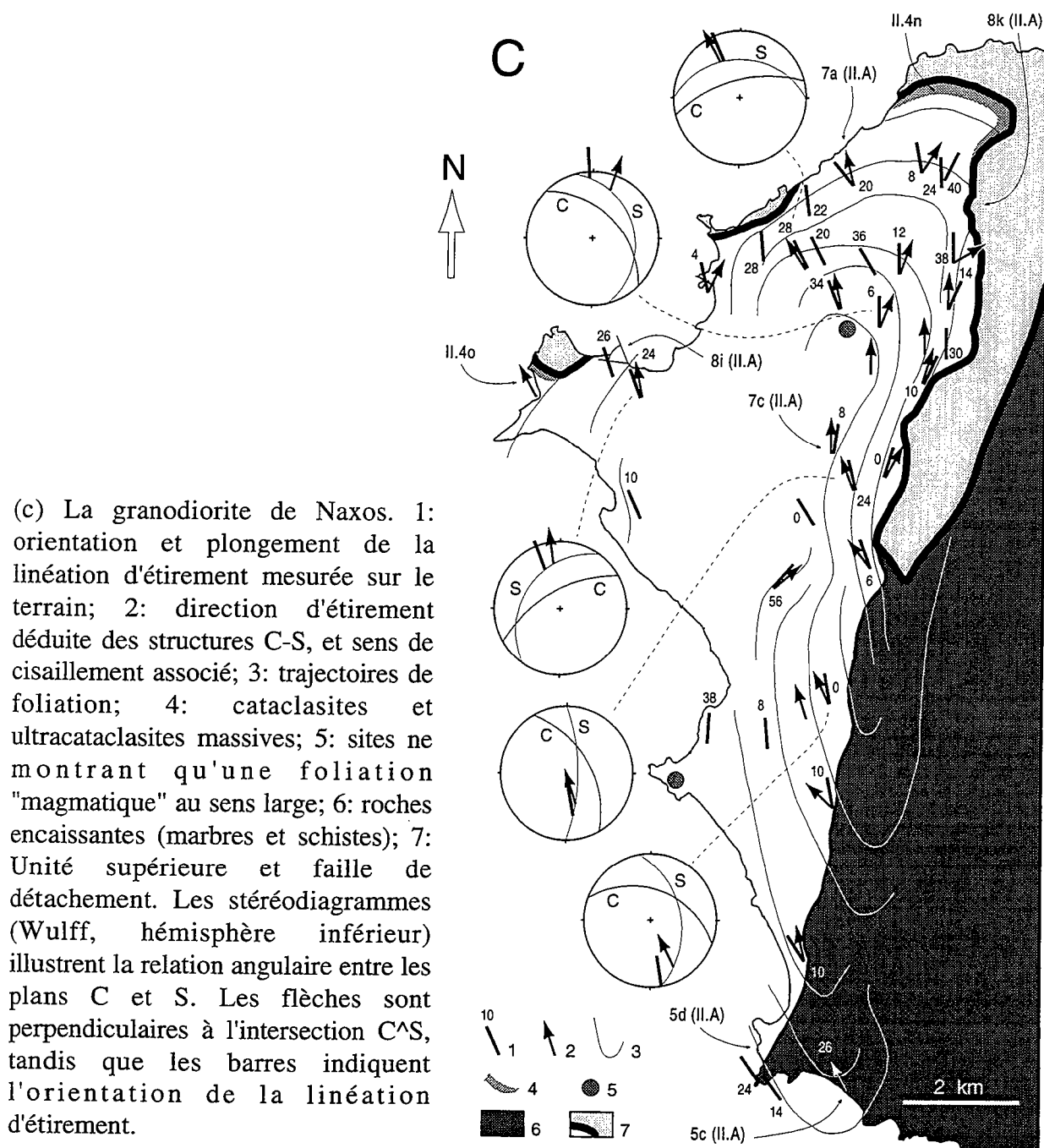
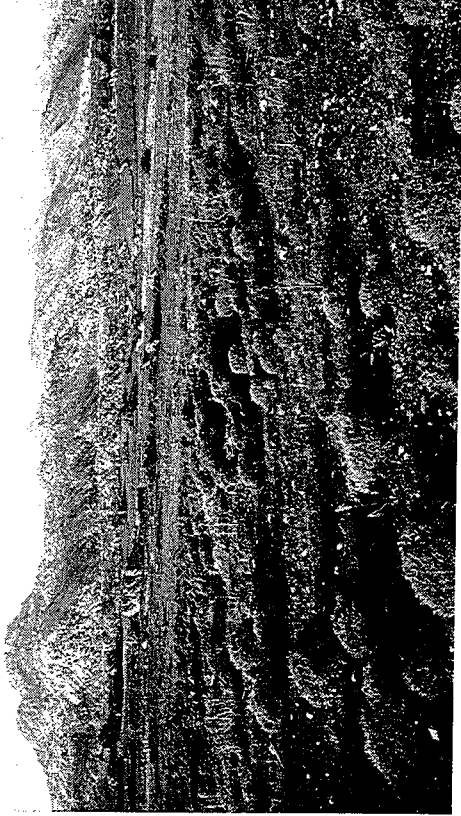


Fig. II.4: Naxos et Paros : cartes structurales et illustrations de terrain (suite).

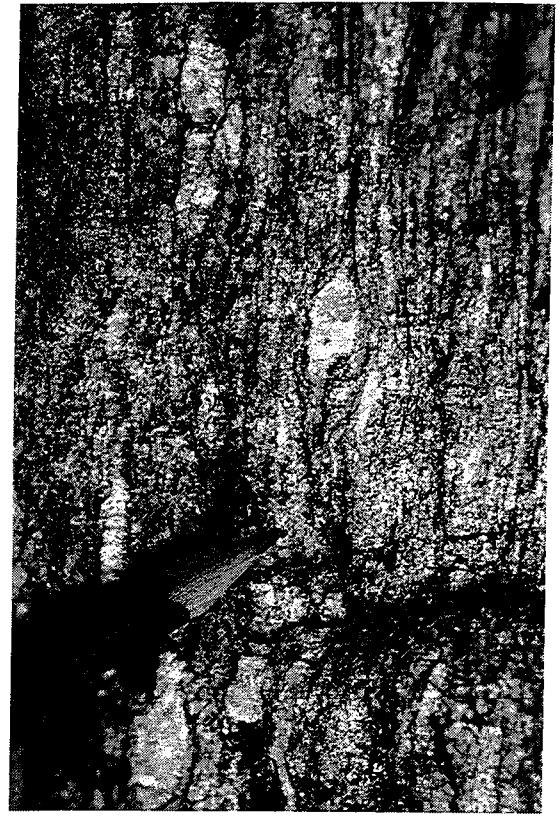
- (d) Pli isoclinal couché d'échelle kilométrique dans l'enveloppe métasédimentaire du dôme de Naxos (localisation en Fig. II.4a). Les surfaces claires et sombres correspondent respectivement à des marbres sans couverture végétale et à des schistes et amphibolites recouverts d'une végétation sèche. Le trait souligne le plan axial du pli. D'après la cartographie de Jansen (1973, 1977), l'isograde -chloritoïde lié au métamorphisme HT recoupe la falaise à droite, ce qui indique que ces roches ont subi des températures autour de 550°C. Ce pli résulte probablement de la déformation cisailante extensive synchrone du métamorphisme HT. Longueur de la vue : ≈ 1.5 km.
- (e) Vue dans l'axe du coeur orthogneissique et migmatitique du dôme de Naxos (localisation en Fig. II.4a). L'axe du dôme correspond au groupe de collines à gauche; la couverture métasédimentaire occupe la partie droite de la vue. Remarquer vers l'avant-plan l'orientation oblique de la foliation, marquant la terminaison méridionale du dôme migmatitique. Longueur de la vue : ≈ 2.5 km.
- (f) Structures C-S dans une lame de leucogranite du dôme migmatitique de Naxos (localisation en Fig. II.4b). Le cisaillement est dextre, c'est-à-dire vers le nord étant donné le sens d'inclinaison de la foliation (flanc ouest du dôme). Longueur de la vue : ≈ 20 cm.
- (g) Bandes de cisaillement et cristallisations en zones abritées asymétriques autour d'un cône de feldspath, dans le socle orthogneissique en bordure sud du coeur migmatitique du dôme de Naxos (localisation en Fig. II.4b). Longueur de la vue : 9.5 cm.

WNW ESE



e

N S



g

WNW ESE

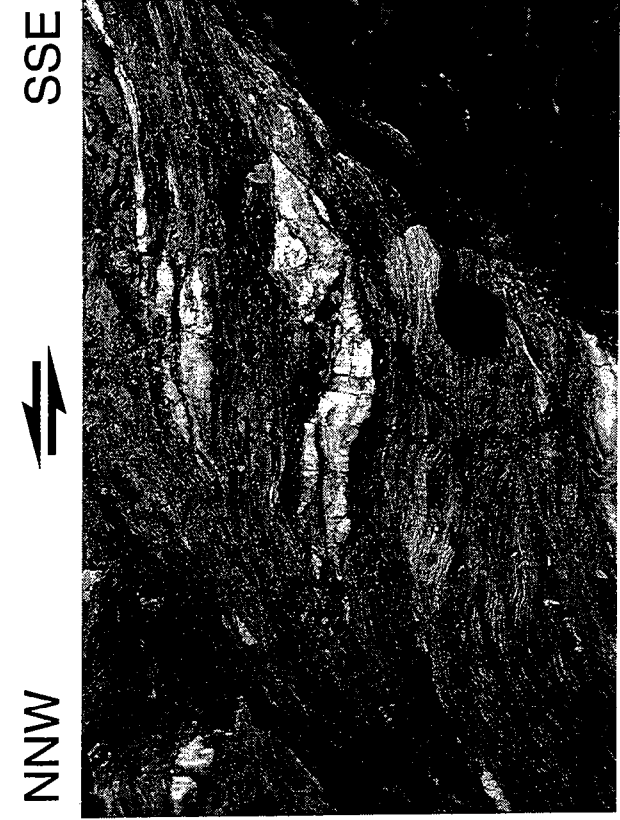
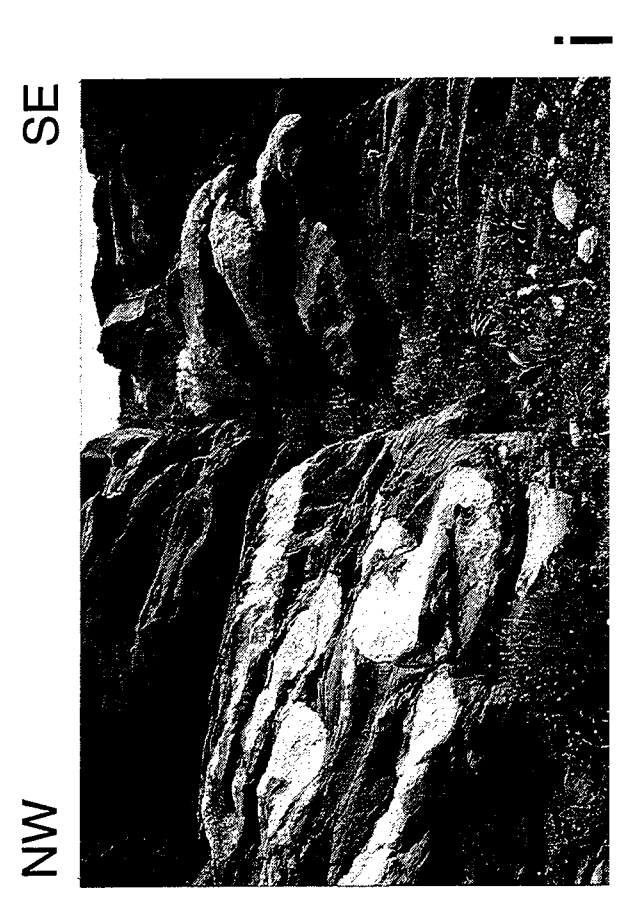
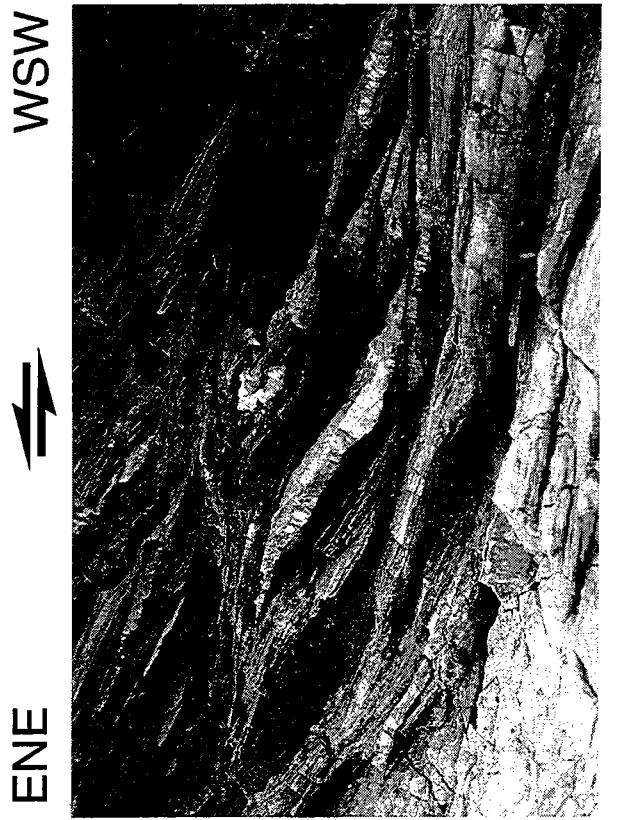
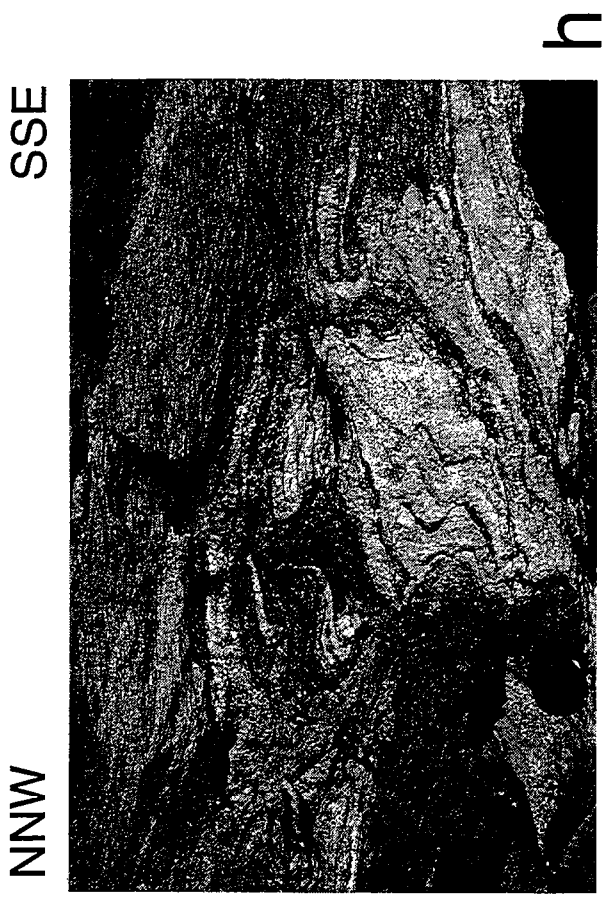


d

S N



f



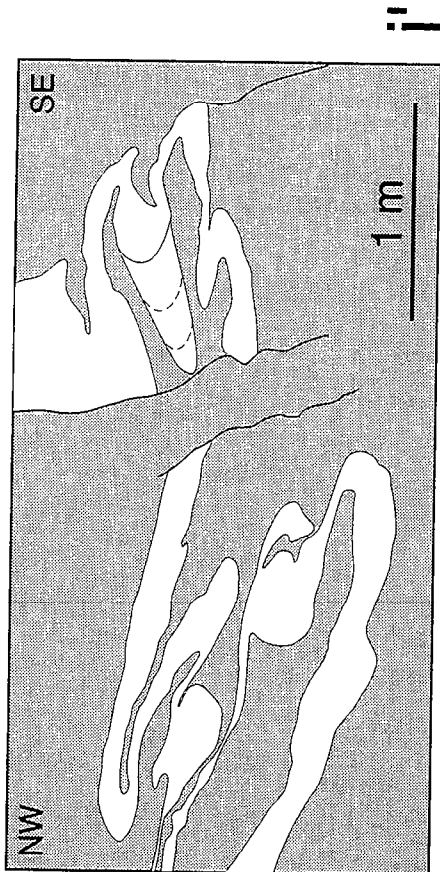


Fig. II.4: Naxos et Paros : cartes structurales et illustrations de terrain (suite).

(h) Indice d'une fusion partielle du socle orthogneissique dans le nord du dôme de Paros (localisation en Fig. II.4b). Leucosome et mélanosome (ce dernier visible au centre-gauche) sont concentrés dans la charnière d'un pli dont le plan axial est parallèle à la foliation de l'orthogneiss encaissant (en haut et à gauche). Longueur de la vue : 65 cm.

(i) Filon leucocrate intensément plissé dans le socle gneissique du nord de Paros (localisation en Fig. II.4b). Les contours du filon sont reportés sur le dessin ci-dessus. L'axe des plis est parallèle à la linéation d'éirement locale, associée à un cisaillement vers le nord-est.

(j) Bandes de cisaillement localisées et foliation sigmoïde dans des calcschistes de l'extrême sud-ouest de Paros (localisation en Fig. II.4b). Longueur de la vue : \approx 40 cm.

(k) Idem, dans des micaschistes de l'extrême sud-est de Naxos (localisation en Fig. II.4b). Longueur de la vue : 55 cm.

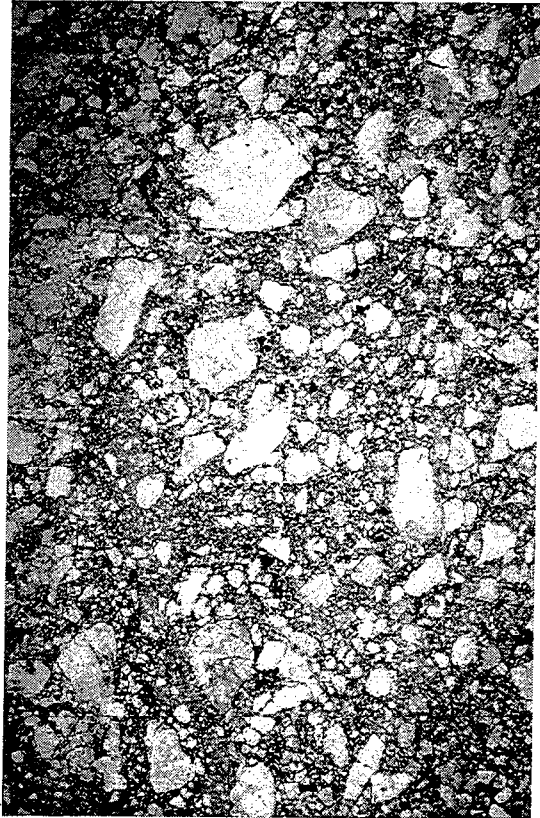
Fig. II.4: Naxos et Paros : cartes structurales et illustrations de terrain (suite et fin).

Lames minces vues en lumière "naturelle". (l) et (m) proviennent du socle orthogneissique du nord de Paros (localisation en Fig. II.4b), (n) et (o) de la bordure nord de la granodiorite de Naxos (localisation en Fig. II.4c).

(l) Schiste mylonitique (?paragneiss) à rubans polycristallins de quartz et "poissons" asymétriques de muscovite. Longueur de la vue : 3.3 mm.
 (m) Orthogneiss mylonitisé, à matrice constituée de quartz et muscovite. Le centre de la vue montre un claste de feldspath flanqué par des recristallisations en zones abritées asymétriques indiquant le même sens de cisaillement que les bandes de cisaillement dans la matrice. Longueur de la vue : 6.75 mm.

(n) Echantillon d'une cataclasite massive développée au dépend de la granodiorite de Naxos, à clastes de quartz et feldspath, et chlorite en matrice. Longueur de la vue : 6.75 mm.

(o) Mylonite dérivée de la granodiorite, échantillonnée entre la masse principale de la granodiorite à structures C-S au sud (en dessous) et les cataclasites massives au nord (au-dessus). La vue montre des rubans de quartz à déformation plastique (en blanc) et des clastes de feldspath séricitisés (en gris), ainsi que la croissance interstitielle de chlorite au niveau des bandes de cisaillement (sombres). Ce type de déformation est typique de basses températures ($\approx 350^{\circ}\text{C}$). Longueur de la vue : 6.75 mm.



n



o

SSE



NNW



l

ENE



WSW



m

ENE



WSW

5. Les îles de Ios et Sikinos

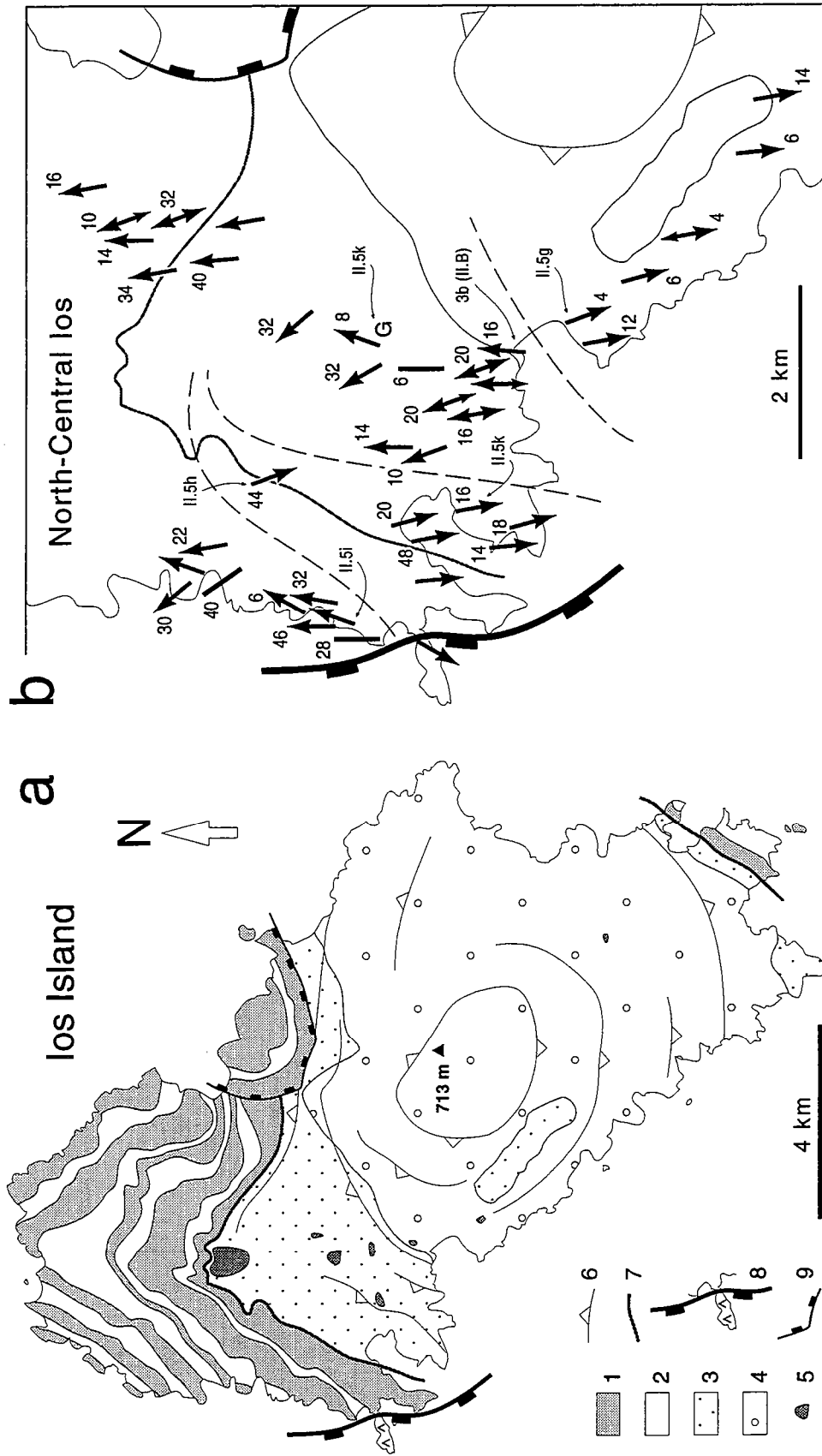


Fig. II.5: Ios et Sikinos : cartes structurales et illustrations de terrain.

(a) Ios : carte géologique et trajectoires de foliation, simplifiée d'après Van der Maar et Jansen (1981). 1: marbres; 2: schistes; 3: micaschistes à grenat; 4: orthogneiss; 5: corps granitiques anté-HP et métamorphisés; 6: trajectoires de foliation dans les micaschistes à grenat et l'orthogneiss; 7: contact chevauchant anté- ou syn-HP proposé par Van der Maar et Jansen (1981, 1983); 8: ophiolites de l'Unité supérieure et détachement extensif; 9: grande faille normale listriqué.

(b) Ios : linéations d'éirement et sens de cisaillement dans le centre-nord de l'île. La signification des flèches est donnée en Fig. II.3. Les lignes en tiretés désignent les zones de part et d'autre desquelles on observe une inversion du sens de cisaillement.

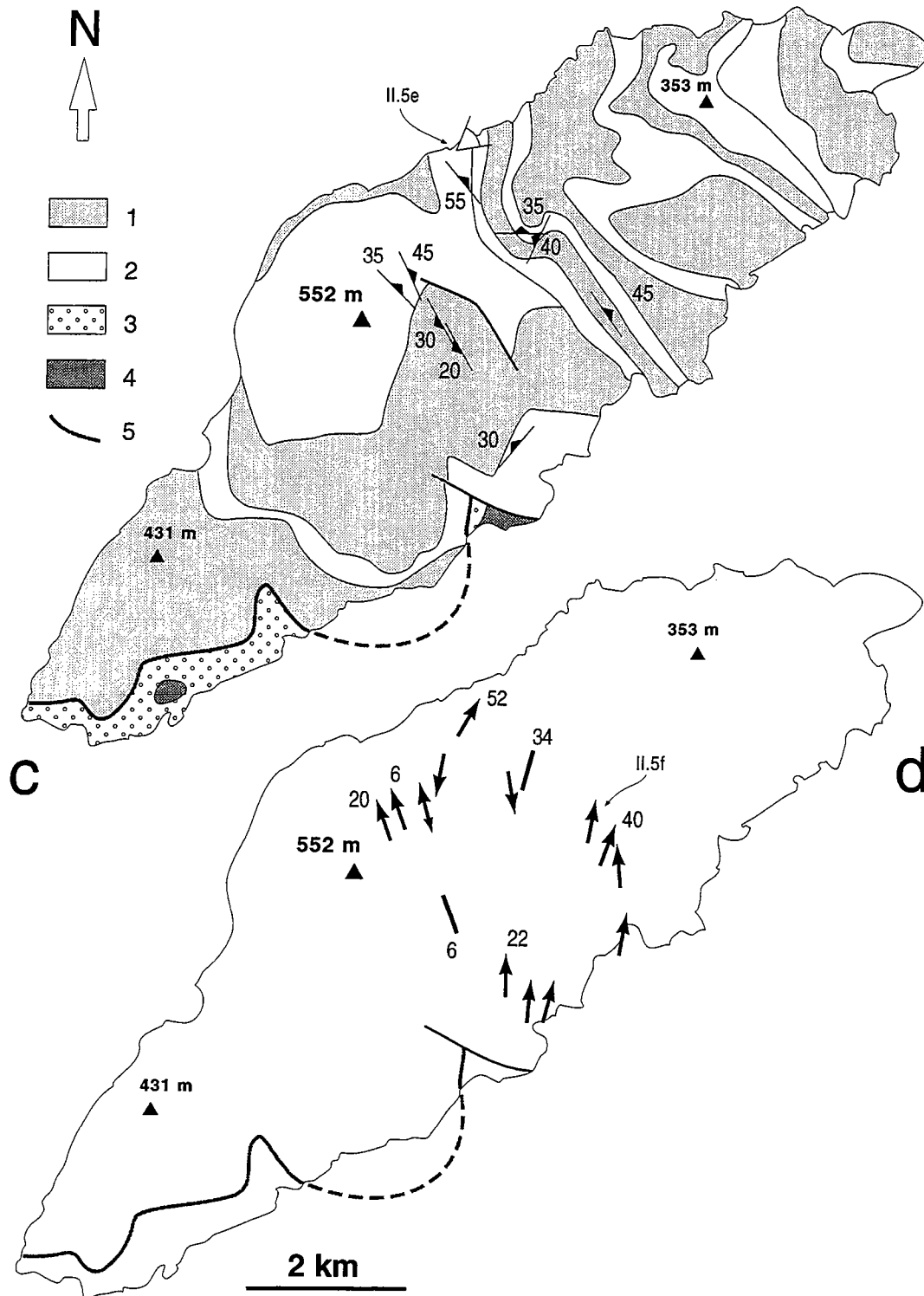


Fig. II.5: Ios et Sikinos : cartes structurales et illustrations de terrain (suite).

(c) Sikinos : carte géologique, simplifiée d'après Van der Maar et al. (1981). 1: marbres; 2: schistes; 3: micaschistes à grenat; 4: corps granitiques anté-HP et métamorphisés (grenat, amphibole bleue), à reliques de minéraux magmatiques (Van der Maar et al., 1981; Andriessen et al., 1987; Franz et al., 1993); 5: contact chevauchant anté- ou syn-HP proposé par Van der Maar et al. (1981) et Van der Maar & Jansen (1983). Quelques mesures de plans de foliation sont également reportées.

(d) Sikinos : linéations d'étirement et sens de cisaillement. La signification des flèches est donnée en Fig. II.3.

Fig. II.5: Ios et Sikinos : cartes structurales et illustrations de terrain (suite et fin).

(e) Vue sur la côte nord-ouest de Sikinos (localisation en Fig. II.5c). Noter le fort dénivelé topographique et l'inclinaison des marbres vers la mer, marquant le flanc nord-est du (probable) dôme métamorphique de Sikinos, et/ou la proximité de la faille normale majeure longeant en mer ce flanc de l'île (Fig. 11 et 12a de la partie II.B, et Fig. II.1a).

(f) Bandes de cisaillement et foliation sigmoïde dans un niveau de micaschistes entre deux bancs de marbres dans les séries métasédimentaires de Sikinos (localisation en Fig. II.5d). Longueur de la vue : 32 cm.

(g) Bandes de cisaillement pénétratives dans le socle orthogneissique de Ios (localisation en Fig. II.5b). Longueur de la vue : 25 cm.

(h) Bandes de cisaillement localisées et boudinage asymétrique de veines de quartz dans des micaschistes du nord de Ios (localisation en Fig. II.5b). Longueur de la vue : 75 cm.

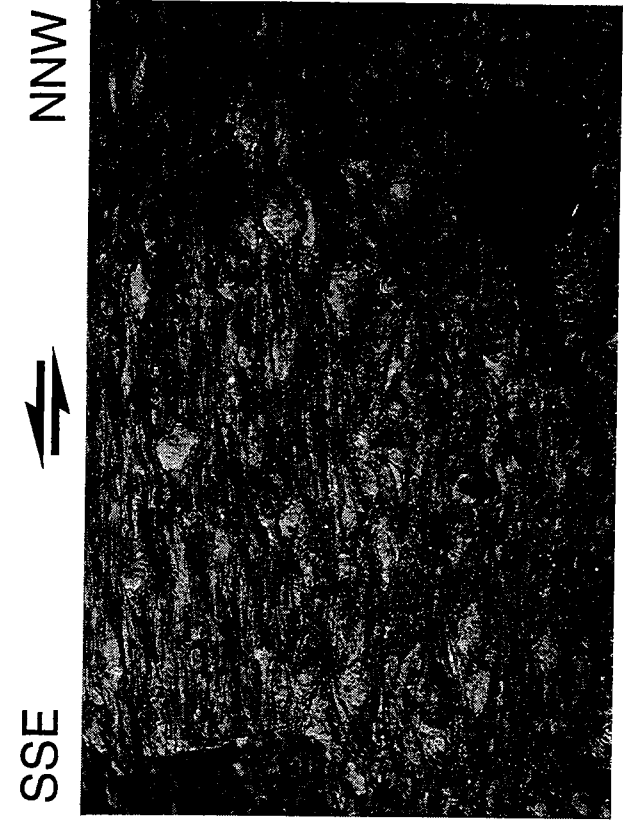
(i) Bandes de cisaillement pénétratives dans des micaschistes du nord de Ios (localisation en Fig. II.5b). Longueur de la vue : 75 cm.

(j) Boudinage asymétrique d'un niveau quartzeux dans des schistes albitiques de l'ouest de Ios (localisation en Fig. II.5b). Longueur de la vue : 40 cm.

(k) Déformation d'un corps granitique anté-HP du centre de Ios (localisation en Fig. II.5b). Le haut de la vue montre le granite exempt de déformation pénétrative, à texture magmatique bien conservée. Le granite est affecté par une déformation ductile de plus en plus intense vers le bas de la vue, au niveau d'une zone de cisaillement localisée. La réfraction de la foliation à l'approche de la zone de cisaillement est visible vers le centre-gauche de la vue. Les tâches sombres sont des grenats. Hauteur de la vue : 35 cm.



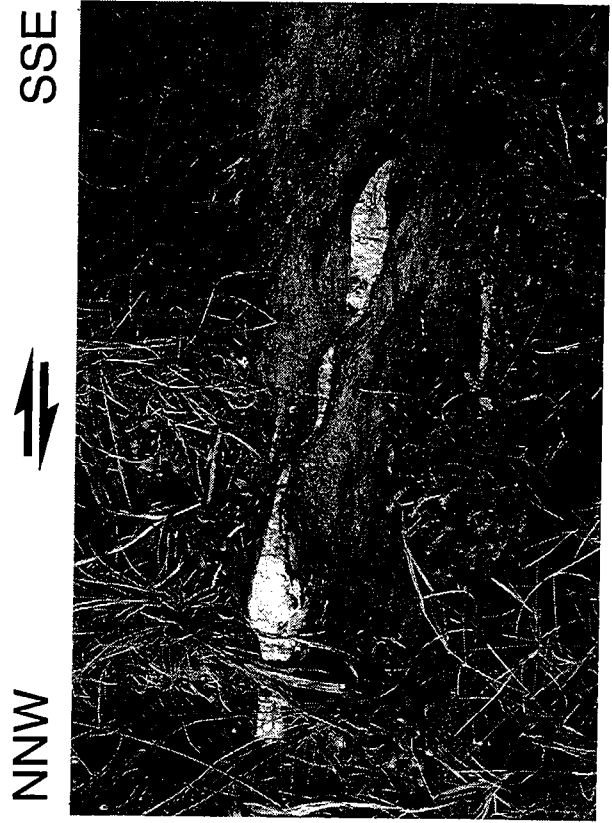
e



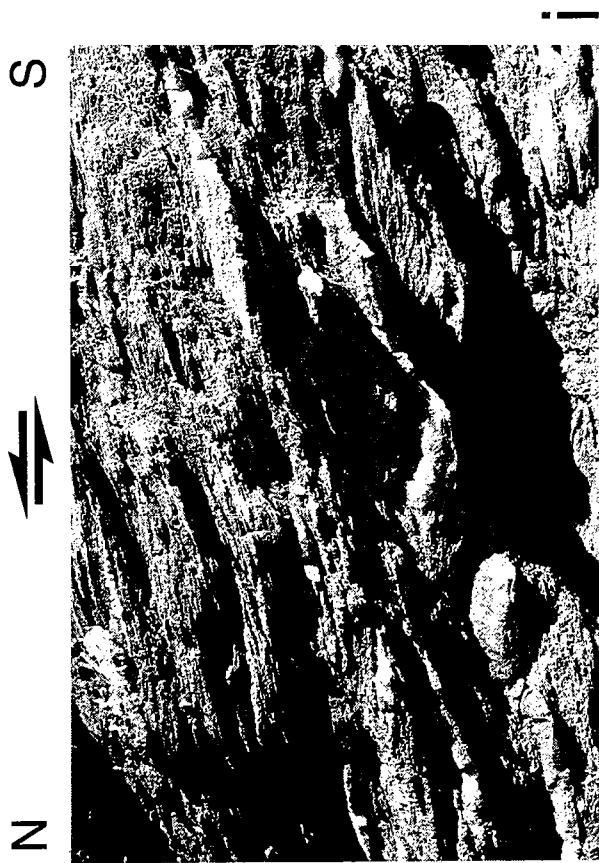
g



f



h



6. L'île de Tinos

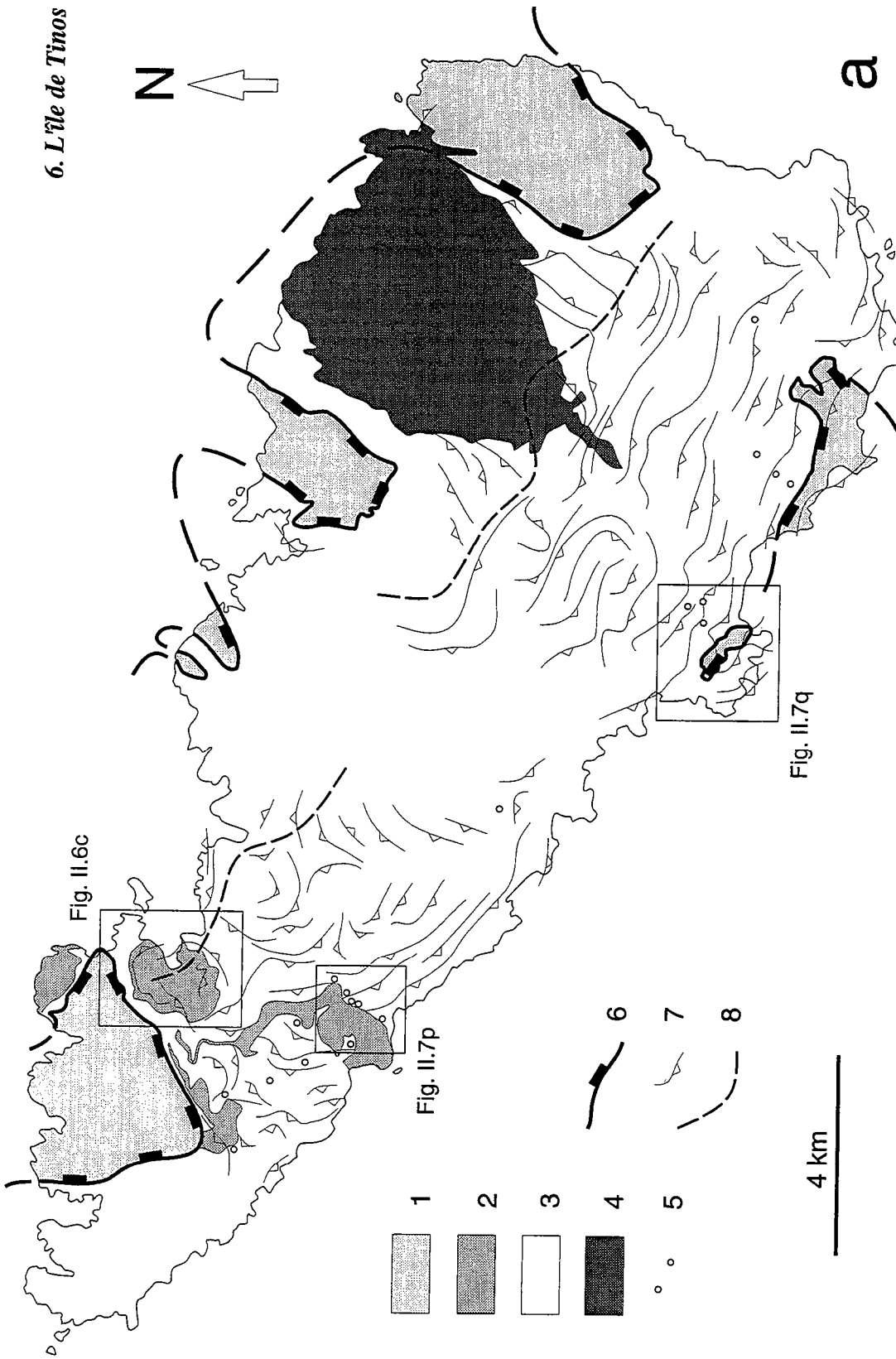


Fig. II.6: Tinos : cartes structurales et illustrations de terrain.
 (a) Carte géologique et trajectoires de foliation. Contours géologiques simplifiés d'après Melidonis (1980) et Bröcker (1990). 1: Unité supérieure; 2: principaux ensembles de marbres dans l'Unité inférieure; 3: schistes essentiellement, Unité inférieure; 4: granodiorite de Tinos; 5: roches dont les assemblages du faciès éclogite sont bien conservés (métabasites surtout); 6: détachement extensif; 7: trajectoires de foliation, à partir de données de Bröcker (1990) et ce travail; 8: axe du dôme métamorphique, défini surtout par l'allure des foliations.

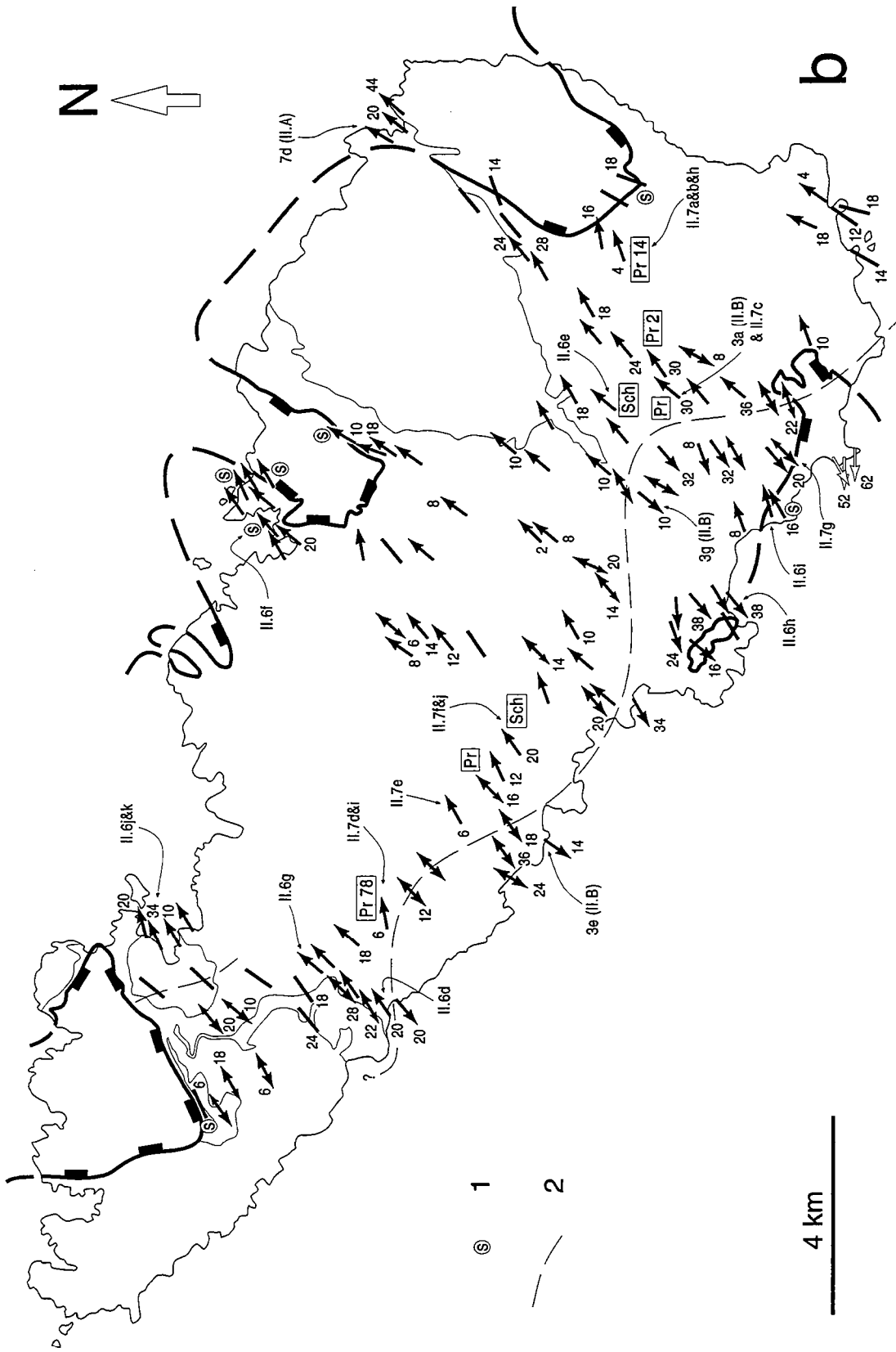


Fig. II.6: Tinos : cartes structurales et illustrations de terrain (suite).
 (b) Linéations d'étrétement et sens de cisaillement. La signification des flèches est donnée en Fig. II.3. 1: sites d'intense déformation ductile (phyllonites : schistes mylonitiques); 2: zone de part et d'autre de laquelle une inversion générale du sens de cisaillement est observée. "Pr" et "Sch" désignent les sites au niveau desquels le sens de cisaillement observé en lame mince, dans des prasinites (Pr) ou des schistes (Sch), est antithétique de celui observé à l'échelle de l'affleurement (voir le paragraphe II.C.7a). Les flèches blanches dans le sud-est de Tinos se rapportent à la déformation HT dans l'Unité supérieure (voir le paragraphe II.C.9).

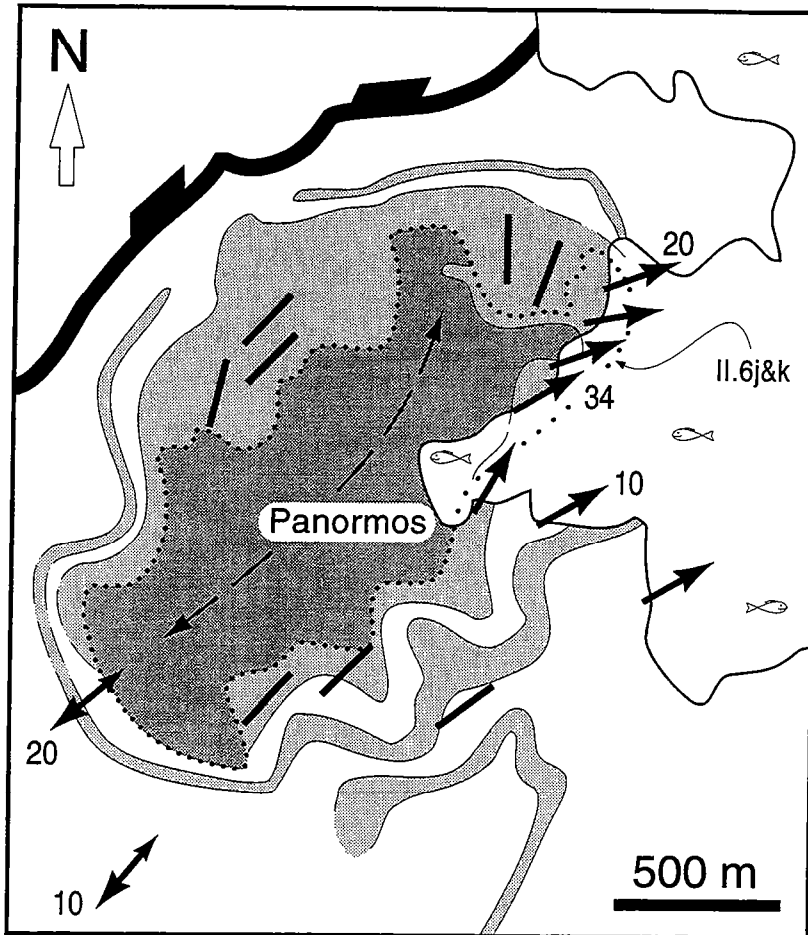


Fig. II.6: Tinos : cartes structurales et illustrations de terrain (suite).

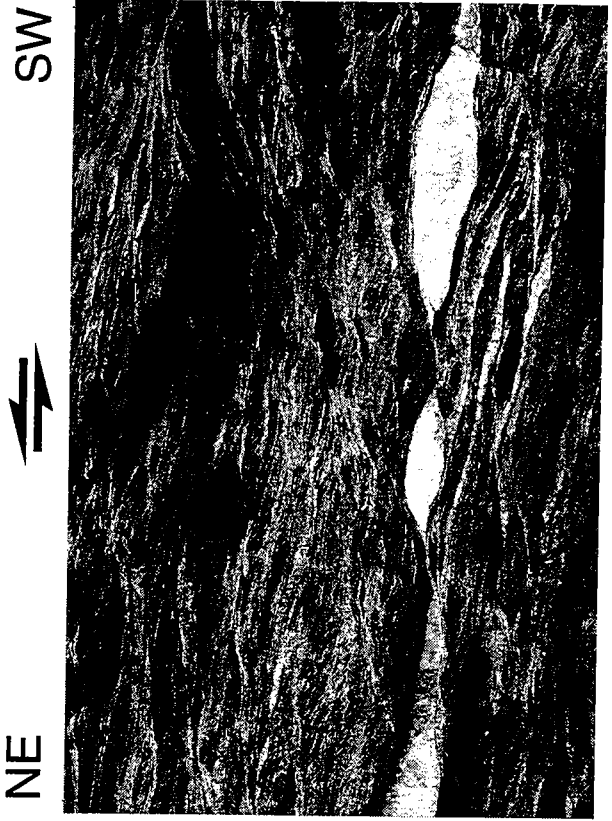
(c) Carte structurale des environs de Panormos (localisation en Fig. II.6a). Les contours géologiques sont simplifiés et modifiés d'après Avigad et al. (1988), Avigad & Garfunkel (1989) et Bröcker (1990). Dans l'Unité inférieure sont représentés : en blanc, des schistes; en gris clair, des marbres, marbres siliceux et calcschistes; en gris foncé, des dolomies massives. L'axe de l'antiforme défini par les contours lithologiques et la foliation est indiqué en tiretés. En pointillés est indiqué un contact "chevauchant" proposé par Avigad & Garfunkel (1989), séparant l'ensemble schistes + partie supérieure des marbres et calcschistes (sous-unité Ambelakya-Syros) de l'ensemble sous-jacent dolomies + partie inférieure des marbres et calcschistes (?sous-unité Olympe-Almyropotamos). La signification des flèches est donnée en Fig. II.3. Les linéations sans sens de cisaillement sont d'après Avigad & Garfunkel (1989), celles avec sens de cisaillement sont issues de ce travail.

On constate que le sens de cisaillement ductile au sommet de la sous-unité basale est vers le nord-est. Ce sens de cisaillement est observé jusque dans les niveaux de calcschistes les plus bas, alternant avec les derniers bancs de dolomie (Fig. II.6j et k), ce qui indique que cette déformation est bien commune aux deux sous-unités supposées. Les conséquences de cette observation sont discutées dans la partie III de ce travail.

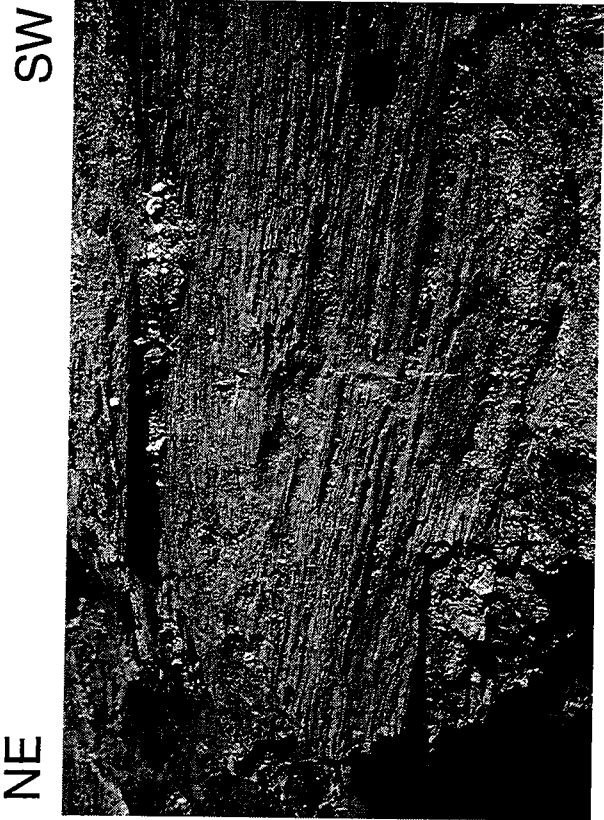
Fig. II.6: Tinos : cartes structurales et illustrations de terrain (suite et fin).

- (d) Zone de cisaillement plurimétrique dans des micaschistes gris de l'ouest de Tinos (localisation en Fig. II.6b et II.7p). Longueur de la vue : 3 m.
- (e) Zone de cisaillement bréchique décamétrique dans le sud-est de Tinos (localisation en Fig. II.6b). La zone de cisaillement est synthétique des bandes de cisaillement localisées et du boudinage asymétrique de veines de quartz dans la masse des micaschistes encaissants. Longueur de la vue : ≈ 1 m.
- (f) Vue de surface de la foliation (section XY) dans des phyllonites massives du nord de Tinos (localisation en Fig. II.6b), présentant une linéation bien marquée, définie par l'étalement d'amas de quartz et les axes de nombreux micropis (crénulation). Longueur de la vue : ≈ 80 cm.
- (g) Bandes de cisaillement et boudinage asymétrique de veines de quartz dans des micaschistes noirs de l'ouest de Tinos (localisation en Fig. II.6b et II.7p). Longueur de la vue : 55 cm.
- (h) Bandes de cisaillement pénétratives dans des schistes à albite-chlorite et lentilles de quartz du sud de Tinos (localisation en Fig. II.6b et II.7q). Longueur de la vue : 30 cm.
- (i) Bandes de cisaillement et foliation sigmoïde dans des schistes basiques du sud de Tinos (localisation en Fig. II.6b), moins de dix mètres au-dessus du contact entre Unités supérieure et inférieure. Longueur de la vue : 40 cm.
- (j) Bandes de cisaillement pénétratives dans des calcschistes de l'anse de Panormos (localisation en Fig. II.6b et c). Ces calcschistes sont intercalés entre des bancs de marbres plus ou moins dolomitiques (en haut et en bas) constituant le sommet de l'ensemble de dolomies massives situé à la base des séries métasédimentaires de Tinos (sous-unité Olympe-Almyropotamos, d'après Avigad & Garfunkel, 1989). Deux bancs massifs de dolomie sont également présents dans les 10 m au-dessus du niveau de cette vue. Voir commentaire en légende de la Fig. II.6c. Longueur de la vue : ≈ 3 m.
- (k) Idem, détail. Longueur de la vue : 70 cm.

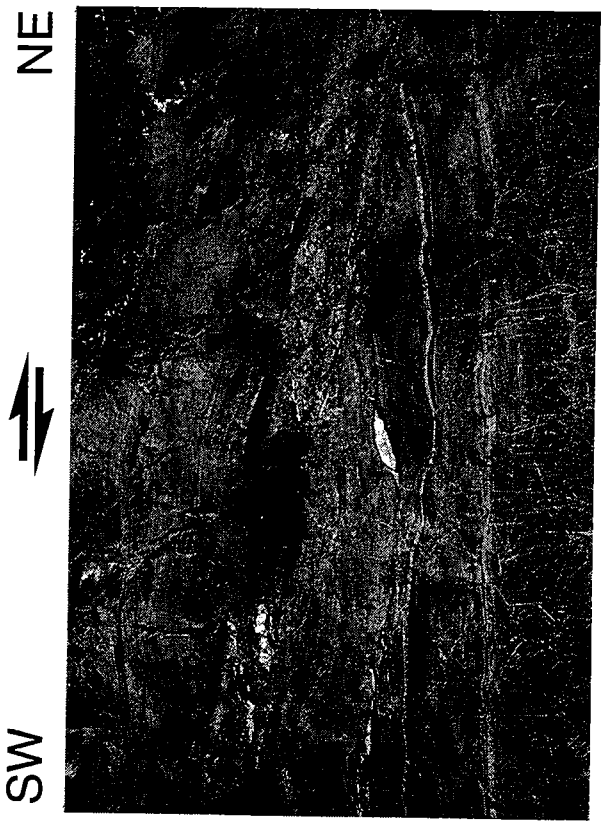
g



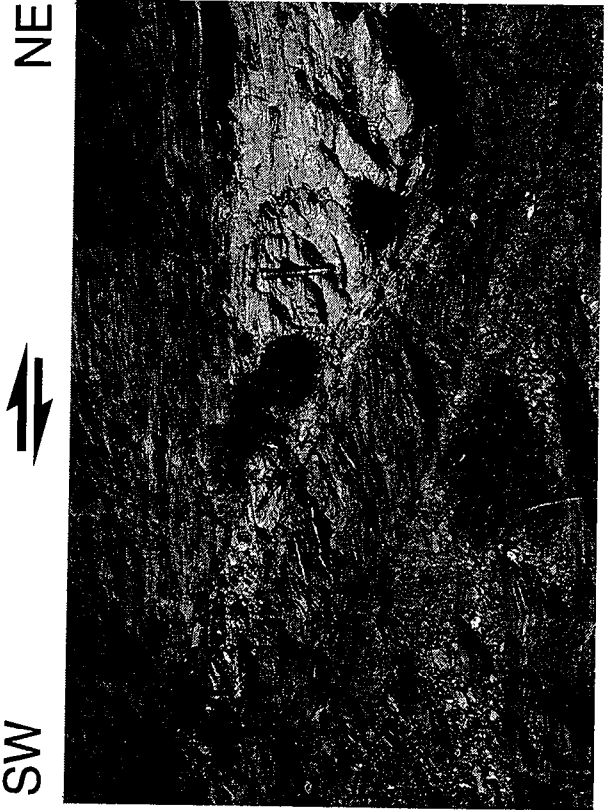
f

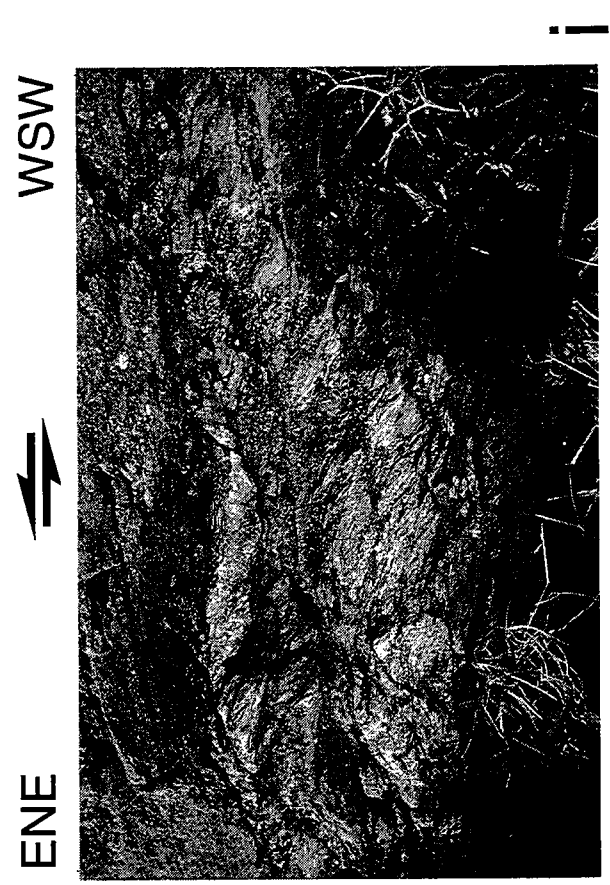
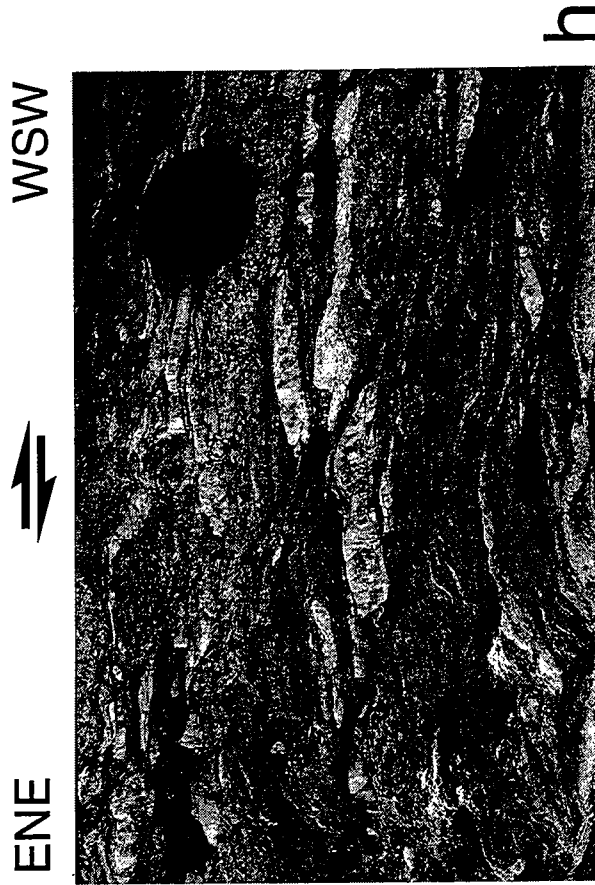
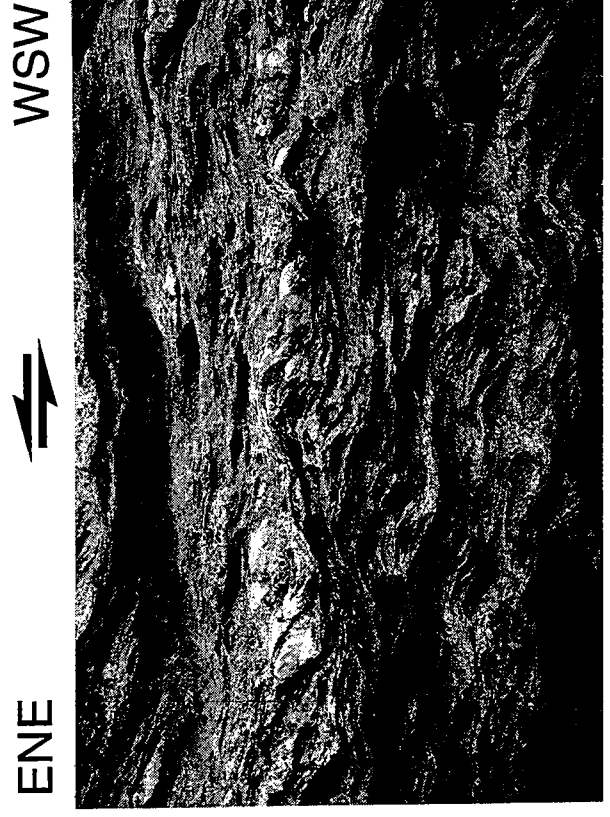


e



d





7. Problèmes soulevés par l'étude de la déformation en lame mince

Deux problèmes sont apparus lors de l'étude de la déformation en lame mince. Le premier concerne l'antagonisme que l'on relève parfois entre le sens de cisaillement déterminé en lame mince et celui observé à l'échelle de l'affleurement, dans des roches métamorphiques ayant largement subi la rétro-morphose post-HP. Le second problème est de déterminer s'il existe une déformation ductile précoce associée à la rétro-morphose depuis le faciès éclogite jusqu'au faciès schiste vert, et si oui, de reconnaître si cette déformation est déjà le résultat d'une tectonique extensive, ou bien le reflet d'un contexte tectonique distinct (en particulier, le développement de chevauchements crustaux). Cette question nécessite une étude en lame mince, afin de contraindre précisément la part de la déformation qui est synchronisée des différents épisodes métamorphiques, et parce que la rareté des grands affleurements où les paragenèses HP/LT soient bien conservées interdit une cartographie régionale du type de celle réalisée pour les roches du faciès schiste vert.

(a) Les roches du faciès schiste vert

Au sein de l'Unité inférieure, les critères de sens de cisaillement ductile observés en lame mince en association avec les minéraux du faciès schiste vert s'avèrent parfois contradictoires avec ceux d'échelle macroscopique relevés sur le même affleurement. C'est le cas par exemple pour quelques sites de l'Eubée, de Syros, et surtout de Tinos, où un échantillonnage plus complet a été réalisé secondairement dans le but de préciser les relations entre déformations micro et macroscopique sur ces sites "anomaliques".

Ce problème apparaît le plus souvent dans des prasinites à porphyroblastes d'albite (métabasites en faciès schiste vert), qui montrent en lame mince un sens de cisaillement univoque vers le sud-ouest, alors que sur l'affleurement sont observées de grandes bandes de cisaillement plus ou moins pénétratives et un boudinage asymétrique de veines de quartz indiquant un sens de cisaillement vers le nord-est. Le sens de cisaillement en lame mince est indiqué par de nombreuses micro-bandes de cisaillement associées à la croissance d'amphibole verte, chlorite, biotite et muscovite, et par les alignements sigmoïdes d'aiguilles d'actinote en inclusion au sein des porphyroblastes d'albite et d'épidote (Fig. II.7a, b, c, et Fig. 3a de la partie II.B). Les micro-bandes de cisaillement peuvent atteindre plusieurs centimètres et sont localisées entre les blastes. Les blastes sont généralement aplatis et allongés (dans une section XZ), plus ou moins d'un blaste à l'autre au sein d'une même lame, la forme sigmoïde des alignements d'inclusions étant mieux marquée dans ceux les moins aplatis. Dans quelques rares cas, le blaste de forme arrondie semble avoir intégré au cours de sa croissance la bande de cisaillement adjacente. Ces faits suggèrent un développement continu des minéraux du faciès schiste vert au cours de la déformation cisailante. Moins fréquemment, l'ensemble des blastes

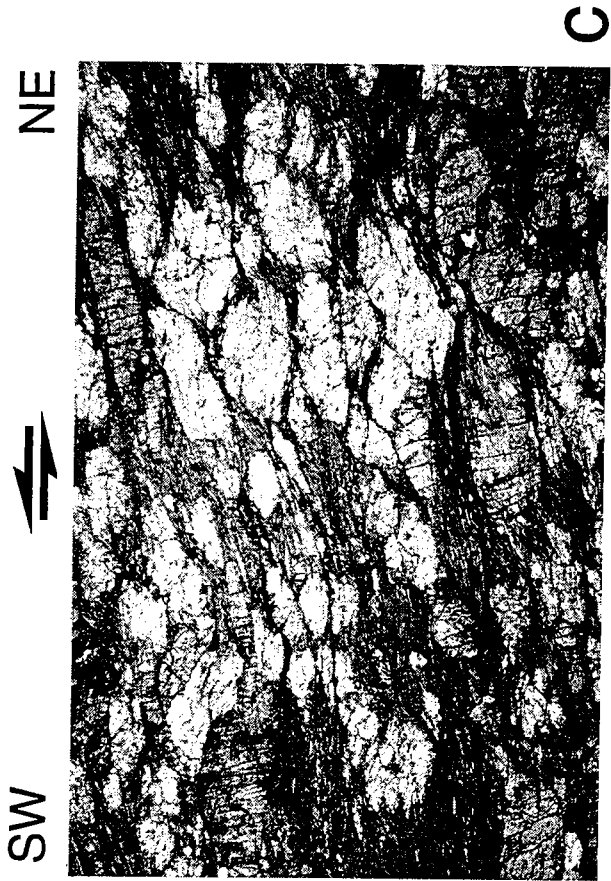
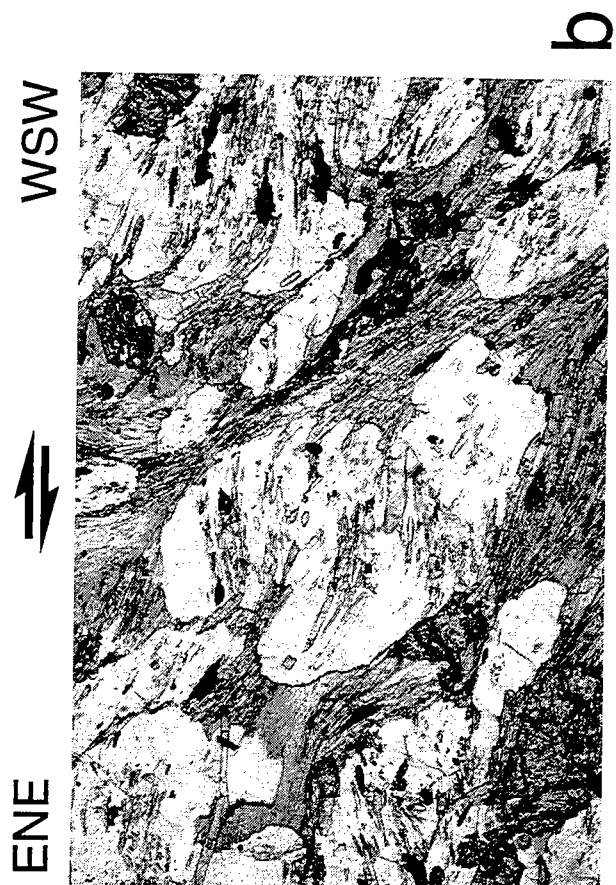
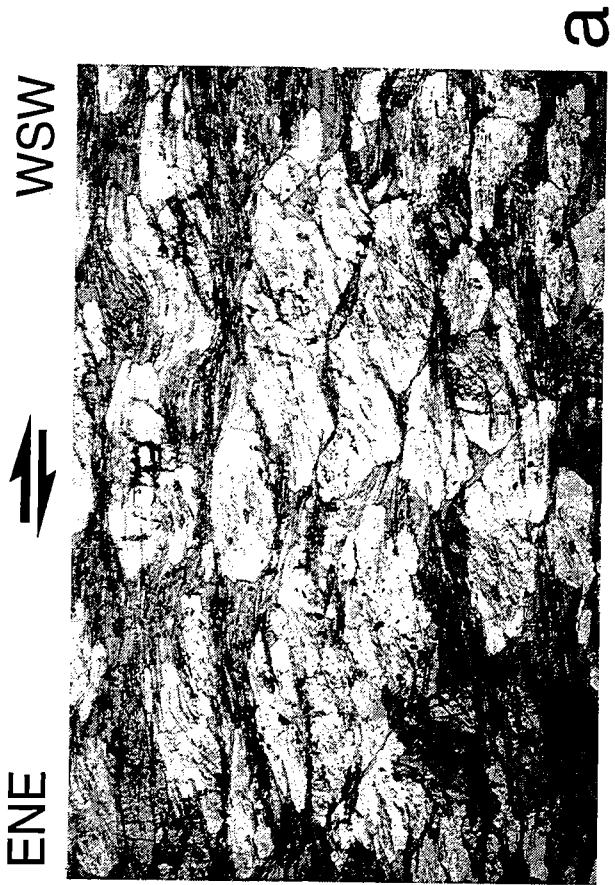
Fig. II.7: Apports de l'étude de la déformation en lame mince.

Roches du faciès schiste vert de Tinos : lames minces vues en lumière "naturelle".

- (a) Prasinite à porphyroblastes aplatis d'albite, contenant en inclusion de fines aiguilles d'actinote. La matrice est constituée de chlorite et d'actinote. Les microbandes de cisaillement localisées entre les blastes indiquent le même sens de cisaillement que les alignements sigmoïdes des inclusions au sein des blastes. Localisation en Fig. II.6b. Longueur de la vue : 6.75 mm.
- (b) Idem, autre lame, même localisation. Longueur de la vue : 3.3 mm.
- (c) Idem, avec en outre des porphyroblastes d'épidote (gris sombre), et de la biotite en matrice. Localisation en Fig. II.6b. Longueur de la vue : 6.75 mm. Voir la Fig. 3a de la partie II.B pour une vue de détail.
- (d) Idem Fig. (a), avec en outre de la calcite abondante (gris sombre), en intercroissance avec l'albite, et de la chlorite (en plus de l'actinote) en inclusion dans l'albite. L'amphibole calcique est localement bleutée. Localisation en Fig. II.6b. Longueur de la vue : 3.3 mm.

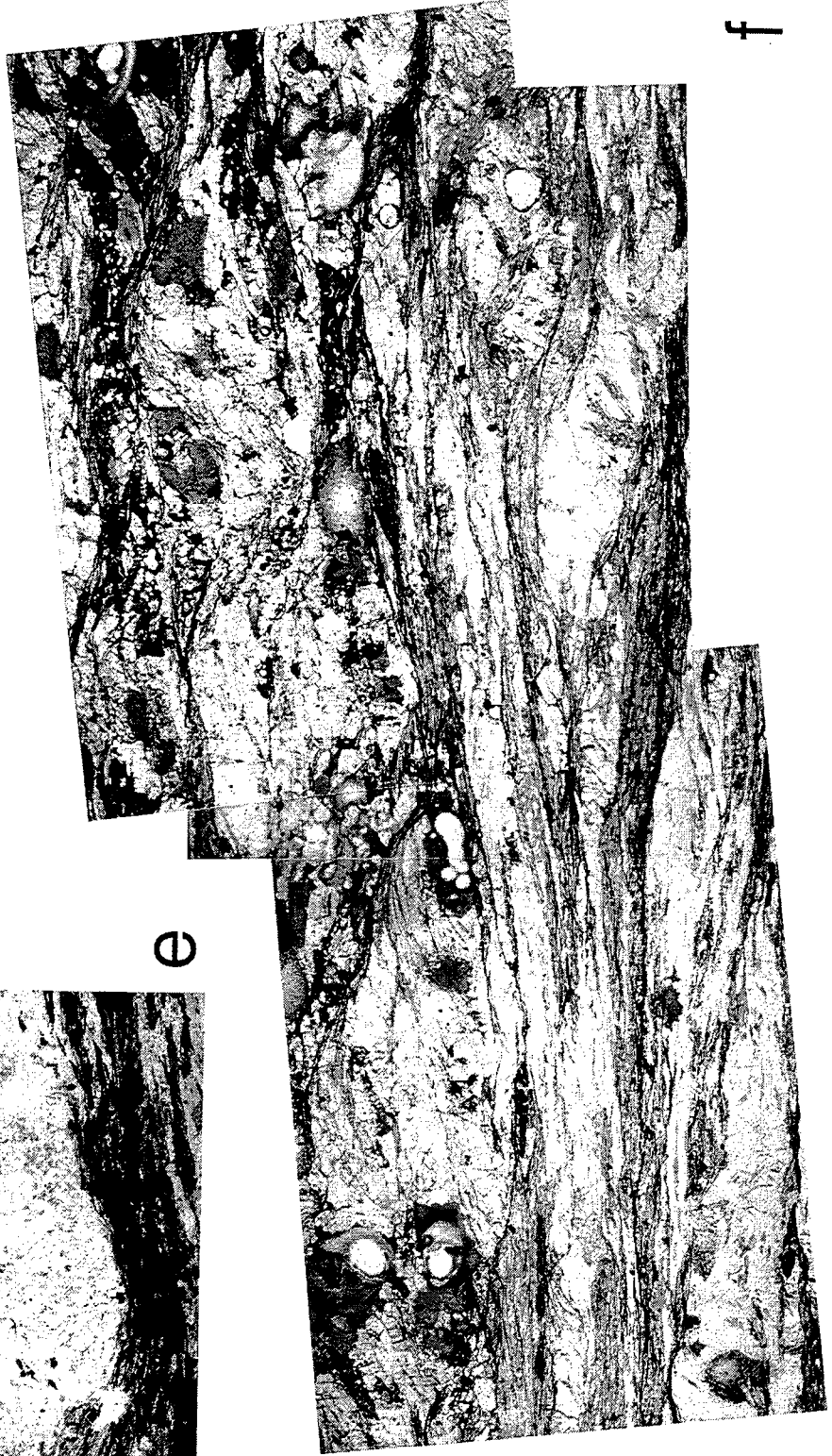
(e) Bandes de cisaillement et recristallisations en zones abritées asymétriques autour d'un blaste d'albite dans un micaschiste quartzeux. Localisation en Fig. II.6b. Longueur de la vue : 6.75 mm.

(f) Exemple de "partitionnement" de la déformation à l'échelle microscopique dans un micaschiste à quartz-albite. Une grande bande de cisaillement traverse la partie inférieure de la vue, soulignée par des rubans de quartz, la muscovite et la biotite, et indiquant un cisaillement vers le nord-est, tandis qu'entre les amas de quartz-albite de la partie supérieure et du coin inférieur droit de la vue, des microbandes de cisaillement antithétiques sont observées, régulièrement espacées et soulignées par la muscovite. Localisation en Fig. II.6b. Longueur de la vue : 12.5 mm.



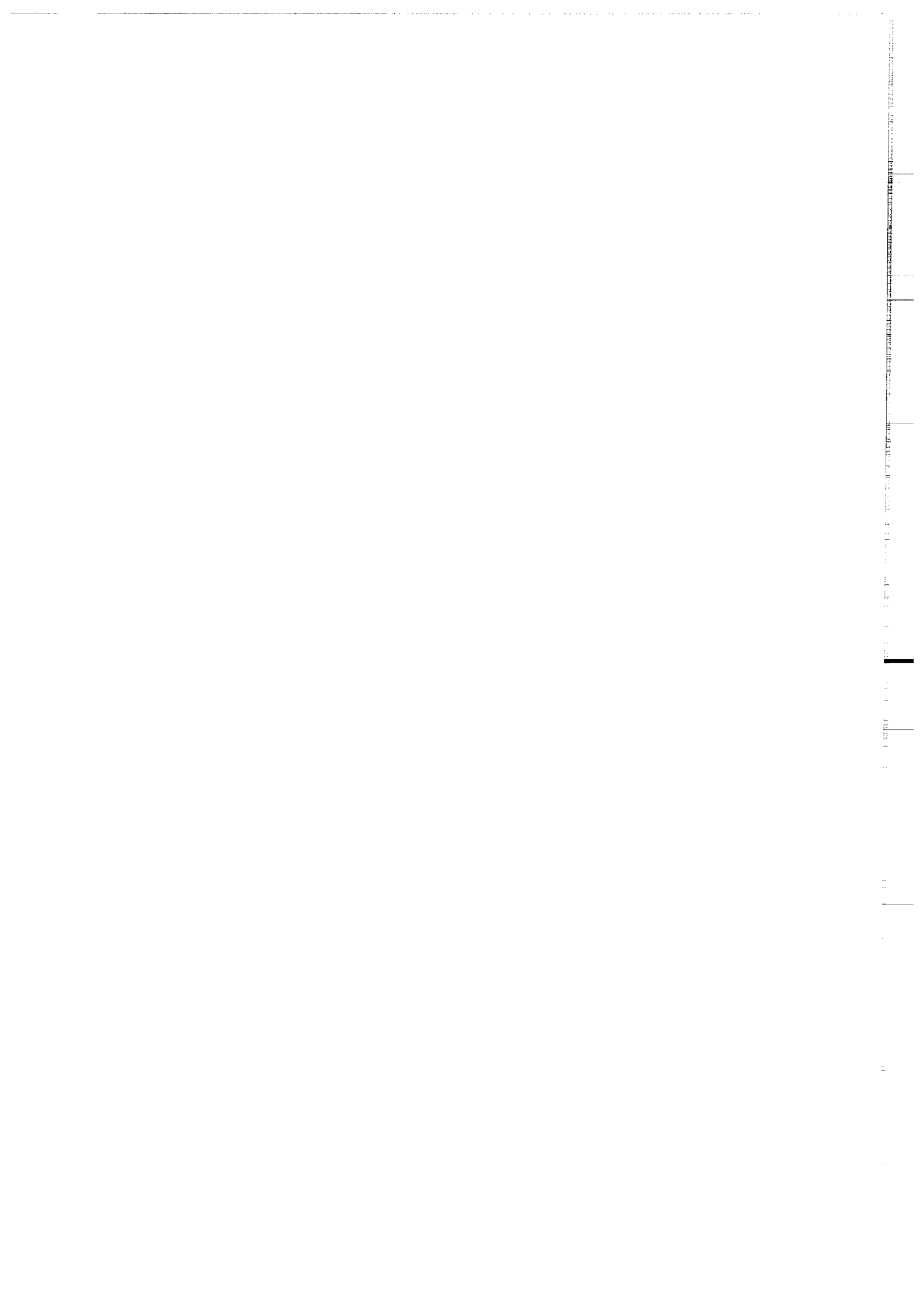


SW



e

f



d'albite d'une même lame apparaît quasi-non déformé et semble avoir englobé de façon statique une fabrique antérieure à minéraux du faciès schiste vert et reliques d'amphibole bleue. Dans ce cas, cependant, aucun sens de cisaillement n'est clairement indiqué par l'allure de la fabrique antérieure. L'échantillonnage effectué sur les sites où les prasinites dominent la lithologie indique que le sens de cisaillement en lame mince est d'autant plus clairement opposé à celui observé sur l'affleurement que l'échantillon est prélevé dans la masse compacte des prasinites, entre les bandes de cisaillement d'échelle décimétrique à décamétrique recoupant ces roches. Sur Tinos, deux sites ont été plus particulièrement étudiés, choisis en raison de la clarté des critères de sens de cisaillement macroscopiques au sein des prasinites, indiquant un cisaillement vers le nord-est. Sur l'un d'eux (site 14, localisé en Fig. II.6b), le sens de cisaillement en lame mince (Fig. II.7a et b) demeure vers le sud-ouest à proximité d'une grande bande de cisaillement pénétrative décamétrique suggérant, comme d'autres critères macroscopiques, un sens de cisaillement opposé (Fig. II.7h). Parmi sept échantillons, six indiquent un cisaillement vers le sud-ouest, et un seul vers le nord-est. Sur l'autre site, constitué de prasinites riches en calcite (site 78, localisé en Fig. II.6b), le sens de cisaillement en lame mince est vers le nord-est (Fig. II.7d) pour des échantillons provenant de niveaux recoupés par des bandes de cisaillement décimétriques de même polarité (Fig. II.7i). Un de ces échantillons est caractérisé par l'abondance de la muscovite (+ amphibole verte et chlorite) au niveau de bandes centimétriques à sens de cisaillement vers le nord-est, tandis que les micro-domaines entre ces bandes, à albite et calcite abondantes et muscovite rare, montrent un sens de cisaillement antithétique, indiqué par des micro-bandes de cisaillement localisées entre les blastes d'albite.

Des sens de cisaillement antithétiques entre affleurement et lame mince sont parfois également observés lorsque des micaschistes quartzeux ou des schistes albitiques dominent la lithologie. Le plus souvent, néanmoins, ces roches montrent en lame mince le même sens de cisaillement, vers le nord-est (structures de type C-S, micas en "poissons"; Fig. II.7e), que les structures à l'échelle de l'affleurement. Comme dans le cas des prasinites, les lames minces indiquent un sens de cisaillement antithétique de celui à l'échelle de l'affleurement lorsque l'échantillon est prélevé dans la masse des schistes, entre les bandes de cisaillement macroscopiques (par exemple, sur le site de la Fig. II.6e). Toutefois, à proximité de ces bandes, le sens de cisaillement en lame est bien vers le nord-est, c'est-à-dire synthétique. Il est également possible de distinguer au sein de certaines lames minces des domaines riches en agrégats d'albite et quartz, avec un sens de cisaillement vers le sud-ouest, séparés par des bandes de cisaillement longues de plusieurs centimètres, riches en micas, avec un sens de cisaillement vers le nord-est (Fig. II.7f, même site que la Fig. II.7j). Une lame coupée dans un échantillon de lithologie variée (site 2, localisé en Fig. II.6b) montre un cisaillement léger vers le sud-ouest au sein de la partie "prasinitique" de la roche (à blastes d'albite, épidote, amphibole verte,

Fig. II.7: Apports de l'étude de la déformation en lame mince (suite).

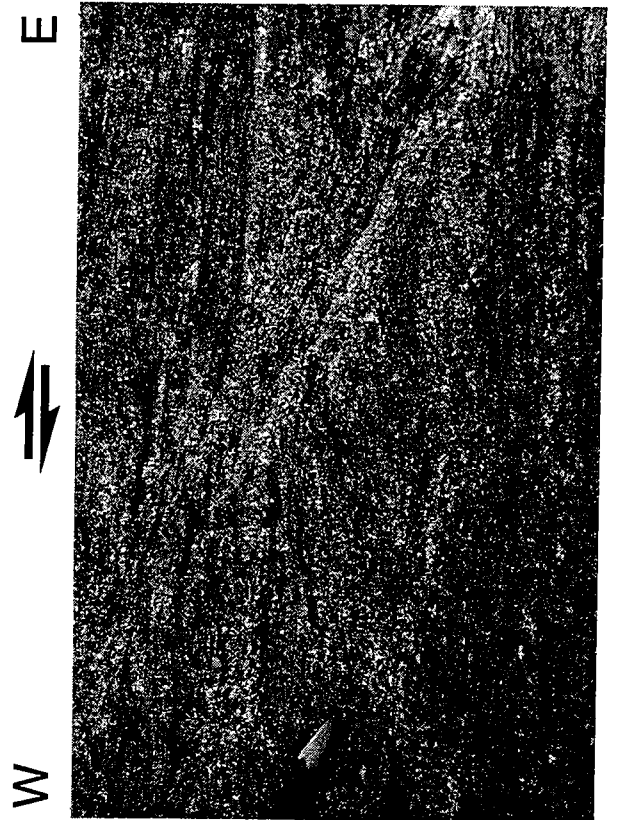
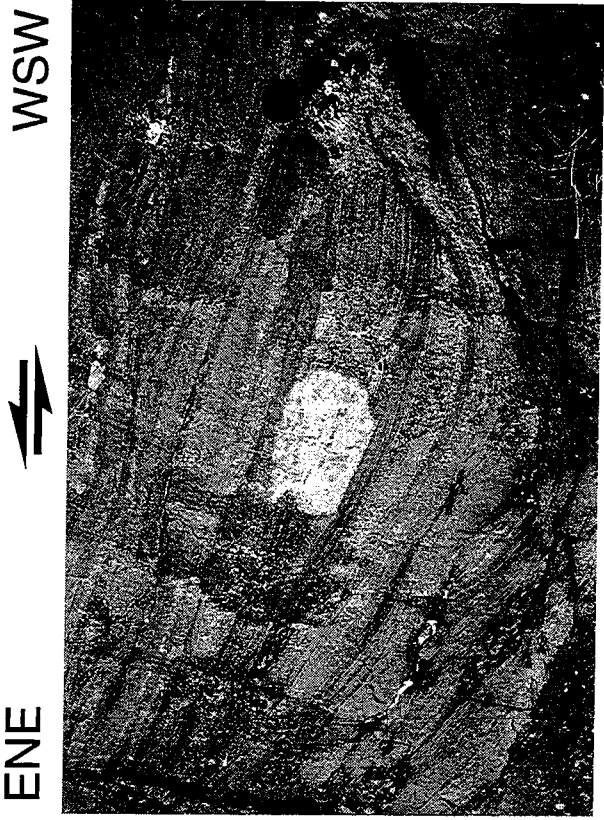
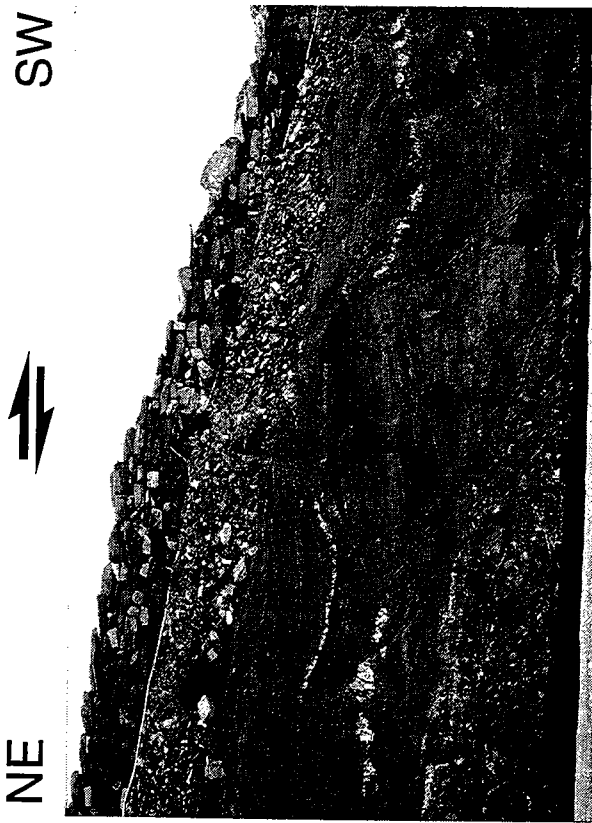
Tinos : la déformation des prasinites et des schistes à l'échelle de l'affleurement.

(g) Prasinites du sud de Tinos (localisation en Fig. II.6b). On distingue deux zones de cisaillement synthétiques, soulignées tardivement par des bandes de cisaillement localisées, et délimitant un "macrolithon" relativement rigide ayant subi une légère rotation "arrière" (anti-horaire dans le plan de la vue). Comparer avec la Fig. II.7k. Longueur de la vue : ≈ 6 m.

(h) Prasinites de l'est de Tinos (localisation en Fig. II.6b). Grande bande de cisaillement pénétrative (quart inférieur droit et le long du bas de la vue), assez inclinée par rapport à la foliation, et bandes de cisaillement de moindre importance peu inclinées (le long du haut de la vue, et en bas à gauche, avec un niveau de quartz segmenté). La vue est prise obliquement par rapport à l'affleurement, ce qui explique pourquoi les foliations donnent l'impression de converger vers la gauche. Hauteur de la vue à droite : 70 cm.

(i) Bande de cisaillement décimétrique pénétrative dans des prasinites à calcite de l'ouest de Tinos (localisation en Fig. II.6b). Longueur de la vue : 20 cm.

(j) Zone de cisaillement diffuse dans des micaschistes du centre-sud de Tinos (localisation en Fig. II.6b), montrant une localisation tardive de la déformation sous la forme d'une bande de cisaillement étroite, ainsi que quelques fentes de tension à l'endroit où la bande secondaire rejoint un niveau de schistes plus compétent. Longueur de la vue : ≈ 5 m.



chlorite, et muscovite rare), et un sens de cisaillement vers le nord-est au niveau d'une zone à quartz et muscovite abondante, subparallèle à la foliation.

Une interprétation possible de ces faits est d'envisager la superposition de plusieurs déformations successives à sens de cisaillement opposés (voir plus loin). Cependant, l'ensemble des observations présentées ci-dessus nous semble pencher en faveur d'un modèle de "partitionnement" de la déformation globale en domaines à cisaillements opposés (e.g., Freund, 1974; Gapais et al., 1991), ou, plus exactement, d'un partitionnement entre zones de cisaillement majeures et "lithons" (micro ou macro) intermédiaires (e.g., Platt & Vissers, 1980, leur figure 8b). L'allure de ce partitionnement pose néanmoins le problème de déterminer s'il existe à l'échelle de l'affleurement une composante de la déformation globale en cisaillement, et si oui, de déterminer le sens de ce cisaillement. On pourrait penser que le sens de cisaillement général est indiqué par la déformation pénétrative observée en lame mince, c'est-à-dire le plus souvent un cisaillement vers le sud-ouest, plutôt que par les structures macroscopiques antithétiques (Behrmann, 1987). Cette hypothèse paraît néanmoins peu probable, du fait que le sens de cisaillement macroscopique au niveau des sites "anomaliques", vers le nord-est, est en accord avec l'allure générale des sens de cisaillement à l'échelle de l'île (Fig. II.6b), sachant que les observations reportées sur la carte générale sont pour la plupart effectuées sur des sites où les schistes dominent la lithologie, montrant, sauf exception rare, un même sens de cisaillement à l'affleurement et au microscope. L'hypothèse d'un sens de cisaillement global indiqué par les bandes de cisaillement de plus grande taille est en accord avec les résultats d'expériences en cisaillement simple sur plasticine (Harris & Cobbold, 1984; Fig. I.4a); le développement de nombreux plans de cisaillement antithétiques du cisaillement global est également observé dans certaines expériences analogiques sur sable (Gapais et al., 1991). Les observations de terrain sur Tinos suggèrent que le processus de partitionnement de la déformation est facilité par la présence de contrastes lithologiques (occurrences de prasinites au sein des schistes) et/ou d'hétérogénéités à l'échelle à laquelle se développent les cisaillements présumés antithétiques du cisaillement général (porphyroblastes d'albite et d'épidote, à l'échelle de la lame mince). On constate également que sur Tinos (Fig. II.6b), les sites "anomaliques" sont tous situés relativement proches de la zone pour laquelle une déformation globalement coaxiale est suggérée par les structures macroscopiques seules (cette propriété étant vérifiée pour les quelques sites signalés sur Syros et en Eubée; Fig. II.8c, i, II.12d et k). Nous proposons d'intégrer ces deux dernières observations dans un modèle simple où la déformation globale comprend une importante composante en cisaillement pur, avec un étirement parallèle à la direction de cisaillement générale (Fig. II.7k). Dans ce cas, les bandes de cisaillement synthétiques du cisaillement général ne sont pas parallèles à l'orientation de ce cisaillement (dans l'hypothèse où les bandes sont initiées avec une orientation "idéale", à 45° de la direction de raccourcissement) et

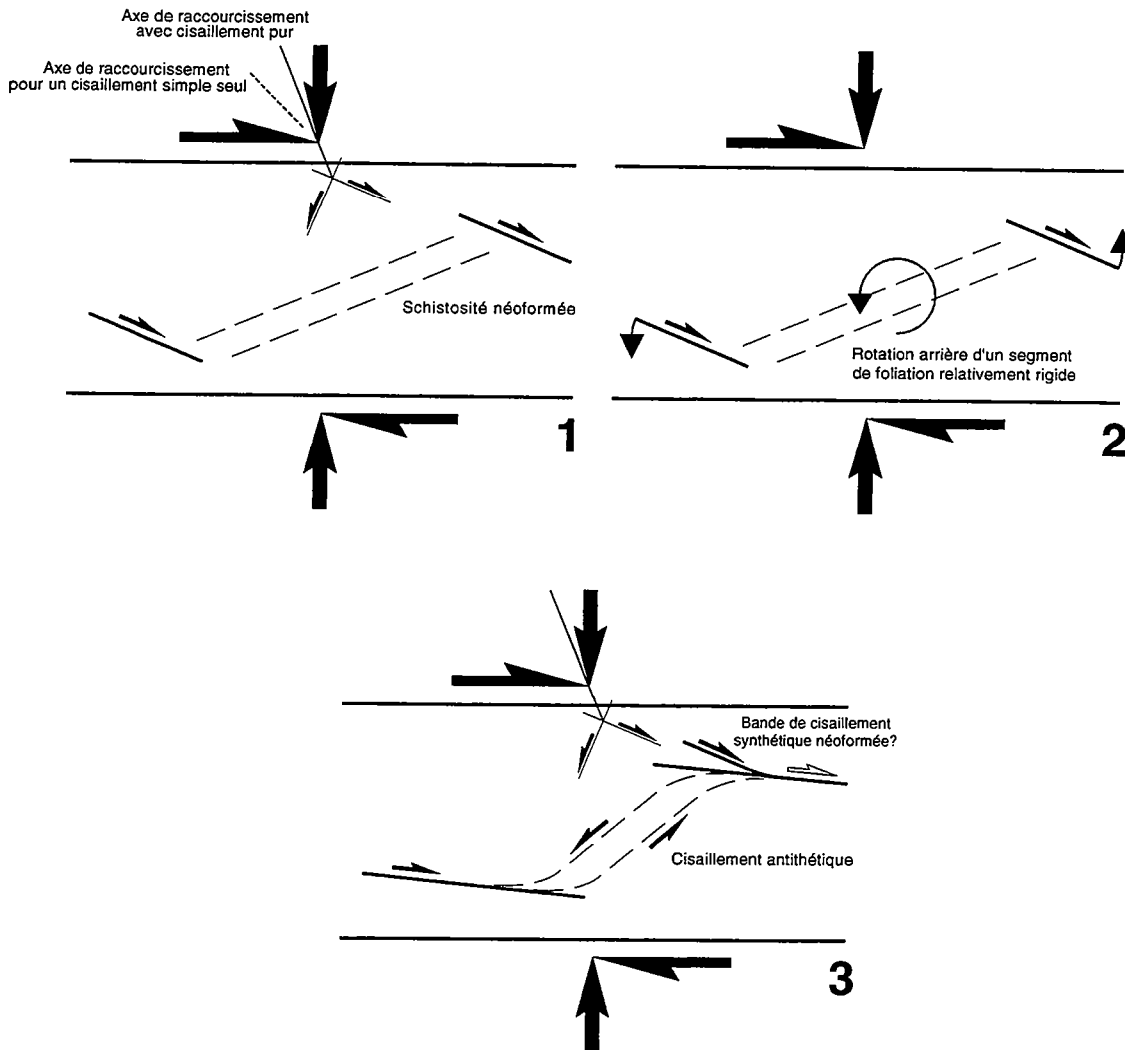


Fig. II.7: Apports de l'étude de la déformation en lame mince (suite).

(k) Modèle cinématique proposé pour rendre compte de l'opposition des sens de cisaillement relevée entre affleurement et lame mince sur les sites à masses de prasinites (e.g., Fig. II.7a et h). Le modèle fait appel à une importante composante de la déformation globale en cisaillement pur, ce qui semble justifié par le fait que cette opposition des sens de cisaillement est toujours relevée à proximité de la zone de part et d'autre de laquelle on observe une inversion générale du sens de cisaillement à l'échelle de l'île (Fig. II.6b). Voir le texte pour plus d'explications.

subissent en cours de déformation une rotation "arrière", qui peut être transmise également aux domaines inter-bandes. Cette rotation arrière des "macrolithons" est d'autant plus plausible s'ils sont constitués d'un matériau relativement rigide par rapport à une matrice encaissante (e.g., Hanmer & Passchier, 1991), ce qui paraît raisonnable pour le cas de métabasites au sein de schistes (voir par exemple la Fig. II.7g). Le résultat de cette rotation est que la foliation interne des macrolithons finit par être orientée favorablement pour être activée en plans de cisaillement antithétiques du cisaillement général. On vérifie dans ce cas que le sens de cisaillement général est bien donné par les bandes de cisaillement majeures. Cette interprétation rejoint celle proposée par Malavieille (1987b, p. 139, 246-249) pour rendre compte des caractéristiques du boudinage dans le "metamorphic core complex" du Snake Range (province du Basin and Range).

Toutefois, il faut noter qu'il n'est pas possible d'écarter définitivement l'hypothèse d'une superposition de deux déformations successives pour rendre compte des cisaillements opposés entre lame mince et affleurement. Dans ce cas, on peut interpréter les différences minéralogiques observées en lame mince entre bandes de cisaillement à muscovite abondante et microlithons où ce minéral est rare comme la conséquence d'une transformation secondaire d'une même roche lors d'un cisaillement tardif localisé. Néanmoins, les relations texturales ne suggèrent pas un tel processus; de plus, les assemblages dans les deux cas ne diffèrent que par la proportion en certaines espèces minérales, indicatrices du même faciès schiste vert.

Ce scénario d'un changement cinématique est concevable localement, à proximité de la zone de part et d'autre de laquelle le sens de cisaillement s'inverse à l'échelle d'une île, dans le contexte du modèle présenté dans la partie II.B pour le développement des dômes métamorphiques. Il est également logique que le cisaillement vers le sud-ouest, pénétratif et a priori précoce (si diachronisme il y a) soit mieux conservé au sein des prasinites que dans les schistes plus déformables. Par contre, il est peu probable que cette inversion du sens de cisaillement puisse avoir une signification régionale, comme par exemple refléter le passage d'une tectonique en chevauchement vers le sud-ouest à une tectonique en détachement extensif vers le nord-est. En effet, cette inversion, si elle existe, a lieu au cours du développement du métamorphisme schiste vert, alors que, comme décrit ci-dessous, le cisaillement vers le nord-est semble déjà prédominant au cours de la croissance des dernières amphiboles bleues, en association avec les minéraux schistes verts les plus précoces.

(b) Les roches à paragenèses HP/LT bien conservées

Les assemblages HP/LT de l'Unité inférieure s'observent le plus souvent dans les roches métabasiques, affleurant soit sous forme de blocs massifs et lentilles au sein des schistes en faciès schiste vert, comme en Eubée, soit en niveaux relativement continus dans une série métasédimentaire régulière, comme dans l'ouest de Tinos. Parmi les îles étudiées, Syros et Tinos sont celles où les paragenèses du faciès éclogite sont localement les mieux conservées (e.g., Bonneau et al., 1980; Dixon & Ridley, 1987; Bröcker, 1990; Okrusch & Bröcker, 1990). En Eubée, les assemblages antérieurs au métamorphisme schiste vert les plus fréquemment rencontrés correspondent au faciès intermédiaire schiste bleu-schiste vert, à amphibole bleue, actinote et albite co-stables, qui, d'après Bavay & Romain-Bavay (1980), fait suite au métamorphisme schiste bleu, à glaucophane + pyroxène sodique (Jd 50) ± lawsonite, pour lequel les conditions (P,T) sont estimées à 7-9 kbar, <420°C (voir aussi Guernet, 1971; Bonneau & Kienast, 1982).

Sur les trois ensembles de blocs de metabasites échantillonnés en Eubée méridionale (Fig. II.12d et k), deux montrent en lame mince un sens de cisaillement vers l'est, le troisième montre un sens variable d'une lame à l'autre, avec une prédominance pour un cisaillement vers l'ouest -l'aspect massif de ces blocs ne se prêtant malheureusement pas à une étude macroscopique de la déformation. Le sens de cisaillement au microscope est indiqué par des structures de type C-S, les bandes de cisaillement étant soulignées par l'amphibole verte, la chlorite, la biotite, mais aussi l'amphibole bleue, qui apparaît co-stable avec les autres espèces minérales (Fig. II.7l, m et n).

Les éclogites de Tinos ont été étudiées au niveau des deux occurrences les plus remarquables, décrites par Avigad et al. (1988) et Bröcker (1990), sur la route d'Isternia à Ormos Isternia, dans l'ouest de l'île (Fig. II.7p), et à l'ouest de Kionia, dans le sud-est (Fig. II.7q). La première occurrence s'étend de façon plus ou moins continue sur environ 1 km, sous un ensemble massif de marbres, dans la partie de l'île où la déformation syn-schiste vert est caractérisée par un cisaillement vers le nord-est (Fig. II.6a et b). La base des marbres, que la route recoupe en deux endroits, montre une alternance de niveaux de lithologie variée (metabasites, schistes sombres, schistes clairs, quartzites), orientés parallèlement à la foliation, avec une inclinaison d'environ 30° vers le sud-ouest. Ces niveaux sont caractérisés par la bonne conservation des assemblages HP/LT, une teinte bleutée généralisée révélant l'abondance de l'amphibole sodique.

Comme remarqué par Avigad et al. (1988) et Bröcker (1990), la rétrogression en faciès schiste vert est plus ou moins développée suivant la lithologie, et localisée, au sein d'une même roche, dans de fines zones parallèles à la foliation, et le long de bandes de cisaillement obliques, centimétriques à décimétriques (Fig. II.7r et s). A l'échelle de l'affleurement, certaines de ces bandes semblent ne pas contenir d'espèce minérale du

Fig. II.7: Apports de l'étude de la déformation en lame mince (suite).

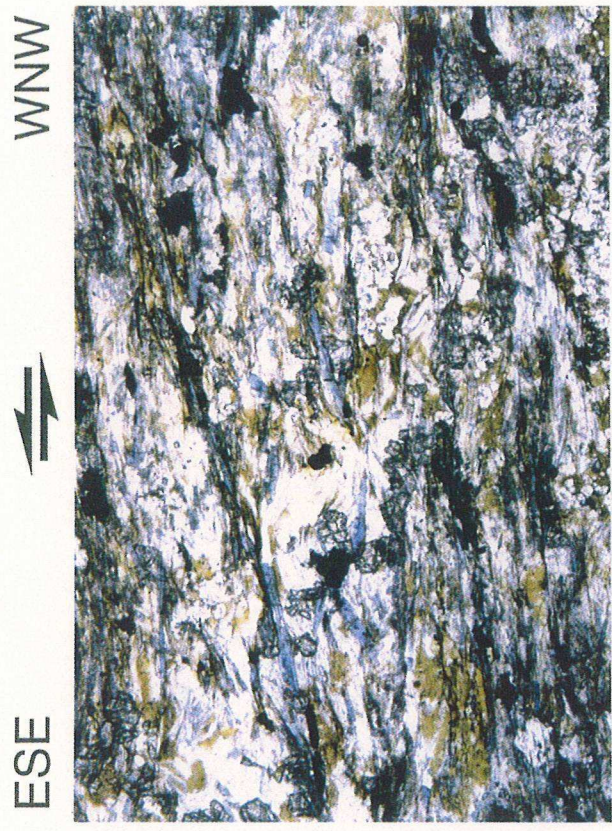
Roches du faciès schiste bleu-schiste vert du sud de l'Eubée (l, m, n) et du faciès écolgite de Syros (o) : lames minces vues en lumière "naturelle".

(l) Structures de type C-S dans un metabasalte du sud de l'Eubée (localisation en Fig. II.12d). On distingue deux microbandes de cisaillement subparallèles, le long du haut et du bas de la vue, et un domaine intermédiaire à foliation sigmoïdale. Les microbandes de cisaillement sont définies par les mêmes espèces minérales que le domaine inter-bandes, à savoir, l'amphibole bleue (sodique), l'amphibole verte (calcique) et la chlorite, co-stables au moins en partie. Longueur de la vue : 3.3 mm.

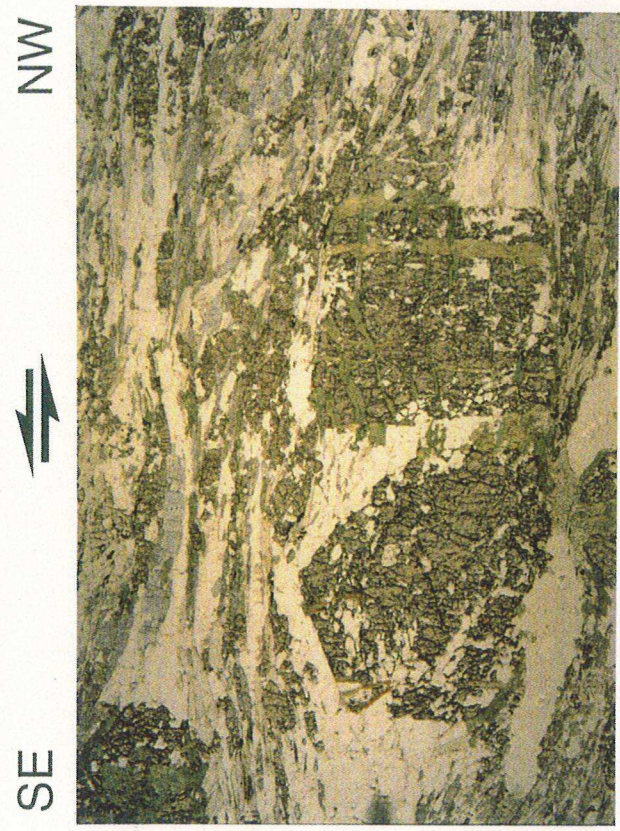
(m) Idem, détail. Longueur de la vue : 1.7 mm.

(n) Microbandes de cisaillement dans une metabasite du centre-sud de l'Eubée (localisation en Fig. II.12k), définies par l'amphibole bleue et la biotite, co-stables au moins en partie. Longueur de la vue : 3.3 mm.

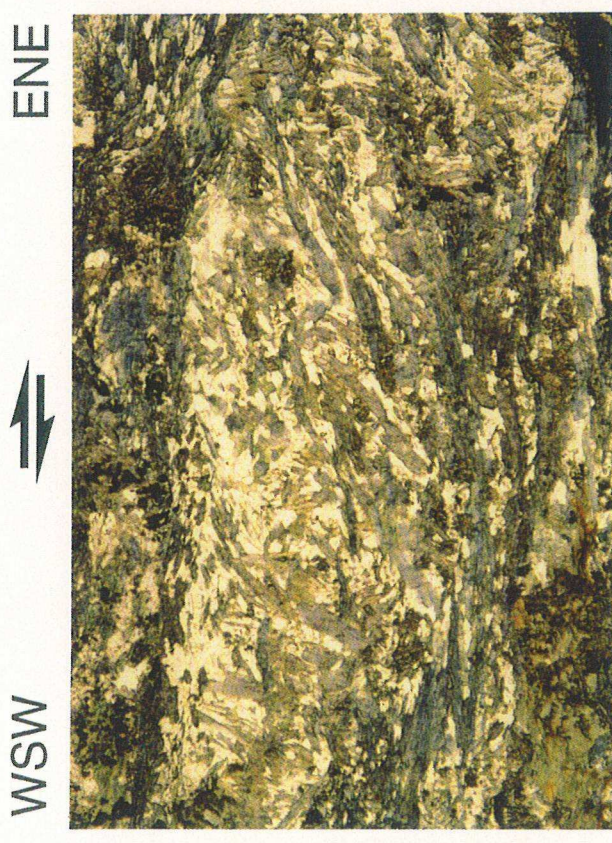
(o) Ecolgite relique de Syros (localisation en Fig. II.8c). Les grenats sont bordés par des croissances en zones abritées asymétriques, à quartz, mica blanc et amphibole bleue, indiquant le même sens de cisaillement que les micro-bandes de cisaillement situées le long du haut et du bas de la vue, définies par le mica blanc et l'amphibole bleue. Ces amphiboles bleues apparaissent partiellement déstabilisées en amphibole verte puis/et chlorite au cours du cisaillement. Longueur de la vue : 6.75 mm.



n



o

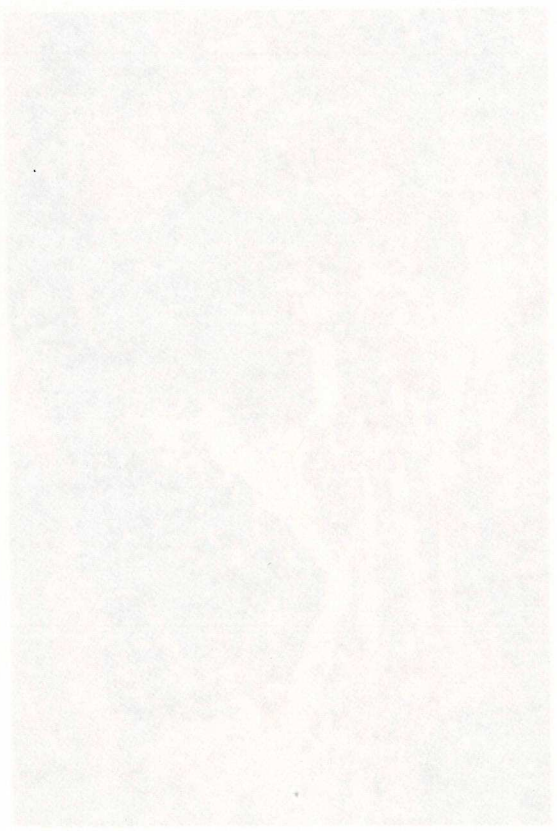


l



m

0

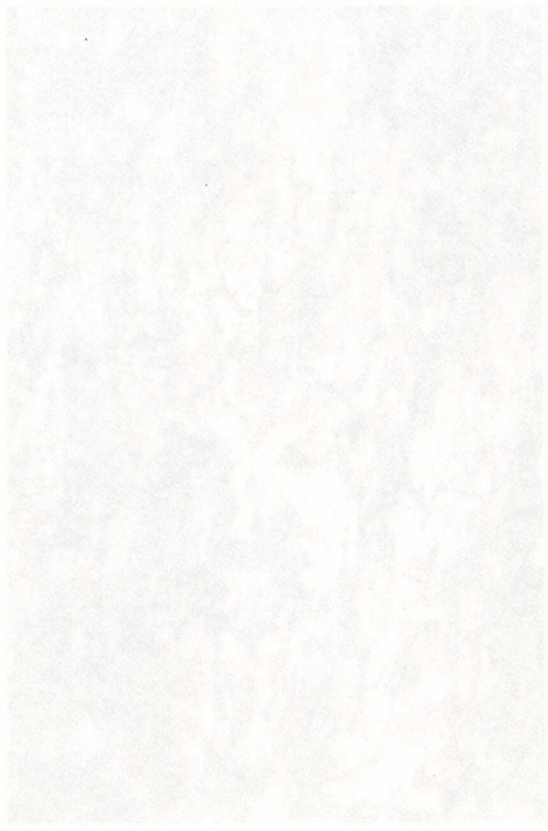


MM



SE

1

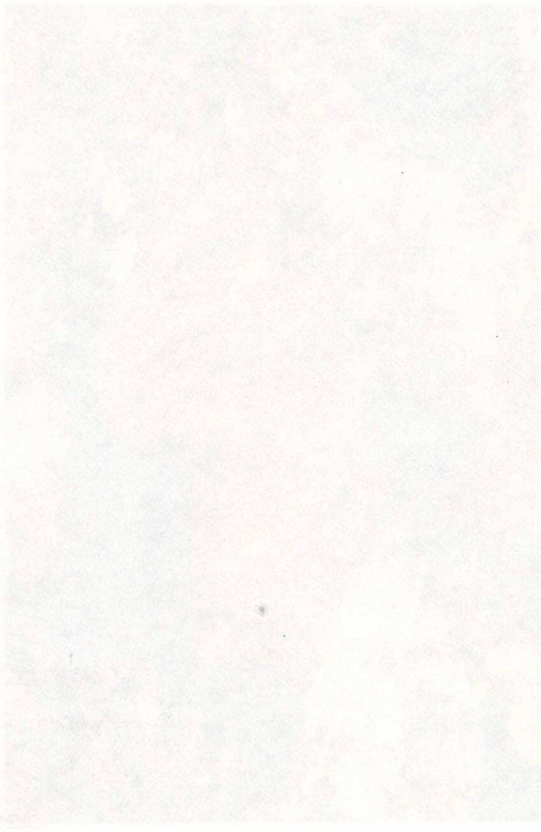


MM



ESE

1U

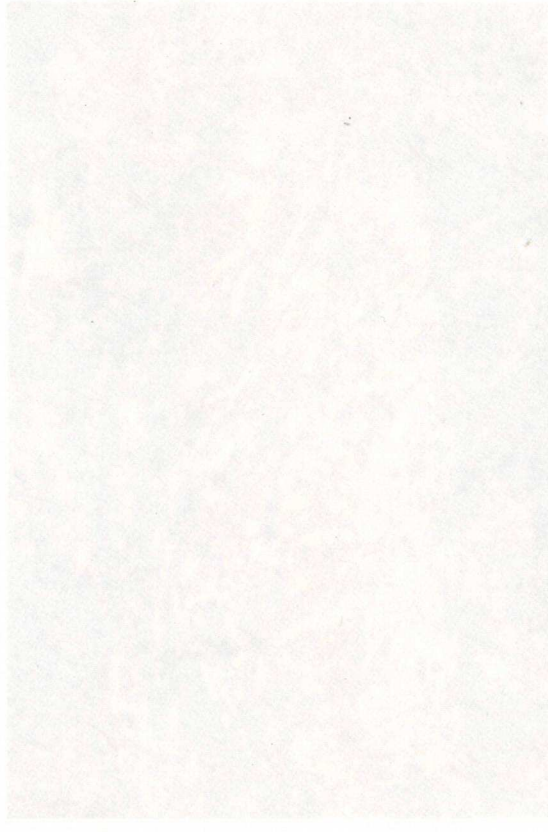


MSM



ENE

1



MSW



ENE

faciès schiste vert (Fig. II.7t), mais l'observation en lame mince (Fig. II.7u) révèle que ce n'est que localement le long des bandes les plus fines que ceci est vérifié. De plus, la croissance des minéraux schiste vert est clairement synchrone du fonctionnement de ces bandes cisailantes, comme indiqué par l'orientation préférentielle de l'actinote et des micas (muscovite, chlorite, biotite) au sein des bandes centimétriques, et la croissance en zones abritées asymétriques des mêmes minéraux de part et d'autre des blastes de grenat, épidote et glaucophane, indiquant le même sens de cisaillement (Fig. II.7u, v et x). Ces observations indiquent qu'une partie de la déformation observée dans les roches à assemblages HP/LT bien conservés est contemporaine de la rétrogenèse schiste vert, en particulier le développement des bandes de cisaillement. Ceci contredit l'opinion d'Avigad et al. (1988) selon laquelle les bandes de cisaillement n'ont fonctionné que durant le métamorphisme HP, et n'ont fait que permettre une circulation localisée de fluides durant la rétrogenèse, conduisant à une croissance statique des minéraux schiste vert. Le même développement dynamique de la rétrogenèse schiste vert le long de bandes de cisaillement centimétriques à décimétriques et en zones abritées asymétriques est observé dans les éclogites à l'ouest de Kionia (Fig. II.7y).

Cependant, les observations en lame mince indiquent également que les mêmes bandes de cisaillement fonctionnaient déjà durant la croissance d'amphiboles sodiques tardives. Dans les metabasites en particulier, la croissance d'amphibole bleue en zones abritées asymétriques et au sein des bandes de cisaillement de même sens s'effectue parfois en association avec les minéraux typiques du schiste vert (amphibole verte, chlorite, biotite), constituant un assemblage stable du faciès intermédiaire schiste bleu-schiste vert, ou, plus souvent, est suivie d'une transformation partielle de l'amphibole bleue en amphibole verte et/ou chlorite et biotite, au cours de la déformation cisailante (Fig. II.7v, x et y). Il est également possible, au moins localement, de distinguer du point de vue microstructural deux générations d'amphibole bleue, dont la première est associée à la croissance du grenat et de l'épidote, et la seconde à l'amphibole verte (Fig. II.7w). Ceci indique qu'il n'existe pas forcément un lien simple de continuité entre la déformation contemporaine du faciès éclogite et celle contemporaine d'amphiboles bleues plus tardives.

Le sens de cisaillement indiqué par les bandes et les cristallisations en zone abritée est toujours cohérent entre affleurement et lames minces, indépendamment du degré de rétrogenèse des assemblages HP/LT. Une seule famille de bandes de cisaillement régulièrement espacées et parallèles est le plus souvent observée (Fig. II.7r, s et t), suggérant une forte composante cisailante de la déformation, du moins jusqu'à une échelle d'environ 200 m. L'exemple de la route d'Isternia à Ormos Isternia montre qu'au-delà, le sens de cisaillement est en fait variable, des zones à cisaillements opposés alternant le long des 600 m supérieurs de la coupe (Fig. II.7p). Le style de la déformation dans ces zones ne diffère ni à l'affleurement, ni en lame mince; de plus, cette déformation

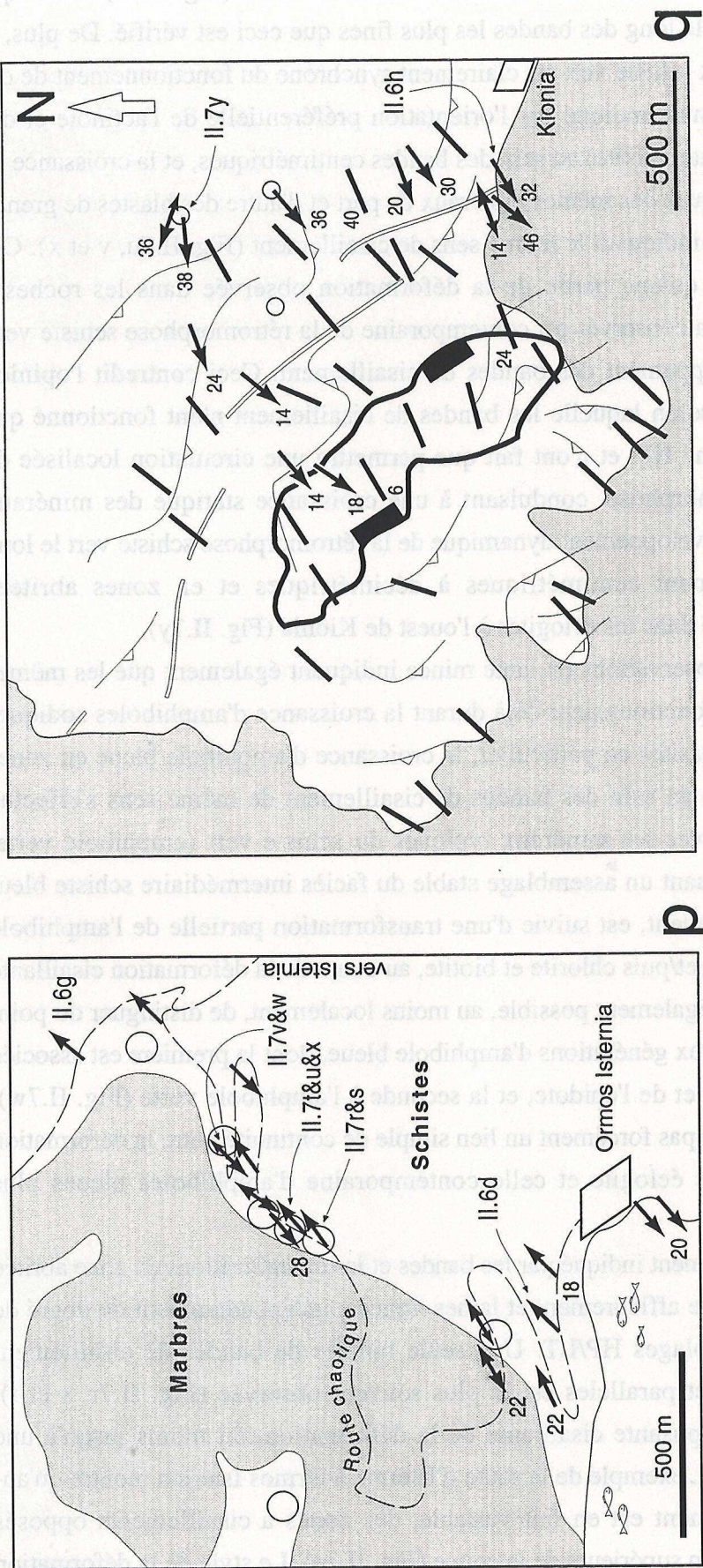


Fig. II.7: Apports de l'étude de la déformation en lame mince (suite).
 (p) Timos : carte structurale des environs d'Ormos Isteria (localisation en Fig. II.6a). Les contours géologiques sont simplifiés d'après Bröcker (1990). Les ronds indiquent les affleurements principaux de roches dans lesquelles les assemblages HP/LT sont bien conservés. La signification des flèches est donnée en Fig. II.3.
 (q) Timos : carte structurale des environs de Kionia (localisation en Fig. II.6a). Les contours géologiques sont simplifiés d'après Avigad et al. (1988) et Bröcker (1990). Les ronds ont la même signification qu'en (p); les fines barres blanches indiquent des dykes volcaniques tardifs. La signification des flèches est donnée en Fig. II.3. Les linéations sans valeur de plongement sont d'après Avigad et al. (1988).

est associée à la même transition depuis la croissance d'amphiboles bleues tardives jusqu'à la rétro-morphose schiste vert, ce qui suggère que les cisaillements antithétiques sont contemporains. Un passage latéral entre deux de ces zones à cisaillements opposés est visible sur environ 30 m, montrant des bandes de cisaillement conjuguées jusqu'à l'échelle du mètre. Malgré cette variabilité, l'ensemble des observations le long de la route d'Isternia à Ormos Isternia penche en faveur d'un cisaillement dominant vers le nord-est au niveau des roches éclogitiques (Fig. II.7p). A l'ouest de Kionia (Fig. II.7q), c'est au contraire un sens de cisaillement exclusivement vers l'ouest ou le sud-ouest qui est observé -bien que moins documenté- dans ces mêmes roches, là aussi en association avec la croissance de l'amphibole bleue et sa transformation en minéraux schiste vert au sein de bandes de cisaillement centimétriques.

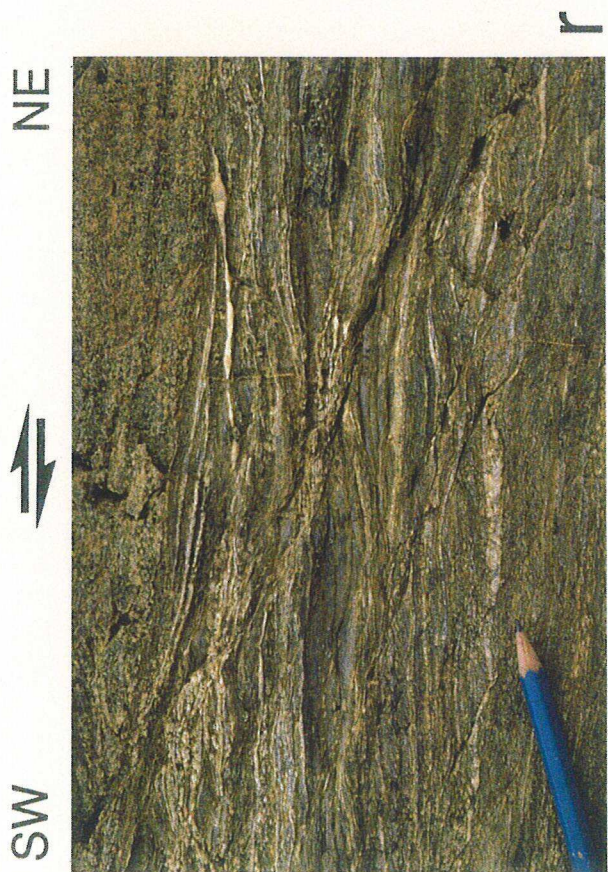
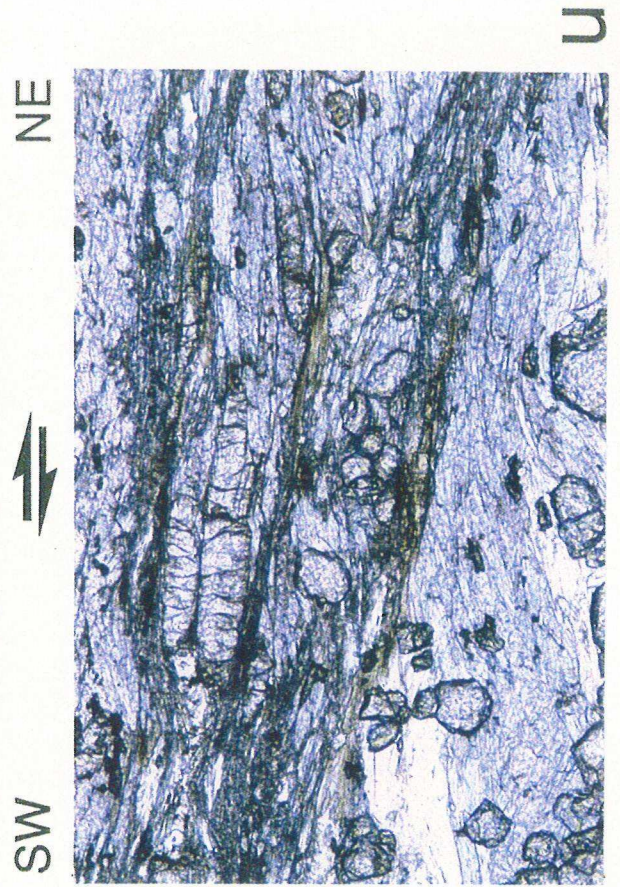
Une étude restreinte des éclogites de Syros met en évidence la même évolution continue en cisaillement durant la croissance d'amphiboles bleues puis la rétro-morphose schiste vert, et suggère que le sens de cisaillement dominant est vers l'est (Fig. II.7o et II.8c).

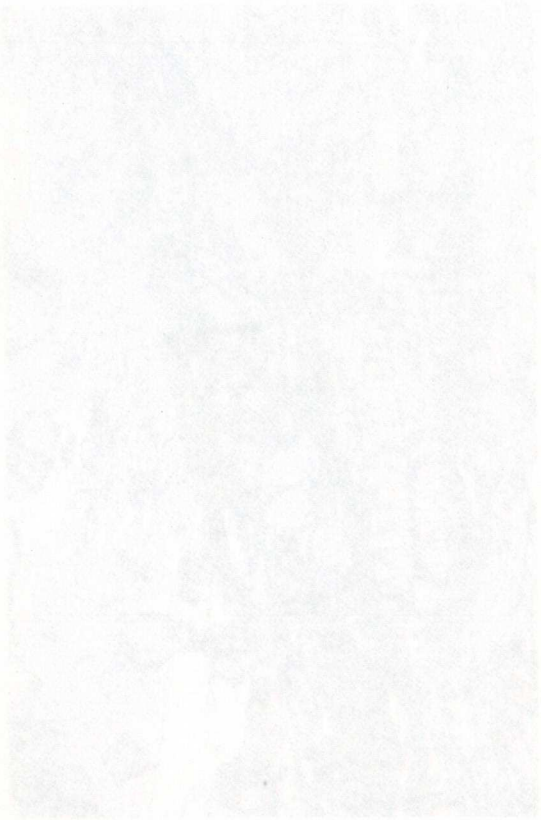
Dans l'ensemble, les roches HP de l'Unité inférieure montrent donc une évolution continue de la déformation depuis la croissance d'amphiboles bleues, dont la nature tardive est parfois mise en évidence par rapport au métamorphisme éclogitique ou schiste bleu s.s., jusqu'à la rétro-morphose en faciès schiste vert incluse, au moins de l'échelle de la lame mince jusqu'à celle de l'affleurement. A une échelle plus vaste, un sens de cisaillement vers le nord-est semble dominer. Lorsque le sens de cisaillement syn-schiste vert est vers le sud-ouest, comme à l'ouest de Kionia, sur Tinos (Fig. II.6b), ce sens est également observé au niveau des éclogites (Fig. II.7q). Ces faits suggèrent un développement continu des structures à l'échelle régionale, et permettent d'envisager que la déformation contemporaine du métamorphisme intermédiaire schiste bleu-schiste vert est liée à la même tectonique extensive que celle mise en évidence pour l'évolution métamorphique ultérieure de l'Unité inférieure (cf partie II.B). La même opposition des sens de cisaillement de part et d'autre de l'axe d'un dôme peut même être proposée sur Tinos. Les conditions en pression du métamorphisme intermédiaire schiste bleu-schiste vert dans les Cyclades sont comprises entre les bornes minimale et maximale des métamorphismes éclogite et schiste vert, respectivement, c'est-à-dire entre 7 et 12 kbar (e.g., Schliestedt et al., 1987; Okrusch & Bröcker, 1990). Sur Sifnos, les pressions associées à ce métamorphisme intermédiaire sont estimées à 8-10 kbar (Avigad et al., 1992). En Eubée, une borne supérieure est indiquée par les pressions entre 7 et 9 kbar du faciès schiste bleu (Bonneau & Kienast, 1982). Par conséquent, et conformément au modèle cinématique présenté dans la partie II.B, le développement de dômes métamorphiques en relation avec le fonctionnement de zones de détachement extensives a pu affecter les roches de l'Unité inférieure jusqu'à des profondeurs avoisinant 30-35 km.

- Fig. II.7: Apports de la déformation en lame mince (suite et fin).
 Tinos : la déformation des roches des faciès schiste bleu et écloïte le long de la route d'Ormos Isternia (de r à x), et à l'ouest de Kionia (y).
 Localisation en Fig. II.7p et q.
- (r) Bandes de cisaillement dans des schistes bleus largement rétro-morphosés. La rétro-morphose schiste vert est plus avancée le long de certaines zones parallèles à la foliation et le long des bandes de cisaillement. Longueur de la vue : 22 cm.
 - (s) Bandes de cisaillement localisées, dans des schistes bleus peu rétro-morphosés. La rétro-morphose schiste vert est concentrée le long des bandes de cisaillement. Longueur de la vue : 10 cm.
 - (t) Bandes de cisaillement localisées, dans des schistes bleus apparemment épargnés par la rétro-morphose (à l'échelle macroscopique). Longueur de la vue : 50 cm.

Lames minces vues en lumière "naturelle" :

- (u) Microbandes de cisaillement dans des schistes bleus à glaucophane, épidote et grenat, soulignées par la croissance syn-cinématique de chlorite, biotite et quartz. Longueur de la vue : 1.7 mm.
- (v) Microbande de cisaillement dans une écloïte à amphibole bleue et zoïsite (et grenat, non visible), soulignée par la transformation de la glaucophane en amphibole bleu sombre (probablement plus calcique), en fines baguettes d'amphibole verte associées au quartz (à gauche), et en chlorite. La bande de cisaillement s'est apparemment développée au cours de la croissance de la glaucophane, et jusqu'au stade de la rétro-morphose schiste vert inclus. Longueur de la vue : 1.7 mm.
- (w) Croissances minérales en "fente de tension" entre deux fragments d'un grain de zoïsite. L'amphibole bleue est partiellement déstabilisée en amphibole verte, la chlorite semble co-stable avec l'amphibole bleue et le quartz. Ces minéraux sont allongés horizontalement dans le plan de cette vue, tandis qu'au sein de la zoïsite, les inclusions de glaucophane sont plutôt orientées verticalement (par exemple, au niveau des deux flèches noires). Longueur de la vue : 1.7 mm.
- (x) Microbande de cisaillement dans un schiste bleu, soulignée par la croissance syn-cinématique de chlorite et de muscovite. L'amas épidote-amphibole bleue au centre est bordé par des croissances en zones abritées asymétriques d'amphibole bleue, muscovite et chlorite, indiquant le même sens de cisaillement que la microbande. A l'échelle de cette vue au moins, le cisaillement vers le nord-est s'est développé au cours de la croissance d'amphiboles bleues, et jusqu'au stade de la rétro-morphose schiste vert inclus (idem Fig. v). Longueur de la vue : 3.3 mm.
- (y) Croissances de chlorite et amphibole bleue (en bas à gauche) en zones abritées asymétriques autour d'un grenat du faciès écloïte. Longueur de la vue : 6.75 mm.

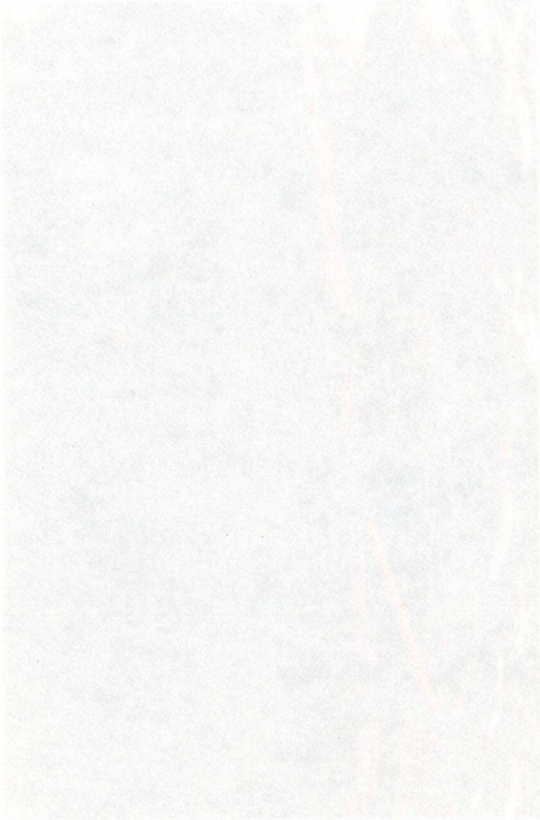




ME



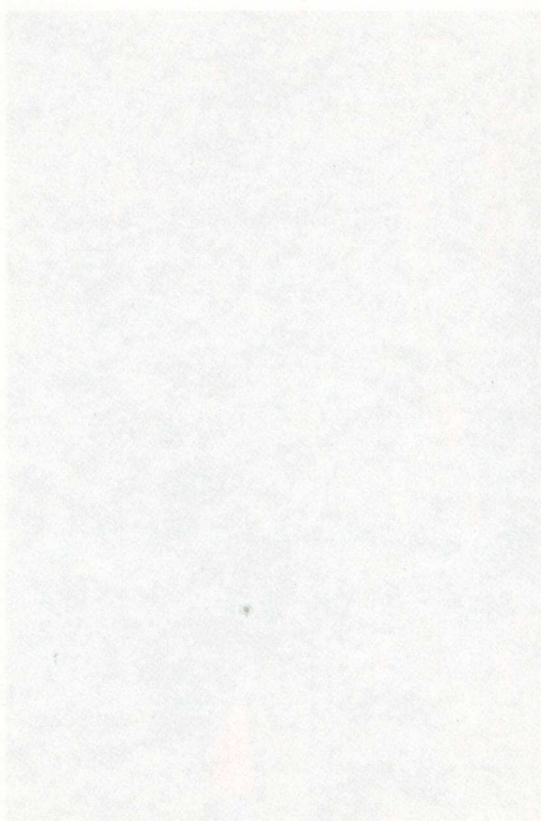
SM



ME



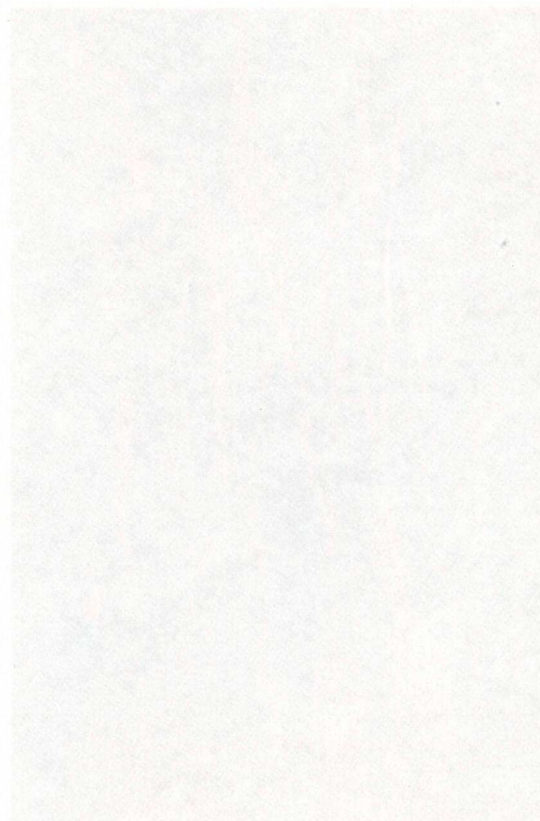
SM



ME



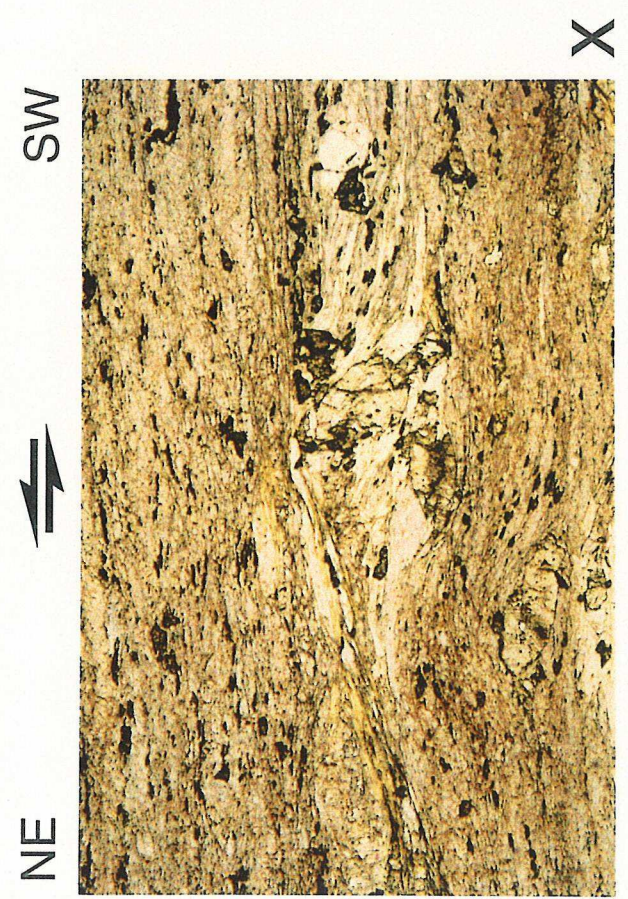
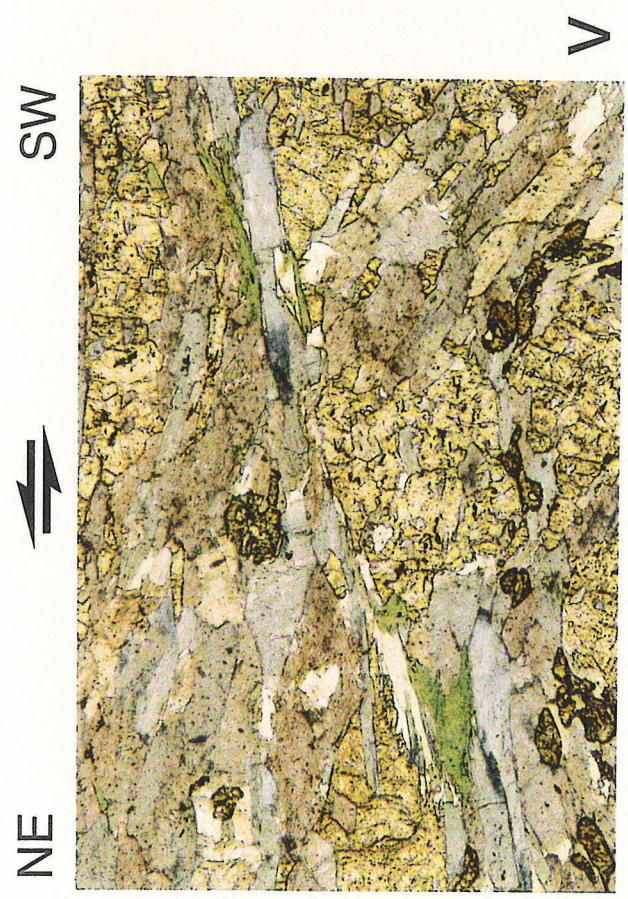
SM



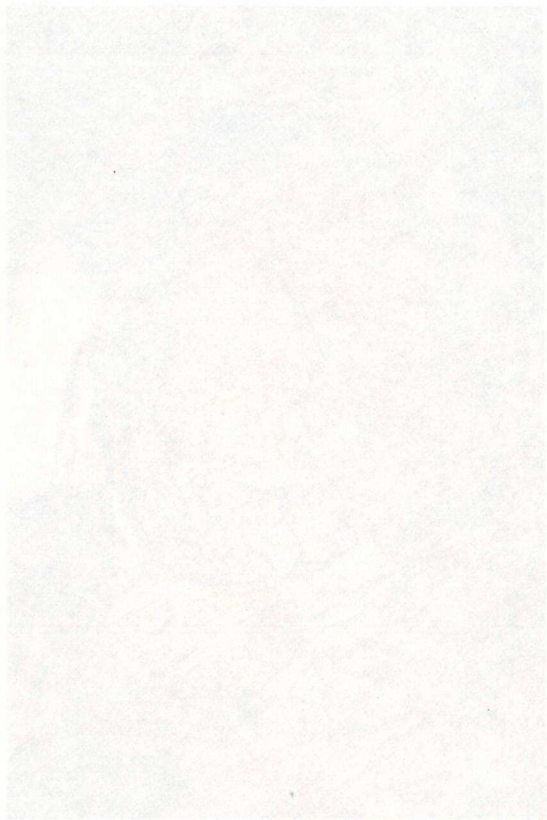
ME



SM



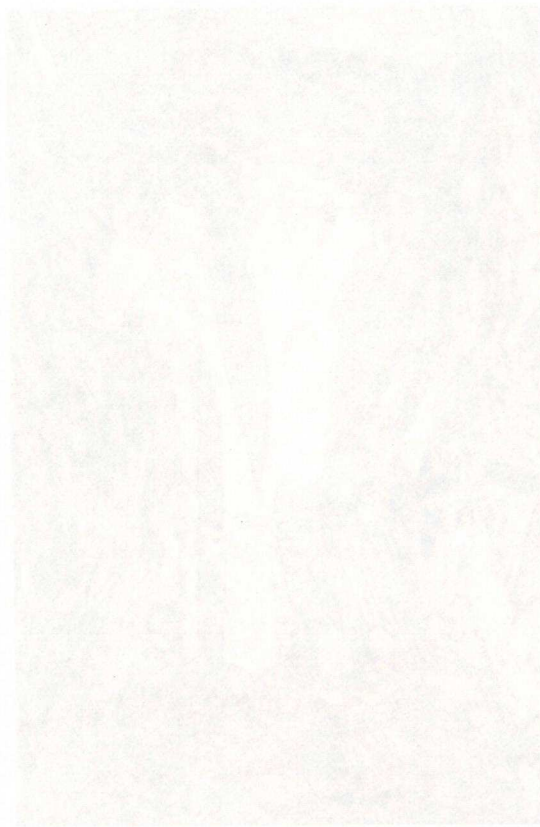
A



M



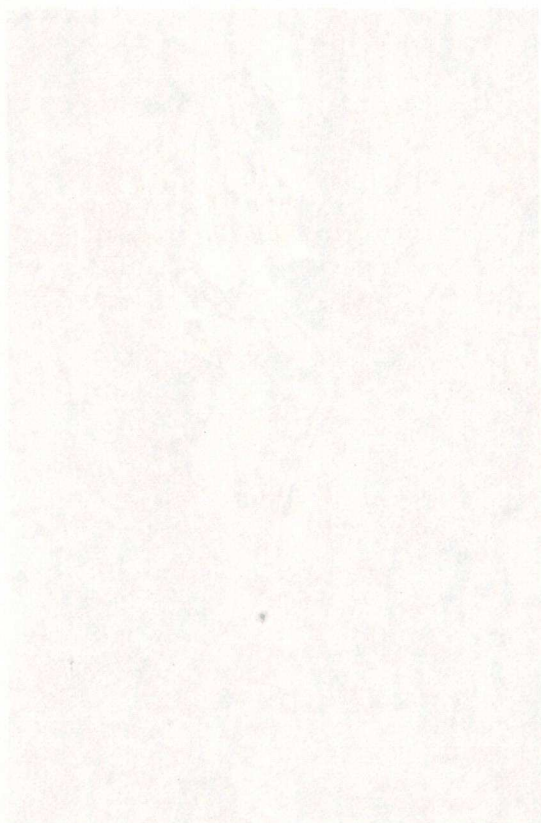
M



ME

SM

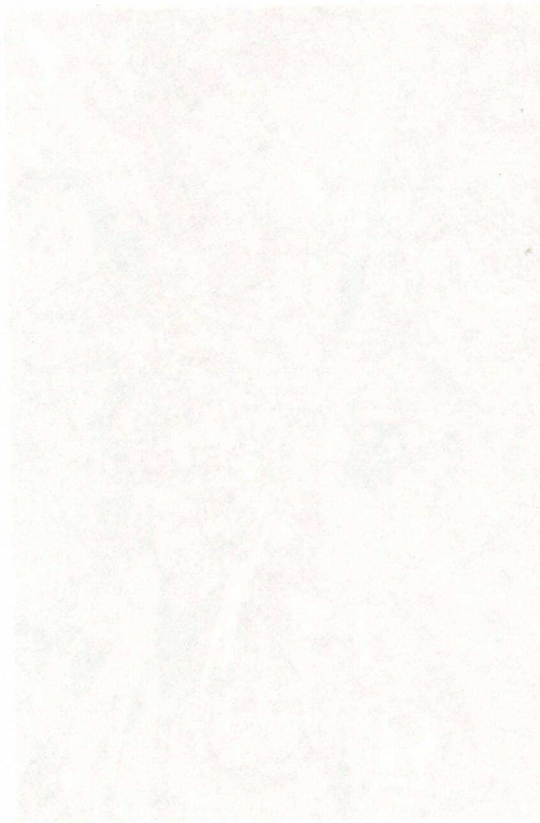
X



SM



A



SM



ME

L'étude de la déformation strictement contemporaine du développement des assemblages éclogitiques s'avère plus délicate. Il semble que le seul critère de déformation cisailante qui puisse être rigoureusement attribué à ce stade de l'évolution métamorphique soit quelques rares évidences de rotation progressive des blastes de grenat et d'épidote en cours de croissance, suggérées par la distribution des inclusions dans ces minéraux. L'étude des blastes montre que deux types d'inclusions doivent généralement être distingués. Le premier type est constitué de très fins cristaux allongés de sphène dans les grenats, auxquels s'ajoutent de fines baguettes d'amphibole bleue dans les épidotes. Ces inclusions sont assez fréquemment alignées au sein du blaste, soit de façon rectiligne, soit plus rarement en sigmoïde, avec chez quelques grenats une forme suggérant un enroulement progressif de la foliation au cours d'une rotation d'à peine plus de 90°. Parfois, au sein d'un même blaste, les inclusions décrivent une série d'alignements de forme complexe. Parfois également, ce type d'inclusions montre une distribution sans orientation privilégiée, ou bien l'acquisition progressive d'une orientation depuis le coeur vers la bordure du blaste. L'autre type d'inclusions, visible surtout dans les grenats, est constitué principalement de cristaux de grande taille de quartz et épidote. Ces inclusions sont rarement alignées, et la plupart du temps, la croissance d'un assemblage grenat-épidote-quartz semble s'être effectuée de façon statique. Conformément, le quartz en inclusion ne montre pas d'orientation préférentielle. En outre, on observe dans plusieurs cas que le premier type d'inclusion est contenu non seulement par le blaste, mais aussi par le second type d'inclusion, au sein d'un même blaste. L'ensemble de ces observations montre que l'interprétation de l'allure des inclusions au sein des blastes n'est pas univoque, et qu'au moins dans certains cas, le caractère aligné ou sigmoïde de leur distribution est davantage le reflet d'une fabrique antérieure "gelée" par la croissance statique des minéraux du faciès éclogite, plutôt que le signe d'une rotation progressive des blastes en cours de croissance. Il n'est pas possible le plus souvent de lever cette ambiguïté, en particulier dans les épidotes, de sorte qu'aucune conclusion fiable ne ressort des observations microscopiques en ce qui concerne la cinématique de la déformation synchrone du métamorphisme éclogitique. La fabrique antérieure repérée dans certains blastes peut correspondre au métamorphisme pré-éclogitique, de plus basse température et probablement de plus haute pression, identifié en particulier au coeur de certains grenats par Okrusch et Bröcker (1990).

L'étude de la déformation strictement contemporaine du développement des assemblages épidotiques s'avère plus délicate. Il semble que le seul critère de déformation cristalline qui puisse être rigoureusement attribué à ce stade de l'évolution métamorphique soit quelques rares évidences de rotation progressive des plastes grenat et épidote en cours de croissance, suggérées par la distribution des inclusions dans ces minéraux. L'étude des plastes montre que deux types d'inclusions doivent généralement être distingués. Le premier type est constitué de très fins cristaux allongés de sphène dans les grenats, auxquels s'ajoutent de fines lamelles d'amphibole bleu dans les épidotes. Ces inclusions sont assez fréquemment alignées au sein du plaste, soit de façon rectiligne, soit plus rarement en zigzags, avec chez quelques grenats une forme suggérant un enroulement progressif de la foliation au cours d'une rotation d'à peine plus de 90°. Parfois, au sein d'un même plaste, les inclusions décrivent une série d'alignements de forme complexe. Parfois également, ce type d'inclusions montre une distribution sans orientation privilégiée, ou bien l'acquisition progressive d'une orientation depuis le cœur vers la bordure du plaste. Les autres types d'inclusions, visibles surtout dans les grenats, est constitué principalement de cristaux de grande taille de quartz et épidote. Ces inclusions sont rarement alignées, et la plupart du temps, la croissance d'un assemblage grenat-épidote-quartz semble s'être effectuée de façon statique. Conformément, le quartz en inclusion ne montre pas d'orientation préférentielle. En outre, on observe dans plusieurs cas que le premier type d'inclusion est contenu non seulement par le plaste, mais aussi par le second type d'inclusion, au sein d'un même plaste. L'ensemble de ces observations montre que l'intériorisation de l'allure des inclusions au sein des plastes n'est pas univoque, et qu'au moins dans certains cas, la caractéristique alignée ou zigzags de leur distribution est davantage le reflet d'une fabrication "guidée" par la croissance statique des minéraux du facès délogé, plutôt que le signe d'une rotation progressive des plastes en cours de croissance. Il n'est pas possible de plus souvent de lever cette ambiguïté, en particulier dans les épidotes, de sorte qu'aucune conclusion fiable ne ressort des observations microscopiques en ce qui concerne la cinématique de la déformation synchrone du métamorphisme épidotique. La fabrication antérieure répétée dans certains plastes peut correspondre au métamorphisme pré-épidotique, de plus basse température et probablement de plus haute pression, identifié en particulier au cœur de certains grenats par Okrusch et Böhlen (1996).

8. Les îles de Syros et Andros

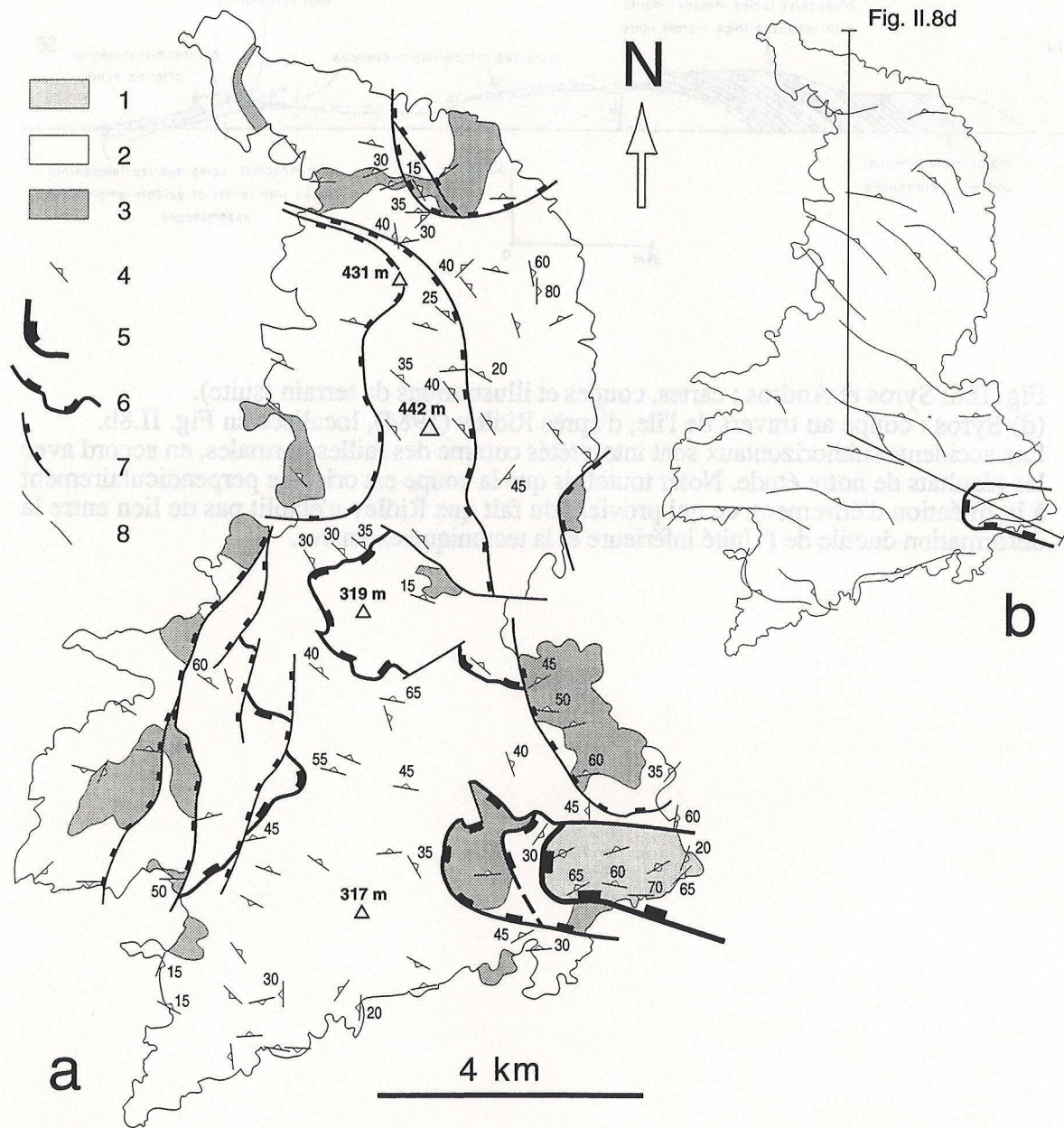


Fig. II.8: Syros et Andros : cartes, coupes et illustrations de terrain.

(a) Syros : carte géologique et structurale, simplifiée d'après Bonnaeu et al. (1980), Ridley (1982, 1984), Hecht (1985) et Maluski et al. (1987). 1: Unité supérieure (principalement des gneiss en faciès schiste vert); 2: schistes et marbres; 3: métabasites et ultrabasites; 4: mesures de plans de foliation : celles sans valeur du pendage sont d'après Hecht (1985), celles avec valeur du pendage sont issues de ce travail; 5: faille de détachement; 6: failles normales subhorizontales; 7: failles normales fortement inclinées ou listriques (6 et 7, d'après Ridley, 1984).

(b) Syros : trajectoires de foliation.

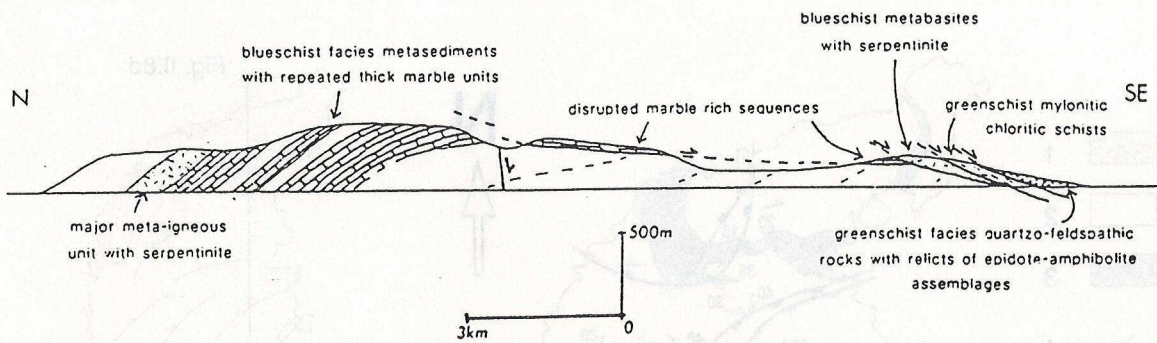


Fig. II.8: Syros et Andros : cartes, coupes et illustrations de terrain (suite).

(d) Syros : coupe au travers de l'île, d'après Ridley (1984), localisée en Fig. II.8b.

Les accidents subhorizontaux sont interprétés comme des failles normales, en accord avec les résultats de notre étude. Noter toutefois que la coupe est orientée perpendiculairement à la linéation d'étirement, ce qui provient du fait que Ridley n'établit pas de lien entre la déformation ductile de l'Unité inférieure et la tectonique extensive.

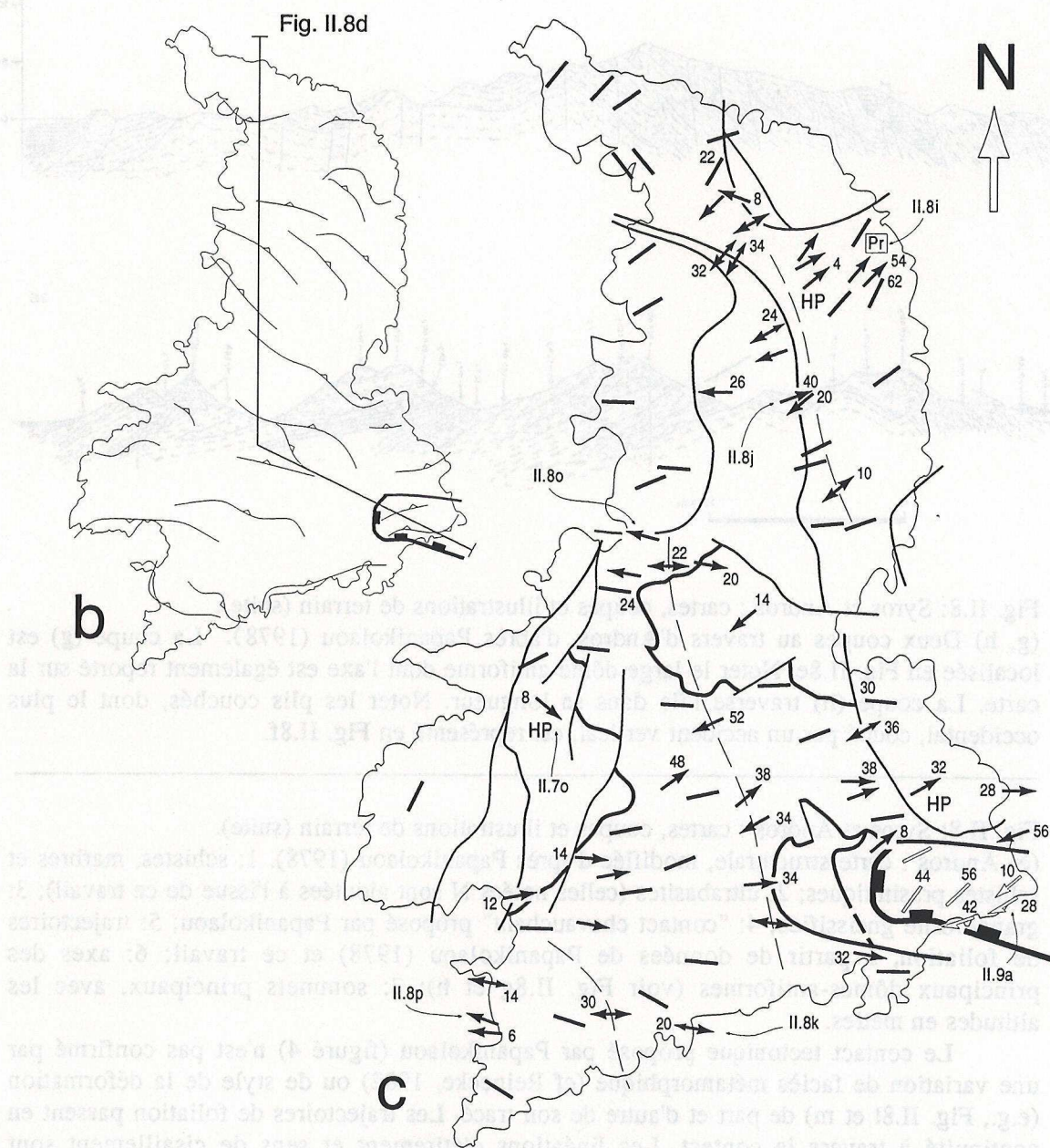


Fig. II.8: Syros et Andros : cartes, coupes et illustrations de terrain (suite).

(b) Syros : trajectoires de foliation, à partir des données en (a).

(c) Syros : linéations d'étirement et sens de cisaillement. La signification des flèches est donnée en Fig. II.3. Les flèches sans valeur du plongement ni sens de cisaillement sont d'après Ridley (1982) et Hecht (1985), celles avec sens de cisaillement et/ou valeur du plongement sont issues de ce travail. Les lignes en tiretés désignent les zones de part et d'autre desquelles on observe une inversion du sens de cisaillement. "Pr" désigne un site au niveau duquel le sens de cisaillement observé en lame mince dans des prasinites est antithétique de celui observé à l'échelle de l'affleurement (voir le paragraphe II.C.7a). Les flèches "HP" se rapportent à la déformation dans des roches à paragenèses HP/LT bien conservées (voir le paragraphe II.C.7b). Les flèches blanches dans le sud-est de Syros se rapportent à la déformation dans l'Unité supérieure (voir le paragraphe II.C.9).

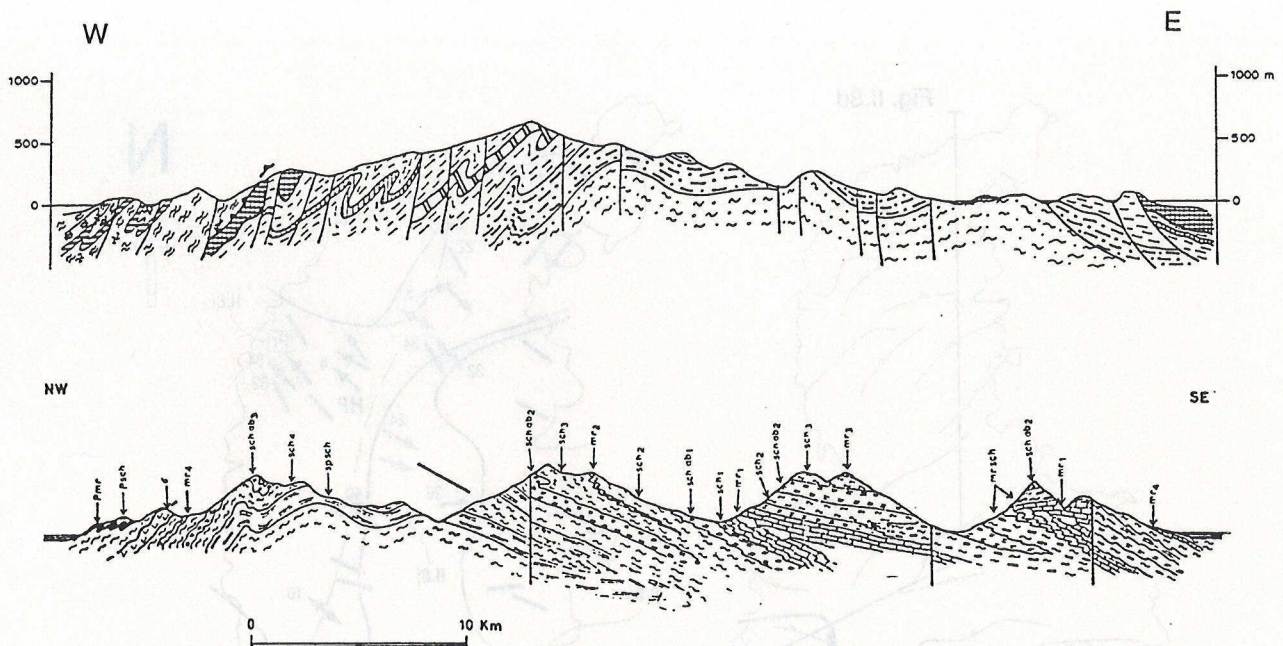


Fig. II.8: Syros et Andros : cartes, coupes et illustrations de terrain (suite).

(g, h) Deux coupes au travers d'Andros, d'après Papanikolaou (1978). La coupe (g) est localisée en Fig. II.8e. Noter le large dôme-antiforme dont l'axe est également reporté sur la carte. La coupe (h) traverse l'île dans sa longueur. Noter les plis couchés, dont le plus occidental, coupé par un accident vertical, est représenté en Fig. II.8f.

Fig. II.8: Syros et Andros : cartes, coupes et illustrations de terrain (suite).

(e) Andros : carte structurale, modifiée d'après Papanikolaou (1978). 1: schistes, marbres et schistes prasinitiques; 2: ultrabasites (celles notées N sont ajoutées à l'issue de ce travail); 3: granodiorite gneissifiée; 4: "contact chevauchant" proposé par Papanikolaou; 5: trajectoires de foliation, à partir de données de Papanikolaou (1978) et ce travail; 6: axes des principaux dômes-antiformes (voir Fig. II.8g et h); 7: sommets principaux, avec les altitudes en mètres.

Le contact tectonique proposé par Papanikolaou (figuré 4) n'est pas confirmé par une variation de faciès métamorphique (cf Reinecke, 1982) ou de style de la déformation (e.g., Fig. II.8l et m) de part et d'autre de son tracé. Les trajectoires de foliation passent en continuité à travers le contact. Les linéations d'étirement et sens de cisaillement sont également semblables au-dessus et au-dessous du contact (Fig. II.8f). Par conséquent, cet accident, s'il existe, représente un contact anté-HP. Il ne représente sûrement pas le contact entre Unités inférieure et supérieure (le détachement), comme le proposent par exemple Blake et al. (1981), Bonneau (1984) et Ridley (1984).

(f) Andros : linéations d'étirement et sens de cisaillement. La signification des flèches est donnée en Fig. II.3. 1: sites d'intense déformation ductile (phyllonites : schistes mylonitiques); 2: zone de part et d'autre de laquelle une inversion générale du sens de cisaillement est observée; 3: axe d'un grand pli couché signalé par Papanikolaou (1978 : voir Fig. II.8h). Les flèches sans sens de cisaillement sont pour la plupart d'après Papanikolaou (1978), celles avec sens de cisaillement sont issues de ce travail.

On constate que le sens de cisaillement ductile est le même dans les flancs normal et inverse du pli couché (figuré 3), ce qui indique que ce pli n'est pas postérieur à la déformation ductile extensive. Il peut donc être antérieur ou synchrone de l'extension ductile.

Northwestern Andros

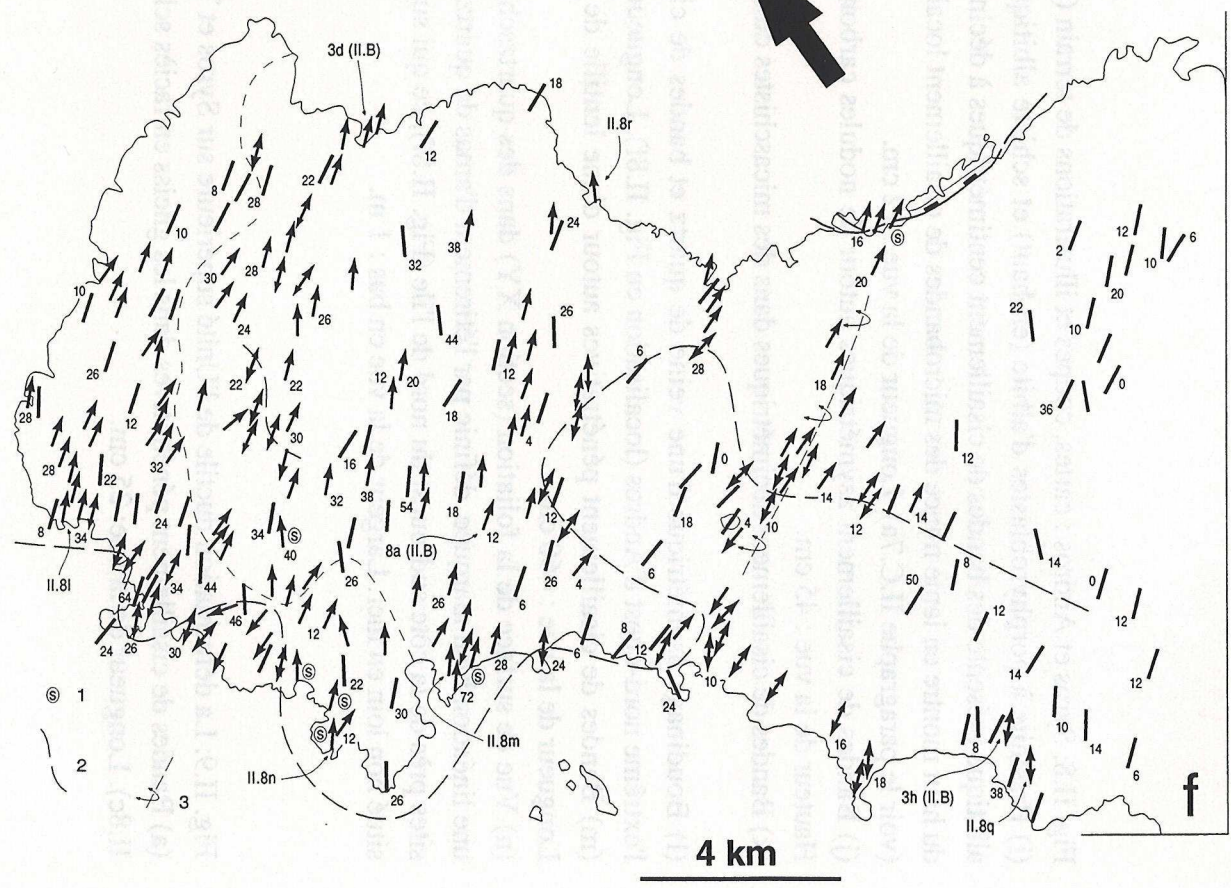
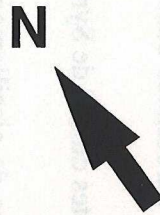
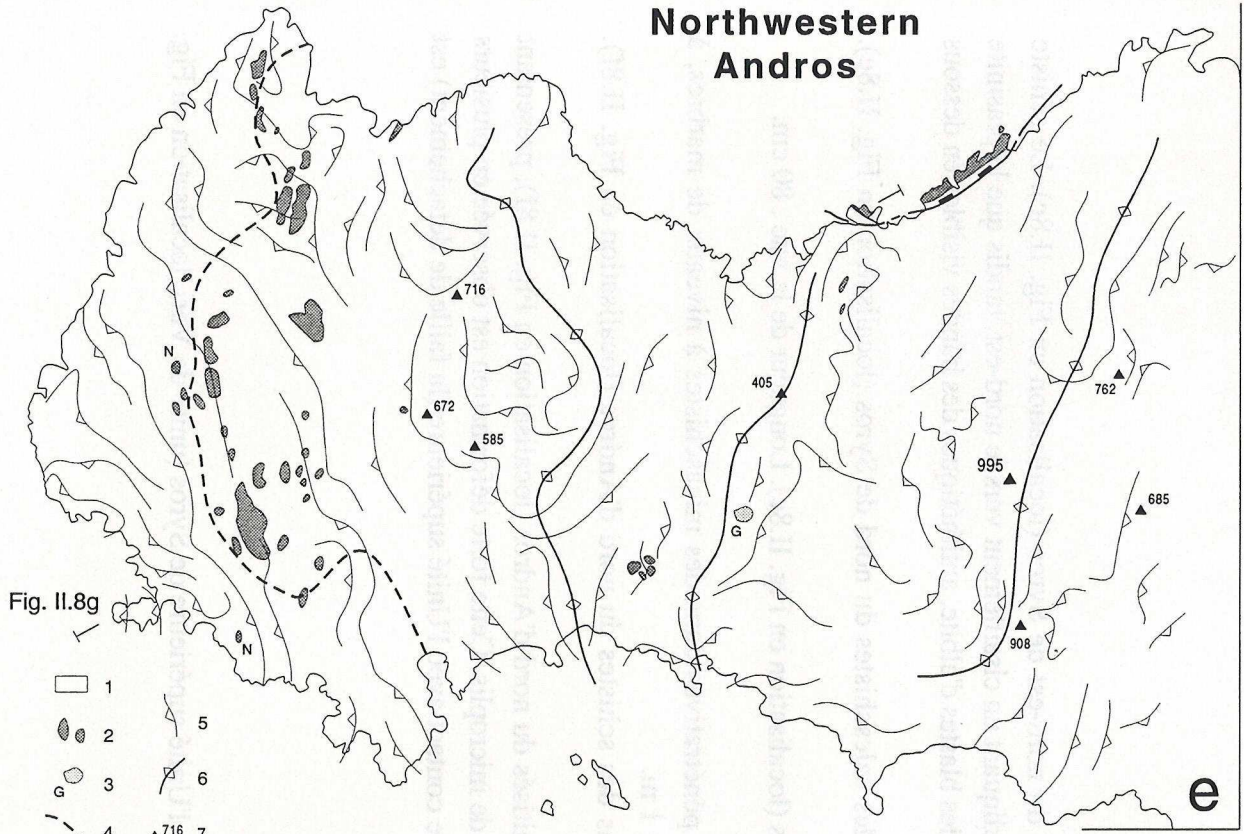


Fig. II.8: Syros et Andros : cartes, coupes et illustrations de terrain (suite).

(i) Prasinite à porphyroblastes d'albite (en haut) et schiste albitique (en bas) du nord-est de Syros (localisation en Fig. II.8c). Le schiste albitique présente des bandes de cisaillement centimétriques à décimétriques indiquant un cisaillement vers le nord-est, tandis que la prasinite du haut montre en lame mince des microbandes de cisaillement localisées entre les blastes d'albite, antithétiques des bandes visibles en dessous (voir le paragraphe II.C.7a). Longueur de la vue : 12 cm.

(j) Bandes de cisaillement asymétriques autour de nodules carbonatés dans des calcschistes du nord de Syros (localisation en Fig. II.8c). Hauteur de la vue : 45 cm.

(k) Bandes de cisaillement décimétriques dans des micaschistes du sud de Syros (localisation en Fig. II.8c). Longueur de la vue : 80 cm.

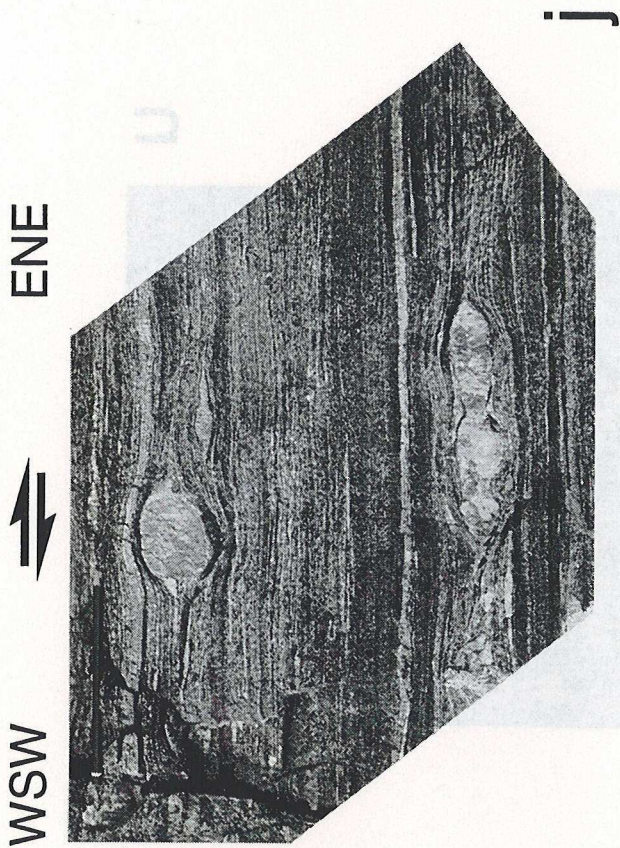
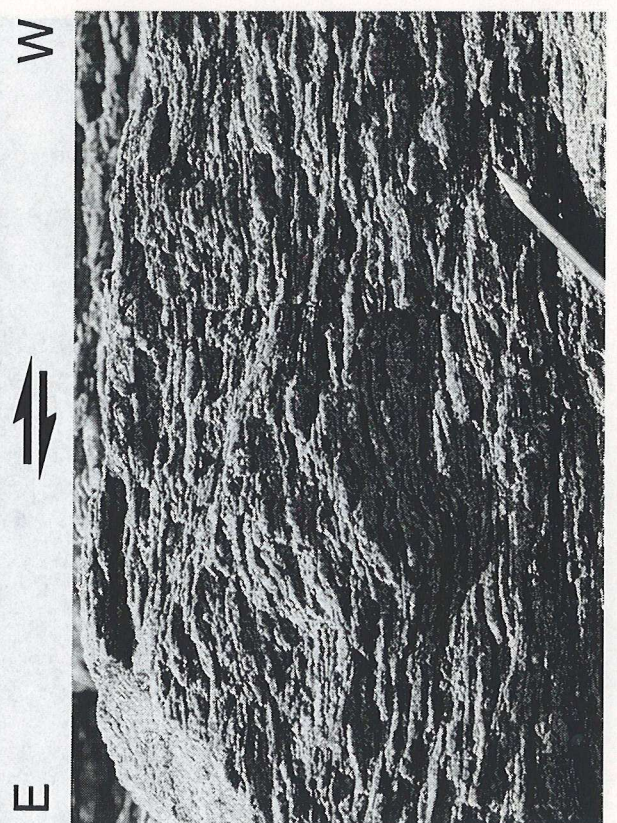
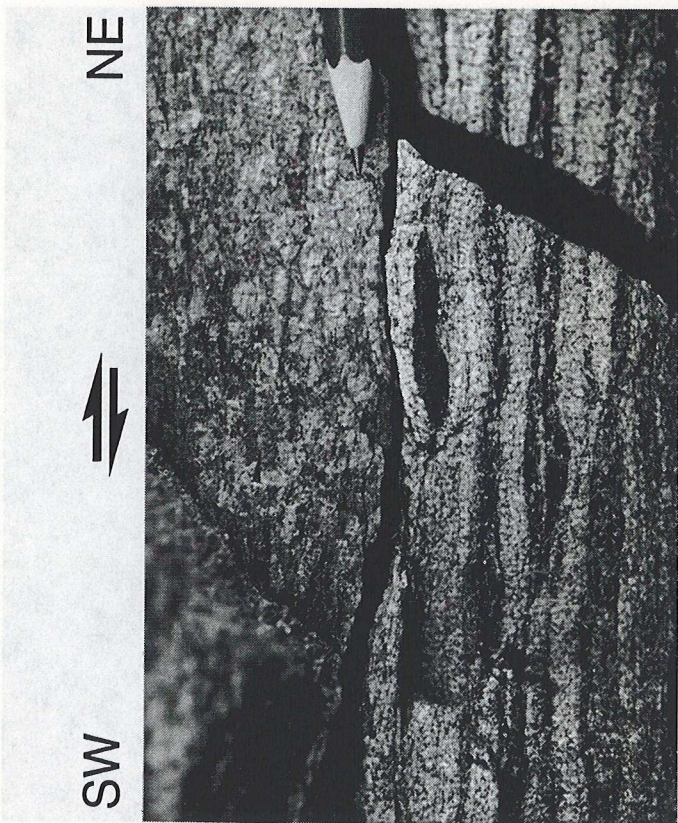
(l) Boudinage asymétrique d'une veine de quartz et bandes de cisaillement pénétratives dans des micaschistes à niveaux de marbres, à l'extrême nord-ouest d'Andros (localisation en Fig. II.8f). Longueur de la vue : 1 m.

(m) Bandes de cisaillement pénétratives autour d'une lentille de quartz dans des schistes du nord d'Andros (localisation en Fig. II.8f). Longueur de la vue : ≈60 cm.

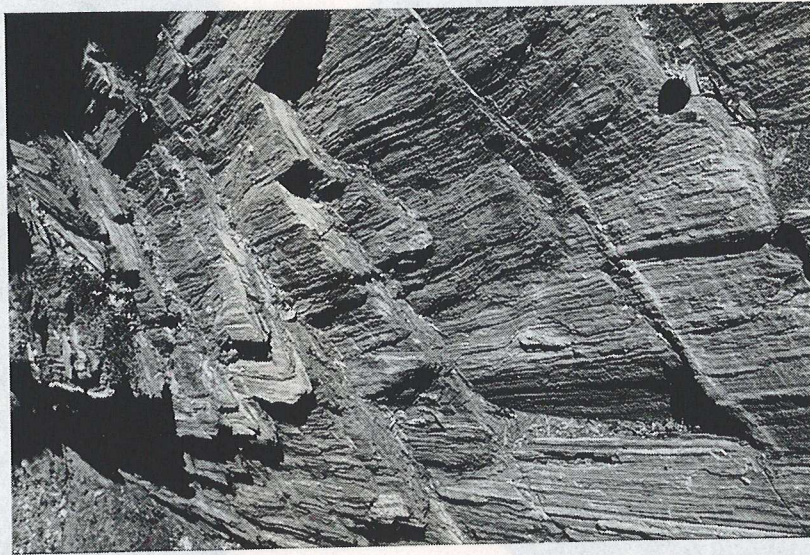
(n) Vue de surface de la foliation (section XY) dans des quartzschistes mylonitisés du nord d'Andros (localisation en Fig. II.8f), présentant une linéation bien marquée, définie par l'éirement d'amas de quartz et les axes de microplis. Cette forte déformation est observée en plusieurs sites près de la côte sud-ouest du nord de l'île (Fig. II.8f), ce qui suggère que le contact avec l'Unité supérieure (la faille de détachement) est situé non loin en mer. Largeur de la vue en bas : 1 m.

Fig. II.9: La déformation ductile de l'Unité supérieure sur Syros et Tinos.

(a) Bandes de cisaillement pénétratives dans les gneiss en faciès schiste vert de l'Unité supérieure de Syros (unité de Vari, localisation en Fig. II.8c). Longueur de la vue: 25 cm.



NE



n

NE



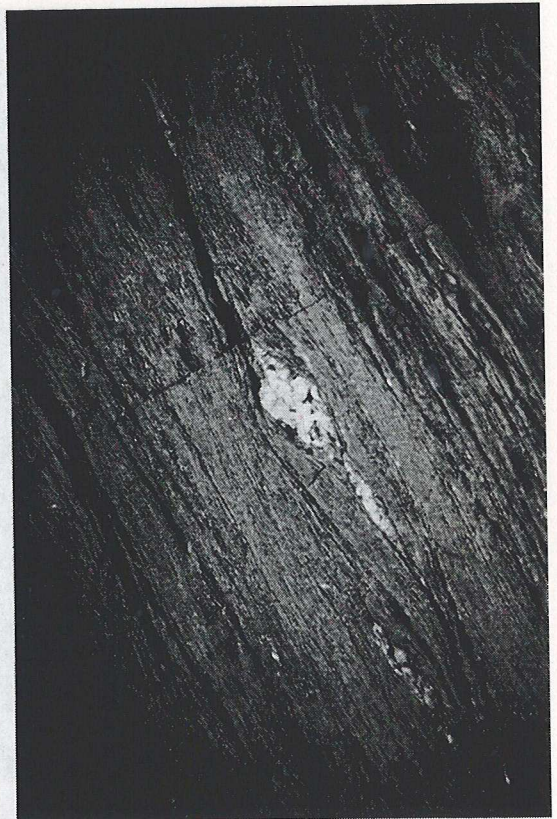
SW



NE



SW



m

9. La déformation ductile antérieure à l'extension dans l'Unité supérieure de Syros et Tinos

(a) L'île de Syros

L'Unité supérieure sur Syros est constituée principalement d'un orthogneiss et de schistes métamorphisés en faciès schiste vert, à reliques minérales du faciès amphibolite (unité de Vari; Bonneau et al., 1980; Ridley, 1984; Maluski et al., 1987). La foliation dans cette unité est subverticale à fortement inclinée vers le NNW (Fig. II.8a et b). La linéation d'étirement est orientée NE-SW (y compris lorsque la foliation n'est pas verticale), c'est-à-dire parallèle à la linéation observée dans l'Unité inférieure (Fig. II.8c). Le long de la côte sud, la foliation est également subverticale, tantôt inclinée au nord, tantôt au sud. Au niveau des affleurements où la foliation est fortement inclinée au sud, des bandes de cisaillement pénétratives sont observées dans les gneiss (Fig. II.9a), ainsi que dans les schistes qui montrent en outre des veines de quartz boudinées. L'asymétrie de ces structures indique un sens de cisaillement dextre, c'est-à-dire vers le sud-ouest si l'on se fie à l'orientation locale de la foliation. L'affleurement de gneiss le plus oriental étudié se caractérise par une foliation peu inclinée (20°) vers l'est, et montre également des bandes de cisaillement pénétratives, quoique moins nettes, indiquant le même sens de cisaillement vers le sud-ouest (Fig. II.8c).

L'âge de cette déformation est contraint par une datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les phengites d'un échantillon de l'orthogneiss (Maluski et al., 1987). Une large part du spectre d'âges apparents obtenu avoisine les 75 Ma (Fig. II.9b). Des âges similaires, s'échelonnant entre 75 et 63 Ma (datations K-Ar sur hornblende, muscovite et biotite), sont connus dans l'Unité supérieure des Cyclades, ainsi qu'au sommet de la pile structurale de la Crète (pour une revue, voir également Maluski et al., 1987). Cependant, la partie basse température du spectre obtenu sur Syros montre également la trace d'un événement plus récent, dont l'âge maximum est estimé à 48 Ma. Jusqu'à plus ample informé, ce spectre perturbé constitue la seule indication radiométrique d'un possible événement tectono-thermique post-crétacé dans l'Unité supérieure des Cyclades. L'âge de la déformation du gneiss et des schistes sur Syros reste donc assez ambigu. Néanmoins, l'allure pénétrative des bandes de cisaillement, l'attitude subverticale de la foliation, et le sens de cisaillement apparemment vers le sud-ouest, suggèrent que cette déformation n'est pas liée à l'extension par détachement post-éocène.

Fig. II.8: Syros et Andros : cartes, coupes et illustrations de terrain (suite et fin).

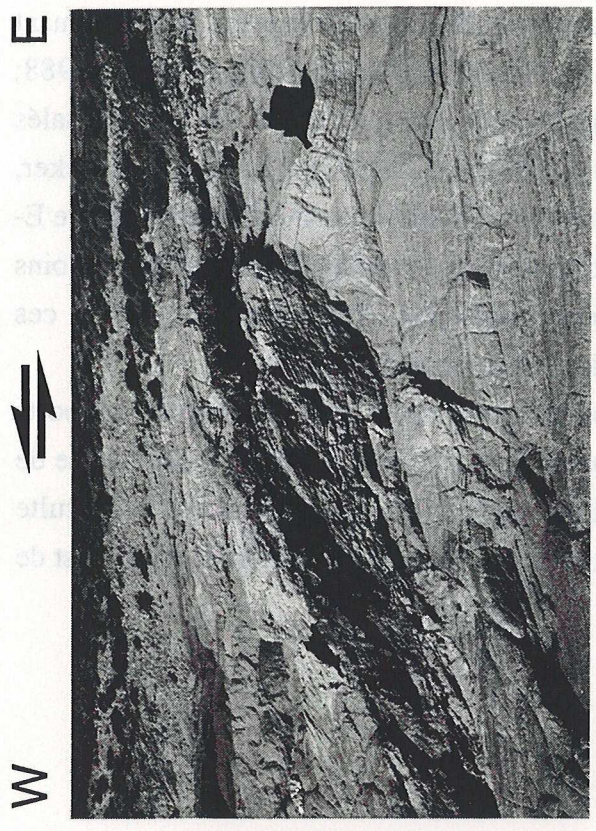
Exemples de terrain d'une évolution progressive des roches métamorphiques depuis un comportement ductile vers un comportement fragile.

(o) Bande de cisaillement plurimétrique dans des schistes de l'ouest de Syros (localisation en Fig. II.8c), associée au développement d'une lentille de quartz métrique, et s'amortissant vers le centre de la vue. A l'extrême gauche de la vue, la bande de cisaillement est reprise par une série de petites fractures raides synthétiques (le même type de structure peut être observé sur la Fig. II.7j). Le déplacement sur ces fractures combine une composante en faille normale et une composante en fente de tension. D'autres fractures sont également visibles sur la droite, subparallèles à la bande de cisaillement pénétrative. Longueur de la vue : ≈ 7 m.

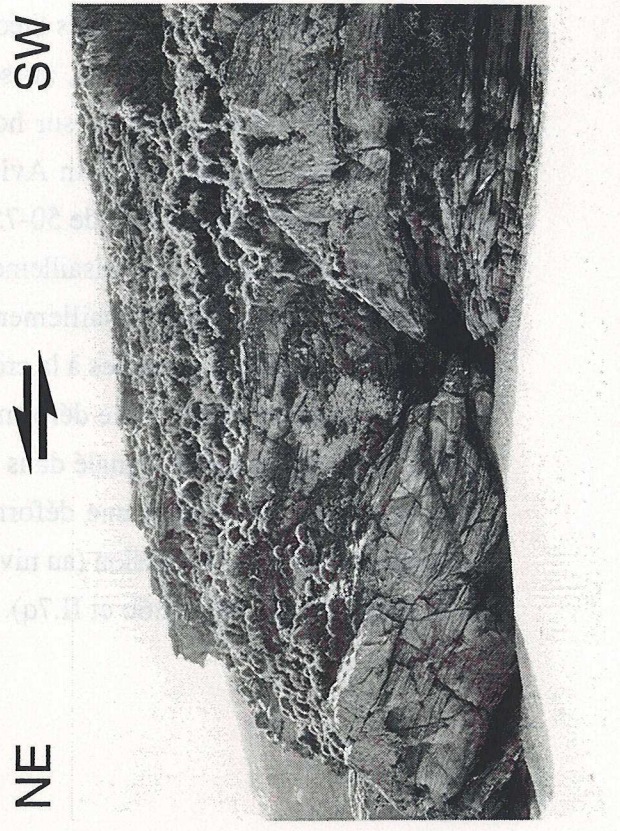
(p) Zone de cisaillement décamétrique dans des quartzschistes du sud-ouest de Syros (localisation en Fig. II.8c), associée à une importante minéralisation ferrifère (bande sombre faisant saillie). Le même type de structure est observé dans la partie centrale du nord d'Andros. Longueur de la vue : 7 m.

(q) Bandes de cisaillement peu inclinées, associées au développement de veines de quartz, dans des schistes prasinitiques du centre-ouest d'Andros (localisation en Fig. II.8f). Les domaines inter-bandes montrent le développement de fractures et de fentes de tension en échelons, synthétiques des bandes de cisaillement. Longueur de la vue : 2.5 m.

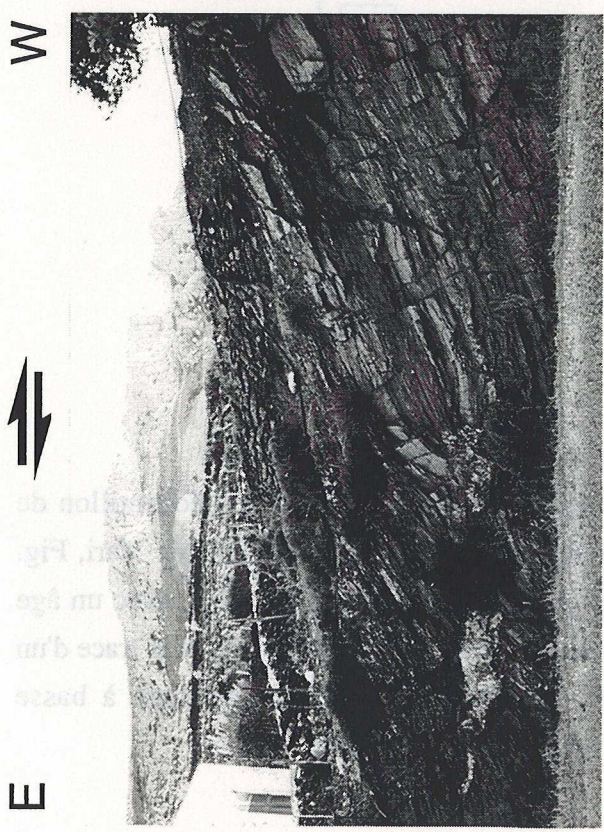
(r) Faille normale souple dans des alternances schistes-schistes quartzeux du nord d'Andros (localisation en Fig. II.8f). Longueur de la vue : ≈ 8 m.



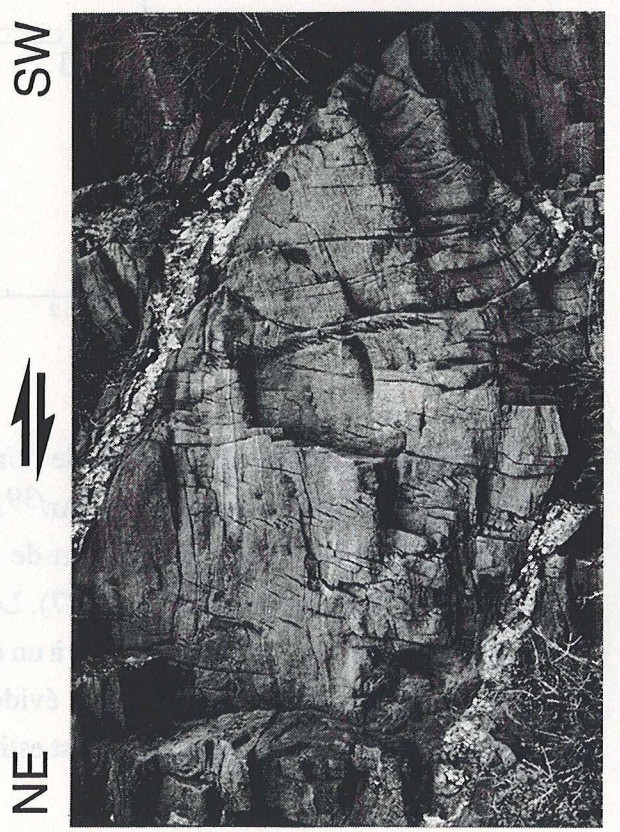
p



r



o



q

(b) L'île de Tinos

Sur Tinos, des amphibolites litées constituent l'essentiel de la petite pointe fermant au sud le port principal de l'île, au sein de l'Unité supérieure (Avigad et al., 1988; Bröcker, 1990). Des âges K-Ar sur hornblende aux alentours de 70 Ma sont signalés dans ces roches (Patzak, 1988, in Avigad & Garfunkel, 1989 ou Okrusch & Bröcker, 1990). La foliation est inclinée de 50-75° vers le sud-ouest, et la linéation est orientée E-W. De nombreuses bandes de cisaillement centimétriques à décimétriques, plus ou moins pénétratives, indiquent un cisaillement vers l'ouest (Fig. II.6b). En lame mince, ces bandes sont clairement associées à la croissance de la hornblende verte.

Comme sur Syros, cette déformation n'est sans doute pas liée à l'extension post-éocène, bien que, comme signalé dans la partie II.B, les roches de l'Unité supérieure de Tinos montrent localement une déformation ductile assez peu pénétrative qui résulte probablement de cette extension (au niveau du contact avec la granodiorite, et à l'ouest de Tinos et de Kionia, Fig. II.6b et II.7q).

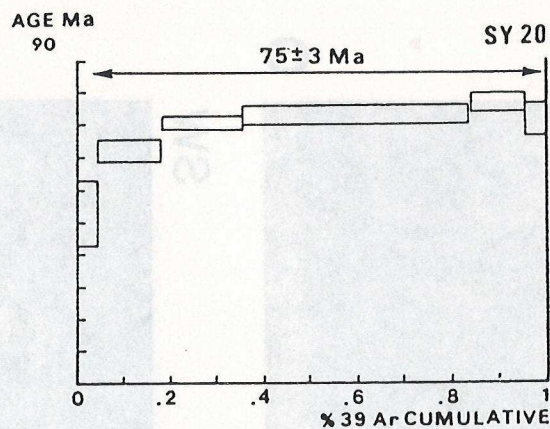


Fig. II.9: La déformation ductile de l'Unité supérieure sur Syros et Tinos.

(b) Spectre d'âges apparents $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenu sur les phengites d'un échantillon de l'orthogneiss en faciès schiste vert de l'Unité supérieure de Syros (Unité de Vari, Fig. II.8a), d'après Maluski et al. (1987). Le spectre montre un profil perturbé, avec un âge ancien (≈ 75 Ma) probablement lié à un événement métamorphique ancien, et la trace d'un événement plus récent, mis en évidence par les incréments de dégazage à basse température, dont l'âge maximal est estimé à 48 Ma (Maluski et al., 1987).

10. L'île de Mykonos

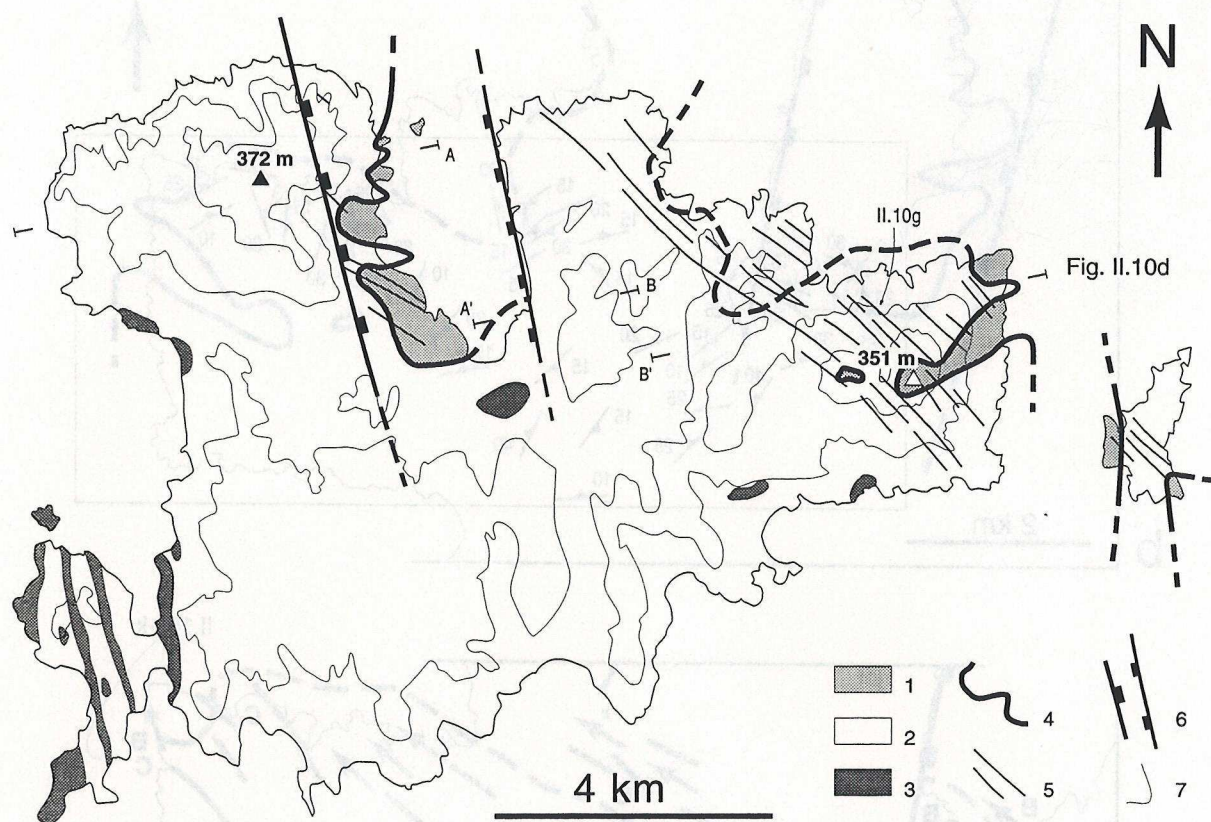


Fig. II.10: Mykonos : cartes, coupes et illustrations de terrain.

(a) Carte géologique et structurale de Mykonos, modifiée d'après Voreadis (1961) et Altherr et al. (1982). 1: Unité supérieure : sédiments molassiques et volcanoclastiques néogènes (probablement du Miocène inférieur pour la plupart, cf Dürr & Altherr, 1979) et calcaires permo-triasiques; 2: granodiorite, de plus en plus gneissifiée d'ouest en est (voir aussi Avdis, 1986); 3: enclaves de l'encaissant métamorphique : amphibolites, calcschistes et paragneiss; 4: faille de détachement; 5: principaux filons de barytine (cf Voreadis, 1961); 6: grandes failles normales récentes (?Pliocène-Quaternaire), discutées dans le texte de ce paragraphe; 7: courbes de niveau topographique.

Une partie du tracé du détachement à terre est dessiné en tiretés, du fait d'un désaccord d'interprétation entre Voreadis (1961) et Dürr & Altherr (1979) à propos des roches situées dans le compartiment au nord-est du tracé : Voreadis considère qu'il s'agit de roches basiques au sein ou au toit de la granodiorite (diorites et hornblendites), tandis que Dürr & Altherr (1979) considèrent qu'il s'agit de volcanites basiques métamorphisées en faciès schiste vert, situées au-dessus du contact entre Unités inférieure et supérieure. Enfin, Avdis (1986) considère qu'il s'agit d'andésites, "métamorphiques ou non", apparemment attribuées à l'Unité inférieure (cf sa Photo 2). Nos observations à l'affleurement et en lame mince indiquent que le long de la bordure interne de cet ensemble, certaines roches sont incontestablement des amphibolites, en accord avec Voreadis (1961), présentant à l'affleurement une linéation d'étirement parallèle à celle dans la granodiorite avoisinante (Fig. II.10c). Par conséquent, la nature du contact entre Unités supérieure et inférieure n'est pas clairement établie dans cette partie de l'île. Son tracé doit néanmoins être assez voisin de celui proposé, étant donné que des cataclasites épaisses sont également observées à proximité (Fig. II.10c). La rétro-morphose intense associée au développement de cette cataclase explique que l'on puisse confondre localement des roches du sommet de l'Unité inférieure avec des roches de bas grade métamorphique de l'Unité supérieure.

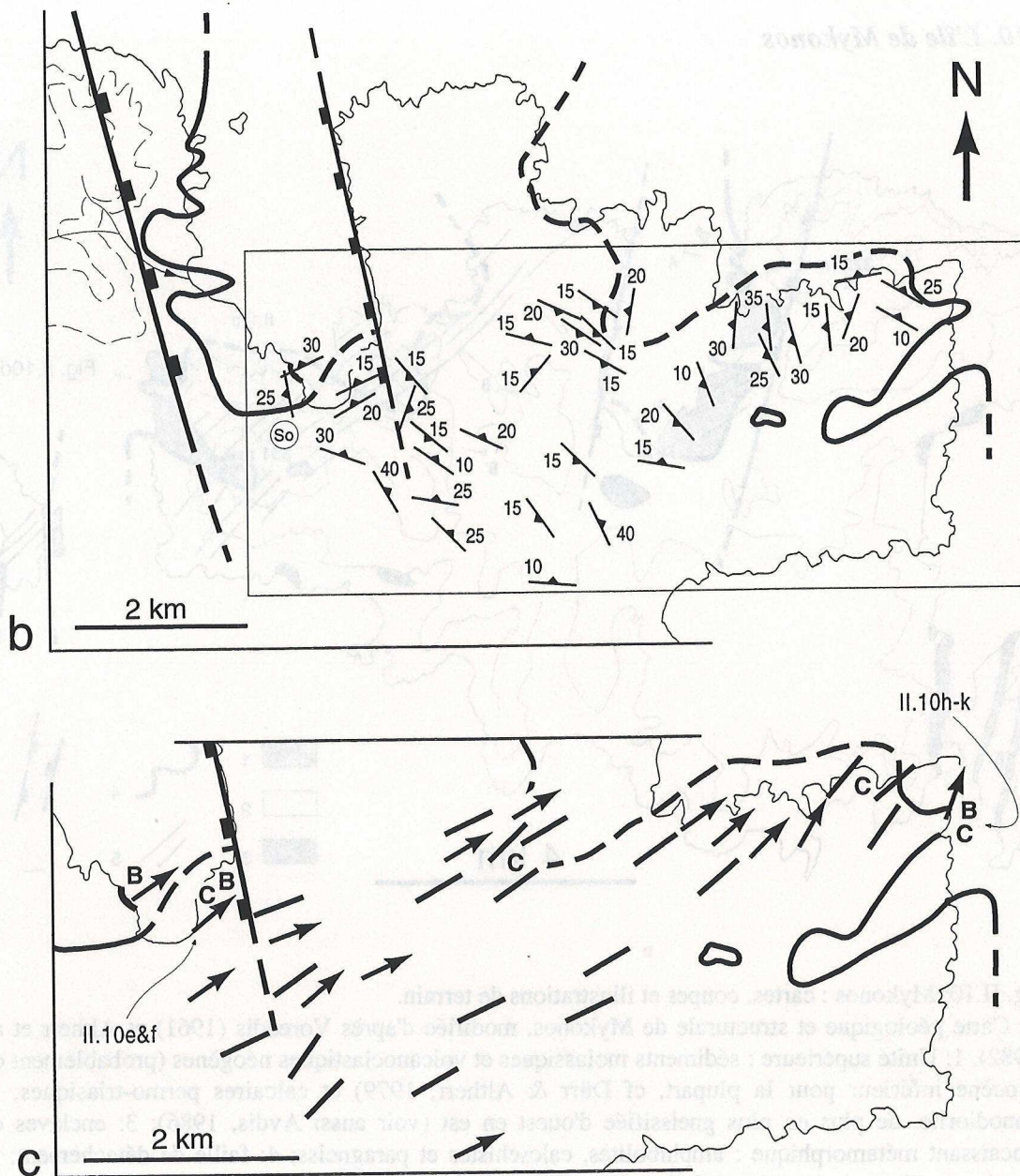


Fig. II.10: Mykonos : cartes, coupes et illustrations de terrain (suite).

(b) Mesures de plans de foliation dans l'est de Mykonos. La mesure notée So représente la stratification des sédiments molassiques dans l'Unité supérieure. En haut à gauche est figuré le tracé d'une petite vallée (trait plein avec la flèche) discutée dans le texte de ce paragraphe.
 (c) Linéations d'étirement et sens de cisaillement dans l'est de Mykonos. La signification des flèches est donnée en Fig. II.3. Les flèches sans sens de cisaillement sont centrées sur le site de mesure. C et B désignent respectivement des cataclases et ultracataclases massives (Fig. II.10h et k) et des microbrèches à minéralisations de barytine (Fig. II.10i et j), développées au dépend de la granodiorite, et marquant le toit de l'Unité inférieure.

Discussion sur la structure de l'île de Mykonos

La géométrie des structures sur l'île de Mykonos a été étudiée récemment sous l'angle de la tectonique extensive par Faure & Bonneau (1988) et Faure et al. (1991).

La coupe synthétique proposée (Fig. II.10d') est à l'origine de l'unique argument permettant à ces auteurs d'interpréter la déformation ductile de l'Unité inférieure (sur Mykonos, et par généralisation, dans les Cyclades) comme le résultat d'un déplacement le long d'une zone de cisaillement extensive. Faure et al. (1991) écrivent en effet : "The island of Mykonos is cut by a NNW-SSE trending 80 NE dipping brittle normal fault. The eastern side is down faulted with an offset of several hundred of meters. The tectonic contact between the Superficial nappe and the mylonitic granites marked by greenish cataclasite dips about 15° to 20° SW showing that tilting occurred in the opposite sense that the ductile shearing. However, in spite of this tilting, the mylonitic foliation is still dipping northeastward, therefore, the post-mylonitic tilting appears to have only reduced the NE dip of the ductile normal shear zone".

Nous remarquons qu'une telle géométrie des structures est difficilement réconciliable avec le modèle d'extension par détachement qui a été décrit dans les parties II.A et II.B. En effet, le basculement progressif des formations situées sous la zone de détachement, dans un sens opposé au pendage de la partie active du détachement (Fig. 9b de la partie II.A), devrait conduire à ce que les plans de cisaillement les plus précoces (en l'occurrence, la foliation mylonitique de l'Unité inférieure) soient davantage basculés que ceux les plus tardifs (en particulier, la faille de détachement proprement dite). Dans le cas général, cependant, foliation mylonitique et faille de détachement ont tendance à être parallèles, car le basculement n'est que progressif, et n'intervient essentiellement sur un niveau donné de l'Unité inférieure qu'une fois l'interface ductile-fragile franchie. La relation angulaire ainsi définie est une caractéristique non seulement du modèle que nous proposons, mais aussi des modèles de Davis (1988), Reynolds & Lister (1990; Fig. I.6c) et Wernicke (1990; Fig. I.7d). Sur Mykonos, où le cisaillement s'effectue vers l'ENE, la coupe générale selon Faure et al. (1991) montre une relation inverse (Fig. II.10d'), ce qui nécessite de discuter les données soutenant cette interprétation.

Tout d'abord, l'existence d'une grande faille normale raide sur le flanc ouest du golfe principal de l'île (golfe de Panormos) semble justifiée : la morphologie de l'île suggère un tel accident (Fig. II.10a), et il est possible de prolonger sa trace en mer, vers la faille de même orientation reconnue par Martin (1987, p. 184-185) sur un profil sismique à l'est de Tinos (Fig. II.1e et g, et Fig. 11 de la partie II.B). Par contre, il n'apparaît pas que cette faille recoupe à l'ouest les lambeaux d'Unité supérieure du flanc occidental du golfe, ce qui est pourtant nécessaire si l'on considère comme Faure et al. (1991) que le contact entre Unités supérieure et inférieure est incliné vers l'ouest. En effet, les principaux filons de barytine cartographiés par Voreadis (1961) traversent à cet

endroit le contact entre les lambeaux d'Unité supérieure et le granite, et se prolongent vers l'ouest dans le granite (Fig. II.10a). Ces filons représentent de spectaculaires fentes de tension (Fig. II.10g). L'abondante minéralisation observée indique que ces fractures sont associées à un stade relativement précoce de la déformation fragile. La grande faille normale raide, exempte de telles minéralisations, est vraisemblablement plus récente, ce que suggère également l'âge Pliocène-Quaternaire des sédiments dans le bassin à l'est de Tinos, contrôlé en partie par cette faille (Fig. II.1e, et Fig. 11 de la partie II.B). Par conséquent, comme représenté en Fig. II.10a, la grande faille normale doit être localisée à l'ouest de l'extrémité occidentale des filons cartographiés par Voreadis (1961).

De plus, il apparaît qu'au niveau du golfe de Panormos (comme le long de la côte orientale de l'île), le contact-même du détachement n'est pas incliné vers le sud-ouest, mais vers le nord-est (Fig. II.10d). En effet :

- 1- Les relations entre la topographie et le contour cartographique du contact, fortement sinueux, indiquent clairement un pendage faible vers l'est, en particulier au niveau d'une petite vallée descendant du sommet à 372 m (Fig. II.10a et b; noter la forme en V du contact dans le prolongement de la vallée). La cartographie plus récente d'Avdis (1986) indique la même géométrie.
- 2- La grande faille normale raide ne limitant pas l'Unité supérieure à l'ouest, le contact est nécessairement incliné vers le nord-est, et avec un pendage supérieur à la pente topographique locale.
- 3- Si le pendage du contact était effectivement de 15 à 20° vers le sud-ouest, on ne devrait pas observer de lambeaux d'Unité supérieure sur le flanc est du golfe. Or, les cataclasites massives vertes et les brèches violet-rouge sus-jacentes caractéristiques des derniers 10-20 mètres sommitaux de l'Unité inférieure sont parfaitement reconnaissables sur le flanc est de la plage fermant le golfe au sud (Fig. II.10c). Plus au nord-est, cependant, on ne retrouve pas la trace de l'Unité supérieure, ce qui s'explique par la présence d'une autre grande faille normale raide, antithétique de celle décrite par Faure et al. (1991), et suggérée par l'aspect abrupt et linéaire de la côte le long du flanc est du golfe. Ces observations montrent que le contact du détachement est subhorizontal dans l'axe du golfe (Fig. II.10d). Seule la stratification dans les sédiments détritiques de l'Unité supérieure montre un pendage vers le sud-ouest, d'environ 25° (S₀ en Fig. II.10b).

Enfin, la foliation dans le bloc situé à l'est de la faille normale principale n'est pas aussi régulièrement inclinée vers le nord-est que l'indiquent Faure & Bonneau (1988) et Faure et al. (1991). Nos observations (Fig. II.10b et d) montrent que dans le prolongement et à proximité du graben correspondant au golfe de Panormos, la foliation est inclinée plutôt vers le nord-est, encore que d'orientation et d'inclinaison variables, tandis que dans la partie orientale du bloc, où l'on retrouve le contact avec l'Unité supérieure, la foliation devient régulièrement inclinée vers l'WSW, avec des valeurs de

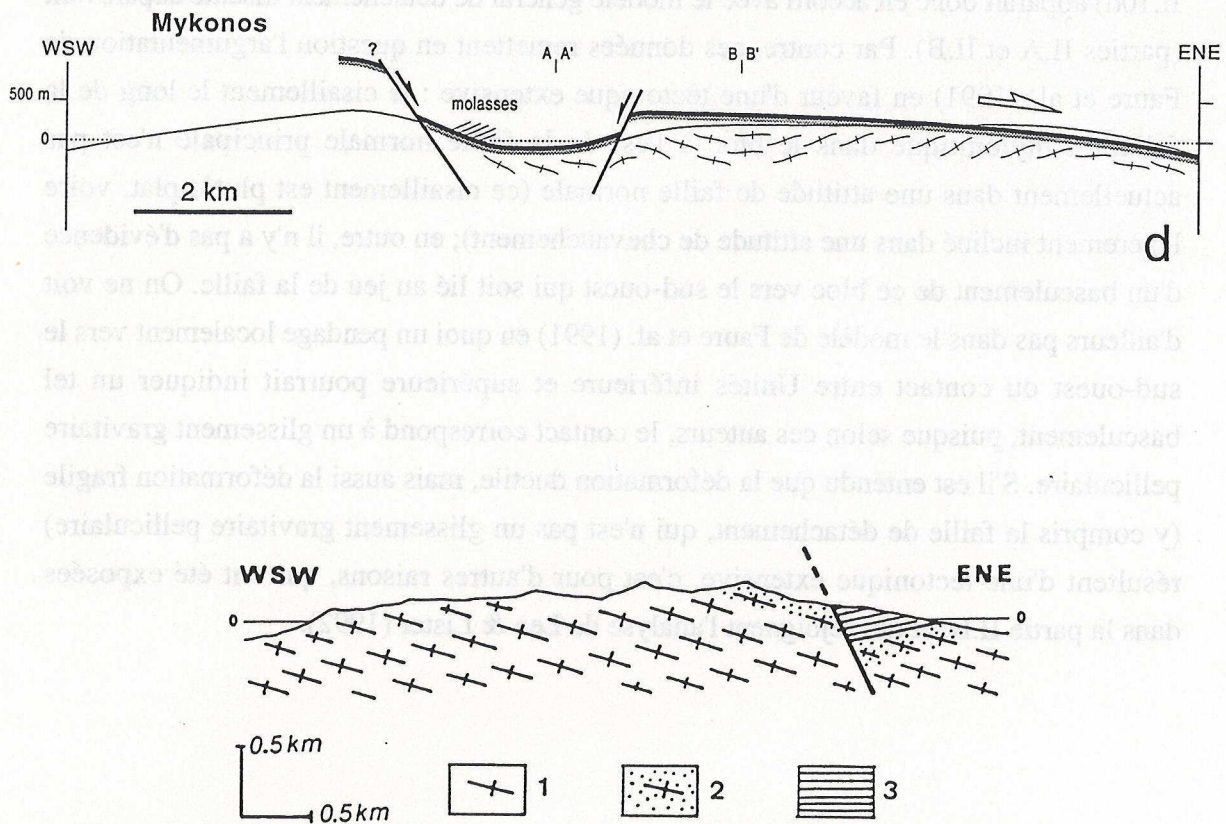


FIG. 4. - Cross-section through Mykonos showing that post Miocene tilting only reduced the NE dip of the mylonite without changing its normal fault geometry. 1 : mylonite; 2 : cataclasied mylonite; 3 : superficial nappe.

d'

Fig. II.10: Mykonos : cartes, coupes et illustrations de terrain (suite).

(d) Coupe composite au travers de l'île (localisation en Fig. II.10a). Le trait noir épais et le grisé sous-jacent représentent respectivement la faille de détachement et les cataclasites massives du toit de l'Unité inférieure. Les symboles de type "gneiss" indiquent l'allure de la foliation dans la granodiorite.

(d') Coupe dans le nord-ouest de l'île, d'après Faure et al. (1991).

pendage atteignant 35°. Globalement, donc, la foliation dans ce bloc oriental est subhorizontale, voire faiblement inclinée vers l'WSW.

La relation observée entre foliation mylonitique et faille de détachement (Fig. II.10d) apparaît donc en accord avec le modèle général de détachement discuté auparavant (parties II.A et II.B). Par contre, ces données remettent en question l'argumentation de Faure et al. (1991) en faveur d'une tectonique extensive : le cisaillement le long de la foliation mylonitique dans le bloc à l'est de la faille normale principale n'est pas actuellement dans une attitude de faille normale (ce cisaillement est plutôt plat, voire légèrement incliné dans une attitude de chevauchement); en outre, il n'y a pas d'évidence d'un basculement de ce bloc vers le sud-ouest qui soit lié au jeu de la faille. On ne voit d'ailleurs pas dans le modèle de Faure et al. (1991) en quoi un pendage localement vers le sud-ouest du contact entre Unités inférieure et supérieure pourrait indiquer un tel basculement, puisque selon ces auteurs, le contact correspond à un glissement gravitaire pelliculaire. S'il est entendu que la déformation ductile, mais aussi la déformation fragile (y compris la faille de détachement, qui n'est pas un glissement gravitaire pelliculaire) résultent d'une tectonique extensive, c'est pour d'autres raisons, qui ont été exposées dans la partie II.B, et qui rejoignent l'analyse de Lee & Lister (1992).

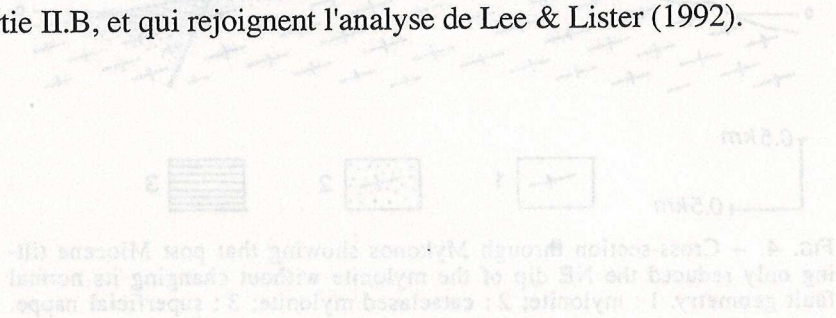


Fig. II.10: Mykonos : cartes, coupes et illustrations de terrain (suite).
 (d) Coupe composite au travers de l'île (localisation en Fig. II.10a). Le trait noir épais et le grisé sous-jacent respectivement représentent la faille de détachement et les cataclastes massives du toit de l'unité inférieure. Les symboles de type "gneiss" indiquent l'attitude de la foliation dans la granulite.
 (h) Coupe dans le nord-ouest de l'île d'après Faure et al. (1991).

Fig. II.10: Mykonos : cartes, coupes et illustrations de terrain (suite et fin).

La zone de détachement à l'extrême est de l'île (localisation en Fig. II.10c).

(h) Vue présentée et commentée en Fig. 5 de la partie III.A. De bas en haut, on observe : le granite blanc mylonitisé de l'Unité inférieure, devenant gris par endroits en raison d'un début de cataclase; environ 3 m d'ultracataclasites massives vert sombre développées au dépend de la granodiorite et de quelques roches encaissantes ou enclavées, et elles-mêmes recoupées par des failles bréchiques de teinte jaune; enfin, des sédiments clastiques rouge-violet intensément bréchifiés, d'âge probable Miocène inférieur, constituant les roches de l'Unité supérieure. Le contact-même du détachement, incliné de 15° vers le nord-est, est défini au sommet des ultracataclasites par une microbrèche jaune de 50 cm d'épaisseur environ, surmontée d'une zone de faille sombre, tel qu'on peut le voir en particulier au pied de la falaise fraîchement constituée.

(i) Détail de la vue précédente. Correspond à la Fig. 8d de la publication II.B, présentée en noir et blanc et accompagnée de la légende suivante : "Detachment zone in easternmost Mykonos. From bottom to top, one observes massive ultracataclasites developed at the expense of the mylonitized granite and some enclosing rocks of the Lower Unit (Ca); the detachment contact itself, dipping at about 15° to the NE, and defined by a lower ca. 50 cm-thick gouge (G) and an upper dark fault zone (F); and the Upper unit, here made of intensely brecciated molasse sediments of probable Lower Miocene age (M)." Selon Avdis (1986), les sédiments de l'Unité supérieure sont ici volcano-clastiques.

(j) Autre détail de la faille de détachement. Longueur de la vue : 4.2 m.

(k) Détail de la transition, rapide mais progressive, entre granodiorite mylonitisée et ultracataclasites massives. Longueur de la vue : 1.1 m.

(Page suivante)

(e) Structures C-S dans la granodiorite sur le flanc est du golfe de Panormos (localisation en Fig. II.10c). Hauteur de la vue : 37 cm.

(f) Bandes de cisaillement cataclasiques dans la granodiorite gneissifiée, légèrement au nord de la vue (e). Localisation en Fig. II.10c. Longueur de la vue : 25 cm.

(g) Fentes de tension recoupant la granodiorite dans l'est de l'île (localisation en Fig. II.10a), dont les plus larges constituent des filons de barytine d'épaisseur métrique. Longueur de la vue : ≈6 m.

SW NE



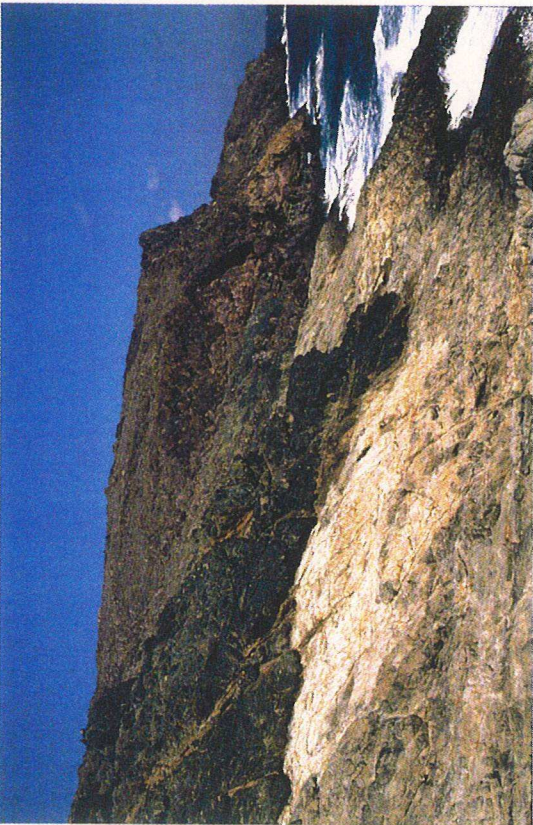
j

W E



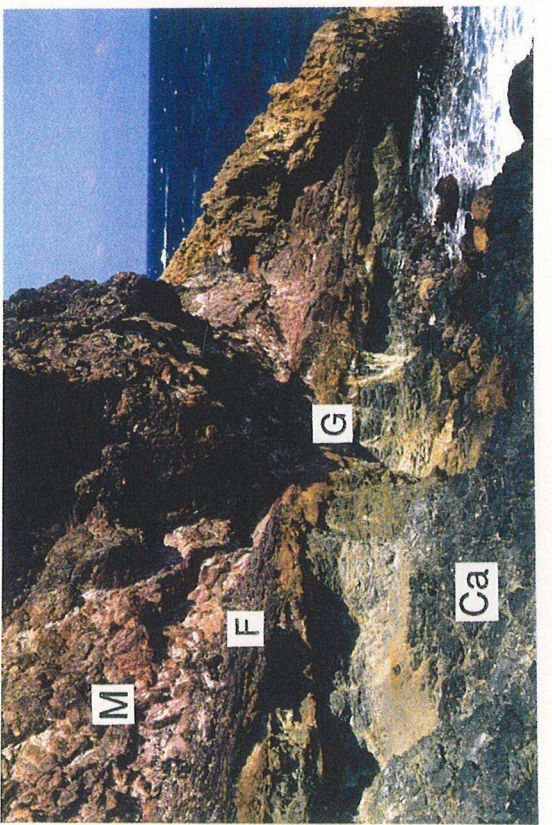
k

SW NE

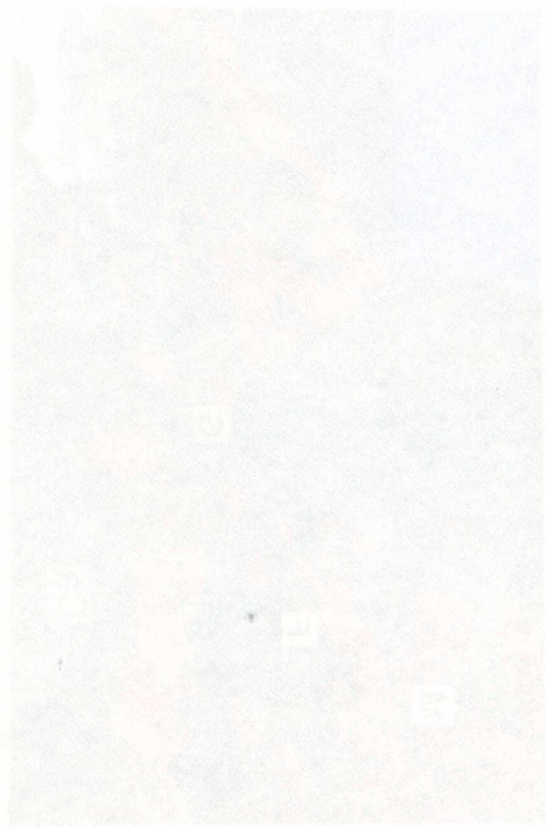


h

SW NE



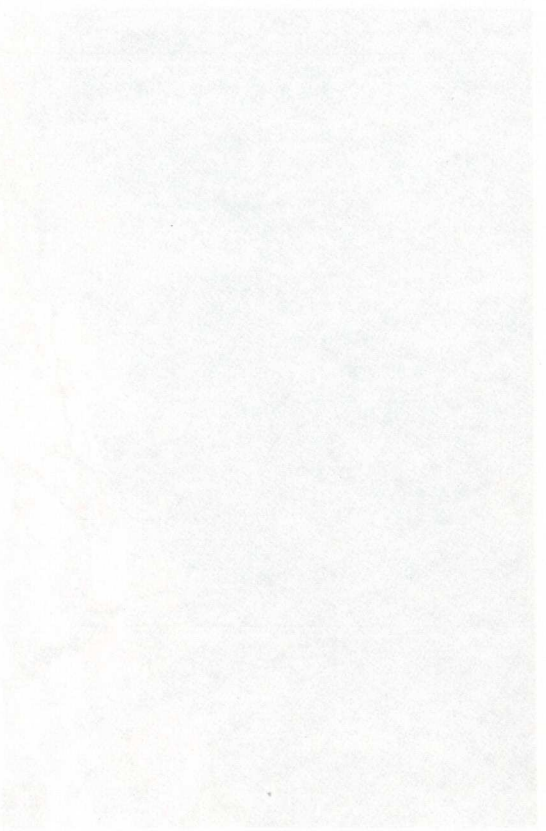
i



3M



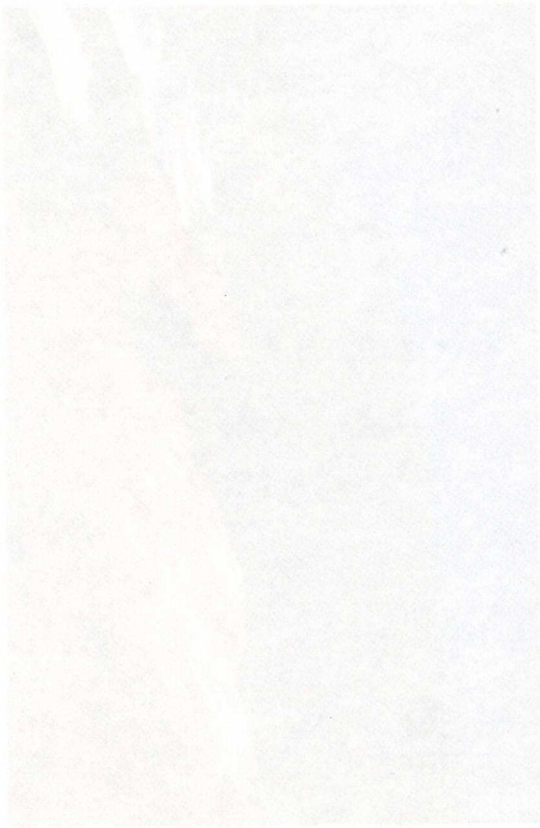
ME



M



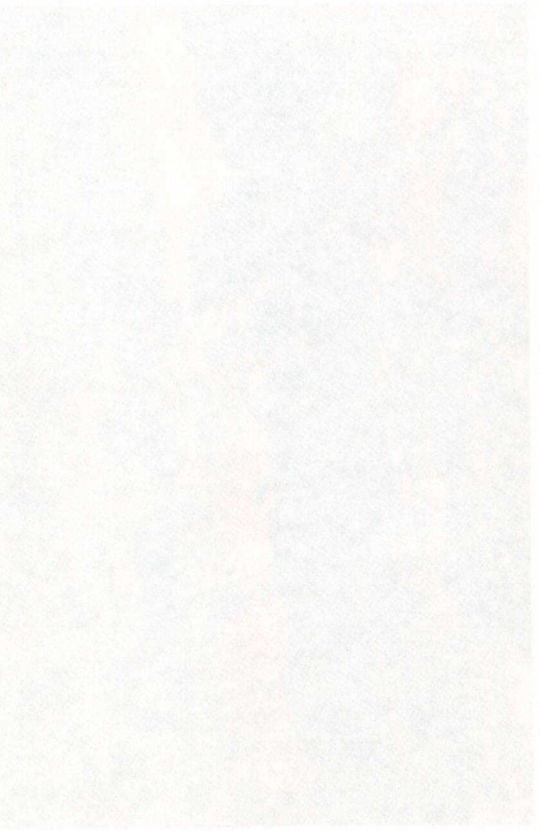
E



3M



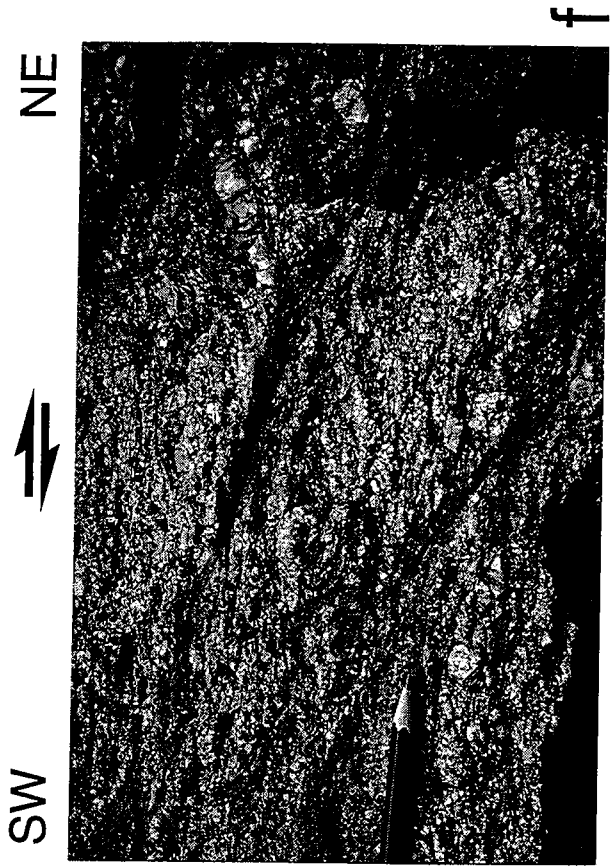
ME



3M



ME



f



g



e

II. L'île d'Eubée dans son ensemble

Fig. II.11: Cartes de l'île d'Eubée et des régions avoisinantes.

(a) Carte géologique et structurale, simplifiée et modifiée d'après Guernet (1971, 1978b) principalement, et d'après Ferrière (1974) en Othrys (l'amorce du continent au nord-ouest), Katsikatos et al. (1984) pour l'extrême nord-ouest de l'île, Katsikatos (1966-1991) pour le sud-est, Bavay & Romain-Bavay (1980) pour l'extrême sud-est, et Guernet (1971), Philip (1974) et Roberts & Jackson (1991) pour la distribution des bassins et des failles (détaillées en Fig. II.11b) le long du continent en face de l'île. Cette carte fait ressortir l'agencement des unités structurales issu des déformations tangentielles (compressive puis extensive) postérieures à l'obduction de la nappe ophiolitique hellénique à la fin du Jurassique. 1: sédiments néogènes; 2+3+4: Unité supérieure plus ou moins métamorphique (formations de la zone pélagonienne); 2: couverture transgressive post-obduction, Cénomanién-Eocène inférieur, flyschoidé à partir du Maestrichtien; 3: calcaires triasiques et jurassiques + nappe ophiolitique charriée à la fin du Jurassique; 4: socle orthogneissique anté-Permien (dans le nord-ouest de l'île) et ensemble volcano-détritique Paléozoïque supérieur-Trias; 5+6: Unité inférieure métamorphique; 5: sous-unité médiane Ambelakya-Syros (schistes, marbres plus ou moins siliceux, et métaflysch de 0-500 m d'épaisseur); 6: sous-unité basale Olympe-Almyropotamos (marbres massifs Trias-Eocène inférieur ou moyen, et métaflysch de 0-500 m d'épaisseur); 7: le détachement extensif entre Unités supérieure et inférieure (peut correspondre à un ancien chevauchement réactif, quoiqu'il n'y ait pas d'indice en faveur de cette hypothèse); 8: contact chevauchant entre les deux sous-unités de l'Unité inférieure (il ne semble pas que la déformation extensive ultérieure se soit particulièrement localisée le long de ce contact); 9: contacts anormaux de second ordre : ceux de l'Unité supérieure sont sûrement des chevauchements; ceux de l'Unité inférieure, à l'extrême sud-est de l'île, sont supposés chevauchants.

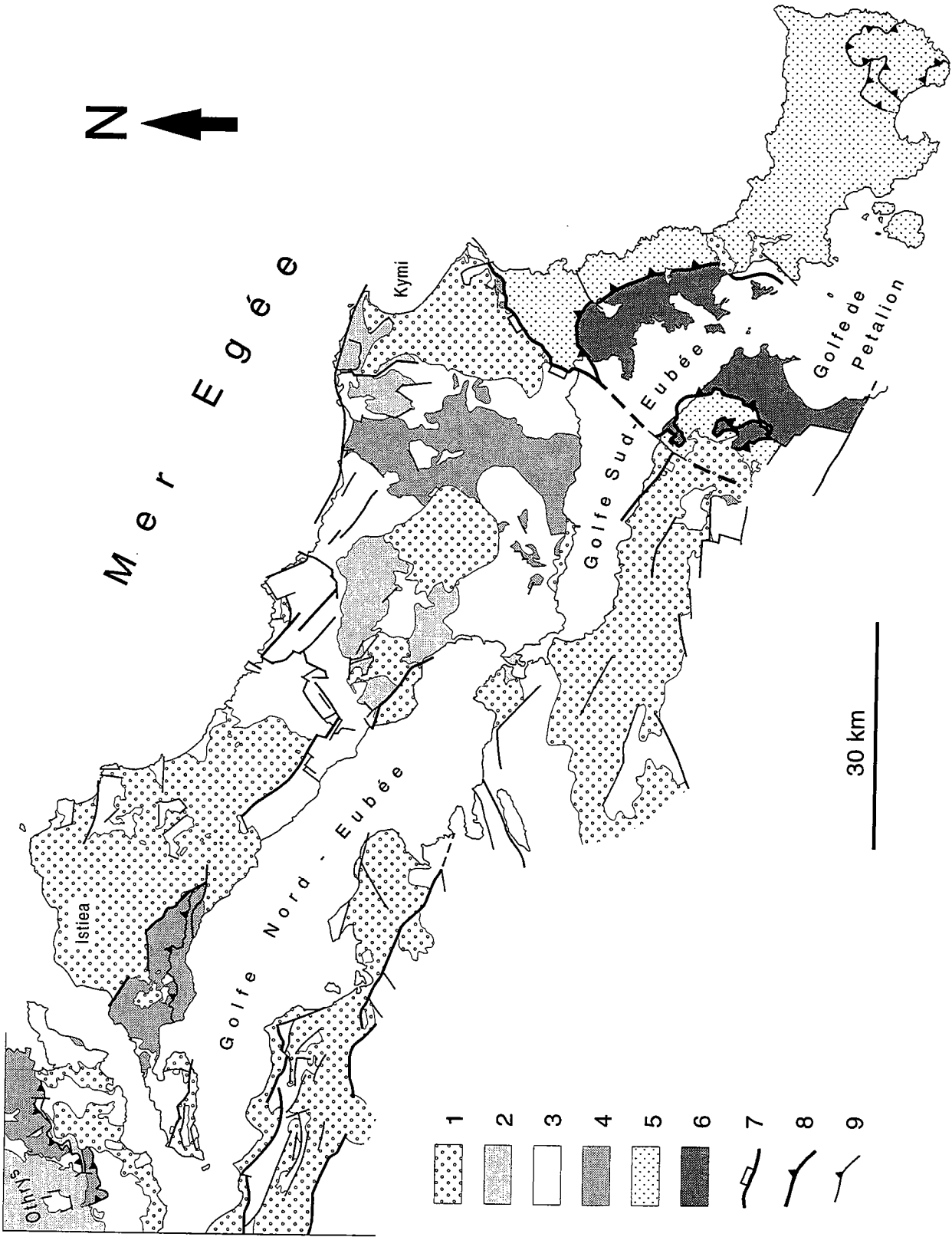


Fig. II.11: Cartes de l'île d'Eubée et des régions avoisinantes (suite).

(b) Carte des accidents récemment actifs (Miocène supérieur-Actuel), à partir des travaux de Guernet (1971), Philip (1974), Katsikatos et al. (1984) et Roberts & Jackson (1991) pour le domaine émergé, et Martin (1987), Papanikolaou et al. (1988a), Petissoratis et van Andel (1991), Roberts & Jackson (1991) et les contours bathymétriques (voir par exemple la Fig. I.31a) pour le domaine marin. Domaine émergé : 1: bassins néogènes (de l'Aquitainien-Burdigalien au Plio-Quaternaire au toit de l'Unité supérieure; à partir de la fin du Miocène supérieur au toit de l'Unité inférieure, excepté peut-être en Attique, où il peut s'agir de Miocène inférieur ou moyen, cf Guernet, 1971, p. 231-233); 2: substratum des bassins néogènes. Domaine marin : 3+4+5: contours bathymétriques. Accidents : 6: détachement extensif; 7: failles normales majeures; 8: failles normales de second ordre; 9: failles avec une forte composante décrochante probable.

Il est possible que la faille de détachement ne soit déjà plus active à l'époque considérée (depuis le Miocène supérieur inclus : voir la discussion sur l'âge de l'extension dans la partie II.B). Un commentaire plus détaillé de cette figure est donné dans les pages suivantes.

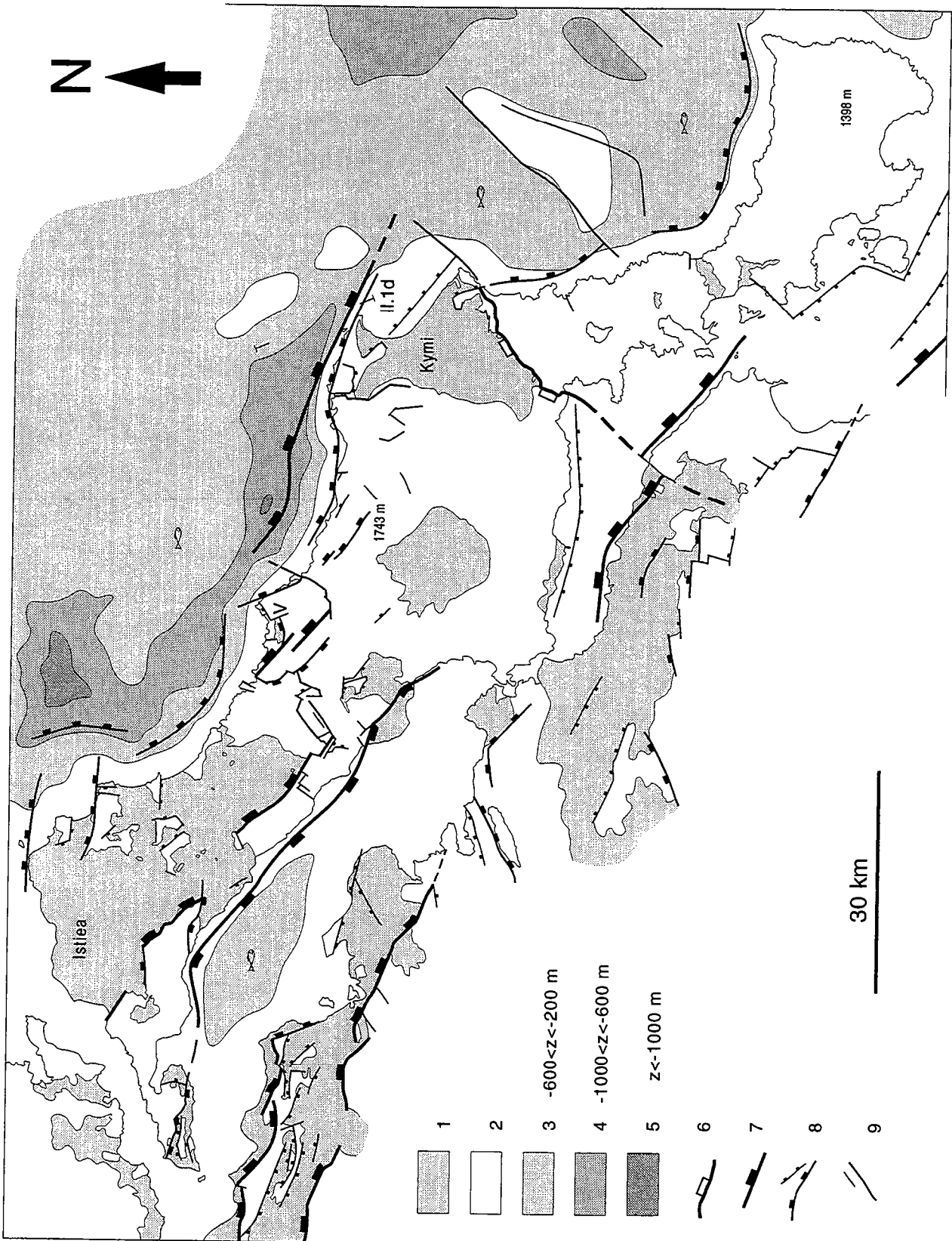
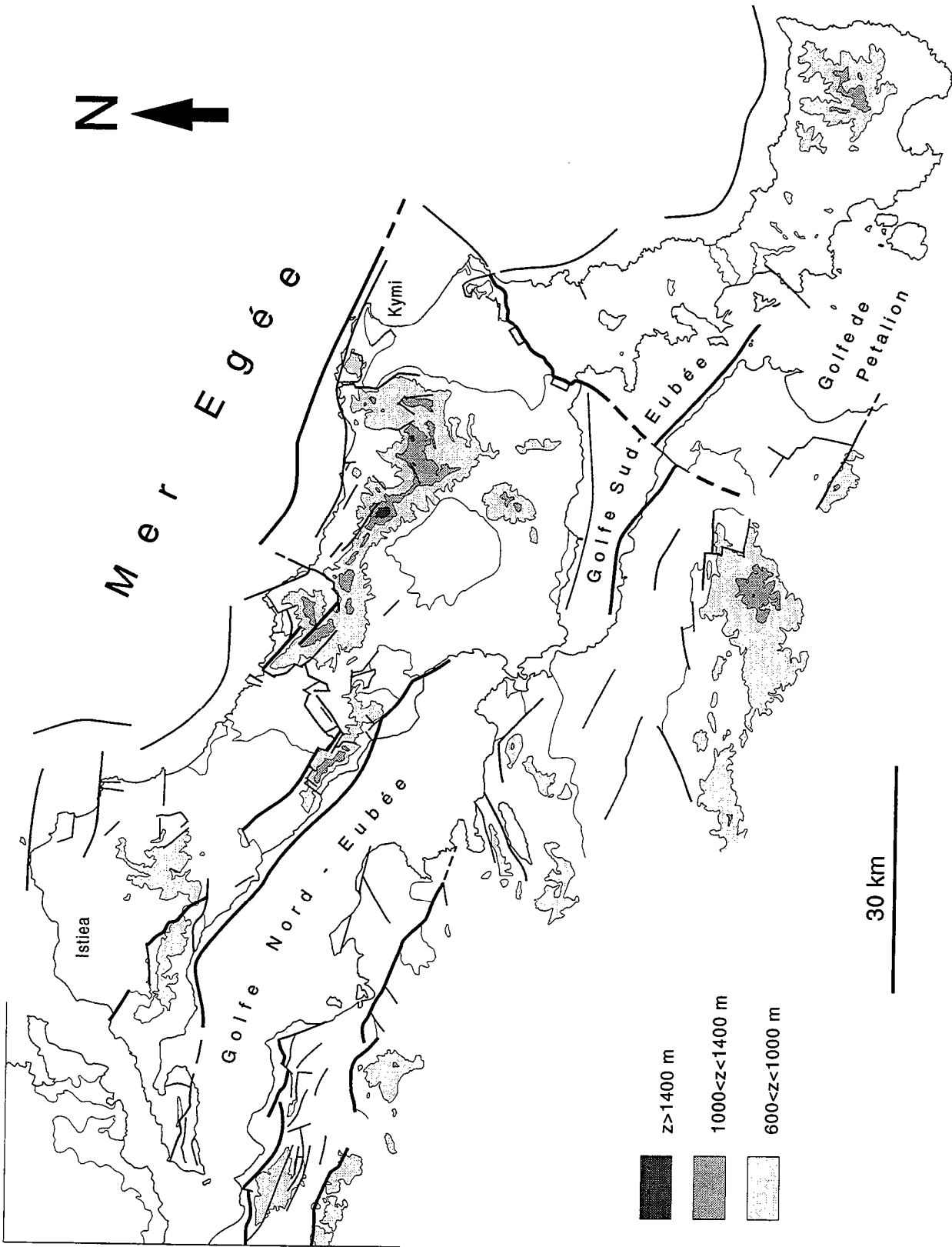


Fig. II.1.1: Cartes de l'île d'Eubée et des régions avoisinantes (suite).

(c) Carte des relations entre topographie et fracturation récente (Miocène supérieur-Actuel), à comparer avec (b). On constate qu'en dehors de la partie centrale du bassin d'Istiea, les bassins néogènes sont tous situés à des altitudes inférieures à 600 m. Le relief est visiblement contrôlé par les accidents en faille normale au sein de l'Unité supérieure. Les accidents transverses (NE-SW) au centre-ouest de l'Eubée n'ont pas d'expression topographique marquée. La relation topographie-tectonique dans l'Unité inférieure n'est pas évidente. Un commentaire est donné dans les pages suivantes.



Discussion sur la déformation récente du nord-ouest de l'Eubée

Cette discussion est un commentaire des Fig. II.11b et c. Toutes les failles reportées sur les cartes ont joué pendant un temps au moins au cours de la période allant du Miocène supérieur inclus jusqu'à aujourd'hui, à l'exception peut-être du détachement extensif. Certaines sont toujours actives (Fig. I.29a et c). La zone de faille limitant au sud-ouest le bassin d'Istiea, inclinée vers le nord-est et actuellement segmentée, n'est pas prise en compte dans les analyses récentes de Roberts & Jackson (1991; Fig. I.29c) et Westaway (1991; Fig. I.29d). La Fig. II.11b suggère néanmoins qu'il s'agit d'une structure régionale importante. L'essentiel du remplissage détritique (fluvatile) et marno-calcaire (lacustre) du bassin d'Istiea est Miocène supérieur-Pliocène (Guernet, 1971; Katsikatsos et al., 1981; Mettos et al., 1990). Parmi les dépôts fluvatiles, les conglomérats dominent au sud et au sud-ouest, les silts et argiles dominent au centre et au nord (Guernet, 1971), confirmant l'hypothèse d'un contrôle du bassin par la zone de faille bordière du sud-ouest.

Selon Roberts & Jackson (1991; Fig. I.29c), la déformation dans le nord-ouest de l'Eubée est actuellement dominée par le jeu de la faille à regard sud-ouest qui longe le Golfe Nord-Eubée, à l'origine d'une importante subsidence de ce dernier et d'un basculement vers le nord-est des formations de l'île. A l'appui de cette interprétation, Roberts & Jackson (1991) signalent que les sédiments du bassin d'Istiea sont inclinés vers le nord-est (voir aussi la Fig. I.29d). Les mesures de plans de stratification effectuées lors de notre étude confirment globalement cette observation (Fig. II.13a), quoique la distribution des directions de plans apparaisse plus complexe dans le détail, en particulier dans le nord du bassin. Les relations entre topographie et fracturation, en Fig. II.11c, montrent qu'une partie non négligeable du bassin d'Istiea est située à plus de 600 m d'altitude (max. 990 m), à la différence de ce qui est observé dans les autres bassins néogènes de la région. Ceci est également en accord avec l'hypothèse d'un soulèvement récent du nord-ouest de l'Eubée dans le mur de la faille du golfe Nord-Eubée. Enfin, l'aspect segmenté de la faille bordière du bassin d'Istiea et le débordement des sédiments vers le sud-ouest au niveau de deux larges ouvertures sont en faveur d'un jeu plus ancien sur cette faille. Mettos et al. (1990) attribuent un âge Pliocène inférieur aux sédiments du bassin qui atteignent la côte sud-ouest de l'île.

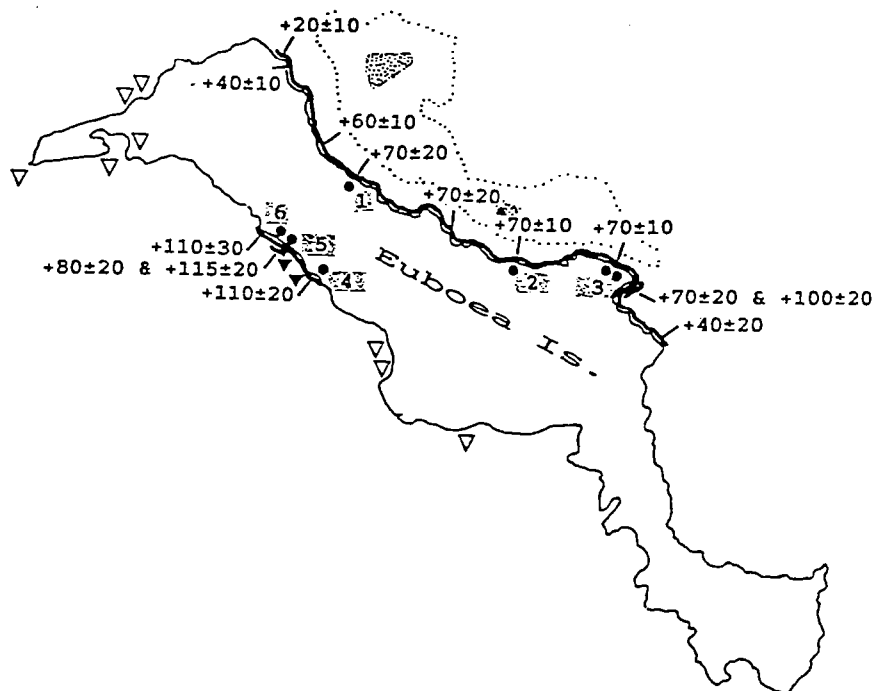
A une échelle plus vaste, et toujours selon Roberts & Jackson (1991), le centre et le nord-ouest de l'Eubée constituent un horst le long duquel la polarité du basculement est inversée (Fig. I.29c). Cette situation est similaire à celle décrite par Colletta et al. (1988) le long du golfe de Suez. Dans la région intermédiaire, une large zone de faille orientée NE-SW est cartographiée par Guernet (1971; Fig. II.11b). Cette zone est apparemment constituée d'une succession de courts segments de faille ayant globalement la même orientation NE-SW. Nous proposons d'interpréter cette structure comme une zone de

transfert (Gibbs, 1984) entre les failles normales majeures du bassin d'Istiea et de la côte nord de l'Eubée centrale, c'est-à-dire entre deux failles synthétiques inclinées au nord-est (dans le détail, on peut même distinguer deux relais successifs entre trois zones de faille normale; voir aussi la Fig. 2 de la partie II.B). Cette structure transverse peut également accommoder une partie du transfert des déplacements dans le dispositif plus récent à failles antithétiques (e.g., Colletta et al., 1988). La Fig. II.11c montre qu'à la différence des failles normales NW-SE à WNW-ESE, la zone de faille NE-SW n'a pas d'expression topographique marquée, ce qui s'accorde avec l'hypothèse d'un jeu essentiellement décrochant le long de cette structure.

L'estimation du sens et de l'ampleur des mouvements verticaux des lignes de côte apporte des informations complémentaires sur la déformation récente de l'Eubée. Par exemple, la côte nord-est de l'île montre localement des sédiments marins du Pliocène perchés à environ 100-130 m d'altitude (village de Vlachia, Guernet, 1971; "V" sur la Fig. II.11b), suggérant une surrection récente dans le mur d'une faille normale localisée en mer. La carte topographique (Fig. II.11c) montre que ces sédiments sont en outre situés dans le toit immédiat de la principale zone de faille normale de cette partie de l'île. Si l'on admet comme Jackson et al. (1982) que la surrection du mur d'une faille normale est toujours beaucoup moins importante que la subsidence de son toit (voir aussi Jackson & McKenzie, 1983; Vita-Finzi & King, 1985; Fig. I.29b), on peut en déduire que la faille située à terre a quasiment cessé de jouer depuis le Pliocène, et qu'elle a été prise en relais par la faille située en mer. Cette cinématique est compatible avec un modèle de migration de la fracturation majeure "vers l'avant", c'est-à-dire dans la direction d'inclinaison des failles normales principales (e.g., Buck, 1988), tel que nous l'avons proposé pour l'évolution à plus long terme des Cyclades (parties II.A et II.B). Comme signalé dans la partie I (paragraphe C.1.b7), une même cinématique est décrite au niveau du graben du golfe de Corinthe (e.g., Vita-Finzi & King, 1985; Fig. I.29b).

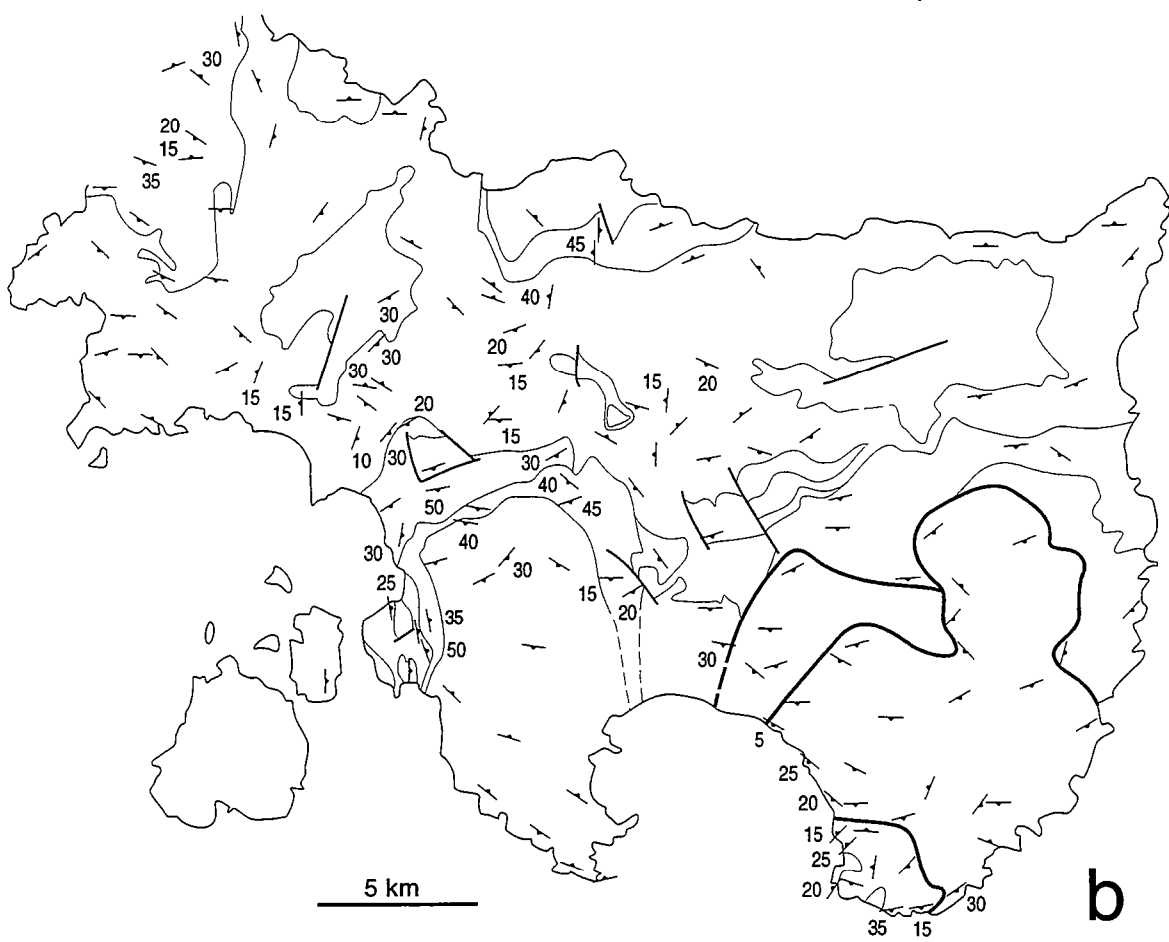
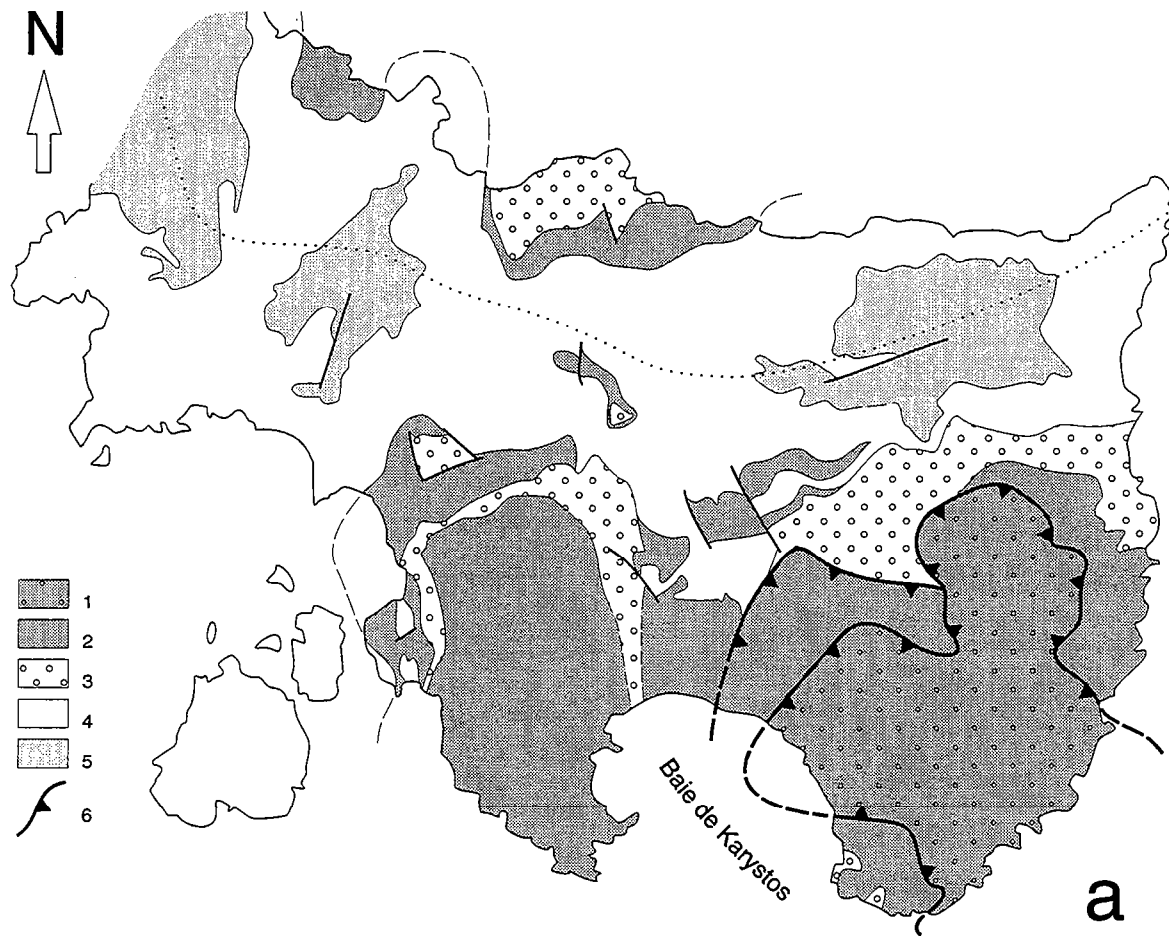
Par ailleurs, Stiros et al. (1992) ont montré qu'une grande partie de la côte nord-est et une partie réduite de la côte sud-ouest de l'Eubée ont subi une surrection de l'ordre du mètre depuis environ 2500 ans (Fig. II.11d). Ces surrections sont interprétées comme étant d'origine tectonique, du fait que le niveau de la mer depuis bien avant cette époque n'a jamais été plus élevé qu'actuellement (e.g., Vita-Finzi & King, 1985; Roberts & Jackson, 1991). Selon Stiros et al. (1992), la surrection de la côte nord-est s'est réalisée "instantanément" (>1 cm/an), sans doute en réponse à un séisme de forte magnitude ($M_s \geq 7.0$). Cette donnée vient compléter la carte de la distribution de la sismicité dans l'est de la Grèce continentale (Fig. I.29a), obtenue avec "seulement" un siècle d'enregistrement sismique (Ambraseys & Jackson, 1990). Toute la côte nord-est de l'Eubée centrale et septentrionale apparaît ainsi active (Fig. II.11d), en accord avec les données bathymétriques (Fig. II.11b). Par rapport à l'interprétation de Roberts & Jackson (1991; Fig. I.29c), on constate que l'Eubée semble

davantage constituer un héli-graben simple (e.g., Fig. I.35) plutôt qu'un graben à polarité changeante, d'autant que la côte sud-ouest de l'île présente des évidences de surrection, certes, mais aussi de subsidence récente (triangles noirs et blancs en Fig. II.11d). Il est possible également qu'il y ait continuité de la faille en mer tout au long de la côte nord-est de l'île, et non pas interruption comme suggéré en Fig. II.11b et en Fig. 2 de la partie II.B.



Location of late Holocene crustal displacements observed on Euboea Island. Heavy line = occurrence of a single elevated shoreline; double heavy line = two superimposed elevated notches (the amount of present-day emergence is indicated in centimetres); dots = locations of dated samples (see Table 1); closed triangles = submerged notch indicating a former sea level at -40 ± 20 cm; open triangles = locations of submerged archaeological remains. The submerged escarpment northeast of the island is indicated by the -400 m isobath (dotted line). Two zones deeper than -1000 m are stippled.

Fig. II.11: Cartes de l'île d'Eubée et des régions avoisinantes (suite et fin).
(d) Mesures des mouvements verticaux des lignes de côte depuis environ 2500 ans, d'après Stiros et al. (1992).



12. Le sud et le centre de l'Eubée

Fig. II.12: L'Eubée méridionale : cartes, coupes et illustrations de terrain.

(a) Carte géologique de l'extrême sud de l'Eubée, simplifiée d'après Chenevart & Katsikatos (1967), Guernet (1971) et Bavay & Romain-Bavay (1980). Toutes les formations rencontrées sur cette carte appartiennent à l'unité Ambelakya-Syros (cf Fig. II.11a). 1: sous-unité locale de Kastri, dont la lithologie suggère un lien avec les niveaux sommitaux de l'unité principale sous-jacente (cf Bavay & Romain-Bavay, 1980, p. 70-73); 2: quartzschistes, quartzites, schistes amphibolitiques et métatuffites; 3: métaolistostrome ophiolitique (à serpentinites et blocs déformés de metabasalte, métagabbro et radiolarite, dont la taille atteint plusieurs centaines de mètres); 4: marbres à niveaux de quartzite; 5: schistes constituant la base de l'unité Ambelakya-Syros.

(b) Mesures de plans de foliation dans l'extrême sud de l'Eubée, d'après Chenevart & Katsikatos (1967), Katsikatos (1966-1991), Guernet (1971) et Bavay & Romain-Bavay (1980) pour les données sans valeur de pendage, et d'après ce travail pour celles avec valeur du pendage.

Fig. II.12: L'Eubée méridionale : cartes, coupes et illustrations de terrain (suite).

(c) Trajectoires de foliation dans l'extrême sud de l'Eubée, établies à partir de la carte (b). Le trait en tiretés désigne l'axe du dôme structural défini à la fois par l'allure des foliations (cette carte) et les contacts lithologiques (Fig. II.12a).

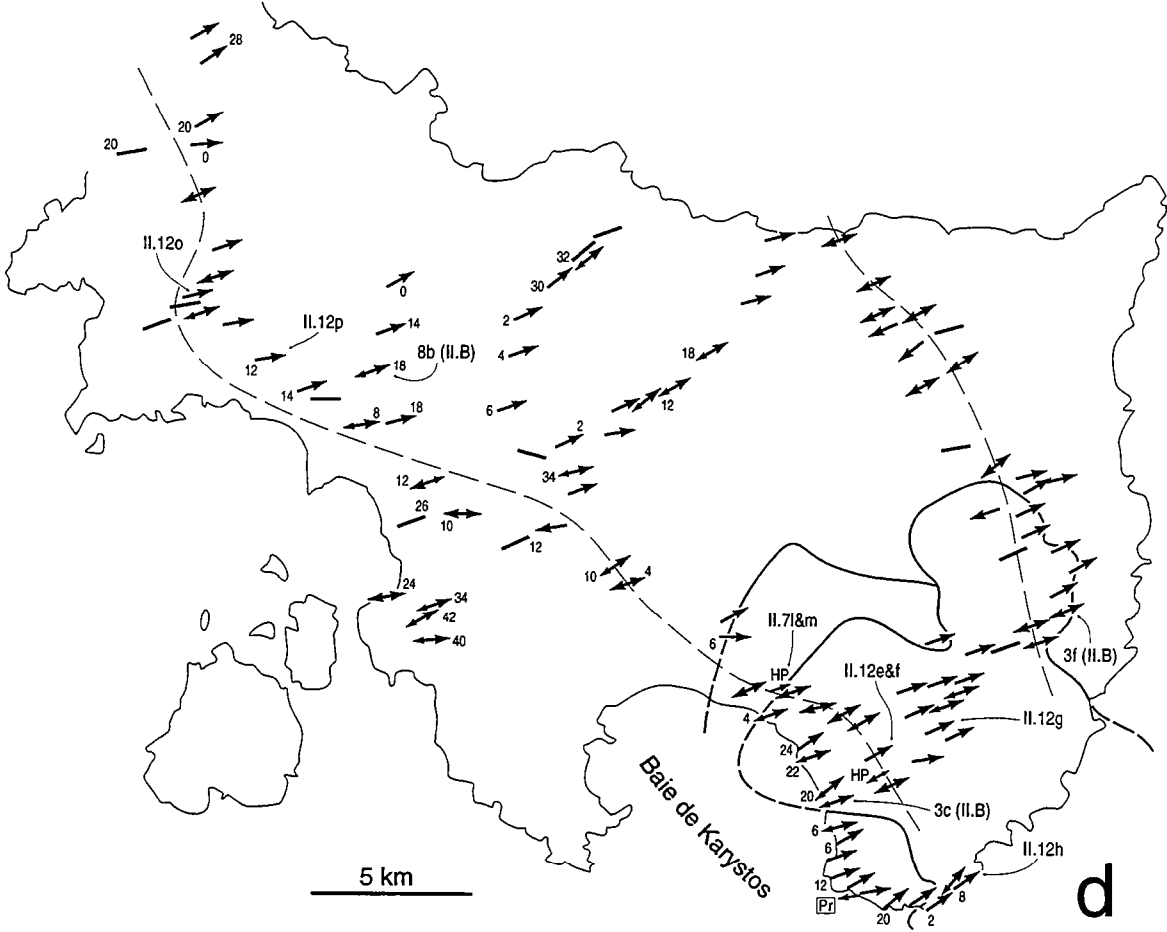
(d) Linéations d'étirement et sens de cisaillement dans l'extrême sud de l'Eubée. La signification des flèches est donnée en Fig. II.3. La flèche "Pr" désigne un site au niveau duquel le sens de cisaillement observé en lame mince est antithétique de celui observé à l'échelle de l'affleurement, au sein de prasinites (voir le paragraphe II.C.7a). Les flèches "HP" désignent la déformation dans des blocs métabasiques à paragenèses HP/LT bien conservées (voir le paragraphe II.C.7b). Les lignes en tiretés désignent les zones le long desquelles on peut invoquer une déformation globalement coaxiale. Dans le détail, on peut observer une tendance à l'inversion du sens de cisaillement à proximité des deux zones représentées, en passant d'un côté à l'autre de la zone. A une échelle plus vaste, cependant, le sens de cisaillement observé en s'éloignant dans les deux sens de la zone est toujours vers l'ENE, au moins dans la région à l'est de la longitude de Karystos (la ville de Karystos occupe le fond de la baie du même nom).

Comme signalé dans la partie II.B, cette distribution des sens de cisaillement est compatible avec un modèle de "partitionnement" des composantes en cisaillement pur et cisaillement simple de la déformation ductile à l'échelle de la dizaine de kilomètres, tel que le proposent Jolivet et al. (1991; Fig. I.6d). Dans ce modèle, l'extension le long d'un niveau de croûte ductile est accommodée non seulement le long de quelques zones de cisaillement normales majeures, mais aussi par étirement coaxial des segments de croûte situés entre ces zones de cisaillement (d'où "partitionnement"), en accord avec certains modèles théoriques concernant la cinématique de l'extension à la transition fragile-ductile, vers 6-10 km de profondeur (e.g., Jackson, 1987). On peut proposer que dans le cas du sud de l'Eubée, ce type de structure représente un stade de la déformation extensive profonde moins avancé que les structures en détachement-dôme métamorphique identifiées par ailleurs. Les zones de cisaillement d'échelle décakilométrique suggérées par la distribution des sens de cisaillement dans l'extrême sud de l'Eubée peuvent ainsi représenter des zones de détachement avortées, illustrant la cinématique des stades précoces de l'extension par détachement dans les niveaux profonds de la croûte.

Toutefois, il faut remarquer sur la carte que les zones à déformation "coaxiale" apparaissent bien plus étroites que celles montrant un sens de cisaillement vers l'ENE. Cette observation n'est pas aisément réconciliable avec un modèle de partitionnement de la déformation entre zones de cisaillement (a priori étroites) et domaines inter-zones (a priori plus larges; Fig. I.6d), même si la méthode de cartographie utilisée ici (cf les divers types de flèche; Fig. II.3) ne contraint pas rigoureusement la proportion cisaillement pur-cisaillement simple en chaque site de mesure.



c



Baie de Karystos

d

Fig. II.12: L'Eubée méridionale : cartes, coupes et illustrations de terrain (suite).

Vues de terrain dans l'extrême sud de l'île (localisations en Fig. II.12d).

(e) Structures "strain-slip" dans des quartzschistes. Ce type de structure, souvent interprété comme le résultat de plusieurs déformations pénétratives superposées, n'a été que rarement observé dans les sections XZ au cours de notre étude, sur trois sites de l'Eubée méridionale et sur un site du nord de l'Attique. Cette rareté n'est pas en faveur d'une interprétation en terme de déformations superposées à l'échelle régionale. Longueur de la vue : 45 cm.

(f) Boudinage asymétrique de veines de quartz dans des quartzschistes du même site que la vue (e). Longueur de la vue : 1 m.

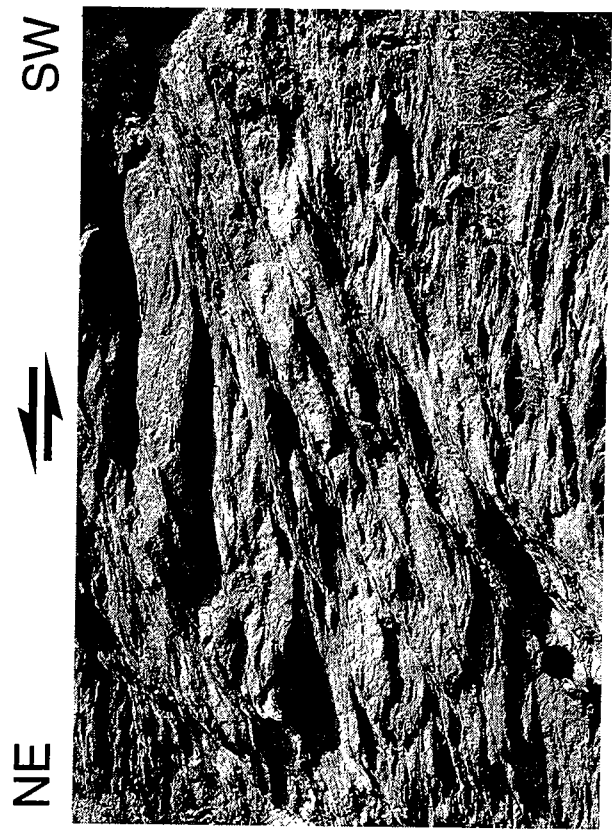
(g) Bandes de cisaillement localisées dans des micaschistes. Longueur de la vue : 1.3 m.

(h) Boudinage asymétrique de veines de quartz dans des schistes blancs. Longueur de la vue : 1.3 m.

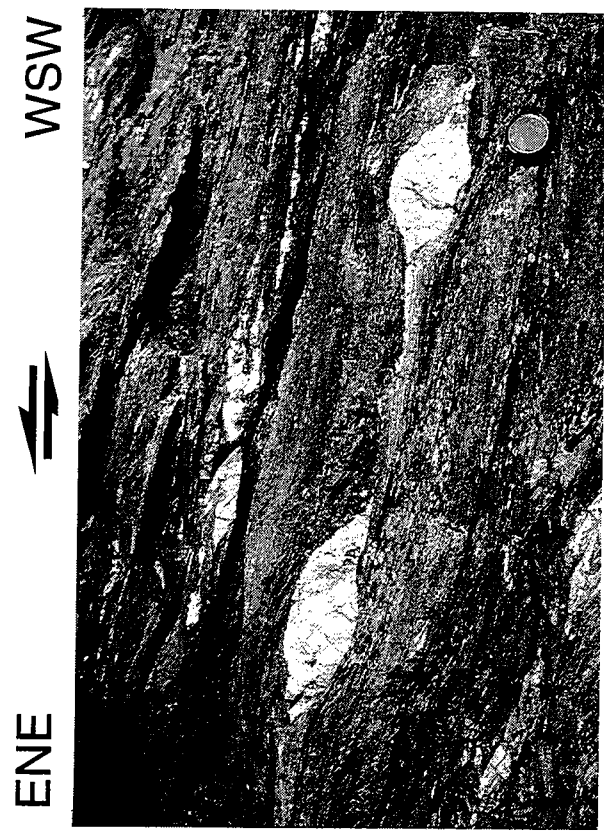
h



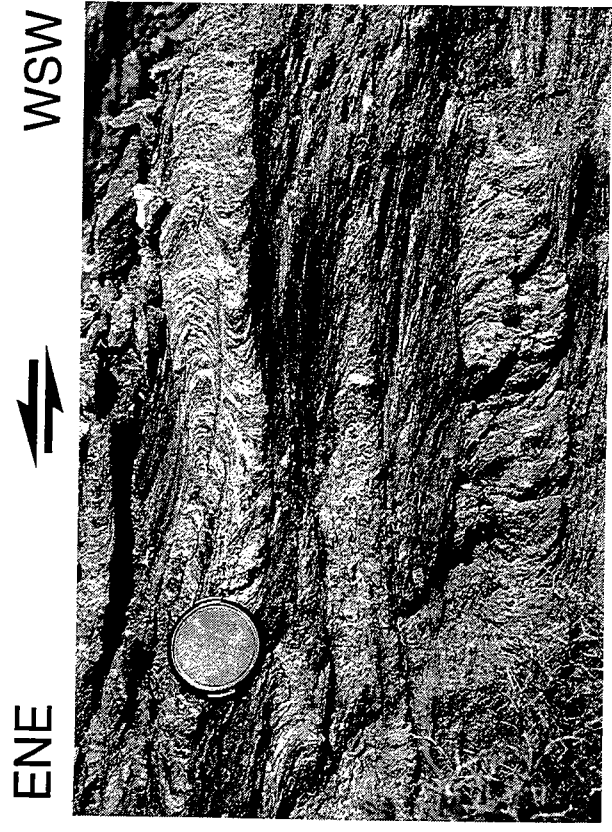
g



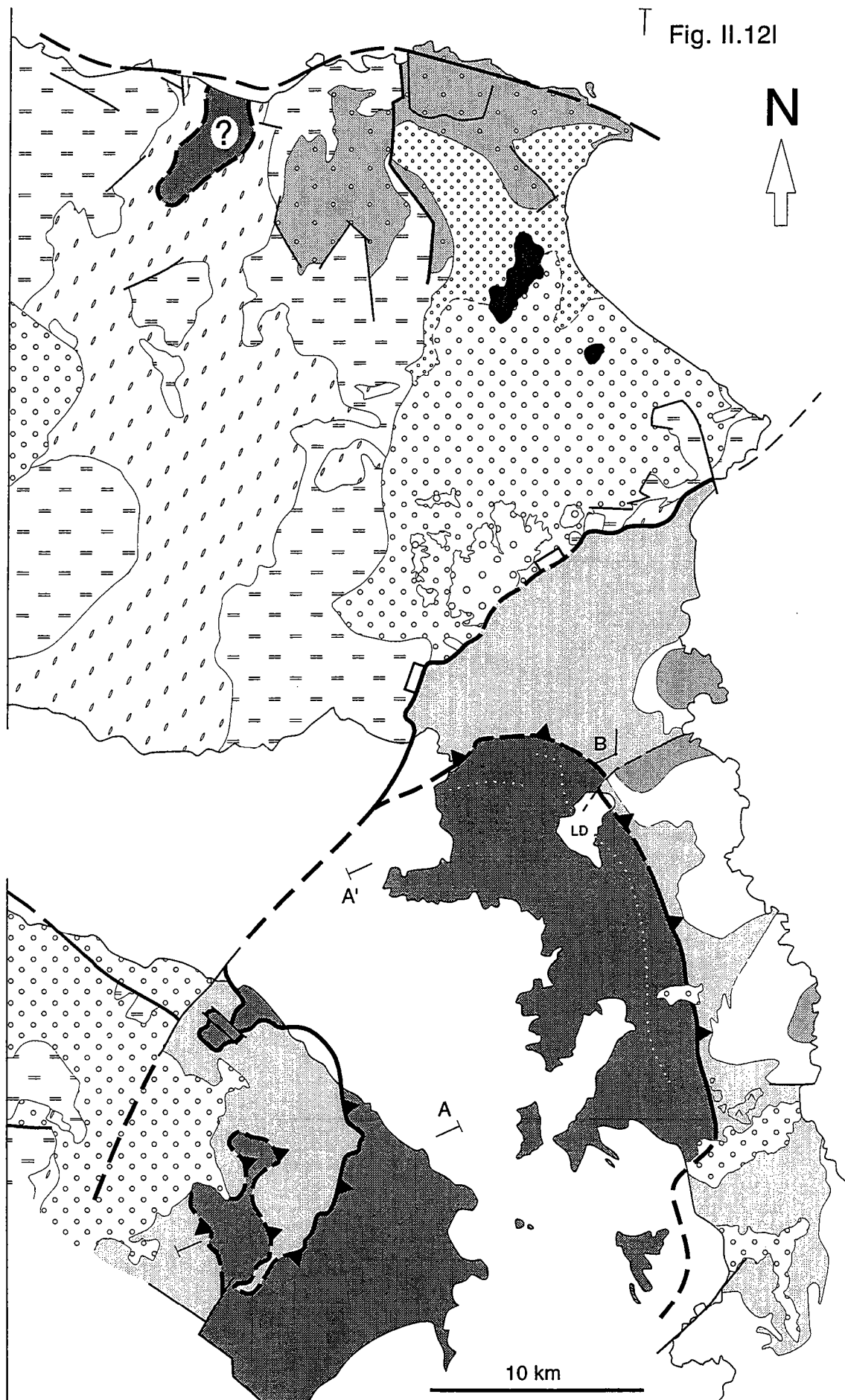
f



e



T Fig. II.12I



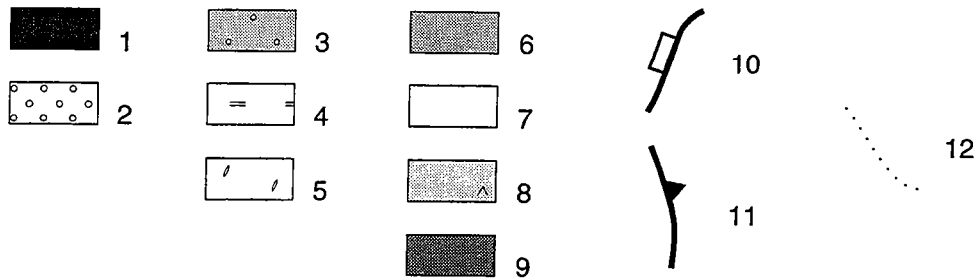


Fig. II.12: L'Eubée méridionale : cartes, coupes et illustrations de terrain (suite).

(i) Carte géologique et structurale du centre-sud de l'Eubée et du nord de l'Attique, simplifiée et modifiée d'après Chenevart & Katsikatos (1967), Katsikatos (1966-1991), Katsikatos et al. (1962-1981) et Guernet (1971). 1: pitons volcaniques recoupant les sédiments du bassin de Kymi (Guernet, 1971, p. 316) et datés 15-13 Ma (Fytikas et al., 1984); 2: sédiments néogènes (voir ci-dessous pour plus de précisions); 3+4+5: Unité supérieure plus ou moins métamorphique (cf Fig. II.12j); 3: couverture transgressive post-obduction, Cénomanién-Eocène inférieur, flyscholite à partir du Maestrichtien; 4: calcaires triasiques et jurassiques + quelques lames de la nappe ophiolitique charriée à la fin du Jurassique; 5: schistes à niveaux de marbres permien et volcano-détritique triasique (série de Séta); 6+7+8+9: Unité inférieure; 6+7+8: sous-unité médiane Ambelakya-Syros; 6: schistes amphibolitiques et quartzites; 7: marbres à niveaux de quartzites; 8: schistes, avec localement vers la base des lentilles de metabasalte et des serpentinites (chevrons); 9: sous-unité basale Olympe-Almyropotamos (marbres massifs Trias-Eocène inférieur ou moyen, et métaflysch sommital); 10: le détachement extensif entre Unités supérieure et inférieure; 11: contact chevauchant entre les deux sous-unités de l'Unité inférieure (le tracé est adapté de Guernet, 1971, en tenant compte d'une épaisseur maximale probable de 500 m pour le métaflysch sommital de la sous-unité Olympe-Almyropotamos, cf Bavay & Romain-Bavay, 1980, p. 17); 12: axe du dôme structural défini par l'allure des foliations (Fig. II.12j) et l'apparition en fenêtre de la sous-unité Olympe-Almyropotamos. "LD" désigne le lac de Distos.

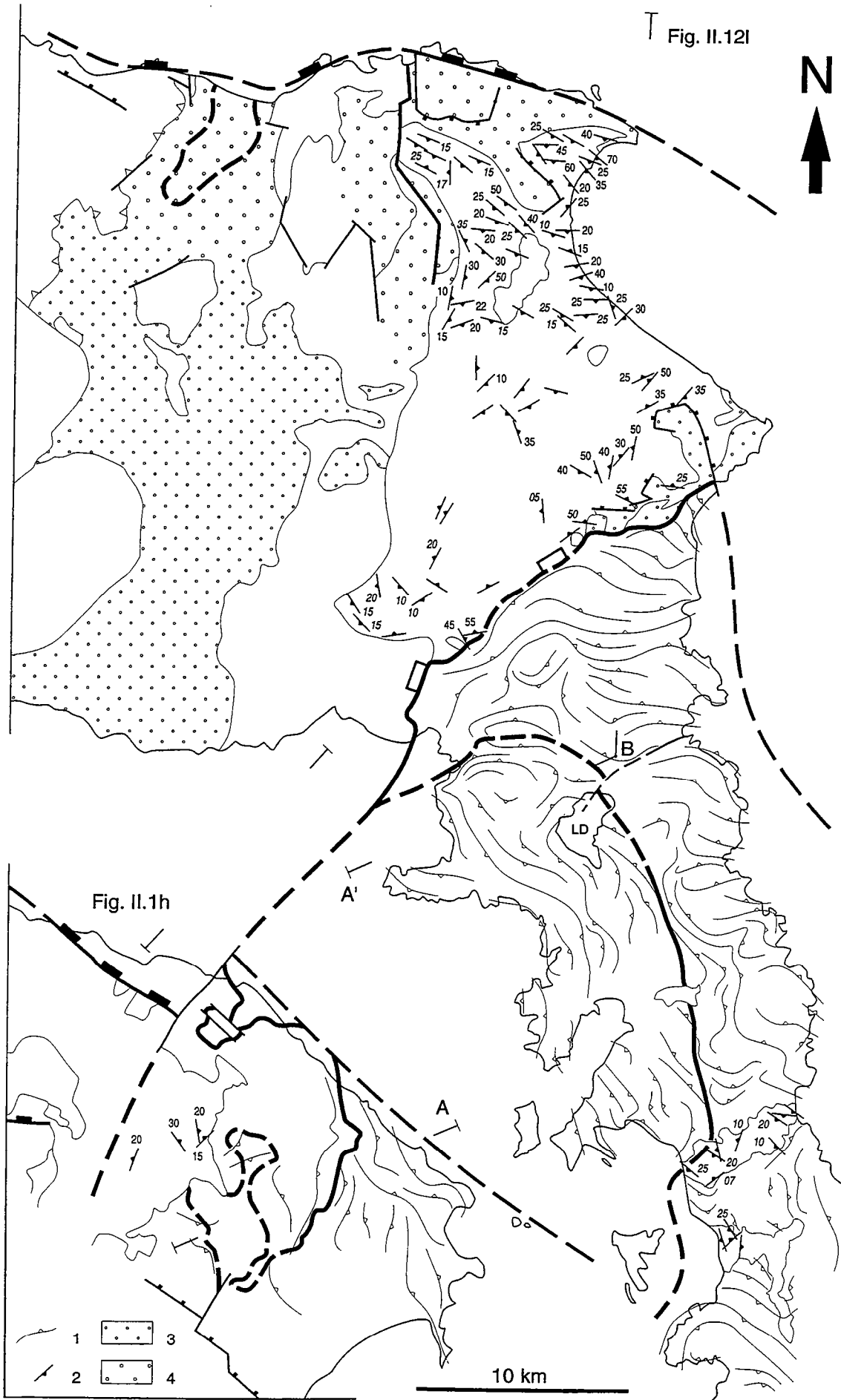
On a subdivisé les sédiments du bassin de Kymi en marno-calcaires (figuré fin au nord), conglomérats et graviers (figuré moyen commun aux autres bassins) et conglomérats grossiers (figuré large au sud), d'après Katsikatos (1966-1991) et Katsikatos et al. (1962-1981). On retrouve localement des marno-calcaires en discordance sous les conglomérats dans l'extrême sud du bassin (Katsikatos, 1966-1991; Katsikatos et al., 1981), avec en-dessous une faible épaisseur d'argiles à lignites et quelques conglomérats datés Aquitanién ou Burdigalién (Guernet, 1971). Les marno-calcaires sont datés du Burdigalién, tandis que l'âge des conglomérats et graviers sus-jacents pose problème (voir la discussion sur l'âge de l'extension dans la partie II.B). D'après Guernet (1971, p. 231-233), les sédiments dans le nord de l'Attique sont Miocène inférieur ou moyen, y compris ceux recouvrant l'Unité inférieure. Nous avons pu vérifier localement que les conglomérats de base et les marnes de ce bassin reposent par contact sédimentaire sur les schistes de l'Unité inférieure. Enfin, les quelques sédiments déposés sur l'Unité inférieure de l'Eubée méridionale sont datés Miocène supérieur tardif (Guernet, 1971).

Dans le nord-ouest de la carte est représenté avec un point d'interrogation le contour de la "fenêtre de Stropones", qui, selon Guernet (1978b), fait affleurer les marbres blancs et le flysch métamorphique de l'unité Olympe-Almyropotamos, c'est-à-dire l'Unité inférieure. L'existence de cette fenêtre reste hypothétique : aucune faune n'est décrite dans ces niveaux, et le fait que les calcaires soient métamorphisés ne permet pas de les rattacher clairement à l'Unité inférieure, car ils affleurent dans une région où les différents termes de l'Unité supérieure sont également atteints par le métamorphisme HP (Fig. II.12j : schistes paléozoïques et volcanites triasiques à glaucophane-pumpellyite, mais aussi, vers l'est, bauxites à diaspore dans les calcaires recristallisés triasiques et jurassiques, et marbres à rudistes et métaflysch au nord du bassin de Kymi; Aubouin & Guernet, 1963; Guernet, 1971, p. 74-93, 193, 306, 311; Guernet, 1978b). En outre, Guernet (1971, p. 89) note : "Par leur teinte et leur situation au sein des schistes, les marbres de Stropones rappellent ceux de l'Eubée méridionale; ils s'en distinguent par leur degré de cristallinité beaucoup plus faible, les dimensions des cristaux de calcite ne dépassant pas 1/10ème de mm". Par conséquent, il convient de rester prudent vis-à-vis de l'existence d'une "fenêtre de Stropones", même si plusieurs auteurs l'ont adoptée dans des articles de synthèse (Dürr et al., 1978; Jacobshagen et al., 1978; Bonneau, 1982, 1984). Au sud-ouest de la série de Séta, une autre fenêtre proposée par Argyriadis (1967) semble encore moins justifiée.

Fig. II.12: L'Eubée méridionale : cartes, coupes et illustrations de terrain (suite).

(j) Trajectoires de foliation dans l'Unité inférieure et plans de stratification des sédiments néogènes dans le centre-sud de l'Eubée et le nord de l'Attique. 1: trajectoires de foliation, à partir de données de Katsikatsos (1966-1991) essentiellement, ainsi que Chenevart & Katsikatsos (1967), Guernet (1971) et ce travail; 2: mesures de plans de stratification dans les sédiments néogènes, d'après Katsikatsos (1966-1991) et Katsikatsos et al. (1962-1981) pour les valeurs de pendage en italiques, et d'après ce travail pour les valeurs en chiffres droits; 3+4: distribution approximative du métamorphisme alpin dans l'Unité supérieure, à partir des descriptions de Guernet (1971) principalement (voir la légende de la Fig. II.12i, ainsi que Guernet, 1971, p. 94-95); 3: métamorphisme faiblement exprimé; 4: métamorphisme bien exprimé.

On constate que la "fenêtre de Stropones" (Guernet, 1978b), indiquée en tiretés au nord-ouest, est localisée dans la région où le métamorphisme de l'Unité supérieure est le mieux exprimé, ce qui amène à s'interroger sur la réalité de cet accident, comme signalé auparavant. A l'ouest de cette "fenêtre" est figuré sous la forme d'un chevauchement le contact entre, d'une part, les schistes paléozoïques et volcanites triasiques et, d'autre part, les calcaires massifs triasiques et jurassiques, conformément aux descriptions de Guernet (1971, p. 88-91). Ce contact modeste peut rendre compte d'un saut apparent de l'intensité du métamorphisme entre les deux ensembles de roches.



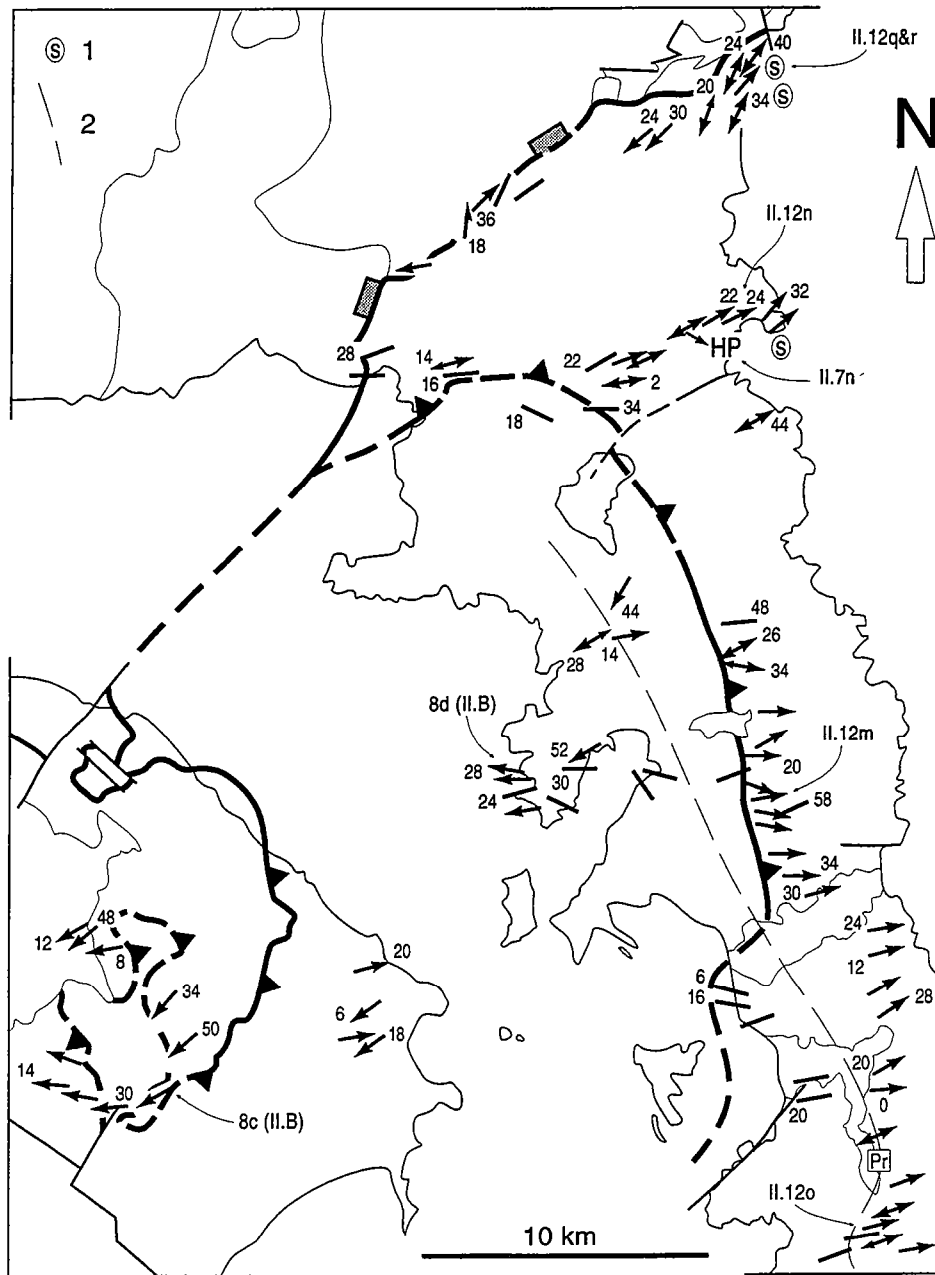


Fig. II.12: L'Eubée méridionale : cartes, coupes et illustrations de terrain (suite).

(k) Linéations d'étirement et sens de cisaillement dans le centre-sud de l'Eubée et le nord de l'Attique. La signification des flèches est donnée en Fig. II.3. 1: sites d'intense déformation ductile (schistes et marbres mylonitisés; e.g., Fig. II.12q); 2: zone de part et d'autre de laquelle une inversion générale du sens de cisaillement est observée. "Pr" désigne un site au niveau duquel le sens de cisaillement observé en lame mince, dans des prasinites, est antithétique de celui observé à l'échelle de l'affleurement et des affleurements voisins (voir le paragraphe II.C.7a). La flèche "HP" désigne la déformation dans un bloc métabasique à paragenèse HP/LT bien conservée (voir le paragraphe II.C.7b).

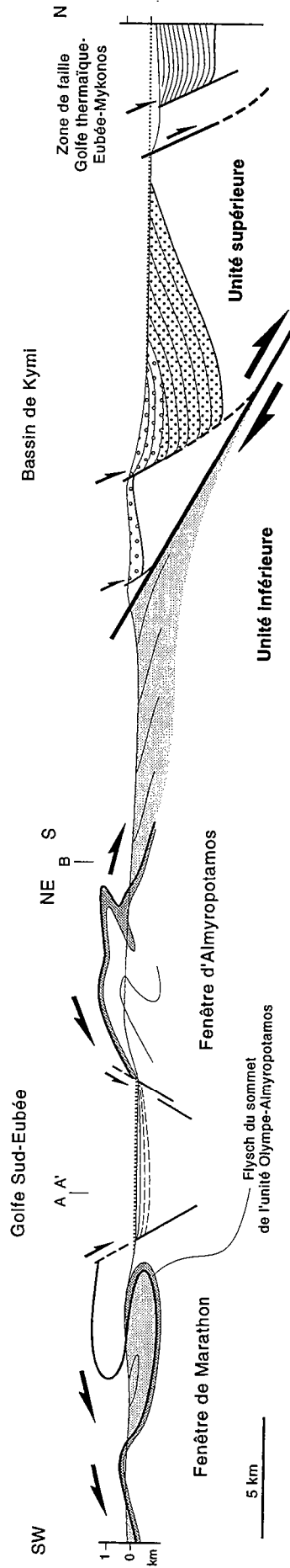


Fig. II.12: L'Eubée méridionale : cartes, coupes et illustrations de terrain (suite).

(1) Coupe depuis le nord de l'Attique vers l'Eubée centrale, localisée en Fig. II.12i et j. La géométrie des bassins Pliocène-Quaternaire (golfe Sud-Eubée et extrême nord de la coupe) est contrainte par deux profils simiques (Fig. II.1d et h). La structure du bassin de Kymi est déduite de la Fig. II.12j et des descriptions de Guernet (1971) et de Katsikatos et al. (1981). L'allure du contact entre les deux sous-unités de l'Unité inférieure (Ambelakya-Syros en gris, Olympe-Almyropotamos en blanc pour les marbres et en gris sombre pour le métaflysch sommital) est déduite des Fig. II.12i et j et de données de Guernet (1971, p. 33, 47). Les demi-flèches noires au-dessus de la coupe indiquent le sens de cisaillement ductile observé à l'aplomb (Fig. II.12k).

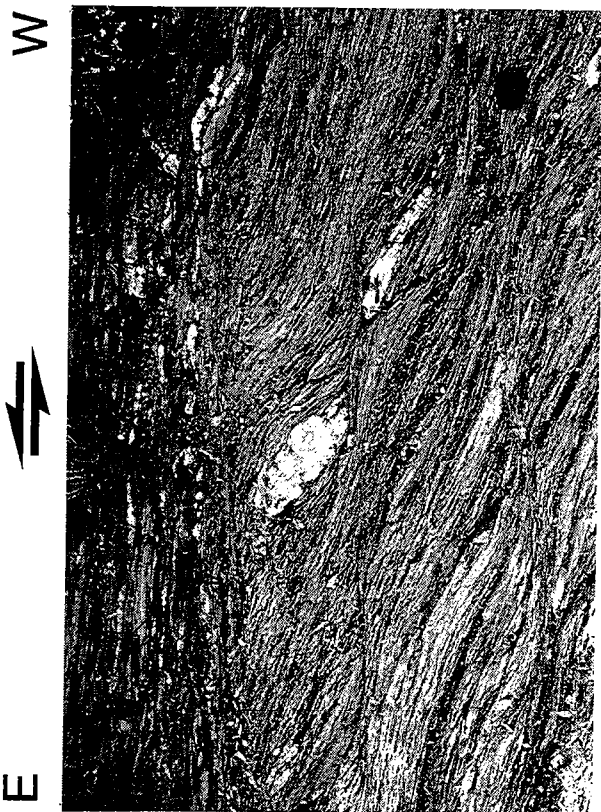
Fig. II.12: L'Eubée méridionale : cartes, coupes et illustrations de terrain (suite et fin).

- (m) Bandes de cisaillement pénétratives dans des micaschistes du centre-sud de l'île (localisation en Fig. II.12k). Longueur de la vue : 1.5 m.
 (n) Idem, plus au nord (localisation en Fig. II.12k). Longueur de la vue : 1 m.
 (o) Bandes de cisaillement plus localisées, toujours dans des micaschistes. Localisation en Fig. II.12d et k. Longueur de la vue : 1 m.
 (p) Boudinage asymétrique d'un niveau de marbre (?dolomitique) dans des calcschistes du sud de l'île (localisation en Fig. II.12d). Longueur de la vue : 2.60 m.
- (q) Vue de surface de la foliation (section XY) dans des marbres mylonitisés de l'Eubée centrale, juste sous le contact entre Unités supérieure et inférieure (localisation en Fig. II.12k). La linéation est bien marquée, définie par l'étrétement des axes de microplis. Longueur de la vue : 70 cm.
- (r) Bandes de cisaillement localisées, dans des quartzschistes du centre de l'Eubée (localisation en Fig. II.12k), un peu au sud de la vue (q). Longueur de la vue : 15 cm.

Fig. II.13: Le nord-ouest de l'Eubée : cartes et illustrations de terrain.

- (d) Déformation pénétrative dans des métacherts de l'ensemble volcano-détritique permo-triasique de l'Unité supérieure (localisation en Fig. II.13a). Noter la forme sigmoïde des "flames", soulignant la présence de bandes de cisaillement pénétratives légèrement inclinées vers la gauche. Longueur de la vue : 40 cm.
- (e) Bandes de cisaillement localisées et foliation sigmoïde dans des micaschistes du même ensemble volcano-détritique (localisation en Fig. II.13a). Longueur de la vue : ≈60 cm.

O



W



E

n

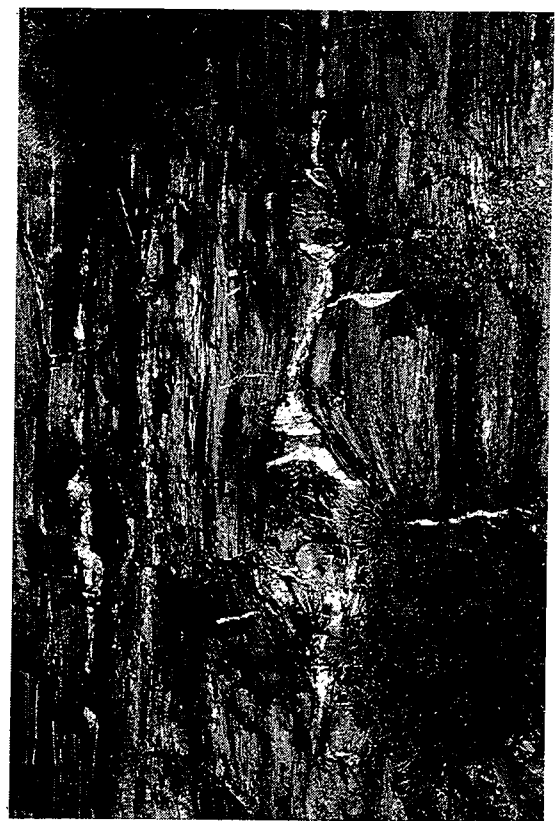


WSW



ENE

p



E



W

m



E



W

NE

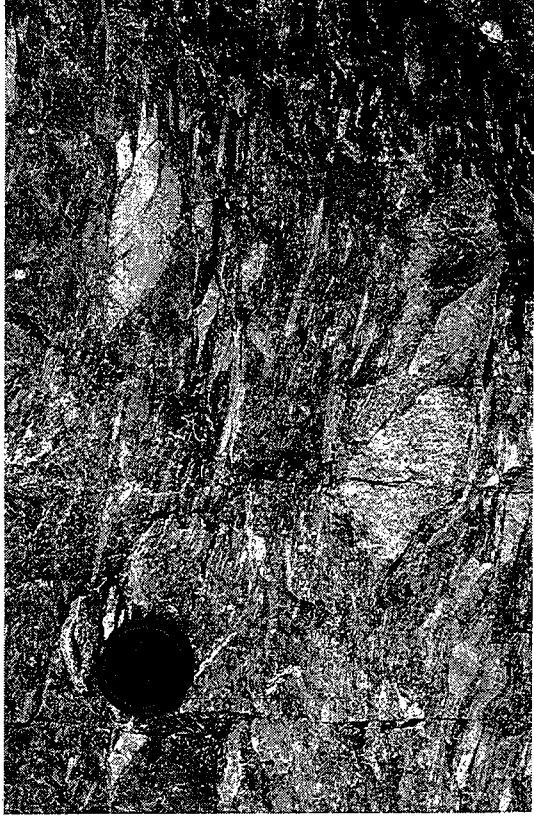


12q

W



E



13d

SW



NE



12r

WSW



ENE



13e

13. Métamorphisme et déformation ductile dans l'Unité supérieure de l'Eubée

(a) Aperçu bibliographique général

En Eubée, l'Unité supérieure est constituée de la série typique de la zone pélagonienne, comprenant des calcaires massifs triasiques et jurassiques, la nappe ophiolitique des Hellénides, charriée à la fin du Jurassique, et une couverture transgressive Crétacé moyen-Eocène inférieur (Guernet, 1971; Bignot et al., 1971). En dehors d'une mince semelle amphibolitique à la base des ophiolites, la majeure partie des affleurements est réputée exempte de métamorphisme. En Eubée centrale, néanmoins, l'ensemble de la série pélagonienne est affecté par un métamorphisme alpin de type HP/LT, observé jusque dans le flysch paléogène sommital, au nord du bassin néogène de Kymi (Fig. II.11a et II.12i). Ce métamorphisme HP est surtout exprimé dans les schistes du Paléozoïque supérieur et les volcanites triasiques de la base de la série, affleurant en une large bande d'orientation N-S à l'ouest du bassin de Kymi (série de Séta : Aubouin & Guernet, 1963; Guernet, 1971, 1978b; Fig. II.12i et j). Au nord, les îles des Sporades (Fig. 2 de la partie II.B) sont également largement affectées par le métamorphisme HP/LT (Guernet, 1971; Jacobshagen & Wallbrecher, 1984), avec des conditions (P,T) estimées à 4-6 kbar et 300-380°C sur l'île de Skopelos (assemblages à Fe-carpholite et chloritoïde; Mposkos & Liati, 1990).

(b) Etude du nord-ouest de l'Eubée

L'Unité supérieure de l'Eubée est également métamorphique dans le nord-ouest de l'île, au dos de la zone de faille normale majeure limitant au sud-ouest le bassin néogène d'Istiea (région de Loutra Edipsou; Fig. II.11a, II.13a et b). Cette région est constituée des formations de base de la série pélagonienne, comprenant des lames d'un socle orthogneissique anté-Permien, un ensemble clastique puis volcano-sédimentaire permotriasique et, en discordance (?), des "calcaires cristallins" Trias-Jurassique moyen (Katsikatsos et al., 1984). La structure est dominée par un chevauchement incliné au nord, recoupant l'ensemble des formations précitées, accompagné dans l'unité du dessous par un pli couché plurikilométrique, déversé au sud, dont le coeur est apparemment occupé par le socle orthogneissique (Fig. II.13b et c). Le métamorphisme alpin est mis en évidence en particulier dans l'ensemble volcano-sédimentaire, caractérisé par des assemblages du faciès schiste vert (prasinites à albite, épidote, chlorite, biotite; Katsikatsos et al., 1984). L'observation en lame mince révèle en outre l'existence d'amphiboles bleu sombre, au moins au sein de l'unité située sous le chevauchement, soit sous forme de reliques, soit apparemment co-stables avec l'amphibole vert-bleu à verte.

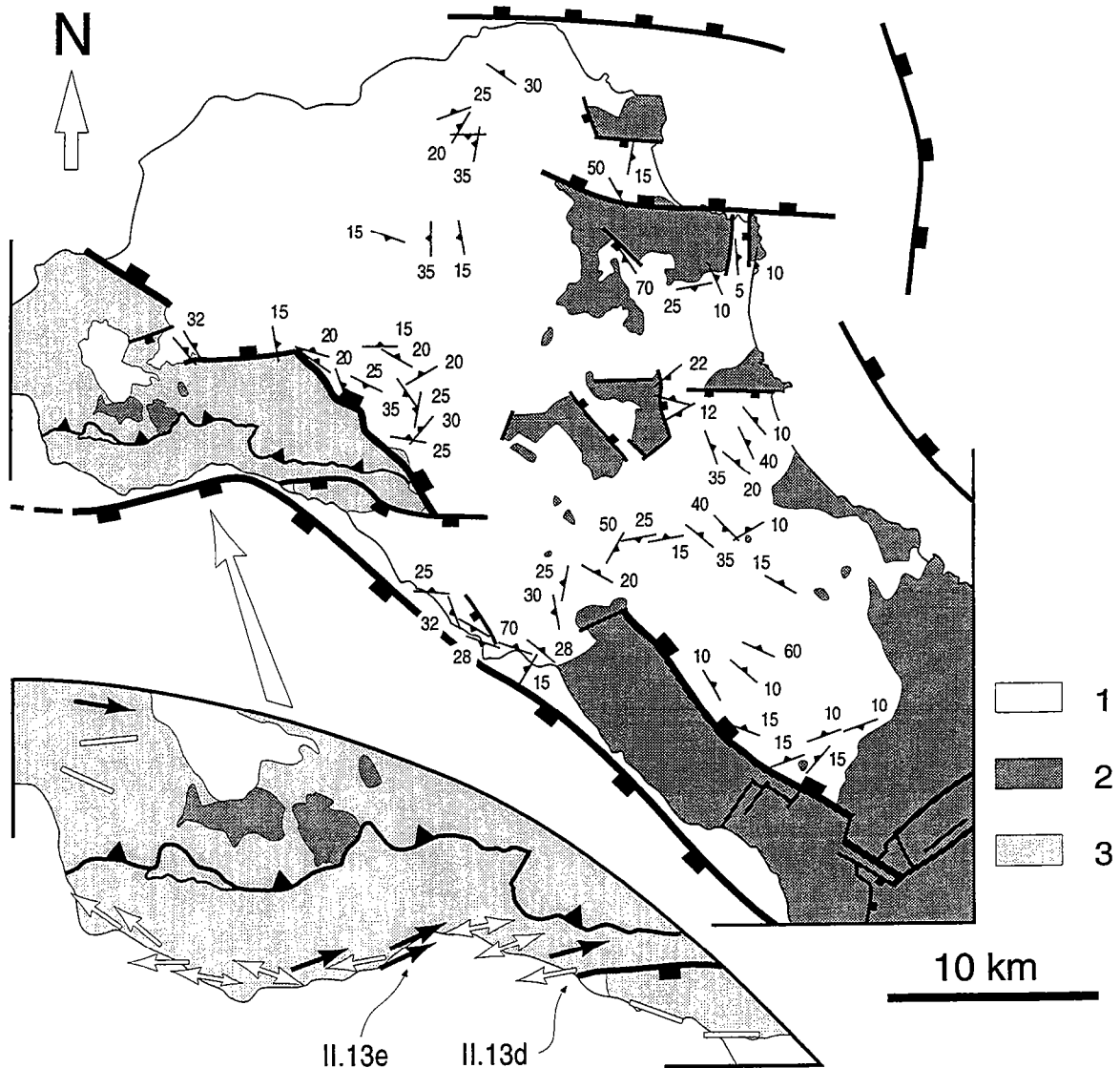


Fig. II.13: Le nord-ouest de l'Eubée : cartes et illustrations de terrain.

(a) Mesures de plans de stratification dans le bassin néogène d'Istiea, et linéations d'étirement et sens de cisaillement ductile dans l'Unité supérieure au dos du bassin (région de Loutra Edipsou), issus de cette étude. Les contours géologiques, la plupart des failles normales et décrochantes, et le chevauchement dans l'ouest sont simplifiés d'après Guernet (1971) et Katsikatos et al. (1984). 1: sédiments néogènes (Miocène supérieur-Pliocène surtout); 2: calcaires plus ou moins cristallins triasiques et jurassiques + nappe ophiolitique charriée à la fin du Jurassique; 3: socle orthogneissique anté-permien et ensemble clastique puis volcano-sédimentaire permo-triasique. La signification des flèches est donnée en Fig. II.3. Les flèches blanches représentent la première déformation ductile, pénétrative; les flèches noires représentent la seconde déformation ductile, plus localisée dans la plupart des lithologies, et pénétrative dans les schistes (succession compression-extension ?).

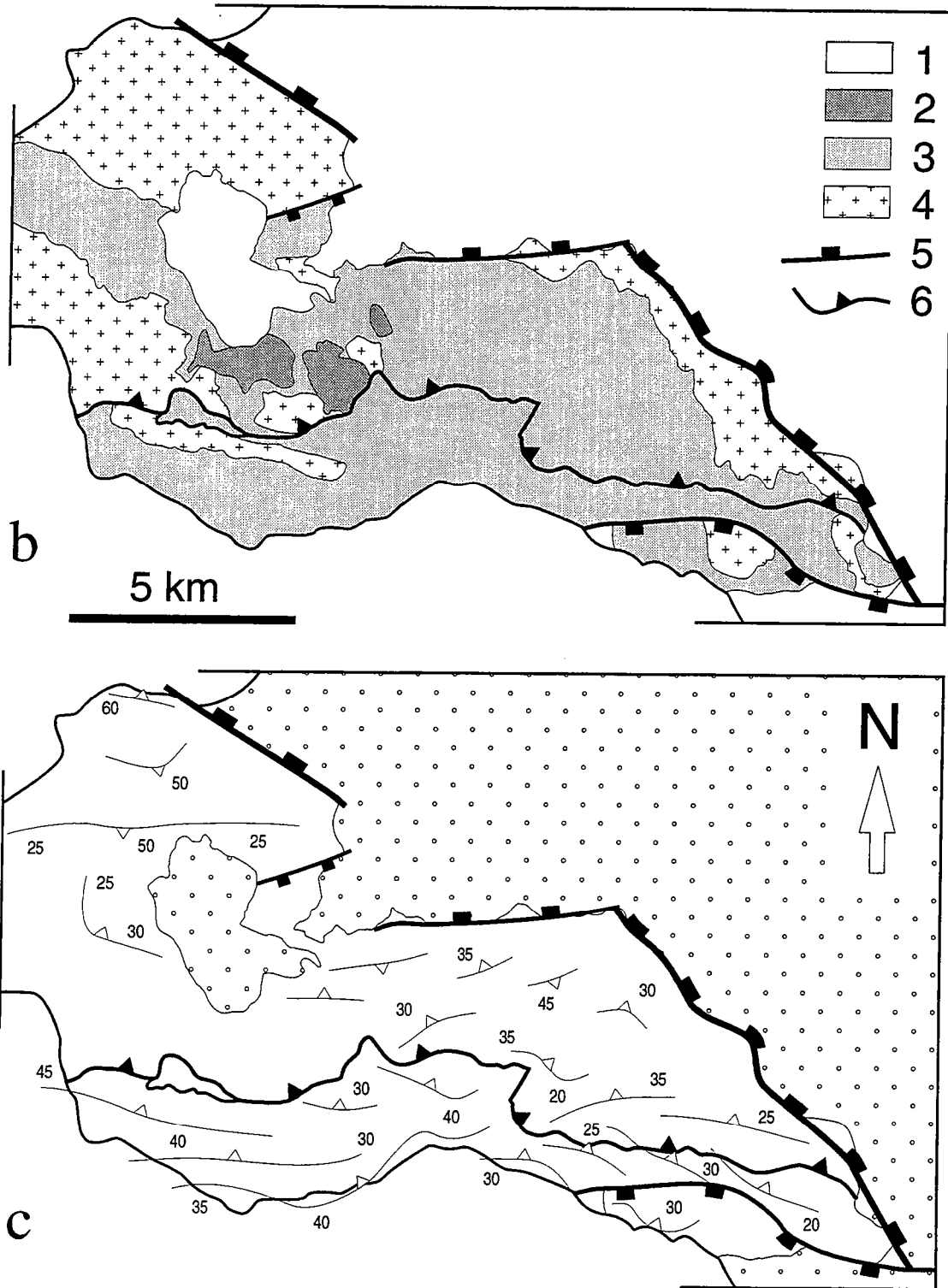


Fig. II.13: Le nord-ouest de l'Eubée : cartes et illustrations de terrain.

(b) Carte géologique de la région de Loutra Edipsou, au dos du bassin d'Istiea, simplifiée d'après Katsikatsos et al. (1984). 1: sédiments néogènes; 2: "calcaires cristallins" datés Trias-Jurassique moyen; 3: ensemble clastique puis volcano-sédimentaire permo-triasique (schistes, métaarkoses, calcshistes, métacherts, métavolcanites basiques); 4: socle orthogneissique anté-Permien; 5: failles normales, en partie d'après Guernet (1971); 6: contact chevauchant, d'après Katsikatsos et al. (1984).

(c) Trajectoires de foliation, à partir de données de Katsikatsos et al. (1984) et ce travail. Les nombres indiquent la valeur moyenne du pendage des foliations.

Ces amphiboles suggèrent un pic de pression vers 4-6 kbar, ainsi qu'une évolution en augmentation de température depuis un gradient froid vers les conditions du faciès schiste vert (M. Ballèvre et B. Reynard, communications personnelles).

Tous les types de roches de l'ensemble clastique et volcano-sédimentaire (schistes, métaarkoses, calcshistes, métacherts, métavolcanites basiques) montrent une déformation ductile pénétrative. La déformation apparaît néanmoins moins intense que dans l'Unité inférieure (telle qu'on l'observe au plus près, c'est-à-dire en Eubée méridionale). Conformément, les caractères stratigraphiques (métaconglomérats à éléments anguleux dans l'unité au-dessus du chevauchement) et magmatiques (texture spilitique et forme en coussin des laves) de certains types de roche sont assez bien conservés. La foliation de part et d'autre du chevauchement apparaît subparallèle à cet accident, plongeant d'environ 30° au nord (Fig. II.13c), ce qui peut suggérer que l'acquisition de cette fabrique est contemporaine, ou éventuellement postérieure au mouvement chevauchant, plutôt qu'antérieure. Toutefois, la linéation d'étirement est orientée E-W dans tous les types de roche rencontrés (Fig. II.13a), ce qui paraît difficilement compatible avec la cinématique associée au chevauchement, telle qu'elle est suggérée par l'orientation du pli couché plurikilométrique à coeur orthogneissique (partant du principe que la relativement faible intensité de la déformation ductile n'est pas en faveur d'une importante réorientation de l'axe de ce pli en cours de déformation). La relation entre chevauchement et déformation ductile pénétrative reste donc sujet à discussion. Par ailleurs, le style de la déformation ductile est variable en fonction de la lithologie : les métavolcanites, les métaarkoses et les cherts montrent une déformation pénétrative associée à un cisaillement vers l'ouest (Fig. II.13d), avec parfois la trace d'une déformation secondaire caractérisée par des bandes de cisaillement discrètes indiquant un sens de cisaillement opposé. Au contraire, les niveaux franchement schisteux sont caractérisés par des bandes de cisaillement pénétratives, incurvant largement la foliation, indiquant un cisaillement vers l'est (Fig. II.13e). Sur la carte (Fig. II.13a), la distribution des sens de cisaillement vers l'est est directement fonction de la répartition des niveaux schisteux au sein de l'ensemble volcano-sédimentaire, et n'apparaît pas traduire un changement cinématique latéral qui serait lié à un même événement tectonique.

Nous proposons d'interpréter les sens de cisaillement opposés comme le résultat de deux événements successifs : le premier est marqué par une déformation pénétrative commune à tous les types de roche, avec un sens de cisaillement dirigé vers l'ouest; le second, de vergence opposée, est responsable d'une déformation peu pénétrative dans les roches les moins déformables, mais bien développée dans les niveaux schisteux qui ne montrent ainsi plus la trace du premier événement. Le premier sens de cisaillement est celui des chevauchements majeurs de la chaîne hellénique, tandis que le second rappelle la déformation par détachement extensif identifié dans l'Unité inférieure. Ceci permet

d'envisager la région du nord-ouest de l'Eubée comme un exemple de domaine où la superposition des déformations alpines de compression puis d'extension est observable -bien que nous ayons spécifié en début de travail que la détermination du contexte tectonique d'une déformation ductile en fonction du sens de cisaillement n'était pas une méthode fiable (cf partie I.A.2a). On constate que la conservation des structures liées à la compression semble favorisée par le faible enfouissement initial de l'unité ($\approx 4-6$ kbar) et par la faible intensité de la déformation extensive qui participe ensuite au retour de ces roches vers la surface. La déformation extensive apparaît davantage hétérogène que celle de compression, car davantage concentrée dans les niveaux les plus déformables. La déformation ductile synchrone du métamorphisme schiste vert est ici essentiellement associée à la tectonique compressive, excepté sans doute au niveau des schistes, ce qui diffère du cas d'une unité initialement davantage enfouie (8-15 kbar), comme illustré avec l'Unité inférieure.

Les données paléontologiques indiquent un âge post-Jurassique moyen pour cette tectonique, ce qui laisse la possibilité d'un lien avec la période précoce de construction de la chaîne hellénique (fin du Jurassique-Crétacé inférieur), et n'impose pas nécessairement un synchronisme avec la tectonique cénozoïque décrite dans l'Unité inférieure. En effet, des déformations syn-métamorphes associées à ces deux périodes de tectogénèse sont décrites en Othrys orientale, sur le continent, immédiatement au nord-ouest de la région étudiée (Clément & Ferrière, 1973; Ferrière, 1974; Fig. II.12a). Les relations entre déformations successives et intensité du métamorphisme sont malheureusement assez mal définies. Six âges radiométriques K-Ar sur mica blanc dans les schistes arkosiques anté à syn-Permien de l'extrémité orientale de l'Othrys montrent un âge moyen vers la base du Sénonien, mais aussi une forte dispersion (138, 94, 82, 74, 73 et 72 Ma; Hynes et al., 1972; Smith et al., 1975), suggérant des problèmes de mélange entre plusieurs générations de micas. Notons que tous ces âges excepté le plus ancien sont plus jeunes que les premiers niveaux (Cénomaniens, voire Aptiens) de la série transgressive continue Crétacé-Paléogène (Hynes et al., 1972; Clément & Ferrière, 1973; Ferrière, 1974). Cette observation paraît difficilement compatible avec le fait que la série est reconnue transgresser sur les calcaires "cristallins" Trias-Jurassique, eux-mêmes réputés en contact stratigraphique sur les schistes paléozoïques où les datations ont été effectuées (Ferrière, 1974; Smith et al., 1975), à moins d'envisager l'existence d'un contact tectonique non répertorié, par exemple au sein des schistes. Ceci suggère que les données K-Ar représentent des âges antérieurs au Cénomaniens (≈ 95 Ma), qui ont été rajeunis lors d'un événement postérieur à 72 Ma, c'est-à-dire lors de la tectonique cénozoïque. Il n'existe donc pas de donnée fiable sur l'intensité du métamorphisme en fonction de l'âge de la déformation en Othrys orientale. Dans le sud de cette région, un chevauchement d'ampleur similaire à celui de la région de Loutra Edipsou est observé (Fig. II.12a), qui amène de la même façon des schistes anté à syn-Permien par-dessus un ensemble volcano-sédimentaire triasique (formation d'Agrilia; Smith et al., 1975), mais aussi, latéralement, par-dessus la série transgressive Crétacé-Paléogène, ce qui indique son âge Cénozoïque (Ferrière, 1974). Le chevauchement du nord-ouest de l'Eubée pourrait donc avoir le même âge. Dans l'hypothèse où le chevauchement est postérieur à la déformation ductile pénétrative, celle-ci peut être liée à la tectonique de

la fin du Jurassique et du Crétacé. Dans le cas contraire (chevauchement antérieur), la déformation ductile est probablement de même âge que celle observée dans l'Unité inférieure. Dans ce cas, on constate que la conservation des structures mésoscopiques et mégascopiques de compression peut être également favorisée par la position des roches métamorphiques au-dessus du détachement extensif majeur, c'est-à-dire par leur position dans l'Unité supérieure, déformée globalement de manière plus hétérogène lors de l'extension.

PARTIE III :
CINEMATIQUE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE
DE L'EXTENSION EGEENNE

Introduction

Cette troisième partie traite d'abord de la cinématique de l'extension par détachements dans le domaine centre-égéen, telle qu'elle est déduite des données présentées dans la seconde partie, puis du contexte géodynamique de l'extension égéenne en général. Ce travail est présenté sous la forme d'un article sous presse à *Tectonophysics* (Gautier & Brun, in press), suivi d'une courte discussion. Le paragraphe "Structural analysis: main results" au début de l'article constitue un résumé des résultats présentés dans la seconde partie. Le texte fait référence à certaines figures de la partie II.C, notées sous la forme "Fig. II.1a". Comme précédemment, les passages en caractères réduits correspondent à des paragraphes qui n'ont pas été intégrés dans la version de l'article soumise à la revue.

**III. A - Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique
dans le domaine centre-égéen
(article accepté à Tectonophysics)**

Résumé : On sait que depuis 13 Ma au moins, le domaine continental égéen est largement affecté par une extension de type "arrière-arc" se superposant aux structures de l'orogénèse hellénique mésozoïque-cénozoïque. Les structures classiquement attribuées à la tectonique en chevauchement précoce comprennent en particulier l'ensemble des déformations ductiles dans deux groupes d'unités ayant subi un métamorphisme HP/BT et traversant le domaine égéen. Cette étude résume les résultats d'une analyse structurale du centre de l'Égée (îles des Cyclades et d'Eubée), qui examine en particulier la relation entre déformations ductile et fragile à l'échelle régionale. L'extension apparaît responsable de la plus grande partie de la déformation ductile au sein d'unités HP ayant largement subi les effets d'un second épisode métamorphique dans le faciès schiste vert ou de plus haute température. Sur chaque île étudiée, une déformation progressive en extension est identifiée, liée au développement d'une zone de détachement majeure se prolongeant jusqu'à environ 18-25 km de profondeur. La géométrie du système extensif est décrite à l'échelle du domaine centre-égéen, en tenant compte des caractéristiques des champs de déformation ductile et fragile. Au moins deux -probablement trois- zones de détachement majeures sont reconnues, subparallèles et inclinées au nord, orientées NW-SE dans le nord-ouest des Cyclades et E-W dans le sud-est. Les inclinaisons initiales de ces zones de détachement sont estimées entre 30 et 45°. La géométrie actuelle du système extensif implique que les détachements et les dômes métamorphiques associés interfèrent les uns avec les autres. Deux modèles évolutifs généraux sont envisagés pour rendre compte de cette interférence entre plusieurs zones de détachement parallèles. Les données structurales sont en faveur d'un développement séquentiel des zones de détachement synthétiques, dans une direction opposée à la pente des détachements (modèle de "migration vers l'arrière"). L'extension par détachements identifiée dans la région d'étude est précoce (?Oligocène-Miocène inférieur) et liée à un contexte "arrière-arc" tardi-orogénique et post-épaississement.

**CRUSTAL-SCALE GEOMETRY AND KINEMATICS
OF LATE-OROGENIC EXTENSION
IN THE CENTRAL AEGEAN (Cyclades and Evvia Island).**

Pierre GAUTIER and Jean-Pierre BRUN

Géosciences Rennes, Université de Rennes, Rennes, France

Abstract. The Aegean continental domain is known to be the site of widespread "back-arc" extension since at least the Middle Miocene, overprinting structures related to the Mesozoic-Cenozoic Hellenic orogeny. Features attributed to early thrusting include the overall ductile deformation within two broad belts that have suffered HP/LT metamorphism across the Aegean. This study summarizes the results of a structural study in the central Aegean area (Cyclades and Evvia Islands), examining in particular the relationship between ductile and brittle deformation on a regional scale. Extension appears to be responsible for most of the ductile deformation within HP rock units that have experienced penetrative greenschist facies and higher grade metamorphic overprinting. On each island studied, progressive extensional deformation has occurred through the development of a major normal-sense detachment zone down to depths of about 18-25 km. The geometry of the extensional system on the scale of the central Aegean is described, taking into account the characteristic features of the regional-scale ductile strain field. At least two -probably three- subparallel major north-dipping detachment zones are identified, trending NW-SE in the northwestern Cyclades and E-W in the southeastern Cyclades, both with initial dips estimated at around 30-45°. The present geometry of the extensional system implies that these detachment zones and related metamorphic core complexes interfere with each other. Two main evolutionary models are considered which can account for such a kinematic link between parallel detachment zones. Structural data favour the sequential development of synthetic major detachment zones in a direction opposite to the sense of dip of the detachments. Early (?Oligocene-Lower Miocene) detachment-type extension in the area studied is related to a late-orogenic post-thickening "back-arc" setting.

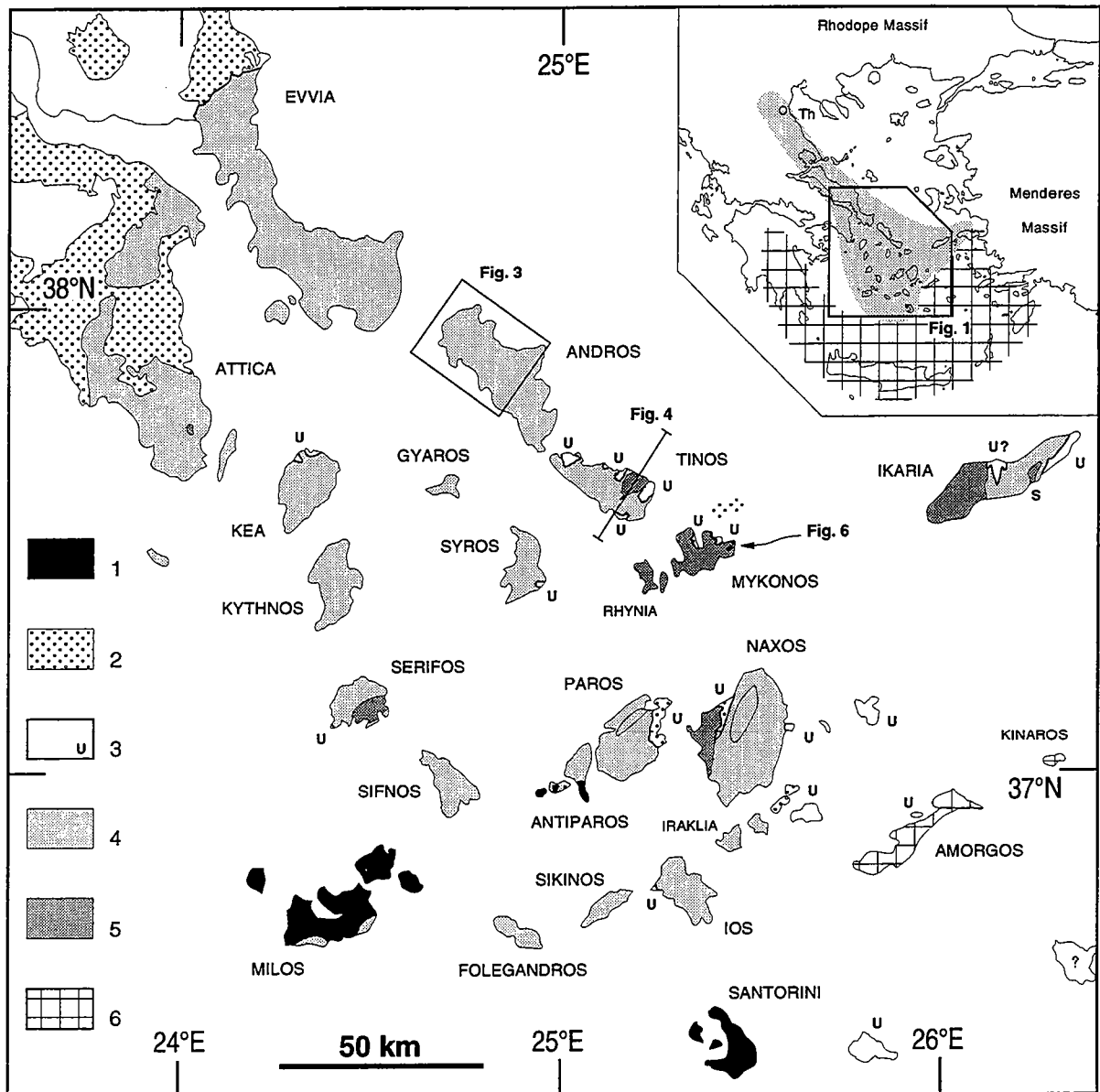


Figure 1. Geological map of the Cyclades archipelago, mainly after Dürr et al. (1978), Altherr et al. (1982), Bonneau (1984), Jacobshagen (1986). 1: Pliocene-Quaternary volcanics; 2: main outcrops of Neogene sediments; 3: undivided Upper Unit; 4: Lower Unit metamorphic rocks (the limit of the migmatite core of the Naxos and Paros domes is shown); 5: Miocene I-type plutons (except eastern Ikaria, which is S-type, labelled S); 6: external HP unit, after Minoux (1981) and Bonneau and Kienast (1982). Inset shows the location of the area studied and the extent of the two Cenozoic HP belts of the Hellenides, after Bonneau and Kienast (1982).

INTRODUCTION

The widespread extension recognized in the Aegean domain (Fig. 1, inset) has been studied over the last fifteen years, mainly through seismotectonics (McKenzie, 1978; Jackson et al., 1982; Taymaz et al., 1991) and fault analysis (Mercier et al., 1979, 1989; Angelier, 1979; Angelier et al., 1982; Lybéris, 1984; Roberts and Jackson, 1991). Together with geophysical and petrological data (e.g., Papazachos and Cominakis, 1971; Makris and Stobbe, 1984; Fytikas et al., 1984; Spakman et al., 1988), these studies show that extension has taken place in a continental setting, behind the South Hellenic subduction zone, which enables the remaining oceanic lithosphere of the African plate to sink below Eurasia. Relations between sedimentation and faulting have been used to constrain the onset of this "back-arc" extension to the end of Serravalian (13-11 Ma; Angelier, 1979; Le Pichon and Angelier, 1979; Meulenkamp and Hilgen, 1986; Mercier et al., 1989). For some authors, however, most of the extension has occurred since only 5 Ma (e.g., Kastens, 1991). On the other hand, ductile deformation observed in the same area, within units that suffered HP/LT metamorphism, are all considered as resulting from thrusting during the Meso-Cenozoic Hellenic orogeny (e.g., Blake et al., 1981; Ridley, 1982; Maluski et al., 1987; Avigad and Garfunkel, 1989; Okrusch and Bröcker, 1990; Fig. I.37b). However, by comparison with earlier works in the Basin and Range province (e.g., Davis, 1980; Wernicke, 1981), Lister et al. (1984) proposed that, in the central Aegean (Cyclades, Fig. 1), at least part of the ductile deformation could result from extensional tectonics, since Naxos Island in particular displays the typical features of a Cordilleran-type metamorphic core complex (Fig. I.19). More recent local studies have confirmed this interpretation (Faure and Bonneau, 1988; Gautier et al., 1990, 1993; Urai et al., 1990; Buick, 1991; Faure et al., 1991; Lee and Lister, 1992), although the sense of shear on a regional scale appears to be top-to-the north, that is, opposite to the one originally proposed by Lister et al. (1984). However, the extent and kinematics of ductile extensional deformation, and its relationship with compression in the Hellenic orogenic belt still remain poorly constrained. Attempts to integrate few local observations into a regional-scale framework have led some authors to infer that extension was achieved along one single detachment fault that encompassed the whole Cyclades area (Lister et al., 1984; Fig. I.19), or even the whole of the central and southern Aegean, across an area more than 200 km wide (Faure et al., 1991). The present study indicates that such a scheme does not fit with field observations and structural mapping on many of the islands, calling for a reinterpretation of the kinematics of extension in the central Aegean.

The paper summarizes the main results of a structural study in the central Aegean area (Cyclades and Evvia Islands, Fig. 1), which is extensively described elsewhere (Gautier et al., 1993; Gautier and Brun, 1994). The arguments that indicate an

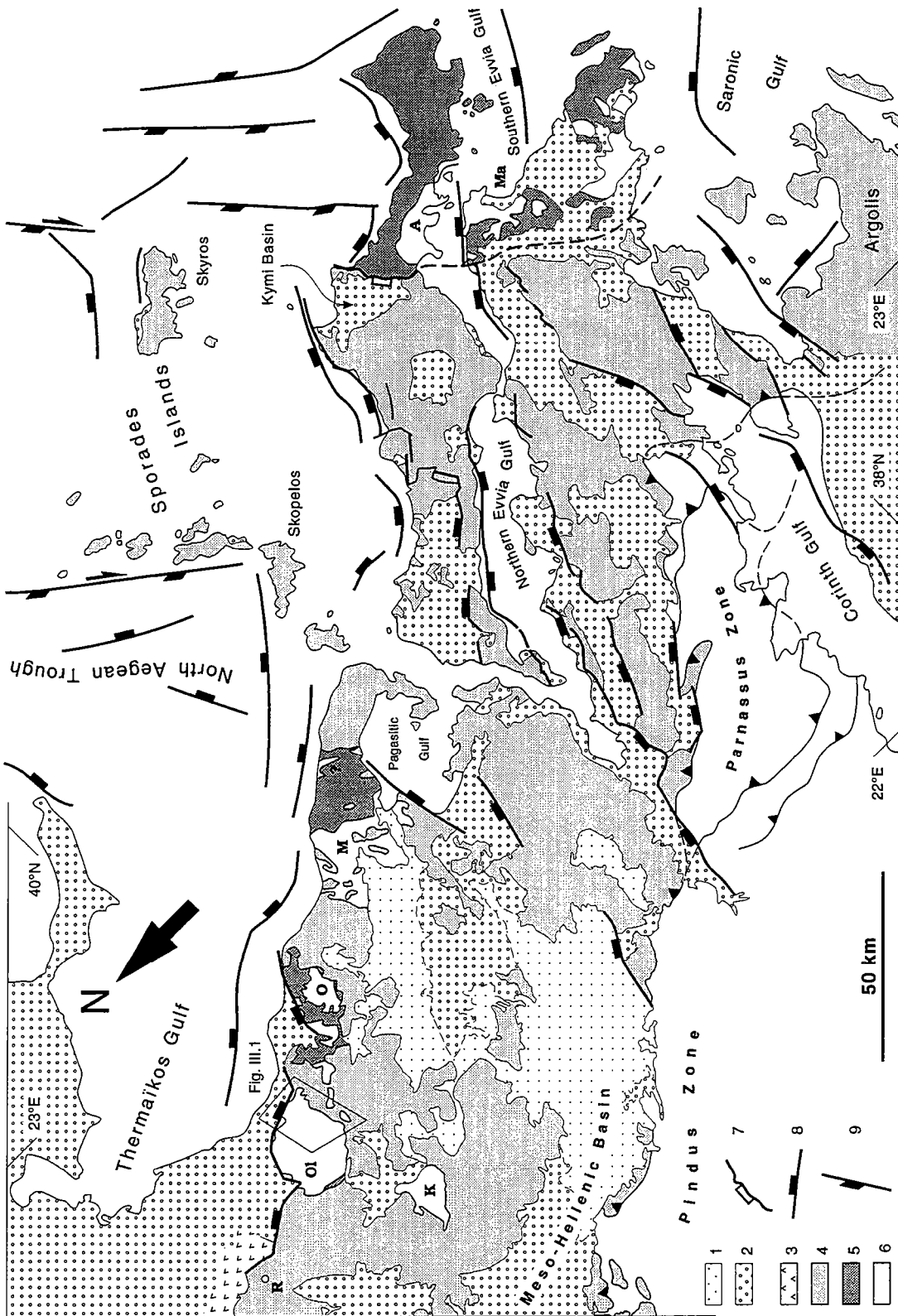


Figure 2. Structural map of the eastern Greek mainland, Evvia Island and the northeastern Peloponnese (location on Fig. 1), mainly after Guenet (1971, 1978), Bornovas and Rondogianni-Tsiambaou (1983), Katsikatos et al. (1986), Godfriaux et al. (1988), Godfriaux and Ricou (1990), Kilias (1991), Roberts and Jackson (1991), Roberts and Jackson (1991), and Papanikolaou et al. (1988). 1: Quaternary sediments, distinguished only at the southeastern end of the Meso-Hellenic Basin; 2: Neogene sediments; 3: ophiolites of the Yvardar zone; 4: Upper Unit = Pelagionian zone; 5-6: Lower Unit; 5: Ambelakya-Syros medium subunit; 6: Olympos-Almyropotamos basal subunit; the following Lower Unit tectonic windows are identified, from NW to SE: R: Rizomata; OI: Olympos; K: Kranea; O: Ossa; M: Mavrovouni-Makrinitza; A: Almyropotamos; Ma: Marathon; additional windows in southernmost Attica are not labelled; 7: extensional detachment contact where it is clear, that is, in central Evvia; 8: major normal faults that were active at least during the Pliocene-Quaternary, some of them still active; some additional faults may be found around the southeastern end of the Meso-Hellenic Basin; 9: major faults with a large (dextral) strike-slip component, with an half-arrow when this motion is documented with at least one seismic focal mechanism (e.g., Taymaz et al., 1991).

extensional setting for most of the ductile deformation on several islands are briefly presented. The paper is focused on the geometry and the kinematics of the extensional system on the scale of the central Aegean, on the basis of the ductile and brittle strain fields inferred from detailed structural mapping on many islands. Arguments against the model of a single low-dipping detachment zone across the Cyclades are reviewed. Instead, several parallel detachment zones and related metamorphic core complexes appear to exist, and the way in which they can interfere with each other constitutes the main topic of this study. Lastly, we discuss the regional extent of this deformation in the Aegean domain and give evidence for a late-orogenic post-thickening setting for early (?Oligocene-Lower Miocene) detachment-type extension.

REGIONAL SETTING

In the Aegean, continental extension overprints the structures of the Meso-Cenozoic Hellenic collision belt. HP/LT metamorphic rocks of Cenozoic age associated with this collision occur into two broad belts (e.g., Bonneau and Kienast, 1982; Fig. 1, inset, and Fig. I.37a). The internal belt extends from the central Aegean to the eastern Greek mainland (Fig. 1 and 2). Peak pressures range from 6-9 kbar (at Mt Olympos) in the northwest (Godfriaux et al., 1988; Schermer et al., 1990; Kiliyas, 1991) to 12-20 kbar (Cyclades Islands) in the southeast (e.g., Schliestedt et al., 1987; Okrusch and Bröcker, 1990). The age of this metamorphic event is constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radiometric ages on phengites in the range of 61-36 Ma, with a grouping of plateau ages around 53-40 Ma (Maluski et al., 1987; Wijbrans and McDougall, 1988; Wijbrans et al., 1990; Schermer et al., 1990; Bröcker et al., 1993). In the Cyclades, HP/LT assemblages subsequently suffered a pervasive greenschist to amphibolite facies overprint (e.g., Van der Maar and Jansen, 1983; Schliestedt et al., 1987), with maximum temperatures recorded in the cores of migmatite domes on Naxos and Paros (Jansen, 1977; Gautier et al., 1990), which probably represent the deepest observable part of the internal belt (Gautier et al., 1993).

The external HP belt crops out along the South Hellenic arc, from the Peloponnese to Rhodes via Crete, and probably also in the southeastern Cyclades (e.g., Minoux, 1981; Bonneau and Kienast, 1982; Fig. 1). Associated pressures are around 8-10 kbar in Crete, 17 ± 4 kbar in the Peloponnese (Theye and Seidel, 1991), and 5-8 kbar on Amorgos Island (southeastern Cyclades; Minoux, 1981). Palaeontological data indicate a post-earliest Oligocene age for the metamorphism (Bizon et al., 1976; see however part I.C.2).

The present study is focused on ductile deformation observed in the internal HP belt. Two main units (the Lower and the Upper Units) are distinguished, on the basis of their

metamorphic evolution during the Cenozoic orogeny. The Lower Unit displays the HP/LT assemblages corresponding to the high peak pressures mentioned above.

Within the Lower Unit, HP/LT assemblages are best developed in the metabasite-bearing Ambelakya-Syros upper subunit, but are also observed in the underlying autochthonous Olympos-Almyropotamos carbonate subunit (Guernet, 1971, p. 32, 1978; Godfriaux et al., 1988; Schermer, 1990; Fig. 2 and Fig. I.37c). The two subunits are no longer clearly distinguishable farther southeast beyond Evvia in the Cyclades (see e.g., Dürr et al., 1978; Bonneau, 1984; Jacobshagen, 1986; Avigad and Garfunkel, 1989). Both subunits crop out in a NW-SE-trending succession of dome-shaped tectonic windows, extending from Mt Olympos to the Cyclades, below the Upper (Pelagonian) Unit (e.g., Blake et al., 1981; Godfriaux et al., 1988; Kiliass, 1991; Fig. 1 and 2, and Fig. I.37c).

The Upper (Pelagonian) Unit shows an upward decrease in peak-pressure conditions of Cenozoic metamorphism in superposed subunits throughout the eastern Greek mainland (e.g., Godfriaux et al., 1988; Schermer et al., 1990), and, more generally, a lateral decrease from the eastern Greek mainland to the Cyclades. Post-Lower Eocene HP/LT assemblages in the Pelagonian Unit are observed as far southeast as the central Evvia (Fig. II.12j) and Sporades Islands (Guernet, 1971, 1978; Bignot et al., 1971; Jacobshagen and Wallbrecher, 1984), while no evidence of metamorphism younger than Upper Cretaceous has been reported so far from remnants of the Pelagonian Unit in the Cyclades (e.g., Bonneau, 1984; Jacobshagen, 1986; Avigad and Garfunkel, 1989; Okrusch and Bröcker, 1990; see however Maluski et al., 1987 and part II.C.9).

As a whole, these data indicate an increasing gap in peak pressures between the Upper (Pelagonian) Unit and the Lower (Ambelakya-Syros + Olympos-Almyropotamos) Unit, from northwest (<5 kbar in Mt Olympos) to southeast (>9 kbar in the Cyclades). The first part of the present study summarizes the evidences indicating that, at least in the central Aegean (Cyclades and Evvia Islands), this gap reflects a major normal-sense displacement along the contact between the two units, which therefore represents one or several regional-scale extensional detachment(s), as suggested by earlier studies (Lister et al. 1984; Avigad and Garfunkel 1989; Gautier et al. 1990, 1993; Buick, 1991).

Molasse sediments as old as late Lower Oligocene commonly lie at the top of the Upper (Pelagonian) Unit, overlapping in the eastern Greek mainland the post-Upper Eocene thrust contact of the Pelagonian series above the Pindus zone to the southwest (Bornovas and Rondogianni-Tsiambaou, 1983; Fig. 2). In contrast, local transgressive cover onto the metamorphic Lower Unit is nowhere older than late Upper Miocene, except possibly in northern Attica, where transgressive sediments may be Lower or Middle Miocene (Guernet, 1971; Fig. II.11b and II.12i). In central Evvia, Lower Miocene clastics of the Kymi basin (Fig. 1 and 2, and Fig. II.12i) lie above the Upper Unit and close to the Lower Unit (Guernet, 1971; Katsikatos et al., 1981), but are most probably separated from the latter by the major fault contact between the two Units, in contrast with Guernet (1978) who interpreted the sediments to be deposited above the Lower Unit. In agreement with this, none of the Lower Unit is found in

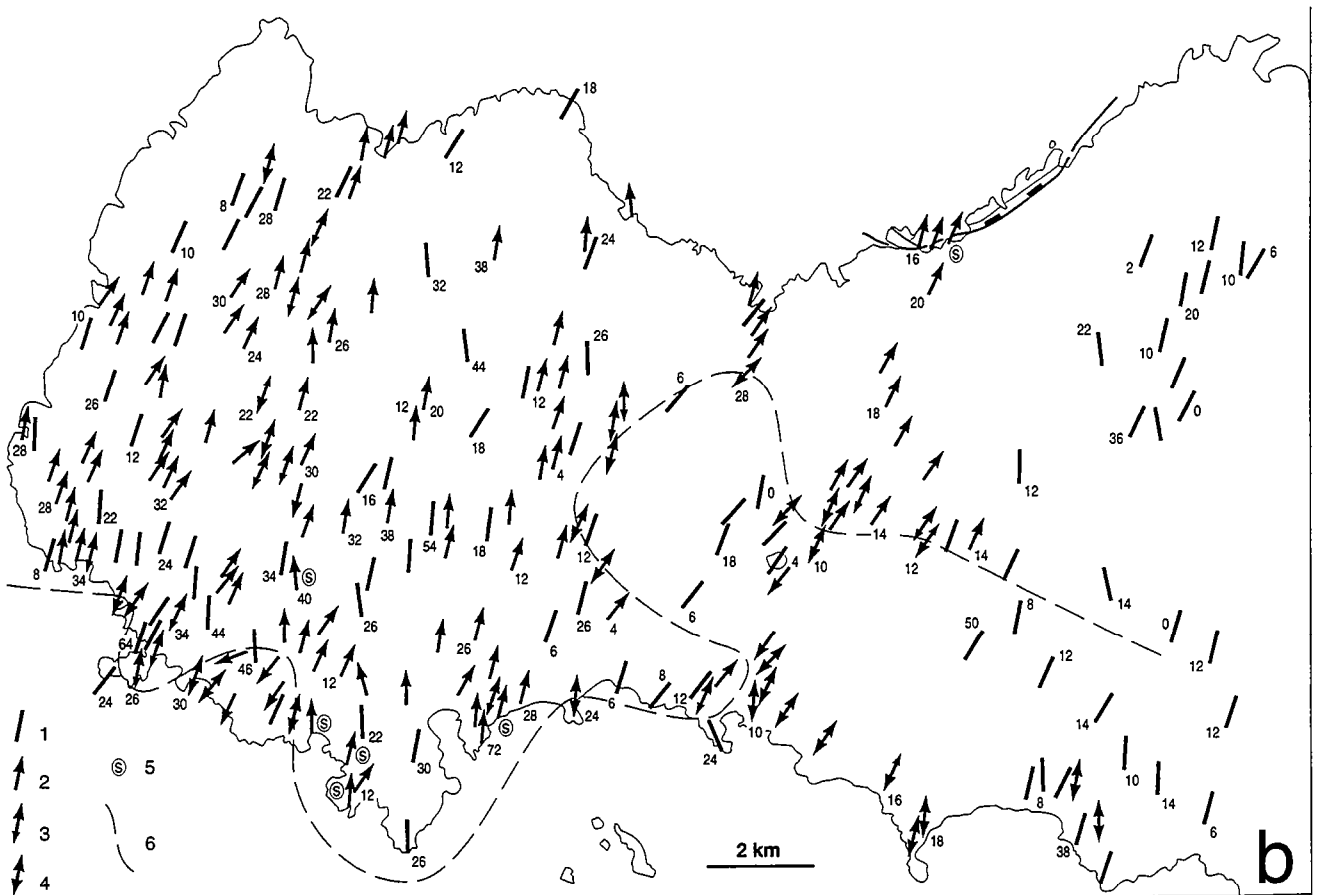
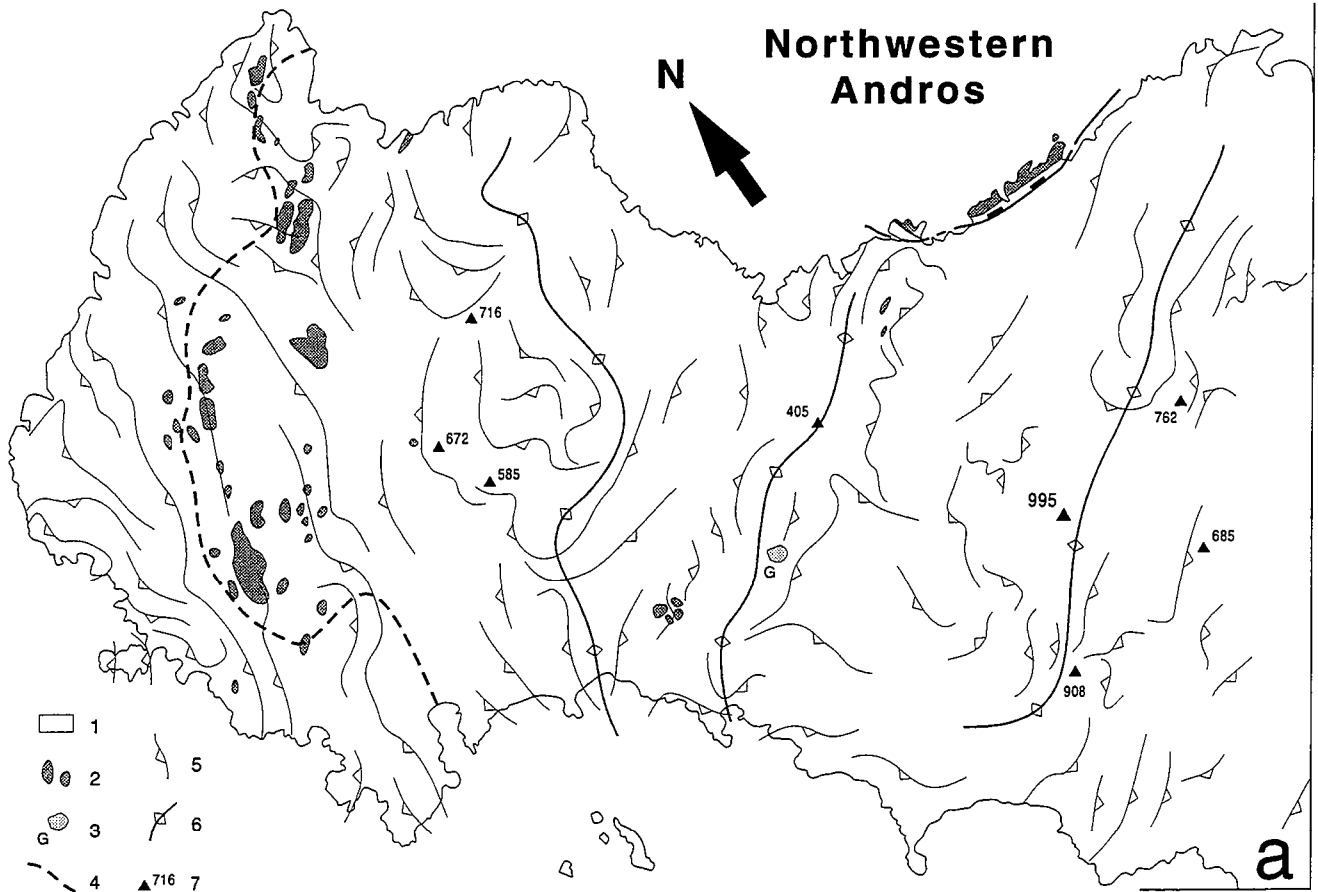
conglomerates older than (?Upper Miocene)-Pliocene. In the central Aegean, the oldest known molasse deposits are Aquitanian in the Cyclades (see Gautier et al., 1993 for a review), and (?Aquitanian)-Burdigalian in Evvia (Guernet, 1971; Katsikatos et al., 1981). This sedimentation is associated with the extensional event identified in the metamorphic Lower Unit (Gautier et al., 1990, 1993; Gautier and Brun, 1994).

STRUCTURAL ANALYSIS: MAIN RESULTS

1- Analysis of ductile deformation

This section summarizes the results of a structural study of the central Aegean area (Cyclades and Evvia Islands). The results are reported in more detail in Gautier et al. (1993) and Gautier and Brun (1994). Detailed structural mapping has been carried out on southern Evvia, northern Andros, Tinos, Syros, eastern Mykonos, Paros, Naxos, and northern Ios Islands, as well as in northernmost Attica (Fig. 1). Only the central part of Sikinos Island has been studied. Additional data concerning the islands of Mykonos and Icaria can be found in Faure et al. (1991) and Lee and Lister (1992).

Throughout the central Aegean, metamorphic rocks of the Lower Unit show a strong and constant L-S (lineation-foliation) fabric, generally observed in rocks completely devoid of HP mineral relics, and characterized by flattening and elongation of greenschist to amphibolite facies minerals, as for example on Andros Island (Fig. 3). Partial melting in the core of the Naxos and Paros migmatite domes (Fig. 1) appears coeval with the development of a L-S fabric of similar orientation, while associated leucogranitic sheet-like bodies exhibit pervasive C-S structures (Berthé et al., 1979) indicative of emplacement during the same regional deformation (Gapais, 1989). Slightly younger I-type plutons, which intrude the metamorphic series throughout the Cyclades (Altherr et al., 1982; Fig. 1), also show evidence of syn-tectonic emplacement. On most islands studied, foliation trajectories define one or several dome-shaped antiforms (Fig. 3a and 4), with their long axis either parallel (Naxos, Paros, Ios, northern Andros), oblique (southernmost Evvia), or perpendicular (Tinos, central southern Evvia) to the mean lineation trend. On many islands, the dome structure is also outlined by stratigraphic and/or early tectonic markers (Fig. II.2). All the studied islands except Mykonos also show the morphology of a dome of similar extent, with the summit of the island located near its centre (and that of the structural dome, e.g. on Paros and Ios), and/or the main crest line trending parallel to its long axis (e.g., on Naxos, Syros, Sikinos and Tinos). The stretching lineation in greenschist to amphibolite facies rocks, as well as in younger granites, trends in a mean N-S direction in the southeastern Cyclades, and in a NE-SW to E-W direction in the northwestern Cyclades and southern Evvia (Fig. 5a). The boundary between the two domains seems to



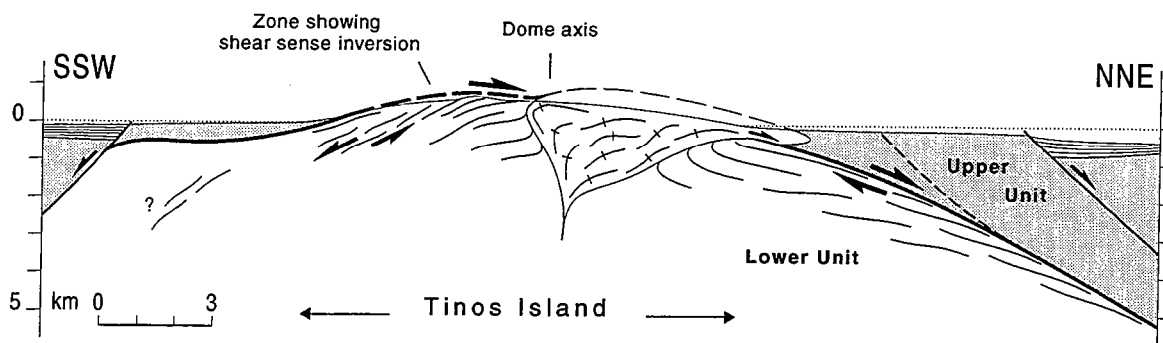


Figure 4. Cross-section through Tinos Island (location on Fig. 1). Offshore faults and Pliocene-Quaternary basin fill after data in Martin (1987).

Figure 3. Structural map of Andros Island (location on Fig. 1), with geological boundaries simplified and slightly modified after Papanikolaou (1978).

(a) Geological map and foliation trajectories; 1: mainly schists, marbles and amphibolitic schists; 2: ultrabasites; 3: gneissic granodiorite; 4: pre- or syn-HP thrust contact suggested by Papanikolaou (1978); 5: foliation trajectories, after data from Papanikolaou (1978) and this work; 6: axes of major dome-shaped antiforms, as mainly defined by the foliation pattern; 7: main summits, with heights in metres.

(b) Lineations and senses of shear; numbers refer to the plunge value and are plotted in the sense of plunge; 1: lineation without sense of shear; 2: lineation with a clearly dominant sense of shear; 3: lineation with a dominant sense of shear, although with abundant antithetic shear criteria; 4: lineation with equally numerous opposite shear-sense criteria (local coaxial deformation); 5: sites of intense ductile deformation (schist phyllonites); 6: zone across which a general inversion of the sense of shear is observed. 1, mainly after Papanikolaou (1978); 2, 3, 4, 5, from this work.

correspond to a NE-SW-trending fault zone extending from west of Ikaria to west of Paros (Martin, 1987; Mascle and Martin, 1990).

On many islands, detailed structural mapping reveals a particular distribution of senses of ductile shear, as for example on Andros (Fig. 3b) and Tinos (Fig. 4), as well as on Ios, Syros, and central southern Evvia (Fig. 5a). Ductile deformation appears non-coaxial, with a top-to-the north (or NE) sense of shear in the northern part of these islands, and a top-to-the south (or SW) sense of shear in the south. The major part of each island commonly displays a top-to-the north (or NE) sense of shear, while the top-to-the south (or SW) shearing deformation is often restricted to a few outcrops along the southern (or southwestern) coast (Fig. 3b and 5a). Therefore, the domes defined by the foliation tend to be asymmetric with respect to the shear-sense pattern (Fig. 4). Areas with opposite senses of shear are characterized by a similar post-HP pervasive greenschist facies metamorphism, and display penetrative shear criteria of a similar type, such as asymmetric sets of low-angle shear bands and asymmetric boudinage of quartz veins or marble layers. Therefore, opposite senses of shear on the scale of a dome seem to be related to the same deformation event. On Tinos, Andros, Syros, Ios and southern Evvia, the sense of shear is inverted across a zone which strikes subperpendicular to the mean stretching lineation, and which is 500 m to 5 km wide. It corresponds to a transition zone along which opposite shear-sense criteria of similar type are equally numerous, from one outcrop to another or even on a single outcrop, on the scale of which the deformation can be considered as coaxial (Fig. 3b). Only in northern Attica and on Ios Island is the sense of shear dominantly top-to-the west, or south, whereas throughout the Naxos and Paros migmatite domes, which represent the initially deepest part of the Lower Unit, the sense of shear is consistently top-to-the north (Fig. 5a).

2- Arguments for an extensional setting

a. Tectonothermal evolution of the Lower Unit

Throughout the Cyclades and Evvia Islands, metamorphic rocks of the Lower Unit show a gradual evolution from ductile to brittle behaviour, along with progressive localization of strain towards the contact with the Upper Unit. In the major part of the Lower Unit, superimposed structures are progressively more discrete and appear associated with lower strain intensities. Brittle faults with dip-slip striations seem rare. High-strain deformation overprinting the earlier penetrative L-S fabric is restricted to the top of the Lower Unit, in a ca. 30 m-thick zone beneath the contact with the Upper Unit, as for example on Mykonos (Fig. 6, and Fig. II.10h, i, j and k). This zone shows an upward transition from mylonites and ultramylonites to chlorite-bearing cataclasites and ultracataclasites, and/or ≥ 1 m-thick microbreccia. Abundant normal faults and tension

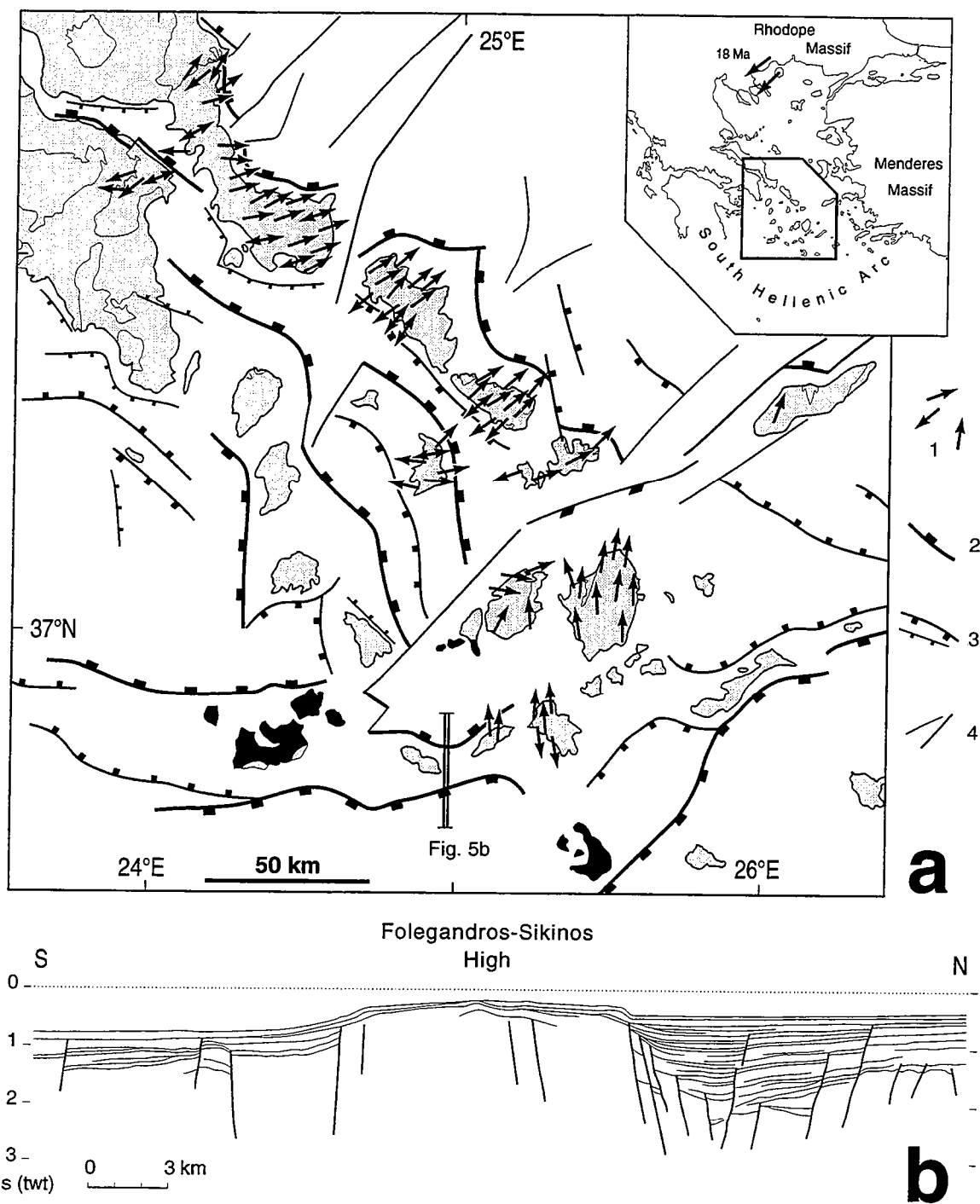


Figure 5. (a) Summary of structural features in the Cyclades area. 1: ductile shear-sense data within Lower unit metamorphic rocks and younger Miocene intrusions, after this work, except on Rhynia (west of Mykonos, after Bonneau et al., 1989), and Ikaria (after Faure et al., 1991). Each arrow represents the mean of measurements on several sites (see Fig. 3b for comparison). 2, 3, 4: faults which have been active at least during Pliocene-Quaternary; 2: major normal faults; 3: second-order, commonly antithetic normal faults; 4: strike-slip and/or transfer faults. Pattern of faults modified after Martin (1987), Papanikolaou et al. (1988), Mascle and Martin (1990), and Perissoratis and van Andel (1991), and based on seismic lines, Pliocene-Quaternary isopach contours and bathymetry. Inset shows the general sense of shear related to Lower Miocene detachment-type extension along the southern Rhodopes, after Sokoutis et al. (1993; see also Dinter and Royden, 1993).

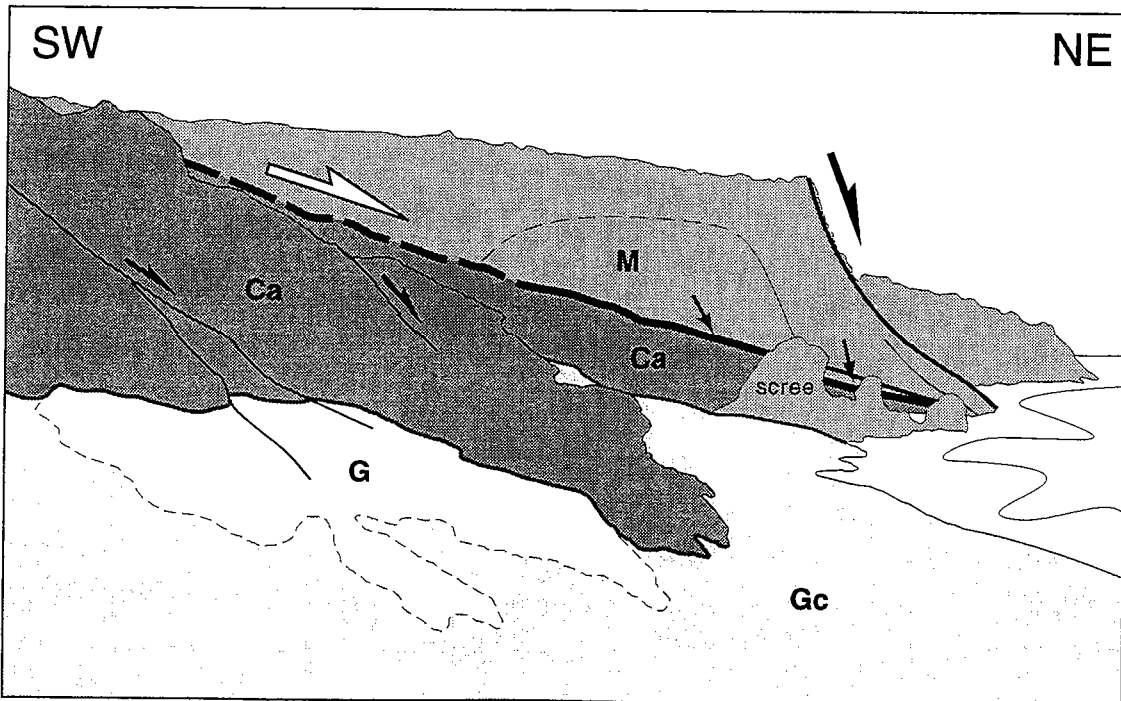
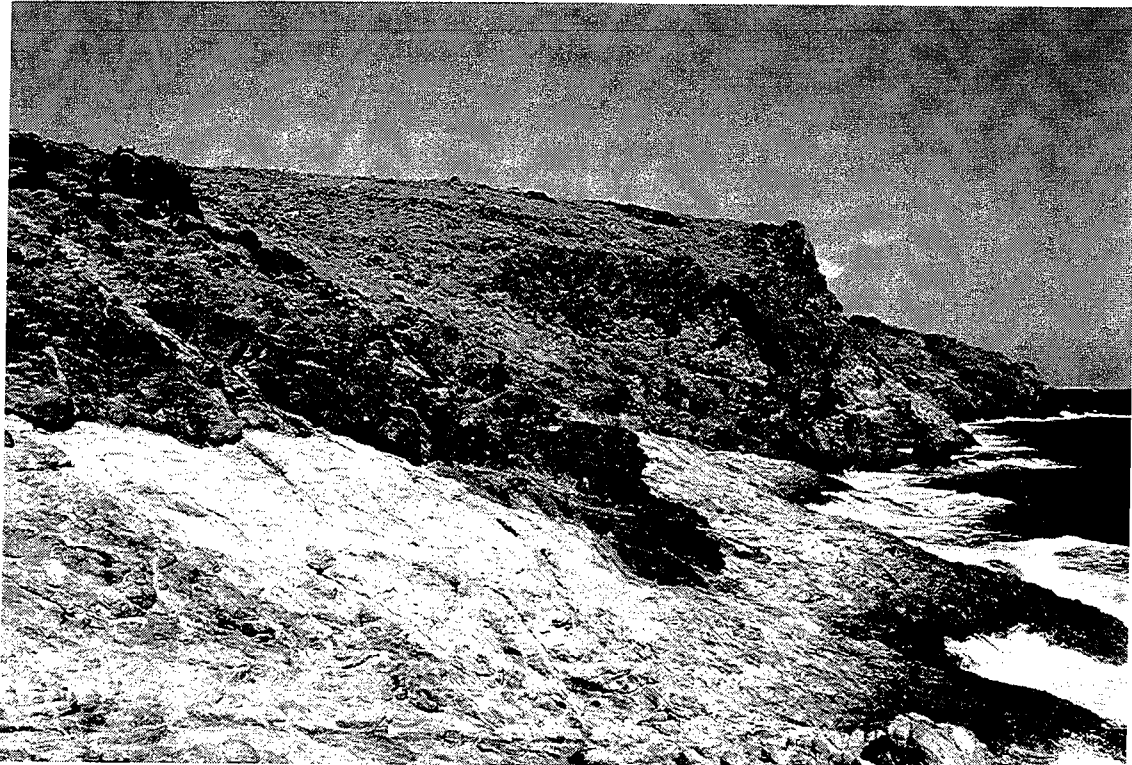
(b) Line drawing of a seismic-reflection line in the southern Cyclades (location on Fig. 5a). The vertical axis is in seconds (two-way travel time). Basin fill is mainly Messinian-Quaternary. The right part of the section can be seen in Martin (1987, p. 236).

gashes cut the mylonites. In northern Andros, mylonites and ultramylonites developed at the expense of micaschists and quartzschists (phyllonites) are observed along the southwest coast (Fig. 3b and Fig. II.8n), suggesting that the contact with the Upper Unit may lie offshore, close to this part of the island.

Superimposed structures within the Lower Unit rocks indicate a constant orientation of λ_1 strain axes, with a dominantly top-to-the north (or NE) sense of shear. In places where rocks of the Lower Unit display a top-to-the south (or SW) ductile shearing deformation -that is, in the southern or southwestern part of many islands-, progressively more discrete structures are also observed, such as steep discrete shear bands overprinting low-angle penetrative shear bands. These superimposed structures display a similar top-to-the south (or SW) sense of shear. Thus, the late discrete deformation appears consistently synthetic to the early ductile one, whatever the sense of shear. This confirms that opposite senses of shear on the scale of a dome are related to the same deformation event.

A comparison of the ductile to brittle deformation of the Lower Unit with the brittle deformation in the Upper Unit immediately above is enabled mainly along the eastern coast of Paros. There, Lower Miocene clastics of the Upper Unit show strong brittle deformation, including km-scale E-W-striking normal faults which separate moderately tilted blocks. Most of these faults are north-dipping and, thus, appear synthetic to the top-to-the north shearing deformation observed in the Lower Unit beneath (Gautier et al., 1993). On Mykonos, clastic sediments of the Upper Unit are intensely brecciated, and like the pluton below are cut by km-scale subvertical, barite-bearing tension gashes with a strike perpendicular to the mylonitic stretching lineation (Fig. II.10a and c).

Figure 6. Detachment zone in easternmost Mykonos (location on Fig. 1). From bottom to top: G: the white mylonitized granite of the Lower Unit, becoming in places grey (Gc) as a result of cataclastic reworking; Ca: ca. 3 m-thick massive dark green ultracataclasites developed at the expense of the granite and some enclosing rocks, themselves cut by breccia-bearing faults; M: intensely brecciated clastic sediments of probably Lower Miocene age, forming rocks of the Upper Unit. The detachment contact itself is defined at the top of the ultracataclasites by a ca. 50 cm-thick light gouge and a dark fault zone dipping at about 15° to the NE, as can be seen along the bottom of the main fresh cliff (arrows). All shear-sense criteria (ductile and brittle) indicate a displacement of the hangingwall toward the ENE. See also Fig. II.10h.



The superposition of brittle onto ductile high-strain intensity deformation at the top of the Lower Unit is similar to features described in metamorphic core complexes of the Basin and Range province (e.g., Davis, 1980; Rehrig and Reynolds, 1980; Fig. I.1), as is the observation that brittle deformation in the Upper Unit is synthetic to the ductile deformation in the Lower Unit (e.g., Fig. I.5a and g). The evolution from ductile to brittle behaviour in the Lower Unit is compatible with progressive temperature decrease during shearing deformation, as in typical extensional detachment models (e.g., Wernicke, 1981; Lister and Davis, 1989; Fig. I.2a and I.5a). Available radiometric data on Lower Unit metamorphic rocks and younger plutons on various islands document post-HT metamorphism high cooling rates in the range 60-105°C/Ma, from ca. 525°C to 110°C (Gautier and Brun, 1994), which are similar to those recorded in metamorphic core complexes of the Basin and Range province (e.g., Davy et al., 1989). Such a tectonothermal evolution argues for a normal-sense displacement along the contact between the Lower and Upper Units.

b. Denudation of the Lower Unit

Available radiometric ages and pressure estimates of successive metamorphic events constrain the pressure-time path of the Lower Unit on some islands. On Naxos, the denudation rate reached 2 to 9.5 mm/year during the ca. 5 Ma-long time span between the development of the migmatite dome and the intrusion of the western Naxos granodiorite (Fig. 1), that is, during a period of continuous strong ductile shearing (Gautier et al., 1993). On Tinos, a less well constrained value of 0.5-2.5 mm/year is estimated for the time interval between the greenschist facies overprint and the emplacement of the Tinos granodiorite (Fig. 7). These denudation rates are an order of magnitude greater than maximum long-term erosion rates reported from sediment discharge in areas of steep relief (Ahnert, 1970; Pinet and Souriau, 1988). This suggests that tectonic denudation has been the main factor enabling Lower Unit rocks to be brought to the surface. The preservation of non-metamorphic Upper Unit remnants throughout the Cyclades also suggests that erosion has been minor.

c. Relations between brittle and ductile deformation on a regional scale

Figure 5a summarizes the offshore pattern of recent faulting in the Cyclades area, mainly after Martin (1987) and our own examination of available seismic-reflection lines (Gautier and Brun, 1994; Fig. II.1; courtesy J. Mascle, Villefranche-sur-Mer). Recent normal faults appear common around the Cyclades. In the northwestern Cyclades, faults separate two small and elongate Pliocene-Quaternary basins from three NW-SE-trending island chains, namely Evvia-Mykonos, Gyros-Syros, and Kea-Sifnos, which appear to diverge southeastward (names are given in Fig. 1). The Pliocene-Quaternary isopach contours (Martin, 1987) and steep bathymetric gradients (Fig. I.31a) suggest that the

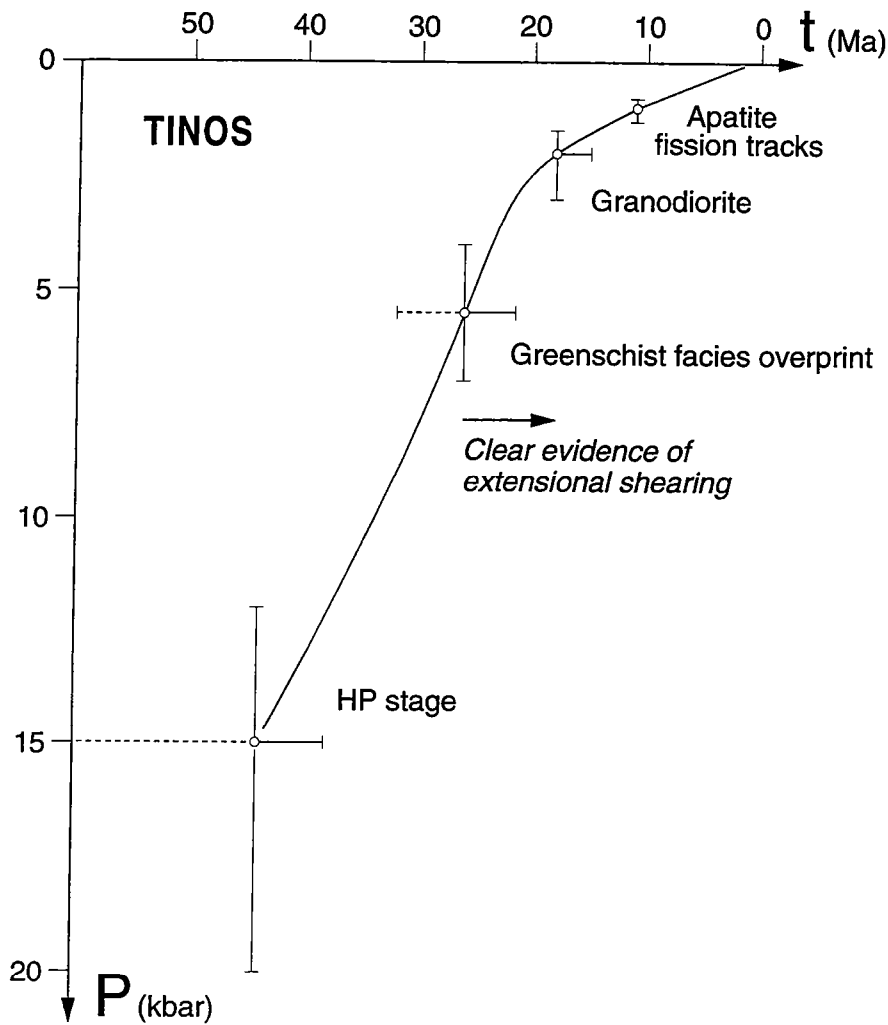


Figure 7. Pressure-time path of Lower Unit rocks on Tinos Island, after data from Altherr et al. (1982), Okrusch and Bröcker (1990), and Bröcker et al. (1993). Fission tracks on apatite in the granodiorite yield an age of 10.8 Ma for a temperature around 110°C in the Lower Unit. Assuming a range of possible geothermal gradients between 23 and 40°C/km, the corresponding depth range is 2.8-4.8 km, i.e., a pressure close to 1 kbar.

faults follow a general NW-SE trend. The faults are seen to dip away from the islands, based on morphological, sediment isopach and seismic data. The three island chains defined above therefore appear as elongate horsts between recent basins. Several lines of evidence indicate that the series of NE-dipping faults which bound the Cyclades Archipelago to the northeast, from Mykonos to southern Evvia, and running northwest from northern Evvia to the Gulf of Thermaikos (Fig. 2) represent a major feature of the recent Aegean extension (Gautier and Brun, 1994). Among the normal faults recognized between the northwestern Cyclades, the NE-dipping ones are probably the faults with the largest offsets, synthetic to the major Thermaikos-Evvia-Mykonos fault zone (Fig. 4a). This is in agreement with seismotectonic data from west of the Cyclades, from Evvia to the Gulf of Corinth (Jackson et al., 1982; Jackson and McKenzie, 1983; Roberts and Jackson, 1991; Fig. 2, and Fig. I.29b, c, d and Fig. I.35), and with offshore seismic data along the mainland coast, from the Gulf of southern Evvia gulf to the southern Peloponnese, indicating that major recent basins between normal faults are all tilted to the southwest (Papanikolaou et al., 1988; Perissoratis and van Andel, 1991; Fig. I.31f and II.1h).

As already mentioned, a major NE-SW-trending fault zone likely separates the northwestern from the southeastern Cyclades (Fig. 5a). This fault zone has been first proposed by Martin (1987, p. 253) on the basis of seismic-reflection data (Fig. II.1f). Other arguments that favour its existence and suggest a large (dextral) strike-slip component of motion along it are reviewed in Gautier and Brun (1994). Only one small recent basin is observed throughout the southeastern Cyclades, to the north of Folegandros and Sikinos. Its asymmetry and the southward dip of the Messinian-Quaternary sedimentary fill indicate that this basin is associated with a major north-dipping fault on its southern flank (Fig. 5b and Fig. II.1a). Large south- and SE-dipping normal faults are present along the southern edge of the archipelago, such as along southeastern Amorgos where the only fault lies which is known to be seismically active in the Cyclades (McKenzie, 1978; Fig. Fig. I.27a and b). As seen in the northwestern Cyclades, the Folegandros-Sikinos High and the island of Amorgos represent asymmetric horsts in between recent basins, controlled by the north-dipping and the south-dipping bounding fault zone, respectively (Fig. 5a and 5b).

On-land measurements of normal faults, from the Cyclades to central Evvia, indicate that almost pure dip-slip faults prevail up to a km scale, both in the Lower and Upper Units, as well as within Pliocene-Quaternary sediments and volcanics (Angelier et al., 1977; Angelier, 1979; Mercier et al., 1979; this work). Onshore data indicate a dominant NNE-SSW stretching direction during Pliocene-Quaternary in the southeastern Cyclades (Fig. I.30a). In Attica, the dominant stretching direction is reported to be also NNE-SSW at that time (Angelier, 1979), that is, nearly perpendicular to the strike of the neighbouring major faults deduced from offshore data (Fig. 4a). There is no obvious

reason for which offshore major faults would have a large component of oblique slip when this is not observed onshore. Therefore, most offshore faults are probably almost pure normal-slip faults.

Whereas to the north and west of central Evvia and Attica, successive sets of normal faults likely reflect a ca. 1 Ma-old kinematic change from NE-SW to NNW-SSE extension (Mercier et al., 1979, 1989; Lybéris, 1984; Fig. I.30b and c), faults relationships in the southeastern Cyclades and on Milos Island suggest that no such distinction can be made in the central Aegean, so that normal faults with various trends may be roughly coeval (Angelier, 1979, p. 336, 337, 345; Gautier and Brun, 1994). A change in the overall trend of normal faults is observed along the Cyclades, from NW-SE in the northwest to NE-SW in the southeast, with E-W-trending faults along the southern margin of the archipelago (Fig. 4a). This fairly abrupt lateral change is similar to that described along the South Hellenic arc and within the Cretan Sea (Angelier et al., 1982; Lybéris, 1984; Mascle and Martin, 1990; Fig. I.20, I.31a, b, c and d), although occurring over a shorter distance (Angelier, 1979; Fig. I.31e).

A comparison on a regional scale between the offshore pattern of faulting and the distribution of senses of ductile shear on many islands reveals that the two types of deformation have similar kinematics, relative both to the stretching orientation and to the sense of shear (Fig. 5a). Each island comprises a more or less asymmetric metamorphic dome showing a dominant top-to-the north sense of ductile shear, as well as an equally asymmetric horst bounded by normal faults that are probably almost pure dip-slip faults, trending perpendicular to the ductile stretching lineation (Fig. 4). Both the ductile and brittle deformation show a similar change from NE-SW to N-S stretching from the northwestern to southeastern Cyclades. The dominant top-to-the north sense of ductile shear observed in the islands mirrors the asymmetry of normal faulting recognized in the northwestern Cyclades and along the Greek mainland, from Evvia to the Peloponnese. Ios is the only island studied where a fairly dominant top-to-the south sense of ductile shear is observed (Gautier and Brun, 1994), for reasons discussed below. In any case, there is little doubt that such an overall kinematic consistency reflects a continuum of deformation. Since the brittle stage involves mainly normal faults, the whole deformation is related to extension.

This kinematic consistency does not imply necessarily that the style of extension on a crustal scale has been constant through time. In particular, offshore data document regional-scale high-angle faulting since only ca. 6 Ma, whereas extension-related strong denudation and cooling of the metamorphic domes apparently vanish between 13 and 8 Ma (e.g., Gautier et al., 1993). Therefore, a short time gap seems to separate the development of distinct major structures, which may suggest a two-stages scenario of extension ("core complex" stage, then "Basin and Range" stage) similar to the one commonly proposed for the North American Cordillera (e.g., Coney, 1987; Fig. I.3 and

I.11a). The relevance of such an interpretation in the central Aegean is discussed in Gautier and Brun (1994), indicating instead that a progressive evolutionary model of the type presented below accounts better for the observed structural features.

3- Interpretation

As a result of structural analysis on several islands of the Cyclades Archipelago, the picture obtained for Late Cenozoic tectonics in the central Aegean area implies a detachment-type extension, in which the Lower and Upper Units represent the footwall and the hangingwall of one or several north-dipping detachment faults, respectively. This detachment-type extension is associated with penetrative non-coaxial ductile deformation across the entire Lower (footwall) Unit. Such a model is in agreement with recent local field studies in the area (Gautier et al. 1990, 1993; Buick, 1991; Faure et al., 1991; Lee and Lister, 1992), but is in contradiction with some authors (Ridley, 1984; Avigad and Garfunkel, 1989) who suggest that only brittle deformation is associated with the large normal-sense displacement along detachment(s), the overall ductile deformation in the footwall remaining associated with the previous thrusting stage. A detailed review of the various kinds of structures encountered in the Lower Unit indicate that very few of them, if any, can clearly be attributed to pre-extensional compressional deformation (Gautier and Brun, 1994).

The present-day distribution of recent horsts and previous metamorphic domes suggests that three parallel detachments were developed in the northwestern Cyclades, correlating with the three NW-SE-trending series of islands defined above. Three parallel detachments may also exist in the eastern Cyclades, correlated with the Ikaria-Samos, Paros-Naxos and Folegandros-Ios E-W-trending island chains (Fig. 1; Samos is located east of Ikaria). However, the reliability of such an interpretation depends on the significance given to the development of the metamorphic domes, bearing in mind that recent grabens between islands may cut through a former single (low-dipping) detachment fault that encompassed a much wider surface (e.g., Proffett, 1977; Jackson and McKenzie, 1983). In the following paragraph, a summary of the general crustal-scale model of extension deduced from the study of the Cyclades is given (for more details, see Gautier et al., 1993, and Gautier and Brun, 1994). This model suggests that each island chain corresponds to the development of one major detachment zone. Thereafter, a review of the arguments that favour this interpretation is presented for three crustal transects across the central Aegean, which enable to discuss the kinematics of extension on a regional scale.

a. A model of extension on the scale of an island.

In most cases, the islands form rather regular structural domes, with large, steep normal faults restricted to their seaward flanks (Fig. 5a and 5b). The unmetamorphosed hangingwall unit is generally restricted to small remnants along the coastline, with the detachment fault currently shallow-dipping (Fig. 1). The overall structure on the scale of an island (Fig. 4) suggests the progressive migration of normal faulting away from the dome axis, and a progressive rotation of previously active faults toward low dips, as in various kinematic models suggested for the development of extensional detachment systems, either with initially low-dipping (Spencer, 1984; Lister and Davis, 1989; Fig. I.5f and I.6c) or steep (Wernicke and Axen, 1988; Buck, 1988; Van den Driessche and Brun, 1991; Fig. I.5h, i and j) detachment zones. Dominantly Lower and Middle Miocene deposits are reported from above the shallow-dipping detachments in the Cyclades (e.g., Büttner and Kowalczyk, 1978) and central Evvia Island (Katsikatos et al., 1981), whereas Upper Miocene-Quaternary sedimentary fill and associated normal faulting are restricted to small basins between islands (Fig. I.31d and II.1). This pattern of distribution of Neogene sediments supports the repeated development of newly-formed asymmetric basins at the active frontal part of a detachment zone. The observation that Messinian-Quaternary normal faults in the Cyclades are steeply dipping ($\approx 45\text{--}65^\circ$) down to depths around 3 km (Gautier and Brun, 1994) cannot be rigorously taken as an evidence that early detachment faults were initially in a similar orientation on an upper crustal scale; therefore the initial attitude of the extensional system is so far not precisely constrained.

Metamorphic domes throughout the Cyclades and Evvia Islands are interpreted to result from a process of local, isostatically-governed uplift of the ductile lower crust in the footwall of a detachment, in response to progressive offscraping of the hangingwall unit and ductile thinning of high levels of the footwall during extension (see also Wernicke, 1990; Van den Driessche and Brun, 1991; Fig. I.5j and I.7d). In this model, the occurrence of coeval opposite senses of shear on both flanks of a dome can be explained by ductile shear at deep levels of the detachment zone on one flank, and opposite pervasive shear along the base of the upward-bent footwall (upper crustal block) on the other flank (Fig. 8). Between them, a zone of coaxial strain may be observed, which is unlikely to lie at the top of the dome, since shear strain related to the detachment zone on one flank is probably much stronger than that resulting from the accommodation of footwall bending on the other flank. Such features are observed in the Cyclades (Fig. 3b, 4 and 5a), where the asymmetric distribution of shear-sense data on many islands suggests that all the domes studied, except possibly that seen on Ios, are related to a north-dipping detachment. Similar extension-related opposite senses of shear on both flanks of a metamorphic dome have been described in the Basin and Range province (Malavieille, 1987; Reynolds and Lister, 1990), as well as in other large thrust belts (e.g., Gapais et al., 1992). A comparison between the various models proposed to

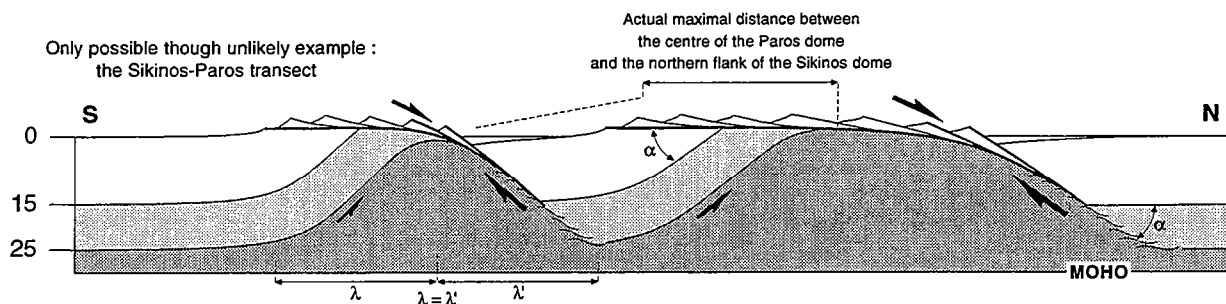
MODEL 1 : SYNCHRONOUS AND INDEPENDENT DETACHMENTS


Figure 8. Pattern of detachment systems in the central Aegean area: model 1. Various shadings represent the rheological stratification of the crust at the initiation of core complex-type extension. White: brittle upper crust, with (P,T) conditions lower than greenschist facies; light grey: middle crust, characterized by ductile localized deformation on a ca. 10 km-scale, here corresponding to the greenschist to lower amphibolite facies interval; dark grey: ductile lower crust, deforming through nearly homogeneous horizontal stretching, here implying upper amphibolite facies and partially molten rocks. α denotes both the dip of the active part of the detachment zone and the dip of the rear flank of the footwall metamorphic dome; l and l' denote the width of the rear flank of a dome and the horizontal length of the active part of the corresponding detachment zone, respectively.

This model and the following ones are designed as to fit the geometry of the core complexes along the transects, particularly, in each case, the amount of footwall exhumation and the initial dip of the detachment zone as inferred from structural data (Table 1, right column). Note, however, that the distance between the Sikinos and Paros domes is not to scale. On each transect, late large-scale antithetic faults at the rear of the domes are omitted for clarity.

explain this feature is presented elsewhere (Gautier and Brun, 1994), while the model of Reynolds and Lister (1990) is discussed in more detail below.

In the Cyclades, the top-to-the south (or SW) sense of shear observed in the rear flank of the domes is believed not to represent any relic of an older event (e.g., thrusting), because the style of the ductile deformation there is quite similar to the one in the areas with a top-to-the north (or NE) sense of shear, displaying evidence of a similar progressive evolution towards brittle deformation. The lack of evidence for an older event may be not surprising since the Lower Unit is mainly made of schists, marbles and minor metabasites which can have been easily deformed during greenschist facies and higher grade metamorphism (cf part II.B). The scarcity of HP metamorphic relics throughout the Cyclades is in agreement with this. Moreover, microstructural evidence from relictic eclogite and blueschist facies rocks on Tinos, Syros and southern Evvia suggests that top-to-the NE shearing was already dominant during the growth of the intermediate blueschist-greenschist facies assemblages (cf parts II.B and II.C.7b). As a consequence, the syn-greenschist facies top-to-the SW sense of shear does not likely reflect an older event. On Ios, a large part of the area showing a top-to-the south sense of shear is occupied by a pre-Alpine orthogneissic basement which constitutes the core of the metamorphic dome (Fig. II.5a and b), so that it is not so clear whether ductile deformation there is related to late Cenozoic extension, early Cenozoic thrusting, or even to a pre-Alpine event (Van der Maar and Jansen, 1983; Lister et al., 1984; Faure et al., 1991). However, parts of the schist-marble envelope above the basement also display a top-to-the south sense of shear, documented through the occurrence of penetrative to more discrete shear bands and asymmetric boudinage of quartz-chlorite veins (Fig. II.5h and j). Therefore, at least some of the top-to-the south ductile shearing on Ios is likely related to the extensional event. This sense of shear is observed in a large part of the dome, including to the north of its axis, so that the Ios dome shows an asymmetry opposite to that of the other domes (Gautier and Brun, 1994).

b. Depth of shear deformation

In the northwestern Cyclades, the three series of domes and superimposed horsts diverge toward the centre of the Aegean arc, where finite extension is probably greater. In accordance with this, Naxos and Paros migmatite domes lie at the centre of the Cyclades (Fig. 1), and probably show the deepest exposed section of the footwall unit (Gautier et al., 1993; Jolivet et al., 1994). This suggests that greenschist facies metamorphic domes in the Cyclades represent the tops of underlying migmatite domes which have been less exhumed than on Naxos and Paros because of smaller displacements along the extensional detachments. Structural features also indicate that motion along the detachments is responsible for most of the exhumation of the footwall rocks presently at the surface, at least since the post-HP greenschist facies and higher grade metamorphic overprint. This arises for example from the observation that the deep migmatite core

rocks of Naxos and Paros were deformed dominantly by shearing along the detachment zone at the same time they underwent partial melting. Taking into account published estimates of pressure associated with post-HP greenschist facies and higher grade metamorphism, in the range of 4-8 kbar -but with more likely values in the range of 5-7 kbar- (Jansen, 1977; Van der Maar and Jansen, 1983; Schliestedt et al., 1987; Buick and Holland, 1989; Okrusch and Bröcker, 1990; Franz et al., 1993), shearing along detachments appears to have resulted in a minimal vertical displacement of 15-30 km, probably around 18-25 km. Beneath these depths, deformation probably occurred through nearly homogeneous horizontal stretching -or even lateral crustal flow- within upper amphibolite facies and partially molten rocks (e.g., Gans, 1987; Buck, 1988; Wernicke, 1990; Van den Driessche and Brun, 1991; Fig. I.5j, I.7c and d). In agreement with this, geophysical data show hardly any vertical deflection of the present Moho surface throughout the central Aegean (Makris and Stobbe, 1984; Fig. I.21a and c). Therefore, the transition between localized and homogeneous deformation may have been located at depths a little more than 18-25 km (Fig.8).

KINEMATICS OF EXTENSION ON A REGIONAL SCALE

1- Multiple detachment zones

The aim of this section is to discuss whether footwall unit rocks have been brought to the surface through motion along several parallel detachments across the Cyclades Archipelago, or along only one low-dipping detachment (e.g., Lister et al., 1984; Faure et al., 1991; Fig. I.19) that has been subsequently cut by major steep normal faults.

The model implying several parallel detachment zones across the Cyclades appears more realistic, in particular because opposite senses of shear across the islands (Fig. 5a) provide evidence that adjacent metamorphic domes were already separated at the time of the retrogressive overprint. In the northwestern Cyclades, for example, the greenschist facies top-to-the SW sense of shear observed in the southwestern part of Andros and Tinos indicates that a graben system already separated these rocks from the terrain with a top-to-the NE sense of shear in northeastern Syros (Fig. 3b, 4 and 5a, and Fig. II.8f).

The situation is more equivocal further northwest, from central Evvia to northern Attica. There, the NNE-SSW-trending trace of the detachment is apparently cut by the WNW-ESE-trending graben of the Gulf of southern Evvia, thus suggesting an initially continuous and flat-lying detachment zone from Evvia to Attica (Fig. 5a, and Fig. II.11a, b and II.12i). On the other hand, foliation trajectories and lithological boundaries in central southern Evvia define a clear NNW-SSE-trending elongate dome structure, with the western flank dipping at 30-60°, while in northern Attica, foliation planes dip mainly

to the east (Fig. II.12i and j). Thus, on both flanks of the Gulf of southern Evvia, foliations dip seaward rather regularly, and over such a large area that drag-folding alone along the recent faults which bound the central graben could probably not account for the observed foliation pattern. This suggests that a distinct metamorphic dome developed early along southern Evvia, presumably separated from northern Attica by a major detachment fault.

In addition, clear indications of a top-to-the west sense of shear are observed on the western coast of central southern Evvia (Fig. II.12k). This sense of shear is associated with structures indicating a progressive change from ductile to brittle rock behaviour (Fig. 8d of part II.B), so that this deformation is most probably related to the extensional process. Only scarce outcrops in northernmost Attica have been found with a top-to-the east sense of ductile shear, while farther west the sense of shear is consistently top-to-the west over a large area flanked to the west by Neogene deposits with an unconformable contact (Fig. II.12i and k, and Fig. 8c of part II.B). The overall shear sense pattern resembles that observed from Tinos to Syros Islands, although less well documented, and may be interpreted in the same way, suggesting that a detachment zone already separated Evvia from Attica at the time of the greenschist facies metamorphism.

It is also difficult to make a distinction between several detachments in the southeastern Cyclades, because the same top-to-the north sense of shear is observed from southern Naxos and Paros to northern Sikinos and Ios. As a result, it could be proposed that the major north-dipping steep normal fault zone north of the Folegandros-Sikinos High (Fig. 5a and 5b), and the flat-lying detachment on Paros and Naxos, form a single large-scale detachment fault with a curved (concave-up) shape, of the type described by Spencer (1984; Fig. I.5f) and Lister and Davis (1989; Fig. I.6c), and observed in certain numerical and analogue models (Buck, 1988; Van den Driessche et al., 1993; Fig. I.5h and I.7f). In agreement with this, a typical asymmetric sedimentary basin is observed between Paros and the Folegandros-Sikinos High (Fig. 5b and Fig. I.1a), that is, above what would be the "synformal upper plate" part of the detachment zone (Spencer, 1984). This hypothesis, however, is not favoured, since rocks presently at the surface along the Folegandros-Sikinos High belong to the Lower Unit and are equivalent to rocks observed on adjacent islands (Van der Maar and Jansen, 1983; Jacobshagen, 1986; Fig. I.5a and c), showing post-HP greenschist facies assemblages indicative of a similar minimum pressure of 5 kbar (Franz et al., 1993). A constant top-to-the north sense of ductile shear is observed in these rocks on Sikinos, as well as in the northern part of Ios (Fig. 5a, and Fig. I.5b and d). As mentioned above, the Ios dome also displays the typical reversal of ductile shear sense across a zone near its axis. Moreover, the western coast of the island shows scarce flat-lying remnants of the Upper Unit (Van der Maar and Jansen, 1983; Fig. 1 and Fig. I.5a). These features are inconsistent with models implying a curved concave-up shape for the detachment fault, since such models all assume that, even after large amounts of

extension, the observed rearmost part of the fault zone still represents the initial emergent limit of the detachment system (the "breakaway fault"). Hence, the footwall unit should here consist of nearly undeformed superficial rocks.

The thick Messinian-Quaternary fill in the basin between Paros and the Folegandros-Sikinos High (Fig. 5b and Fig. I.1a) indicates that the normal fault zone controlling the development of the basin to the south was active at that time. On Naxos and Paros, Lower Unit rocks have been brought to the surface before or during the Upper Pliocene (Jansen, 1977), while on Antiparos, they are pierced by volcanites of ca. 5 Ma (Fytikas et al., 1984; Fig. 1), indicating that any convex-up shape of the detachment fault above the migmatite domes has developed before that time. These features also are inconsistent with the "concave-up" detachment model, in which the synformal part of the fault becomes inactive subsequent to the development of the frontal antiformal core complex (Spencer, 1984; Buck, 1988; Lister and Davis, 1989).

In addition, it is possible that the two flat-lying detachment traces on Ios and Naxos-Paros Islands originate from a single initial detachment zone. Foliations in the northern part of the Ios dome dip regularly to the northwest and northeast at ca. 30–40° (Van der Maar and Jansen, 1983; Gautier and Brun, 1994). As in central southern Evvia, drag-folding along a late north-dipping normal fault is unlikely to account for the foliation pattern, since there is no indication of a recent major normal fault to the north of Ios Island (Pliocene-Quaternary isopach -Fig. 11 of part II.B- and bathymetric contours -Fig. I.31a- suggest that the Folegandros-Sikinos northern fault zone does not extend north of Ios; Fig. 5a). Therefore, the metamorphic dome on Ios developed earlier, most probably by isostatic uplift of the footwall unit below a detachment which was rooted locally on one flank of the dome. In addition, pressure conditions associated with the post-HP retrogressive overprint of footwall rocks are apparently similar from southern Naxos to Ios Island, and probably even lower in southern Paros and on Antiparos (e.g., Jacobshagen, 1986; Gautier et al., 1993) than on Sikinos and Folegandros. This feature is unexpected in the context of a single north-dipping detachment.

2- Horizontal displacements and initial dips of the detachment zones

With a clearer picture of the parallel detachments along which extension was accommodated across the Cyclades since the post-HP retrogressive stage, the amount of horizontal displacement along certain faults can be estimated. In principle, this should allow an estimate to be made of their initial dips, as the vertical component of motion can be obtained directly from the local amount of footwall exhumation on each island. For this purpose, a simple situation is considered in which two parallel detachment-core complex systems do not interfere, i.e., two synthetic normal faults initially cutting through the brittle upper crust (e.g., Jackson and McKenzie, 1983), then evolving through extension into two detachment faults with associated core complexes that remain

kinematically unrelated (Fig. 8, model 1). According to this hypothesis, a minimum value of the initial dip of the detachment is estimated on each island from the present-day dimensions of the extensional system (Table 1, left column). For example, along a transect parallel to the stretching lineation, the minimum initial dip of the detachment associated with the southern dome (e.g., Syros, Sikinos) is calculated with the detachment rooted to the north before the northern dome is encountered. The minimum dip of each corresponding northern detachment (Tinos, Paros) is estimated assuming that the rear (south-dipping) flank of the associated metamorphic dome has a width approximately equal to the horizontal length of the active part of the detachment (Fig. 8, lengths λ and λ' in the left core complex). It may eventually show an even larger width because of very large total displacement along the detachment zone (Fig. 8, right core complex). The situation differs in the case of the Ios-Naxos transect, because the change of ductile shear sense observed across the Ios metamorphic dome suggests that the associated detachment is rooted on the southern flank of the island. To avoid any interference between the Ios and Naxos detachment-core complex systems then implies that the two detachments did not cross each other at high levels in the crust, somewhere between the two islands. This leads to a common estimate of the minimum initial dip for the two detachments (ca. 50°). To consider instead that the Ios detachment zone is possibly rooted to the north between Ios and Iraklia Islands (Fig. 1) leads to an unlikely minimum initial dip of $73-80^\circ$ for this detachment.

The following paragraph details the various calculations mentioned above. According to the "no interference" hypothesis, the flat-lying detachment fault presently observed on Syros is rooted to the north before the Tinos dome is encountered, i.e., approximately at the centre of the present graben between the two islands, at 8-12 km from the eastern coast of Syros. As a result, a minimum initial dip in between $50-72^\circ$ is estimated for the Syros detachment zone. This leads to a minimum initial dip of $50-72^\circ$ for the Syros detachment. On Tinos, a maximum width of 13-18 km can be measured for the rear flank of the dome, from the axis of the Tinos dome to the centre of the graben between Syros and Tinos. This leads to a minimum initial dip of $39-63^\circ$ for the Tinos detachment. From the northern coast of Sikinos to the approximate centre of the seaway between Sikinos and Paros, the distance is 15-19 km, thus, the minimum initial dip of the Folegandros-Sikinos detachment is estimated in the range $37-60^\circ$. From the centre of the Paros migmatite dome to the centre of the Sikinos-Paros seaway, the distance is 21-30 km (a large range due to the uncertainty in the location of the centre of the Paros dome, cf Fig. II.2), thus, the minimum initial dip of the Paros detachment is $36-54^\circ$ (with an estimate of the vertical offset deduced from the pressure of 6-8 kbar associated with the partial melting event, after Jansen, 1977 and Buick and Holland, 1989).

To avoid any interference between the Ios and Naxos detachment systems implies that the two detachment faults did not cross each other at high levels in the crust, somewhere between the two islands. The contrary would imply that opposite rotations due to upward bending of the two footwall blocks

ESTIMATE OF THE INITIAL DIP OF DETACHMENT ZONES

	calculated minimum value	determined after structural data
Paros	36-54°	25-35° (1) 35-45° (2)
Naxos	50°	33°
Sikinos	37-60°	> 30-50°
Ios	50°	30-40°
Tinos	39-63°	(?>) 25-32°
Syros	50-72°	> 38° (?)

Table 1. Estimate of the initial dip of the detachment zones on the islands studied. The left column gives values calculated assuming no interference between two parallel detachment-core complex systems; the right column gives values derived from structural field data, generally the attitude of foliation planes within Lower (footwall) Unit metamorphic domes. For Paros Island, (1) is the value derived from the dip of sediments in the Upper (hangingwall) Unit, (2) is the value derived from the foliation pattern in the Lower unit. See text for explanation.

interfere within the common intermediate area. This seems unlikely, in particular if the two detachments were active synchronously. With a present horizontal distance of 46-50 km between the axes of the two domes, this leads to a common minimum initial dip of ca. 50° for the two detachments. To consider instead that the Ios detachment zone is possibly rooted to the north is hard to reconcile with the observation that Lower Unit rocks similar to that on Ios and southern Naxos crop out on two small islands in between (Schinousa and Iraklia Islands, Fig. 1; e.g., Dürr et al., 1978; Jacobshagen, 1986). On Iraklia, the metasedimentary series dip at ca. 20° to the NE, suggesting a link with the Ios dome. There is clearly not enough room between Iraklia and southern Naxos to root the Ios detachment and fulfill the "no interference" requirement. Instead, Iraklia rocks may be part of the Naxos dome (Dürr et al., 1978). Then the Ios north-dipping detachment zone would root between Ios and Iraklia, with an unlikely minimum initial dip of $73-80^\circ$.

These various initial dip values (Table 1, left column) are now compared with the values that can be inferred from independent geological data (Table 1, right column), in order to determine whether the first hypothesis of no interference between two parallel detachment-core complex systems is borne out.

According to the extensional detachment model recently proposed by Van den Driessche and Brun (1991; Fig. I.5j), a similar dip value is likely to characterize both the active (non rotated) frontal part of the detachment zone and the rear (opposite) flank of the footwall metamorphic dome (angle α , Fig. 8). For example, the southern flanks of the Paros and Naxos migmatite domes are characterized by foliation planes with a dip of about $35-45^\circ$, and a mean dip of 33° , respectively (Fig. II.4a). Along eastern Paros, where the detachment dips gently to the north (ca. 10°), large hangingwall blocks separated by km-scale normal faults are nowhere seen to be strongly tilted, as indicated by the low southerly dip ($20-30^\circ$) of Lower Miocene strata (cf part II.A), which represent the earliest deposits laid down during core complex-type extension (Gautier and Brun, 1994). These geometrical features suggest that the detachment zone was initially moderately dipping to the north at ca. 35° . On Ios (Fig. II.5a), both the northern and southern flanks of the dome dip at $30-40^\circ$, so irrespective of whether the main detachment is rooted to the north or to the south, its initial dip is probably close to 35° . On Tinos (Fig. II.6a), the southern flank of the dome dips at $25-32^\circ$. This value may be lower than the true dip α because the observed part of the dome lies close to its axis, so that foliations may dip at a higher angle farther south (Fig. 4). On Syros, the initial attitude of the dome is not known precisely, because a series of km-scale low- to high-angle normal faults cut through the metamorphic rocks of this island (Ridley, 1984; Fig. II.8a). Nevertheless, across the northeastern half of the island, within the autochthonous (footwall) subunit which occupies a large part of the outcrop area, foliations dip to the NE (Fig. II.8b and d), in the range $20-65^\circ$ (mean value, 38°). This mean angle is taken as a possible lower limit of the true dip α of the detachment zone, on the basis that foliation

planes along the northern flank of the dome could have been rotated at best into parallelism with the associated north-dipping, normal-sense major shear zone. However, this implies that the attitude of the observed foliations is only a result of the extensional shearing event, and has not been influenced by any older deformation. This is not so clear in northernmost Syros, which represents one of the areas of the Cyclades with the best preserved HP assemblages (e.g., Ridley, 1984; Fig. II.8d), possibly containing well preserved associated structures. In northern Sikinos (Fig. II.5c), foliations also dip regularly to the north, at 35-50°. Thus an initial minimal dip around 42° is suggested for the corresponding detachment zone.

A comparison between dip values obtained through the two methods described above indicates a nearly systematic discrepancy between the lower dips inferred from field observations and the values calculated assuming no interference between parallel detachment systems (Table 1). The two values appear to be compatible only on Sikinos and Paros. Taking the "field" values as valid, this means that, along a transect parallel to stretching, two successive detachment-core complex systems are partly superimposed, i.e. that a kinematic (and possibly genetic) link exists between them.

3- Sequence of detachment zones

Two contrasting evolutionary models are able to account for a kinematic link between parallel detachment systems (Fig. 9 and 10); they are discussed in the light of the available data.

In one model, an early core complex develops, with an active detachment zone at its front; then this detachment system is abandoned, and a new, synthetic detachment zone becomes active *in the hangingwall* of the first system (Fig. 9, model 2). If the second detachment develops close enough to the first one, then deep levels of the first inactive shear zone are uplifted in the footwall of the second detachment fault, and, thus, are included at the back of the second metamorphic dome. In one version of this model, the two detachment faults are rooted at depth into a single subhorizontal mylonitic shear zone, so that mylonites associated with the first detachment finally form the envelope of the second metamorphic dome (Davis, 1988; Lister and Davis, 1989; Reynolds and Lister, 1990; Fig. I.6c). Thus, a strong non-coaxial deformation should be observed along the rear flank of the second dome, with a sense of shear synthetic to that on the flat-lying second brittle detachment fault distinctly above (Fig. 9, circle-shaped inset, white half-arrows). An opposite sense of shear could eventually develop along this back-dipping mylonitic zone during doming associated with the second detachment system, so that the older intense shearing deformation may be overprinted by antithetic and

presumably less intense shear structures (Reynolds and Lister, 1990; Fig. 9, circle-shaped inset, black half-arrows).

This model can be tested on Tinos Island. Rocks along the southwest coast of Tinos are characterized by penetrative top-to-the SW shearing coeval with greenschist facies metamorphism (Fig. II.6b and II.7q). They also display gradually more discrete synthetic shear zones indicative of a progressive cooling during ongoing deformation (Fig. II.6h and II.7g). In addition, some outcrops within this southwestern area show well preserved HP/LT assemblages (e.g., Okrusch and Bröcker, 1990), with limited growth of retrogressive minerals, such as actinolite, biotite and chlorite, clearly associated with the development of discrete micro-shear bands that indicate a top-to-the SW sense of shear (see also Fig. II.7y). Thus even in rocks which record the overall deformation associated with exhumation, no indication of a strong top-to-the NE shearing event is found. This implies that greenschist facies deformation throughout the Tinos dome is unrelated to an uplifted early mylonitic shear zone corresponding to deep levels of the Syros detachment zone. Therefore, in contrast to the model suggested by Davis (1988) and Reynolds and Lister (1990), the bottom end of the first (Syros) detachment zone should lie at present to the south of the emergent part of the Tinos dome (Fig. 9; general transect). The maximum horizontal length of the initially north-dipping Syros detachment would thus correspond to the distance between the northeast coast of Syros and the southern coast of Tinos. This distance is about 16 km, leading to a minimum initial dip in between $42\text{-}58^\circ$, which appears in reasonable agreement with that inferred from structural data ($\geq 38^\circ$, Table 1).

However, the Syros and Tinos domes are actually so close that, according to model 2, the exposed part of the first (Syros) dome should lie within the back-rotated footwall block of the second (Tinos) detachment fault (the present distance between the two domes is given in Fig. 9). This would imply that foliations in the metamorphic rocks of Syros have been tilted at a late stage to the south, with an angle corresponding to the dip of the Tinos detachment. Hence, the initial dip of the Syros detachment would have been even greater than estimated above, with a minimum value around $63\text{-}70^\circ$ (i.e., $25\text{-}32^\circ + 38^\circ$). Since the Tinos detachment probably had a lower initial dip than the Syros detachment (Table 1), the part of the Syros dome presently at the surface likely corresponds to the initial culmination of the dome, whatever the amount of uplift that has been accommodated through footwall upward bending in the Tinos detachment system (Fig. 9). As a result, it appears unlikely that the Syros detachment system was passively dragged backward from beneath the Tinos detachment, because this would imply that the Tinos detachment initially cut *into* the first dome, not at its front. Therefore, model 2 (Fig. 9) seems unrealistic along the Syros-Tinos transect. On account of the shortness of the present distances between domes along the Sikinos-Paros and Ios-Naxos transects (see Fig. 8 and 10, respectively), model 2 is probably also unrealistic in the general case.

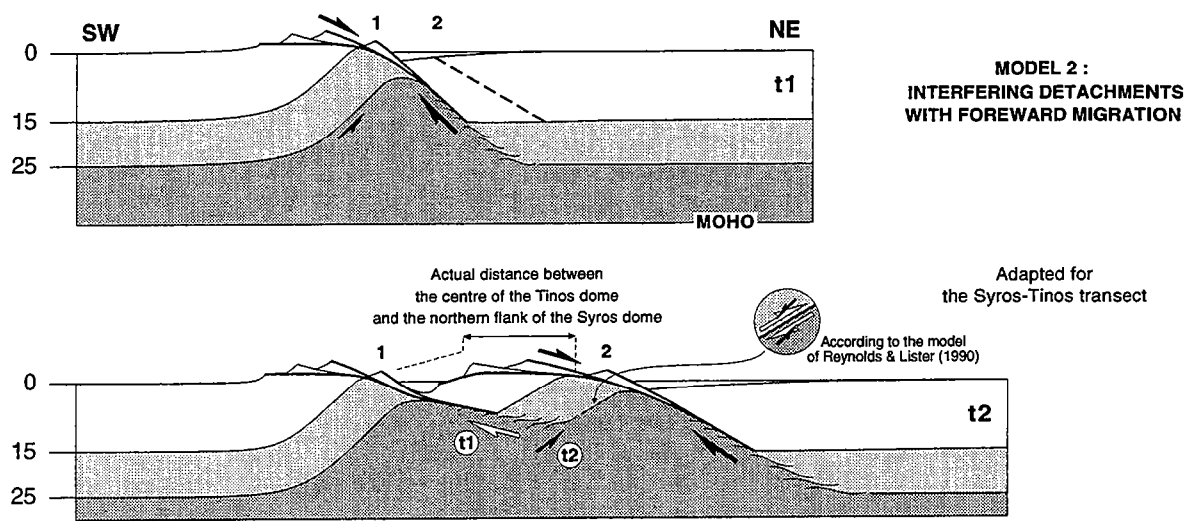


Figure 9. Pattern of detachment systems in the central Aegean area: model 2. Same legend as in Fig. 8. t1 and t2 represent successive stages of the model, with t2 representing the present situation. From t1 to t2, plane strain deformation parallel to the transect surface is assumed, as well as conservation of the crustal mass over the length of the transect. As in model 1, the distance between the two domes (Syros and Tinos) is not to scale, although the discrepancy is much less pronounced in this case. In t2, black and white half-arrows denote active and older (no more active) shears, respectively. Circle-shaped inset displays the kinematics of ductile shearing according to the model of Reynolds and Lister (1990). See text for explanation.

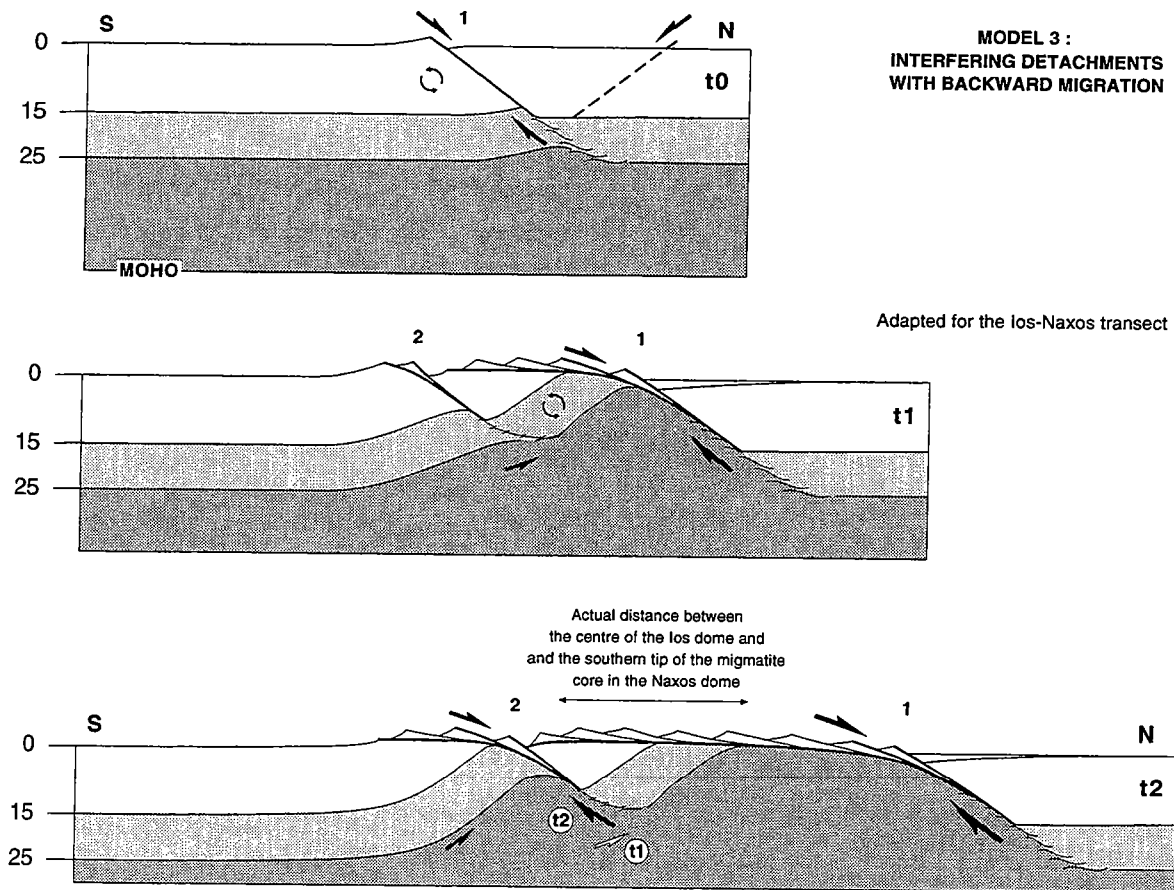


Figure 10. Pattern of detachment systems in the central Aegean area: model 3. Same legend as in Fig. 8. t_0 , t_1 , and t_2 represent successive stages of the model, with t_2 representing the present situation. As in Fig. 9, the assumptions of plane strain deformation and transect-scale conservation of the crustal mass are used; black and white half-arrows in t_2 also denote active and older (no more active) shears, respectively. This model is favoured by geometrical and structural data, as well as mechanical considerations. See text for further explanation.

In the second model accounting for a link between parallel detachment systems, the second detachment zone develops *in the footwall* of the first system (Fig. 10, model 3). This interpretation is based on a comparison with recent analogue brittle-ductile experiments (Van den Driessche et al., 1993; Fig. I.7f). At the beginning of extension (Fig. 10: t0), a major symmetric graben develops on the scale of the brittle layer (sand layer in the experiments). With ongoing extension, one of the two faults controlling the graben evolves into a detachment-core complex system, while in its footwall another large synthetic normal fault develops, at a distance equal to or less than the thickness of the brittle layer (Fig. 10: t1). The detachment fault shows a convex-up shape similar to that suggested in recent studies (Buck, 1988; Wernicke and Axen, 1988; Van den Driessche and Brun, 1991; Fig. I.5h, i and j), whereas the footwall normal fault shows a listric (concave-up) shape (Fig. I.7f). This second fault is thought to develop so as to accommodate strong upward bending of the footwall unit within the frontal detachment system, that is, to avoid large internal deformation of the footwall block between the strongly back-tilted area and the flat area behind. Such a "listric accommodation fault" (Brun et al., 1994) has been implicitly invoked in a previous interpretation of the Naxos-Paros detachment system (Gautier et al., 1990). Other examples of this type of fault may be found in Bartley and Wernicke (1984), Spencer and Reynolds (1986; in Davis, 1988), or Wernicke and Axen (1988, their figure 2e). In each case, however, the major listric fault keeps the characteristics of an initial "breakaway fault" (i.e., steeply-dipping, with a footwall made of superficial rocks), thus showing no relation with features in the Cyclades area. On another hand, experiments with very large strain indicate that the "listric accommodation fault" itself can evolve into a detachment-core complex system, though less developed than the first one (Van den Driessche et al., 1993), so that the model could well apply to the Cyclades (Fig. 10: t2). Because the second detachment fault lies close to the first one, rocks uplifted in the footwall of the second detachment may first undergo uplift within the rear flank of the first core complex. Thus, in the Cyclades reference frame, these rocks should show an initial top-to-the south sense of shear related to early doming, then top-to-the north intense shearing related to the second north-dipping detachment zone.

Such an evolution may be observed on the island of Ios. As noticed before, ductile shear-sense data across the Ios dome suggest that the associated detachment fault is rooted to the south of the island (Fig. II.5b). To avoid northward back tilting of the footwall unit which would interfere with southward tilting of the Naxos detachment footwall, a common minimum initial dip of 50° is calculated for the two detachment zones (Table 1). This value is significantly higher than that suggested by structural data, so that the two opposite (successive?) rotations of footwall blocks should interfere.

Alternatively, the detachment zone may root to the north, between Ios and Iraklia (Fig. 1), as suggested by the presence of a large listric north-dipping normal fault on the northeast flank of the Ios dome (Van der Maar and Jansen, 1983; Fig. II.5a). Then the occurrence, north of the Ios dome axis, of greenschist facies rocks with a top-to-the south sense of ductile shear (Fig. II.5b, h and j) may in part relate to early shear along the south flank of the Naxos dome (Fig. 10).

Model 3 implies that, with ongoing extension (from t_1 to t_2 , Fig. 10), successive frontal faults of the second detachment system come to the point of cutting into the flat-lying part of the first detachment zone. In contrast, the kinematics of model 2 precludes such a scenario (Fig. 9). According to the general process of upward bending of the upper crust in the footwall of a detachment, a wedge of brittle-deformed rocks should underlain the rearmost flat-lying part of any detachment fault, with the back-rotated initial brittle-ductile transition forming the bottom boundary of this wedge (Wernicke, 1990; Van den Driessche and Brun, 1991; Fig. I.5j and I.7d -in the right core complex of Fig. 8, the wedge is in white, located around the left α symbol). Thus, model 2 would tend to preserve this wedge of brittle-deformed rocks, whereas model 3 would tend to cut it off. In the Cyclades, there is no indication on land of a large wedge of rocks that would have undergone only brittle deformation. In southeastern Naxos, southern Paros and on Antiparos (Fig. 1 and Fig. II.4a), Lower Unit low-grade metamorphic rocks are observed (e.g., Jansen, 1977; Jacobshagen, 1986), which probably represent the highest exposed levels of a tilted footwall block (Gautier et al., 1993). These rocks show strong ductile shearing deformation and a top-to-the north sense of shear similar to that in higher grade rocks farther north (Fig. II.4b, j and k). Thus, any wedge of poorly brittle-deformed rocks should lie above (to the south of) these low-grade rocks. South of Naxos, the two small islands of Iraklia and Schinousa (Fig. 1) are made of Lower Unit rocks with a similar metamorphic grade than in southeastern Naxos (Dürr et al., 1978; Jacobshagen, 1986). The distance between Iraklia and Ios is too short to display a complete back-tilted section of the brittle upper part of the Naxos footwall unit. This overall lack of Lower Unit rocks which show no ductile extensional deformation, at least confirms that the available space between parallel detachment systems is quite narrow, that is, detachment systems do interfere. In the case of the Ios-Naxos transect, it also supports the kinematics of model 3 rather than that of model 2.

As a whole, model 3 is favoured by structural observations along the Ios-Naxos transect, as well as along the Sikinos-Paros and Syros-Tinos transects. According to this model, Lower Unit rocks on Syros would have been uplifted by approximately the same amount as on Tinos by added upward bending of the footwall in the first (Tinos) detachment system, then moderate exhumation along the Syros detachment zone.

GEODYNAMIC ENVIRONMENT OF EXTENSION

The above discussion shows that detachment-type extension was active in the central Aegean during post-HP greenschist facies and higher grade metamorphism, and at depths as great as 18-25 km. Radiometric and stratigraphic data indicate that the minimum age for the onset of this deformation is 19-22 Ma (Gautier et al., 1993; Gautier and Brun, 1994), that is, at most 18-33 Ma younger than the previous major thickening event. Such features are suggestive of a "late orogenic" setting for the development of extension. In addition, it needs to be established whether the ca. 30 km-thick crustal section below the present surface of the Cyclades (Makris and Stobbe, 1984; Fig. I.21a and c) had already been emplaced at the time that deep-seated extension developed, or was underthrust later during extension (e.g., Burg et al., 1984; Platt, 1987; Gapais et al., 1992; Fig. I.15b, d, e and h), that is, whether extension occurred during or after major crustal thickening (cf part I.A.2c).

A series of arguments suggest that, at least since the Lower Miocene and possibly the Middle Oligocene, extension in the Aegean domain was related to a post-collisional rather than a syn-collisional setting, although the maximum age of the thrusting event associated with the external HP belt (Fig. 1) is only a little older (post-Earliest Oligocene, see Regional Setting). In particular, detachment-type extension at that time was widely distributed throughout the Cyclades and southern Evvia Islands (this study), also extending far to the north along the southern Rhodopes (Sokoutis et al., 1993; Dinter and Royden, 1993; Fig. 5a, inset, and Fig. I.37e), i.e. across a ca. 300 km-wide section of the collision belt, with a direction of stretching consistently parallel to the direction of shortening in the external zones. Top-to-the north ductile extensional shearing is also recognized along the South Hellenic arc, in Crete, following thrusting that led to the development of the external HP metamorphic belt (Truffert et al., 1993; Fassoulas et al., 1994; Jolivet et al., 1994). The age of extension there is bracketed between about 35 and 12 Ma, and the associated denudation is at least 20 km. N-S detachment-type extension has also been reported recently from the Menderes Massif, in western Turkey (Verge, 1993; Bozkurt and Park, 1994; Fig. 1, and Fig. I.20, I.37a and d), where the minimum age is probably Oligocene. As a whole, this pattern of deformation in the Aegean domain is inconsistent with a model of syn-collisional extension, because in such a case the direction of extension necessarily strikes perpendicular to the highly compressive convergence direction, as for example in Tibet (e.g., Molnar & Tapponnier, 1978; England & Houseman, 1989; Fig. I.8, I.9a, b and c, and cf part I.A.2c1). In the Aegean (Fig. 5a), the direction of stretching during (?Oligocene)-Lower Miocene detachment-type extension was striking parallel to the direction of general convergence between Africa and Eurasia (e.g., Tapponnier, 1977; Dewey et al., 1989). This occurred across such a large width of the collision belt that no syn-collisional local reorientation of the

deviatoric stress due to topography (e.g., Burg et al., 1984; Royden & Burchfiel, 1987; Fig. I.15a, e and h) can be inferred (cf part I.A.2c₆).

As mentioned above, a change in normal fault trend is observed along the Cyclades archipelago, with the major faults following the curvature of the Aegean arc (Fig. 5a). This lateral change is similar to that recognized along the South Hellenic arc and within the Cretan Sea (Angelier et al., 1982; Lyb eris, 1984; Mascle and Martin, 1990; Fig. I.20, I.31b, c and d), suggesting a pattern of radial extension on a regional scale, including the Cyclades area (Angelier, 1979, p. 350; Lyb eris, 1984; Fig. I.31e). A similar pattern of divergent extension can be inferred from the ductile strain field documented throughout the Cyclades (Fig. 5a). However, this pattern could also result from the progressive bending, and possibly breaking, of a previously continuous and linear horst-and-graben system, as suggested for example by the "broken slats" model of Taymaz et al. (1991; Fig. I.27e). In this respect, the NE-SW-trending fault zone separating the northwestern from the southeastern Cyclades (Gautier and Brun, 1994; Fig. 5a) may be viewed as the line along which an initial single series of "slats" has been broken in two, prolonging to the south the nearly equivalent boundary that Taymaz et al. (1991) proposed for the northern Aegean area (north of the Cyclades) on the basis of a seismotectonic analysis (Fig. I.27c and d).

This line may also be prolonged farther southwest across the western part of the Sea of Crete, from southwestern Milos to the Strait of Kithyra (offshore westernmost Crete), on the basis of morphostructural and paleomagnetic data (Angelier et al., 1982; Lyb eris, 1984; Kissel and Laj, 1988; Fig. I.31a, c, d and I.34). Paleomagnetic results indicate that the South Hellenic arc has undergone a ca. 25° bulk clockwise rotation since the beginning of Upper Miocene (and up to a 50° clockwise rotation since the beginning of Lower Miocene) as far southeast as the southern Peloponnese, while no coeval significant rotation has occurred to the east of the Strait of Kithyra. This difference argues for a decoupling between a clockwise rotating western side of the Aegean arc and a southward translated but not rotating southern part of the arc (Angelier et al., 1982; Kissel and Laj, 1988), reflecting the progressive curvature, and then breaking, of the whole arc.

Paleomagnetic results from central Evvia (Kymi basin; Fig. 1 and 2, and Fig. II.12i) indicate a $48 \pm 8^\circ$ clockwise rotation within volcanic rocks ca. 13 Ma old (Kissel and Laj, 1988; Fig. I.34), which strongly suggest that most of the bending of the central Aegean area occurred since that time. Nonetheless, our structural analysis documents that, except possibly in northernmost Attica, successive directions of stretching from the outcrop to the regional scale show no significant deviation through time, from the Lower Miocene (19-22 Ma) to the Pliocene-Quaternary. This is consistent with the kinematics that may be inferred from a process of progressive radial opening of an initially linear horst-and-graben system. However, we wish to point out that even if breaking in two groups of "slats" has occurred in the central Aegean at a particular step of the process, this does not imply that the whole deformation necessarily results from an imposed E-W regional

shortening, as suggested by Taymaz et al. (1991) for the northern Aegean area (Fig. I.27d and e), following an earlier suggestion by Tapponnier (1977; Fig. I.13c) and Dewey and Sengör (1979). Radial normal faulting is in agreement with the model of Taymaz et al. (1991, their figure 16; Fig. I.27e, bottom right) on the northwestern side of the central Aegean, but not on the southeastern side, where dominantly E-W strike-slip faulting should be observed according to this model. In the eastern Cyclades, there is no evidence for such a strike-slip deformation, neither from the geological record (cf this study), nor from active tectonics (e.g., McKenzie, 1978, his figure 12; Fig. I.27a and b). Instead, there is abundant evidence for pure N-S to NW-SE extension. The overall divergent pattern of extension and inferred progressive development of the curvature of the central Aegean horst-and-graben system is more in agreement with a model of radial spreading of the central and southern Aegean area toward the south (Angelier, 1979; Lybérís, 1984; Fig. I.31e). Therefore, at variance with Taymaz et al. (1991), we propose that the mechanism of Recent tectonics in the northern Aegean, implying strong E-W shortening (Fig. I.27d and e), does not extend farther south in the central Aegean (Cyclades), which evolution is rather similar to that of the southern Aegean area (Fig. I.31e). This analysis is in agreement with the one of Eyidogan (1988) concerning western Turkey.

Thus, the kinematics of (?Oligocene)-Lower Miocene extension on a regional scale resembles that of a "back-arc" basin, similar in extent and orientation to the one documented for the more recent period. We consider that this implies the early existence of a weakly compressive convergent boundary to the south of the Aegean domain (e.g., I.13b and d). Such an interpretation is in agreement with the minimum age of the South Hellenic subduction zone (40-26 Ma) as constrained by tomographic studies (e.g., Spakman et al., 1988; see also Kastens, 1991; Fig. I.36a and b). Sequential thin-skin thrusts that were transiently active in the external zones of the Hellenides since the Lower Miocene and as late as Lower Pliocene (e.g., Mercier et al., 1989; Sorel et al., 1992; Fig. I.37c) can be suspected to account for only a small part of the total convergence between the southern edge of the Aegean domain and the oceanic lithosphere of the African plate. We propose that such thin-skin thrusting does not relate to the collisional stage, but instead represents the building of a rather large accretionary wedge above the active subduction zone (Royden et al., 1983; Malinverno and Ryan, 1986; Fig. I.16b and c). Thus, post-earliest Oligocene thrusting in the Aegean is unlikely to have led to any large thickening, in particular in the back-arc area. As a consequence, most if not all the present-day 30 km-thick crust of the Cyclades was already lying below the area in Lower Miocene times. Since most of the present surface of exposure was lying at depths more than 15 km at that time, as indicated by the above mentioned pressure estimates of the greenschist facies metamorphism in the Lower Unit, the crust in the Cyclades had not yet

returned to its normal thickness at the onset of extension. Thus, the detachment-type extension observed in this area is related to a late-orogenic post-thickening setting.

THERMO-MECHANICAL CONTROLS ON DETACHMENT-TYPE EXTENSION IN THE AEGEAN

As a result of the structural analysis on several islands, a close temporal relation is suggested in the Cyclades between the development of crustal-scale detachment-type extension and the pervasive overprinting of HP/LT assemblages by greenschist facies and higher grade metamorphism. However, due to the scarcity of HP metamorphic relics, the tectonic environment of earlier deformation is not well constrained and may also relate to extensional tectonics (cf part II.B and II.C.7b). Nevertheless, when reasonably well established, as on Naxos, the pressure-time path of Lower Unit rocks displays an apparent increase of the denudation rate as peak-temperature conditions are reached (Gautier et al., 1993). This suggests that strong and fast extension has occurred in the Cyclades owing to thermal weakening of the crust (e.g., Kusznir and Park, 1987). On the other hand, the widespread and "back-arc" character of early crustal stretching in the Aegean (see above) suggests that extension is a consequence of a lowering of the compressive stresses applied along the southern boundary of the continental domain, as proposed by several authors for the subsequent Upper Miocene-Present period (e.g., Le Pichon and Angelier, 1979). Similarly, there has been much recent debate in the Basin and Range province of the USA as to determine whether thermal weakening or a change in the applied boundary stresses is the main factor controlling the onset of extension after Cordilleran thickening (e.g., Rehrig and Reynolds, 1980; Coney and Harms, 1984; Wernicke et al., 1987; Axen et al., 1993). In the Aegean, three lines of evidence may answer this question:

(1) As mentioned above, the island of Crete provides evidence of detachment-type extension subsequent to crustal thickening in Upper Eocene-Oligocene times, resulting in a denudation of at least 20 km of HP/LT metamorphic rocks (Truffert et al., 1993; Fassoulas et al., 1994; Jolivet et al., in press). Post-HP retrogressive overprinting is reported to be variably developed in the footwall unit, and an anticlockwise (P,T) path is even suggested, culminating in greenschist facies conditions. Although further work is needed to constrain the kinematics and regional extent of this deformation, this suggests that deep-seated extension has occurred along the South Hellenic arc without the need of strong heating at deep levels of the crust. Instead, it seems to result from a lack of compressive stresses transmitted from the South Hellenic subduction zone (see also Lister et al., 1984; Fig. I.19).

(2) Structural evidence of detachment-type extension has also been reported recently from east of the Cyclades, in the Menderes Massif (Verge, 1993; Bozkurt and Park, 1994; Fig. 1 and Fig. I.37a). This extension is probably Oligocene or early Lower Miocene. The overall structure of the "Massif" is one of a very large Cordilleran-type metamorphic core complex (Fig. I.37d), suggesting that the finite amount of crustal stretching in this area is at least as large as in the Cyclades. Amphibolite facies and partially

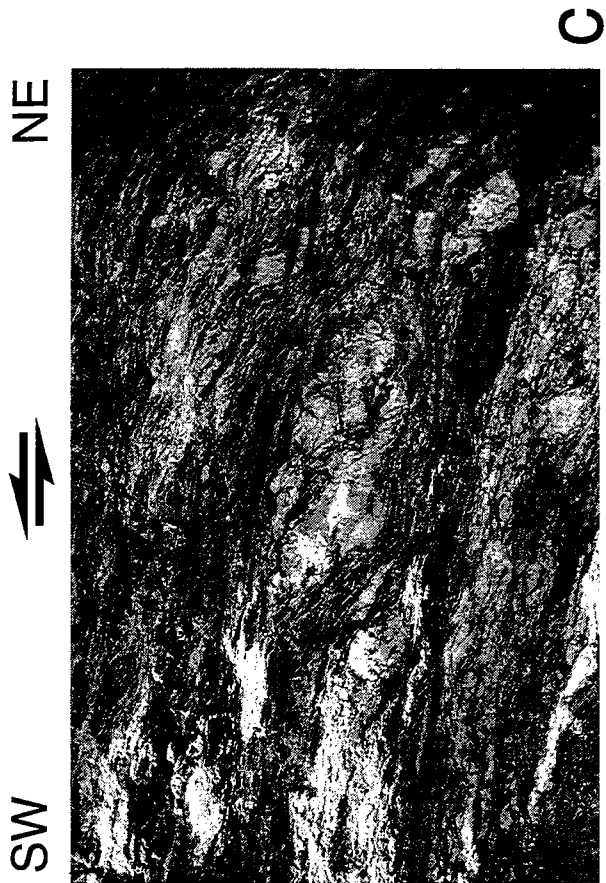
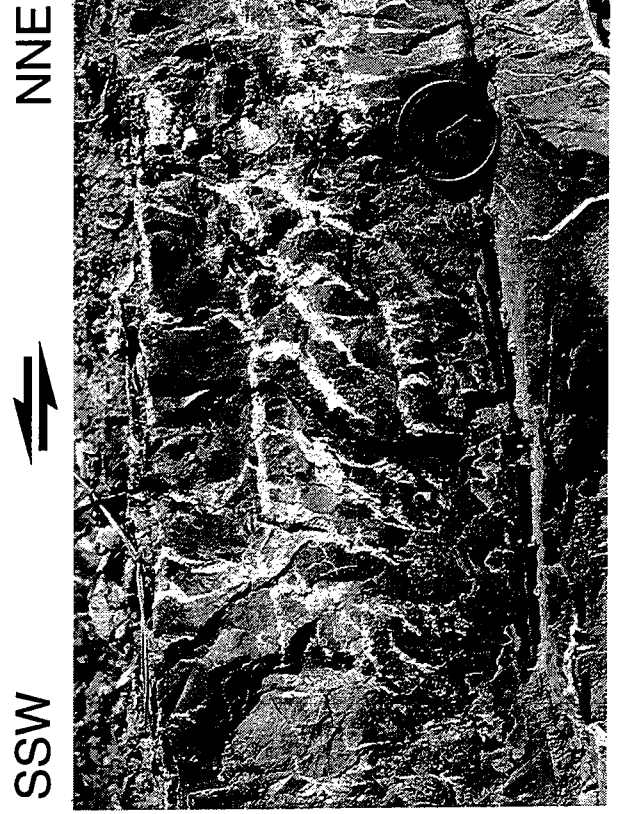
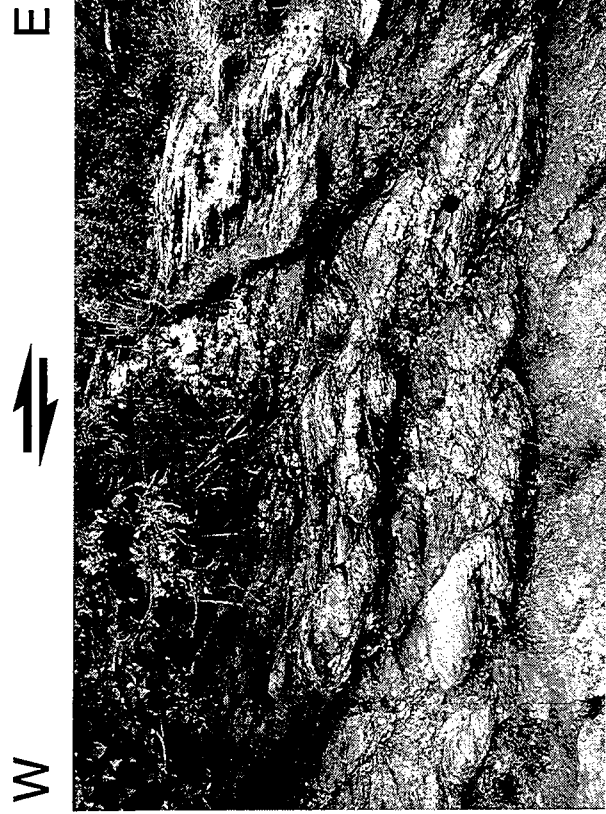


Fig. III.1: La déformation dans la région de l'Olympe.

Vues de terrain dans le sud de la fenêtre de l'Olympe (localisation en Fig. 2 de la partie III.A).

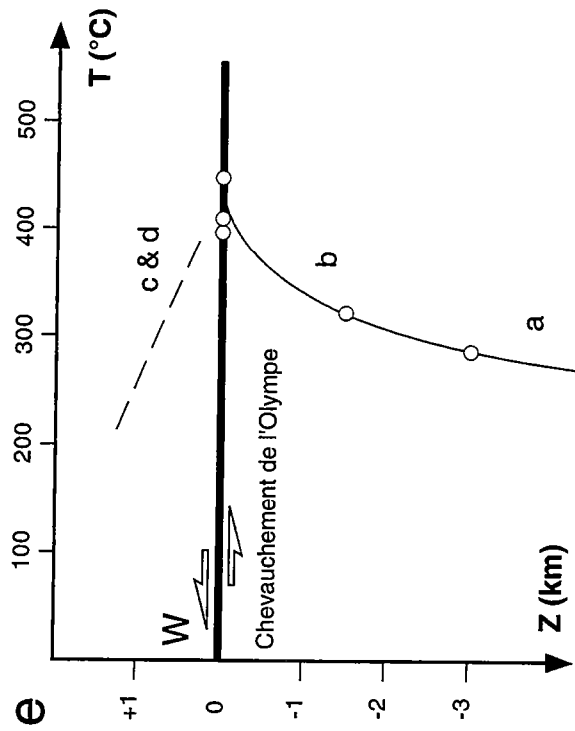
(a) Fentes en échelons dans les séries calcaires triasiques très peu déformées du coeur de la fenêtre. Des stries de glissement banc sur banc sont également visibles à proximité. Longueur de la vue : 20 cm.

(b) Plis d'entraînement dans des marbres situés plus haut vers le sommet de la fenêtre. Longueur de la vue : 90 cm.

(c) Bandes de cisaillement pénétratives dans un orthogneiss métamorphisé en faciès schiste bleu, légèrement au-dessus d'un pointement de l'Unité inférieure situé au sud de la fenêtre de l'Olympe (à l'intérieur du cadre dessiné en Fig. 2 de la partie III.A). Longueur de la vue : 10 cm.

(d) Bandes de cisaillement localisées, dans des micaschistes de l'Unité supérieure sur le flanc est de l'Olympe. Longueur de la vue : 2.6 m. La déformation en (d) est interprétée comme le résultat d'une extension tardive, tandis que celle des vues (a), (b) et (c) est clairement liée au chevauchement de l'Unité supérieure sur l'Unité inférieure (voir la discussion en fin de partie III.A).

(e) Profil des pics de température enregistrés dans l'Unité inférieure en fonction de la distance au contact de la fenêtre de l'Olympe, d'après Barton et England (1979). Les ronds blancs indiquent les mesures de géothermométrie sur couple calcite-dolomite. On a reporté approximativement les niveaux auxquels se situent les vues précédentes.



molten rocks are more abundant than in the islands (e.g., Dürr et al., 1978), which probably reflects a greater amount of denudation and/or heating. Yet the Menderes Massif does not lie at the centre but on a flank of the Aegean arc. The region of western Turkey therefore suggests that thermal weakening is an efficient way to develop a huge detachment-type extension in spite of a rather unfavourable location relative to the regional "stress-free" boundary (the South Hellenic subduction zone). The same may apply to the southern Rhodopes area, lying far north in the Aegean (Sokoutis et al., 1993; Dinter and Royden, 1993; Fig. 1 and 5a, and Fig. I.37e).

(3) Lower Unit rocks observed in the Cyclades and Evvia Islands are also known farther northwest, along the eastern Greek mainland (see Regional Setting and Fig. 1 and 2). In this area, the maximum pressure gap between adjacent Lower and Upper Units is 4 kbar, if any (Godfriaux et al., 1988; Schermer et al., 1990; Kiliyas, 1991). HP/LT assemblages are observed in both units, and are poorly overprinted by prehnite-pumpellyite facies assemblages (Godfriaux et al., 1988; Schermer, 1990). Recent field studies in the area have led to the suggestion that both the ductile deformation within Upper Unit rocks and the development of round-shaped Lower Unit tectonic windows (Fig. 2 and Fig. I.37c) result from a post-thickening extensional shearing event with a dominant top-to-the SW sense of shear (Kiliyas et al., 1991; Kiliyas, 1991; Sfeikos et al., 1991). The basis of this interpretation is the common observation throughout the Upper Unit of "extensional crenulation cleavage"-type shear bands (Platt and Vissers, 1980), which are thought to reflect extensional tectonics on account of their "normal fault" attitude relative to the flat-lying foliation (Kiliyas et al., 1991; Kiliyas, 1991). However, abundant evidence exists in the literature (cf part I.A.2a1) indicating that the development of such oblique shear bands simply reflects bulk shearing deformation within rocks with a preexisting (Platt and Vissers, 1980; Harris and Cobbold, 1984; Dennis and Secor, 1987) or newly formed (Berthé et al., 1979b) foliation (that is, a strong planar anisotropy oblique to the walls of the bulk shear zone; Fig. I.4a and b). Such shearing deformation could occur within either a compressional or an extensional environment, so that the "normal fault" geometry of the ductile shear bands is clearly not a safe argument for extension.

In contrast, structural features in the Olympos-Ossa area indicate that, at least in the Lower Unit and in deep levels of the Upper Unit, ductile fabrics are associated with large-scale thrusting. For example, rocks of the Olympos window display a spectacular transition from poor brittle deformation in the core of the window (Fig. III.1a) to strong ductile shearing deformation at the contact with the overlying Upper Unit (Fig. III. 1b and c), over a thickness of less than 4 km (see also Godfriaux and Ricou, 1990). Calcite-dolomite geothermometry documents a parallel upward and progressive increase in peak temperatures, from 280°C below the contact to 400-450°C at the contact (Barton and England, 1979; Fig. III.1e). Shear-sense criteria beneath and immediately above the contact indicate a penetrative top-to-the SW sense of shear (Fig. III.1b and c), while locally in higher levels of the Upper Unit, along the eastern flank of the Olympos and Ossa windows, discrete shear bands within micaschists indicate a top-to-the NE sense of shear (Fig. III.1d), in agreement with Godfriaux and Ricou (1990), Kiliyas (1991) and Sfeikos et al. (1991). Top-to-the NE shear-sense criteria seem more abundant further southeast, including on the southwestern flank of the Mavrovouni-Makrinitza window (Fig. 2). Along the southern and western

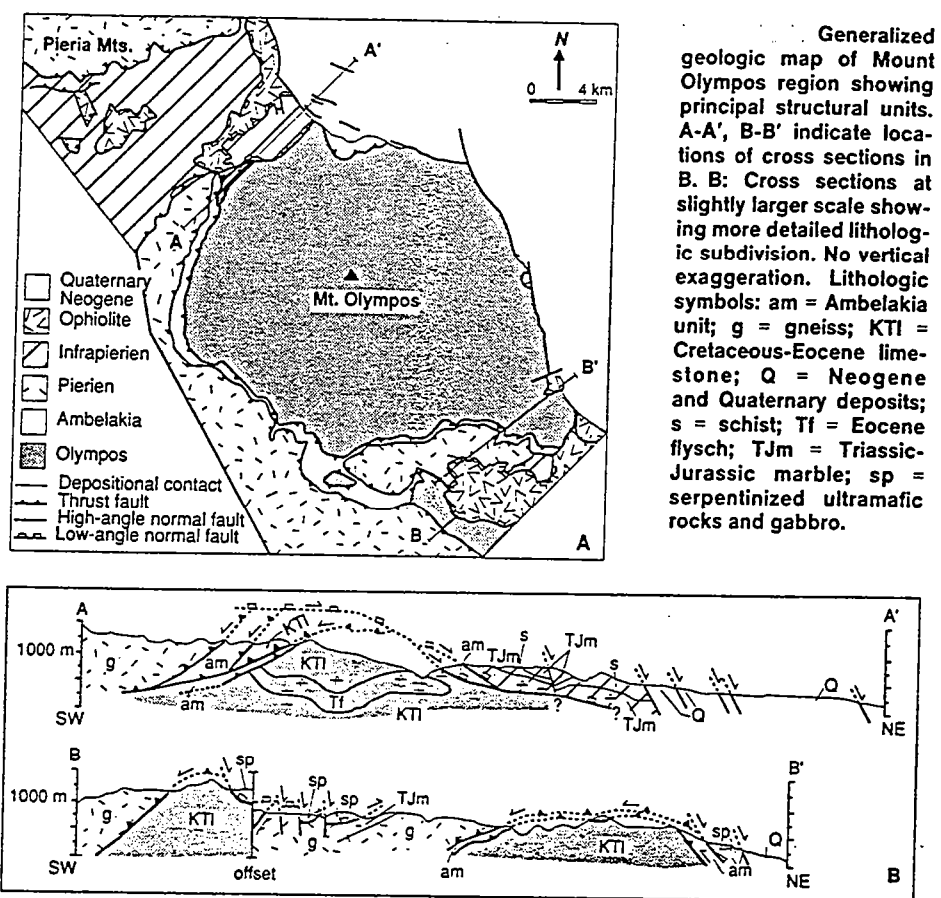


Fig. III.1: La déformation dans la région de l'Olympe.
 (f) Carte et coupes structurales, d'après Schermer (1990). Noter l'interprétation en faille normale de certains contacts peu inclinés.

boundaries of the Olympos window, gneisses of the Upper Unit which have been first metamorphosed in the amphibolite or greenschist facies are pervasively overprinted by blueschist facies metamorphism within mylonitic shear zones a few decimetres-thick (Godfriaux and Ricou, 1990; Fig. III.1c). As a result, a contrasting evolution is documented between the Cyclades-Evvia area, where greenschist to amphibolite facies metamorphism overprints blueschist facies assemblages in the Lower Unit, and the Olympos-Ossa area, where the reverse situation is observed in the Upper Unit (Godfriaux et al., 1988; Schermer, 1990; Schermer et al., 1990). These features as a whole indicate that, around the Olympos and Ossa windows, most, if not all, the ductile deformation observed in the Lower Unit and in deep levels of the Upper Unit reflects thrusting. In agreement with this, a top-to-the SW sense of ductile shear is documented in these rocks, which is synthetic to the major thrusts of the Hellenides (Fig. I.37b and c). As a result, round-shaped Lower Unit windows along the eastern Greek mainland do not represent Cordilleran-type metamorphic core complexes. Extensional shearing, if any, is restricted to the Upper Unit, as may be inferred for example from the upward lowering in peak pressures recognized between superposed subunits (Godfriaux et al., 1988; Schermer et al., 1990). Schermer (1990) estimates that normal faulting can account at best for 8 km of excisement between these subunits. We propose that this slight extension is associated with the mentioned local indications of a top-to-the NE sense of shear within schistose lithologies (Fig. III.1d). In agreement with this, flat-lying fault zones beneath the uppermost subunit of the Upper Unit are interpreted by Schermer (1990) as NE-rooted normal faults (Fig. III.1f). Such faults may be viewed as precursors of the major Thermaikos-Mykonos normal fault zone (Fig. 2). As also suggested by stratigraphical and morphological data (Faugères, 1977), Lower Unit windows along the eastern Greek mainland have probably been brought to the surface through strong uplift in the footwall of this major east-dipping fault zone. As a consequence, their shape and spatial distribution mainly reflect a process of *brittle* extension, possibly since 23-16 Ma (Schermer et al., 1990; cf part II.B).

To summarize, the eastern Greek mainland provides evidence that post-thickening extension is limited -implying nearly no ductile deformation- when previous thickening has been moderate (peak pressures around 6-9 kbars), retrogression poorly developed and in low temperature conditions, and, moreover, when the overall area lies in a rather unfavourable position relative to the "stress-free" subduction zone (i.e., on a flank of the arc). Such features are in agreement with the analysis of Coney and Harms (1984) concerning the Basin and Range province. In contrast, metamorphic units of the South Hellenic arc, the Menderes Massif and the southern Rhodopes suggest that only one of the previous conditions (post-thickening strong thermal weakening or a position near the centre, or axis, of the subduction arc) may be enough to obtain a strong detachment-type extension, although the process and crustal-scale structure are probably different in each case. In the Cyclades, both conditions are encountered.

CONCLUSIONS

The analysis of ductile and brittle deformation across the central Aegean (Cyclades and Evvia Islands) has led to the following conclusions:

1- Extension is responsible for most of the ductile deformation within HP rock units that have experienced penetrative greenschist facies metamorphism or a higher grade overprint. On each island studied, progressive extensional deformation has occurred through the development of a major normal-sense detachment zone down to depths of 18-25 km. Large displacement along the detachment zone accounts for rapid cooling and exhumation of ductile lower crust to form a local metamorphic dome or core complex.

2- At least two, and probably three subparallel major north-dipping detachment zones are identified on a regional scale, corresponding at present to three main island chains which trend NW-SE in the northwestern Cyclades and E-W in the southeastern Cyclades. The initial dips of the detachments are estimated in the range of 30-45°. The present geometry of the extensional system implies that these detachment zones and related metamorphic core complexes interfere with one another. Two main evolutionary models are considered which can account for such a kinematic link between parallel detachment zones. Structural data favour the sequential development of synthetic major detachment zones in a direction opposite to the sense of dip of the detachments.

3- Early (?Oligocene-Lower Miocene) detachment-type extension in the area studied is related to a late-orogenic "back-arc" setting with a regional strain field quite similar to the one documented for the more recent period (Upper Miocene-Quaternary).

III. B - Discussion sur le contexte géodynamique de l'extension égéenne

1. Comparaison avec les modèles de la littérature

(a) A propos du contexte de l'extension par détachements dans le domaine centre-égéen

Comme mentionné dans la première partie de ce mémoire (partie I.A.2c4), la question du contexte géodynamique de l'extension égéenne antérieure au Miocène moyen-supérieur est actuellement débattue. L'analyse régionale présentée dans la publication précédente nous a conduit à proposer un contexte tardi-orogénique "arrière-arc" (c'est-à-dire post-collision et syn-subduction) pour le développement des zones de détachement extensives identifiées dans le domaine centre-égéen. Cette analyse est en accord avec les suggestions précoces de Berckhemer (1977) et Lister et al. (1984; Fig.I.19), mais en contradiction avec les études récentes d'Avigad & Garfunkel (1989, 1991), Wijbrans et al. (1993), Fassoulas et al. (1984) et Jolivet et al. (sous presse). Nous discutons ci-dessous les arguments présentés par ces auteurs en faveur d'un contexte syn-collision de l'extension anté-Miocène moyen observée dans les Cyclades.

1 - Avigad & Garfunkel (1989, 1991) invoquent un modèle voisin de celui de Platt (1987; Fig. I.15b), dans lequel la majeure partie de l'exhumation par extension de l'unité Ambelakya-Syros (sous-unité supérieure de l'Unité inférieure) précède le sous-charriage de l'unité Olympe-Almyropotamos (sous-unité basale). Cette interprétation est basée sur le fait que l'unité Olympe-Almyropotamos est considérée ne pas avoir subi le métamorphisme HP cénozoïque, et donc avoir été sous-charriée alors que l'unité Ambelakya-Syros était déjà largement débarrassée de sa surcharge lithostatique. En outre, selon Avigad & Garfunkel (1991), l'extension par détachement à l'interface entre Unités inférieure et supérieure est dirigée parallèlement à l'allongement de la chaîne, depuis la façade orientale de la Grèce continentale vers le domaine centre-égéen, ce qui peut sembler compatible avec un contexte d'extension syn-collision (cf partie I.A.2c). Cette analyse apparaît pourtant en complète contradiction avec les résultats de notre étude, qui montrent que l'extension est dirigée perpendiculairement à la chaîne (et parallèlement à la direction de convergence) depuis au moins le Miocène inférieur, et à l'échelle régionale. Cette différence d'interprétation provient essentiellement du fait qu'Avigad & Garfunkel n'envisagent pas que la déformation ductile de l'Unité inférieure puisse être le résultat de la tectonique extensive, omettant de ce fait les contraintes les plus fiables sur la cinématique de l'extension précoce. Il est également clair que l'unité Olympe-Almyropotamos n'est pas épargnée par le métamorphisme HP (Guernet, 1971, p. 32,

1978b; Godfriaux et al., 1988; Schermer, 1990; Fig. I.37c). Il n'y a pas d'indication claire que le pic de pression subi par les roches de l'unité Olympe-Almyropotamos ait été plus faible que celui enregistré par les roches de l'unité Ambelakya-Syros, même si cette hypothèse reste possible. Enfin, à l'endroit-même où Avigad & Garfunkel (1989, 1991) estiment mettre en évidence le jeu tardif du chevauchement basal -entre les deux sous-unités de l'Unité inférieure-, nos observations indiquent que les roches en faciès schiste vert attribuées à l'unité basale ont tout autant subi la déformation ductile extensive à cisaillement vers le nord-est que celles de l'unité Ambelakya-Syros sus-jacente (île de Tinos, golfe de Panormos : voir la Fig. II.6c et sa légende). Ceci indique que la déformation extensive synchrone du métamorphisme schiste vert, datée du Miocène inférieur, est postérieure aux sous-charriages internes à l'Unité inférieure, en accord avec les données du métamorphisme, et en contradiction avec Avigad & Garfunkel (1989, 1991).

2 - Wijbrans et al. (1993) ont également proposé pour les Cyclades un modèle voisin de celui de Platt (1987). Ce modèle est fondé sur l'idée selon laquelle la conservation des paragenèses HP/LT dans une unité profondément enfouie n'est possible qu'à la condition de sous-charrier en continu des unités provenant de la surface, donc froides, permettant une augmentation modérée de la température en cours de remontée des roches HP vers la surface (e.g., England & Thompson, 1984; Davy & Gillet, 1986). Bien qu'il y ait des raisons de penser qu'un sous-charriage continu n'est pas le seul mécanisme qui permette la conservation de paragenèses HP/LT (cf l'extension par détachement : e.g., Thompson & Ridley, 1987; ou la faible quantité de fluides disponible lors de la rétrogression : e.g., Bröcker et al., 1993), nous ne discuterons pas davantage le modèle de Wijbrans et al. (1993), du fait que le fonctionnement d'un chevauchement synchrone de l'extension n'est envisagé par ces auteurs que pour le stade de transition entre métamorphismes éclogitique et schiste vert de l'Unité inférieure des Cyclades, alors que seule l'extension synchrone et postérieure au métamorphisme schiste vert a pu être correctement étudiée, et son contexte géodynamique contraint, lors de cette étude.

3 - Enfin, Fassoulas et al. (1994) et Jolivet et al. (sous presse) proposent un schéma d'évolution du domaine égéen dans lequel l'extension affecte toute la croûte des Cyclades au Miocène inférieur, en même temps qu'un épaissement crustal majeur se développe à l'avant de la chaîne, au niveau de l'arc hellénique externe. Ce modèle résulte d'une interprétation très "directe" des âges radiométriques obtenus sur les unités métamorphiques du domaine HP externe (Seidel et al., 1982). Nous avons discuté dans la partie I.C.2 de la signification possible de ces âges, et expliqué pourquoi nous pensons qu'ils ne permettent pas de contraindre clairement l'âge de l'épaississement crustal. En

l'état actuel des données, seul un âge post-, voire syn-Eocène supérieur peut être retenu pour les ultimes évidences d'un fort épaissement crustal à l'échelle régionale (cf partie I.C.2), ce qui laisse la possibilité d'un contexte post-collision pour l'extension ?Oligocène-Miocène inférieur dans l'ensemble du domaine égéen.

(b) Le contexte de l'extension égéenne à l'échelle de la Méditerranée orientale

Les résultats de notre étude et la prise en compte des données récentes de la littérature amènent à reconsidérer l'âge de l'extension égéenne (cf parties II.B et III.A). Un âge minimal de 22 Ma est déduit de l'étude des Cyclades (partie II.B), tandis qu'à l'échelle du domaine égéen, le contexte tardi-orogénique et "arrière-arc" de cette extension précoce est déduit également de données concernant les autres grands ensembles de roches métamorphiques de la région (Rhodope, Menderès, Crète; partie III.A).

Les études structurales menées jusqu'à présent ont suggéré que l'extension égéenne débute vers 13-11 Ma (e.g., Le Pichon & Angelier, 1979; Meulenkamp & Hilgen, 1986). Cet âge est aussi celui communément admis pour le début de la collision et de l'épaississement crustal entre Arabie et Eurasie (Dewey & Sengör, 1979; Sengör et al., 1985; Dewey et al., 1986; Hempton, 1987; Karig & Kozlu, 1990; Yilmaz, 1993), de sorte qu'un accord général existe depuis longtemps pour considérer que l'initiation de l'extension égéenne est le résultat de la collision Arabie-Eurasie (e.g., Tapponnier, 1977; Le Pichon & Angelier, 1979; Dewey & Sengör, 1979; Fig. I.13c et I.33). Les modèles géodynamiques issus de cette interprétation peuvent être divisés en deux groupes. Dans un premier groupe, l'*extrusion* (ou expulsion) latérale de l'Anatolie depuis le front de la collision arabe permet le développement de l'extension par un mécanisme à peu près analogue à celui de l'ouverture de fentes de tension (e.g., Brunn, 1960; Tapponnier, 1977; Dewey & Sengör, 1979; Taymaz et al., 1991; Fig. I.13c et I.27e). Dans le second groupe de modèles, la collision arabe induit une augmentation de la contrainte compressive au niveau de la marge passive sud-égéenne déjà gravitairement instable (e.g., Bott & Kusznir, 1979), provoquant la rupture de cette marge, et initiant le développement du système subduction-bassin arrière-arc (Le Pichon & Angelier, 1979; Le Pichon, 1982; Fig. I.33 et I.13d).

En contradiction avec l'ensemble de ces modèles, les résultats de notre étude indiquent que l'âge minimal du début de l'extension "arrière-arc" égéenne est significativement plus ancien (22 Ma) que celui du début de la collision et de l'épaississement entre Arabie et Eurasie ($\approx 14.5-12$ Ma; e.g., Dewey et al., 1986; Hempton, 1987). Par conséquent, nous sommes amenés à considérer que *l'initiation de l'extension égéenne n'est pas le résultat de la collision Arabie-Eurasie*. Ceci n'est d'ailleurs pas incompatible avec le fait qu'au cours de l'évolution plus récente du domaine

égéen, un mécanisme d'extrusion latérale depuis le front de la collision arabe se soit effectivement mis en place, tel qu'il est clairement suggéré actuellement par la sismicité (Fig. I.27c) et les mesures de géodésie spatiale (Fig. I.32a).

2. Le mécanisme d'initiation de l'extension égéenne

Suite à l'analyse présentée en partie III.A, nous admettons que l'extension égéenne est essentiellement contrôlée par le fonctionnement de la zone de subduction sud-hellénique, en accord avec Le Pichon & Angelier (1979, 1981; Fig. I.13d). A titre d'hypothèse, nous suggérons en outre une initiation de l'extension arrière-arc à l'Oligocène, vers 33 Ma, faisant immédiatement suite à l'initiation de la subduction. Nous proposons donc une rupture de la marge passive sud-égéenne vers 34 Ma, compatible avec les résultats de l'analyse tomographique du manteau égéen (cf partie I.C.1g). Cette rupture peut elle-même résulter d'une augmentation significative du gradient latéral de pression lithostatique entre continent et océan, suite au fort épaissement crustal induit le long de la frange du continent par le chevauchement donnant naissance au domaine HP externe (chevauchement considéré donc ici comme synchrone ou immédiatement postérieur à l'Eocène supérieur). L'initiation de la subduction représenterait ainsi le dernier "chevauchement" majeur de la chaîne hellénique, permettant l'installation d'un nouveau régime tectonique globalement extensif, entrecoupé du développement sporadique de quelques chevauchements pelliculaires (les chevauchements des zones externes; e.g., Sorel et al., 1992; Fig. I.37c). Un tel scénario rejoint l'analyse proposée auparavant par Berckhemer (1977). L'extension arrière-arc égéenne apparaît ainsi clairement liée à un contexte tardi-orogénique, comme discuté en partie III.A.

Vertical text or markings along the right edge of the page, possibly a page number or header.

RESUME - CONCLUSIONS

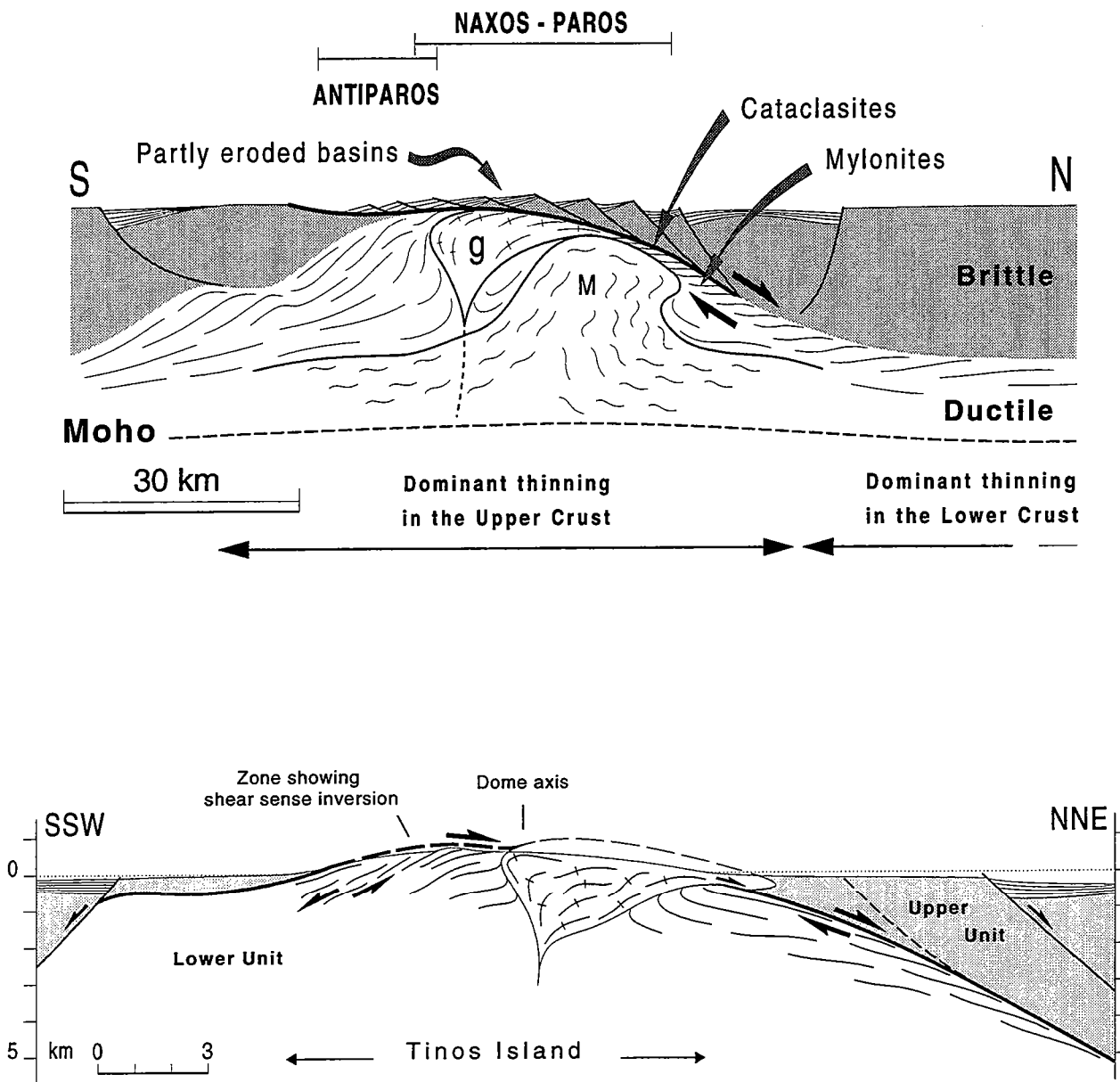


Fig. C.1: Modèles de zones de détachement extensives sur les îles de Naxos, Paros (en haut) et Tinos (en bas).

RESUME - CONCLUSIONS

Des études sismotectoniques, stratigraphiques, et l'analyse des populations de failles ont montré que le domaine continental égéen (Grèce) est largement affecté par une extension de type "arrière-arc" depuis au moins 13 Ma. Il est reconnu que cette extension se superpose aux structures de l'orogénèse hellénique mésozoïque-cénozoïque. Parmi les structures classiquement attribuées à la tectonique en chevauchement précoce, on distingue en particulier l'ensemble des déformations ductiles observées dans deux groupes d'unités à métamorphisme HP/BT traversant le domaine égéen.

La présente étude avait pour but de déterminer si, comme soupçonné depuis une dizaine d'années (Lister et al., 1984), une partie au moins de cette déformation ductile résulte d'une tectonique extensive, et de préciser l'étendue, la cinématique et le contexte géodynamique de cette extension. Notre étude a consisté en une analyse structurale du centre de l'Egée (îles des Cyclades et d'Eubée, domaine HP interne), examinant en particulier la relation entre déformations ductile et fragile depuis l'affleurement jusqu'à l'échelle régionale. Les résultats de ce travail sont les suivants :

L'extension apparaît responsable de la plus grande partie de la déformation ductile au sein des unités HP ayant largement subi les effets d'un second épisode métamorphique dans le faciès schiste vert ou de plus haute température. Sur chaque île étudiée, une déformation progressive en extension est reconnue, liée au développement d'une zone de détachement majeure se prolongeant jusqu'à environ 18-25 km de profondeur (Fig. C.1). Un déplacement important le long de la zone de détachement rend compte du refroidissement et de l'exhumation rapides de la croûte inférieure ductile (Fig. C.2), qui vient former localement un dôme métamorphique, ou "metamorphic core complex". Au moins deux -probablement trois- zones de détachement majeures sont identifiées à l'échelle du domaine centre-égéen, subparallèles et inclinées au nord, orientées NW-SE dans le nord-ouest des Cyclades et E-W dans le sud-est (Fig. C.3). Les inclinaisons initiales de ces zones de détachement sont estimées entre 30 et 45°. La géométrie actuelle du système extensif implique que les détachements et les dômes métamorphiques associés interfèrent les uns avec les autres. Les données structurales sont en faveur d'un modèle cinématique caractérisé par le développement séquentiel de zones de détachement synthétiques, dans une direction opposée à la pente des détachements (Fig. C.4). L'extension par détachements identifiée dans la région centre-égéenne est précoce (?Oligocène-Miocène inférieur, âge minimal : 22-19 Ma) et liée à un contexte "arrière-arc" tardi-orogénique et post-épaississement. L'âge minimal de l'extension étant significativement plus ancien que l'âge de la collision entre Arabie et Eurasie (≈ 13 Ma), on en déduit que l'initiation de l'extension égéenne ne peut pas résulter de l'extrusion latérale de l'Anatolie depuis le front de la collision arabe vers l'Egée, ainsi qu'il est communément admis. Le contexte géodynamique permettant l'initiation de l'extension est probablement le développement de l'arc de subduction sud-hellénique tel qu'il existe encore actuellement.

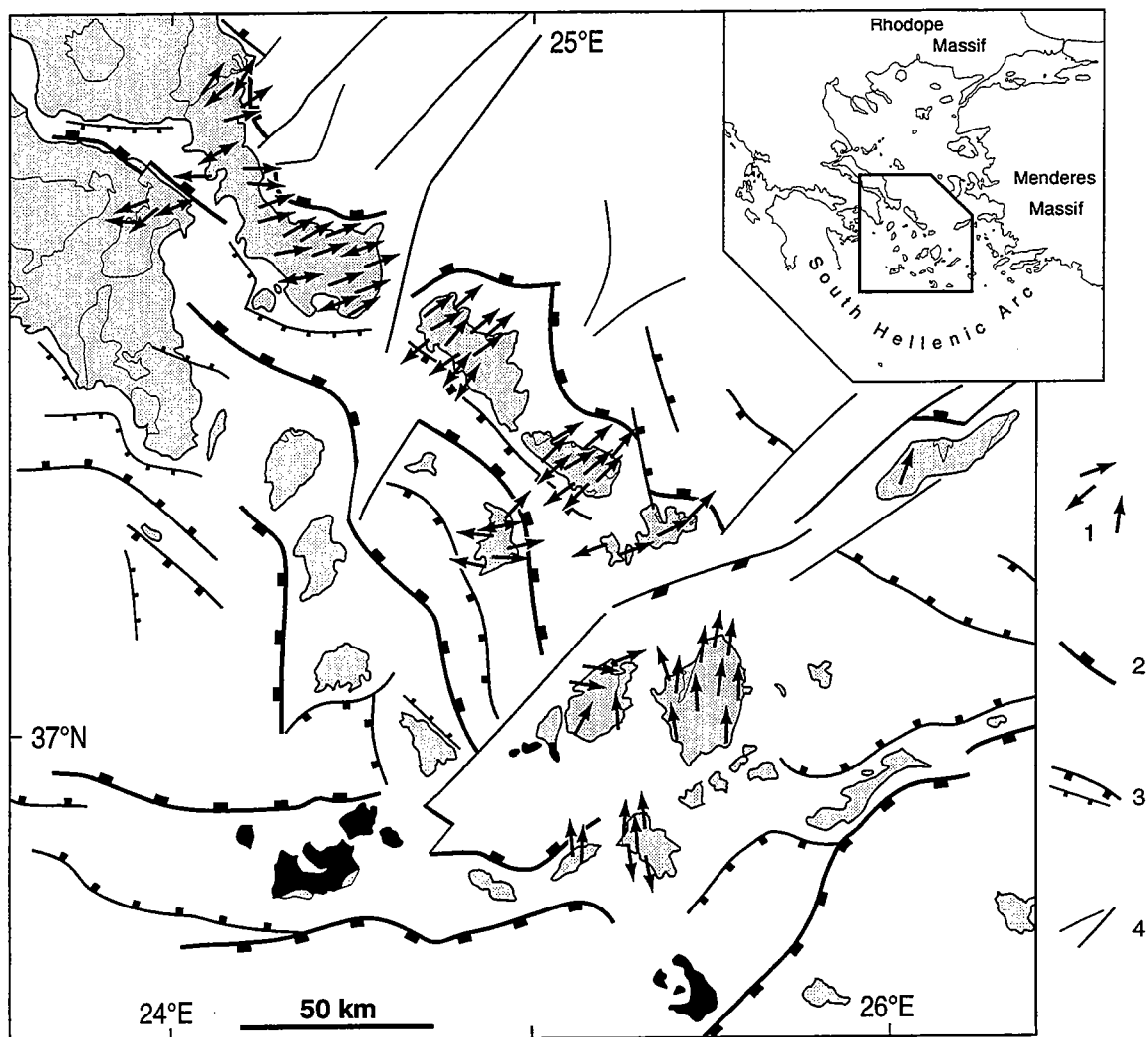


Fig. C.3: Synthèse des résultats de l'analyse structurale du domaine centre-égéen.

1: sens de cisaillement ductile dans les roches métamorphiques et plutoniques de l'Unité inférieure (chaque flèche représente la moyenne de mesures sur plusieurs sites); 2, 3, 4: failles pliocènes et quaternaires; 2: failles normales majeures; 3: failles normales secondaires, généralement antithétiques; 4: failles de transfert et/ou décrochantes.

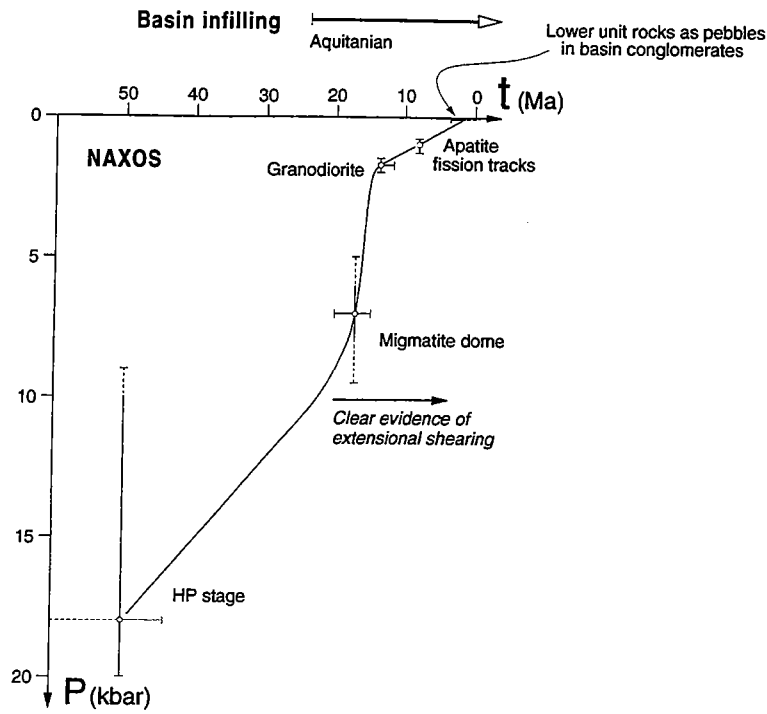
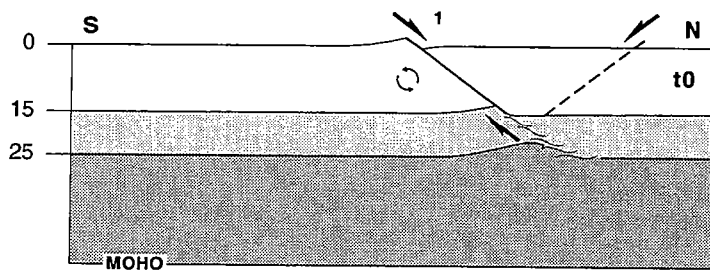
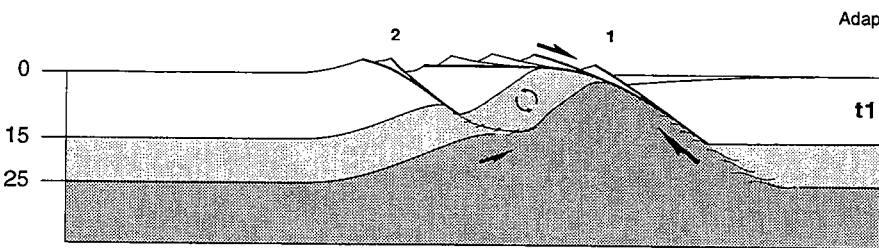


Fig. C.2: Chemin pression-temps des roches de l'Unité inférieure sur Naxos, d'après une synthèse des données de la littérature.



**MODEL 3 :
INTERFERING DETACHMENTS
WITH BACKWARD MIGRATION**



Adapted for the Ios-Naxos transect

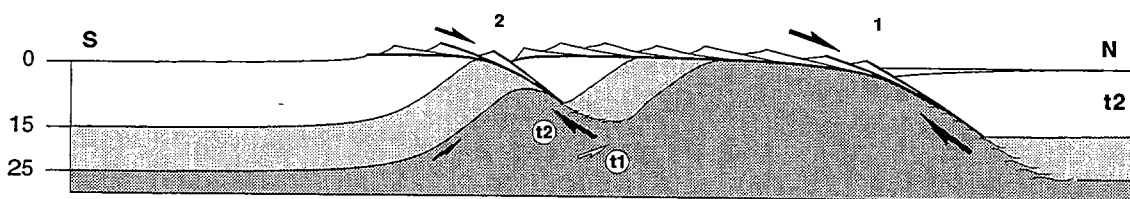


Fig. C.4: Modèle cinématique pour le développement séquentiel de zones de détachement synthétiques.



Références bibliographiques

- Ahnert F. (1970). - Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins. *Amer. J. Sci.*, 268, p. 243-263.
- Allmendinger R.W., Hauge T.A., Hauser E.C., Potter C.J. & Oliver J. (1987). - Tectonic heredity in the layered lower crust in the Basin and Range Province, western United States. In Coward M.P., Dewey J.F. & Hancock P.L. Ed., *Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 28, p. 223-246.
- Altherr R., Kreuzer H., Wendt I., Lenz H., Wagner G.A., Keller J., Harre W. & Höhndorf A. (1982). - A Late Oligocene/Early Miocene high temperature belt in the Attic-Cycladic crystalline complex (SE Pelagonian, Greece). *Geol. Jb.*, E23, p. 97-164.
- Ambraseys N.N. & Jackson J. (1990). - Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988. *Geophys. J. Int.*, 101, p. 663-708.
- Anastasakis G.C. & Dermitzakis M. (1990). - Post-Middle Miocene paleogeographic evolution of the Central Aegean Sea and detailed Quaternary reconstruction of the region, its possible influence on the distribution of the Quaternary mammals of the Cyclades Islands. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1, p. 1-16.
- Andersen T.B. & Jamtveit B. (1990). - Uplift of deep crust during orogenic extensional collapse: a model based on field studies in the Sogn-Sunnfjord region of western Norway. *Tectonics*, 9, p. 1097-1111.
- Andersen T.B., Jamtveit B., Dewey J.F. & Swenson E. (1991). - Subduction and exhumation of continental crust: major mechanisms during continent-continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the South Norwegian Caledonides. *Terra Nova*, 3, p. 303-310.
- Anderson H. & Jackson J. (1987). - Active tectonics of the Adriatic Region. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 91, p. 937-983.
- Andriessen P.A.M. (1991). - K-Ar and Rb-Sr age determinations on micas of impure marbles of Naxos, Greece: the influence of metamorphic fluids and lithology on the blocking temperature. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 71, p. 89-99.
- Andriessen P.A.M., Boelrijk N.A.I.M., Hebeda E.H., Priem H.N.A., Verdurmen E.A.T. & Verschure R.H. (1979). - Dating the events of metamorphism and granitic magmatism in the Alpine Orogen of Naxos (Cyclades, Greece). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, p. 215-225.
- Andriessen P.A.M., Banga G. & Hebeda E.H. (1987). - Isotopic age study of pre-Alpine rocks in the basal units on Naxos, Sikinos and Ios, Greek Cyclades. *Geol. Mijnbouw*, 66, p. 3-14.
- Angelier J. (1977). - Sur l'évolution tectonique depuis le Miocène supérieur d'un arc insulaire méditerranéen : l'arc égéen. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, XIX, p. 271-294.
- Angelier J. (1979). - Néotectonique de l'Arc égéen. Thèse d'Etat, Univ. Paris VI, *Soc. Géol. Nord Publ.*, 3.
- Angelier J. & Le Pichon X. (1980). - Néotectonique horizontale et verticale de l'Égée : subduction et expansion. In Aubouin J., Debelmas J. & Latreille M. Ed., *Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Mém. B.R.G.M.*, 115, p. 249-260.
- Angelier J. & Colletta B. (1983). - Tension fractures and extensional tectonics. *Nature*, 301, p. 49-51.
- Angelier J., Cantagrel J.M. & Vilminot J.C. (1977). - Néotectonique cassante et volcanisme plio-quaternaire dans l'arc égéen interne : l'île de Milos (Grèce). *Bull. Soc. géol. France*, XIX, p. 119-124.
- Angelier J., Glaçon G. & Muller C. (1978). - Sur la présence et la position tectonique du Miocène inférieur marin dans l'archipel de Naxos (Cyclades, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 286, p. 21-24.
- Angelier J., Dumont J.F., Karamanderesi H., Poisson A., Simsek S. & Uysal S. (1981). - Analyses of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolia since the late Miocene. *Tectonophysics*, 75, p. T1-T9.
- Angelier J., Lybérís N., Le Pichon X., Barrier E. & Huchon P. (1982). - The tectonic development of the Hellenic arc and the Sea of Crete: a synthesis. *Tectonophysics*, 86, p. 159-196.
- Argyriadis I. (1967). - Sur le problème des relations structurales entre formations métamorphiques et non métamorphiques en Attique et Eubée. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 264, p. 438-441.
- Arnaudov V., Amov B., Cherneva Z., Arnaudova R., Pavlova M. & Bartnitsky E. (1990a). - Petrological-geochemical and lead-isotope evidence of Alpine metamorphism in the Rhodope crystalline complex. *Geologica Balcanica*, 20/5, p. 29-44.
- Arnaudov V., Amov B., Baldjieva T. & Pavlova M. (1990b). - Tertiary migmatitic pegmatites in the Central Rhodope crystalline complex. Uranium-lead zircon dating. *Geologica Balcanica*, 20/6, p. 25-32.
- Aubouin J. (1973). - Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques : l'exemple des Dinarides. *Bull. Soc. géol. France*, XV, p. 426-460.
- Aubouin J. & Guernet C. (1963). - Sur la stratigraphie et la tectonique de l'Eubée moyenne (Grèce). *Bull. Soc. géol. France*, V, p. 821-827.
- Aubouin J., Desprairies A. & Terry J. (1977). - Compte rendu de la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Grèce : Le synclinal d'Épire-Akarnanie, la nappe du Pinde-Olonos et la nappe ophiolitique. *Bull. Soc. géol. France*, XIX, p. 20-27.
- Avdis V. (1986). - Contribution to the geology of Mykonos. *Geol. Geoph. Res. Special Issue*, p. 1-4.

- Avigad D. & Garfunkel Z. (1989). - Low-angle faults above and below a blueschist belt - Tinos Island, Cyclades, Greece. *Terra Nova*, 1, p. 182-187.
- Avigad D. & Garfunkel Z. (1991). - Uplift and exhumation of high-pressure metamorphic terrains: the example of the Cycladic blueschist belt (Aegean Sea). *Tectonophysics*, 188, p. 357-372.
- Avigad D., Matthews A. & Garfunkel Z. (1988). - The Alpine evolution of the Cyclades. An introduction and excursion guide to the geology of the islands of Sifnos and Tinos. Israel Geol. Soc. - Inst. Earth Sci., Hebrew Univ. Jerusalem.
- Avigad D., Matthews A., Evans B.W. & Garfunkel Z. (1992). - Cooling during the exhumation of a blueschist terrane: Sifnos (Cyclades), Greece. *Eur. J. Mineral.*, 4, p. 619-634.
- Avouac J.P. & Tapponnier P. (1992). - Cinématique des déformations actives en Asie Centrale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, p. 1791-1798.
- Axen G.J. (1993). - Ramp-flat detachment faulting and low-angle normal reactivation of the Tule Springs thrust, southern Nevada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 105, p. 1076-1090.
- Axen G.J., Taylor W.J. & Bartley J.M. (1993). - Space-time patterns and tectonic controls of Tertiary extension and magmatism in the Great Basin of the western United States. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 105, p. 56-76.
- Baker J., Bickle M.J., Buick I.S., Holland T.J.B. & Matthews A. (1989). - Isotopic and petrological evidence for the infiltration of water-rich fluids during the Miocene M2 metamorphism on Naxos, Greece. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, p. 2037-2050.
- Ballèvre M. & Merle O. (1993). - The Combin Fault: compressional reactivation of a Late Cretaceous-Early Tertiary detachment fault in the Western Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 73, p. 205-227.
- Ballèvre M., Lagabrielle Y. & Merle O. (1990). - Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the western Alps. *Mém. Soc. géol. France*, 156, p. 227-236.
- Barbieri R. (1992). - Oligocene through Palaeogene/Neogene boundary foraminifera of the northern Mesohellenic Basin (Macedonia, Greece): biostratigraphy and palaeoecologic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 99, p. 193-211.
- Bartley J.M. & Wernicke B.P. (1984). - The Snake Range décollement interpreted as a major extensional shear zone. *Tectonics*, 3, p. 647-657.
- Barton C.M. & England P. (1979). - Shear heating at the Olympos (Greece) thrust and the deformation properties of carbonates at geological strain rates. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 90, p. 483-492.
- Bavay P. & Romain-Bavay D. (1980). - L'unité de Styra-Ochi, un ensemble métamorphique de type schistes bleus d'âge alpin dans le massif d'Attique-Cyclades (Eubée du sud - Grèce). Thèse de Doctorat, Univ. Paris XI (Orsay).
- Behrmann J.H. (1987). - A precautionary note on shear bands as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, 9, p. 659-666.
- Behrmann J.H. (1988). - Crustal-scale extension in a convergent orogen: the Sterzing-Steinach mylonite zone in the Eastern Alps. *Geodinamica Acta*, 2, p. 63-73.
- Bell T.H. (1978). - Progressive deformation and reorientation of fold axes in a ductile mylonite zone: the Woodroffe thrust. *Tectonophysics*, 44, p. 285-320.
- Berckhemer H. (1977). - Some aspects of the evolution of marginal seas deduced from observations in the Aegean region. In Biju-Duval B. & Montadert L. Ed., *International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins, Split, Yugoslavia, 25-29 October 1976*. Technip, Paris, p. 303-313.
- Berthé D. & Brun J.P. (1980). - Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear Zone, France. *J. Struct. Geol.*, 2, p. 127-133.
- Berthé D., Choukroune P. & Jégouzo P. (1979a). - Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1, p. 31-42.
- Berthé D., Choukroune P. & Gapais D. (1979b). - Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant : l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bull. Mineral.*, 102, p. 265-272.
- Bickle M.J. & McKenzie D. (1987). - The transport of heat and matter by fluids during metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, p. 384-392.
- Bignot G., Fleury J.J. & Guernet C. (1971). - Sur la stratigraphie du Crétacé supérieur et du flysch en Eubée moyenne (zone pélagonienne, Grèce). *Bull. Soc. géol. France*, XIII, p. 484-489.
- Billiris H. et al. (1991). - Geodetic determination of tectonic deformation in central Greece from 1900 to 1988. *Nature*, 350, p. 124-129.
- Bird P. (1978). - Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. *J. Geophys. Res.*, 83, p. 4975-4987.
- Bizon G., Bonneau M., Leboulenger P., Matesco S. & Thiébaud F. (1976). - Sur la signification et l'extension des "massifs cristallins externes" en Péloponnèse méridional et dans l'Arc égéen. *Bull. Soc. géol. France*, XVIII, p. 337-345.
- Blake M.C.J., Bonneau M., Geysant J., Kienast J.R., Lepvrier C., Maluski H. & Papanikolaou D. (1981). - A geological reconnaissance of the Cycladic blueschist belt, Greece. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 92, p. 247-254.

- Block L. & Royden L.H. (1990). - Core complex geometries and regional scale flow in the lower crust. *Tectonics*, 9, p. 557-567.
- Bonneau M. (1982). - Evolution géodynamique de l'arc égéen depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Miocène. *Bull. Soc. géol. France*, XXIV, p. 229-242.
- Bonneau M. (1984). - Correlation of the Hellenide nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction. In Dixon J.E. & Robertson A.H.F. Ed., *The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 17, p. 517-527.
- Bonneau M. & Kienast J.R. (1982). - Subduction, collision et schistes bleus : l'exemple de l'Égée (Grèce). *Bull. Soc. géol. France*, XXIV, p. 785-791.
- Bonneau M., Geysant J. & Lepvrier C. (1978). - Tectonique alpine dans le Massif d'Attique-Cyclades (Grèce) : plis couchés kilométriques dans l'île de Naxos, conséquences. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, XX, p. 109-122.
- Bonneau M., Blake M.C.J., Geysant J., Kienast J.R., Lepvrier C., Maluski H. & Papanikolaou D. (1980). - Sur la signification des séries métamorphiques (schistes bleus) des Cyclades (Hellénides, Grèce). L'exemple de l'île de Syros. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 290, p. 1463-1466.
- + Bonneau M., Geysant J., Kienast J.R., Lepvrier C. & Maluski H. (1980). - Tectonique et métamorphisme Haute Pression d'âge éocène dans les Hellénides: exemple de l'île de Syros (Cyclades, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 291, p. 171-174.
- Bonneau M., Faure M., Pons J. & Cottureau N. (1989). - Shear in Miocene granitic rocks of the Northern Cyclades as a criterion for the determination of the sense of extension in the Aegean. *Terra abstr., EUG V Strasbourg*, 1, p. 370-371.
- Bornovas J. & Rondogianni-Tsiambaou T. (1983). - Geological map of Greece, 1/500000e. Inst. Geol. Min. Expl., Athens.
- Bott M.H.P. & Kusznir N.J. (1979). - Stress distributions associated with compensated plateau uplift structures with application to the continental splitting mechanism. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 56, p. 451-459.
- Bott M.H.P., Waghorn G.D. & Whittaker A. (1989). - Plate boundary forces at subduction zones and trench-arc compression. *Tectonophysics*, 170, p. 1-15.
- Bozkurt E. & Park R.G. (1994). - Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey. *J. Geol. Soc. London*, 151, p. 213-216.
- Bröcker M. (1990). - Die metamorphe vulkanosedimentäre Abfolge der Insel Tinos (Kykladen, Griechenland). *Geotekt. Forsch.*, 74, p. 1-107.
- Bröcker M., Kreuzer H., Matthews A. & Okrusch M. (1993). - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and oxygen isotope studies of polymetamorphism from Tinos Island, Cycladic blueschist belt, Greece. *J. metamorphic Geol.*, 11, p. 223-240.
- Brun J.P., Burg J.P. & Ming C.G. (1985). - Strain trajectories above the Main Central Thrust (Himalaya) in southern Tibet. *Nature*, 313, p. 388-390.
- Brun J.P. & Pons J. (1981). - Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *J. Struct. Geol.*, 3, p. 219-229.
- Brun J.P. & Choukroune P. (1983). - Normal faulting, block tilting, and décollement in a stretched crust. *Tectonics*, 2, p. 345-356.
- Brun J.P. & Van den Driessche J. ("sous presse"-1994). - Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics. *Bull. Soc. géol. France*, 165, p. 519-530.
- Brun J.P., Gapais D., Cogné J.P., Ledru P. & Vignerresse J.L. (1990). - The Flamanville Granite (Northwest France): an unequivocal example of a syntectonically expanding pluton. *Geol. J.*, 25, p. 271-286.
- Brun J.P., Sokoutis D. & Van Den Driessche J. (1994). - Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes. *Geology*, 22, p. 319-322.
- Brunn J.H. (1960). - Les zones helléniques internes et leur extension. Réflexions sur l'orogénèse alpine. *Bull. Soc. géol. France*, II, p. 470-486.
- Brunn J.H., de Graciansky P.C., Gutnic M., Juteau T., Lefèvre R., Marcoux J., Monod O. & Poisson A. (1970). - Structures majeures et corrélations stratigraphiques dans les Taurides occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, XII, p. 515-556.
- Buck W.R. (1988). - Flexural rotation of normal faults. *Tectonics*, 7, p. 959-973.
- Buck W.R. (1991). - Modes of continental lithospheric extension. *J. Geophys. Res.*, 96, p. 20161-20178.
- Buick I.S. (1991a). - Mylonite fabric development on Naxos, Greece. *J. Struct. Geol.*, 13, p. 643-655.
- Buick I.S. (1991 ou 1991b). - The late Alpine evolution of an extensional shear zone, Naxos, Greece. *J. Geol. Soc. London*, 148, p. 93-103.
- Buick I.S. & Holland T.J.B. (1989). - The P-T-t path associated with crustal extension, Naxos, Cyclades, Greece. In Daly J.S., Cliff R.A. & Yardley B.W.D. Ed., *Evolution of Metamorphic Belts. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 43, p. 365-369.
- Burbank D.W. & Beck R.A. (1991). - Rapid, long-term rates of denudation. *Geology*, 19, p. 1169-1172.
- Burg J.P., Brunel M., Gapais D., Chen G.M. & Liu G.H. (1984). - Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in southern Tibet (China). *J. Struct. Geol.*, 6, p. 535-542.

- Burg J.P., Ivanov Z., Ricou L.E., Dimor D. & Klain L. (1990). - Implications of shear-sense criteria for the tectonic evolution of the Central Rhodope massif, southern Bulgaria. *Geology*, 18, p. 451-454.
- Büttner D. & Kowalczyk G. (1978). - Late Cenozoic stratigraphy and paleogeography of Greece - a review. In Closs H., Roeder D. & Schmidt K. Ed., *Alps, Apennines, Hellenides. IUCG Sci. Rep.*, 38, p. 494-501.
- Byberk-Kauffman A. & Janecke S.U. (1987). - Late Cretaceous to early Tertiary ductile deformation: Catalina-Rincon metamorphic core complex, southeastern Arizona. *Geology*, 15, p. 462-465.
- Carbonell R. & Smithson S.B. (1991). - Large-scale anisotropy within the crust in the Basin and Range province. *Geology*, 19, p. 698-701.
- Carmignani L. & Kligfield R. (1990). - Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex. *Tectonics*, 9, p. 1275-1303.
- Chenevert C. & Katsikatos G. (1967). - Geological map of Greece, Evvia island, 1/200000e. Inst. Geol. Min. Expl., Athens.
- Choukroune P. & Gapais D. (1983). - Strain pattern in the Aar Granite (Central Alps): orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. *J. Struct. Geol.*, 5, p. 411-418.
- Choukroune P. & Smith E.I. (1985). - Detachment faulting and its relationship to older structural events on Saddle Island, River Mountains, Clark County, Nevada. *Geology*, 13, p. 421-424.
- Clément B. & Ferrière J. (1973). - La phase tectonique Anté-Crétacé supérieur en Grèce continentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276, p. 481-484.
- Cobbold P.R. & Quinquis H. (1980). - Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.*, 2, p. 119-126.
- Colletta B., Le Quellec P., Letouzey J. & Moretti I. (1988). - Longitudinal evolution of the Suez rift structure (Egypt). *Tectonophysics*, 153, p. 221-233.
- Coney P.J. (1980). - Cordilleran metamorphic core complexes: an overview. In Crittenden M.D.J., Coney P.J. & Davis G.H. Ed., *Cordilleran Metamorphic Core Complexes. Geol. Soc. Amer. Mem.*, 153, p. 7-31.
- Coney P.J. (1987). - The regional tectonic setting and possible causes of Cenozoic extension in the North American Cordillera. In Coward M.P., Dewey J.F. & Hancock P.L. Ed., *Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 28, p. 177-186.
- Coney P.J. & Harms T.A. (1984). - Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. *Geology*, 12, p. 550-554.
- Cross T.A. & Pilger R.H.J. (1982). - Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, p. 545-562.
- Dallmeyer R.D., Snoke A.W. & McKee E.H. (1986). - The Mesozoic-Cenozoic tectonothermal evolution of the Ruby Mountains, East Humboldt Range, Nevada: a cordilleran metamorphic core complex. *Tectonics*, 5, p. 931-954.
- Dalmayrac B. & Molnar P. (1981). - Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55, p. 473-481.
- Davies H.L. & Warren R.G. (1988). - Origin of eclogite-bearing, domed, layered metamorphic complexes ("core complexes") in the D'Entrecasteaux Islands, Papua New Guinea. *Tectonics*, 7, p. 1-21.
- Davis G.A. (1988). - Rapid upward transport of mid-crustal mylonitic gneisses in the footwall of a Miocene detachment fault, Whipple Mountains, southeastern California. *Geol. Rundschau*, 77/1, p. 191-209.
- Davis G.H. (1980). - Structural characteristics of metamorphic core complexes, southern Arizona. In Crittenden M.D.J., Coney P.J. & Davis G.H. Ed., *Cordilleran Metamorphic Core Complexes. Geol. Soc. Amer. Mem.*, 153, p. 35-77.
- Davis G.H. (1983). - Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes. *Geology*, 11, p. 342-347.
- Davy P. & Gillet P. (1986). - The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. *Tectonics*, 5, p. 913-929.
- Davy P., Guérin G. & Brun J.P. (1989). - Thermal constraints on the tectonic evolution of a metamorphic core complex (Santa Catalina Mountains, Arizona). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 94, p. 425-440.
- De Chabaliér J.B., Lyon-Caen H., Zollo A., Deschamps A., Bernard P. & Hatzfeld D. (1992). - A detailed analysis of microearthquakes in western Crete from digital three-component seismograms. *Geophys. J. Int.*, 110, p. 347-360.
- De Voogd B., Truffert C., Chamot-Rooke N., Huchon P., Lallemand S. & Le Pichon X. (1992). - Two-ship deep seismic soundings in the basins of the Eastern Mediterranean Sea (Pasiphae cruise). *Geophys. J. Int.*, 109, p. 536-552.
- Dennis A.J. & Seccor D.T. (1987). - A model for the development of crenulations in shear zones with applications from the Southern Appalachian Piedmont. *J. Struct. Geol.*, 9, p. 809-817.
- Desprairies A. & Vergely P. (1977). - Compte rendu de la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Grèce : le sillon mésohellénique et la zone pélagonienne. *Bull. Soc. géol. France*, XIX, p. 28-34.
- Dewey J.F. (1988). - Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7, p. 1123-1139.
- Dewey J.F. & Sengör A.M.C. (1979). - Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 90, p. 84-92.

- Dewey J.F., Hempton M.R., Kidd W.S.F., Saroglu F. & Sengör A.M.C. (1986). - Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia - a young collision zone. *In* Coward M.P. & Ries A.C. Ed., *Collision Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 19, p. 3-36.
- Dewey J.F., Helman M.L., Turco E., Hutton D.H.W. & Knott S.D. (1989). - Kinematics of the western Mediterranean. *In* Coward M.P., Dietrich D. & Park R.G. Ed., *Alpine Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 45, p. 265-283.
- Dinter D.A. & Royden L. (1993). - Late Cenozoic extension in northeastern Greece: Strymon Valley detachment system and Rhodope metamorphic core complex. *Geology*, 21, p. 45-48.
- Dixon J.E. & Ridley J. (1987). - Excursion guide to the field trip on Seriphos, Syros, and Naxos: "Syros". *In* Helgeson H.C. Ed., *Chemical Transport in Metasomatic Processes*. D. Reidel Publishing Company, p. 489-501.
- Dokka R.K. (1993). - Original dip and subsequent modification of a Cordilleran detachment fault, Mojave extensional belt, California. *Geology*, 21, p. 711-714.
- Dokka R.K., Mahaffie M.J. & Snoke A.W. (1986). - Thermochronologic evidence of major tectonic denudation associated with detachment faulting, northern Ruby Mountains - East Humboldt Range, Nevada. *Tectonics*, 5, p. 995-1006.
- Dubois R. & Bignot G. (1978). - Un hard-ground nummulitique au sommet de la série d'Almyropotamos, une fenêtre hellénique "hybride" en Eubée méridionale. *6e Réunion ann. Sc. Terre, Orsay (France)*, Soc. Géol. France, p. 149.
- Dürr S. & Altherr R. (1979). - Existence de klippen d'une nappe composite néogène dans l'île de Mykonos, Cyclades (Grèce). *Rapp. Comm. int. Mer Médit. (Rapp. P. V. Réunion. Cons. Int. Explor. Sci. Mer Méditerr.)*, Monaco, p. 33-34.
- Dürr S., Altherr R., Keller J., Okrusch M. & Seidel E. (1978). - The Median Aegean crystalline belt: stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. *In* Closs H., Roeder D. & Schmidt K. Ed., *Alps, Apennines, Hellenides. IUGC Sci. Rep.*, 38, p. 455-477.
- Echtler H. & Malavieille J. (1990). - Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central). *Tectonophysics*, 177, p. 125-138.
- Edelman S.H. (1991). - A critical review of tectonic processes at continental margin orogens. *Tectonophysics*, 191, p. 199-212.
- Eckström G. & England P. (1989). - Seismic strain rates in regions of distributed continental deformation. *J. Geophys. Res.*, 94, p. 10231-10257.
- Elsasser W.M. (1971). - Sea-floor spreading as thermal convection. *J. Geophys. Res.*, 76, p. 1101-1112.
- England P. & Thompson A.B. (1984). - Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrology*, 25, p. 894-928.
- England P. & Houseman G. (1989). - Extension during continental convergence, with application to the Tibetan plateau. *J. Geophys. Res.*, 94, p. 17561-17579.
- England P. & Jackson J. (1989). - Active deformation of the continents. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 17, p. 197-226.
- Erickson A.J., Simmons G. & Ryan W.B.F. (1977). - Review of heatflow data from the Mediterranean and Aegean Seas. *In* Biju-Duval B. & Montadert L. Ed., *International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins, Split, Yugoslavia, 25-29 October 1976*. Technip, Paris, p. 263-279.
- Escher A. & Watterson J. (1974). - Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics*, 22, p. 223-231.
- Eyidogan H. (1988). - Rates of crustal deformation in western Turkey as deduced from major earthquakes. *Tectonophysics*, 148, p. 83-92.
- Eyidogan H. & Jackson J. (1985). - A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alasehir and Gediz earthquakes of 1969-70 in western Turkey: implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 81, p. 569-607.
- Fassoulas C., Kiliass A. & Mountrakis D. (1994). - Postnappe stacking extension and exhumation of high-pressure/low-temperature rocks in the island of Crete, Greece. *Tectonics*, 13, p. 127-138.
- Faugère E. & Brun J.P. (1984). - Modélisation expérimentale de la distension continentale. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 299, p. 365-370.
- Faugères L. (1977). - Naissance et développement du relief de l'Olympe (Grèce) : une manifestation éclatante de la tectonique récente. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, XIX, p. 7-26.
- Faure M. & Bonneau M. (1988). - Données nouvelles sur l'extension néogène de l'Egée : la déformation ductile du granite miocène de Mykonos (Cyclades, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, p. 1553-1559.
- Faure M., Bonneau M. & Pons J. (1991). - Ductile deformation and syntectonic granite emplacement during the late Miocene extension of the Aegea (Greece). *Bull. Soc. géol. France*, 162, p. 3-11.
- Feenstra A. (1985). - Metamorphism of bauxites on Naxos, Greece. Ph.D. thesis, Univ. Utrecht, *Geologica Ultraiectina*, 39.

- Ferrière J. (1974). - Etude géologique d'un secteur des zones helléniques internes subpélagonienne et pélagonienne (massif de l'Othrys - Grèce continentale). Importance et signification de la période orogénique anté-Crétacé supérieur. *Bull. Soc. géol. France*, XVI, p. 543-561.
- Fleury J.J. & Godfriaux I. (1974). - Arguments pour l'attribution de la série de la fenêtre de l'Olympe (Grèce) à la zone de Gavrovo-Tripolitza : présence de fossiles du Maastrichtien et de l'Eocène inférieur (et moyen?). *Ann. Soc. Géol. Nord*, XCIV, p. 149-156.
- Forsyth D. & Uyeda S. (1975). - On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 43, p. 163-200.
- Fossen H. (1992). - The role of extensional tectonics in the Caledonides of south Norway. *J. Struct. Geol.*, 14, p. 1033-1046.
- Fournier M., Jolivet L., Goffé B. & Dubois R. (1991). - Alpine Corsica metamorphic core complex. *Tectonics*, 10, p. 1173-1186.
- Franz L., Okrusch M. & Bröcker M. (1993). - Polymetamorphic evolution of pre-Alpidic basement rocks on the island of Sikinos (Cyclades, Greece). *N. Jb. Miner. Mh.*, H.4, p. 145-162.
- Freund R. (1974). - Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics*, 21, p. 93-134.
- Fytikas M., Giuliani O., Innocenti F., Marinelli G. & Mazzuoli R. (1976). - Geochronological data on Recent magmatism of the Aegean Sea. *Tectonophysics*, 31, p. T29-T34.
- Fytikas M., Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Peccerillo A. & Villari L. (1984). - Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. In Dixon J.E. & Robertson A.H.F. Ed., *The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 17, p. 687-699.
- Gans P.B. (1987). - An open-system, two-layer crustal stretching model for the eastern Great Basin. *Tectonics*, 6, p. 1-12.
- Gans P.B., Miller E.L., McCarthy J. & Ouldcott M.L. (1985). - Tertiary extensional faulting and evolving ductile-brittle transition zones in the northern Snake Range and vicinity: new insights from seismic data. *Geology*, 13, p. 189-193.
- Gapais D. (1989). - Les orthogneiss : structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. Thèse d'Etat, Univ. Rennes. *Mém. Docum. Centre Arm. Et. struct. Socles*, 28.
- + Gapais D. (1989). - Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology*, 17, p. 1144-1147.
- Gapais D., Fiquet G. & Cobbold P.R. (1991). - Slip system domains, 3. New insights in fault kinematics from plane-strain sandbox experiments. *Tectonophysics*, 188, p. 143-157.
- Gapais D., Pêcher A., Gilbert E. & Ballèvre M. (1992). - Synconvergence spreading of the Higher Himalaya Crystalline in Ladakh. *Tectonics*, 11, p. 1045-1056.
- Gaudemer Y., Jaupart C. & Tapponnier P. (1988). - Thermal control on post-orogenic extension in collision belts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 89, p. 48-62.
- Gautier P. & Brun J.P. (1994). - Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia Islands). *Geodinamica Acta*, 7, p. 57-85.
- Correspond à la partie II.B de ce travail.**
- Gautier P. & Brun J.P. ("in press"-1994). - Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Evvia Island). *Tectonophysics*, 238, p. 399-424.
- Correspond à la partie III.A de ce travail.**
- Gautier P., Ballèvre M., Brun J.P. & Jolivet L. (1989). - Extension ductile et bassins mio-pliocènes sur Naxos et Paros (Cyclades). *Séance spéc. Soc. géol. France, "Téthys"*, p. 25.
- Gautier P., Ballèvre M., Brun J.P. & Jolivet L. (1990). - Extension ductile et bassins sédimentaires mio-pliocènes dans les Cyclades (îles de Naxos et Paros). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310, p. 147-153.
- Gautier P., Brun J.P. & Jolivet L. (1993). - Structure and kinematics of Upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades islands, Greece). *Tectonics*, 12, p. 1180-1194.
- Correspond à la partie II.A de ce travail.**
- Gautier P., Brun J.P., Jolivet L., Godfriaux I. & Bonneau M. (1993-abstract). - Ductile and brittle deformations due to post-thickening extension in the Aegean domain (Cyclades, Euboea). In Séranne M. & Malavieille J. Ed., *Late orogenic extension in Mountain belts. Doc. B.R.G.M. France*, 219, p. 78-79.
- Gibbs A.D. (1984). - Structural evolution of extensional basin margins. *J. Geol. Soc. London*, 141, p. 609-620.
- Glazner A.F. & Bartley J.M. (1985). - Evolution of lithospheric strength after thrusting. *Geology*, 13, p. 42-45.
- Godfriaux I. (1962). - Sur la présence de l'Eocène dans les calcaires supérieurs de l'Olympe (Thessalie septentrionale, Grèce). *Bull. Soc. géol. France*, IV, p. 49-53.
- Godfriaux I. & Ricou L.E. (1990). - Direction et sens de transport associés au charriage symmétamorphe sur l'Olympe. *Report 5th Congress Geol. Soc. Greece, Thessaloniki (Greece)*, p. 43.
- Godfriaux I., Ferrière J. & Schmitt A. (1988). - Le développement en contexte continental d'un métamorphisme HP/BT : les "schistes bleus" tertiaires thessaliens. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XX, p. 175-192.

- Goranov A. & Atanasov G. (1992). - Lithostratigraphy and formation conditions of Maastrichtian-Paleocene deposits in Krumovgrad District. *Geologica Balcanica*, 22/3, p. 71-82.
- Gournellos T. (1980). - Nouvelles données sur la géologie de l'île de Siphnos, son emplacement dans le cadre géologique des Cyclades. *Ann. Géol. Pays Hellén.*, XXX/2, p. 793-804.
- Guérin G. (1988). - Contraintes cinématiques et thermiques de l'évolution des "metamorphic core complexes" du SE Arizona (Province du Basin and Range, USA). Thèse de Doctorat, Univ. Rennes 1.
- Guérin G., Brun J.P. & Van den Driessche J. (1990). - Kinematics of pre-Miocene ductile deformation in the Santa Catalina core complex and adjacent regions. *Tectonics*, 9, p. 1305-1326.
- Guernet C. (1971). - Etudes géologiques en Eubée et dans les régions voisines (Grèce). Thèse d'Etat, Univ. Paris VI.
- Guernet C. (1978a). - L'évolution paléogéographique et tectonique de la Grèce au Miocène : un essai de synthèse. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, XX, p. 95-108.
- Guernet C. (1978 ou 1978b). - Contribution à l'étude de l'édifice tectonique égéen : l'exemple de l'Eubée. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XCVIII, p. 25-33.
- Guiraud M., Ivanov Z. & Burg J.P. (1992). - Découverte de schistes de haute pression dans la région de Biala Tcherkva (Rhodope Central, Bulgarie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, p. 1695-1702.
- Hanmer S. & Passchier C. (1991). - Shear-sense indicators: a review. *Geol. Surv. Canada Pap.*, 90-17, p. 1-72.
- Harris L.B. & Cobbold P.R. (1984). - Development of conjugate shear bands during bulk simple shearing. *J. Struct. Geol.*, 7, p. 37-44.
- Hatzfeld D. & Martin C. (1992). - Intermediate depth seismicity in the Aegean defined by teleseismic data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 113, p. 267-275.
- Hatzfeld D. et al. (1989). - The Hellenic subduction beneath the Peloponnesus: first results of a microearthquake study. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 93, p. 283-291.
- Hatzfeld D., Pedotti G., Hatzidimitriou P. & Makropoulos K. (1990). - The strain pattern in the western Hellenic arc deduced from a microearthquake survey. *Geophys. J. Int.*, 101, p. 181-202.
- Hatzfeld D. et al. (1993). - Subcrustal microearthquake seismicity and fault plane solutions beneath the Hellenic arc. *J. Geophys. Res.*, 98, p. 9861-9870.
- Hecht J. (1985). - Geological map of Greece, Syros island, 1/50000e. Inst. Geol. Min. Expl., Athens.
- Hempton M.R. (1987). - Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea. *Tectonics*, 6, p. 687-705.
- Herren E. (1987). - Zaskar shear zone: northeast-southwest extension within the Higher Himalayas (Ladakh, India). *Geology*, 15, p. 409-413.
- Hill E.J. & Baldwin S.L. (1993). - Exhumation of high-pressure metamorphic rocks during crustal extension in the D'Entrecasteaux region, Papua New Guinea. *J. metamorphic Geol.*, 11, p. 261-277.
- Hill E.J., Baldwin S.L. & Lister G.S. (1992). - Unroofing of active metamorphic core complexes in the D'Entrecasteaux Islands, Papua New Guinea. *Geology*, 20, p. 907-910.
- Hodges K.V., Parrish R.R., Housh T.B., Lux D.R., Burchfiel B.C., Royden L.H. & Chen Z. (1992a). - Simultaneous Miocene extension and shortening in the Himalayan orogen. *Science*, 258, p. 1466-1470.
- Hodges K.V., Snoke A.W. & Hurlow H.A. (1992b). - Thermal evolution of a portion of the Sevier hinterland: the northern Ruby Mountains-East Humboldt Range and Wood Hills, northeastern Nevada. *Tectonics*, 11, p. 154-164.
- Holdaway M.J. (1971). - Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.*, 271, p. 97-131.
- Holm D.K. & Dokka R.K. (1991). - Major Late Miocene cooling of the middle crust associated with extensional orogenesis in the Funeral Mountains, California. *Geophys. Res. Lett.*, 18, p. 1775-1778.
- Horsfield W.T. (1980). - Contemporaneous movement along crossing conjugate normal faults. *J. Struct. Geol.*, 2, p. 305-310.
- Horvath F., Berckhemer H. & Stegena L. (1981). - Models of mediterranean back-arc basin formation. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A300, p. 383-402.
- Hynes A.J., Nisbet E.G., Smith A.G., Welland M.J.P. & Rex D.C. (1972). - Spreading and emplacement ages of some ophiolites in the Othris region (eastern central Greece). *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 123, p. 455-468.
- Isacks B. & Molnar P. (1971). - Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes. *Rev. Geophys.*, 9, p. 103-174.
- Ivanov Z. (1988). - Aperçu général sur l'évolution géologique et structurale du massif des Rhodopes dans le cadre des Balkanides. *Bull. Soc. géol. France*, IV, p. 227-240.
- Jackson J. (1987). - Active normal faulting and crustal extension. In Coward M.P., Dewey J.F. & Hancock P.L. Ed., *Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 28, p. 3-17.
- Jackson J. & McKenzie D. (1983). - The geometrical evolution of normal fault systems. *J. Struct. Geol.*, 5, p. 471-482.
- Jackson J. & McKenzie D. (1984). - Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 77, p. 185-264.
- Jackson J. & McKenzie D. (1988). - The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophys. J.*, 93, p. 45-73.

- Jackson J., Gagnepain J., Houseman G., King G.C.P., Papadimitriou P., Soufleris C. & 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 Planet. Sci. Lett.*, 57, p. 377-397.
- Jackson J., Haines J. & Holt W. (1992). - The horizontal velocity field in the deforming Aegean Sea region determined from the moment tensors of earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 97, p. 17657-17684.
- Jacobshagen V. (1986). - Geologie von Griechenland. Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 350 p.
- Jacobshagen V. & Wallbrecher E. (1984). - Pre-Neogene nappe structure and metamorphism of the North Sporades and the southern Pelion peninsula. In Dixon J.E. & Robertson A.H.F. Ed., *The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 17, p. 591-602.
- Jacobshagen V., Dürr S., Kockel F., Kopp K.O., Kowalczyk G., Berckhemer H. & Büttner D. (1978). - Structure and geodynamic evolution of the Aegean region. In Closs H., Roeder D. & Schmidt K. Ed., *Alps, Apennines, Hellenides. IUCG Sci. Rep.*, 38, p. 537-564.
- Jansen J.B.H. (1973). - Geological map of Greece, Naxos island, 1/50000e. Inst. Geol. Min. Expl., Athens.
- Jansen J.B.H. (1977). - Metamorphism on Naxos, Greece. Ph.D. thesis, Univ. Utrecht.
- Jansen J.B.H. & Schuiling R.D. (1976). - Metamorphism on Naxos: petrology and geothermal gradients. *Amer. J. Sci.*, 276, p. 1225-1253.
- John B.E. & Foster D.A. (1993). - Structural and thermal constraints on the initiation angle of detachment faulting in the southern Basin and Range: the Chemehuevi Mountains case study. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 105, p. 1091-1108.
- Johnson R.A. & Loy K.L. (1992). - Seismic reflection evidence for seismogenic low-angle faulting in southeastern Arizona. *Geology*, 20, p. 597-600.
- Jolivet L., Daniel J.M. & Fournier M. (1991). - Geometry and kinematics of extension in Alpine Corsica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, p. 278-291.
- Jolivet L., Brun J.P., Gautier P., Lallemand S. & 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, p. 195-209.
- Jolivet L., Daniel J.M., Truffert C. & Goffé B. ("sous presse"-1994). - Exhumation of deep crustal metamorphic rocks and crustal extension in arc and back-arc regions. *Lithos*, 33, p. 3-30.
- Jones C.E., Tarney J., Baker J.H. & Gerouki F. (1992). - Tertiary granitoids of Rhodope, northern Greece: magmatism related to extensional collapse of the Hellenic Orogen? *Tectonophysics*, 210, p. 295-314.
- Jongsma D. (1974). - Heat flow in the Aegean Sea. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 37, p. 337-346.
- Jongsma D., Wissmann G., Hinz K. & Gardé S. (1978). - Result of reflection seismic surveys in the Southern Aegean Sea. In Closs H., Roeder D. & Schmidt K. Ed., *Alps, Apennines, Hellenides. IUCG Sci. Rep.*, 38, p. 532-534.
- Kamp P.J.J. & Tippett J.M. (1993). - Dynamics of Pacific Plate crust in the South Island (New Zealand) zone of oblique continent-continent convergence. *J. Geophys. Res.*, 98, p. 16105-16118.
- Karig D.E. & Kozlu H. (1990). - Late Palaeogene-Neogene evolution of the triple junction region near Maras, south-central Turkey. *J. Geol. Soc. London*, 147, p. 1023-1034.
- Kastens K.A. (1991). - Rate of outward growth of the Mediterranean Ridge accretionary complex. *Tectonophysics*, 199, p. 25-50.
- Katsikatos G. (1966-1991). - Geological map of Greece, Aliveri and Rafina sheets, 1/50000e. Inst. Geol. Min. Expl., Athens.
- Katsikatos G., Fytikas M., Koukis G. & Anastopoulos I. (1962-1981). - Geological map of Greece, Kymi sheet, 1/50000e. Inst. Geol. Min. Expl., Athens.
- Katsikatos G., De Bruijn H. & Van der Meulen A.J. (1981). - The Neogene of the Island of Euboea (Evia), a review. *Geol. Mijnbouw*, 60, p. 509-516.
- Katsikatos G., Mettos A. & Vidanis M. (1984). - Geological map of Greece, Istiea sheet, 1/50000e. Inst. Geol. Min. Expl., Athens.
- Katsikatos G., Migiros G., Triantaphyllis M. & Mettos A. (1986). - Geological structure of internal Hellenides. *Geol. Geoph. Res. Special Issue*, p. 191-212.
- Kempler D. & Ben-Avraham Z. (1987). - The tectonic evolution of the Cyprean Arc. *Annales Tectonicae*, 1, p. 58-71.
- Kilias A. (1991). - Transpressive Tektonik in den zentralen Helleniden - Änderung der Translationspfade durch die Transpression (Nord-Zentral-Griechenland). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 5, p. 291-306.
- Kilias A., Fasoulas C., Priniotakis M., Sfeikos A. & Frisch W. (1991). - Deformation and HP/LT metamorphic conditions at the tectonic window of Kranea (W-Thessaly, Northern Greece). *Z. dt. geol. Ges.*, 142, p. 87-96.
- Kincaid C. & Olson P. (1987). - An experimental study of subduction and slab migration. *J. Geophys. Res.*, 92, p. 13832-13840.
- King G.C.P., Tselentis A., Gomberg J., Molnar P., Roecker S.W., Sinvhal H., Soufleris C. & Stock J.M. (1983). - Microearthquake seismicity and active tectonics of northwestern Greece. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, p. 279-288.

- King G.C.P., Ouyang Z.X., Papadimitriou P., Deschamps A., Gagnepain J., Houseman G., Jackson J., Soufleris C. & Virieux J. (1985). - The evolution of the Gulf of Corinth (Greece): an aftershock study of the 1981 earthquakes. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 80, p. 677-693.
- Kiratzi A.A. & Langston C.A. (1991). - Moment tensor inversion of the 1983 January 17 Kefallinia event of Ionian islands (Greece). *Geophys. J. Int.*, 105, p. 529-535.
- Kissel C. (1986). - Apport du paléomagnétisme à la compréhension de l'évolution géodynamique Tertiaire du domaine égéen, de l'Épire à l'Anatolie Occidentale. Thèse d'Etat, Univ. Paris XI (Orsay).
- Kissel C. & Laj C. (1988). - The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction. *Tectonophysics*, 146, p. 183-201.
- Kissel C., Averbuch O., Frizon de Lamotte D., Monod O. & Allerton S. (1993). - First paleomagnetic evidence for a post-Eocene clockwise rotation of the Western Taurides thrust belt east of the Isparta reentrant (Southwestern Turkey). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 117, p. 1-14.
- Klemperer S.L., Hauge T.A., Hauser E.C., Oliver J.E. & Potter C.J. (1986). - The Moho in the northern Basin and Range province, Nevada, along the COCORP 40°N seismic-reflection transect. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97, p. 603-618.
- Kokkinakis A. (1980). - Geologie und Petrographie des Kavala-Gebietes und des Symvolon-gebirges in Griechisch-Ostmakedonien. *Z. dt. geol. Ges.*, 131, p. 903-925.
- Kolocotroni C. & Dixon J.E. (1991). - The origin and emplacement of the Vrontou granite, Serres, N.E. Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXV/1, p. 469-483.
- Koukouvelas I. & Pe-Piper G. (1991). - The Oligocene Xanthi pluton, northern Greece: a granodiorite emplaced during regional extension. *J. Geol. Soc. London*, 148, p. 749-758.
- Kronberg P., Meyer W. & Pilger A. (1970). - Geologie der Rila-Rhodope-Masse zwischen Strimon und Nestos (Nordgriechenland). *Beih. geol. Jb.*, 88, p. 133-180.
- Kuszniir N.J. & Park R.G. (1987). - The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness. In Coward M.P., Dewey J.F. & Hancock P.L. Ed., *Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 28, p. 35-52.
- Lagarde J.L., Dallain C., Merle O. & Ledru P. (1993). - Champs de déformation associés à l'expansion horizontale de magmas granitiques. Exemple des granites hercyniens du Velay, Massif Central. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, p. 653-659.
- Le Pichon X. (1982). - Land-locked oceanic basins and continental collision: the Eastern Mediterranean as a case example. In Hsü K.J. Ed., *Mountain Building Processes*. Academic Press, London, p. 201-211.
- Le Pichon X. & Angelier J. (1979). - The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, p. 1-42.
- Le Pichon X. & Angelier J. (1981). - The Aegean Sea. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A300, p. 357-372.
- Le Pichon X., Chamot-Rooke N., Huchon P. & 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'Égée. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, p. 983-990.
- Lee J. & Lister G.S. (1992). - Late Miocene ductile extension and detachment faulting, Mykonos, Greece. *Geology*, 20, p. 121-124.
- Lee J., Miller E.L. & Sutter J.F. (1987). - Ductile strain and metamorphism in an extensional tectonic setting: a case study from the northern Snake Range, Nevada, USA. In Coward M.P., Dewey J.F. & Hancock P.L. Ed., *Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 28, p. 267-298.
- Leeder M.R. & Gawthorpe R.L. (1987). - Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In Coward M.P., Dewey J.F. & Hancock P.L. Ed., *Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 28, p. 139-152.
- Liati A. (1986). - Regional metamorphism and overprinting contact metamorphism of the Rhodope zone, near Xanthi (N. Greece). Ph.D. thesis, Univ. Braunschweig (Germany).
- Liati A. & Mpsokos E. (1990). - Evolution of the eclogites in the Rhodope Zone of northern Greece. *Lithos*, 25, p. 89-99.
- Ligdas C.N., Main I.G. & Adams R.D. (1990). - 3-D structure of the lithosphere in the Aegean region. *Geophys. J. Int.*, 102, p. 219-229.
- Lister G.S. & Davis G.A. (1989). - The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *J. Struct. Geol.*, 11, p. 65-94.
- Lister G.S. & Baldwin S.L. (1993). - Plutonism and the origin of metamorphic core complexes. *Geology*, 21, p. 607-610.
- Lister G.S., Banga G. & Feenstra A. (1984). - Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, 12, p. 221-225.
- Lybérís N. (1984). - Géodynamique du domaine égéen depuis le Miocène Supérieur. Thèse d'Etat, Univ. Paris VI.
- Lybérís N. & Lallemand S. (1985). - La transition subduction-collision le long de l'arc égéen externe. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 300, p. 885-890.

- Lyon-Caen H. et al. (1988). - The 1986 Kalamata (south Peloponnesus) earthquake: detailed study of a normal fault, evidences for east-west extension in the Hellenic arc. *J. Geophys. Res.*, 93, p. 14967-15000.
- Makris J. (1978). - The crust and upper mantle of the Aegean region from deep seismic soundings. *Tectonophysics*, 46, p. 269-284.
- + Makris J. (1978). - A geophysical study of Greece based on deep seismic soundings, gravity, and magnetics. In Closs H., Roeder D. & Schmidt K. Ed., *Alps, Apennines, Hellenides. IUCG Sci. Rep.*, 38, p. 392-401.
- Makris J. & Stobbe C. (1984). - Physical properties and state of the crust and upper mantle of the Eastern Mediterranean Sea deduced from geophysical data. *Marine Geol.*, 55, p. 347-363.
- Malavieille J. (1987 ou 1987a). - Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern Basin and Range. *J. Struct. Geol.*, 9, p. 541-554.
- Malavieille J. (1987b). - Les mécanismes d'amincissement d'une croûte épaissie : les "metamorphic core complexes" du Basin and Range (USA). Thèse d'Etat, Univ. Montpellier.
- Malavieille J. & Taboada A. (1991). - Kinematic model for postorogenic Basin and Range extension. *Geology*, 19, p. 555-558.
- Malavieille J., Guihot P., Costa S., Lardeaux J.M. & Gardien V. (1990). - Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177, p. 139-149.
- Malinverno A. & Ryan W.B.F. (1986). - Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, 5, p. 227-245.
- Maluski H., Vergely P., Bavay D., Bavay P. & Katsikatsos G. (1981). - $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating of glaucophanes and phengites in Southern Euboa (Greece), geodynamic implications. *Bull. Soc. géol. France*, XXIII, p. 469-476.
- Maluski H., Bonneau M. & Kienast J.R. (1987). - Dating the metamorphic events in the Cycladic area: $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ data from metamorphic rocks of the island of Syros (Greece). *Bull. Soc. géol. France*, III, p. 833-842.
- Mancktelow N.S. (1992). - Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps: evidence from interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland). *Tectonophysics*, 215, p. 295-317.
- Marcoux J., Ricou L.E., Burg J.P. & Brun J.P. (1989). - Shear-sense criteria in the Antalya and Alanya thrust system (southwestern Turkey): evidence for a southward emplacement. *Tectonophysics*, 161, p. 81-91.
- Martin L. (1987). - Structure et évolution récente de la Mer Egée. Thèse de Doctorat, Univ. Paris VI.
- Martinod J. & Davy P. (1992). - Periodic instabilities during compression or extension of the lithosphere. 1. Deformation modes from an analytical perturbation method. *J. Geophys. Res.*, 97, p. 1999-2014.
- Masce J. & Martin L. (1990). - Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: a synthesis based on continuous reflection profiles. *Marine Geol.*, 94, p. 271-299.
- Masce J., Le Cleac'h A. & Jongsma D. (1986). - The eastern Hellenic margin from Crete to Rhodes: example of progressive collision. *Marine Geol.*, 73, p. 145-168.
- McCarthy J. & Thompson G.A. (1988). - Seismic imaging of extended crust with emphasis on the western United States. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100, p. 1361-1374.
- McCarthy J., Fuis G. & Wilson J. (1987). - Crustal structure of the Whipple Mountains, southeastern California: a refraction study across a region of large continental extension. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89, p. 119-124.
- McCarthy J., Larkin S.P., Fuis G.S., Simpson R.W. & Howard K.A. (1991). - Anatomy of a metamorphic core complex: seismic refraction/wide-angle reflection profiling in southeastern California and western Arizona. *J. Geophys. Res.*, 96, p. 12259-12291.
- McKenzie D. (1972). - Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 30, p. 109-185.
- McKenzie D. (1978). - Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 55, p. 217-254.
- McKenzie D. & Jackson J. (1983). - The relationship between strain rates, crustal thickening, palaeomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 65, p. 182-202.
- McKenzie D. & Jackson J. (1986). - A block model of distributed deformation by faulting. *J. Geol. Soc. London*, 143, p. 349-353.
- Meissner R. & Kuznir N.J. (1987). - Crustal viscosity and the reflectivity of the lower crust. *Annales Geophysicae*, 5B, p. 365-374.
- Melidonis N.G. (1980). - The geology of Greece: the geological structure and mineral deposits of Tinos island (Cyclades, Greece). Inst. Geol. Min. Expl., Athens.
- Ménard G. & Molnar P. (1988). - Collapse of a Hercynian Tibetan plateau into a late Palaeozoic European Basin and Range province. *Nature*, 334, p. 235-237.
- Mercier J.L. (1977). - L'arc égéen, une bordure déformée de la plaque eurasiatique ; réflexions sur un exemple d'étude néotectonique. *Bull. Soc. géol. France*, XIX, p. 663-672.

- Mercier J.L. (1981). - Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean Arc: comparison with the Andean Cordillera of south Peru-north Bolivia. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A300, p. 337-355.
- Mercier J.L., Delibassis N., Gauthier A., Jarrige J.J., Lemeille F., Philip H., Sébrier M. & Sorel D. (1979). - La néotectonique de l'Arc Egéen. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 21, p. 67-92.
- Mercier J.L., Armijo R., Tapponnier P., Carey-Gailhardis E. & Lin H.T. (1987). - Change from Late Tertiary compression to Quaternary extension in Southern Tibet during the India-Asia collision. *Tectonics*, 6, p. 275-304.
- Mercier J.L., Sorel D., Vergely P. & Simeakis K. (1989). - Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Res.*, 2, p. 49-71.
- Mercier J.L., Sébrier M., Lavenu A., Cabrera J., Bellier O., Dumont J.F. & Machare J. (1992). - Changes in the tectonic regime above a subduction zone of Andean type: the Andes of Peru and Bolivia during the Pliocene-Pleistocene. *J. Geophys. Res.*, 97, p. 11945-11982.
- Merle O., Cobbold P.R. & Schmid S. (1989). - Tertiary kinematics in the Lepontine dome. In Coward M.P., Dietrich D. & Park R.G. Ed., *Alpine Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 45, p. 113-134.
- Mettos A., Rondoyanni T., Papadakis I., Paschos P. & Georgiu C. (1990). - New geological data of the Neogene deposits of N. Euboea. *Report 5th Congress Geol. Soc. Greece, Thessaloniki (Greece)*, p. 54.
- Meulenkamp J.E. (1979). - Middle Miocene-Late Pliocene evolution of the southern Aegean back-arc basin. *Rapp. Comm. int. Mer Médit. (Rapp. P. V. Réun. Cons. Int. Explor. Sci. Mer Méditerr.)*, Monaco, p. 35-36.
- Meulenkamp J.E. & Hilgen F.J. (1986). - Event stratigraphy, basin evolution and tectonics of the Hellenic and Calabro-Sicilian arcs. In Wezel F.C. Ed., *The origin of Arcs. Develop. Geotect.*, 21, p. 327-350.
- Meyer W. (1968). - Zur Altersstellung des Plutonismus im Südteil der Rila-Rhodope-Masse (Nordgriechenland). *Geologica et Palaeontologica*, 2, p. 173-192.
- Minoux L. (1981). - Géologie de l'île d'Amorgos (Cyclades). Thèse de Doctorat, Univ. Paris VI.
- Molnar P. & Atwater T. (1978). - Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 41, p. 330-340.
- Molnar P. & Tapponnier P. (1978). - Active tectonics of Tibet. *J. Geophys. Res.*, 83, p. 5361-5375.
- Molnar P. & Gray D. (1979). - Subduction of continental lithosphere: some constraints and uncertainties. *Geology*, 7, p. 58-62.
- Molnar P. & Chen W.P. (1982). - Seismicity and Mountain building. In Hsü K.J. Ed., *Mountain Building Processes*. Academic Press, London, p. 41-57.
- Molnar P. & Chen W.P. (1983). - Focal depths and fault plane solutions of earthquakes under the Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.*, 88, p. 1180-1196.
- Mposkos E. & Liati A. (1990). - Fe-carpholite-chloritoid assemblages in metapelites-metasandstones of Skopelos Island, N. Sporades, Greece. *Report 5th Congress Geol. Soc. Greece, Thessaloniki (Greece)*, p. 97.
- Mposkos E. & Liati A. (1993). - Metamorphic evolution of metapelites in the high-pressure terrane of the Rhodope zone, northern Greece. *Canadian Mineral.*, 31, p. 401-424.
- Ni J. & York J.E. (1978). - Late Cenozoic tectonics of the Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.*, 83, p. 5377-5384.
- Norton M.G. (1986). - Late Caledonide extension in western Norway: a response to extreme crustal thickening. *Tectonics*, 5, p. 195-204.
- Okay A.I. (1989). - Alpine-Himalayan Blueschists. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 17, p. 55-87.
- Okrusch M. & Bröcker M. (1990). - Eclogites associated with high-grade blueschists in the Cyclades archipelago, Greece: a review. *Eur. J. Mineral.*, 2, p. 451-478.
- Ori G.G. & Friend P.F. (1984). - Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, 12, p. 475-478.
- Papanikolaou D.J. (1978). - Contribution to the geology of Aegean Sea: the island of Andros. *Ann. Géol. Pays Hellén.*, XXIX/2, p. 477-553.
- + Papanikolaou D.J. (1978). - Geological map of Greece, Andros island, 1/50000e. Inst. Geol. Min. Expl., Athens.
- Papanikolaou D.J. (1980). - Contribution to the geology of Aegean Sea: the island of Paros. *Ann. Géol. Pays Hellén.*, XXX/1, p. 65-96.
- Papanikolaou D.J., Lykousis V., Chronis G. & Pavlakis P. (1988 ou 1988a). - A comparative study of neotectonic basins across the Hellenic arc: the Messiniakos, Argolikos, Saronikos and Southern Evoikos Gulfs. *Basin Res.*, 1, p. 167-176.
- Papanikolaou D.J., Lekkas E.L., Mariolakos I.D. & Mirkou R.M. (1988b). - Contribution to the geodynamic evolution of the Mesohellenic basin. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XX, p. 17-36 (in Greek, with English abstr.).
- Papazachos B.C. & Comninakis P.E. (1971). - Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. *J. Geophys. Res.*, 76, p. 8517-8533.
- Pêcher A., Bouchez J.L. & Le Fort P. (1991). - Miocene dextral shearing between Himalaya and Tibet. *Geology*, 19, p. 683-685.

- Perissoratis C. & Van Andel T.H. (1991). - Sea-level changes and tectonics in the Quaternary extensional basin of the South Evvoikos Gulf, Greece. *Terra Nova*, 3, p. 294-302.
- Peters J.M. (1985). - Neogene and Quaternary vertical tectonics in the South Hellenic Arc and their effect on concurrent sedimentation processes. PhD thesis, Univ. Utrecht, *GUA Pap. Geol.*, 23.
- Philip H. (1974). - Etude néotectonique des rivages égéens en Locride et en Eubée nord-occidentale (Grèce). Thèse de Doctorat, Univ. Montpellier.
- Philippot P. (1990). - Opposite vergence of nappes and crustal extension in the French-Italian Western Alps. *Tectonics*, 9, p. 1143-1164.
- Pinet P. & Souriau M. (1988). - Continental erosion and large-scale relief. *Tectonics*, 7, p. 563-582.
- Platt J.P. (1984). - Secondary cleavages in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 6, p. 439-442.
- Platt J.P. (1987). - The uplift of high-pressure-low-temperature metamorphic rocks. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A321, p. 87-103.
- Platt J.P. & Vissers R.L.M. (1980). - Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, 2, p. 397-410.
- Potter C.J., McCarthy J. & Thompson G.A. (1991). - Seismic imaging of extended crust with emphasis on the western United States: Discussion and reply. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 103, p. 1537-1542.
- Proffett J.M.J. (1977). - Cenozoic geology of the Yerington district, Nevada, and its implications for the nature and origin of Basin and Range faulting. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, p. 247-266.
- Ratschbacher L., Frisch W., Neubauer F., Schmid S.M. & Neugebauer J. (1989). - Extension in compressional orogenic belts: the eastern Alps. *Geology*, 17, p. 404-407.
- Ratschbacher L., Frisch W., Linzer H.G. & Merle O. (1991). - Lateral extrusion in the eastern Alps - Structural analysis. *Tectonics*, 10, p. 257-271.
- Rehrig W.A. & Reynolds S.J. (1980). - Geologic and geochronologic reconnaissance of a northwest-trending zone of metamorphic core complexes in southern and western Arizona. In Crittenden M.D.J., Coney P.J. & Davis G.H. Ed., *Cordilleran Metamorphic Core Complexes. Geol. Soc. Amer. Mem.*, 153, p. 131-157.
- Reinecke T. (1982). - Cymrite and celsian in Manganese-rich metamorphic rocks from Andros Island, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, p. 333-336.
- Rey P. (1993). - Seismic and tectono-metamorphic characters of the lower continental crust in Phanerozoic areas: a consequence of post-thickening extension. *Tectonics*, 12, p. 580-590.
- Reynolds S.J. & Lister G.S. (1990). - Folding of mylonitic zones in Cordilleran metamorphic core complexes: evidences from near the mylonitic front. *Geology*, 18, p. 216-219.
- Rhodes S. & Gayer R.A. (1977). - Non-cylindrical folds, linear structures in the X direction and mylonite developed during translation of the Caledonian Kalak Nappe Complex of Finnmark. *Geol. Mag.*, 114, p. 329-408.
- Richter D., Müller C. & Mihm A. (1993). - Die Flysch-Zonen Griechenlands, V. Zur Stratigraphie des Flysches der Pindos-Zone im nördlichen Pindos-Gebirge zwischen der albanischen Grenze und der Querzone von Kastanotikos (Griechenland). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, H.5, p. 257-291.
- Richter I. & Strobach K. (1978). - Benioff zones of the Aegean Arc. In Closs H., Roeder D. & Schmidt K. Ed., *Alps, Apennines, Hellenides. IUCG Sci. Rep.*, 38, p. 410-414.
- Ricou L.E., Dercourt J., Geysant J., Grandjacquet C., Lepvrier C. & Biju-Duval B. (1986). - Geological constraints on the Alpine evolution of the Mediterranean Tethys. *Tectonophysics*, 123, p. 83-122.
- Ridley J. (1982). - Arcuate lineation trends in a deep level, ductile thrust belt, Syros, Greece. *Tectonophysics*, 88, p. 347-360.
- Ridley J. (1984). - Listric normal faulting and the reconstruction of the synmetamorphic structural pile of the Cyclades. In Dixon J.E. & Robertson A.H.F. Ed., *The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 17, p. 755-761.
- Robert E. (1982). - Contribution à l'étude géologique des Cyclades (Grèce) : l'île de Paros. Thèse de Doctorat, Univ. Paris XI (Orsay).
- Roberts S. & Jackson J. (1991). - Active normal faulting in central Greece: an overview. In Roberts A.M., Yielding G. & Freeman B. Ed., *The Geometry of Normal Faults. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 56, p. 125-142.
- Roesler G. (1978). - Relics of non-metamorphic sediments on Central Aegean islands. In Closs H., Roeder D. & Schmidt K. Ed., *Alps, Apennines, Hellenides. IUCG Sci. Rep.*, 38, p. 480-481.
- Royden L.H. & Burchfiel B.C. (1987). - Thin-skinned N-S extension within the convergent Himalayan region: gravitational collapse of a Miocene topographic front. In Coward M.P., Dewey J.F. & Hancock P.L. Ed., *Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 28, p. 611-619.
- Royden L.H., Horvath F. & Burchfiel B.C. (1982). - Transform faulting, extension, and subduction in the Carpathian Pannonian region. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, p. 717-725.
- Royden L.H., Horvath F. & Rumpel J. (1983). - Evolution of the Pannonian Basin system - 1. Tectonics. *Tectonics*, 2, p. 63-90.
- Ruppel C., Royden L.H. & Hodges K.V. (1988). - Thermal modeling of extensional tectonics: application to pressure-temperature-time histories of metamorphic rocks. *Tectonics*, 7, p. 947-957.
- Rye R.O., Schuiling R.D., Rye D.M. & Jansen J.B.H. (1976). - Carbon, hydrogen, and oxygen isotope studies of the regional metamorphic complex at Naxos, Greece. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, p. 1031-1049.

- Scaillet S., Féraud G., Ballèvre M. & Amouric M. (1992). - Mg/Fe and [(Mg,Fe) Si-Al₂] compositional control on argon behaviour in high-pressure white micas: a ⁴⁰Ar/³⁹Ar continuous laser-probe study from the Dora-Maira nappe of the internal western Alps, Italy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, p. 2851-2872.
- Schermer E.R. (1990). - Mechanisms of blueschist creation and preservation in an A-type subduction zone, Mount Olympos region, Greece. *Geology*, 18, p. 1130-1133.
- Schermer E.R., Lux D.R. & Burchfiel B.C. (1990). - Temperature-time history of subducted continental crust, Mount Olympos region, Greece. *Tectonics*, 9, p. 1165-1195.
- Schliestedt M. (1990). - Occurrences and stability conditions of low-temperature eclogites. In Carswell D.A. Ed., *Eclogite facies rocks*. Blackie, Glasgow and London, p. 160-179.
- Schliestedt M., Altherr R. & Matthews A. (1987). - Evolution of the Cycladic crystalline complex: petrology, isotope geochemistry and geochronology. In Helgeson H.C. Ed., *Chemical Transport in Metasomatic Processes*. D. Reidel Publishing Company, p. 389-428.
- Scott R.J. & Lister G.S. (1992). - Detachment faults: evidence for a low-angle origin. *Geology*, 20, p. 833-836.
- Seidel E., Kreuzer H. & Harre W. (1982). - A Late Oligocene/Early Miocene high pressure belt in the external Hellenides. *Geol. Jb.*, E23, p. 165-206.
- Selverstone J. (1988). - Evidence for east-west crustal extension in the eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern window. *Tectonics*, 7, p. 87-105.
- Sengör A.M.C. (1987). - Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. In Coward M.P., Dewey J.F. & Hancock P.L. Ed., *Continental Extensional Tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 28, p. 575-589.
- Sengör A.M.C. & Yilmaz Y. (1981). - Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, p. 181-241.
- Sengör A.M.C., Görür N. & Saroglu F. (1985). - Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In Biddle K.T. & Christie-Blick N. Ed., *Strike-slip deformation, Basin formation, and Sedimentation*. *Soc. Econom. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 37, p. 227-264.
- Séranne M. & Séguret M. (1985). - Etirement ductile et cisaillement basal dans les bassins dévoniens de l'Ouest Norvège. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 300, p. 373-378.
- Séranne M., Chauvet A., Séguret M. & Brunel M. (1989). - Tectonics of the Devonian collapse-basins of western Norway. *Bull. Soc. géol. France*, V, p. 489-499.
- Serpa L. & De Voogd B. (1987). - Deep seismic reflection evidence for the role of extension in the evolution of continental crust. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89, p. 55-60.
- Sfeikos A.C., Frisch W., Kiliass A. & Ratschbacher L. (1991). - Post collisional kinematics in the central Pelagonian zone, Greece. *Terra abstr.*, *EUG VI Strasbourg*, 3, p. 252.
- Shemenda A.I. (1993). - Subduction of the lithosphere and back arc dynamics: insights from physical modeling. *J. Geophys. Res.*, 98, p. 16167-16185.
- Smith A.G., Hynes A.J., Menzies M., Nisbet E.G., Price I., Welland M.J. & Ferrière J. (1975). - The stratigraphy of the Othris Mountains, eastern central Greece: a deformed mesozoic continental margin sequence. *Eclogae geol. Helv.*, 68/3, p. 463-481.
- Sokoutis D., Brun J.P., Van den Driessche J. & Pavlides S. (1993). - A major Oligo-Miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension. *J. Geol. Soc. London*, 150, p. 243-246.
- Sorel D., Mercier J.L., Keraudren B. & Cushing M. (1988). - Le rôle de la traction de la lithosphère subductée dans l'évolution géodynamique plio-pléistocène de l'arc égéen : mouvements verticaux alternés et variations du régime tectonique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, p. 1981-1986.
- Sorel D., Bizon G., Aliaj S. & Hasani L. (1992). - Calage stratigraphique de l'âge et de la durée des phases compressives des Hellénides externes (Grèce nord-occidentale et Albanie), du Miocène à l'Actuel. *Bull. Soc. géol. France*, 163, p. 447-454.
- Spakman W., Wortel M.J.R. & Vlaar N.J. (1988). - The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic implications. *Geophys. Res. Lett.*, 15, p. 60-63.
- Spakman W., Van der Lee S. & Van der Hilst R. (1993). - Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 79, p. 3-74.
- Spencer J.E. (1984). - Role of tectonic denudation in warping and uplift of low-angle normal faults. *Geology*, 12, p. 95-98.
- Spencer J.E. & Reynolds S.J. (1990). - Relationship between Mesozoic and Cenozoic tectonic features in west central Arizona and adjacent southeastern California. *J. Geophys. Res.*, 95, p. 539-555.
- Spencer J.E. & Reynolds S.J. (1991). - Tectonics of Mid-Tertiary extension along a transect through west central Arizona. *Tectonics*, 10, p. 1204-1221.
- Speranza F., Kissel C., Islami I., Hyseni A. & Laj C. (1992). - First paleomagnetic evidence for rotation of the Ionian zone of Albania. *Geophys. Res. Lett.*, 19, p. 697-700.
- Stewart J.H. (1978). - Basin and Range structure in western North America, a review. In Smith R.B. & Eaton G.P. Ed., *Cenozoic Tectonics and regional Geophysics of the Western Cordillera*. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 152, p. 1-31.

- Stiros S.C., Arnold M., Pirazzoli P.A., Laborel J., Laborel F. & Papageorgiou S. (1992). - Historical coseismic uplift on Euboea Island, Greece. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 108, p. 109-117.
- Tao W.C. & O'Connell R.J. (1993). - Deformation of a weak subducted slab and variation of seismicity with depth. *Nature*, 361, p. 626-628.
- Tapponnier P. (1977). - Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. géol. France*, XIX, p. 437-460.
- Tapponnier P., Mercier J.L., Armijo R., Tonglin H. & Ji Z. (1981). - Field evidence for active normal faulting in Tibet. *Nature*, 294, p. 410-414.
- Taymaz T., Jackson J. & Westaway R. (1990). - Earthquake mechanisms in the Hellenic Trench near Crete. *Geophys. J. Int.*, 102, p. 695-731.
- Taymaz T., Jackson J. & McKenzie D. (1991). - Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, 106, p. 433-490.
- Theye T. & Seidel E. (1991). - Petrology of low-grade high-pressure metapelites from the External Hellenides (Crete, Peloponnese) - A case study with attention to sodic minerals. *Eur. J. Mineral.*, 3, p. 343-366.
- Thompson A.B. & Ridley J.R. (1987). - Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A321, p. 27-45.
- Tozzi M., Kissel C., Funicello R., Laj C. & Parotto M. (1988). - A clockwise rotation of southern Apulia? *Geophys. Res. Lett.*, 15, p. 681-684.
- Truffert C., Jolivet L., Goffé B. & Bonneau M. (1993). - Miocene detachment in Crete. *Terra abstr.*, EUG VII Strasbourg, 5, p. 271.
- Urai J.L., Schuiling R.D. & Jansen J.B.H. (1990). - Alpine deformation on Naxos (Greece). In Knipe R.J. & Rutter E.H. Ed., *Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 54, p. 509-522.
- Uyeda S. & Kanamori H. (1979). - Back-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.*, 84, p. 1049-1061.
- Van den Driessche J. & Brun J.P. (1987). - Rolling structures at large shear strain. *J. Struct. Geol.*, 9, p. 691-704.
- Van den Driessche J. & Brun J.P. (1991). - Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central): a model of extensional gneiss dome. *Geodynamica Acta*, 5, p. 85-99.
- Van den Driessche J., Brun J.P., Sokoutis D. & Mulugeta G. (1993). - Extensional gneiss domes: laboratory models. In Séranne M. & Malavieille J. Ed., *Late orogenic extension in Mountain belts. Doc. B.R.G.M. France*, 219, p. 200-201.
- Van der Maar P.A. & Jansen J.B.H. (1981). - Geological map of Greece, Ios island, 1/50000e. Inst. Geol. Min. Expl., Athens.
- Van der Maar P.A. & Jansen J.B.H. (1983). - The geology of the polymetamorphic complex of Ios, Cyclades, Greece and its significance for the Cycladic Massif. *Geol. Rundschau*, 72, p. 283-299.
- Van der Maar P.A., Feenstra A., Manders B. & Jansen J.B.H. (1981). - The petrology of the island of Sikinos, Cyclades, Greece, in comparison with that of the adjacent island of Ios. *N. Jb. Miner. Mh.*, H.10, p. 459-469.
- Vendeville B.C. & Jackson M.P.A. (1992). - The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Marine Petroleum Geol.*, 9, p. 331-353.
- Verge N.J. (1993). - Oligo-Miocene orogenic collapse tectonics in western Anatolia and the extensional exhumation of the Menderes Massif metamorphic-core-complex. In Séranne M. & Malavieille J. Ed., *Late orogenic extension in Mountain belts. Doc. B.R.G.M. France*, 219, p. 202.
- Vita-Finzi C. & King G.C.P. (1985). - The seismicity, geomorphology and structural evolution of the Corinth area of Greece. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A314, p. 379-407.
- Voreadis G.D. (1961). - Die geologie und die Barytlagerstätten der Inseln Mykonos und Dragonisi. *Ann. Géol. Pays Hellén.*, XII, p. 263-300.
- Wdowinski S. & Axen G.J. (1992). - Isostatic rebound due to tectonic denudation: a viscous flow model of a layered lithosphere. *Tectonics*, 11, p. 305-315.
- Wernicke B.P. (1981). - Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 291, p. 645-648.
- Wernicke B.P. (1985). - Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22, p. 108-125.
- Wernicke B.P. (1990). - The fluid crustal layer and its implications for continental dynamics. In Salisbury M.H. & Fountain D.M. Ed., *Exposed cross-sections of the continental crust. NATO ASI Series*, 317, p. 509-544.
- Wernicke B.P. & Axen G.J. (1988). - On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. *Geology*, 16, p. 848-851.
- Wernicke B.P., Christiansen R.L., England P.C. & Sonder L.J. (1987). - Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North American Cordillera. In Coward M.P., Dewey J.F. & Hancock P.L. Ed., *Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 28, p. 203-221.

- Westaway R. (1991). - Continental extension on sets of parallel faults: observational evidence and theoretical models. In Roberts A.M., Yielding G. & Freeman B. Ed., *The Geometry of Normal Faults. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 56, p. 143-169.
- White S.H., Burrows S.E., Carreras J., Shaw N.D. & Humphreys F.J. (1980). - On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 2, p. 175-187.
- Whittaker A., Bott M.H.P. & Waghorn G.D. (1992). - Stresses and plate boundary forces associated with subduction plate margins. *J. Geophys. Res.*, 97, p. 11933-11944.
- Wijbrans J.R. & McDougall I. (1986). - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas from an Alpine high-pressure metamorphic belt on Naxos (Greece): the resetting of the argon isotopic system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93, p. 187-194.
- Wijbrans J.R. & McDougall I. (1988). - Metamorphic evolution of the Attic Cycladic Metamorphic Belt on Naxos (Cyclades, Greece) utilizing $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum measurements. *J. metamorphic Geol.*, 6, p. 571-594.
- Wijbrans J.R., Schliestedt M. & York D. (1990). - Single grain argon laser probe dating of phengites from the blueschist to greenschist transition on Sifnos (Cyclades, Greece). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, p. 582-593.
- Wijbrans J.R., Van Wees J.D., Stephenson R.A. & Cloetingh S.A.P.L. (1993). - Pressure-temperature-time evolution of the high-pressure metamorphic complex of Sifnos, Greece. *Geology*, 21, p. 443-446.
- Wortel M.J.R. & Spakman W. (1992). - Structure and dynamics of subducted lithosphere in the Mediterranean region. *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch.*, 95, p. 325-347.
- Wortel M.J.R., Goes S.D.B. & Spakman W. (1990). - Structure and seismicity of the Aegean subduction zone. *Terra Nova*, 2, p. 554-562.
- Wust S.L. (1986). - Regional correlation of extension directions in Cordilleran metamorphic core complexes. *Geology*, 14, p. 828-830.
- Yilmaz Y. (1993). - New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 105, p. 251-271.
- Yin A. & Dunn J.F. (1992). - Structural and stratigraphic development of the Whipple detachment fault system, southeastern California: implications for the geometrical evolution of domal and basinal low-angle faults. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 104, p. 659-674.
- Zanchi A. & Angelier J. (1993). - Seismotectonics of western Anatolia: regional stress orientation from geophysical and geological data. *Tectonophysics*, 222, p. 259-274.
- Zeitler P.K. (1985). - Cooling history of the NW Himalaya, Pakistan. *Tectonics*, 4, p. 127-151.
- Zoback M.L., Anderson R.E. & Thompson G.A. (1981). - Cainozoic evolution of the state of stress and style of tectonism of the Basin and Range province of the western United States. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A300, p. 407-434.

MEMOIRES DE GEOSCIENCES-RENNES
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cedex tel : 99.28.60.80

Dans la même collection :

N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). Epuisé

N°2 - G. QUERRE - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : Les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). Epuisé

N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). Epuisé

N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). 55F.

N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). Epuisé

N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.

N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). Epuisé

N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). Epuisé

N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986). Epuisé

N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes Centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987).
120 F.

N°11 - J.S. SALIS -Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000-70.000 BP dans la Chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., I carte hors-texte (1987). 90F.

N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.

N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., I tabl., 13 pl. (1987). 95F.

N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et Chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). 95F.

N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension; modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., I tabl., 82 pl. (1987). Epuisé

N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F

N°17 - J.P. COGNE - Contribution a l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987). 90F.

N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.

N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'Unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). Epuisé

N°20 - J.P. GRATIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.

N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). 200F

- N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). 160F
- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du Quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine; évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi-carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. 353 p., 244 fig., 15pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricain et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab., (1989). 275F.
- N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.
- N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.
- N°31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.
- N°32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab., (1989). 210 F.
- N°33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab., (1989). 200 F.

- N°34 - P. RICHARD** - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig., (1989). 400 F.
- N°35 - J. de BREMOND d'ARS** - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl., (1989). 180 F.
- N°36 - A. LE CLEAC'H** - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl., (1989). 100 F.
- N°37 - O. MERLE** - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl., (1990). 160F.
- N°38 - P. ALLEMAND** - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl., (1990). 160F.
- N°39 - Ch. BASILE** - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl., (1990) . 130F .
- N°40 - M. AUDIBERT** - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150F.
- N°41 - G. RUFFET** - Paléomagnétisme et ⁴⁰Ar/³⁹Ar : étude combinée sur des intrusions précambriennes et paléozoïques du Trégor (Massif Armoricaïn) . 261 p., 80 fig., 19 tabl., (1991). 120F.
- N°42 - P. SUZANNE** - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl., (1991). 210F.
- N°43 - G. FIQUET** - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl., (1991). 130F.
- N°44 - J. MARTINOD** - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur., (1991). 170F.
- N°45 - M.O. BESLIER** - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur., (1991). 180F.

- N°46 - J.B.L. FRANCOLIN - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil) : 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur, (1992). 300F.**
- N° 47 - S. TOURPIN - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. 185 p., 53 fig., 23 tabl., (1992). 100F.**
- N° 48 - J.A. BARRAT - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab., (1992). 100F.**
- N° 49 - E. HALLOT - Injection dans les réservoirs magmatiques. Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Briec, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl., (1993). 180F.**
- N°50 - T. SOURIOT - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., 1 tabl., 91 fig., 16 pl. photo., 1 carte H.Texte, (1993). 190F.**
- N° 51 - T. EUZEN - Pétrogenèse des granites de collision post- épaisissement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricaïn, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993). 190F.**
- N° 52 - J. LE GALL - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricaïn). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., 1 pl. coul. (1993). 350 F.**
- N° 53 - J. C. THOMAS - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993). 220 F.**
- N°54 - F. LAFONT - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales., 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994). 150 F.**
- N° 55 - C. BIELLMANN - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du Carbone dans le manteau terrestre., 230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993). 175 F.**

N°56 - A. POTREL - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). 400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 Pl. photo (1994). 270 F.

N° 57 - M. KUNTZ - Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés : Contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. 220 p., 19 pl., 87 fig., 3 tabl. (1994). 155 F.

N° 58 - D. ROUBY - Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications. 266 p., 98 fig. dont annexes (1994). 180 F.

N° 59 - J.J. TONDJI-BIYO - Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels. 426 p., 141 fig., 4 pl. couleur, 21 tableaux, dont annexes (1995). 270 F.

N° 60 - H. BOUHALLIER - Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). 277 p., 100 fig., dont 5 pl. coul., 7 tab., dont annexes. 150 F.

N° 61 - P. GAUTIER - Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans la domaine centre-égéen (îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). 430 p., 89 fig., dont 4 pl. coul., 1 tabl., dont annexes. 220F.

BON DE COMMANDE

à retourner à : Mme FALAISE

Mémoires de Géosciences - RENNES
 Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
 35042 - RENNES Cédex (France)
 Tél : 99.28.60.80 Fax : 99.28.67.80

NOM

ORGANISME

ADRESSE

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

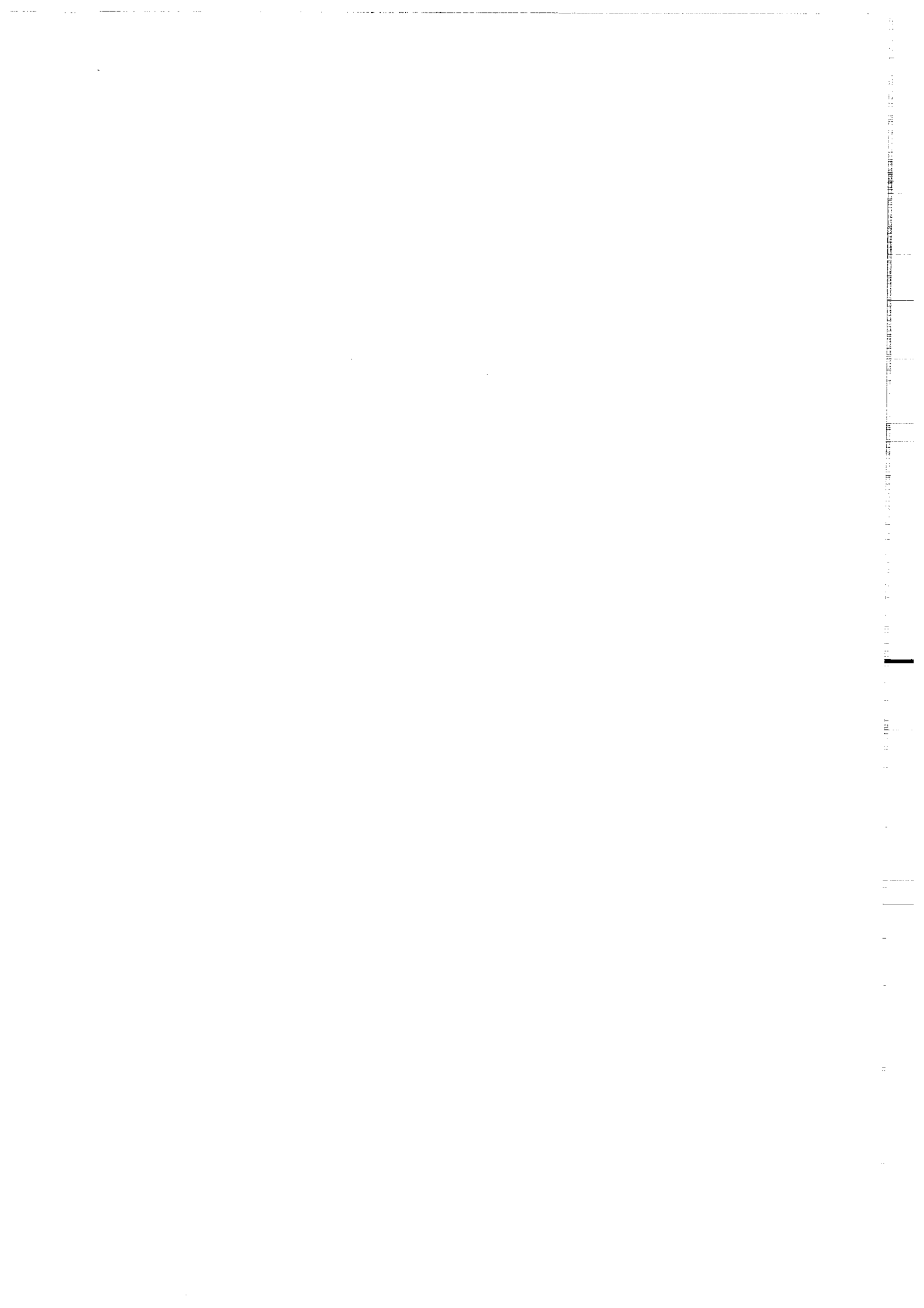
N°	Auteur	Nb exemplaires	P.U.	Total
Frais d'envoi : 20,00F par volume			Total	
par volume supplémentaire : 5,00 F			Frais d'envoi	
			Montant total	

Veuillez établir votre chèque au nom de Monsieur l'Agent Comptable de l'Université de Rennes I et le joindre à votre bon de commande.

Imprimé à l'Université de Rennes I

Dépot Légal

2ème trimestre 1995



Résumé

L'étude présentée est une contribution à l'analyse du problème de l'extension tardi-orogénique dans les chaînes de montagne, qui intéresse depuis une quinzaine d'années de nombreux spécialistes de la lithosphère continentale.

Des études sismotectoniques, stratigraphiques, et l'analyse des populations de failles ont montré que le domaine continental égéen (Grèce) est largement affecté par une extension de type "arrière-arc" depuis au moins 13 Ma. Il est reconnu que cette extension se superpose aux structures de l'orogénèse hellénique mésozoïque-cénozoïque. Parmi les structures classiquement attribuées à la tectonique en chevauchement précoce, on distingue en particulier l'ensemble des déformations ductiles observées dans deux groupes d'unités à métamorphisme HP/BT traversant le domaine égéen. Le but de ce travail est de déterminer si, comme soupçonné depuis une dizaine d'années, une partie au moins de cette déformation ductile est le résultat d'une tectonique extensive et de préciser l'étendue, la cinématique et le contexte géodynamique de cette extension. Notre étude a consisté en une analyse structurale du centre de l'Egée (îles des Cyclades et d'Eubée, domaine HP interne), examinant en particulier la relation entre déformations ductile et fragile depuis l'affleurement jusqu'à l'échelle régionale. Les résultats de ce travail sont les suivants :

L'extension apparaît responsable de la plus grande partie de la déformation ductile au sein des unités HP ayant largement subi les effets d'un second épisode métamorphique dans le faciès schiste vert ou de plus haute température. Sur chaque île étudiée, une déformation progressive en extension est reconnue, liée au développement d'une zone de détachement majeure se prolongeant jusqu'à environ 18-25 km de profondeur. Un déplacement important le long de la zone de détachement rend compte du refroidissement et de l'exhumation rapides de la croûte inférieure ductile qui vient former localement un dôme métamorphique, ou "metamorphic core complex". Au moins deux -probablement trois- zones de détachement majeures sont identifiées à l'échelle du domaine centre-égéen, subparallèles et inclinées au nord, orientées NW-SE dans le nord-ouest des Cyclades et E-W dans le sud-est. Les inclinaisons initiales de ces zones de détachement sont estimées entre 30 et 45°. La géométrie actuelle du système extensif implique que les détachements et les dômes métamorphiques associés interfèrent les uns avec les autres. Les données structurales sont en faveur d'un modèle cinématique caractérisé par le développement séquentiel de zones de détachement synthétiques, dans une direction opposée à la pente des détachements. L'extension par détachements identifiée dans la région centre-égéenne est précoce (Oligocène-Miocène inférieur, âge minimal : 22-19 Ma) et liée à un contexte "arrière-arc" tardi-orogénique et post-épaississement. L'âge minimal de l'extension étant significativement plus ancien que l'âge de la collision entre Arabie et Eurasie (13 Ma), on en déduit que l'initiation de l'extension égéenne ne peut pas résulter de l'extrusion latérale de l'Anatolie depuis le front de la collision arabe vers l'Egée, ainsi qu'il est communément admis. Le contexte géodynamique permettant l'initiation de l'extension est probablement le développement de l'arc de subduction sud-hellénique tel qu'il existe encore actuellement.

Mots clés :

Extension crustale, Détachement, "Metamorphic core complex", Dôme métamorphique, Dénudation, Extension tardi-orogénique,