THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PARIS VI

Spécialité : Sciences de la Terre

LA TRANSITION DUCTILE-CASSANT : EVOLUTION STRUCTURALE ET RÔLE DES FLUIDES : EXEMPLE DES CYCLADES, MER EGEE

Présentée par Caroline MEHL

pour obtenir le grade de DOCTEUR DE L'UNIVERSITE PARIS VI

Devant le jury composé de:

François CORNET Georges DAVIS Dov AVIGAD Mark HANDY Laurent JOLIVET Olivier LACOMBE Frédéric GUEYDAN Rapporteur Rapporteur Examinateur Examinateur Directeur de Thèse Co-directeur de Thèse Invité

Académie de Paris Université de Pierre et Marie Curie THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PARIS VI

Spécialité : Sciences de la Terre

LA TRANSITION DUCTILE-CASSANT : EVOLUTION STRUCTURALE ET RÔLE DES FLUIDES, EXEMPLE DES CYCLADES, MER EGEE

Présentée par : Caroline MEHL

pour obtenir le grade de DOCTEUR DE L'UNIVERSITE PARIS VI

Composition du jury : François CORNET Georges DAVIS Dov AVIGAD Mark HANDY Laurent JOLIVET Olivier LACOMBE Frédéric GUEYDAN

RAPPORTEUR RAPPORTEUR EXAMINATEUR EXAMINATEUR DIRECTEUR DE THESE CO-DIRECTEUR DE THESE INVITE

RESUME

L'extension post-orogénique, bien qu'étudiée depuis de nombreuses années dans plusieurs parties du globe comme la Province des Basin and Range ou la Mer Egée, soulève encore de nombreuses questions. Si l'on s'accorde à peu près sur un schéma figé de la croûte continentale en extension, de nombreux problèmes se posent lorsqu'il s'agit de proposer un modèle dynamique d'exhumation des roches de la croûte inférieure ductile. La croûte continentale en extension est caractérisée par la présence de failles normales « classiques » dans sa partie supérieure et de bandes de cisaillement crustales dans sa partie inférieure. Failles normales à fort pendage et bandes de cisaillement crustales sont séparées par des failles normales à faible pendage : les détachements. C'est à la faveur de ces détachements que sont portées en surface les roches de la croûte inférieure ductile.

Nous nous proposions dans ce travail d'étudier les modalités structurales d'exhumation de ces roches, et plus particulièrement leur passage à la transition fragileductile, afin de mettre en place un modèle dynamique de croûte continentale extensive le plus complet possible. Deux axes de recherche ont été privilégiés :

(1) la structuration des détachements crustaux et les problèmes mécaniques associés. Ces problèmes concernent la localisation initiale de la déformation sous forme de bandes de cisaillement crustales dans la croûte inférieure ainsi que la formation et le jeu des failles normales à faible pendage. Celles-ci semblent en effet contredire les lois de la mécanique andersonienne.

(2) l'intervention des fluides dans le processus d'exhumation. Il est en effet admis que les zones de cisaillement crustales sont le lieu privilégié de circulations intenses de fluides (pour exemple Famin, 2003). Or, il existe un paradoxe entre les données de terrain attestant de circulations intenses, bien que transitoires, aux profondeurs de la transition fragile-ductile et les profils théoriques la décrivant comme une barrière de perméabilité (Bailey, 1994; Yardley and Valley, 1994). Le problème qui se pose est le suivant : quelles sont les modalités structurales d'une augmentation de la perméabilité à la transition fragileductile, nécessaire au passage des fluides.

Plusieurs méthodes ont été employées afin de mettre en place ce modèle d'exhumation, initialement inspiré du modèle de la bande de cisaillement évolutive que Lister and Davis, 1989 avaient proposé d'après observations de terrain dans la province des Basin and Range. Deux études de terrain ont été effectuées sur les îles de Tinos et Andros (Cyclades, Grèce). Elles avaient pour vocation la caractérisation qualitative et quantitative de l'évolution de la déformation du ductile au cassant au mur d'un détachement. Les données acquises nous ont permis, outre la validation, en Mer Egée, et la précision du modèle de la bande de cisaillement évolutive, de proposer un modèle conceptuel de connexion de la porosité à la transition fragile-ductile. Ces études de terrain ont été complétées par une étude numérique. Une nouvelle rhéologie a été introduite dans le code SARPP (Leroy and Gueydan, 2003). Le scénario proposé fait état d'une ouverture instantanée de la porosité par activation d'un critère de Mohr-Coulomb à la transition fragile-ductile. Une introduction de fluides est alors possible. Une étude 1D teste l'action des fluides introduits, via une réaction adoucissante à cinétique fixée et consommatrice de fluides, sur la mise en place d'une bande de cisaillement crustale à la transition fragile-ductile.

L'ensemble des données collectées, qu'elles soient de nature géologique ou numérique, permet de proposer un modèle dynamique d'exhumation des roches de l'unité inférieure des dômes métamorphiques extensifs qui, pour la première fois, tient compte des circulations de fluides et de leur intervention dans la localisation de la déformation à la transition fragile-ductile.

ABSTRACT

Even though post-orogenic extension has been studied for a long time in several regions of the world such as the Basin and Range Province or the Aegean Domain, numerous questions remain open. There is a relative consensus on a "fixed" scheme of the extending continental crust, but several problems still exist concerning a dynamical model of exhumation of the rocks of the lower ductile crust. The extending continental crust is characterized, in its upper part, by the onset of classical steeply-dipping normal faults and by the presence of crustal-scale shear bands in its lower part. Normal faults and crustal-scale shear bands are separated by shallow-dipping normal faults: the detachments. The rocks of the lower ductile crust are exhumed thanks to these detachments.

The principal aim of this work was to study structures formed during the exhumation of lower crustal units, and more specifically the evolution of structure across the brittleductile transition zone with the ultimate goal of proposing a dynamic model of the extending crust. Two directions of research have been followed:

(1) The onset of the crustal detachments and associated mechanical problems. These problems concern the initial localization of deformation by the onset of crustal-scale shear bands in the lower crust, as well as the onset and movement along shallow-dipping normal faults, which seem to contradict the classical laws of the andersonian's mechanics.

(2) The role of fluids in the exhumation process. Indeed, it remains clear that the crustal-scale shear bands act as privileged channels of intense fluid circulations (see for example Famin, 2003). However, there is a paradox between field data arguing for intense, even if transient, for fluid circulations at the brittle-ductile transition zone, and theoritical profiles describing the brittle-ductile transition zone as a permeability barrier (Bailey, 1994; Yardley and Valley, 1994). The main question is: what are the structural modes of increasing permeability at the brittle-ductile transition, necessary to allow fluid circulations?

Several methods approaches were followed during the course of this work. We were initially inspired by the model of the evolutive shear band, proposed by Lister and Davis, 1989 after field observations in the Basin and Range Province. Field work was conducted on the islands of Tinos and Andros (Greek Cyclades), in order to qualitatively and quantitatively characterize the evolution of deformation from ductile to brittle in the footwall of a crustal detachment. Field data allowed us, after having validated and precised the model of the evolutive shear band in the Aegean domain, to propose a conceptual model of connection of porosity at the brittle-ductile transition zone, with an emphasis on boudinage as a localising mechanism. These field studies were later completed by numerical modelling. A new rheology has been introduced in the code SARPP (Leroy and Gueydan, 2003). The model is based on an instantaneous opening of porosity at the brittle-ductile transition by the activation of a Mohr-Coulomb criterion. The influx of fluids is then possible. A 1D modelling test the role played by fluids, thanks to a softening reaction whose kinetics parameter is fixed, on the onset of a crustal shear-band at the brittle-ductile transition zone.

All collected data, geological as well as numerical, allow us to propose a dynamic model of exhumation of lower crustal units in metamorphic core complexes. For the first time, this model takes into account fluid circulations and their involvement in the localisation of deformation at the brittle-ductile transition zone.

TABLE DES MATIERES

RESUME	2			
INTROD	UCTION	9		
PREMIE PROBLEMES MI	RE PARTIE : EXHUMATION DES DOMES METAMORPHIQUES EXTEN ECANIQUES ASSOCIES	\SIFS ET 19		
I. LES I MISE EN PLACE	I. LES DOMES METAMORPHIQUES EXTENSIFS : CONTEXTE, CARACTERISATION, WISE EN PLACE ET PROBLEMES MECANIQUES ASSOCIES			
I.1 E EXTENSION 2	LABORATION D'UNE COUPE VERTICALE «FIGEE» DE LA CROUTE CONTINEN 4	JTALE EN		
<i>I.1.1</i> I.1.1.1	Morphologie des dômes métamorphiques et structures associées Les données d'observation directe			
I.I.1.2 I.I.2 I.1.2	 Relation entre détachement et transition fragile-ductile Définition de la transition fragile-ductile 			
	Définition mécanique : tracé des enveloppes rhéologiques Facteurs influençant la profondeur de la transition fragile-ductile			
I.1.2.2 en cisail	Signification rhéologique du détachement Première hypothèse : le détachement correspond à une transition fragile-ductile fossile : l llement pur (ou modèles de décollement)			
alternati	Deuxième hypothèse : le détachement ne correspond pas à la transition fragile-ductile: l	es modèles 31		
I.2 E	EXHUMATION DES DOMES METAMORPHIQUES : CONTEXTE ET MODELES			
1.2.1	Le contexte géodynamique responsable de l'exhumation des MCC			
1.2.2	Les modèles d'exhumation des dômes métamorphiques :			
1.2.2.1	Modele du mega-boudinage			
1.2.2.2	Modeles conceptuels d'initiation du detachement à faible pendage			
	Les arguments :			
1223	Modèle concentuel d'initiation du détachement à fort nendage			
1.2.2.5	I es arguments :			
	Le modèle du « rolling-hinge » :			
I.2.2.4	Modèles numériques d'exhumation des dômes			
I.3 P	ROBLEMES MECANIQUES ASSOCIES A L'EXHUMATION :			
I.3.1	Le jeu de failles à faible pendage			
I.3.1.1	Rotation locale des contraintes	46		
I.3.1.2	Intervention de la pression de fluides	47		
I.3.2	<i>L'initiation des bandes de cisaillement crustales : le problème des facteurs loca</i>	alisants 50		
I.3.2.1	La température	50		
I.3.2.2	La recristallisation dynamique	50		
I.3.2.3	Les réactions métamorphiques			
1.4 Q	UE DIRE DU ROLE DES FLUIDES ?			
1.4.1	Mise en évidence de circulations de fluides dans la croûte			
1.4.2	Influence des fluides sur la structure rhéologique de la croûte			
1.4.3	Circulation de fluides et mise en place d'un détachement crustal			
1.4.3.1	Definitions de la permeabilité et de la porosité			
1.4.5.2 1.4.2.2	Utadient de pression de futides dans la croute continentale			
I.4.3.5 I 4 3 4	Modèle conceptuel de circulation de fluides au mur d'un détachement			
I.5 C	DEJECTIFS DU TRAVAIL ET PRESENTATION D'ENSEMBLE			
II. LA M	ER EGEE, UN ENSEMBLE PROPICE A L'ETUDE D'UNE COUPE COMPI	LETE DE		
LA CROUTE CO	NTINENTALE EN EXTENSION	61		
П1 Г	Déformation récente en Mer Egée	64		
	<i>1 Sismicité et failles actives</i>			

		II.1.2	Données GPS	66
		II.1.3	Epaisseur crustale	67
	II.2	Ep	ISODE COMPRESSIF EOCENE ET FORMATION DE L'OROGENE	69
		II.2.1	Empilement des nappes	69
		II.2.2	Cinématique associée à la phase compressive	72
	II.3	Ex	TENSION ET EXHUMATION DES DOMES METAMORPHIQUES	73
		II.3.1	Caractérisation des dômes métamorphiques égéens et modèle conceptuel d'exhum	ation.
				73
	II.	3.1.1	Les MCC égéens :	73
	II.	3.1.2	Extension syn-orogénique versus extension post-orogénique	77
		II.3.2	Etude des structures égéennes : vers un modèle cinématique	78
	II.	3.2.1	Indices cinématiques liés à l'extension	78
			Données relatives à l'extension oligo-miocène de la croûte inférieure	78
			Données relatives à l'extension du manteau lithosphérique	80
			Données relatives à l'extension miocène à actuelle de la croûte supérieure	81
			Lien entre déformation des croûtes supérieure et inférieure miocènes	82
			Lien entre déformation de l'ensemble croûte inférieure/manteau lithosphérique et croûte sur	périeure
	ac	tuelle		82
	II.	3.2.2	Datation des paragenèses égéennes et déplacement de l'extension active au cours du temp	ps 84
	II.	3.2.3	Causes de l'extension	86
	II.4	LA	MER EGEE, UN CONTEXTE FAVORABLE A L'ETUDE D'UNE COUPE COMPLETE DE LA C	ROUTE
CONT	TINEN.	TALE EI	N EXTENSION	89

III. DU DUCTILE AU CASSANT, EVOLUTION ET LOCALISATION DE LA DEFORMATION LE LONG D'UN DETACHEMENT CRUSTAL (TINOS, CYCLADES, GRECE) 93

III.1 Les pré requis	
III.1.1 Déformation ductile versus déformation cassante	
III.1.2 Détermination du tenseur des contraintes pour l'analyse des contrainte	es agissant en
domaine cassant	
III.2 ARTICLE 1 : FROM DUCTILE TO BRITTLE: EVOLUTION AND LOCALIZATION OF	DEFORMATION
BELOW A CRUSTAL DETACHMENT (TINOS, CYCLADES, GREECE)	
III.2.1 Introduction	
III.2.2 Geological setting of Tinos Island	
III.2.3 Field evidence for a continuum of strain during exhumation	
III.2.3.1 Ductile structures	
III.2.3.2 Cataclasites	
III.2.3.3 Veins	
V2 veins:	
V3 veins:	
III.2.3.4 Faults	
Overall geometry of the fault network	
Pattern of shallow-dipping faults and association with vertical arrays of veins	
III 2 3 5 Conclusion	
III 2.4 Interpretation of field data: development of ductile and brittle stru	ictures during
localization of deformation	118 <i>118</i>
III 2 4 1 Boudinage the first localizing factor of ductile deformation	
III 2.4.2 Development of brittle extensional structures	118
Initiation of normal faults by reactivation of pre-existing planar anisotropies	
New formation of normal faults in Tinos and Andersonian's mechanics: insights f	from paleostress
reconstructions	
Implication for the initiation of normal faults	
III.2.5 Discussion and conclusion: ductile to brittle transition and progressive	localization of
deformation along the Tinos crustal detachment.	125
III.3 REMARQUES COMPLÉMENTAIRES	
III.3.1 Les principales conclusions	
III.3.2 Modélisation de la formation des failles plates par rotation du champ	de contraintes
dans la croûte cassante	
III.3.2.1 Les premiers modèles	135
III.3.2.2 Les objections	
III.3.2.3 Rôle attribué aux fluides dans ces modèles	

III 3 2 4	Synthèse	144
<i>III.3.3</i>	Modélisation d'un comportement visco-frictionnel à la transition fragile-	ductile et
conséquences		145
III.3.3.1	Les cataclasites, témoins macroscopiques d'un comportement mixte « ductile-cassant	»
III.3.3.2	Modèle microscopique d'une rhéologie visco-frictionnelle à la TFD	
III.3.3.3	Synthèse	
IV. QUAN	FIFICATION DE LA CONTRAINTE CISAILLANTE ET DU TA	UX DE
DEFORMATION D	VUNE ZONE DE CISAILLEMENT CRUSTALE. EVOLUTION ET N	IISE EN
PLACE DE LA DEF	ORMATION CASSANTE	149
IV.1.1	ARTICLE 2: Stress-strain history of a midcrustal shear zone and the onset	of brittle
deformation infe	rred from quartz recrystallized grain size	
J IV.1.2	Introduction	155
IV.1.3	Microphysical model	
IV.1.3.1	Recrystallized grain size piezometer	
IV.1.3.2	Quantification of the strain rate and the temperature	156
IV.1.4	The Tinos Island extensional shear zone	157
IV.1.4.1	Geological setting: PT conditions and timing for shear zone formation	157
IV.1.4.2	Selected quartz piezometer and flow law for the Tinos shear zone	158
IV.1.5	Grain size evolution across a microscopic shear band. Stress history of duc	tile strain
localisation		162
IV.1.5.1	Decrease of recrystallized grain size with increasing strain	
IV.1.5.2	Recrystallized grain size memory	
IV.1.6	Grain size evolution within the Tinos shear zone: mechanism of the formatio	on of mid-
crustal shear zoi	ne and detachment fault	
IV.1.6.1	Recrystallized grain size evolution	
IV.1.6.2	Shear stress, strain rate and temperature evolution	
IV.1.6.3	Validation of the proposed method for the quantification of stress, strain rate and tem	perature
C	omparison of the estimated strain rates with the exhumation rate	
C	omparison of the estimated temperature variation with PT path	
	omparison with the evolution of phengitic substitution	
IV.1./	Discussion	
IV.1.8	Concluding remarks	
IV.2 REM	ARQUES COMPLEMENTAIRES	176
TDOISIEMI	F DADTIE, DOI E DES ELHIDES DANS LA DEEODMATION A LA TDAN	NGITION
FRAGILE-DUCTIL	E PARTIE: ROLE DES FLUIDES DANS LA DEFORMATION A LA TRAI E	
V DE L'IN	ITIATION DE LA DEFORMATION DUCTILE À LA MISE EN PLACE	E DE LA
DEFORMATION C	ASSANTE VERS UNE COUPE SCHEMATIOUE DVNAMIOUE DE LA (ROUTE
CONTINENTALE E	XTENSIVE	181
V.1 ART	TICLE 3: STRUCTURAL EVOLUTION OF ANDROS ISLAND (CYCLADES, GREECE):	A KEY TO
THE BEHAVIOUR OF	A (FLAT) DETACHMENT WITHIN AN EXTENDING CONTINENTAL CRUST	184
V.1.1	Introduction and scope of the study	
V.1.2	Structural setting of Andros Island	190
V.1.2.1	Previous studies	190
V.1.2.2	Andros as a Metamorphic Core Complex	192
V.1.2.3	The detachment	192
V.1.2.4	The Makrotantalon unit	
V.1.3	Structures in the footwall of the detachment	196
V.1.3.1	From blueschist to greenschist facies deformation	
V.1.3.2	Greenschist finite deformation	
V.1.3.3	Greenschist retrogression and associated ductile features	

Interpretation of field data and discussion: evolution of structures from ductile to brittle

V.1.3.2 V.1.3.3 V.1.3.4

V.1.3.5

V.1.4.1

V.1.4

I	Role of the lithological contrast in the localization process	
V.1.4.2	At the island-scale	
V.1.5	Comparison with Tinos Island	
<i>V.1.6</i>	Toward a complete section of an extending continental crust	
VI. INTER	ACTION FLUIDE ROCHE ET LOCALISATION DE LA DEFO	RMATION DANS
LA CROUTE MOY	ENNE	
VI.I AK	TICLE 4: MODELLING STRAIN LOCALIZATION BY FLUID-ROCK INTERAC	TION IN THE MIDDLE
CRUST		
V1.1.1	Introduction	
VI.1.2	Rheological model	
VI.1.2.1	Step 1: Fracturing and instantaneous fluid influx	
VI.1.2.2	Step 2: Transient fluid-rock interaction	
VI.1.2.3	Rheological envelops	
VI.1.3	1D simple shear modelling	
VI.1.3.1	Model set up and boundary conditions	
VI.1.3.2	Results	
Ι	ower crustal shear stress evolution with time	
S	train localization	
I	arametric study: fluid-rock interaction kinetics as limiting factor	
VI.1.4	CONCLUDING DISCUSSION	
SYNTHESH	2	
BIBLIOGR	APHIE	
ANNEXES		

INTRODUCTION

L'étude détaillée de l'extension post-orogénique a historiquement débuté par les travaux effectués dans la province des Basin and Range dans les années 80 (Coney and Harms, 1984; Crittenden et al., 1980; Lister and Davis, 1989; Miller et al., 1983; Wernicke, 1981; Wernicke, 1992; Wernicke, 1995). Des études y ont été menées sur des structures caractérisées par la superposition, de part et d'autre d'une faille normale à faible pendage, de deux unités structurales distinctes, l'une ayant subi un métamorphisme tertiaire significatif, l'autre pas : les dômes métamorphiques extensifs (ou Metamorphic Core Complex-MCC). Au vu des données pétrologiques et structurales récoltées, les unités inférieures de ces dômes ont rapidement été interprétées comme autant de portions de croûte inférieure portées en surface grâce au contexte extensif. Le nom de détachements a été attribué aux failles normales à faible pendage à la faveur desquelles ces roches sont exhumées. Depuis les premiers travaux, de nombreux dômes métamorphiques ont été mis en évidence dans plusieurs régions du globe, et notamment en Mer Egée (Avigad and Garfunkel, 1989; Gautier and Brun, 1994; Gautier et al., 1993; Jolivet et al., 1994; Jolivet and Patriat, 1999; Lister et al., 1984; Sorel, 2000).

L'étude de ces structures a permis l'élaboration d'une coupe verticale figée, pendant un temps assez consensuelle, de la croûte continentale en extension. Celle-ci est caractérisée, dans sa partie supérieure, par des failles normales à fort pendage (Jackson, 1987; Jackson and White, 1989) et dans sa partie inférieure, par des bandes de cisaillement d'échelle crustale. Ces structures sont séparées, au niveau de la transition fragile-ductile, par les détachements.

Si la coupe figée de la croûte semble aujourd'hui admise par la majorité des équipes, il n'en va pas de même concernant le mode d'exhumation des roches de la croûte inférieure. Ces roches, initialement situées en domaine ductile, sont portées en surface grâce au contexte extensif. Au cours de l'exhumation, elles franchissent la transition fragile-ductile : aux premières structures ductiles enregistrées succèdent donc les structures cassantes caractéristiques de la croûte supérieure. Le processus d'exhumation s'accompagne donc d'une localisation progressive de la déformation depuis les premiers stades ductiles non localisés jusqu'à la mise en place ultime du détachement, structure localisée le long d'un plan unique. Plusieurs modèles d'exhumation ont été proposés ces trente dernières années, s'opposant fondamentalement sur le rôle à accorder au détachement (c'est-à-dire à la faille normale à faible pendage) dans le processus d'exhumation et à la façon dont il se met en place. L'un d'entre eux a particulièrement retenu notre attention : le modèle de la bande de cisaillement évolutive (Davis et al., 1983; Lister and Davis, 1989). Développé d'après les observations effectuées dans la province des Basin and Range, il semble attractif en ce qu'il propose, pour la première fois, une exhumation non pas uniquement assurée par des structures cassantes de type failles (et notamment le détachement), mais également par les bandes de cisaillement d'échelle crustale. Le détachement n'est plus ici vu comme la cause de l'exhumation, mais comme sa conséquence. L'un des premiers objectifs de ce travail a consisté à tester ce modèle conceptuel sur les dômes égéens.

Ce modèle conceptuel, s'il semble attractif, pose deux problèmes majeurs : l'un de nature mécanique, et l'autre lié à l'intervention des fluides dans la déformation.

Il ne résout en effet pas les problèmes mécaniques liés à la localisation progressive de la déformation, et sur lesquelles se heurtent les équipes depuis de nombreuses années. Ces problèmes sont au nombre de deux : (1) Comment expliquer la localisation initiale de la déformation ductile dans la croûte inférieure ? (2) Comment expliquer la mise en place du détachement, faille normale dont la faiblesse du pendage semble *a priori* violer les lois de la mécanique andersonienne ?

Outre les problèmes mécaniques qu'il soulève, le modèle de la bande de cisaillement évolutive ne prend pas en compte l'intervention des fluides dans la déformation. Les zones de cisaillement crustales sont pourtant reconnues comme étant le lieu privilégié de circulations de fluides à grande échelle. Il existe, concernant les infiltrations de fluides aux abords de la transition fragile-ductile, un réel paradoxe entre les modèles théoriques, qui décrivent la transition fragile-ductile comme une barrière de perméabilité difficilement franchissable (Bailey, 1994; Yardley and Valley, 1994), et les données de terrain qui attestent de l'infiltration transitoire de fluides surfaciques à ces profondeurs (Famin, 2003). Deux questions majeures se posent concernant ces fluides : (1) Quelle modalité structurale permet l'infiltration de ces fluides, même si elle n'est que transitoire, jusqu'à la transition fragileductile ? (2) Quel rôle exact jouent ces fluides dans la mise en place de la bande de cisaillement évolutive ?

C'est à cet ensemble de questions que nous avons tenté de répondre dans ce travail de thèse. Le but ultime était de parvenir à un modèle conceptuel le plus complet possible de formation des dômes métamorphiques extensifs ; modèle qui propose une réponse aux problèmes mécaniques évoqués plus haut, mais qui tienne également compte de la présence de fluides à la transition cassant-ductile.

Les problématiques de la localisation de la déformation et du rôle des fluides, bien que liées (il est peu probable que l'infiltration de fluides à la transition fragile-ductile n'aie aucune conséquence sur la façon dont se localisent les structures ; a contrario, la localisation de la déformation risque de modifier la façon dont circulent ces fluides) ont requis des méthodes d'approche variées. Ce travail a en effet allié à une approche de terrain, une approche numérique.

L'ensemble des données de terrain a été collecté sur les îles de Tinos et Andros, situées au nord des Cyclades, en Mer Egée. Notre choix s'est portée sur ces deux îles car elles appartiennent toutes deux à une coupe NW/SE du domaine égéen le long de laquelle est enregistré une gradient d'extension : il y avait donc de fortes chances pour qu'elles aient enregistré des étapes différentes de la déformation. Une étude détaillée de structures ductiles et cassantes de chacune des deux îles a été effectuée. La comparaison des résultats obtenus sur chacune des îles nous a non seulement permis de valider le modèle de la bande de cisaillement évolutive, mais également d'y apporter des précisions importantes, notamment concernant les modalités d'infiltration des fluides aux profondeurs de la transition fragile-ductile.

Une fois mise en évidence la façon dont les fluides peuvent s'infiltrer jusqu'à la TFD, une étude numérique complémentaire a été menée pour tenter de clarifier leur rôle dans la localisation de la déformation à la transition fragile-ductile. Nous avons utilisé le code SARPP (Leroy and Gueydan, 2003) afin de tester la faisabilité de la localisation d'une bande de cisaillement crustale grâce à l'intervention des fluides par l'intermédiaire d'une réaction adoucissante.

Un modèle complet d'exhumation des roches intégrant les données de terrain et les résultats numériques a finalement pu être proposé à l'issue de ce travail.

Ce manuscrit s'organise en trois parties distinctes, chacune constituée de deux chapitres.

La première d'entre elle, intitulée « **Exhumation des dômes métamorphiques extensifs et problèmes mécaniques associés** » traite exclusivement de la bibliographie relative aux dômes extensifs. Le premier chapitre concerne les découvertes historiques faites sur la province des Basin and Range, des problèmes mécaniques associés à leur mise en place et des modèles proposés en réponse. Il nous a semblé nécessaire, dans un second chapitre, de faire une présentation détaillée du contexte géodynamique du domaine égéen, attendu que les études de terrain menées lors de ce travail ont porté sur deux îles situées au cœur de l'Egée.

Le travail de recherche à proprement parler s'est organisé autour des deux axes évoqués plus haut.

La seconde partie, intitulée « **Structuration d'un détachement crustal** » traite de la mise en place d'un modèle dynamique d'exhumation des structures, depuis la déformation ductile jusqu'à la déformation cassante. Une étude complète a été menée sur l'île de Tinos et fait l'objet des deux articles constituant les deux chapitres de cette partie.

Le premier : « From ductile to brittle: Evolution and localization of deformation below a crustal detachment (Tinos, Cyclades, Greece) », paru dans le revue Tectonics, valide le schéma conceptuel de la bande de cisaillement crustal tout en proposant une réflexion approfondie sur les problèmes mécaniques liés à la mise en place et au jeu des failles normales à faible pendage.

Le second : « Stress-strain rate history of a mid-crustal shear zone and the onset of brittle deformation inferred from quartz recrystallized grain size », paru dans un numéro spécial de la Société Géologique de Londres, tente de caractériser la structuration d'un point de vue quantitatif par une évaluation des contraintes et taux de déformation ayant prévalu lors de la mise en place du détachement. Pour ce faire, nous avons utilisé la méthode des paleopiézomètres et l'avons appliquée à la taille du grain recristallisé de quartz le long d'un transect perpendiculaire au détachement.

La troisième partie, intitulée « **Rôle des fluides dans la déformation à la transition fragile-ductile** » est elle aussi constituée de deux chapitres, également construits autour de deux articles soumis.

Le premier des deux : « Structural evolution of Andros Island (Cyclades, Greece): a key to the behaviour of a (flat) detachment within an extending continental crust », soumis pour une publication spéciale de la société géologique de Londres, est une étude de terrain menée sur l'île d'Andros. Cette étude avait deux buts : compléter les données acquises sur Tinos et entreprendre une comparaison afin de compléter le schéma dynamique de la croûte continentale en extension, mais aussi clarifier les modalités structurales de transport de ces fluides au toit de cette croûte ductile, dont tous les modèles conceptuels font une zone à très faible perméabilité.

Dans un second temps, nous avons tenté de tester numériquement l'influence des fluides sur la localisation de la déformation. Nous avons pour cela utilisé la même méthode que Gueydan et al., 2004. Une nouvelle rhéologie a été proposée pour le code SARPP, qui prend en compte l'intervention des fluides dans une réaction adoucissante à la transition fragile-ductile. Cette étude fait l'objet du dernier article de cette thèse : « Modelling strain localization by fluid-rock interaction in the middle crust ».

EXTENDED ABSTRACT

The detailed study of postorogenic extension historically began in the 80's with field studies in the Basin and Range Province (Coney and Harms, 1984; Crittenden et al., 1980; Lister and Davis, 1989; Miller et al., 1983; Wernicke, 1981; Wernicke, 1992; Wernicke, 1995). Studies were conducted on structures characterized by the superposition, on both sides of a shallow-dipping normal fault, of two distinct structural units, the footwall displaying a significant tertiary metamorphism absent in the hangingwall: the Metamorphic Core Complexes (MCC). By taking into account petrological and structural data, the lower units of the MCCs have early been interpreted as parts of the lower crust exhumed in an extensional context. The low-angle normal faults allowing the exhumation of deep crustal units were named "detachments". Since these first studies, numerous MCCs have been identified in several regions of the Earth, notably in the Aegean Sea (Avigad and Garfunkel, 1989; Gautier and Brun, 1994; Gautier et al., 1993; Jolivet et al., 1994; Jolivet and Patriat, 1999; Lister et al., 1984; Sorel, 2000).

The study of the MCCs permitted to propose a frozen vertical cross-section, consensually admitted for many years, of the extending continental crust. It is characterized, in its upper part, by the onset of steeply-dipping normal faults (Jackson, 1987; Jackson and White, 1989) and in its lower part, by the presence of crustal-scale shear bands. These structures are separated by the detachments near the brittle-ductile transition zone.

If this frozen cross-section of the extending continental crust seems to be generally admitted, there is no consensus on the exhumation mechanism of lower crustal units . During their way back to the surface, these rock units pass through the brittle-ductile transitio: brittle structures characteristic of the upper crust superimpose on ductile ones. The exhumation process thus corresponds to a progressive localisation of deformation, from the first unlocalized ductile features toward the ultimate localisation of deformation along a single plane: the detachment. Several models of exhumation have been proposed during the last thirty years, characterized by different roles given to the detachment (that is the shallowdipping normal fault) in the exhumation process and by different mechanisms of formation of these detachments. One of these models particularly caught our attention: the evolutive shear band model (Davis et al., 1983; Lister and Davis, 1989), developed after observations made in the Basin and Range Province. The authors propose, for the first time, that exhumation is not only due to deformation along brittle structures such as faults (and notably the detachment), but is a consequence of deformation along a crustal-scale shear band too. The detachment is no longer seen as the cause of extension, but as its consequence. One of the first aims of this work consisted in testing this model on the Aegean MCCs.

This conceptual model, even though attractive, poses two main problems: the first one of mechanical order, the second one linked to the role of fluids in the deformation process.

Indeed, this model does not solve the mechanical problems linked to the progressive localisation of deformation: (1) what is the cause of the initial localisation of ductile deformation in the lower crust? (2) why are detachments shallow-dipping, which *a priori* contradicts the laws of the andersonian mechanics?

Furthermore, the evolutive shear band model does not take into account the role of fluids in deformation. Nethertheless, crustal-scale shear bands are known to be privileged

channels of intense large-scale fluid circulations. Concerning fluid circulations, there is a real paradox between theoritical models describing the brittle-ductile transition zone as a strong permeability barrier (Bailey, 1994; Yardley and Valley, 1994) and field data attesting for transient meteoric fluid fluxes at these depths (Famin, 2003). Two main questions can be posed: (1) What is the structural way for surfacic fluids seeping into the depths of the brittle-ductile transition zone, even if transiently? (2) What is their role in the onset of the evolutive shear band?

We will try to answer all these questions in this work, the ultimate aim being to propose a new conceptual model of the exhumation of the MCCs. This model aims at answering the mechanical problems mentionned above and takes into account the presence of fluids at the brittle-ductile transition.

The two problems of localization of deformation and of the role of fluids, even if linked (the infiltration of fluids at the brittle-ductile transition will have consequences on the way structures localize and the localization of deformation will probably modify the way fluids circulate), require different approaches. This work is based on field studies as well as on numerical modelling.

The field data have been collected on the islands of Tinos and Andros situated in the northern part of the Cyclades (Aegean Sea). Both islands belong to the same NW/SE section across the Aegean domain. This section recorded an extensional gradient: the two islands should thus have registered different steps of deformation. We made a detailed study of the ductile and brittle structures of the two islands. A comparison of the results obtained on the two islands allowed us to validate the evolutive shear band model and to describe the evolution of structures across the ductile-to-brittle transition emphasizing the role of boudinage in the localisation process, and to give some precisions concerning the way fluids infiltrate the brittle-ductile transition zone.

In a second stage, a complementary numerical study was made to clarify their role in the localisation of deformation at the brittle-ductile transition zone. We used the code SARPP (Leroy and Gueydan, 2003) to test the ability of fluids involved in a softening reaction to localise a crustal-scale shear band at midcrustal depths.

At the end of this work, a complete model of exhumation of the rocks of the lower crust has been proposed, integrating field data and numerical results.

This manuscript is divided into three main parts:

The first one, entitled « **Exhumation des dômes métamorphiques extensifs et problèmes mécaniques associés** » exclusively deals with the bibliography related to MCCs. The first chapter deals with historical studies on the MCCs of the Basin and Range Province, the mechanical problems associated with their formation and the models answering these problems. It seemed necessary, in a second chapter, to make a detailed presentation of the geodynamical context of the Aegean domain, because the field studies proposed in this work have been made on two Aegean islands.

The second part of the manuscript, entitled « **Structuration d'un détachement crustal** », deals with the building of a dynamical model of exhumation of structures, from the ductile deformation until the brittle one. A complete study has been made on Tinos Island and is the subject of two articles corresponding to the two chapters included in this section.

The first one: « From ductile to brittle: Evolution and localization of deformation below a crustal detachment (Tinos, Cyclades, Greece) », published in Tectonics, validates the conceptual model of the evolutive shear band and proposes a basic reflection on the mechanical problems linked to the onset and movement along shallow-dipping normal faults.

The second one: « Stress-strain rate history of a mid-crustal shear zone and the onset of brittle deformation inferred from quartz recrystallized grain size », published in a special publication of the Geological Society of London, try to quantitatively characterize the onset of a detachment by evaluating the spatial and temporal evolution of paleostresses and strain rates along it. We used paleopiezometers and applied them to the recrystallized grain size of quartz along a transect perpendicular to the detachment of Tinos Island.

The third part of the manuscript, entitled « **Rôle des fluides dans la déformation à la transition fragile-ductile** » is composed of two chapters, corresponding to two submitted articles.

The first one, « Structural evolution of Andros Island (Cyclades, Greece): a key to the behaviour of a (flat) detachment within an extending continental crust », submitted to a special publication of the Geological Society of London, deals with a field study made on Andros Island. This study had two aims: (1) to complete the data collected on Tinos Island and to compare them to each other, in order to propose a dynamical scheme of the continental extending crust as precise as possible, (2) to clarify the structural way fluid may circulate on the top of the ductile crust, which is theorically considered as a very low permeability region.

In a second step, we tried to numerically test the role of fluids on the localization of deformation. We used the method of Gueydan et al., 2004, and proposed a new rheology for the code SARPP, which takes into account, via a softening reaction, the role of fluids at the brittle-ductile transition zone. This study constitutes the last article of this thesis: « Modelling strain localization by fluid-rock interaction in the middle crust ».

PREMIERE PARTIE : EXHUMATION DES DOMES METAMORPHIQUES EXTENSIFS ET PROBLEMES MECANIQUES ASSOCIES

I LES DOMES METAMORPHIQUES EXTENSIFS : CONTEXTE, CARACTERISATION, MISE EN PLACE ET PROBLEMES MECANIQUES ASSOCIES

I.1	ELABORATION D'UNE COUPE VERTICALE «FIGEE» DE LA CROUTE CONTINENTALE	EN
EXTENSION	24	
	I.1.1 Morphologie des dômes métamorphiques et structures associées	. 24
I.1	1.1 Les données d'observation directe	24
I.1	1.2 Les données géophysiques :	26
	<i>I.1.2 Relation entre détachement et transition fragile-ductile</i>	. 27
I.1	2.1 Définition de la transition fragile-ductile	27
	Définition mécanique : tracé des enveloppes rhéologiques	27
	Facteurs influençant la profondeur de la transition fragile-ductile	29
I.1	2.2 Signification rhéologique du détachement	30
	Première hypothèse : le détachement correspond à une transition fragile-ductile fossile : les mod	lèles
en	cisaillement pur (ou modèles de décollement)	30
	Deuxième hypothèse : le détachement ne correspond pas à la transition fragile-ductile: les mod	lèles
al	ernatifs	31
1.2	EXHUMATION DES DOMES METAMORPHIQUES : CONTEXTE ET MODELES	. 31
	1.2.1 Le contexte géodynamique responsable de l'exhumation des MCC	. 31
	<i>I.2.2 Les modèles d'exhumation des dômes métamorphiques :</i>	. 33
I.2	2.1 Modèle du méga-boudinage	35
I.2	2.2 Modèles conceptuels d'initiation du détachement à faible pendage	36
	Les arguments :	36
	Les modèles :	37
1.2	2.3 Modèle conceptuel d'initiation du détachement à fort pendage	38
	Les arguments :	38
1.2	Le modele du « rolling-hinge » :	39
1.2	2.4 Modeles numeriques a exnumation des domes	40
1.5	PROBLEMES MECANIQUES ASSOCIES A L EXHUMATION :	. 46
1.2	1.3.1 Le jeu de failles à faible pendage	. 40
1.3	1.1 Rotation locale des contraintes	46
1.3	1.2 Intervention de la pression de fluides	4/
1.2	1.5.2 L'initiation des bandes de cisalitément crustales : le problème des facteurs localisant.	\$ 50
1.3	2.1 La temperature	50
1.5	2.2 La recristation dynamique	50
1.3 I 4	2.5 Les reactions inclainorphiques	50
1.4	QUE DIKE DU KOLE DES FLUIDES ?	. 32
	1.4.1 Mise en evidence de circulations de julides dans la croute	. 32
	1.4.2 Influence aes fluides sur la structure rheologique de la croute	. 32
• •	1.4.3 Circulation de fluides et mise en place d'un détachement crustal	. 54
1.4	3.1 Definitions de la perméabilité et de la porosité	54
1.4	5.2 Gradient de pression de fluides dans la croute continentale	54
1.4	5.5 Les modèles de permeabilité	55
1.4	5.4 Nodele conceptuel de circulation de liuides au mur d'un detachement	30
1.5	OBJECTIFS DU TRAVAIL ET PRESENTATION D'ENSEMBLE	. 38

Ce chapitre a pour vocation de présenter de façon synthétique les travaux historiques effectués sur les dômes métamorphiques extensifs, depuis leur caractérisation à partir de travaux de terrain ou de données géophysiques jusqu'aux tentatives de modélisation de leur évolution dans le temps.

Nous nous sommes concentrés ici sur la province des Basin and Range puisque c'est là que les premiers dômes y ont été historiquement mis en évidence. De nombreux travaux ont été effectués depuis dans d'autres parties du monde, et notamment en Egée, qui ont grandement contribué à faire avancer la compréhension que nous avons de la structure de la croûte continentale en extension. Nos travaux ayant porté sur les dômes métamorphiques des îles de Tinos et d'Andros (Cyclades, Grèce), il nous a paru judicieux de consacrer un chapitre à part entière au domaine égéen et aux travaux qui s'y rapportent (chapitre 2).

I.1 Elaboration d'une coupe verticale « figée » de la croûte continentale en extension

I.1.1 Morphologie des dômes métamorphiques et structures associées

I.1.1.1 Les données d'observation directe

Les dômes métamorphiques extensifs (ou Metamorphic Core Complexes) ont pour la première fois été décrits dans les années 70 dans la province des Basin and Range (Ouest des Etats-Unis). Les premières définitions qui en sont données font état de structures à fort relief topographique formées en contexte extensif et composées de quatre éléments : (1) un **noyau** (« core ») tantôt composé de roches de type granodiorites mylonitisées parfois associées à des schistes mylonitiques, tantôt composé de **méta**sédiments cataclastiques, (2) une **carapace métamorphisée** en facies schistes verts à amphibolites, (3) une **zone de décollement** faiblement pentée caractérisée par des brèches cataclastiques, (4) une **couverture** non ou peu métamorphisée (Figure I-1).



Figure I-1 Coupe schématique illustrant la succession stratigraphique des composantes d'un dôme métamorphique extensif. (Davis, 1980; Davis and Coney, 1979)

Noyau et carapace sont affectés par une déformation ductile intense, notamment caractérisée par une foliation revêtant la forme d'un dôme, une linéation d'étirement très régulière, des plis en fourreaux, des bandes de cisaillement d'échelles variées, des boudins et de nombreux plis.

Les dômes métamorphiques sont en outre caractérisés par une évolution de la déformation depuis le ductile vers le cassant (Davis, 1983; Malavieille, 1993; Wernicke, 1981). Alors que les roches du noyau et de la carapace se déforment majoritairement de façon ductile, la zone de décollement est caractérisée par une brèche cataclastique surmontée d'une faille à faible pendage. Le saut de métamorphisme de part et d'autre du détachement traduit le caractère extensif du contact et les nombreux critères de sens de cisaillement associés indiquent le sens de déplacement le long du détachement. La couverture, quant à elle, est affectée par des failles normales à fort pendage (Figure I-2).



Fig. 6. Synthetic block diagram showing the different structures associated with extensional shear zones: 1, foliated rocks with extensional shear bands (C' planes); 2, small-scale normal shear zones; 3, synkinematic granite bodies or sills, mylonitized and boudinaged; 4, stretching and mineral lineations; 5, extensional crenulation clivage; 6, boudinage at different scales; 7, shear criteria (rolling structures); 8, sheath folds in zones of high shear strain; 9, folds with axes parallel to stretching lineations which may develop at a large scale; 10, tight folds with subhorizontal axial planes, which develop in rock with strong anisotropy, during the late ductile stages of deformation, refolding mylonitic foliation; 11, slickensides on brittle detachment surfaces; 12, cataclastic breccia. - Structures in sediments associated with basin formation; 13, fractured pebbles, stretched and striated ; 14, low-angle decollements in weak layer ; 15, high-angle brittle faults; 16, stretched layers; 17, synsedimentary hydroplastic faults; 18, gravity folding.

Figure I-2 : Bloc diagramme synthétique résumant l'ensemble des structures ductiles et cassantes affectant l'unité inférieure des dômes métamorphiques extensifs (d'après Malavieille, 1993). Le code couleur fait référence au vocabulaire descriptif historique des dômes métamorphiques.

Dès la fin des années 80, la structure des dômes métamorphiques extensifs est donc bien définie. Les dômes sont considérés comme résultant de la superposition de deux unités structurales majeures. La déformation et le métamorphisme du noyau et de la carapace (unité inférieure ou mur du détachement) sont interprétés comme caractéristiques de la croûte inférieure tandis que ceux de la couverture (unité supérieure ou toit du détachement) semblent être représentatifs de la croûte supérieure. Unités inférieure et supérieure sont séparées par une zone de cisaillement intense surmontée par une faille normale à faible pendage : **la faille de détachement.** C'est ce contact que, par commodité de langage, nous appellerons détachement dans la suite de ce travail.

L'observation directe des dômes métamorphiques, bien qu'elle donne une idée de la répartition spatiale des structures sur une horizontale, ne suffit pas à l'élaboration d'une coupe verticale de la croûte continentale. Il fallait tenter d'imager les structures profondes sous les grands ensembles extensifs de la province. Plusieurs campagnes sismiques ont alors été menées à cette fin (Allmendinger et al., 1983; Gans et al., 1985; Hauser et al., 1984; Klemperer et al., 1986; McCarthy, 1986).

Unité supérieure

Unité inférieure

Carapace

Novau

Couverture sédimentai

I.1.1.2 Les données géophysiques :

C'est en particulier grâce au programme COCORP qu'il a été possible d'imager pour la première fois la structure de la croûte sous les Basin and Range. L'analyse de profils de réflexion sismique dans la région du dôme du Sevier Desert a permis la mise en évidence d'un réflecteur faiblement penté (environ 12°) interprété comme la trace du détachement observé à l'affleurement (Allmendinger et al., 1983). Ce réflecteur s'enracine à environ 20km de profondeur.

Une coupe crustale synthétique sous la région du « Great Basin » est proposée en Figure I-3 (Gans, 1987). La prolongation en profondeur du détachement y est reportée. De nombreuses failles normales à fort pendage viennent s'enraciner sur le réflecteur faiblement penté. La disposition horizontale constante des réflecteurs sous les Basin and Range a amené les auteurs à conclure à un Moho plat sous l'ensemble de la région. L'épaisseur crustale actuelle y est estimée à 30km environ.



Figure I-3 : Extrait de la carte géologique du « Great Basin » (limite entre Utah et Nevada) et coupe crustale synthétique associée, élaborée d'après interprétation de profils de réflexion sismique profonde COCORP (Gans, 1987).

En résumé : Un schéma de croûte continentale en extension commence donc à voir le jour à la fin de années 80, grâce à l'utilisation couplée d'outils géophysiques et d'observations de terrain directes. Cette croûte, dont l'épaisseur est d'environ 30 km, est caractérisée, dans sa partie supérieure, par des failles normales à fort pendage (Jackson and White, 1989) et dans sa partie inférieure, par une déformation ductile intense dont témoignent les roches du mur des détachements. Ces structures sont séparées par des failles normales à faible pendage, les détachements, qui semblent s'enraciner relativement profondément dans la croûte. C'est à la faveur de ce contact que les roches de la croûte inférieure sont remontées en surface.

Si les auteurs s'accordent sur le schéma global de la croûte continentale en extension à l'état fini, la reconstitution de l'évolution spatio-temporelle du système est soumise à controverse. On touche ici au problème du mode d'exhumation des roches de l'unité inférieure. Plusieurs schémas conceptuels s'opposent depuis plus de 20 ans. La controverse porte sur plusieurs points. Le premier concerne la signification de la transition fragile-ductile

et son rapport aux détachements, le second porte sur l'initiation des détachements et les problèmes mécaniques associés.

I.1.2 Relation entre détachement et transition fragile-ductile

Afin de discuter des problèmes liés au rapport entre transition fragile-ductile et détachement, il convient de faire un bref rappel sur la notion de transition fragile-ductile.

I.1.2.1 Définition de la transition fragile-ductile

Définition mécanique : tracé des enveloppes rhéologiques

Les enveloppes rhéologiques sont tracées pour une croûte supérieure se déformant de façon cassante (loi de fracturation de type Mohr-Coulomb) et une croûte inférieure ductile dont on suppose qu'elle suit une loi de fluage non newtonien. Les enveloppes rhéologiques sont tracées à taux de déformation constant.

La résistance à la friction de la croûte supérieure cassante peut être calculée en considérant une discontinuité pré-existante (contenant $\sigma 2$) dont la normale est orientée à un angle θ de la contrainte principale maximale $\sigma 1$. La contrainte cisaillante τ et la contrainte normale effective σ_n sont données par :

$$\tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin(2\theta) \qquad \qquad \text{Équation 1}$$

$$\sigma_n = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} - P_f + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos(2\theta) \qquad \text{Équation 2}$$

où P_f est la pression de fluides. σ_1 et σ_3 sont les contraintes principales maximale et minimale.

Si la faille est à la limite de la réactivation (« critically stressed fault »), alors τ et σ_n vérifient :

$$\tau = \mu \sigma_n = (tg\varphi)\sigma_n$$
 Équation 3

avec μ le coefficient de friction interne et φ l'angle de friction.

A la rupture, $\varphi = \frac{\pi}{2} - 2\theta$ et le plan est orienté de façon optimale pour être réactivé.

Il est possible de relier les équations 1, 2 et 3 (voir Zoback and Townend, 2001 pour le détail) afin d'exprimer l'évolution du différentiel de contrainte en fonction de la profondeur. Pour un régime extensif, on obtient la relation suivante :

$$\sigma_1 - \sigma_3 =
ho gz(1 - \lambda) \frac{R - 1}{R}$$
 Équation 4

où ρ , g et z sont respectivement la densité moyenne, la gravité et la profondeur.

$$R = \left(\sqrt{\mu^2 + 1} + \mu\right)^2 \quad \text{Équation 5}$$

L'équation de fluage-dislocation classiquement utilisée pour la croûte inférieure est la suivante :

$$\dot{\varepsilon} = A \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right) (\sigma_1 - \sigma_3)^n$$
 Équation 6

où $\dot{\varepsilon}$ et T sont le taux de déformation et la température. A, Q et n sont des constantes expérimentales.

Il est possible de déduire de la loi de fluage l'évolution du différentiel de contraintes avec la profondeur en choisissant un gradient géothermique et en couplant son expression avec l'équation 6.

Par définition, la transition fragile-ductile correspond à la profondeur à laquelle les courbes des lois de rupture et de fluage s'intersectent. La transition fragile-ductile est donc caractérisée par une contrainte différentielle (et donc une résistance) maximale.



Figure I-4 : Profil de résistance du quartz et de l'olivine, d'après Brace and Kohlstedt, 1980. La transition fragile-ductile a été soulignée par des traits.

Les détachements mettant en contact des roches ductiles de la croûte inférieure avec des roches cassantes de la croûte supérieure, de nombreux auteurs se sont posés la question du rapport entre ce détachement et la transition fragile-ductile.

Facteurs influençant la profondeur de la transition fragile-ductile

Plusieurs facteurs influent sur la profondeur de la transition fragile-ductile : composition crustale, température, taux de déformation, pression des fluides dans les pores (Ranalli, 2000). Composition crustale et température interviennent principalement dans la loi de fluage utilisée pour la partie ductile (Equation 6). La loi de Byerlee servant à décrire la fracturation dans la croûte cassante est peu sensible aux variations de composition. La composition crustale joue sur les paramètres rhéologiques de la loi de fluage tandis que la température joue sur le terme exponentiel de cette loi. La pression de pores, quant à elle, influence la valeur de la contrainte différentielle dans la partie cassante de la croûte.

L'influence de la composition crustale et de la présence de fluides est illustrée par la Figure I-4. Selon que l'on considère une loi de fluage de quartz ou d'olivine, on constate une différence de profondeur de la transition fragile-ductile d'environ 20km. De la même façon, le passage d'un milieu sec à une pression de pores quasi lithostatique induit un approfondissement de la transition fragile-ductile du quartz d'environ 5km.

Afin d'illustrer l'influence de la température et de la vitesse de déformation, nous avons tracé plusieurs enveloppes rhéologiques du quartz en les faisant varier. Les résultats sont présentés en Figure I-5. Nous ne prétendons pas faire ici d'évaluation précise de la profondeur de la transition fragile-ductile, mais juste de donner un ordre de grandeur de ses variations en fonction des paramètres considérés. Par souci de simplification, le géotherme est supposé varier de façon linéaire avec la profondeur.



Figure I-5 : enveloppes rhéologiques du quartz traduisant l'influence du géotherme, de la vitesse de déformation et de la pression de fluides sur la profondeur de la transition fragile-ductile. Les enveloppes ont été calculées avec les paramètres rhéologiques de Gleason and Tullis, 1995. Les profils rouges correspondent à une vitesse de déformation de 10⁻¹⁴ s⁻¹, les profils bleus à 10⁻¹⁵s⁻¹, les traits pleins correspondent à un géotherme de 10°/km et les pointillés à un géotherme de 20°/km.

Comme indiqué sur la Figure I-5, le passage d'un taux de déformation de 10^{-14} s⁻¹ à 10^{-15} s⁻¹ induit une remontée de la transition fragile-ductile d'environ 1,5km et le passage d'un géotherme de 10° /km à 20° /km une remontée de plus de 5km.

Pour une composition quartzitique et des paramètres variant de façon réaliste, les enveloppes rhéologiques prévoient une transition fragile-ductile de la croûte entre 10 et 20km de profondeur.

I.1.2.2 Signification rhéologique du détachement

Première hypothèse : le détachement correspond à une transition fragile-ductile fossile : les modèles en cisaillement pur (ou modèles de décollement).

Les premiers modèles conceptuels de croûte continentale proposent une exhumation de l'unité inférieure du détachement en cisaillement pur (Gans, 1987; Gans et al., 1985; Miller et al., 1983; Proffett, 1977; Rehrig and Reynolds, 1980). Le principal argument en faveur du cisaillement pur est la « platitude » du Moho sous les Basin and Range.

Dans ces modèles, la croûte continentale est constituée de deux couches : la croûte supérieure se déformant de façon cassante sous forme de failles à fort pendage initial et la croûte inférieure se déformant de façon ductile en cisaillement pur. Croûtes ductile et cassante sont séparées par une zone de **décollement** sub-horizontale située à environ 7 km de profondeur accommodant le déplacement des failles de l'unité supérieure sur l'unité inférieure. L'extension provoque une rotation progressive des failles de l'unité supérieure sur le décollement, à la manière de dominos. Les détachements sont interprétés comme correspondant à la transition fragile-ductile fossile exhumée lors de l'épisode extensif (Figure I-6).



Figure 4. Highly generalized east-west cross sections that portray evolution of northern Snake Range and vicinity.

Figure I-6 : Schéma conceptuel d'exhumation en cisaillement pur de l'unité inférieure du Snake Range. Le détachement est ici considéré comme la transition fragile-ductile fossilisée (Gans et al., 1985). Ces modèles ont rapidement été abandonnés pour plusieurs raisons :

(1) Des observations de terrain mettent en évidence une composante de cisaillement simple de la déformation des roches des unités inférieures des dômes métamorphiques.

(2) Les modèles en cisaillement pur supposent implicitement que la déformation de la croûte supérieure et celle de la croûte inférieure sont synchrones, ce qui s'oppose à certaines observations de terrain.

(3) Les détachements recoupent les mylonites : ils ne peuvent donc pas correspondre à la transition fragile-ductile fossilisée.

D'autres modèles ont donc été proposés, tenant compte de la composante de cisaillement simple de la déformation et des relations chronologiques entre mylonites et détachements.

Deuxième hypothèse : le détachement ne correspond pas à la transition fragileductile: les modèles alternatifs

Pour l'ensemble des modèles alternatifs, le détachement n'est plus considéré comme l'expression physique d'une transition fragile-ductile fossilisée, mais comme une structure n'apparaissant que tardivement dans le processus d'exhumation, puisqu'elle recoupe clairement les mylonites (Davis and Hardy, 1981). Nous présenterons ces modèles dans la partie suivante.

I.2 Exhumation des dômes métamorphiques : contexte et modèles

Avant d'entreprendre une revue des différents modèles conceptuels d'exhumation des dômes, il convient de rappeler brièvement les conditions géodynamiques requises pour cette exhumation.

Les dômes métamorphiques extensifs de la province du Basin and Range forment une chaîne sinueuse le long de la partie est de la Cordillère Nord-américaine (Figure 1.7)

I.2.1 Le contexte géodynamique responsable de l'exhumation des MCC



Figure 1. Major regional tectonic features of early and middle Tertiary post-Laramide, pre-Basin and Range time. From Coney (1978, 1980). Figure I-7 : Shéma résumant la disposition de l'ensemble des MCC de la Cordillère Nord-Américaine (Coney and Harms, 1984) Une reconstitution des paleo-épaisseurs de la croûte continentale a permis de préciser le contexte dans lequel les dômes métamorphiques se sont mis en place (Coney and Harms, 1984).



Figure I-8 : Reconstitution des paleo-épaisseurs de croûte sous la province des Basin and Range. A : épaisseur crustale actuelle sous la Province, le domaine hachuré indique la zone d'extension des Basin and Range. B : Estimation des paleo-épaisseurs de croûte au Tertiaire moyen, c'est-à-dire avant l'exhumation des dômes. C : Estimation des paleo-épaisseurs de croûte au début du Tertiaire, après l'épisode orogénique. (Coney and Harms, 1984)

Les dômes de la province du Basin and Range se sont formés suite à un épisode compressif responsable d'un épaississement crustal important lié à la formation de la Cordillère Nord-Américaine (du Crétacé au début du Tertiaire). L'épaisseur de croûte à la fin de cet épisode est estimée à 50km (Figure I-8C). Cet épisode est responsable du métamorphisme Haute Pression - Basse Température enregistré dans l'unité inférieure des dômes. L'extension dans les Basin and Range a dans un premier temps été attribuée à un effondrement gravitaire lié aux forces de volume de l'orogène en formation. Les forces de volume dépassant les forces aux limites, l'orogène s'effondre sous son propre poids (Sonder et al., 1987). Les conditions aux limites ne sont pas nécessairement extensives lors de cet effondrement gravitaire : il s'agit d'extension syn-orogénique. Coney, 1987 suggère une extension liée au recul de la zone de subduction de la plaque Farallon : les conditions aux limites du système sont cette fois-ci extensives : il s'agit de l'extension post-orogénique. Les structures extensives enregistrées dans les Basin and Range seraient donc dues à la superposition de deux phénomènes : une extension syn-orogénique liée aux forces de volume de l'orogène et une extension post-orogénique liée à la modification des conditions aux limites du système (passage d'un contexte compressif à un contexte extensif).

De nombreux MCC, nous y reviendrons en détail dans le second chapitre de cette thèse, ont également été mis en évidence en Egée (Lister et al., 1984; Buick, 1991; Dinter and Royden, 1993; Faure et al., 1991; Gautier and Brun, 1994; Gautier et al., 1993; Lee and Lister, 1992; Sokoutis et al., 1993; Urai et al., 1990; Vandenberg and Lister, 1996). Ils présentent des caractéristiques structurales et pétrologiques assez semblables aux dômes de la cordillère nord-américaine et se forment également en contexte de croûte antérieurement épaissie lors de la formation d'une chaîne de montagnes (les Hellénides dans ce cas) et en voie d'amincissement. L'extension est là encore liée au retrait d'un panneau plongeant : celui de l'Afrique sous l'Eurasie (Le Pichon and Angelier, 1981).

I.2.2 Les modèles d'exhumation des dômes métamorphiques :

Plusieurs types de modèles d'extension s'opposent à l'échelle lithosphérique, puisqu'ils mettent en cause des régimes de déformation très différents (Figure I-9).

Le premier type propose une déformation de la croûte en **cisaillement pur** (modèle d'amincissement homogène) qui rend compte des données de subsidence au premier ordre des zones de rifting mais ne rend pas compte des structures observées (McKenzie, 1972). Nous l'avons déjà évoqué au paragraphe I.1.2.2, ce type de modèle a été utilisé dans la théorie des décollements et a alimenté la confusion entre transition fragile-ductile et détachement.

Un modèle alternatif, qui cette fois se base sur l'observation des détachements dans la région des Basin and Range, propose une extension crustale en **cisaillement simple** (Wernicke, 1981). La déformation se localise le long d'une seule discontinuité qui affecte l'ensemble de la croûte, si ce n'est la lithosphère.

Une troisième catégorie de modèles propose une extension de la croûte **mixte**, avec intervention à la fois du cisaillement pur et du cisaillement simple au cours du processus d'exhumation (Davis et al., 1983; Davis et al., 1986; Lister and Davis, 1983; Lister et al., 1984; Lister and Davis, 1989).



Figure I-9 : Trois modèles d'extension de la croûte inférieure : a) Le cisaillement pur d'après McKenzie, 1972, b) le cisaillement simple, d'après Wernicke, 1981 et c) le modèle mixte, entre autres d'après Davis et al., 1983 (Lister and Davis, 1989)

Les modèles en cisaillement pur ayant déjà été évoqués et ne s'étant pas révélés pertinents pour l'exhumation des dômes, nous allons présenter, dans la partie suivante, des modèles en cisaillement simple et mixtes en discutant de leurs avantages et inconvénients respectifs.
I.2.2.1 Modèle du méga-boudinage

Le modèle présenté ici est le premier ayant été proposé pour la formation des dômes métamorphiques. Il ne s'agit pas d'un modèle d'extension de la croûte à proprement parler, mais il présente plutôt une interprétation phénoménologique des dômes extensifs. Nous verrons qu'il revêt une grande importance à la lumière des travaux de terrain que nous avons effectués. C'est pour cette raison que nous avons décidé de l'inclure à ce paragraphe consacré aux modèles conceptuels historiques.



Figure I-10 : Reconstruction de l'évolution des dômes métamorphiques : les auteurs interprètent ces dômes en terme de méga-boudins (Davis, 1980).

L'état initial du modèle correspond à la superposition concordante d'un socle cristallin et d'une couverture sédimentaire. Une analogie de forme incite Davis, 1980; Davis and Coney, 1979 à proposer une interprétation des dômes métamorphiques en terme de mégaboudins (Figure I-10, premier encart). Le socle étiré se boudinerait à grande échelle (Figure I-10, B). La formation des boudins impliquerait une fracturation de la couverture et la mise en place de failles normales à fort pendage en surface (Figure I-10, B et C). Les dômes exposés représenteraient alors les coins de ces boudins portés en surface (Figure I-10, D). Les détachements se développeraient préférentiellement aux coins des blocs (Figure I-10, E).

Nous allons maintenant nous intéresser aux modèles d'extension de la croûte continentale en cisaillement simple et mixtes. Nous avons classé les modèles présentés en deux catégories, selon qu'ils supposent un pendage initial faible ou fort du détachement.

I.2.2.2 Modèles conceptuels d'initiation du détachement à faible pendage

Les arguments :

Comme nous l'avons déjà évoqué, outre les observations de terrain, un certain nombre de profils de réflexion sismique sous la région du Basin and Range attestent de la présence de failles normales à faible pendage sous les dômes métamorphiques (Figure I-3).

De nombreuses inversions sismiques dans la région de Corinthe ont également mis en évidence la présence, sous le rift, d'amas de séismes à mécanismes normaux déterminant des plans à faible pendage (Bernard et al., 1997; Rietbrock et al., 1996; Rigo et al., 1996) et attestant non seulement de la présence mais surtout de la possible activité de ces failles normales à faible pendage.



Figure I-11 : Amas de séismes sous le rift de Corinthe interprétés comme une faille normale à faible pendage dont l'activité est attestée par les mécanismes au foyer (Rigo et al., 1996).

Des arguments paleo-magnétiques peuvent enfin être invoqués. Des analyses ont été menées sur les unités inférieures des dômes de Harquahala, Harcuvar, Buckskin et Whipple (Ouest de l'Arizona et Sud-Est de la Californie) ainsi que sur l'île de Tinos (Avigad et al., 1998; Livaccari et al., 1995; Livaccari et al., 1993). Elles démontrent que la rotation des dômes américains au cours de l'extension n'est que très modérée (de l'ordre de la dizaine de degrés) et que celle de l'île de Tinos est inexistante, ce qui suppose une formation et un jeu à faible pendage des détachements considérés.

Les modèles :

Plusieurs modèles se sont succédés dans le temps, qui considèrent une initiation et un jeu à faible pendage des détachements.

Le modèle en cisaillement simple

Wernicke, 1981 a été le premier à proposer un modèle expliquant l'extension dans les Basin and Range par le jeu de structures à faible pendage.



Figure I-12 : Modèle en cisaillement simple : jeu d'une faille normale à faible pendage d'échelle crustale Wernicke, 1981

Le modèle en cisaillement simple explique l'exhumation des dômes métamorphiques par la mise en place de discontinuités à faible pendage s'enracinant à la base de la croûte (voire dans le manteau). Ces discontinuités ne jouent pas de façon cassante sur toute l'épaisseur de la croûte, mais passent d'un mode de cisaillement ductile dans la croûte inférieure à un cisaillement cassant dans la croûte supérieure (Figure I-12). C'est après la mise en place de l'extension dans la partie inférieure de la croûte que se forment les failles normales à fort pendage dans l'unité supérieure. A mesure que l'extension se poursuit, les failles de l'unité supérieure sont aplaties grâce à un jeu en dominos. La formation du dôme correspond, dans ce modèle, à la réponse isostatique de l'unité inférieure au phénomène de dénudation (Wernicke, 1981; Wernicke, 1985).

Le modèle en cisaillement simple a deux inconvénients majeurs :

(1) Il implique une importante remontée du Moho sous les zones de détachement, ce qui contredit les données géophysiques témoignant d'un Moho plat sous la province des Basin and Range.

(2) Il suppose que les failles normales se prolongent jusque dans la croûte inférieure, ce qui ne semble pas être le cas d'après les données de sismique sous la mer du Nord (Klemperer, 1988).

Le modèle de la bande de cisaillement évolutive (modèle mixte cisaillement pur/cisaillement simple)

Davis, 1983 est le premier à introduire l'idée d'une exhumation initiale le long de bandes de cisaillement et non de failles cassantes. Ce n'est pas une structure cassante mise en place dans la partie supérieure de la croûte qui assure l'ensemble du processus d'exhumation, mais une bande de cisaillement située dans la croûte inférieure.



Figure I-13 : Présentation de l'évolution spatio-temporelle d'une bande de cisaillement crustale. La Figure I-13 (a) présente la succession spatiale des structures correspondant aux différents champs de déformation. La Figure I-13 (b) présente la séquence temporelle de réponse des matériaux (Lister and Davis, 1989).

La croûte ductile est affectée, lors des premiers stades de l'extension, par des bandes de cisaillement d'échelle crustale se formant sous faciès schistes verts à des profondeurs proches de celles de la transition fragile-ductile prévue par les enveloppes rhéologiques. Ces bandes de cisaillement prennent naissance à partir d'une zone de déformation pénétrative non coaxiale. Suite à la mise en place de l'extension, les roches de la croûte inférieure sont exhumées le long de ces bandes de cisaillement et passent progressivement du domaine ductile au domaine cassant. Les bandes de cisaillement évoluent alors progressivement vers les cataclasites puis vers un plan discret unique à faible pendage: le détachement (Lister and Davis, 1989) (Figure I-13).

La déformation évolue d'un caractère non coaxial dans la partie inférieure de la croûte (déformation ductile pénétrative) vers un caractère à forte composante coaxiale à mesure que se forment les bandes de cisaillement, les cataclasites puis le détachement cassant.

I.2.2.3 Modèle conceptuel d'initiation du détachement à fort pendage

Les arguments :

Les arguments majeurs en faveur d'un détachement s'initiant à fort pendage sont les suivants (Buck, 1988) :

(1) L'initiation de failles normales à faible pendage contredit les lois classiques de la mécanique andersonienne.

(2) Des études statistiques sur le plongement des failles normales de la croûte sismogénique montrent que la majorité des angles de plongement de plans nodaux est comprise entre 30 et 60° et qu'il ne semble pas exister de failles normales actives dont le

pendage soit inférieur à 20° (Jackson, 1987; Jackson and McKenzie, 1983; Jackson and White, 1989)

(3) Les vitesses d'exhumation le long des détachements nécessaires à l'explication des vitesses de refroidissement des unités inférieures calculées d'après données géochronologiques ne sont pas cohérentes avec les vitesses d'extension actuelles.

Le modèle du « rolling-hinge » :



Fig. 7. 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.



 F_{1G} , 4, - (a) Strain pattern and kinematics. (b) Deformation mechanisms and fabrics (see text for explanation). F_{1G} , 4, - (a) Trajectoires de foliation et cinématique. (b) Mécanismes de déformation et fabriques (cf texte pour commentaires détaillés).



La première étape du modèle correspond à la mise en place d'une faille normale à fort pendage dans la partie supérieure de la croûte. La réponse isostatique du système au jeu de cette faille induit une rotation de la structure et l'abandon, pour des raisons énergétiques, de la faille aplatie. Une nouvelle faille active à fort pendage se met alors en place au front du système, elle-même victime d'aplatissement au fur et à mesure que le système évolue.

La Figure I-14 présente l'évolution temporelle du modèle. A l'état final, une structure géométriquement proche de celle des dômes métamorphiques est obtenue : l'ensemble est caractérisé par une faille normale à faible pendage inactive (le détachement) sur laquelle viennent s'enraciner des failles initialement à fort pendage puis aplatie. Seule la dernière faille mise en place conserve un pendage important.

Ce modèle suppose implicitement que l'essentiel de l'extension est accommodé par la croûte supérieure cassante. Le modèle initial ne prenait pas en compte les observations de terrain. Brun and Van Den Driessche, 1994 y font apparaître l'évolution des structures de l'unité inférieure depuis les mylonites jusqu'aux cataclasites et à la brèche.

I.2.2.4 Modèles numériques d'exhumation des dômes

Plusieurs équipes se sont attachées à modéliser la formation des détachements à la fin des années 80 et au début des années 90. La plupart des modèles invoquaient une rotation de l'orientation des contraintes permettant la mise en place de failles normales à faible pendage sans violation de la mécanique andersonienne (Melosh, 1990; Parsons and Thompson, 1993; Spencer and Chase, 1989; Yin, 1989). Ce premiers modèles ne prennent en compte que la d&formation dans la croûte supérieure.

Chéry, 2001 a été l'un des premiers à proposer une modélisation numérique plus élaborée (au sens où le modèle prend en compte la déformation de la croûte moyenne) de la formation des détachements. Il construit son travail sur l'idée que la structure du Golfe de Corinthe correspond à un stade précoce de l'exhumation des dômes métamorphiques (Jolivet, 2001; Jolivet et al., 1994).

La géométrie initiale du modèle est donc la suivante :

• une croûte supérieure modélisée par un matériau résistant dont le coefficient de friction est de 0.6 et soumis à une pression de pores hydrostatique.

• une croûte moyenne modélisée par un matériau visqueux à rhéologie thermodépendante.

• l'ensemble de la croûte continentale est affecté par une faille à fort pendage caractérisée par un coefficient de friction très faible de l'ordre de 0.1.

La résolution se fait grâce à un code à éléments finis en déformation plane. Contraintes normale et cisaillante sont résolues grâce à un critère de Mohr-Coulomb et sont fortement guidées par la faille faible. L'auteur impose une vitesse d'extension horizontale de 1.3 cm/an.

Sur la base de ses résultats numériques, il propose le modèle évolutif suivant (Figure I-15) : l'état de contraintes initial est de type andersonien (Figure I-15 A). La présence de la faille faible implique une rotation des contraintes à ses abords (Figure I-15 B). A la rotation des contraintes s'ajoute une augmentation de la contrainte moyenne qui induit une augmentation de la pression de pores à l'extrémité de la faille. Ces trois facteurs combinés provoquent l'initiation d'une nouvelle faille à environ 10 km de profondeur, orientée à environ 45° de σ 1. Le développement d'une fracturation intense au mur du détachement induit alors sa propagation et sa remontée en surface (Figure I-15 C).



Figure I-15: Modèle évolutif des dômes métamorphiques (Chéry, 2001)

Ce modèle suppose la formation d'un détachement à faible pendage initial. Le jeu de la faille plate est ici expliqué par une rotation des contraintes liée au jeu de la faille faible simulant le graben. Le détachement est initié à la base des failles du graben et se propage vers le bas. Son exhumation est liée à l'amincissement provoqué par le jeu de failles conjuguées apparues dans la croûte supérieure.

Le Pourhiet et al., 2004 ont quant à eux tenté de modéliser l'influence d'une nappe de rhéologie faible incluse dans un orogène dans la localisation de la déformation lors de l'épisode extensif.

La géométrie initiale du modèle est la suivante :

• La croûte est modélisée par une rhéologie visco-élastique non newtonienne ou élasto-plastique en fonction de la sollicitation. Elle comprend une nappe à rhéologie faible ayant la forme d'un système de rampe-plat de 1.5km d'épaisseur.

• Le modèle fait 15 km de haut sur 60 km de large.

La résolution se fait grâce à un code thermo-mécanique mixte éléments-différences finis, basé sur le code FLAC.



Figure I-16: Evolution du second invariant de la contrainte et de la déformation plastique cumulée pour un contraste de compétence faible entre la rampe et l'encaissant (Le Pourhiet et al., 2004)

Les auteurs modélisent, pour un faible contraste de compétence entre la rampe et l'encaissant, des structures très proches de celles des dômes métamorphiques extensifs. La démarche est différente de celle de Chéry : alors que celui-ci tentait de modéliser la formation d'un détachement à partir d'un graben préexistant, Le Pourhiet et al., 2004 expliquent la formation et l'évolution d'un graben dans la partie supérieure de la croûte à partir d'une discontinuité crustale à faible pendage. Une comparaison géométrique de leurs résultats avec les structures actuellement observées dans le Golfe de Corinthe leur permet de valider, à posteriori, une batterie de paramètres.

Tirel et al., 2004 ont entrepris une modélisation thermo-mécanique de la formation des dômes extensifs. Le modèle utilisé est le même que dans le cas précédent, mais la problématique est différente. Alors que Le Pourhiet et al., 2004 s'attachaient à modéliser la partie supérieure de la croûte et la déformation cassante induite par une hétérogénéité crustale définie au préalable, Tirel et al., 2004 proposent de modéliser l'initiation d'un détachement et le mode d'exhumation des roches de la croûte inférieure. Dans le premier cas sont pris en compte les 15 premiers kilomètres de la croûte tandis que dans le second, c'est la lithosphère entière dont on suit l'évolution.

La géométrie initiale du modèle est la suivante :

• Une croûte continentale dont la composition moyenne est de type quartzdiorite, d'une densité de 2800 kg/m³. Elle est arbitrairement divisée en trois couches représentant la croûte supérieure, la croûte moyenne et la croûte inférieure. Il contient une hétérogénéité de 4 km de haut et 80 km de large entre croûte inférieure et croûte moyenne. La composition de l'hétérogénéité est celle d'un granite.

- Le manteau lithosphérique composé d'olivine de densité 3300 kg/m³.
- Le modèle fait 100km de haut sur 400 km de large.

Un déplacement horizontal est appliqué sur la partie gauche de la boîte à des vitesses de 0.66 et 2.0 cm/an.



Figure I-17: Schéma résumant la géométrie et les conditions aux limites du modèle de Tirel et al., 2004





Figure I-18 : Formation de bandes de cisaillement associées à l'évolution d'un dôme gneissique à l'échelle crustale (Tirel et al., 2004)

Les auteurs concluent à une exhumation des dômes en deux étapes successives :

(1) Le « necking » de la croûte supérieure induit la formation d'un graben symétrique dans la partie cassante et la mise en place de deux bandes de cisaillement conjuguées à l'interface entre croûte moyenne et croûte inférieure. Ces bandes de cisaillement sont associées à un flux crustal (Figure I-18 A).

(2) L'amplification du dôme engendre l'apparition d'une déformation asymétrique avec localisation de la déformation sous forme d'une bande de cisaillement sur un des flancs du dôme. La forme sigmoïdale de la bande de cisaillement s'explique par le fait qu'elle résulte de la connexion entre la bande de cisaillement accommodant l'ouverture du graben et la bande de cisaillement formée initialement en base de croûte moyenne (Figure I-18 B).

Ce modèle tend à confirmer la formation de la faille de détachement à partir d'une bande de cisaillement initiée dans la croûte inférieure. Il prédit la propagation de la déformation dans la croûte moyenne sous forme d'un plan à fort pendage initial.

En résumé, il existe actuellement deux écoles de modèles conceptuels tentant d'expliciter l'exhumation des MCC. L'une suppose la formation du détachement à fort pendage (rolling-hinge), l'autre à faible pendage (cisaillement simple et bande de cisaillement évolutive). La première présente l'avantage de ne pas contredire les lois de la mécanique andersonienne, la seconde semble plus en adéquation avec les données sismiques imageant des failles normales actives à faible pendage sous les MCC.

Outre une différence liée au pendage initial du détachement, les différents modèles évoqués ici s'opposent « philosophiquement » sur la signification et l'importance accordée au détachement lors du processus d'exhumation. Les modèles de rolling-hinge et de cisaillement simple crustal supposent une intervention précoce et durable du détachement (au sens de faille normale cassante) : l'essentiel de l'exhumation est assurée par le détachement et donc implicitement de façon cassante. Le modèle de la bande de cisaillement évolutive, quant à lui, ne représente plus le détachement comme la structure nécessaire et suffisante à l'exhumation, mais comme une structure correspondant à l'aboutissement d'un processus de localisation progressive de la déformation. Le détachement n'est plus considéré comme induisant l'exhumation, mais plutôt comme en étant la conséquence.

Dans le cas du rolling-hinge, la faille de détachement s'initie dans la croûte cassante pour se propager vers la croûte ductile, tandis que pour le modèle de la bande de cisaillement évolutive, le processus débute à la transition fragile-ductile de la croûte par la mise en place de bandes de cisaillement régionales pour se « propager » vers la croûte cassante. La mise en évidence de l'évolution des structures du ductile au cassant au mur du détachement (Figure I-2) prend tout son sens lorsqu'on l'éclaire à la lumière du modèle de la bande de cisaillement.

Les modèles numériques s'opposent également en ce qui concerne le sens de propagation des structures. Alors que Chéry propose un initiation et un jeu de la faille à faible pendage induite par un graben pré-existant, Tirel et al., 2004 voient évoluer les structures depuis la croûte moyenne vers la croûte cassante.

I.3 Problèmes mécaniques associés à l'exhumation :

Le premier problème mécanique associé à l'exhumation est le suivant : la formation et le jeu d'une faille normale à faible pendage contredisent *a priori* les lois de la mécanique andersonienne. Des observations de fracturation de roches montrent que, pour des matériaux dont les angles de friction sont classiques, une fracture néoformée apparaît avec un angle de l'ordre de 30° par rapport à l'axe de compression maximal. La surface de la terre étant une surface libre, Anderson, 1951 prévoit qu'une contrainte du tenseur principal doit lui être perpendiculaire. En contexte extensif, cette contrainte s'avère être la contrainte principale maximale : les failles normales sont donc censées se former avec un angle de l'ordre de 30° par rapport à la verticale, soit un pendage approximatif de 60°.

Le second problème mécanique est posé par le modèle de la bande de cisaillement : comment localiser la déformation sous forme de bandes de cisaillement à la transition fragileductile alors que les enveloppes rhéologiques y prévoient une résistance maximale ?

Les paragraphes suivants présentent une revue bibliographique des solutions proposées pour ces deux problèmes mécaniques.

I.3.1 Le jeu de failles à faible pendage

Le modèle du rolling-hinge, puisqu'il suppose un jeu initial du détachement à fort pendage suivi d'un aplatissement de la structure, ne contredit pas les lois de la théorie andersonienne. En supposant toutefois que le détachement s'initie à faible pendage, deux propositions sont classiquement faites dans la littérature pour expliquer le jeu de failles plates : une rotation locale des contraintes ou l'intervention d'une forte pression de fluides.

I.3.1.1 Rotation locale des contraintes

Melosh, 1990 déduit de deux études couplées, l'une analytique, l'autre numérique, que la structure rhéologique de la croûte suffit à expliquer une rotation maximale de l'axe des contraintes de l'ordre de 45° par rapport à leur orientation initiale.

Il considère dans son étude analytique une couche viscoélastique (croûte inférieure), avec une loi constitutive de type Maxwell, comprise entre deux couches élastiques (croûte supérieure et manteau supérieur). La simple différence de vitesses appliquées au sommet et à la base de la couche viscoélastique suffit à expliquer la rotation de l'axe des contraintes dans celle-ci. Dans son analyse numérique, il considère une croûte supérieure cassante affectée par des failles à pendage élevé et une croûte inférieure subissant une loi de fluage classique. Les couches sont soumises à un taux de déformation de 2.10^{-15} s⁻¹. De la même façon que dans l'étude analytique, la seule différence de rhéologie entre les deux couches du modèle explique la rotation des contraintes. (Figure I-19)



FIG. 5 Deviatoric stresses in a finite-element model of crustal extension 26,000 years after the beginning of extension at a strain rate of 2×10⁻¹⁵ s⁻¹. The viscoelastic material obeys a power-law flow relation with n=3 and has the following effective viscosities (at the above strain rate): $\eta_{eff}=3\times10^{24}$ Pa s between 0 and 2.5 km depth, 4×10^{22} Pa s from 2.5 to

5 km, 4×10^{21} Pa s from 5 to 7.5 km, 1×10^{22} Pa s from 7.5 to 10 km, 6×10^{20} Pa s from 10 to 20 km, then 10^{24} Pa s from 20 to 25 km (stiff upper mantle, for which n =3.5). The largest symbol represents a stress of 7.35×10^7 Pa. The horizontal dashed line illustrates the trend of a fault forming under the influence of the stress field in the lower crust at this time.

Figure I-19 : Rotation de l'axe des contraintes déduite d'une modélisation par éléments finis (Melosh, 1990). La rotation des contraintes explique la formation des failles normales à faible pendage.

Certaines études de terrain semblent toutefois prouver la persistance de la verticalité de la contrainte principale maximale lors de la formation des détachements (Axen and Selverstone, 1994; Reynolds and Lister, 1987 et ce travail, chapitre 3). Une autre cause est alors invoquée pour expliquer la formation des détachements : une augmentation de la pression de fluides.

I.3.1.2 Intervention de la pression de fluides

Sibson, 1985 a mené une étude théorique sur la réactivation de failles. Il considère un état de contraintes triaxial dont les contraintes principales sont telles que $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. Il considère un plan potentiel de réactivation orienté à un angle θ de σ_1 et dont la normale appartient au plan $\sigma_1 \sigma_3$. Le critère de rupture utilisé est un critère de type Mohr-Coulomb. L'auteur définit le rapport des contraintes effectives R qu'il caractérise comme étant le rapport des contraintes nécessaire à la réactivation du plan.

$$R = \frac{\sigma_1 - P_{f_1}}{\sigma_3 - P_f} = \frac{(1 + \mu \cot \theta)}{(1 - \mu \tan \theta)} \quad \text{Équation 7}$$

Il calcule analytiquement ce rapport en fonction de l'angle θ , à coefficient de friction fixé. La réactivation du plan sera optimale pour un rapport R minimal. Cette valeur est nommée R*, elle est atteinte pour une valeur de l'angle appelée θ^* .



Figure I-20 : Variations de la valeur optimale de l'angle de réactivation et du rapport de contraintes minimal en fonction de la valeur du coefficient de friction μ, pour la réactivation d'un plan de faille Sibson, 1985

Il compile alors les variations de l'angle optimal de réactivation θ^* et du rapport minimal de contraintes effectives nécessaire à la réactivation du plan en fonction de l'angle de friction. Il apparaît alors que pour réactiver un plan avec un angle θ^* compatible avec celui existant entre le plan de détachement et une contrainte principale maximale verticale (θ élevé), il faut impérativement invoquer un coefficient de friction très faible (Figure I-20).



Figure I-21 : Cercles de Mohr résumant les états de contraintes pouvant engendrer la réactivation de plans de faille Sibson, 1985

Au vu des diagrammes de Mohr-Coulomb, la réactivation d'un chevauchement sous forme d'une faille à faible pendage peut également s'expliquer par une translation du cercle de Mohr vers la gauche (Figure I-21, diagramme c). Cette translation est possible grâce à une forte pression de fluides, puisque la contrainte effective appliquée au plan correspond à la contrainte normale à laquelle on retranche la pression de fluides. Une forte pression de fluides pourrait donc expliquer la réactivation de plans à faible pendage (angle θ^* très important).

Obtenir un angle élevé entre contrainte principale maximale et plan de faille demande toutefois une pression de fluides très importante qui induirait une diminution des valeurs de σ '3 vers des valeurs proches de 0, ce qui ne semble à priori pas très réaliste.

Un autre problème se pose lorsqu'on invoque l'implication d'une forte pression de fluides dans la réactivation de plans à faible pendage : si de nombreuses études prouvent le passage, au moins temporaire, par des pressions de pore proches de valeurs lithostatiques, il est difficile d'en prouver la persistance temporelle.

Sibson ne considère ici que le cas de la reprise de discontinuités pre-existantes et ne s'attache pas à en expliquer la néoformation éventuelle.

Outre le problème du jeu des failles normales à faible pendage, on a vu que le modèle de la bande de cisaillement évolutive en pose un second : celui de la localisation, aux profondeurs du faciès schistes verts (c'est-à-dire des profondeurs compatibles avec celles de la transition fragile-ductile) de bandes de cisaillement régionales.

I.3.2 L'initiation des bandes de cisaillement crustales : le problème des facteurs localisants

Comme nous l'avons noté au paragraphe I.1.2.1, la transition fragile-ductile correspond, si l'on se base sur les données des enveloppes rhéologiques, à un maximum de résistance. Il est impossible d'envisager une localisation de la déformation sous forme de bandes de cisaillement régionales si l'on ne considère pas un facteur localisant de la déformation à ces profondeurs.

Kirby, 1985 isole trois facteurs localisants de la déformation : la température, la recristallisation dynamique et les réactions métamorphiques.

I.3.2.1 La température

Comme nous l'avons déjà noté (paragraphe I.1.2.1), la température intervient sur la loi de fluage dislocation (Equation 6). A taux de déformation fixé, une augmentation de la température induit une diminution de la contrainte cisaillante. Des études menées sur le caractère déstabilisant de la température prouvent que son rôle est prépondérant dans l'asthénosphère et à la base de la croûte, mais pas à la transition fragile-ductile (Fleitout and Froidevaux, 1980; Yuen and Schubert, 1977).

I.3.2.2 La recristallisation dynamique

Il a été démontré qu'une diminution de la taille du grain liée au phénomène de recristallisation dynamique induit une forte chute de la résistance du matériau (Rutter and Brodie, 1988). Si certaines études ont été faites sur le lien entre chute de la taille du grain et localisation de la déformation dans l'asthénosphère (Braun et al., 1999), aucune d'entre elles ne porte sur la localisation à la transition fragile-ductile. La recristallisation dynamique se produit de plus sous un régime de fortes contraintes (Weathers et al., 1979), elle ne peut donc expliquer la localisation initiale de la déformation. Elle peut au mieux en expliquer l'entretien.

I.3.2.3 Les réactions métamorphiques

De nombreuses études mettent en évidence le rôle prépondérant des réactions métamorphiques adoucissantes dans la localisation de la déformation. La réaction la plus étudiée correspond à la fracturation de feldspaths et à leur remplacement, grâce à la présence de fluides dans le système, par des micas dont la rhéologie est nettement moins compétente (Dixon and Williams, 1983; Fitz Gerald and Stünitz, 1993; Marquer et al., 1985; Mitra, 1978; White and Knipe, 1978; Wibberly, 1999; Wintsch et al., 1995).

Gueydan et al., 2004; Gueydan et al., 2003 ont numériquement testé la localisation de la déformation à l'échelle crustale par la transformation du feldspath en micas, d'après des observations faites sur le massif du Tende (Corse). La géométrie, les conditions aux limites initiales et la rhéologie sont les suivantes (Figure I-22) :

• Trois couches sont superposées : une croûte supérieure soumise à une extension (vitesse Ve pour la composante de cisaillement pur) et glissant sur le reste de la structure à une vitesse Vs (composante de cisaillement simple), une croûte ductile soumise elle aussi à une composante extensive (vitesse Ve) et subissant l'influence du glissement de la croûte supérieure, la partie supérieure du manteau lithosphérique subissant l'extension.

• L'ensemble des couches est décrit comme un fluide incompressible non Newtonien, la viscosité étant fixée à 10^{23} Pa.s. pour la croûte supérieure et le manteau.

• La croûte inférieure est composée de trois phases (Quartz, Micas, Feldspaths). La viscosité globale est la somme des viscosités de chacune des phases pondérées de la concentration moyenne de chaque minéral dans le volume élémentaire représentatif. Chaque phase se déforme par fluage-dislocation. La fracturation du feldspath est contrôlée par l'activation d'un critère de Mohr-Coulomb.



Figure I-22 : Géométrie et conditions aux limites initales du modèle de Gueydan et al., 2004



Figure I-23 : Taux de déformation (colonne de gauche) et viscosité (colonne de droite) dans la croûte moyenne à différents pas de temps après l'arrêt de la charge du système (Gueydan et al., 2004).

Les modèles 2D montrent une localisation de la déformation entre 12 et 14 km dès 14 Ma. Une augmentation de la concentration en micas de 10 à 18% suffit à provoquer une multiplication du taux de déformation d'un facteur 5.

La localisation se fait sous forme de bandes de cisaillement crustales périodiques. Ces bandes définissent une zone étroite de faiblesse (au sens où la viscosité y est réduite à cause de la localisation), dont le pendage est de l'ordre de la trentaine de degrés. Le jeu normal le long de ces bandes de cisaillement induit une rotation de l'axe des contraintes, comme c'était le cas le long de la faille faible du modèle de Chéry.

I.4 Que dire du rôle des fluides ?

I.4.1 Mise en évidence de circulations de fluides dans la croûte

La présence et l'intervention des fluides dans le métamorphisme, déduite de l'observation des pertes d'eau par dévolatilisation lors du métamorphisme prograde et l'étude des mécanismes de remplissage de veines, sont établies depuis le dix-neuvième siècle. (Dana, 1863).

Dans les années 50, il est démontré que les équilibres minéralogiques dépendent certes de la composition des fluides impliqués, mais aussi de la pression et de la température (Greenwood, 1961) : le rôle primordial de l'association fluides/contexte géologique dans la mise en place des réactions métamorphiques s'impose peu à peu aux pétrologues.

Il faut attendre les années 60 pour que soient mis en évidence, grâce à des analyses isotopiques couplées roche/fluides, des flux de fluides (Taylor, 1968) et que soit calculé le degré d'interaction entre fluide et roche, caractéristique de la quantité de fluides ayant interagi avec la roche (Sheppard et al., 1969). Des rapports isotopiques compris entre 3 et 300 sont déterminés dans les zones de ciaillement ductile, témoignant de circulations particulièrement importantes (Kerrich et al., 1984; Kerrich and Rehrig, 1987; McCaig, 1984) : il est alors facile de se convaincre d'un lien entre circulations de fluides et déformation.

I.4.2 Influence des fluides sur la structure rhéologique de la croûte

Les fluides semblent tenir un rôle double dans la déformation : ils agissent à la fois de façon chimique et de façon mécanique.

Leur action chimique se traduit notamment par une intervention dans des réactions adoucissantes comme la transformation des feldspaths en micas. Les micas étant plus faibles que les feldspaths, ils rendent possible la localisation de la déformation. Ce type de réaction a fait l'objet d'une modélisation mécanique, que nous avaons évoquée dans la paragra^phe précédent (Gueydan et al., 2004). Ils interviennent également en ce qu'ils induisent une modification drastique des paramètres des lois de fluages des roches de la croûte inférieure. Pour rappel, voici une loi de fluage classique:

$$\dot{\varepsilon} = A \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right) \tau^n$$

où A, Q et n sont des paramètres expérimentaux sur lesquels interviennent les fluides, R est la constante des gaz parfaits, T la température $\dot{\varepsilon}$ le taux de déformation et τ la contrainte cisaillante.

Le tableau suivant résume les paramètres expérimentaux des lois de fluages d'un quartz sec et d'un quartz hydraté (Ranalli, 1995; Ranalli, 1997).

	A MPa ⁻ⁿ s ⁻¹	n	QkJ.mol ⁻¹
Qtz hydraté	3.2.10-4	2.3	154
Qtz sec	6.7.10-6	2.4	156

La présence de fluides influence surtout la paramètre pré-exponentiel A : il augmente en effet de deux ordres de grandeur entre le quartz sec et le quartz hydraté.

L'intervention mécanique des fluides, quant à elle, concerne principalement les changements de pression de pore de l'encaissant. Une augmentation de la pression de pore a des effets à plusieurs échelles. A l'échelle de l'affleurement, une augmentation de la pression de pores permet de diminuer les forces de friction le long de failles éventuelles (rôle de lubrification Handin et al., 1963) et de fracturer des milieux qui ne l'auraient peut-être pas été en leur absence (déplacement du cercle de Mohr vers le domaine en tension pure déjà évoqué, cf les travaux de Sibson, 1985).

Il est possible de convaincre le lecteur du rôle primordial des fluides dans la structure rhéologique de la croûte par une simple représentation des enveloppes rhéologiques (Figure I-24).



Figure I-24 : Effet de la pression de pores et de la modification des paramètres rhéologiques sur la profondeur de la transition fragile ductile. Les enveloppes ont été tracées en utilisant les paramètres de Ranalli, 1995; Ranalli, 1997 résumés en table 1. Le géotherme est supposé linéaire. La température au Moho est fixée à 900 K

On constate sur cette enveloppe qu'une augmentation de la pression de pores d'un gradient hydrostatique à un gradient lithostatique induit un approfondissement de la transition fragile-ductile de l'ordre de 2 km, tandis que le passage des paramètres rhéologique du quartz sec au quartz hydraté provoque une remontée de la transition fragile-ductile de l'ordre de 3 km. Ce type de représentation, même s'il est théorique, fait bien prendre conscience de la nécéssité de prendre en compte l'action des fluides dans les processus de déformation de la croûte continentale.

Une étude complète des circulations de fluides au mur d'un détachement et leurs implications tectoniques a été menée sur l'île de Tinos (Cyclades, Grèce) (Famin, 2003; Famin et al., 2003; Famin et al., 2005; Famin et al., 2004a; Famin et al., 2004b). Dans le paragraphe suivant, nous nous proposons de résumer le stravaux effectués sur le lien entre fluides et mise en place de la déformation crustale.

I.4.3 Circulation de fluides et mise en place d'un détachement crustal

Avant de présenter les travaux effectués par Famin et al., 2004b sur le rôle des fluides dans la mise en place d'un détachement crustal, il convient de faire quelques rappels sur les propriétés de perméabilité, porosité et les pressions de fluides de la croûte continentale.

I.4.3.1 Définitions de la perméabilité et de la porosité

La perméabilité d'une roche est définie comme la facilité avec laquelle y circulent les fluides. Elle dépend à la fois de la quantité de vides présents dans la roche (ou porosité totale), de la connexion de ces vides, et du comportement des phases fluides occupant les pores.

La porosité correspond, quant à elle, au rapport entre volume de vides et volume élémentaire représentatif. On distingue la porosité totale de la porosité ouverte, qui ne concerne que les vides reliés entre eux. La porosité ouverte est une condition nécessaire mais non suffisante à la circulation de fluides (c'est-à-dire à une perméabilité élevée) : il faut en effet, pour qu'une phase fluide circule, que cette phase soit continue. La porosité est alors dite interconnectée.

La porosité totale dépend, entre autres, de la pression effective du milieu (c'est-à-dire la pression réelle s'exerçant sur le squelette rocheux), de son héritage et de son histoire tectonique (présence de failles, fractures...) et des réactions de cristallisation/dissolution qu'il subit. La porosité totale décroît théoriquement de façon logarithmique avec la profondeur dans les premiers kilomètres de croûte continentale, sous l'effet de l'augmentation de la pression effective qui a tendance à refermer les pores. On considère classiquement la porosité en domaine ductile comme équilibrée, les pores se refermant par fluage des grains (Kerrich et al., 1984).

I.4.3.2 Gradient de pression de fluides dans la croûte continentale

La pression de fluides est la pression régnant à l'intérieur des pores. S'il existe un relatif consensus quant à l'évolution de la porosité avec la profondeur dans les premiers kilomètres de croûte, deux écoles s'affrontent concernant les gradients de pression de fluides.

Pour les deux groupes, le gradient de pression de pores dans la croûte supérieure cassante est hydrostatique : le pression à l'intérieur des pores est égale à celle exercée par une colonne d'eau. Une pression de pores hydrostatique peut être envisagée dans le cas d'une porosité non seulement ouverte, mais interconnectée. C'est l'approximation que l'on fait pour une croûte cassante en extension affectée, entre autres, par des failles normales dont on peut considérer le réseau comme connecté.

Il y a cependant divergence d'opinion en ce qui concerne la croûte inférieure.

Pour certains, la fermeture des pores à la transition fragile-ductile s'accompagne d'un emprisonnement des fluides et du passage de leur pression d'un gradient hydrostatique à un gradient lithostatique (Bailey, 1994Figure I-25, a). La croûte inférieure est alors considérée comme saturée. La présence de fluides dans la croûte inférieure est d'ailleurs avérée par des études géophysiques (Latorre et al., 2004).

Pour d'autres, la fermeture des pores s'accompagne d'une expulsion des fluides et, par conséquent, d'un passage de leur pression d'un gradient hydrostatique à une valeur nulle (Yardley and Valley, 1994, Figure I-25, b). Les partisans d'une croûte inférieure

asséchée défendent leur modèle en évoquant le caractère nécessairement non pérenne de la rétention de fluides dans la croûte inférieure.



Compte tenu des arguments géophysiques, il semble plus réaliste d'envisager une croûte inférieure saturée en fluides. Le passage par un gradient de pression lithostatique est d'ailleurs attesté par des analyses d'inclusions fluides dans la croûte ductile active (Famin et al., 2005)

I.4.3.3 Les modèles de perméabilité

Des modèles conceptuels de perméabilité de la croûte peuvent être proposés, qui rendent compte des profils de pression de pores supposés. Quel que soit le profil de pression de pores adopté (croûte inférieure saturée ou sèche), le maintien d'un gradient de pression à la transition fragile-ductile nécessite que l'on considère celle-ci comme une barrière hydrologique de perméabilité faible (Figure I-26).





Le modèle de Bailey, 1994 suppose une diminution de la perméabilité localisée à la transition fragile ductile. L'auteur explique cette chute de perméabilité par l'accumulation de fluides immiscibles au sommet de la croûte ductile, produits de réactions de dévolatilisation.

Le modèle de Yardley and Valley, 1994 présente l'avantage d'expliquer à la fois le maintien du gradient de pression de pores à la transition ductile-cassant par une chute de perméabilité, mais aussi de tenir compte de l'équilibration texturale des pores en profondeur en supposant une perméabilité très faible dans tout la croûte inférieure.

I.4.3.4 Modèle conceptuel de circulation de fluides au mur d'un détachement

Une schéma conceptuel d'évolution spatio-temporelle du détachement de l'île de Tinos (Cyclades) prenant en compte l'intervention des fluides a été proposé par Famin et al., 2004b, basé sur l'étude structurale et l'analyse d'inclusions fluides des veines du mur du détachement.



Figure I-27:Modèle conceptuel de circulation le long d'un détachement en période intersismique et sismique (Famin, 2003)

Les auteurs suggèrent que le front de réaction métamorphique en base de croûte cassante est approvisionné en fluides d'origine météorique par les failles normales à fort pendage de la croûte cassante. Ces fluides pénètrent le sommet de la croûte ductile grâce à la connection transitoire de la porosité lors d'une rupture sismique : la pression à la transition fragile-ductile passe alors d'un gradient lithostatique à un gradient hydrostatique, comme le suggèrent les analyses des inclusions fluides (Famin et al., 2005). A contrario, le fluage déconnecte la porosité en période inter-sismique, ce qui engendre une chute de la perméabilité entre les cycles sismiques.

Les fluides transitoirement injectés dans la croûte ductile sont supposés être responsables de la localisation de la déformation à la transition fragile-ductile et de la mise en place de la bande de cisaillement crustale.

En résumé : de tous les facteurs localisants évoqués, seuls deux semblent pouvoir convenir à la localisation de la déformation à la transition fragile-ductile : les réactions métamorphiques adoucissantes (la transformation du feldspath en micas a été testée par Gueydan et al., 2004; Gueydan et al., 2005) et la présence de fluides. Même si la présence de fluides est avérée à des profondeurs voisines de la transition fragile-ductile et que l'on suppose l'intervention de ces fluides dans la déformation, aucun test n'a été effectué, à notre connaissance, sur le rapport entre saturation de la croûte inférieure et localisation de la déformation.

I.5 Objectifs du travail et présentation d'ensemble

Comme nous l'avons vu dans ce chapitre résumant l'ensemble des connaissances actuelles sur l'exhumation des dômes métamorphiques, il n'existe pas de consensus sur la façon dont se structure un détachement et sur le rôle à lui accorder dans le processus d'exhumation. Il semblait donc indispensable d'entreprendre l'étude détaillée d'une telle structure en s'attachant particulièrement au suivi de son évolution depuis les premiers stades de la localisation en domaine ductile jusqu'à la mise en place de la déformation cassante.

Le premier axe de ce travail a consisté à s'attacher à la structuration du détachement au cours du processus d'exhumation, et notamment aux problèmes mécaniques posés par sa mise en place (seconde partie de ce manuscrit).

Les questions sous-jacentes de ce travail étaient les suivantes : est-il possible qu'un détachement se forme à faible pendage. Si oui, les critères mécaniques classiques suffisent-ils à en expliquer la formation et le jeu ? Quels facteurs doit-on prendre en compte en Egée, qui permettent une localisation de la déformation ductile sous forme d'une bande de cisaillement crustale, sachant que la réaction classiquement invoquée de transformation de feldspaths en micas ne saurait rendre compte des observations de terrain ?

Une étude a été menée sur le détachement de l'île de Tinos et fait l'objet du premier et du second article de cette thèse : « From ductile to brittle: Evolution and localization of deformation below a crustal detachment (Tinos, Cyclades, Greece) » et « Stress-strain rate history of a mid-crustal shear zone and the onset of brittle deformation inferred from quartz recrystallized grain size ». Le premier des deux articles propose un schéma conceptuel d'évolution des structures du ductile au cassant tandis que le second tente de caractériser la structuration d'un point de vue quantitatif par une évaluation des contraintes et taux de déformation ayant prévalu lors de la mise en place du détachement. (Chapitre 3 et 4)

Le second point auquel nous nous sommes attachés, après avoir mis en place un schéma conceptuel d'évolution de la déformation, porte sur le rôle à donner aux fluides dans le processus de localisation (troisième partie de ce travail).

Nous l'avons vu, l'étude de Famin, 2003 sur l'île de Tinos met indubitablement en évidence la présence de fluides à la transition fragile-ductile. L'étude structurale des veines couplée à l'étude de leurs inclusions fluides attestent d'une arrivée transitoire de fluides aux profondeurs de la transition fragile-ductile, zone pourtant réputée imperméable. La formation de la bande de cisaillement d'échelle crustale est alors imputée à ces fluides.

Il nous a paru intéressant, dans un premier temps, de clarifier les modalités structurales de transport de ces fluides au toit de cette croûte ductile, dont tous les modèles conceptuels font une zone à très faible perméabilité (cf paragraphe I.4.3.3). Pour cela, nous avons entrepris, après le travail effectué sur le détachement de Tinos, un travail sur Andros. Celui-ci a démontré que le boudinage était un facteur localisant initial de le déformation ductile et que les bandes de cisaillement ainsi formées pouvaient constituer de bons candidats au transport vertical de fluides. Une comparaison des structures des deux îles nous a par ailleurs permis d'établir une coupe verticale dynamique de la croûte continentale en extension la plus précise possible. Cette étude fait l'objet du troisième article de cette thèse : « Structural evolution of Andros Island (Cyclades, Greece): a key to the behaviour of a (flat) detachment within an extending continental crust » (Chapitre 5).

Dans un second temps, nous avons tenté de tester numériquement l'influence des fluides sur la localisation de la déformation. Nous avons pour cela utilisé la même méthode que Gueydan et al., 2004. Une nouvelle rhéologie a été proposée pour le code Sarpp, qui prend en compte l'intervention des fluides dans une réaction adoucissante à la transition fragile-ductile. Cette étude fait l'objet du dernier article de cette thèse : « Modelling strain localization by fluid-rock interaction in the middle crust ». (Chapitre 6)

II LA MER EGEE, UN ENSEMBLE PROPICE A L'ETUDE D'UNE COUPE COMPLETE DE LA CROUTE CONTINENTALE EN EXTENSION

]	II.1	DÉFC	DRMATION RÉCENTE EN MER EGÉE	64
		II.1.1	Sismicité et failles actives	64
		II.1.2	Données GPS	66
		II.1.3	Epaisseur crustale	67
]	II.2	Epi	SODE COMPRESSIF EOCENE ET FORMATION DE L'OROGENE	69
		II.2.1	Empilement des nappes	69
		II.2.2	Cinématique associée à la phase compressive	
]	II.3	EX	TENSION ET EXHUMATION DES DOMES METAMORPHIQUES	
		II.3.1	Caractérisation des dômes métamorphiques égéens et modèle conceptuel a	l'exhumation
			73	
	II.3.	.1.1	Les MCC égéens :	
	II.3.	.1.2	Extension syn-orogénique versus extension post-orogénique	
		II.3.2	Etude des structures égéennes : vers un modèle cinématique	
	II.3.	.2.1	Indices cinématiques liés à l'extension	
]	Données relatives à l'extension oligo-miocène de la croûte inférieure	
]	Données relatives à l'extension du manteau lithosphérique	
]	Données relatives à l'extension miocène à actuelle de la croûte supérieure	
]	Lien entre déformation des croûtes supérieure et inférieure miocènes	
]	Lien entre déformation de l'ensemble croûte inférieure/manteau lithosphérique et cro	ûte supérieure
	act	uelle		
	II.3.	.2.2	Datation des paragenèses égéennes et déplacement de l'extension active au cours o	du temps 84
	II.3.	.2.3	Causes de l'extension	
]	II.4	LA	MER EGEE, UN CONTEXTE FAVORABLE A L'ETUDE D'UNE COUPE COMPLETE DI	E LA CROUTE
CONTI	NENT.	ALE EN	EXTENSION	89

Nous avons présenté, dans un premier chapitre, les travaux historiques effectués sur les dômes métamorphiques de la province des Basin and Range. Nous y avons résumé les problèmes mécaniques relatifs à la mise en place des MCC, ainsi que les différents modèles historiques de la croûte continentale en extension. Nous l'avons vu, notre travail s'articulera autour de deux problématiques majeures : la structuration d'un détachement crustal, avec les problèmes mécaniques qu'elle implique et que nous avons évoqué dans le premier chapitre, et la clarification du rôle joué par les fluides dans la mise en place des structures à la transition fragile ductile.

Les études de terrain, nécessaires à la compréhension des structures caractéristiques de la déformation à la transition fragile-ductile, se sont portées sur les îles de Tinos et Andros (Cyclades, Grèce). Le but de ce chapitre est de présenter au lecteur le contexte géodynamique global régissant la déformation en mer Egée et la mise en place des MCC de Tinos et Andros.

II.1 Déformation récente en Mer Egée

II.1.1 Sismicité et failles actives



Figure II-1 : Carte de localisation des séismes de magnitude supérieure à 3 et de profondeur inférieure à 30 km enregistrés entre 1973 et 2002 dans la région égéenne ([Goldsworthy et al., 2002])

La sismicité en Mer Egée se localise actuellement autour du domaine égéen (Grèce continentale, ouest de la Turquie, nord de la Mer Egée et Mer de Crète) ainsi qu'au niveau de l'arc volcanique. Les Cyclades apparaissent aujourd'hui comme un bloc inactif quasiment dépourvu d'activité sismique (Figure II-1).

La présence d'une sismicité profonde sous la fosse hellénique couplée à des analyses de mécanismes au foyer de séismes a été très tôt interprétée comme caractéristique de la présence d'un panneau plongeant sous la Crète. Le panneau plongeant a pour la première fois été imagé par tomographie sismique par [Spakman et al., 1988].



Figure II-2 : Images tomographiques du panneau plongeant égéen obtenues par inversion des anomalies de vitesse des ondes P ([Wortel and Spakman, 2000]).

Il est possible de caractériser la déformation actuelle par l'observation des failles actives et des mécanismes au foyer de séismes.



Figure II-3 : Failles actives égéennes et mécanismes au foyer des séismes associés ([Nyst and Thatcher, 2004], d'après [Goldsworthy et al., 2002; Le Pichon and Angelier, 1981; McKenzie, 1972; McKenzie, 1978; McKenzie and Jackson, 1983; Taymaz et al., 1991])

Le fossé nord-égéen accommode la déformation actuelle par des mouvements en décrochement dextre (faille Nord-Anatolienne et associées, en vert sur la Figure II-3) tandis que la partie centrale de la Mer Egée est plutôt affectée par une extension Nord-Sud (mécanismes rouges). Cette extension Nord-Sud est particulièrement évidente au niveau de Golfe de Corinthe et en Eubée ([Armijo et al., 1996; Taymaz et al., 1991]). L'extension devient parallèle à la zone de subduction au Sud de l'Egée (Péloponnèse et Crète) ([Armijo et al., 1992]).

II.1.2 Données GPS



Figure II-4 : Champ de vitesse calculé à partir de données GPS, l'Eurasie étant fixe([Nyst and Thatcher, 2004]). Les données ont été compilées à partir des études de [Clarke et al., 1998], [Cocard et al., 1999], [McClusky et al., 2000], [Kotzev et al., 2001], [Ayhan et al., 2002] et [Meade et al., 2002].

Les données GPS en Mer Egée, dans un repère Eurasie fixe, révèlent un mouvement actuel de l'Anatolie vers l'WSW à une vitesse de 15 à 25 mm/an, un mouvement du Sud de l'Egée vers le SW à environ 30 mm/an et une rotation de la Grèce centrale dans le sens des aiguilles d'une montre. Les vitesses de déplacement augmentent globalement du nord au sud. L'ensemble du champ de vitesses traduit avant tout l'extrusion actuelle de l'Anatolie vers la mer Egée. Elle est accommodée par les décrochements dextres du fossé nord égéen, comme la faille nord-anatolienne. L'augmentation des vitesses de déplacement du Nord au Sud traduit quant à elle l'influence du retrait du panneau plongeant sur l'extension au sud de l'Egée.

II.1.3 Epaisseur crustale

Plusieurs estimations de l'épaisseur crustale en Mer Egée ont été proposées ces trente dernières années, déduites d'études combinées de sismique réfraction/gravité ([Makris, 1978]), d'études gravimétriques ([Tirel et al., 2004; Tsokas and Hansen, 1997]), d'inversions tomographiques ([Karagianni et al., 2002]) et de fonctions récepteurs ([Li et al., 2003; Saunders et al., 1998; van der Meijde et al., 2003]).

La première d'entre elles ([Makris, 1978]) met en évidence une épaisseur crustale moyenne de 32 km en Eubée et en Crète et un amincissement jusqu'à environ 20 km en Mer de Crète. Le chaîne des Hellénides est quant à elle caractérisée par une épaisseur d'environ 46 km. [Le Pichon and Angelier, 1981], ont publié une carte des épaisseurs crustales en Mer Egée à partir des données de Makris, corrigées de la topographie et de la bathymétrie (Figure II-5).



Figure II-5 : Carte des épaisseurs crustales en Mer Egée d'après les données de Makris (1978) auxquelles a été ajoutée la quantité approximative d'érosion et retranchée l'épaisseur de sédiments déposée depuis 12-13 Ma. ([Le Pichon and Angelier, 1981])

La plupart des études réalisées depuis convergent, quelle que soit la méthode, vers des valeurs de l'ordre de la trentaine de kilomètres au nord de l'Egée et de la cinquantaine de kilomètres pour la chaîne des Hellénides.

La dernière inversion de données gravimétriques en date a permis d'estimer l'épaisseur moyenne de la croûte égéenne à environ 25km ([Tirel et al., 2004]). Les 50 km d'épaisseur en Grèce continentale mis en évidence par les études précédentes témoignent d'un épaississement préalable de la croûte continentale lié à la formation des Hellénides. Outre la réalisation d'une carte détaillée des épaisseurs crustales, les auteurs identifient, sur la base de celle-ci, trois domaines distincts en mer Egée : le fossé nord-égéen, les Cyclades et la Mer de Crète. Fossé nord-égéen et mer de Crète sont caractérisés par une croûte très amincie (24 km et 22-23 km respectivement) tandis que le Moho sous les Cyclades est quasiment plat à 25 km de profondeur (Figure II-6), ce qui confirme les données de la sismique réfraction et réflexion ([Vigner, 2002]).



Figure II-6 : Epaisseur crustale en Mer Egée déduite d'une inversion de données gravimétriques satellitaires marines ([Tirel et al., 2004])

L'amincissement de la croûte d'une cinquantaine de kilomètres à une valeur moyenne de 25 km est attribué au retrait vers le sud du panneau plongeant de la plaque Afrique sous la plaque Eurasie et à l'effondrement consécutif des Hellénides ([Le Pichon and Angelier, 1981]). A cet amincissement uniforme se surimpose un amincissement additionnel récent (Miocène Supérieur à l'actuel) dans le fossé nord égéen et en Mer de Crète : le fossé nordégéen enregistre l'extension liée à l'extrusion de l'Anatolie, tandis que l'amincissement additionnel enregistré en Mer de Crète semble correspondre à une concentration de l'extension liée au retrait du panneau plongeant.

En résumé : La Mer Egée se situe actuellement en position arrière-arc par rapport à la zone de subduction de la plaque africaine sous la plaque eurasie. L'ensemble du domaine égéen témoigne de la succession de deux phases tectoniques distinctes : une phase compressive en front de subduction (responsable d'un épaississement crustal encore observable en Anatolie et Grèce continentale) suivie d'une phase extensive, probablement pluri-phasée et aux causes multiples, responsable de l'exhumation de nombreux dômes métamorphiques et de l'épaisseur actuelle de la croûte égéenne. Les champs de vitesse actuels marquent surtout le mouvement d'extrusion de l'Anatolie vers la Mer Egée.

II.2 Episode compressif éocène et formation de l'orogène

II.2.1 Empilement des nappes

Des paragenèses HP-BT disséminées dans l'ensemble du domaine égéen (et notamment dans les Cyclades) témoignent d'un enfouissement des formations en front de subduction. Elles sont datées du Crétacé Supérieur à l'Eocène ([Bonneau and Kienast, 1982]).

Les Hellénides constituent la partie grecque de cette chaîne formée en front de la zone de subduction et peuvent encore être observées en Grèce continentale ainsi qu'en Mer Egée (Cyclades), même si elles y ont subi un fort effondrement. Il est possible de retrouver la succession des nappes de l'orogène en détaillant la carte géologique depuis le nord de l'Egée jusque la Crète. (Figure II-7)

Le massif du Rhodope constitue la partie nord de la chaîne et correspondrait à la marge nord de l'Océan Tethys ([Ricou, 1994; Ricou et al., 1998]). Des paragenèses HP-BT y ont été mises en évidence, témoignant d'une éclogitisation dont l'âge minimum est estimé à environ 50 Ma suivie d'une exhumation jusque 30-35 Ma ([Moriceau, 2000]).

La zone de suture du Vardar sépare le bloc continental du Rhodope de la zone pélagonienne au sud. Elle appartient, pour partie, à la marge active située au nord de la Téthys, comme en témoignent des plutons granodioritiques d'âge Jurassique à Crétacé Inférieur ([Ricou et al., 1998]).

L'unité Pélagonienne : [Bonneau, 1982] en a donné une définition très simple : elle se réfère à une obduction ophiolitique du Jurassique Supérieur et à la déformation qui lui est associée. On la trouve en Grèce continentale, mais aussi à l'état de petits affleurements dans les Cyclades (unités ophiolitiques) ou en Crète (nappe Asteroussia) ([Bonneau, 1984; Papanikolaou, 1987; Reinecke, 1982]).



Figure II-7 : Carte géologique de la Mer Egée et de l'ouest de la Turquie montrant l'empilement des nappes des Hellénides (Jolivet *et al.*, 2004)

Les Schistes Bleus Cycladiques apparaissent sous l'unité pélagonienne grâce à des fenêtres tectoniques en Grèce continentale ([Ferrière, 1982; Godfriaux and Ricou, 1991; Godfriaux, 1965; Schermer, 1990; Schermer, 1993; Schermer et al., 1990]). Ils ont également été observés en Eubée et dans les Cyclades ([Blake et al., 1981; Bonneau, 1982]). Leur base est probablement constituée par les séries anatectiques de Ios, Naxos et Paros ([Engel and Reischmann, 1997; Reischmann, 1997]). Ils sont essentiellement constitués d'une succession de métapélites, métabasites et marbres (par exemple sur Tinos ou Andros).

Les Schistes Bleus cycladiques sont marqués par un métamorphisme HP-BT daté de 70 a 35 Ma ([Altherr et al., 1979; Bröcker, 1990; Bröcker and Enders, 1999; Bröcker et al., 1993; Brown et al., 1998; Maluski et al., 1987; Okrusch and Bröcker, 1990; Parra et al., 2002]) auquel se surimpose un autre épisode HT-BP lié à l'extension post-orogénique. Ils sont, pour certains auteurs, d'affinité Pindique (Bonneau, 1982), d'affinité Pélagonienne pour d'autres (White). Le premier épisode métamorphique témoigne de l'enfouissement des schistes bleus cycladiques lors de l'orogenèse tandis que le second témoigne de leur exhumation.

La nappe du Pinde : en Grèce continentale, dans le Péloponnèse et en Crète, elle occupe la même position tectonique que les schistes bleus cycladiques. C'est pourquoi Bonneau la considère comme leur équivalent latéral non métamorphique.
La nappe de Gavrovo-Tripolitza : il s'agit d'une séquence de plate-forme déposée entre le Trias et l'Eocène, surmontée d'un flysch Eocène à Oligocène inférieur. Bien que majoritairement non métamorphique, des fenêtres tectoniques témoignent d'un métamorphisme HP-BT local post Eocène inférieur.

La nappe des Phyllites-Quartzites ou nappe des Phyllades : il s'agit d'une séquence détritique. Elle affleure en Crète et dans le Péloponnèse, sous la nappe de Gavrovo. Elle contient des paragenèses HP-BT datées de 25 Ma (Seidel et al., 1982).

La nappe Ionienne est constituée d'une séquence calcaire néritique du Lias moyen surmontée d'une série pélagique Eocène et d'un flysch Eocène à Miocène ([van Hinsbergen et al., 2005]). La nappe apparaît métamorphisée dans le Péloponnèse et en Crète, mais aucun métamorphisme HP-BT n'a été reporté.



Figure II-8 : Coupe géologique passant par les Cyclades et la Crète mettant en évidence la succession des nappes en Egée ([Jolivet et al., 2004b])

L'épisode d'empilement des nappes est interprété comme étant lié à la fermeture de l'océan Vardar au nord du domaine au Crétacé Supérieur–Paléocène (Figure II-9). La poursuite de la convergence aurait induit un raccourcissement de la croûte continentale apulienne puis l'apparition d'une seconde zone de subduction : l'océan Pinde disparaît alors. Les données tomographiques, quant à elles, ne montrent qu'un seul slab ([Jolivet et al., 2003]). Le raccourcissement se poursuit avec l'adjonction de la plaque du Gavrovo-Tripolitza au système. La phase de raccourcissement aboutit à la formation d'un orogène dont les Albanides, Dinarides, Taurides et Hellénides sont autant de portions.



Figure II-9 : Evolution tectonique de l'Egée depuis le Jurassique supérieur jusqu'à l'actuel. ([Bonneau, 1982])

Un changement des conditions aux limites intervient vers 30 Ma : la zone passe d'un contexte de convergence aux limites à un contexte d'extension en arrière-arc de la zone de subduction Afrique-Eurasie (Figure II-9) ([Jolivet and Faccenna, 2000]).

II.2.2 Cinématique associée à la phase compressive

La présence d'indices cinématiques de l'histoire syn-orogénique de la chaîne dépend de l'état de préservation des paragenèses caractéristiques de la HP-BT. Elles sont particulièrement bien préservées dans la région d'Olympe-Ossa ainsi que sur les îles de Ios, Sifnos et Syros. Les indices cinématiques de la phase de raccourcissement sont rares. Associés à la cristallisation de l'amphibole bleue, ils indiquent dans la région d'Olympe-Ossa une mise en place vers le SW des unités pélagoniennes sur les schistes bleus cycladiques et la plate-forme du Gavrovo ([Godfriaux and Ricou, 1991; Schermer, 1993]).

II.3 Extension et exhumation des dômes métamorphiques

II.3.1 Caractérisation des dômes métamorphiques égéens et modèle conceptuel d'exhumation

II.3.1.1 Les MCC égéens :

De nombreux MCC ont été mis en évidence en Egée depuis une vingtaine d'années. La première description d'un dôme métamorphique en domaine égéen a été faite sur l'île de Naxos ([Lister et al., 1984]). Plusieurs équipes ont ensuite mis en évidence des structures similaires sur les îles de Paros, Evia, Andros, Tinos, Mykonos, Ikaria, Thassos ainsi que dans le sud du Rhodope ([Avigad and Garfunkel, 1989; Buick, 1991; Dinter and Royden, 1993; Faure et al., 1991; Gautier and Brun, 1994b; Gautier et al., 1993; Lee and Lister, 1992; Sokoutis et al., 1993; Urai et al., 1990; Vandenberg and Lister, 1996]).



Figure II-10 : carte géologique simplifiée de la zone est méditerranéenne. Les ombres grises localisent les principaux dômes métamorphiques de la zone ([Gautier et al., 1999]).

Les dômes égéens sont caractérisés, tout comme les dômes de la cordillère nordaméricaine, par la superposition de deux unités structurales séparées par des détachements. L'unité inférieure des détachements est marquée par un métamorphisme HP-BT (faciès schistes bleus) tandis que l'unité supérieure n'a pas subi de métamorphisme tertiaire. Unité supérieure et inférieure sont séparées par des failles à faible pendage. Le saut de conditions pression-température de part et d'autre du détachement, associé à un faisceau d'indices cinématiques, étaie le caractère extensif de la déformation. Les détachements sont souvent soulignés par des niveaux bréchiques. Les paragenèses HP-BT s'organisent, en Mer Egée, sous forme de deux ceintures. La première peut être tracée depuis l'Olympe, passe par l'Eubée, les Cyclades et finit dans l'ouest turc : il s'agit de l'unité des Schistes Bleus Cycladiques. La seconde ceinture s'étend du Péloponnèse à la Crète (Figure II-11).



Figure II-11 : Carte géologique de la Mer Egée sur la quelle ont été reportées (1) en bleu : les deux ceintures de paragenèses HP-BT (2) figurés de failles normales : les détachements cycladiques (3) flèches : la direction des linéations d'étirement ductile, la flèche indiquant le sens de cisaillement (d'après [Jolivet et al., 2004b]). En encart : un agrandissement des Cyclades ([Gautier and Brun, 1994a]). 1 : sens de cisaillement ductile des unités inférieures; 2, 3, 4: failles pliocènes et quaternaires; 2: failles normales majeures; 3: failles normales secondaires, généralement antithétiques; 4: failles de transfert et/ou décrochantes.

L'ensemble de la zone centrale, et notamment les Cyclades, est divisé en une série de blocs basculés par des failles normales d'orientation NW-SE. Les failles majeures plongent vers le nord et basculent donc les blocs vers le sud ([Jackson, 1994; Taymaz et al., 1991]) (Figure II-11, encart). Ces failles individualisent donc trois chaînes d'îles (Eubée-Mykonos, Gyaros-Syros, Kea-Sifnos Figure II-11, en encart) interprétées comme correspondant à des horsts. Ces trois chaînes d'îles témoignent, selon [Gautier and Brun, 1994a], de la présence en Egée de trois détachements parallèles les uns aux autres. Les grabens, quant à eux,

correspondent à des bassins sédimentaires se créant au toit des détachements. Les bassins les plus anciens, en Egée, sont datés de l'Aquitanien ([Gautier et al., 1999]).

L'Eubée et les îles de Andros, Tinos et Naxos appartiennent au même horst. Des détachements ont été individuellement mis en évidence sur le Mont Olympe ainsi que sur les trois îles d'Andros, Tinos et Naxos. Selon les interprétations de [Avigad and Garfunkel, 1989]et [Gautier and Brun, 1994a], ces trois détachements correspondent en fait à une seul et même plan.



Figure II-12: Carte des Cyclades présentant le transect Mont Olympe, Naxos et les chemins pression – température calculés au mur des dômes d'Olympe, Tinos et Naxos. (d'après [Gautier and Brun, 1994a] et [Jolivet and Patriat, 1999])

Au sein de cet ensemble, les pics de pression température ont été déterminés comme suit : 8kbar-300°C pour le Mont Olympe (Schermer, 1993), 15-18 kbar et 450-500°C pour Tinos ([Parra et al., 2002]) et environ 15kbar et 550-600°C pour Naxos ([Avigad, 1998]) (Figure II-12). Les roches exhumées le sont depuis des zones de plus en plus profondes du NW au SE de la coupe (Avigad and Garfunkel, 1989 ; [Gautier et al., 1993]). Des indices structuraux indiquent une déformation à caractère essentiellement cassant sur Olympe, une déformation ductile sur Andros et Tinos et l'évolution vers l'anatexie sur Naxos ([Jolivet and Patriat, 1999]). Ces indices sont compatibles avec les données des chemins pression – température et permettent de mettre en évidence le long du transect Olympe-Naxos un gradient d'extension finie, les parties les plus profondes de la croûte étant exhumées à Naxos ([Gautier et al., 1993; Jolivet et al., 1994]). On observe d'ailleurs le long de ce gradient une diminution de l'épaisseur crustale d'environ 45 km jusqu'à 26 km ([Tirel et al., 2004]).

Les datations de ces pics donnent 53 à 61 Ma pour Olympe, 45Ma pour Tinos et Naxos.

[Jolivet, 2001] propose que les dômes de Tinos et Naxos correspondent à deux étapes différentes de l'exhumation d'un dôme métamorphique extensif; le stade Naxos, puisqu'il exhume des parties plus profondes de la croûte, serait plus mature que celui de Tinos.

Sur la base de considérations géométriques, [Jolivet and Patriat, 1999] décèlent une analogie entre le Golfe de Corinthe et les dômes métamorphiques extensifs de type Naxos : dans les deux cas, il est possible de mettre en évidence un transfert du mouvement le long de failles normales à fort pendage vers une bande de cisaillement crustale à faible pendage. Le jeu d'une faille normale à faible pendage sous le Golfe de Corinthe est depuis attesté par la localisation de micro-séismes le long d'un plan sur lequel semblent s'enraciner les failles du rift ([Rigo et al., 1996]). Le Golfe de Corinthe correspondrait à un troisième stade de l'évolution d'un dôme métamorphique. Compte tenu du déplacement de l'extension active en Egée depuis l'Oligocène (Figure II-21), la structure du Golfe de Corinthe peut être considéré comme un stade précoce de l'évolution d'un MCC.

Un scénario d'exhumation des dômes égéens en trois étapes peut alors être proposé pour l'exhumation des dômes métamorphiques égéens ([Jolivet, 2001]) :



Figure II-13: Evolution schématique en trois étapes de l'exhumation des dômes métamorphiques égéens. La première étape, et la plus précoce, est illustrée par le rift de Corinthe-Patras, l'étape intermédiaire par l'exemple de Tinos, où des faciès schistes verts sont exhumés, le dernier stade correspond, quant à lui, aux dômes de Naxos-Paros où des migmatites sont portées en surface. ([Jolivet, 2001])

Dans ce modèle, les structures observées actuellement dans le Golfe de Corinthe sont interprétées comme correspondant au stade précoce de la formation des dômes métamorphiques extensifs. La déformation se localise dans un premier temps le long d'un plan cassant à faible pendage, imagé par des amas de microséismes sous le Golfe ([Rigo et al., 1996]). La mise à l'affleurement de faciès schistes verts, comme c'est le cas à Tinos, constitue la seconde étape du processus d'exhumation. Les roches initialement situées à la transition fragile-ductile se retrouvent alors en surface. La troisième étape est imagée par le dôme de Naxos, avec le retour en surface de roches migmatitiques.

II.3.1.2 Extension syn-orogénique versus extension post-orogénique

C'est grâce à la mise en place d'un contexte extensif que sont exhumés les dômes métamorphiques égéens. La phase extensive est divisée en deux épisodes successifs : un épisode extensif contemporain de la formation de la chaîne (extension syn-orogénique) et un autre postérieur à sa formation et qui contribue à sa disparition (extension post-orogénique).

Ces deux épisodes induisent une modification significative des chemins P-T rétrogrades et sont caractérisés par des conditions aux limites cinématiques différentes. Les dômes métamorphiques en domaine d'extension syn-orogénique sont caractérisés par une bonne préservation des paragenèses HP-BT et n'enregistrent pas de réchauffement significatif durant l'exhumation. Les dômes métamorphiques en domaine post-orogénique enregistrent, quant à eux, une superposition de paragenèses HT-BP sur les paragenèses HP-BT préexistantes ([Jolivet and Goffé, 2000]).



Figure II-14 : Exemples de chemins P-T égéens illustrant l'enregistrement, par les paragenèses du dôme métamorphique, de l'épisode d'extension syn ou post-orogénique (d'après [Jolivet and Patriat, 1999; Jolivet et al., 2004b; Parra et al., 2002])

Seule l'extension post-orogénique engendre un amincissement crustal significatif puisque l'amincissement que pourrait provoquer l'extension syn-orogénique est compensé par l'épaississement frontal.

II.3.2 Etude des structures égéennes : vers un modèle cinématique

II.3.2.1 Indices cinématiques liés à l'extension

Données relatives à l'extension oligo-miocène de la croûte inférieure

La déformation ductile contemporaine de la rétromorphose des schistes bleus en schistes verts est déduite de l'orientation de la linéation d'étirement et du sens de cisaillement le long des bandes de cisaillement. La linéation d'étirement prend une direction NE-SW au nord du bassin et passe à une direction N-S à mesure que l'on s'approche de la Crète et de la zone de subduction actuelle. Les sens de cisaillement sont opposés de part et d'autre de la fosse nord égéenne. Un sens de cisaillement vers le sud-ouest prédomine au sud du Rhodope et à Thassos alors qu'il est orienté vers le nord-est dans l'ensemble de Cyclades, en Eubée et en Crète (Figure II-11).

Il convient toutefois de prendre avec précaution les directions d'extension déduites des valeurs brutes des linéations d'étirement. Les linéations d'étirement sont susceptibles d'avoir subi des rotations passives après leur enregistrement. Il est en effet fréquent que des blocs rigides de croûte s'individualisent lors d'un épisode postérieur à la mise en place des linéations d'étirement et subissent des rotations. L'étude de l'enregistrement paleomagnétique de ces roches de la croûte inférieure exhumée permet de quantifier ces rotations et par conséquent de corriger les directions des linéations d'étirement de la valeur des rotations.

Plusieurs études paleomagnétiques ont été menées en Grèce continentale et en Egée. [van Hinsbergen et al., 2005] ont récemment effectué de nouvelles mesures au nord, ouest et sud-ouest de la Grèce continentale. Les auteurs concluent à une rotation régionale d'environ 50° dans le sens horaire de la Grèce continentale, des Albanides externes de l'Eubée et du Péloponnèse. Cette rotation affectant en Eubée des terrains postérieurs à 13.2 Ma ([Kissel et al., 1989; Morris, 1995]), la rotation du bloc ouest égéen est donc considérée comme postérieure à l'Oligocène inférieur. Des mesures effectuées sur des terrains datés du Miocène supérieur (8Ma) au Pliocène inférieur (4Ma) indiquent quant à elles une rotation horaire de l'ordre de 10 degrés. Les auteurs concluent donc à une rotation régionale en 2 temps : la majeure partie (40°) s'étant effectuée entre 13 et 8 Ma et un dernier incrément (10°) entre 8 Ma et l'actuel (Figure II-15). Les études précédentes faisaient plutôt état d'une rotation Pliocène d'environ 25° de l'ouest de la Grèce et de l'Albanie ([Kissel and Laj, 1988; Kissel et al., 2003; Laj et al., 1982; Speranza et al., 1995]). Ces rotations pliocènes de 25° sont interprétées par [van Hinsbergen et al., 2005] comme locales et non caractéristiques d'un mouvement régional.



Figure II-15 : Carte schématique illustrant la configuration du domaine ayant subi une rotation horaire d'environ 50°. La zone ombrée a subi une rotation de 50°, la zone finement hachurée une rotation entre 30 et 40°, la zone aux hachures grossières ne présente pas de sédiments du Miocène moyen mais des observations structurales la classe dans le domaine ayant subi la rotation de 50° ([van Hinsbergen et al., 2005])

Quelques mesures ont été effectuées dans les Cyclades qui font état de rotations horaires de 22-25° sur Mykonos et Tinos ([Avigad et al., 1998; Morris and Anderson, 1996]) tandis qu'une rotation dans le sens antihoraire de 30° dans les granodiorites de Naxos ([Morris and Anderson, 1996]) et de 5° sur Milos ([Duermeijer et al., 2000]) est enregistrée. La rotation sur Naxos est datée au maximum de 10 Ma. Si l'on corrige les orientations des linéations d'étirement sur ces îles des valeurs des rotations enregistrées par paléomagnétisme, l'ensemble des linéations s'approche, dans les Cyclades, de N025 ([Morris and Anderson, 1996; Walcott and White, 1998]) (Figure II-16).

Aucune rotation post-tectonique n'a pu être mise en évidence en Crète ([Duermeijer et al., 1998]), ce qui laisse supposer que la linéation d'étirement N-S constitue la direction cinématique originelle du Miocène inférieur à moyen.

Un certain nombre de rotations dans le sens contraire des aiguilles d'une montre ont été mises en évidence dans la partie Est de l'Egée.

Les différents taux de rotation entre Grèce continentale (50° au total) et les MCC égéens (25°) peuvent s'expliquer si l'on suppose que les roches n'enregistrent la rotation qu'une fois intégrées à la croûte supérieure ([Jolivet et al., 2004a]). Si les rotations n'affectent que la croûte supérieure, comme semblent l'indiquer les données paléomagnétiques, alors force est de conclure à un découplage mécanique, à l'actuel, entre croûte supérieure et croûte inférieure au niveau de la transition fragile-ductile.



Figure II-16 : Carte des linéations d'étirement Oligo-Miocènes (d'après [Jolivet et al., 2004a]). Les données sont tirées de [Bozkurt and Park, 1997; Dinter and Royden, 1993; Gautier and Brun, 1994b; Gautier et al., 1993; Hetzel et al., 1995a; Hetzel et al., 1995b; Jolivet et al., 1994; Jolivet et al., 1996; Jolivet and Patriat, 1999; Lips et al., 2001; Okay and Satir, 2000; Rimmelé et al., 2002; Schermer, 1993; Sokoutis et al., 1993; Trotet et al., 2001b; van Hinsbergen et al., 2005; Walcott, 1998; Walcott and White, 1998; Wawrzenitz and Krohe, 1998]. Les flèches blanches représentent les linéations corrigées de la valeur des rotations de blocs déduites de données paleomagnétiques.

Une composante de constriction E-W a par ailleurs été mise en évidence dans la croûte inférieure par la présence d'un plissement à haute température sur Naxos aussi bien que par la présence de plis contemporains de la déformation schistes verts sur Tinos ([Avigad et al., 2001]). Cette composante, puisque contemporaine de la haute température, semble s'être mise en place de façon précoce dans l'histoire extensive de la région.

Données relatives à l'extension du manteau lithosphérique

Les mesures de polarisation des ondes S permettent de déterminer l'orientation des anisotropies du manteau supérieur. La déformation provoque une orientation préférentielle du réseau cristallin des olivines qui induit une anisotropie des propriétés physiques à l'échelle du manteau. L'orientation de cette anisotropie est déduite de la mesure de la polarisation des ondes S s'y propageant. Le laps de temps couvert par les données correspond au temps nécessaire à la mise en place de l'anisotropie.



Figure II-17: Résultat de l'inversion des données de polarisation des ondes S. En traits gris ont été représentées les orientations des anisotropies du manteau lithosphérique. Les flèches noires correspondent aux linéations d'étirement telles qu'elles sont mesurées sur le terrain. Les flèches blanches représentent ces mêmes linéations corrigées, quand cela est possible, de la rotation enregistrée par les mesures paleomagnétiques ([Kreemer et al., 2004]).

Une comparaison entre l'orientation des anisotropies mantelliques déduites de la mesure de la polarisation des ondes S au nord de l'Egée et les quelques linéations d'étirement mesurées au voisinage de la zone (Rhodope, Eubée et Cyclades) met en évidence une cohérence entre les différentes structures : les unes comme les autres ont une orientation approximative NE-SW et sont toujours parallèles au gradient d'épaisseur crustal. Elles présentent une même évolution vers une orientation N-S à mesure que l'on s'approche de la Crète. Il semble donc exister une cohérence verticale de l'orientation de la déformation finie entre croûte inférieure et manteau lithosphérique ([Kreemer et al., 2004], voir Figure II-17).

Données relatives à l'extension miocène à actuelle de la croûte supérieure

A la faveur du régime extensif se développent, au toit des détachements, des bassins sédimentaires. Les plus anciens de ces bassins sont datés de l'Aquitanien. L'étude de l'orientation et du jeu des structures cassantes dans ces bassins permet de contraindre le régime extensif de la croûte supérieure du Miocène Inférieur à l'actuel. Plusieurs études ont permis de mettre en évidence une évolution significative du régime de contraintes durant le Néogène ([Angelier et al., 1982; Mercier et al., 1987]). Un changement de direction de l'extension post-Pleistocène inférieur est notamment mis en évidence. Alors que l'extension est orientée NNE-SSW ou N-S en Egée et E-W dans le Péloponnèse au Pliocène et Pléistocène inférieurs, elle s'oriente actuellement plutôt E-W en Crète et Péloponnèse et NNW-SSE à N-S en Egée.

Lien entre déformation des croûtes supérieure et inférieure miocènes

Si l'on compare les linéations d'étirement corrigées des rotations déduites des mesures paléomagnétiques avec l'orientation des failles miocènes affectant les sédiments au toit des détachements, on constate que les failles des unités supérieures demeurent perpendiculaires à la direction d'extension ductile et que le sens de basculement des blocs de l'unité supérieure est compatible avec le sens de cisaillement observé dans les unités inférieures des MCC ([Gautier and Brun, 1994a; Gautier et al., 1993]). Il semblerait donc que la croûte supérieure cassante accommode le flux ductile de la croûte inférieure ([Jolivet et al., 2004a]).

Lien entre déformation de l'ensemble croûte inférieure/manteau lithosphérique et croûte supérieure actuelle

Au premier ordre, une comparaison entre linéations liées à l'étirement oligo-miocène et déformation actuelle enregistrée par géodésie semble donner des directions d'extension à peu près cohérentes ([Jolivet, 2001]). Pourtant, une comparaison qualitative entre les directions d'anisotropies mantelliques et les données GPS montre que l'extension actuelle est systématiquement orientée entre 17 et 40° plus au nord que l'anisotropie mantellique, échappant à la barre d'erreur des mesures d'anisotropie ([Kreemer et al., 2004], d'après les travaux de [Hatzfeld et al., 2001], voir Figure II-18).

Cette différence peut être expliquée de deux façons : soit elle correspond à une évolution temporelle du champ de déformation, soit elle correspond à une incohérence entre déformation finie et déformation instantanée. Nous l'avons déjà évoqué, déformation ductile de la croûte inférieure et déformation cassante de la croûte supérieure étaient cohérentes au Miocène (paragraphe précédent). Il est donc très probable que la différence observée actuellement soit plutôt due à une évolution temporelle du champ de déformation. Le temps d'enregistrement d'un nouveau régime de déformation par les roches de la croûte supérieure serait plus court que le temps nécessaire à l'anisotropie mantellique pour se développer, d'où une période de non correspondance entre les directions d'extension surfaciques et celles délivrées par les anisotropies mantelliques, induite par l'inertie du manteau.

[Kreemer et al., 2004] expliquent le changement de régime extensif par la prolongation récente de la Faille Nord Anatolienne dans le domaine égéen ayant entraîné le passage d'un régime essentiellement extensif au nord de la zone à un régime décrochant. Il est toutefois difficile de vérifier cette explication, puisque nous n'avons pas accès à la déformation ductile actuelle dans la croûte inférieure.



Figure II-18: Comparaison entre les orientations des anisotropies mantelliques (traits rouges) et les orientations moyennes de l'extension prédites par données géodésiques (flèches grises). Ont également été reportées sur la carte les valeurs de la composante en dilatation du taux de déformation. ([Kreemer et al., 2004])

En résumé : L'extension oligo-miocène se concentre dans la partie centrale de la Mer Egée. Elle est caractérisée par une orientation environ N25° au nord de la zone passant à N00° en Crète et une composante de constriction dont témoignent des plis ductiles ([Avigad et al., 2001]). Direction d'extension ductile dans la croûte inférieure et le manteau lithosphérique et direction d'extension cassante dans la croûte supérieure cassante sont alors parallèles : la déformation enregistrée dans la croûte cassante accommode le flux ductile de la croûte inférieure. C'est dans ces conditions que sont exhumés les dômes métamorphiques égéens. Il faut noter qu'une certaine contradiction existe entre les données couplées d'orientation des structures ductiles et cassantes miocènes et les données paléomagnétiques. Les premières témoignent de l'accommodation par la croûte cassante du flux ductile, et donc d'un couplage croûte inférieure/croûte supérieure, au moins jusqu'au Miocène, tandis que les secondes témoignent d'un découplage au niveau de la transition fragile/ductile. Ce paradoxe n'est pas résolu à l'heure actuelle.

Durant leur exhumation, les roches de l'unité inférieure franchissent la transition fragile-ductile et sont intégrées à la partie cassante de la croûte. La croûte cassante répond à l'extension et à la composante de constriction de la croûte ductile par rotation de blocs rigides ([Jolivet et al., 2004a], voir Figure II-19). Ces rotations affectent les linéations d'étirement ductiles fossilisés dans les roches désormais passées en rhéologie cassante.

L'extension est maximale au centre de la zone et tend à diminuer en Grèce continentale et en Turquie.



Figure II-19:Diagramme schématique résumant l'accommodation de la déformation en Egée : la croûte ductile réagit par la mise en place d'une extension N-S et un plissement d'axe parallèle à l'extension tandis que la croûte cassante réagit par l'individualisation et la rotation de blocs rigides ([Jolivet et al., 2004a])

Un changement de direction d'extension est observé, dans la croûte supérieure, entre le Pliocène et le Pléistocène : Il est, semble-t-il, lié à la propagation de la faille nordanatolienne en Egée du nord. Ce changement récent de la direction d'extension ne semble pas encore avoir été enregistré par les anisotropies mantelliques.

II.3.2.2 Datation des paragenèses égéennes et déplacement de l'extension active au cours du temps

La datation des paragenèses HP-BT en Egée permet de mettre en évidence deux générations de Schistes Bleus, correspondant aux deux ceintures spatiales déjà évoquées (paragraphe II.3.1).

Le métamorphisme HP-BT de la première ceinture est daté entre 70 et 40 Ma, avec un âge moyen de 45 Ma. Les paragenèses HP-BT de la seconde ceinture sont quant à elles datées de 25 à 20 Ma. Le pic de pression au sud de l'Egée est donc plus tardif que dans les Cyclades. Alors que les roches de Crète sont encore profondément enfouies, les roches des Cyclades enregistrent déjà l'exhumation post-orogénique, puisque les paragenèses HT-BP des Cyclades sont contemporaines des paragenèses HP-BT de Crète. Le début de l'extension en mer Egée est donc daté au minimum de 25 Ma. [Le Pichon and Angelier, 1981] l'avaient dans un premier temps daté de 13 Ma sur la base de restaurations géométriques et de datations des bassins sédimentaires liés à l'extension.



Figure II-20 : carte géologique de l'Egée présentant les âges des paragenèses HP-BT et HT-BP, ainsi que les datations du volcanisme et des granodiorites (d'après [Jolivet et al., 1998]. Les âges sont déduits des travaux de [Altherr et al., 1982; Bonneau and Kienast, 1982; Fytikas et al., 1984; Jolivet et al., 1996; Kyriakopoulos et al., 1988; Seidel et al., 1982; Wawrzenitz and Krohe, 1998; Wijbrans et al., 1993]).

L'extension s'est donc concentrée, à l'Oligo-Miocène, dans la partie centrale de la Mer Egée avec l'exhumation progressive des dômes de la ceinture cycladique, puis de la Crète. Elle est aujourd'hui localisée, comme l'indiquent la sismicité, la localisation des failles actives et les données GPS, dans la région du rift de Corinthe et l'ouest de la Turquie ([Armijo et al., 1992; Armijo et al., 1996; Rietbrock et al., 1996; Rigo et al., 1996; Seyitoglu and Scott, 1991; Seyitoglu and Scott, 1996]).



Figure II-21 : Localisation de l'extension syn et post-orogénique Oligo-Miocène et actuelle ([Jolivet, 2001]). Les zones d'extension Oligo-Miocène sont reportées en couleur sur la carte (en vert : l'extension post-orogénique, en bleu, l'extension syn et post-orogénique). L'extension actuelle est figurée par des zones non coloriées.

II.3.2.3 Causes de l'extension

Les deux ceintures de schistes bleus, de forme similaire à celle de la ride méditerranéenne, imagent le recul du front de subduction vers le sud. Cette migration est également attestée par les datations du volcanisme. L'âge du volcanisme (reportée sur la Figure II-20 à côté des points noirs) est d'autant plus faible que l'on s'approche du front de subduction actuel, ce qui corrobore le retrait du panneau plongeant et une migration associée de l'arc volcanique à une vitesse de 3 cm par an ([Jolivet et al., 1998]). Cet ensemble d'observations tend à abonder dans le sens d'un couplage entre extension égéenne et subduction ([Le Pichon and Angelier, 1981]).



Figure II-22 : Coupe schématique de la zone de subduction Afrique-Eurasie. La vitesse de déplacement de l'arc L2 dépassant celle de convergence de la plaque Afrique par rapport à l'Eurasie (L1), il en résulte un retrait de la zone de subduction responsable de l'extension arrière-arc ([Le Pichon and Angelier, 1981])

Le problème majeur posé par les premiers modèles d'extension égéenne n'est pas tant la reconnaissance de l'implication du retrait du panneau plongeant vers le sud dans l'extension, mais la cause de l'initiation de ce retrait. La plupart des modèles mettent en cause la collision Arabie/Eurasie et l'extrusion consécutive de l'Anatolie dans l'initiation de l'extension. Nous l'avons déjà évoqué, le début de l'extension en Mer Egée est daté au minimum de 25 Ma. La propagation de la faille nord-anatolienne dans le domaine égéen, et par conséquent le début de l'extrusion de l'Anatolie, est quant à elle datée de 5 Ma ([Armijo et al., 1999]). Comment expliquer, sans invoquer la plaque Arabe, l'initiation de l'extension post-orogénique il y a environ 25 Ma? Le changement intervient de façon quasi synchrone sur l'ensemble du bassin méditerranéen et correspond au moment ou la vitesse absolue de l'Afrique ralentit considérablement. [Jolivet and Faccenna, 2000] en déduisent que la collision est directement impliquée dans ce changement. Le retrait du panneau plongeant crée un bord libre rendant possible l'effondrement de la chaîne hellénique et l'amincissement crustal depuis l'Oligocène à l'actuel. Les roches passent de la zone de collision frontale (enfouissement) à la zone arrière-arc (extension) : certaines zones subissent donc successivement extension syn. et post-orogéniques ([Jolivet and Patriat, 1999]).



Figure II-23 : Modèle tectonique synthétique de l'extension égéenne prenant en compte l'évolution des paragenèses cycladiques ([Trotet et al., 2001a]).

En résumé : La déformation extensive post-orogénique se met en place en Egée aux alentours de 25 Ma après une première phase compressive responsable de l'épaississement crustal, encore observable en Grèce continentale et en Turquie et une phase d'extension synorogénique liée aux forces de volume de l'orogène.

Le passage de l'extension syn-orogénique à l'extension post-orogénique est lié à l'accélération du retrait du panneau plongeant de la plaque Afrique (Figure II-23). Cette

accélération pourrait être due à la collision des continents Africain et Eurasien. L'extrusion actuelle de l'Anatolie débute aux alentours de 5 Ma. Elle semble liée au retrait du panneau plongeant. La zone de subduction crée en effet un bord libre le long duquel peut s'échapper l'Anatolie.

II.4 La Mer Egée, un contexte favorable à l'étude d'une coupe complète de la croûte continentale en extension

Les dômes métamorphiques, par définition, constituent des sites privilégiés d'observation de la croûte continentale puisque le mur des détachements est formé par de larges portions de croûte moyenne à inférieure exhumée. Un gradient d'extension a été mis en évidence le long du transect Olympe-Naxos. Il semblerait donc que pour une raison inconnue, différents niveaux de la croûte continentale en extension aient été « gelés » le long de ce transect. Une étude approfondie des différents dômes de la coupe nous donnerait donc accès à une coupe verticale de la croûte continentale en extension. C'est pour cette raison que le choix des objets étudiés s'est porté sur le domaine égéen.

Nous avons plus particulièrement porté notre attention sur les îles voisines de Tinos et Andros. Deux problématiques majeures structurent ce travail de thèse : le mode de fonctionnement d'un détachement et les facteurs initiaux de la localisation de la déformation. L'étude détaillée de la structuration d'un détachement a porté sur l'île de Tinos, de nombreuses données structurales et pétrologiques étant déjà disponibles dans la littérature sur les roches du toit et du mur du détachement. Il nous a paru intéressant, dans un second temps, de nous intéresser à l'île d'Andros afin d'entreprendre une comparaison entre les deux îles. De part leur position voisine sur le transect Olympe-Naxos, elles sont censées avoir enregistré la déformation de différentes portions de la croûte. La comparaison devait donc nous permettre de construire une coupe verticale de la croûte en extension la plus complète possible. Dans la partie suivante, nous nous sommes efforcés, par une étude couplée des structures ductiles et cassantes de l'île de Tinos, de mettre en place un schéma conceptuel d'évolution de la déformation durant le processus d'exhumation, depuis la localisation initiale de la déformation ductile jusqu'à la mise ne place du détachement cassant. Cette partie est organisée en deux chapitres, l'un rapportant les résultats principaux d'une étude de terrain (chapitre 3), l'autre tentant de quantifier l'évolution des paleo-contraintes et taux de déformation au cours de la structuration du détachement.

SECONDE PARTIE : STRUCTURATION D'UN DETACHEMENT CRUSTAL

III DU DUCTILE AU CASSANT, EVOLUTION ET LOCALISATION DE LA DEFORMATION LE LONG D'UN DETACHEMENT CRUSTAL (TINOS, CYCLADES, GRECE)

III.1 L	ES PRÉ REQUIS	
<i>III.1.</i>	1 Déformation ductile versus déformation cassante	
III.1.	2 Détermination du tenseur des contraintes pour l'analyse des contraintes agi	ssant en
domaine cass	ant 95	
III.2 A	RTICLE 1 : FROM DUCTILE TO BRITTLE: EVOLUTION AND LOCALIZATION OF DEFOR	RMATION
BELOW A CRUSTA	AL DETACHMENT (TINOS CYCLADES GREECE)	98
III 2	1 Introduction	101
III.2. III 2	 Geological setting of Tinos Island 	102
III.2. III 2	 Geological setting of Thios Island Field evidence for a continuum of strain during exhumation 	102
III 2 3 1	Ductile structures	105
III.2.3.1 III.2.3.2	Cataclasites	105
III.2.3.3	Veins	108
	V2 veins:	
	V3 veins:	108
III.2.3.4	Faults	110
	Overall geometry of the fault network	110
	Pattern of shallow-dipping faults and association with vertical arrays of veins	112
	Pattern of steeply-dipping faults	114
III.2.3.5	Conclusion	116
<i>III.2</i> .	4 Interpretation of field data: development of ductile and brittle structures	s during
localization o	f deformation	118
III.2.4.1	Boudinage, the first localizing factor of ductile deformation	118
III.2.4.2	Development of brittle extensional structures	118
	Initiation of normal faults by reactivation of pre-existing planar anisotropies	120
	New formation of normal faults in Tinos and Andersonian's mechanics: insights from p	aleostress
reconstru	actions	120
	Implication for the initiation of normal faults	123
<i>III.2</i> .	5 Discussion and conclusion: ductile to brittle transition and progressive localized	zation of
deformation a	long the Tinos crustal detachment	125
III.3 R	EMARQUES COMPLÉMENTAIRES	135
<i>III.3</i> .	1 Les principales conclusions	135
<i>III.3</i> .	2 Modélisation de la formation des failles plates par rotation du champ de con	ntraintes
dans la croûte	e cassante	135
III.3.2.1	Les premiers modèles	135
III.3.2.2	Les objections	140
III.3.2.3	Rôle attribué aux fluides dans ces modèles	143
III.3.2.4	Synthèse	144
<i>III.3</i> .	3 Modélisation d'un comportement visco-frictionnel à la transition fragile-de	uctile et
conséquences	145	
III.3.3.1	Les cataclasites, témoins macroscopiques d'un comportement mixte « ductile-cassant »	» 145
III.3.3.2	Modèle microscopique d'une rhéologie visco-frictionnelle à la TFD	146
III.3.3.3	Synthèse	147

Le but de ce chapitre est de caractériser l'évolution de la déformation lors de la mise en place d'une faille normale à faible pendage. Nous avons pour cela mené une étude de terrain sur l'île de Tinos (Cyclades). Tinos se prêtait parfaitement à cette étude puisqu'il s'agit d'un dôme étudié depuis de nombreuses années dont les paragenèses des roches de l'unité inférieure et la datation des structures sont bien connues. Nous avons mené une étude qualitative complète des structures du mur du détachement afin de dégager un scénario évolutif de sa structuration depuis la localisation des premières structures ductiles jusqu'à la mise en place de la déformation cassante. L'une des préoccupations majeures lors de la réalisation de ce travail a été la détermination du pendage initial du détachement et la mécanique impliquée dans son jeu. L'ensemble du travail accompli sur Tinos fait l'objet du premier article de cette thèse.

III.1 Les pré requis

III.1.1Déformation ductile versus déformation cassante

Le domaine ductile profond est caractérisé par une déformation diffuse, non localisée. Le domaine cassant exprime la déformation sous forme de plans de faille ou de joints discrets. A mesure que les roches sont exhumées des parties inférieures de la croûte, et qu'elles passent au domaine cassant, on assiste donc à une localisation progressive de la déformation. C'est le suivi de cette localisation que nous nous sommes proposé d'effectuer sur les roches de l'unité inférieure du détachement de l'île de Tinos. Il nous a pour cela fallu caractériser de façon indépendante les structures ductiles puis cassantes, en tester la cohérence cinématique puis tenter de dégager comment la déformation cassante se mettait en place, sachant qu'elle le faisait sur un matériel ayant préalablement enregistré la déformation ductile.

L'étirement maximal en milieu ductile est directement déduit de la linéation d'étirement. Nous avons donc considéré que les bandes de cisaillement sur lesquels a été projetée la linéation d'étirement sont de bons indicateurs de l'étirement maximal pour la phase ductile. Les linéations et bandes de cisaillement mesurées étant caractéristiques des schistes verts, l'étirement déduit est contemporain de la rétromorphose, et donc de l'exhumation des structures. L'orientation de la déformation cassante pouvait, quant à elle, être déduite de l'orientation du réseau de failles sur l'île.

Pour tester le pendage initial du détachement, il nous a fallu calculer les tenseurs de contraintes en milieu cassant. Nous avons pour cela utilisé une méthode d'inversion directe (voir Angelier, 1994 pour une revue complète)

III.1.2Détermination du tenseur des contraintes pour l'analyse des contraintes agissant en domaine cassant

L'inversion des failles permet la détermination du tenseur réduit des contraintes et donc l'orientation (la direction et le plongement) des contraintes principales $\sigma 1$ et $\sigma 3$, données de première importance dans notre étude puisqu'elles vont nous donner accès à l'orientation du plan de détachement par rapport à la contrainte compressive maximale. La méthode d'inversion utilisée est une méthode analytique d'inversion des données de glissement le long des plans de failles. Voici quelques précisions quant à cette méthode.

Le postulat sur lequel se base l'inversion est celui introduit par Wallace, 1951 et Bott, 1959, à savoir que la direction de glissement sur un plan quelconque est parallèle à la contrainte cisaillante appliquée sur ce plan par le tenseur des contraintes.

Le tenseur des contraintes T compte six paramètres indépendants : trois d'entre eux décrivent les orientations des axes principaux de contraintes, perpendiculaires deux à deux, les trois autres en décrivent les magnitudes. Multiplier le tenseur par un scalaire k strictement

positif ou lui additionner un tenseur isotrope n'influe pas sur le vecteur de cisaillement le long d'un plan : les mesures de terrain, puisqu'elles ne donnent accès qu'à la direction et au sens de glissement, ne permettront de calculer qu'un tenseur réduit à quatre composantes. Les trois premières composantes correspondent à l'orientation des trois axes de contraintes σ_1 , σ_2 et σ_3 exprimées dans le repère principal tandis que la quatrième, le rapport de forme Φ , est liée aux normes respectives des contraintes :

$$\phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3) \qquad (0 \le \phi \le 1)$$

Deux critères peuvent être utilisés pour résoudre le problème inverse : l'angle entre strie réelle et strie calculée et la distance entre les extrémités de ces deux vecteurs.



Figure III-1: schémas illustrant les deux critères pris en compte dans la méthode d'inversion des paleocontraintes. Le premier critère pris en compte (schéma de gauche) est l'angle α antre la strie réelle S et la strie calculée τ tandis que le second (schéma d edroite) correspond à la distance V entre les extrêmités des deux vecteurs

Le programme d'inversion utilisé lors de ce travail (INVDIR) repose sur une minimisation au sens des moindres carrés de la distance v entre les extrémités des vecteurs correspondant à la strie réelle et à la strie calculée (Figure III-1 b) :

$$S = \sum_{k=1}^{K} p_k v_k^2$$

où v_k est la distance calculée entre l'extrémité de la strie mesurée et le cisaillement calculé pour le jeu de la faille k et p_k le poids accordé dans le calcul à la mesure k.

Il apparaît de façon implicite que le recours à l'option INVDIR du programme d'inversion utilise un critère qui dépend à la fois des différence d'amplitudes, mais aussi de l'angle entre strie réelle et strie calculée. Cette méthode aura tendance à privilégier les contraintes cisaillantes maximales. Elle est bien adaptée à la prise en compte des failles néoformées.

Deux estimateurs de qualité sont attribués aux plans de failles : l'angle α_k entre la strie et la contrainte cisaillante calculée et la valeur du rapport upsilon (% RUP), rapport entre v_k et la valeur maximale de la contrainte tangentielle calculée. Ils mesurent qualitativement l'adéquation entre un plan de faille du système et le tenseur calculé à partir de l'ensemble des mesures effectuées sur le terrain. Un plan en adéquation avec le tenseur calculé aura approximativement un % RUP compris entre 0 et 50 et un α_k compris entre 50 et 75 et un α_k compris entre 22,5 et 45, tandis qu'un % RUP compris entre 75 et 200 et un α_k compris entre 45 et 180 signifie que le plan de faille en question ne s'est de toute évidence pas formé en relation avec le tenseur calculé. C'est en prenant en compte ces estimateurs de

qualité pour chaque plan ainsi que le nombre de plans mesurés et leur distribution spatiale que nous avons attribué à chacun des tenseurs calculés lors de ce travail un estimateur qualitatif A, B ou C prenant en compte sa pertinence par rapport à l'ensemble des mesures ayant servi à le calculer.

III.2 ARTICLE 1 : From ductile to brittle: Evolution and localization of deformation below a crustal detachment (Tinos, Cyclades, Greece)

RESUME DE L'ARTICLE

Le détachement cycladique oligo-miocène de l'île de Tinos est un parfait exemple de bande de cisaillement crustale évoluant vers un détachement cassant à faible pendage. On y observe, au mur du détachement, un continuum extensif depuis un comportement ductile jusqu'à un comportement cassant. Les principales structures cassantes extensives de l'île sont des failles normales à faible et fort pendages, associées à des veines et joints extensifs subverticaux. Les premières structures cassantes sont les failles à faible pendage qui se superposent ou réactivent des bandes de cisaillement précoces; il est toutefois possible d'observer des failles à faible pendage néoformées. L'inversion des données de glissement sur les failles, collectées aussi bien dans la zone de détachement majeure qu'à l'extérieur de cette zone, montre que l'orientation de la contrainte minimale est strictement parallèle à la direction NE-SW de la linéation d'étirement et que la contrainte maximale reste quasiment verticale pendant toute la durée de l'épisode cassant, en accord avec l'orientation verticale des veines sur l'ensemble de l'île. L'angle important entre σ 1 et le détachement principal suggère un jeu faible de celui-ci. Cette observation, couplée à la présence d'une couche épaisse de cataclasites juste sous le détachement et au continuum cinématique entre déformation ductile et cassante, nous incite à proposer un modèle cinématique de formation du détachement. Un boudinage à l'échelle crustale induit la formation, à la transition fragile-ductile, de bandes de cisaillement en extrémité de boudins. Les bandes de cisaillement sont progressivement exhumées et remplacées par des couches de brèches cataclastiques à faible pendage lorsqu'elles atteignent le domaine cassant. La majeure partie du déplacement est accommodée par flux cataclastique dans la croûte supérieure. Seul le dernier incrément de déformation donne lieu à la formation de failles cassantes. La formation du détachement cassant à faible pendage est donc préparée par la mise en place préalable de la bande de cisaillement et de la brèche cataclastique. Son jeu est favorisé par la circulation de fluides météoriques dans la bande de cisaillement.

From ductile to brittle: Evolution and localization of deformation below a crustal detachment (Tinos, Cyclades, Greece)

Caroline Mehl*, Laurent Jolivet*, Olivier Lacombe*

*Laboratoire de Tectonique, UMR 7072, Université Pierre et Marie Curie, T 46-00 E2, case 129, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05 France Corresponding author :

caroline.mehl@lgs.jussieu.fr

Publié sous la référence :

Mehl, C., L. Jolivet, and O. Lacombe (2005), From ductile to brittle: Evolution and localization of deformation below a crustal detachment (Tinos, Cyclades, Greece), Tectonics, 24, TC4017, doi:10.1029/2004TC001767.

ABSTRACT

The Cycladic Oligo-Miocene detachment of Tinos Island is an example of a flat-lying extensional shear zone evolving into a low-angle brittle detachment. A clear continuum of extensional strain from ductile to brittle regime is observed in the footwall. The main brittle structures marking extension are shallow- and steeply-dipping normal faults associated with subvertical extensional joints and veins. The earliest brittle structures are low-angle normal faults which commonly superimpose on, and reactivate, earlier (precursory) ductile shear bands, but newly-formed low-angle normal faults could also be observed. Low-angle normal faults are cut by late steeply-dipping normal faults. The inversion of fault slip data collected within, and away from, the main detachment zone shows that the direction of the minimum stress axis is strictly parallel to the NE-SW stretching lineation, and that the maximum principal stress axis remained subvertical during the whole brittle evolution, in agreement with the subvertical attitude of veins throughout the island. The high angle of σ_1 to the main detachment suggests that the detachment was weak. This observation, together with the presence of a thick layer of cataclasites below the main detachment and the kinematic continuum from ductile to brittle, lead us to propose a kinematic model for the formation of the detachment. Boudinage at the crustal scale induces formation, near the brittle-ductile transition, of ductile shear zones near the edges of boudins. Shear zones are progressively exhumed and replaced by shallow-dipping cataclastic shear zones when they reached the brittle field. Most of the displacement is achieved through cataclastic flow in the upper crust and only the last increment of strain gives rise to the formation of brittle faults. The formation of the low-angle brittle detachment is thus "prepared" by the ductile shear zone and the cataclasites and favored by the circulation of surface-derived fluids in the shear zone.

III.2.1 Introduction

Post-orogenic extension has been the subject of numerous studies during the last 30 years. Direct field observations in several regions such as the Basin and Range Province or the Aegean Sea Coney and Harms, 1984; Crittenden et al., 1980; Gautier and Brun, 1994a; Gautier et al., 1993; Jolivet et al., 1994b; Jolivet and Patriat, 1999; Lister et al., 1984; Lister and Davis, 1989; Miller et al., 1983; Sorel, 2000; Wernicke, 1981; Wernicke, 1992; Wernicke, 1995, as well as seismological studies Rigo et al., 1996; Sachpazi et al., 2003 have provided constraints on the geometry and kinematics of extensional structures. It is now admitted that the continental crust extends by normal, steeply or shallow-dipping faults in its upper brittle part Jackson, 1987; Jackson and White, 1989 and by kilometre-scale shear bands in the brittle-ductile transition and more distributed deformation in its lower part. Within metamorphic core complexes, brittle and ductile structures are separated by low angle normal faults, or detachments, initially recognized in the Basin and Range Province Crittenden et al., 1980; Davis and Lister, 1988; Davis and Coney, 1979; Wernicke, 1981 and first described in the Aegean Region in Naxos Lister et al., 1984. Detachments are interpreted as the final evolution of shear bands towards a more localized deformation Lister and Davis, 1989. The mechanism of shear localization within the brittle-ductile transition is however still poorly explained and several problems remain unexplained.

First, how is it possible to localize deformation at the brittle-ductile transition where rheological profiles predict a maximum of resistance Brace and Kohlstedt, 1980? Three localizing factors reducing the deviatoric stress at the brittle-ductile transition are described in the literature: temperature, dynamic recrystallization and softening reactions. Temperature Kirby, 1985 is most efficient at the base of the crust and cannot explain localization at the brittle-ductile transition. Grains are known to dynamically recrystallize only after relatively large strain Weathers et al., 1979: therefore dynamic recrystallization may accelerate localization of deformation but cannot initiate the phenomenon. Numerous studies have put forward the role of softening reactions enhanced by fluid circulations in the localization of deformation below a detachment. One of the most often reported softening reaction consists of breakdown of relatively strong feldspars to easily deformable white micas Dixon and Williams, 1983; Fitz Gerald and Stünitz, 1993; Gueydan et al., 2001; Gueydan et al., 2003; Marquer et al., 1985; Mitra, 1978; White and Knipe, 1978; Wibberly, 1999; Wintsch et al., 1995. However, this reaction occurs in the late stage of deformation (greenschist facies), and consequently does not initiate localization. Moreover, in the Cycladic Blueschists where our study is located, the average concentration of micas does not change significantly during deformation, original rocks being already very rich in phyllosilicates.

Second, how are brittle faults superimposed on previous ductile structures and why is the detachment so flat, in apparent contradiction to the classical laws of fault mechanics? This point is much debated. According to classical fracturing models, most authors argue for initially steeply-dipping normal faults. Later flattening of the plane is explained by isostatic rebound or rotation generated by progressive increase of stretching Davis, 1983 or later normal faults Block and Royden, 1990; Brun et al., 1994; Brun and Van Den Driessche, 1994; Buck, 1988; Gautier and Brun, 1994a; Gautier et al., 1999; Holm et al., 1993; King and Ellis, 1990; Scott and Lister, 1992; Sokoutis et al., 1993; Wdowinski and Axen, 1992; Wernicke and Axen, 1988. Some field, paleomagnetic and seismological evidence contradict this thesis and argue for an initially sub-horizontal detachment Flotté, 2003; John and Foster, 1993; Jolivet and Patriat, 1999; Lister and Davis, 1989; Livaccari et al., 1995; Livaccari et al., 1993; Rigo et al., 1996; Sachpazi et al., 2003; Scott and Lister, 1992; Sorel, 2000. A local reorientation of the tectonic stress field Melosh, 1990; Spencer and Chase, 1989; Wills and Buck, 1997; Yin, 1989, a weak fault plane Jackson and White, 1989 or the intervention of fluids are usually advocated to explain slip on a low-angle normal fault.

In order to conceptualize a model taking into account the problems of the initial localization of ductile deformation and of the onset of brittle deformation onto ductile one, a complete and careful description of the succession of events that ultimately lead to localization of brittle faults is required. Tinos island in the Cyclades (Greece) provides an example of such a progressive localization and formation of an extensional detachment Gautier and Brun, 1994a; Jolivet and Patriat, 1999. The island, situated in the central part of the Aegean Sea, displays the characteristic structure of a metamorphic core complex. Two metamorphic units are superposed and separated by a sharp low-angle detachment. Rocks of the footwall were exhumed along the detachment. They progressively underwent and "froze" ductile and brittle deformation during their way back to the surface. Jolivet et al. (2004) propose, after preliminary field observations on the island, an additional localizing factor explaining the initial localization: rheological heterogeneities and boudinage. Boudinage first localizes deformation at intervals depending on the contrast of viscosity between strong and weak layers, then, extensional shear zones localize in the matrix at the ends or in the neck between boudins, as a consequence of a local increase of strain rate or of stress concentration. These shear zones ultimately evolve into faults, steep or shallow-dipping.

Several structural studies have been previously conducted in Tinos; some focused on the brittle deformation of the hangingwall and its consistency with the ductile deformation of the footwall Gautier and Brun, 1994b; Jolivet and Patriat, 1999, while others emphasized the incoming of meteoric fluids during localization of deformation along the detachment Famin et al., 2004c. Little attention has so far been paid, in the Aegean Sea, to the evolution from ductile towards brittle deformation within the footwall in the metamorphic core complexes. The two fold aim of this study is first to carefully describe the succession of small-scale structures from ductile shear bands to normal faults in the footwall of an extensional detachment and to discuss the continuum of strain during exhumation and the possibility of creating newly formed low-angle normal faults. We further aim at proposing a scheme of evolution of structures from ductile to brittle taking into account the development of shallowdipping planes as well as a model of the tectonic evolution at the scale of the entire crust.

III.2.2Geological setting of Tinos Island

Tinos is situated in the northern part of Cyclades (Figure III-2 A), in the back-arc region of the Hellenic subduction, where crustal thinning has been active since the Early Miocene Jolivet and Faccenna, 2000; Le Pichon and Angelier, 1981, leading to the formation of the Aegean Sea. Active extension is presently distributed around the Aegean Sea in west Turkey, in the Peloponnesus, in the Gulf of Corinth and in Crete Armijo et al., 1992; Armijo et al., 1996; Rietbrock et al., 1996; Rigo et al., 1996; Seyitoglu and Scott, 1991; Seyitoglu and Scott, 1996 while the central part is more rigid. Present-day extension seems to be N-S oriented Jimenez-Munt et al., 2003; Le Pichon et al., 1995; McClusky et al., 2000. Tinos displays a clear NW-SE elongated dome-shape structure and shows a consistent NE-trending stretching lineation Gautier and Brun, 1994b; Jolivet and Patriat, 1999 (Figure III-2 **B**).

Figure III-2: A: Location of Tinos Island in a map of Aegean Sea, modified after Jolivet et al. (2004).
Tinos Island is situated on the northern part of the Cyclades, between the islands of Andros and Mykonos.
B: Geological map of Tinos Island, simplified after Melidonis (1980). All outcrops studied in this work are located on the map. Lineations are reported on the map (data after Gautier (1994b), Jolivet and Patriat (1999) and this study).C: Structural cross-section of the island, simplified after Famin (2003).



Two tectonic units are superposed:

1. The upper unit consists of serpentinites, metagabbros and minor phyllitic rocks Avigad and Garfunkel, 1989; Bröcker, 1990; Katzir et al., 1996; Melidonis, 1980; Patzak et al., 1994; Stolz et al., 1997. It was metamorphosed into the greenschist facies 70 Ma ago but has not been affected by the alpine high-pressure metamorphic event Avigad and Garfunkel, 1989; Katzir et al., 1996.

2. The lower unit is composed of metapelites, metabasites and marbles Melidonis, 1980. Though most rocks of this unit display greenschist facies paragenesis, well-preserved eclogites and blueschists are exposed in the southwest half of the island Bröcker, 1990; Gautier and Brun, 1994b; Jolivet et al., 1998; Jolivet and Patriat, 1999; Melidonis, 1980. Greenschist paragenesis formed preferentially along shear zones and are interpreted as syn-kinematic Gautier and Brun, 1994b. Fluids are involved in retrogression from blueschist towards greenschist facies Parra et al., 2002. A conceptual scenario of fluids circulation related to the detachment has been proposed by Famin et al., 2004a; Famin et al., 2004c, based on structural interpretation of the different generations of veins, fluid inclusions and oxygen isotope analysis. This scenario puts forward the infiltration of meteoric fluids down to the brittle-ductile transition by transient enhancement of the permeability of the rocks at this transition.

Peak P-T conditions inferred for the high pressure metamorphism are estimated at 15-18kbar and 450-500°C Bröcker et al., 1993; Parra et al., 2002. Pressures and temperatures for the greenschist overprint are respectively estimated at about 7-4kbar and 440-470°C Bröcker et al., 1993. K-Ar, Ar-Ar and Rb-Sr dating of white micas yielded ages between 55 and 40 Ma for blueschist facies and between 25 and 18 Ma for greenschist facies Altherr et al., 1982; Bröcker and Franz, 1998; Bröcker et al., 1993. A continuous record of retrograde P-T evolution coupled with published geochronogical data demonstrate a three-stage exhumation history in Tinos Parra et al., 2002: (1) A decompression from 18-15 kbar at 500°C to 9kbar at 400°C, before ≈ 37 Ma, with a cold path characteristic of syn-orogenic exhumation. (2) A thermal overprint from 400 to 500°C at around 9 kbar corresponding to thermal reequilibration without exhumation, possibly due to the transition in the stress regime between syn and post-orogenic extension around 30 Ma Jolivet and Faccenna, 2000; Parra et al., 2002. (3)A decompression from 9 kbar at 550-570°C to 2 kbar at 420°C, taking place between 30 and 20 Ma, which is interpreted as a consequence of post-orogenic extension.

The question of a possible Miocene high-pressure event in the lower part of the complex has been raised by Ring and Layer (2003). The basal unit in the whole Cyclades would have been buried in the subduction zone in the Early Miocene. Bröcker *et al.* (2004) however discussed this hypothesis arguing that ages around 20 Ma correspond to a resetting of phengites in the greenschist facies. This is well in line with the clear association of greenschist facies paragenesis with extensional shear zones in this part of the island Parra et al., 2002.

A finite strain gradient is superimposed to the retrogression gradient, as seen on the cross-section of the island (Figure III-2 C): the deformation evolves from coaxial flow in the southwest part of the island towards a non coaxial flow with a top-to-the-northeast sense of shear in the domain of complete retrogression into the greenschist facies Jolivet and Patriat, 1999. A shallow NE-dipping contact soled by a reddish breccia, i.e. the detachment, separates the two units on the NE side of the island. Some authors have recognized a third unit

composed of a dolomite of Triassic age, cropping out in NW Tinos, below the blueschist unit Avigad and Garfunkel, 1989. A granodioritic pluton (14-19 Ma) intrudes both units and generates contact metamorphism. Since it cuts through the extensional ductile deformation and shows poor evidence of internal strain, it can be argued that the shear zone has progressively ceased to move during the intrusion Jolivet and Patriat, 1999.

During exhumation, rocks of the Lower Unit underwent ductile and brittle deformation. We aim at precisely describing small-scale ductile and brittle structures along a cross-section from Ormos Isternia (SW side of Tinos) to Planitis (NE side, just below the detachment), in order to discuss the continuum of strain during exhumation and the way brittle structures are superimposed on ductile ones.

III.2.3Field evidence for a continuum of strain during exhumation

III.2.3.1 Ductile structures

Tinos forms a NE-SW elongated dome structure with foliation flattening on the detachment, on the NE coast of the island. Some decameter-scale NE-SW folds affect the foliation Avigad et al., 2001. They are observable on the northern coast of the island (Figure III-3) and are consistent with a NW-SE component of ductile shortening.

The lower unit of Tinos consists of a succession of metapelites, metabasites and marble layers. Metabasites under greenschist facies often form boudins within less competent metapelites. Fluid circulation seems to take place in the neck between boudins, where veins form consecutively to maximum extension. Rare sheath folds with NE-SW axes are preserved in the greenschists of the island, especially in Planitis and nearby where shearing is maximum. Boudins correspond to the earliest stage of localization under ductile behaviour in the lower unit. We additionally observe an almost ubiquitous crenulation whose orientation is consistent with the component of perpendicular NW/SE shortening, already pointed out by the NE-SW fold axes.

Numerous shear bands set on in the metapelitic matrix over the all island. Shear bands evolve from conjugate on the south-western part of the island towards almost systematic NEdipping planes on the north-eastern coast, in agreement with previous observations by Jolivet and Patriat (1999). Because they concentrate deformation in narrow zones, they represent a higher degree of localization of deformation than boudins: they are thus interpreted to correspond to a later stage in the localization process. Their geometrical relation with boudins will be detailed in a later section.

The direction of ductile extension was deduced from the attitude of stretching lineation, the projection of lineation on shear bands, and the axes of sheath folds (Figure III-4). The data show a widespread consistent NE-SW direction of stretching.



Figure III-3: A: View of the northern coast of the island. The outcrops of the Upper Unit are reported in grey. B: Zoom on Planitis Island. The detachment corresponds to the grey plane. C: Schematic sketch of the NE-SW folds affecting the foliation. Outcrops of the Upper Unit take place in the synclinales. The detachment plane has been reported in grey.

III.2.3.2 Cataclasites

The contact between the upper and the lower units is soled by several meters-thick reddish breccia/cataclasites. Cataclasites have the same orientation and the same shallow dip as ductile shear bands. They accommodated stretching under ductile flow, but are affected by late brittle deformation (Figure III-4 **and** Figure III-5): in the peninsula NW of Kolimpithra, the cataclasites show a clear reworking of the ductile foliation and stretching lineation by a high density of mineralized veins and subsequent brecciation and by late shallow-dipping faults. The presence of such small-scale faults cutting through the breccia/cataclasites suggests that they deformed under brittle behaviour in the later stages of the exhumation and that movement along the cataclastic shear zone had probably nearly ended by then.

Figure III-4: Schmidt's lower hemisphere equal area projection of ductile and brittle structures studied on several outcrops of Tinos. mp: measurements made in metapelites. mb: measurements made in metabasites. Geological background is the same key as in figure 1. Diagrams "a": Ductile features. All features are consistent with a NE/SW extension during ductile deformation. NE dipping planes clearly outnumber the SW dipping ones. Diagrams "b": Brittle features. Note the good agreement between ductile and brittle extension.


III.2.3.3 Veins

Three generations of metamorphic veins have been described on the island. The first one (V_1) corresponds to synfolial quartz and calcite veins contemporaneous with the blueschist deformation and the onset of greenschist facies. The second generation (V2) is contemporaneous with greenschist deformation. The third generation of veins (V3) post-dated the two others and developed under brittle conditions Famin et al., 2004c. V_2 and V_3 have been used in this study to constrain deformation from the onset of localization under greenschist condition to the late brittle stages of extension.

V2 veins:

The SW limb of the dome shows systematically boudinaged V_2 veins (Figure III-6 A), embedded in a metapelitic matrix, such as in Ormos Isternia. Shear bands localize at the ends and in the necks between boudins. Conjugate shear bands are well represented: they dip towards SW as well as towards NE. A clear difference is seen with the veins on the NE side of the dome. Figure III-6 **B and C** are respectively taken NW of Planitis and in Kolimpithra, on the north-eastern coast of the island. Boudins deform here in an asymmetric manner. Shear bands always localize at the ends of boudins, but all planes dip towards NE. Low-angle fault planes of Figure III-6 **C** seem to be almost brittle.

Boudinage is induced by the contrast of viscosity between the competent vein material and the relatively less competent metapelitic or metabasic matrix. Extensional shear zones often localize in the less competent matrix at the ends or in the neck between boudins, that is in the zones of stress concentration. This observation supports that the initiation of shear bands postdated the boudinage of early veins, which is in good agreement with the fact shear bands correspond to more localized deformation than boudins.

As seen on Figure III-6 A to C, boudins evolve from a symmetric shape on the SW coast towards asymmetric structures below the detachment. This evolution is related to the fact that NE-dipping shear bands largely outnumber SW-dipping planes when approaching the detachment. An evolution from coaxial towards non-coaxial flow with increasing strain could explain this asymmetry of ductile structures towards the detachment.

V3 veins:

The third generation of veins corresponds to a late brittle increment of deformation of Tinos. It is composed of mixed sets of joints and veins at high angle to the foliation and cutting through the two other generations of veins. Measurements have been made on these V3 veins in Ormos Isternia, Mali, small headland NW of Panormos, Panormos, Planitis and Kolimpithra. Poles of veins are reported on Figure III-4, diagrams b.

Figure III-5: Breccia at the contact between Lower and Upper Unit in Kolimpithra. Breccia are affected by normal faults, which indicates their embrittlement during the last stages of exhumation.



The major part of these joints and veins indicates a widespread NE-SW direction of brittle extension (Figure III-4). Some of them show a N-S direction of extension which may be related to the present extension in the Aegean (outcrops NW of Panormos, West Kolimpithra). Some veins of the outcrop of the small headland NW of Panormos and a few veins of Panormos additionally indicate a NW-SE component of extension which likely reflects a local accommodation of the main NE-SW extension.

Most veins and joints are subvertical throughout the island and consistent with a nearly vertical shortening direction (within the 5° of uncertainties of measurements due to roughness of some planes). However, few joints and veins consistent with the NE-SW extensional trend are rather dipping 70-75° toward the SW or the NE, without any preference. Although the close association of these oblique sets with subvertical veins and the continuous range of dips from vertical to 70° could be simply related to natural dispersion, we tentatively propose that these sets could have opened as mixed mode I/mode II cracks/veins. The absence of fiber growth within the 70-75° dipping veins however precludes a direct confirmation of this inferred oblique opening.

III.2.3.4 Faults

Several sites were recognized as demonstrative of the late structural evolution that accompanied the regional-scale extension during final cooling. Metapelites enclosing thin competent beds of metabasites allows observation of how normal faulting postdated boudinage in contrasted lithologies. Extensional microstructures evolved in type while the regional structure entered into the brittle domain, during syn-exhumation cooling. Normal faults developed in all lithologies, cutting through the foliation.

Overall geometry of the fault network

Structural analysis allowed the determination of the geometry of the fault network and the corresponding kinematics. Measurements of mesoscale fault planes were carried out in metapelites and metabasites (respectively *mp* and *mb* on **Figure III-4**) for most sites, and in the granite for the outcrop of Livada (**Figure III-4**), therefore covering a large range of lithologies. Results have been plotted on **Figure III-4**, diagrams b.

In Tinos, the most prominent fault sets cutting across the nappe pile trend NW-SE. Faults steepen in competent formations such as marbles and metabasites; they flatten, and are sometimes listric in metapelites. In all lithologies, displaced beds, veins, slickenfibers and other characteristic micro-structures on fault planes, clearly document the dominant extensional nature of faulting. In some areas also, the normal faults are associated with left-lateral strike-slip faults, dominantly oriented NW-SE, kinematically consistent with normal faulting. Even if some striae indicate a N-S component of extension consistent with the present-day extension in the Aegean Sea, their small number and the difficulty to point out an univocal chronology have led us to rather consider a single major regional event of NE-SW extension. Note however that these faults are consistent with the few E-W trending subvertical veins previously described (outcrops NW of Panormos, West Kolimpithra).

Figure III-6: Ductile structures illustrating that rheological inhomogeneities may be an efficient localizing factor of ductile simple shear deformation.A: two symmetric boudins in Ormos Isternia (southern coast of the island). Shear bands localize at the ends or in the necks between boudins.B: evolution towards asymmetric boudins near Panormos, on the northern coast of the island. Shear bands localize at the end of boudins. They all dip towards NE.C: shallow dipping planes localizing at the ends of boudins in Kolimpithra. The NE dipping planes seem here more brittle than the shear bands already described



Diagrams show a wide range of dips for normal faults (between 5 and 85°): two kinds of faults can thus be distinguished in Tinos. Some of them are steeply-dipping and correspond to "classical" features, others are shallow-dipping ones. The persistence of a continuous extensional stress regime during the development of the shallow and steeply-dipping faults is suggested by the consistency of the pattern of fault strikes. Projection of faults shows that the NE-shallow-dipping faults largely outnumber SW-dipping ones. Only the site of Mali shows significant number of SW shallow-dipping conjugate faults. The question is: how do such brittle shallow and steeply-dipping features initiate? A rigorous description and analysis is needed to propose a sketch of evolution of deformation.

Pattern of shallow-dipping faults and association with vertical arrays of veins

Two kinds of shallow-dipping faults have to be distinguished in Tinos.

The first one corresponds to shear bands that seem to have been reactivated in a brittle manner, or that have moved from ductile to brittle, the latest increment of deformation being discontinuous. Those features are well expressed in the area of Mali. Shistosity is bent on either side of the planes along which slickensides could sometimes be observed, indicating a discontinuous late increment of deformation in perfect kinematic agreement with ductile stretching lineation (Figure III-7A). Such structures emphasize the continuum of kinematics between early ductile shearing and late discontinuous brittle slip. Davis (1983) as well as Agard et al. (2003) already reported such kinds of observations; Davis called the continuum of strain through time "the kinematic coordination". Some shallow-dipping faults form in the necks between asymmetric boudins (Figure III-7 B). Slip along these faults was sometimes accompanied by a component of dilatancy as indicated by their crystallized aspect. Associated veins presumably opened as little sub-vertical pull-aparts and clearly document the extensional nature of faulting (Figure III-7 B 1, 2, 3). Even if slickensides are not always observable, the shallow dip of the fault planes and their geometrical association with boudins lead us to conclude that they correspond to reactivated shear bands.

The second kind of shallow-dipping faults initiated and moved exclusively in a brittle manner. These faults are well expressed in East Kolimpithra (Figure III-8) and in Planitis (Figure III-7). They are cutting across the ductile foliation and the late crenulation (Figure III-7 B and Figure III-8). Their cross-cutting relation with the late crenulation cleavage and folds shows that they are not controlled by any pre-existing planar anisotropy such as a ductile shear band. The presence of conjugate SW shallow-dipping faults in Mali and Planitis confirms the fact that some low-angle planes are newly formed. Mali and Planitis are situated just below the detachment, where no SW dipping shear bands are recorded. In this place, SW shallow-dipping planes cannot be explained by the reactivation of pre-existing shear bands. These faults are commonly associated with arrays of vertical veins.

Figure III-7: A: Slickensides on a fault plane in Mali. Crystallizations give a slip vector which is perfectly consistent with the ductile lineation observable on the left side of the picture: such feature illustrates the continuum of strain between ductile and brittle structures. B: Brittle shallow-dipping planes localizing between the necks or at the ends of boudins. These planes develop at the same place and have the same dip than shear bands. Their rheology is clearly brittle, with the opening of pull-apart type veins between two consecutive planes (A1 A2 A3). Fibres in veins are consistent with the direction of slip along the planes. (A2 A3). The similarities between their position and dip with those of shear bands led us to conclude that such structures form on pre-existing planar anisotropies.



For example, **Figure III-8A** shows shallow-dipping normal faults and contemporaneous vertical veins induced by the extensional regime in the hanging-wall of the faults. Such structures are similar to those well documented for strike-slip faults, with a contraction zone characterized by pressure solution on one side of the plane and an extensional zone marked by veins on the other side Crider and Peacock, 2004. The close association between shallow-dipping normal fault planes and vertical veins is also illustrated by **Figure III-8B**. Some vertical veins cut across shallow-planes, some others are crosscut by the planes: vertical veins and shallow-dipping normal faults are thus coeval. Shallow-dipping "newly-formed" faults seem to have been initiated under a vertical compressional direction, in contradiction with the classical laws of fault mechanics. The question of the mechanics of initiation of such faults will be discussed in further sections.

Newly-formed low-angle planes cut across ductile shear bands, but no criterion has been found to constrain the chronology between reactivation of shear bands and initiation of new shallow-dipping planes. "Reactivation" should be understood here as a continuum of shear from ductile to brittle with an increasing localization within a precursory shear band. In contrast, initiation of new shallow-dipping planes corresponds to a pure brittle deformation: we thus assume that initiation of new fault planes occurs after, or contemporaneous with, the last increment of motion along pre-existing shear bands.

In summary, we can conclude the following:

Two kinds of shallow-dipping faults are then distinguished. The first ones, as seen in Planitis (Figure III-7B), are closely associated with lithological heterogeneities and boudins. They have similar attitudes and dips as ductile shear bands already described in the previous section. They may therefore have formed by the "reactivation" of pre-existing planar anisotropies, like shear bands, and have propagated into the matrix. The second ones, as seen in East Kolimpithra (Figure III-8B), form in the absence of any boudins and cut across the ductile foliation. Consequently, they did not form by reactivation, but rather as "newly-formed" fractures.

The association of two kinds of shallow-dipping planes with vertical veins supports that the compression axis was *a priori* vertical during their formation

Shallow-dipping faults are more numerous in metapelites than in metabasites, i.e. in weaker lithologies, especially due to the high mica content. Faults dipping towards NE are the most frequent, but conjugate faults dipping shallowly towards SW also occur (**Figure III-4**).

Pattern of steeply-dipping faults

The metapelites of Mali (**Figure III-9A**) present a succession of shear bands making a progressively larger angle with the foliation. The final step of evolution corresponds to steeply-dipping, often "dilatant" normal fault planes.

Figure III-8: A: Shallow-dipping fault planes in Kolimpithra associated with vertical patterns of veins in the hangingwall. Verticality of veins associated with faults *a priori* indicates that shallow-dipping faults created in relation to a vertical compression axis. B: Three meter-scale shallow-dipping normal faults in Kolimpithra East. Detailed picture shows that planes clearly cut across the foliation: no reactivation of pre-existing shear bands can be advocated to explain nucleation of these faults. They likely newly formed. Note that they are associated with vertical veins.



In East Kolimpithra and Mali, metapelites present characteristic steeply-dipping meter-scale fault planes with well-expressed conjugate patterns. Displaced beds (Figure III-9 B) and microstructures on fault planes (Figure III-9 C) document the extension. Note, on the left side of picture 8c, a boudinaged synfolial vein which has been folded and crosscut by a NE steeply-dipping normal fault. Steeply-dipping normal faults are sometimes associated with small-scale pull-aparts at extensional relays. In Livada (Figure III-9 D) decametre-scale steeply dipping planes are observable in metapelites. They flatten above shallow-dipping planes.

In West Kolimpithra (**Figure III-10 A and B**), the chronology between shallow and steeply-dipping faults is illustrated at different scales. Steeply-dipping faults always cut across the new shallow-dipping ones, and therefore correspond to the final stage of localization.

In summary, the following conclusions can be made:

1. Steeply-dipping faults well illustrate the setting of brittle structures by progressive steepening during evolution from ductile to brittle behaviour: the larger the angle, the more brittle the deformation. Steeply-dipping faults always postdate shallow-dipping faults and are interpreted as newly-formed faults marking the latest stage of brittle deformation.

2. In Tinos, brittle structures evolve from rather asymmetric with a majority of NE early shallow-dipping planes, towards the more symmetric pattern of the late steeplydipping faults. This suggests an evolution of deformation in the footwall of the detachment from non coaxial stretching in the early stages of deformation to a more coaxial extension during the later stages of exhumation of the footwall. The overall component of simple shear presumably decreases with time during exhumation and ductile to brittle transition while simple shear tends to localize with time on a single fault plane, the detachment itself.

III.2.3.5 Conclusion

The coaxiality of ductile and brittle extension, the fact that crenulation of ductile structures is consistent with the strike-slip component of faulting, and the consistency between ductile lineation and markers of extensional slip on fault planes lead us to conclude to a continuum of strain during exhumation. The second part of this study, having described ductile and brittle structures on the island, consists in explaining how ductile structures progressively localize and the way brittle normal structures are superimposed on ductile ones.

Figure III-9: Brittle newly-formed steeply-dipping faults. A: Picture illustrating the inset of brittle deformation on steep planes. The shallow planes correspond to shear bands. B: Newly-formed steeply-dipping faults in Kolimpithra. Displaced beds are consistent with normal slip along faults. Conjugate planes are well expressed. The diagram on the lower left-hand corner summarizes the fault network of the outcrop. C: Steeply-dipping planes in Mali. Conjugate planes are well expressed. Slickensides on faults unambiguously indicate normal slips. D: Decametre-scale normal fault planes in the metapelites of Livada. Displacements of beds are consistent with normal slips along faults. Steeply-dipping planes are associated with one shallow-dipping plane. Chronology is not clear here.



III.2.4Interpretation of field data: development of ductile and brittle structures during localization of deformation

III.2.4.1 Boudinage, the first localizing factor of ductile deformation

As already pointed out in the description of ductile structures, shear zones almost systematically localize at the end or in the neck of boudins. Such close association of structures has led Jolivet et al. (2004) to conclude that rheological heterogeneities and boudinage have to be considered as an efficient factor to initiate localisation. The authors propose a scenario of evolution of early-localization of deformation: first, boudinage localizes deformation at intervals depending on the contrast of viscosity between strong and weak layers and of the thickness of the competent layer. Then, it induces local increase of strain rate and/or stress concentration at the end or in the neck between boudins. The higher strain rate allows development of extensional shear zones in the matrix at the ends or in the neck between boudins. The authors interpret the overall structure of the islands in the same way, the dome being a 10 km-wide boudin limited to the northeast by the main detachment. The importance of crustal-scale boudinage was proposed in the early papers describing Metamorphic Core Complexes in the Basin and Range Province. Davis and Coney (1979), Davis (1980), Davis (1983) or Davis and Hardy (1981) introduced the concept of megaboudinage at the scale of the MCC. The upward arching of the core rocks and of the decollement between the core and the cover were interpreted in terms of boudinage of two layers with contrasted rheologies separated by a decollement zone. The concept proposed by Jolivet et al. (2004) and developed in the present paper clearly derives from these early papers but it contains specific new points. First of all crustal-scale boudinage in the Aegean is clearly asymmetric and the decollement does not correspond to a reactivated core-cover interface but rather to a new shear zone initially oblique to the main lithological interface (to explain the contrast in peak metamorphism). Second we emphasize the role played by boudinage to concentrate stress and strain and to induce the formation of localized shear zones and ultimately faults between boudins when crossing the ductile to brittle transition zone.

III.2.4.2 Development of brittle extensional structures

Two kinds of normal faults have been pointed out in the previous section of this work: steeply-dipping faults displaying symmetric conjugate patterns and more asymmetric shallow-dipping faults. Steeply-dipping faults newly form and clearly postdate shallow-dipping ones: they clearly develop in the last stage of localization of deformation. The onset of shallow-dipping planes is more complex. Some of them were presumably created by reactivation of pre-existing planar anisotropies (shear bands) while others clearly initiated and propagated through the metamorphic pile without superposing on any pre-existing planar anisotropy. The second ones are contemporaneous with vertical veins, which supports that they form *a priori* under a vertical attitude of the maximal principal stress axis.

Figure III-10: A and B: Illustration of the chronology between steeply-dipping and shallow-dipping normal faults. Steeply-dipping faults always cut across shallow-dipping ones: shallow-dipping faults predate steeply-dipping ones.



2004tc001767-f09_orig

This *a priori* vertical position of the compressive stress axis is elsewhere confirmed by the presence of dacitic dikes on the island, that are assumed to have intruded as vertical sheets and are still vertical Avigad et al., 1998. In this section, we will try to discuss mechanical problems inferred from the development of these steeply and shallow-dipping planes.

Initiation of normal faults by reactivation of pre-existing planar anisotropies

Onset of shallow-dipping normal faults, even under a vertical compression axis, considering reactivation of pre-existing weaknesses does not constitute a real mechanical problem. Reynolds and Lister (1987) and Axen and Selverstone (1994) already argued for a vertical maximum stress axis around low-angle normal faults in metamorphic core complexes. Axen and Selverstone (1994) proposed a mechanical analysis of the Whipple detachment fault. They measured angles between steeply-dipping, shallow-dipping faults and σ_1 and deduced from calculation using Mohr diagrams, assuming that the detachment was a pre-existing weakness with no cohesive strength, that shallow-dipping faults could slip under moderate fluid pressure and relatively high differential stress if the zone surrounding the faults has a significant cohesion and fails in trans-tension.

We propose that some shallow-dipping faults can be considered as having developed with precursory structures such as ductile shear zones, following in that Crider and Peacock (2004). However, shear bands do not consist of surfaces of displacement discontinuity; they are not themselves, strictly speaking, faults. So the term "reactivation", commonly understood as sliding along a pre-existing discontinuity, should be considered with care. In fact, by "reactivation" we mean herein that discontinuous brittle slip is "prepared" by ultime localization of shear within a precursory shear band, within a clear kinematic continuum.

"Reactivation" of some earlier shear bands could explain the larger number of NEdipping shallow planes. This asymmetry could be induced by the pre-existing asymmetry of ductile shear bands: NE-dipping shear bands are more represented than SW-dipping ones, especially when approaching the detachment, due to a component of non-coaxial flow during ductile deformation. The very high mica content of metapelites which therefore display a low friction angle could have favoured slip along such shallow-dipping faults. Another way to explain the statistical asymmetry could be to consider a component of simple shear which could be efficient until the formation of shallow-dipping planes, but which probably remained limited as indicated by the nearly vertical attitude of σ 1 during deformation and occurrence of some conjugate faults. This hypothesis will be discussed in the further section.

New formation of normal faults in Tinos and Andersonian's mechanics: insights from paleostress reconstructions

The mechanics of newly formed faults was developed in the 50's. According to the Coulomb failure criterion, Anderson (1951) predicted that newly formed normal faults should develop as conjugate fault patterns with opposite dips of comparable values and displaying vertical and horizontal planes of symmetry. The author concluded that the angle between two conjugate newly faults should be equal to 90° minus the angle of internal friction, generally 30° for most crustal rocks, so crustal extension is commonly accommodated by normal faults dipping 60°. Jackson and White (1989) statistically analysed dip of nodal planes of the upper brittle part of the crust. They concluded the most common dip is in the range of 30-60° with a maximum around 50-55°.

Andersonian's mechanics suitably explains the formation of the observed steeplydipping conjugate planes. During their way back to the surface, rocks undergo a decrease in temperature and pressure. They evolve towards a more competent rheology, that is their angle of internal friction increased. The larger the friction angle, the smaller the angle between σ_1 and the fracturation plane. Therefore, steeply-dipping normal faults correspond to the expected evolution from ductile towards brittle. Brittle structures of figure 8a illustrate this evolution. They do not contradict the laws of Andersonian's mechanics, and are otherwise consistent with the presence of contemporaneous vertical veins.

In contrast, Andersonian's mechanics seems *a priori* to fail in explaining newly formed shallow-dipping planes. Even if considering a theoretical very weak material (supposed to deform, for example, under ductile conditions), with an angle of internal friction of 0°, the predicted maximum angle between maximum stress axis and fault plane is 45°. As a first approach we carried out inversion of fault slip data to deduce the orientation of principal stress axes and to verify their development under a nearly vertical σ_1 axis as suggested by the widespread vertical verins.

Principle and aims of reconstruction of stress regimes from fault slip data in Tinos

Many workers have applied the inversion method to derive regional paleostresses from fault slip data based on the Wallace-Bott hypothesis in many places worldwide during the last 30 years (e.g. Angelier, 1989; Angelier, 1990; Bergerat, 1987; Letouzey, 1986; Mercier et al., 1989; see Angelier (1994) for further references). However, the theoretical suitability of the stress inversion method to derive principal stresses has been recently challenged by Twiss and Unruh (1998). According to these authors, the deformation around a fault zone results from a slip discontinuity on the fault and can be modelled as an elastic deformation; in contrast, within the fault zone, the deformation results from a multitude of brittle slip events smoothed over the volume of the fault zone and is better described in terms of cataclastic flow. In addition, fault zones are known to be often associated with a strong rheological and/or mechanical anisotropy, important displacements and large non-coaxial deformation, so the local stress field is presumably inhomogeneous in both orientation and magnitude and could be not representative of the far-field stress of interest. Within fault zones, a kinematic interpretation of fault slip data in terms of strain rate seems theoretically more appropriate than the interpretation in terms of stress, because accurately deriving stress would require both an isotropic rock material and a linear constitutive relationship between stress and strain rate for cataclastic flow which is at the present state of our knowledge not established.

Our fault slip data were collected on late, outcrop-scale faults displaying small offsets and a large scatter in attitudes and cutting through the ductile rock fabrics (foliation and shear bands). Thus, for the sites located away from the major detachment, i.e., the fault zone, paleostress reconstructions reported in this paper fulfill the assumptions of stress homogeneity and low-finite strain which can be approximated by nearly coaxial conditions and therefore likely yield the regional paleostresses of interest. The *a posteriori* consistency of the stress regimes derived from both the inversion of striated faults and the statistical analysis of patterns of veins, from one site to another, in spite of significant lithological variations (metabasites, metapelites, granite) will support the reliability of the results of the performed study. The first aim of our stress analysis was therefore to derive the orientation of the maximum principal stress σ 1 which will be compared to the attitude of veins and will allow discussion of the suitability of Andersonian mechanics in explaining normal faults in Tinos.

The second goal was to compare the stress regimes in sites away and closer to the detachment, including in the cataclasites below the detachment. If the stress regimes are

found homogeneous throughout the whole island whatever the distance to the detachment, including in the fault zone itself, this will indicate that the late small-scale brittle faults developed in relation to the regional far-field stress and therefore that cataclastic flow within the extensional shear zone was probably no longer efficient during the last brittle increment of extensional strain; it will further indicate that cataclasites have progressively embrittled during exhumation.

For these aims, stress tensors were calculated using the direct analytical inversion method Angelier, 1990. Inversion is based on the stress hypothesis, i.e. the assumption that the slip direction on any given fault plane is parallel to the direction of shear stress induced on this plane by an homogeneous stress tensor Bott, 1959; Wallace, 1951. Orientation and dip of faults, as well as direction and sense of slip are required to carry out inversion. A reduced stress tensor is obtained, that is the orientation of the principal stress axes σ_1 , σ_2 and σ_3 ($\sigma_1 \ge \sigma_2 \ge \sigma_3$, compression positive) and a scalar invariant ϕ characterizing the shape of the stress ellipsoid.

$$\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3) ; 0 \le \phi \le 1$$

Inversion minimizes the misfit of the predicted shear and observed slip within the fault plane. Where the stress axes are computed from well defined conjugate fault sets as in most sites in Tinos (fig 3), the uncertainties on their orientation remain lower than 10°. The good agreement between the stress axes computed from striated faults and the orientation of veins measured in the same sites confirms that the results obtained are reliable and accurate.

Results of fault slip inversion

Brittle extensional structures (fault planes and slickenlines) have been systematically measured in different sites where they could be clearly identified. For all the sites illustrated in this paper, no data sorting was necessary and nearly all field measurements could be kept when computing a single tectonic regime. Results of inversion are presented on figure 3. Principal stress axes have been plotted onto stereograms (Schmid's lower hemisphere equal area projection) summarizing the brittle features collected on the island. They confirm the sub-vertical orientation for the compression axis, in spite of the variations between lithologies. This sub-vertical orientation is consistent with the vertical patterns of veins often associated with normal faults and characterizes an extensional tectonic regime. The extension axis remains sub-horizontal or gently dipping with a clearly defined NE-SW direction. The orientations of the computed stress axes are reported in Table1, together with the values of the stress ellipsoid shape ratio Φ and estimators of the quality of the numerical calculation of the tensor. The Φ values calculated on both shallow-dipping (partly inherited) and newly-formed faults are in the range of 0.4-0.7, suggesting a generally well-defined homogeneous true triaxial extensional stress regime throughout the island.

Outcrop ^b	Lithology	Number of Fault Planes	σı°	σ_2°	σ3°	$\varphi=(\sigma_2$	σ3)/(σ1	σ3)	Quality Estimator
Ormos Isternia	metapelites	15	350/83	144/06	234/03		0.44		в
Mali	metapelites	53	080/83	299/06	208/05		0.53		A
Planitis	metapelites	12	048/76	141/01	231/14		0.43		A
Kolimpithra (east)	metabasites	4	326/67	138/23	229/03		0.48		в
Kolimpithra (east)	metapelites	9	006/63	157/24	252/12		0.37		C
Kolimpithra (west)	metabasites	12	104/79	296/11	205/02		0.75		A
Kolimpithra (west)	metapelites	25	031/77	143/05	234/12		0.49		A
Kolimpithra (west)	breccia	6	149/69	290/17	024/13		0.46		C
Falatados	granite	6	305/27	068/48	198/30		0.36		в
Constriction (whole island)		21	292/25	085/62	197/11		0.66		в
Livada	granite	18	109/72	290/18	200/00		0.63		A
Livada	metapelites	15	109/62	295/28	203/02		0.70		A

Table 1. Trends and Plunges of Axes of Stress Tensors Deduced From the Direct Inversion of Orientation and Striae of Faults^a

⁴A quality estimator has been attributed to each numerical result on the basis of the number and variety of attitudes of faults and of an intra-algorithm estimator accounting for the mean deviation between the computed striations and shear stresses and the actual measured striations. ^bLocations are given in Figure 1.

"The values of sigma correspond to two angles (in degrees), the first one being the trend of stress axis and the second one being its plunge.

Implication for the initiation of normal faults

The main implication of Andersonian's mechanics concerns the angle between σ_1 and conjugate fault planes. As already explained, this angle depends on the rheology of rocks undergoing deformation, the maximum angle expected in brittle crustal materials being 45°. In Tinos, this angle clearly depends on lithology. It is smaller in the metabasites than in the metapelites: the first ones are more competent than the second ones. Statistical analysis of dip angles of normal faults shows an ubiquitous plot of normal faults with a dip less than 45°, especially in metapelites whereas stress inversion as well as the widespread developed vein patterns unambiguously indicate a subvertical direction of compression. In order to make a precise comparison between outcrops with vertical σ_1 and those registering a moderate possible rotation of σ_1 , the angles between normal faults and σ_1 have been plotted for the 161 fault planes of the nine outcrops. A global histogram of frequency of angles between fault planes and the principal stress axis is reported on Figure III-11. Even if most faults create with an angle with σ_1 minor to 45°, the number of shallow-dipping faults is significant: 34 of them (that is 20 % of the total) make an angle with σ_1 between 45 and 85° and 59 make an angle larger than 40°. The major part of the reactivated shear bands (NE dipping) are situated in Mali. Even if we consider the totality of shallow-dipping faults of Mali are inherited shear bands, we can consider that 60% of the planes making an angle greater than 45° with σ_1 correspond to newly-formed shallow-dipping faults.



Figure III-11: Number of faults versus the angle they make with the principal stress axe σ1. The angles are divided into sequences of 5°. Each colour is associated with an outcrop. 34 faults on 161 make an angle with σ1 greater than 45°, which corresponds to the maximum angle predicted by the classical fracturing mechanics. It means 20% of faults do not seem to obey the laws of Andersonian's mechanics.

One way to explain the formation of shallow-dipping planes is to consider that they formed with steep dips under a vertical compression and that they underwent a late rotation which caused the presently observed shallow dip. However, these shallow-dipping planes are closely associated (and coeval) with vertical veins (see above), so no rotation of structures can be advocated to explain shallow-dipping faults of Tinos.

Most mechanical models propose a local rotation of principal stress orientations to account for the initiation of low-angle normal faults Melosh, 1990; Parsons and Thompson, 1993; Spencer and Chase, 1989; Yin, 1989. All models explain the rotation by unusual boundary or loading conditions. Wills and Buck (1997) tested these models by a simple Coulomb failure analysis. They concluded that the models predict low-angle fault development at the less favourable places for fault slip to occur and demonstrate that the strength and pore pressure required to initiate slip on such shallow-dipping planes are unrealistic. Again, a model of stress rotation cannot be considered in Tinos: the stress tensors deduced from inversion of fault slip data show a subvertical orientation of σ_1 in agreement with widespread development of subvertical extensional joints and crystallized veins. We thus identified "anti-conjugate" normal fault systems in Tinos, the main compression axis being located in the obtuse angle of the system. No available mechanical model is satisfying in this case. Indeed, no model takes into account the possibility of the newly formation of brittle shallow-dipping planes together with the fact that the main principal stress axis σ_1 remains vertical. One way to explain field observations is to consider, after Axen and Selverstone (1994), that the detachment is very weak until the later increments of deformation, most of the displacement being accommodated by ductile flow along shear bands and being relayed by cataclastic flow when approaching the brittle-ductile transition. Shallow-dipping planes could correspond to the later stages of deformation and presumably did not accommodate a significant amount of extensional shear.

III.2.5Discussion and conclusion: ductile to brittle transition and progressive localization of deformation along the Tinos crustal detachment.

Combined observations of ductile and brittle structures of the footwall of a major crustal detachment of Tinos, together with the results of other regional studies e.g., *Jolivet et al.*, 2004, lead us to conclude to the consistency of NE-SW extension during the extensional collapse of the Hellenides and the evolution of structures from ductile to brittle. The continuum of deformation is clearly demonstrated in Tinos during the complete way back of rocks to the surface.

Two kinds of brittle normal faults have been identified in this study: shallow and steeply-dipping fault planes. Some of shallow-dipping normal faults are interpreted as resulting from the "reactivation" of earlier ductile shear bands, in other words, as resulting from the ultimate localization of shear within precursory ductile or semi-brittle shear bands. This assumption, supported by field observations, is in good agreement with the mechanical model of Axen and Selverstone (1994). The model supposes slip of the Whipple detachment on pre-existing weakness under low fluid pressure, high differential stress and steep principal stress axis. Other shallow-dipping faults have apparently newly formed through the metamorphic pile. Steeply-dipping normal faults always cut across shallow-dipping ones: they are characteristic of the latest stage of localization.

We propose a conceptual sketch of evolution of deformation from ductile towards brittle. A four-steps scenario can be derived (figure 11, right side): (1) Setting of early ductile structures, such as sheath folds or crenulation. Initial localization of ductile deformation by formation of boudins; (2) localization of shear bands at the ends or in the neck between boudins. Almost systematic localization of shear bands at the ends or in the necks between boudins confirm that rheological heterogeneity and boudinage is one more factor leading to the localization of shear zones and ultimately to the localization of faults; (3) brittle slip on pre-existing shear bands, and development of newly formed shallow-dipping faults under vertical shortening axis. Slip occurs until the latest stages of brittle deformation, as pointed out by the fact that new shallow-dipping faults are coeval with vertical veins that correspond to a late stage of brittle deformation; (4) final localization of brittle deformation with development of classical steeply-dipping faults displaying conjugate patterns.

Such a scenario, based on meter-scale field observations, can be discussed at the scale of the crust. Jolivet et al. (2004) observed crustal blocks displaying, in the Aegean Sea, a wavelength of several tens of kilometres. Extensional shear zones developed between the blocks. They proposed that metamorphic core complexes correspond to crustal-scale boudins. This model is derived from the mega-boudinage concept of Davis Davis, 1980b; Davis and Coney, 1979 for the Basin and Range MCC. It further introduces the idea that boudinage is the first event that leads to the localization of shear zones and ultimately of faults when crossing the ductile to brittle transition. The progressive localization of strain in regions between boudins presumably led to stress concentration and higher strain rate. At the brittleductile transition, crustal-scale shear zones form in these regions of higher strain rate. The detachment of Tinos corresponds to the last step of evolution of one of these crustal-scale shear zones.

The observation that the orientation and dip of late vertical veins do not change across the dome of foliation shows that doming is inherited from the ductile part of the deformation history (mega-boudinage) and that the arch was frozen in the brittle field. Moreover if the foliation shows this clear arching the geometry of the detachment itself is more complex. Remnants of the upper units on the SW coast near Tinos city rest upon an older detachment below which blueschists and eclogites are well preserved and which was probably active in the Eocene as in the nearby island of Syros Jolivet et al., 2004a; Trotet et al., 2001a; Trotet et al., 2001b. The apparent shape of the detachment thus partly results from the megaboudinage during ductile extension but also from the interaction between the Oligo-Miocene and Eocene detachments.

This study further reiterates the mechanical problem of initiation of newly formed shallow-dipping planes, when created under a vertical position of compression axis. The stress inversion of normal fault slip data and the statistical analysis of the angles between fault planes and the principal stress axis σ_1 reveal that 20% of faults of the island do not obey the classical fracturation mechanics.

The consistency of tensors computed from normal fault sets all over the island, whatever the distance to the detachment and whatever the degree of asymmetry of the fault distribution, is in good agreement with their interpretation in terms of stress. The existence of conjugate faults, even where the system is asymmetric with a predominance of NE-dipping planes probably related to the "reactivation" of earlier shear bands is compatible with the presence of vertical veins almost everywhere in the last brittle stages. Furthermore the observations of faults cutting through the cataclasites below the detachment suggest that, in the latest increments of strain, the cataclasite itself became stiff and acquired a frictional behaviour.

The vertical veins associated with the formation of shallow-dipping faults suggest that the detachment was not tilted after its formation and that it slipped with this shallow-dipping attitude. It is thus at high angle with the main compressive stress and might thus be interpreted as a weak fault or fault zone. The high content of micas of the matrix rocks (and probably of the fault gouge itself) could have favoured this "weak" behaviour. A similar situation is observed along the San Andreas Fault which is thus interpreted as a well lubricated, weak fault Hickman and Zoback, 2004; Zoback, 1992.

The amount of slip along the brittle-detachment *sensu stricto* is unknown. The total amount of displacement along the contact between the core complex and the upper unit is large, amounting to several tens of kilometres during the Oligo-Miocene extension Jolivet et al., 2004a. This amount is constrained by the metamorphic contrast between both units and much of it could have been accommodated by ductile deformation and cataclastic flow. The actual brittle slip would then only correspond to the very last increments of motion. This is only speculative but it would explain the overall geometry and kinematics with the most part of the detachment activity being achieved through ductile and cataclastic flow. The displacement along a shallow-dipping shear zone would thus no longer be problematic as it would be ductile during most of its life.

Figure III-12: Scenario of progressive localization of structures from ductile to brittle at the scale of the island (right side) and at the scale of the crust (left side). See text for explanations.



The clear continuum of extension from ductile to brittle structures suggests that the detachment seen today is the last evolution of the ductile shear zone. Figure 11 shows, on the left side, a cartoon of this progressive evolution at crustal scale. The first shear zones within the brittle-ductile transition form at the edge of crustal-scale boudins and these shear zones are progressively exhumed together with the entire metamorphic dome. The main point is that the ductile shear zone forms in the conditions of the greenschist facies and progressively enters the brittle field during exhumation and is replaced by a thick zone of cataclasites. The cataclasites are localized where the crustal material has already been partially damaged by the formation of ductile and brittle-ductile shears bands at all scales. At this stage the crust presents the same vertical stratification of deformation mechanisms as described by Sibson (1983). The cataclastic shear zone has the same dip as the original ductile shear zone and slip along this shallow-dipping plane is allowed by the weakness of the cataclastic material. During the last increments of strain the cataclasites are progressively abandoned while slip localises along a narrower shear zone and ultimately to a single fault plane which accommodates the last, limited in amount, increment of slip while the extensional regime evolves toward more coaxial as suggested by conjugate patterns of late brittle normal faults. Outside the fault zone itself the stiffened material may be faulted in the same continuum. This evolution is facilitated by the circulation of surface-derived fluids down to the brittle-ductile transition as suggested by oxygene isotopes studies Famin et al., 2004a; Famin et al., 2004c. Together with the high mica content of the rock, these fluids may have also allowed the brittle detachment to move (although of a likely limited amount) as a weak fault zone slipping under low shear stresses (i.e., high angle to the vertical σ 1 stress component).

This study provides new insights into the way brittle crustal detachments may first initiate and further slip. It also questions available fault mechanics models and their potential to satisfactorily account for the initiation of small-scale to crustal-scale shallow-dipping normal faults under a vertical compression with evidence of neither structure nor stress rotation. The case study of the Tinos detachment finally draws attention on the possibility to partly solve the problem of the initiation of brittle flat detachments by considering that faulting is ultimately "prepared" by progressive localization along precursory crustal shear bands during exhumation while extensional deformation evolves from ductile to cataclastic then to brittle.

Acknowledgment

The authors would like to thank G.H. Davis and an anonymous reviewer for their constructive comments which allowed the manuscript to be improved. Field studies were carried out within the framework of the program Dyeti (INSU/CNRS).

Abers, G.A., Possible seismogenic shallow-dipping normal faults in the Woodlarkd'Entrecasteaux extensional province, Papua New Guinea, *Geology*, 19, 1205-1210, 1991.

Altherr, R., H. Kreuzer, I. Wendt, H. Lenz, G.A. Wagner, J. Keller, W. Harre, and A. Höhndorf, A Late Oligocene/Early Miocene High Temperature Belt in the Attic-Cycladic Crystalline Complex (SE Pelagonian, Greece), *Geol. Jb., 23*, 97-164, 1982.

Angelier, J., From orientation to magnitudes in paleostress determinations using faults slip data sets, *J. Geophys. Res.*, *11*, 37-50, 1989.

Angelier, J., Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-III. A new rapid direct inversion method by analytical means, *Geophys. J. Int., 103*, 363-376, 1990.

Angelier, J., Fault Slip Analysis and Palaeostress Reconstruction, in *Continental deformation*, edited by P.L. Hancock, pp. 53-100, Pergamon Press, Bristol, 1994.

Armijo, R., H. Lyon-Caen, and D. Papanikolaou., East-West extension and Holocene normal fault scarps in the Hellenic arc, *Geology*, 20, 491-494, 1992.

Armijo, R., B. Meyer, G.C.P. King, A. Rigo, and D. Papanastassiou, Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean, *Geophys. J. Int.*, *126*, 11-53, 1996.

Avigad, D., G. Baer, and A. Heimann, Block rotations and continental extension in the Central Aegean Sea: paleomagnetic and structural evidence from Tinos and Mykonos, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *157*, 23-40, 1998.

Avigad, D., and Z. Garfunkel, Low-angle faults above and below a blueschist belt: Tinos Island, Cyclades, Greece., *Terra Nova*, 1, 182-187, 1989.

Avigad, D., A. Ziv, and Z. Garfunkel, Ductile and brittle shortening, extension-parallel folds and maintenance of crustal thickness in the Central Aegean, *Tectonics*, 20, 277-287, 2001.

Axen, G.J., and J. Selverstone, Stress state and fluid-pressure level along the Whipple detachment fault, California, *Geology*, 22, 835-838, 1994.

Bergerat, F., Stress field in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision, *Tectonics*, *6*, 99-132, 1987.

Bernard, P., P. Briole, B. Meyer, H. Lyon-Caen, J.M. Gomez-Gonzalez, C. Tiberi, C. Berge, R. Cattin, D. Hatzfeld, C. Lachet, B. Lebrun, A. Deschamp, F. Courboulex, C. Larroque, A. Rigo, D. Massonet, P. Papadimitriou, J. Kassaras, D. Diagourtas, K. Makropoulos, and G. Veis, The Ms=6.2, june 15, 1995 Aigion earthquake(Greece): Evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift, *Journal of Seismology*, *1*, 131-150, 1997.

Block, L., and L. Royden, Core complex geometries and regional scale flow in the lower crust, *Tectonics*, *9*, 557-567, 1990.

Bos, B., and C.J. Spiers, Frictional-viscous flow of phyllosilicate-bearing fault rock: Microphysical model and implcations for crustal strength profiles, *Journal of geophysical research*, *107*, 10,1029-10,1041, 2002.

Bott, M.H.P., The mechanisms of oblique slip faulting, Geol. Mag., 96, 109-117, 1959.

Brace, W.F., and D.L. Kohlstedt, Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments., *Journal of geophysical research*, *85*, 6248-6252, 1980.

Bröcker, M., Blueschist-to-greenschist transition in metabasites from Tinos island, Cyclade, Greece: compositional control or fluid infiltration, *Lithos*, *25*, 25-39, 1990.

Bröcker, M., and L. Franz, Rb-Sr isotope studies on Tinos Island (Cyclades, Greece): additional time constraints for metamorphism, extent of infiltration-controlled overprinting and deformational activity, *Geol. Mag.*, *135*, 369-382, 1998.

Bröcker, M., H. Kreuzer, A. Matthews, and M. Okrusch, ⁴⁰Ar/³⁹Ar and oxygen isotope studies of polymetamorphism from Tinos island, Cycladic blueschist belt, Greece, *J. metamorphic Geol.*, *11*, 223-240, 1993.

Brun, J.P., D. Sokoutis, and J. Van Den Driessche, Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes, *Geology*, *22*, 319-322, 1994.

Brun, J.P., and J. Van Den Driessche, Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics, *Bulletin de la Société Géologique de France, 165*, 519-530, 1994.

Buck, W.R., Flexural rotation of normal faults, Tectonics, 7, 959-973, 1988.

Chéry, J., Core complex mechanics: From the gulf of Corinth to the Snake Range, *Geology*, 29, 439-442, 2001.

Collettini, C., and M.R. Barchi, A low-angle normal fault in the Umbria region (Central Italy): a mechanical model for the related microseismicity, *Tectonophysics*, *359*, 97-115, 2002.

Collettini, C., and R.E. Holdsworth, Fault zone weakening and character of slip along low-angle normal faults: insights from the Zuccale fault, Elba, Italy, *Journal of the Geological Society of London, 161*, 1039-1051, 2004.

Coney, P.J., and T.A. Harms, Cordilleran metamorphic core complexes, Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression, *Geology*, *12*, 550-554, 1984.

Crider, J., and D. Peacock, Initiation of brittle faults in the upper crust: a review of field observations, *Journal of Structural Geology*, *26*, 691-707, 2004.

Crittenden, M.D.J., P.J. Coney, and G.H. Davis, Cordilleran metamorphic core complexes, in *GSA Memoir*, vol. 153, pp. 490, 1980.

Davis, G.A., and G.S. Lister, Detachment faulting in continental extension; perspectives from the southwestern U.S. Cordillera, in *Processes in continental lithospheric deformation*, vol. 218, *Geological Society of America Special Paper*, edited by S.P.J. Clark, pp. 133-159, 1988.

Davis, G.H., Structural characteristics of metamorphic core complexes, southern Arizona, *GSA Memoir*, 153, 35-77, 1980.

Davis, G.H., Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes, *Geology*, 11, 342-347, 1983.

Davis, G.H., and P.J. Coney, Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes, *Geology*, *7*, 120-124, 1979.

Dixon, J., and G. Williams, Reaction softening in mylonites from arnaboll thrust, Sutherland, *Scott. J. Geol.*, *19*, 157-168, 1983.

Famin, V., R. Hébert, P. Philippot, and L. Jolivet, Ion probe and fluid inclusion evidences for fluid infiltration by cyclic pumping in a crustal detachment, *Earth Planet. Sci. Lett., submitted*, 2003.

Famin, V., S. Nakashima, L. Jolivet, and P. Philippot, Behaviour of metamorphic fluids inferred from Infrared microspectroscopy on natural fluid-inclusions. An example from Tinos Island (Greece), *Contrib. Mineral. Petrol.*, *146*, 736-749, 2004a.

Famin, V., P. Philippot, L. Jolivet, and P. Agard, Evolution of hydrothermal regime along a crustal shear zone, Tinos Island, Greece, *Tectonics*, 23, doi:10.1029/2003TC001509, 2004b.

Famin, V., P. Philippot, L. Jolivet, and P. Agard, Evolution of hydrothermal regime along a crustal shear zone, Tinos island, Greece, *Tectonics*, 23, 2004c.

Fitz Gerald, J.D., and H. Stünitz, Deformaton of granitoïds at low metamorphic grade. Reactions and grain size reduction, *Tectonophysics*, 221, 269-297, 1993.

Flotté, N., Caractérisation structurale et cinématique d'un rift sur détachement: le rift de Corinthe-Patras, Grèce., PhD thesis, 197 pp., Paris XI, Paris, 2003.

Gautier, P., and J.P. Brun, Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Evvia island), *Tectonophysics*, 238, 399-424, 1994a.

Gautier, P., and J.P. Brun, Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia islands), *Geodinamica Acta*, *7*, 57-85, 1994b.

Gautier, P., J.P. Brun, and L. Jolivet, Structure and kinematics of Upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades Islands, Greece), *Tectonics*, *12*, 1180-1194, 1993.

Gautier, P., J.P. Brun, R. Moriceau, D. Sokoutis, J. Martinod, and L. Jolivet, Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments, *Tectonophysics*, *315*, 31-72, 1999.

Gueydan, F., Y. Leroy, and L. Jolivet, Grain-size sensitive flow and shear stress enhancement at the brittle to ductile transition of the continental crust, *Int. Journ. Earth Sciences*, *90*, 181-196, 2001.

Gueydan, F., Y. Leroy, L. Jolivet, and P. Agard, Analysis of continental midcrustal strain localization induced by microfracturing and reaction-softening, *J. Geophys. Res.*, *108*, 2064, doi:10.1029/2001JB000611, 2003.

Handy, M.R., S.B. Wissin, and L.E. Streit, Frictional-viscous flow in mylonite with varied bimineralic composition and its effect on lithospheric strength, *Tectonophysics*, 303, 175-191, 1999.

Hickman, S., and M. Zoback, Stress orientations and magnitudes in the SAFOD pilot hole, *Geophysical Research Letters*, 10.1029/2004GL020043, 2004.

Holm, D.K., J.W. Geissman, and B. Wernicke, Tilt and rotation of the footwall of a major normal fault system: Paleomagnetism of the Black Mountains, Death Valley extended terrane, California, *Geological Society of America Bulletin*, *105*, 1373-1387, 1993.

Jackson, J.A., Active normal faulting and continental extension, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 28, 3-18, 1987.

Jackson, J.A., and N.J. White, Normal faulting in the upper continental crust: observations from regions of active extension, *J. Struct. Geol.*, *11*, 15-36, 1989.

Jimenez-Munt, I., R. Sabadini, A. Gardi, and G. Bianco, Active deformation in the Mediterranean from Gibraltar to Anatolia inferred from numerical modelling and geodetic and seismological data, *J. Geophys. Res.*, *108*, 2006, doi:10.1029/2001JB001544, 2003.

John, B.E., and D.A. Foster, Structural and thermal constraints on the initiation angle of detachment faulting in the southern Basin and Range: the Chemehuevi Mountains case study., *Geol. Soc. Am. Bull.*, *105*, 1091-1108, 1993.

Jolivet, L., J.M. Daniel, C. Truffert, and B. Goffé, Exhumation of deep crustal metamorphic rocks and crustal extension in back-arc regions, *Lithos*, *33*, 3-30, 1994.

Jolivet, L., and C. Faccenna, Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision, *Tectonics, 19*, 1095-1106, 2000.

Jolivet, L., C. Faccenna, B. Goffé, M. Mattei, F. Rossetti, C. Brunet, F. Storti, R. Funiciello, J.P. Cadet, and T. Parra, Mid-crustal shear zones in post-orogenic extension: the northern Tyrrhenian Sea case, *J. Geophys. Res.*, *103*, 12123-12160, 1998.

Jolivet, L., V. Famin, C. Mehl, T. Parra, D. Avigad, and C. Aubourg, Progressive strain localisation, crustal-scale boudinage and extensional metamorphic domes in the Aegean Sea, *American Geological Society, Special Paper 380: Gneiss Domes in Orogens*, 185–210, 2004.

Jolivet, L., and M. Patriat, Ductile extension and the formation of the Aegean Sea, in *Geol. Soc. Special Publication*, vol. 156, edited by B. Durand, L. Jolivet, F. Horvàth and M. Séranne, pp. 427-456, Geological Society, London, 1999.

Katzir, Y., A. Matthews, Z. Garfunkel, M. Schliestedt, and D. Avigad, The tectonometamorphic evolution of a dismembered ophiolite (Tinos, Cyclades, Greece), *Geol. Mag.*, *133*, 237-254, 1996. King, G., and M. Ellis, The origin of large local uplift in extensional regions, *Nature*, *348*, 689-693, 1990.

Kirby, S.H., Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones, *Tectonophysics*, *119*, 1-27, 1985.

Le Pichon, X., and J. Angelier, The Aegean Sea, *Phil. Trans. R. Soc. Lond., 300*, 357-372, 1981.

Le Pichon, X., N. Chamot-Rooke, and S. Lallemant, Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics, *Journal of geophysical research*, *100*, 12,675-12,690, 1995.

Letouzey, J., Cenozoic paleostress pattern in the Alpine foreland and structural interpretation in a platform basin, *Tectonophysics*, 132, 215-231, 1986.

Lister, G.S., G. Banga, and A. Feenstra, Metamorphic core complexes of cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece, *Geology.*, *12*, 221-225, 1984.

Lister, G.S., and G.A. Davis, The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A., *Journal of Structural Geology*, **11**, 65-94, 1989.

Livaccari, R.F., J.W. Geissman, and S. Reynolds, Large-magnitude extensional deformation in the South Mountains metamorphic core complex, Arizona: Evaluation with paleomagnetism, *GSA Bulletin*, *107*, 877-894, 1995.

Livaccari, R.F., J.W. Geissman, and S.J. Reynolds, Paleomagnetic evidence for largemagnitude, low-angle normal faulting in a metamorphic core complex., *Nature*, *361*, 56-59, 1993.

Marquer, D., D. Gapais, and R. Capdevila, Chemical changes and mylonitisation of a granodiorite within low-grade metamorphism (Aar Massif, Central Alps), *Bull. Minéral.*, *108*, 209-221, 1985.

McClusky, S., S. Balassanian, A. Barka, C. Demir, S. Ergintav, I. Georgiev, O. Gurkan, M. Hamburger, K. Hurst, H. Kahle, K. Kastens, G. Kekelidze, R. king, V. Kotzev, O. Lenk, S. Mahmoud, A. Mishin, M. Nadariya, A. Ouzonis, D. Paradissis, Y. Peter, M. Prilepin, R. Reilinger, I. Sanli, H. Seeger, A. Tealeb, M.N. Toksöz, and G. Veis, Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, *105*, 5695-5720, 2000.

Melidonis, M.G., The geology of Greece: the geological structure and mineral deposits of Tinos island (Cyclades, Greece), *Institute of Geology and Mineral Exploration, Athens, 13*, 1-80, 1980.

Melosh, H.J., Mechanical basis for low-angle normal faulting in the Basin and Range province, *Nature*, *343*, 331-335, 1990.

Mercier, J.L., D. Sorel, and P. Vergely, Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic, *Basin Research*, *2*, 49-71, 1989.

Miller, E.L., P.B. Gans, and J. Garling, The Snake river decollement: an exumed mid-Tertiary brittle-ductile transition, *Tectonics*, *2*, 239-263, 1983.

Mitra, G., Ductile deformation zones and mylonites: The mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks, *Amer. Jour. Sci., 278*, 1057-1084, 1978.

Parra, T., O. Vidal, and L. Jolivet, Relation between deformation and retrogression in blueschist metapelites of Tinos island (Greece) evidenced by chlorite-mica local equilibria, *Lithos, 63*, 41-66, 2002.

Parsons, T., and G.A. Thompson, Does magmatism influence low-angle normal faulting?, *Geology*, 21, 247-250, 1993.

Patzak, M., M. Okrusch, and H. Kreuzer, The Akrotiri Unit of the island of Tinos, Cyclades, Greece: Witness to a lost terrane of Late Cretaceous age, *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 194, 211-252, 1994.

Ranalli, G., *Rheology of the Earth, second edition*, 413 pp., Chapman & Hall, London, 1995.

Reynolds, S., and G. Lister, Structural aspects of fluid-rock interactions in detachment zones, *Geology*, *15*, 362-366, 1987.

Rietbrock, A., C. Tibéri, F. Scherbaum, and H. Lyon-Caen, Seismic slip on a low angle normal fault in the Gulf of Corinth: Evidence from high resolution cluster analysis of microearthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1817-1820, 1996.

Rigo, A., H. Lyon-Caen, R. Armijo, A. Deschamps, D. Hatzfeld, K. Makropoulos, P. Papadimitriou, and I. Kassaras, A microseismicity study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms, *Geophys. J. Int., 126*, 663-688, 1996.

Sachpazi, M., C. Clément, M. Laigle, A. Hirn, and N. Roussos, Rift structure, evolution, and earthquakes in the Gulf of Corinth, from reflection seismic images., *Earth and Planetary Science Letters*, *216*, 243-257, 2003.

Scott, R.J., and G.S. Lister, Detachment faults: Evidence for a low-angle origin., *Geology*, 20, 833-836, 1992.

Seyitoglu, G., and B. Scott, Late Cenozoic crustal extension and basin formation in West Turkey, *Geol. Mag.*, *128*, 155-166, 1991.

Seyitoglu, G., and B.C. Scott, The cause of N-S extensional tectonics in western Turkey: tectonic escape vs back-arc spreading vs orogenic collapse, *J. Geodynamics*, *22*, 145-153, 1996.

Sibson, R.H., A note on fault reactivation, *Journal of Structural Geology*, 7, 751-754, 1985.

Sokoutis, D., J.P. Brun, J.V.D. Driessche, and S. Pavlides, A major Oligo-Miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension, *J. Geol. Soc., London, 150*, 243-246, 1993.

Sorel, D., A Pleistocene and still-active detachment fault and the origin of the Corinth-Patras rift, Greece, *Geology*, *28*, 83-86, 2000.

Spencer, J.E., and C.G. Chase, Role of crustal flexure in initiation of low-angle normal faults and implications for structural evolution of the Basin and Range province., *Journal of Geophysical Research*, *94*, 1765-1775, 1989.

Stolz, J., M. Engi, and M. Rickli, Tectonometamorphic evolution of SE Tinos, Cyclades, Greece, *Swiss Bulletin of mineralogy and petology*, 77, 209-231, 1997.

Trotet, F., L. Jolivet, and O. Vidal, Tectono-metamorphic evolution of Syros and Sifnos islands (Cyclades, Greece), *Tectonophysics*, 338, 179-206, 2001a.

Trotet, F., O. Vidal, and L. Jolivet, Exhumation of Syros and Sifnos metamorphic rocks (Cyclades, Greece). New constraints on the P-T paths, *Eur. J. Mineral.*, *13*, 901-920, 2001b.

Wallace, R.E., Geometry of shearing stress and relation to faulting, J. Geol., 59, 118-130, 1951.

Wdowinski, S., and G.J. Axen, Isostatic rebound due to tectonic denudation: a viscous flow model of a layered lithosphere., *Tectonics*, 11, 303-315, 1992.

Weathers, M.S., J.M. Bird, R.F. Cooper, and D.L. Kohlstedt, Differential Stress Determined From Deformation-Induced Microstructures of the Moine Thrust Zone, *Journal of Geophysical Research*, *84*, 7495-7509, 1979.

Wernicke, B., Low-angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogen, *Nature*, 291, 645-648, 1981.

Wernicke, B., Cenozoic extensional tectonics of the U.S. cordillera, in *The Cordilleran Orogen: Conterminous U.S.*, vol. G-3, edited by B.C. Burchfiel, P.W. Lipman and M.L. Zoback, pp. 553-581, Geological Society of America, Boulder, Colorado, 1992.

Wernicke, B., Low-angle normal faults and seismicity: a review, J. Geophys. Res., 100, 20159-20174, 1995.

Wernicke, B.P., and G.J. Axen, On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems, *Geology*, *16*, 848-851, 1988.

Westaway, R., The mechanical feasability of low-angle normal faulting, *Tectonophysics*, 308, 407-443, 1999.

Westaway, R., Active low-angle normal faulting in the Woodlark extensional province, Papua New Guinea: A physical model, *Tectonics*, 24, doi:10.1029/2004TC001744, 2005.

White, S.H., and R.J. Knipe, Transformation- and reaction-enhanced ductility in rocks, *Journal of the Geological Society of London*, *135*, 513-516, 1978.

Wibberly, C., Are feldspar-to-micas reactions necessarily reaction-softening process in fault zones, *Journal of Structural Geology*, 21, 1999.

Wills, S., and W.R. Buck, Stress-field rotation and rooted detachment faults: A Coulomb failure analysis, *Journal of geophysical research*, *102*, 20,503-20,514, 1997.

Wintsch, R.P., R. Christoffersen, and A.K. Kronenberg, Fluid-rock reaction weakening of fault zones, *Journal of geophysical research*, *100*, 13,021-13,032, 1995.

Yin, A., Origin of regional, rooted low-angle normal faults: a mechanical model and its tectonic implications., *Tectonics*, *8*, 469-482, 1989.

Zoback, M.L., First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project, *J. Geophys. Res.*, *97*, 11703-11728, 1992.

III.3 Remarques complémentaires

III.3.1Les principales conclusions

A l'échelle de l'île, ce travail a permis de dégager un scénario évolutif de la déformation depuis la localisation de bandes de cisaillement ductiles, facilitée par les hétérogénéités lithologiques, jusqu'à la mise en place, dans la dernière partie de l'exhumation, des structures cassantes « classiques », à savoir les plans à pendage cohérent avec la théorie andersonienne. Se pose sur l'île de Tinos le problème du jeu le long de quelques failles normales à faible pendage, synchrones de la formation de veines verticales.

A l'échelle de la croûte, le modèle de la bande de cisaillement évolutive proposé pour la première fois dans les Basin and Range semble parfaitement s'appliquer au dôme métamorphique de l'île de Tinos. La déformation s'y effectue de façon diffuse en base de croûte, se localise sous forme de bandes de cisaillement dans les premiers incréments de la déformation. La déformation ductile, une fois la transition fragile-ductile franchie, est relayée par une déformation de type fluage cataclastique. Seule l'ultime phase de l'exhumation semble assurée par le jeu le long de la faille de détachement.

Nous allons ici reprendre en détail quelques propositions mécaniques faites pour tenter d'expliquer la formation des failles plates et démontrer pourquoi, à l'heure actuelle, aucun modèle ne nous semble réellement satisfaisant pour expliquer les structures de terrain.

III.3.2Modélisation de la formation des failles plates par rotation du champ de contraintes dans la croûte cassante

De nombreuses failles normales à faible pendage ont été mises en évidence dans le monde entier. Les premières d'entre elles ont été identifiées dans les dômes métamorphiques extensifs, il s'agit des détachements aujourd'hui inactifs (cf. les chapitres 1 et 2). Depuis quelques années, des données de sismologie et de sismique ont permis de déterminer une activité possible de ces failles normales à faible pendage dans la région du Golfe de Corinthe (Bernard et al., 1997; Rietbrock et al., 1996; Rigo et al., 1996) ou dans le bassin de Woodlark (Abers, 1991), par exemple. De nombreuses études ont été menées qui tentent de rendre compte des conditions nécessaires à l'initiation et au jeu de ces failles. Ces études ont toutes pour but de résoudre le paradoxe entre le jeu de failles normales à faible pendage avéré par les données de terrain et la mécanique andersonienne prédisant un pendage minimum des failles normales de 45°.

III.3.2.1 Les premiers modèles

Plusieurs études mécaniques ont été entreprises depuis la fin des années 80 sur l'existence potentielle et le jeu des failles normales à faible pendage. L'ensemble des modèles considérés dans ce paragraphe explique l'initiation et le jeu des failles plates par une réorientation des axes de contraintes.



Figure III-13: Tenseur des contraintes appliquées à un volume élémentaire de croûte supérieure des modèles mécaniques cités ci-dessous

La méthode consiste à déterminer la distribution des contraintes dans un bloc élastique 2D homogène isotrope en dérivant une fonction de contraintes de Airy ϕ (fonction scalaire en coordonnées x et z) :

$$\sigma_x = \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} \tag{1}$$

$$\sigma_z = \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} \tag{2}$$

$$\tau_{xz} = -\frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial z} \tag{3}$$

$$\nabla^4 \phi = 0 \tag{4}$$

Les trois premières relations sont utilisées pour calculer le tenseur des contraintes en chaque point du bloc 2D. Une diagonalisation permet d'accéder au tenseur principal. Le tenseur initial étant symétrique (on suppose qu'il n'existe pas de composante rotationnelle du mouvement), les deux vecteurs propres sont perpendiculaires. Une fois les vecteurs propres caractérisés, il est possible de représenter en chaque point l'orientation du tenseur principal des contraintes.

Les plans de failles compatibles avec le régime de contraintes obtenu en chaque point sont représentés à 30° de la contrainte principale maximale : on suppose en effet que la fracturation se fait suivant un critère de Mohr-Coulomb et que le coefficient de friction est de 0.6 dans l'ensemble de la croûte supérieure. Trois études ont été menées à quelques années d'intervalle sur le même schéma de base, mais qui considèrent des causes différentes à l'initiation des failles plates.

La première d'entre elles a été proposée par Yin, 1989. L'auteur modélise l'influence d'une contrainte cisaillante en base de croûte sur la répartition des contraintes dans le bloc. La modélisation se fait grâce à un polynôme de degré 3 :

$$\phi = \frac{1}{6}k_1x^3 + \frac{1}{2}k_2x^2z + \frac{1}{2}k_3xz^2 + \frac{1}{6}k_4z^3 + \frac{1}{6}k_5xz^3 + \frac{1}{6}k_6x^3z + \frac{1}{2}k_7x^2 + \frac{1}{2}k_8z^2$$
(5)

Les conditions aux limites sont les suivantes :

• $\sigma_z(x,0) = \tau_{xz}(x,0) = 0$ (surface libre)

- $\tau_{xz}(x, H) = -S_0$ (contrainte cisaillante en base de croûte)
- $\sigma_z(x,H) = -\rho g H$ (contrainte verticale égale à la contrainte

lithostatique)

Une simple dérivation de l'équation (5) permet d'accéder en tous points du bloc à σ_x , σ_z et τ_{xx} (Figure III-13).

Les conditions aux limites imposent, dans le cas présent : $k_1 = k_2 = k_6 = k_7 = 0$. Les expressions des composantes de la déformation peuvent alors être simplifiées. Afin de révéler la signification mécanique des constantes non nulles, l'auteur décompose la champ de contraintes en trois champs facilement identifiables (Figure III-14).



Figure III-14 : Schéma illustrant la décomposition du champ de contraintes. Les flèches autour des blocs indiquent les valeurs relatives des composantes en x et z de la traction (Yin, 1989).

Jouer sur les valeurs des différentes constantes non nulles dans les expressions des composantes de la contrainte permet à l'auteur de modéliser de nombreuses combinaisons de charge aux bords latéraux de la boîte. Il parvient ainsi à initier des plans à faible pendage en superposant à un cisaillement variant linéairement avec la profondeur, une composante de la contrainte horizontale tantôt inférieure, tantôt supérieure à la contrainte verticale.



Figure III-15 : distribution de la contrainte cisaillante maximale, des orientations de contraintes principales et des failles induites par superposition d'une composante en compression à un cisaillement basal (Yin, 1989).

Un tel modèle s'appliquerait, pour Yin, au cas d'une croûte épaissie subissant un étalement gravitaire responsable d'un flux ductile dans la croûte inférieure (flux à l'origine du cisaillement en base de croûte) et par ailleurs soumise à un régime de contraintes compressives aux limites. Il s'agirait typiquement d'un cas d'extension syn-orogénique.

Ce cisaillement en base de croûte a inspiré de nombreux modèles mécaniques, aussi bien analytiques que numériques, tentant de rendre compte de l'existence des détachements. C'est notamment le cas des modèles de Melosh, 1990 et plus récemment de celui de Chéry, 2001 que nous avons déjà évoqués.

Une alternative au modèle de Yin a été proposée par Spencer and Chase, 1989. Le mode de résolution du problème est identique puisque les auteurs calculent ici encore les contraintes en tous points d'un bloc élastique 2D par dérivation de fonctions de Airy. Leur but n'est pas ici de modéliser l'initiation de failles plates par l'application d'un cisaillement basal, mais de tester l'influence d'une variation latérale de la contrainte normale aux bords supérieur et inférieur de la boîte sur l'orientation du tenseur des contraintes.

La fonction de Airy utilisée pour modéliser ce type de chargement est de la forme:

$$\phi = \sin\left(\frac{m\pi x}{L}\right) f(y) \tag{6}$$

m est un entier. La fonction obtenue varie donc de façon sinusoïdale avec x et est par ailleurs une fonction de y. Nous n'entrerons pas dans les détails de la résolution analytique de l'équation. Il est possible d'ajouter les unes aux autres différentes fonctions de ce type d'amplitudes et fréquences différentes en une série de Fourier pour faire varier les distributions de contraintes normales sur les surfaces supérieure et inférieure du bloc.

Les auteurs ont couplé l'application de contraintes normales sinusoïdales aux bords horizontaux de la boîte (répondant à l'équation 6) avec des contraintes horizontales appliquées sur ses bords verticaux. Deux conditions aux limites semblent alors favorables à la mise en place de failles normales à faible pendage: (1) l'application de deux charges sinusoïdales similaires de faible longueur d'onde couplées mais décalées en haut et en bas de la boîte et (2) l'application d'une charge de faible longueur d'onde en base de croûte couplée à une autre de grande longueur d'onde au sommet de la boîte. Les résultats obtenus sont présentés en Figure III-16.



Figure III-16: Initiation de failles normales à faible pendage par application d'une charge sinusoïdale en sommet et base de croûte cassante (d'après Spencer and Chase, 1989). La figure présente les orientations des plans de fractures déduites de l'orientation des axes de contraintes en chaque point d'un bloc isotrope homogène 2D

La première configuration de chargement modéliserait une possible géométrie postorogénique: la topographie résultant de la mise en place de chevauchements durant l'orogenèse est compensée en profondeur par une flexure du Moho. La seconde proposition pourrait quant à elle correspondre à un orogène érodé qui aurait laissé place à une flexure du Moho non compensée. La troisième étude, menée par Parsons and Thompson, 1993 modélise l'influence de l'intrusion d'un dyke sur l'état de contraintes dans un bloc 2D. Nous n'insisterons pas sur cette dernière étude car elle n'engendre qu'une réorganisation locale des orientations de contraintes dans le bloc. La localisation de la réorientation, et par conséquent de l'occurrence de failles à faible pendage, ne se fait qu'aux abords des extrêmités de dykes.

III.3.2.2 Les objections

Si ces modèles semblent attirants au premier abord, ils posent toutefois un problème mécanique important, souligné par Wills and Buck, 1997: aucun d'entre eux ne teste si les magnitudes des contraintes obtenues en chaque point du bloc sont suffisantes à l'activation d'un critère de rupture de type Mohr-Coulomb.

Wills and Buck, 1997 ont donc repris chacune des conditions aux limites utilisées dans ces modèles pour initier une faille plate et testé, en chaque point, l'activation du critère de rupture suivant:

$$\Delta \tau = |\tau| - \mu \sigma$$

Où τ est la contrainte cisaillante sur le plan de fracturation, σ est la contrainte normale à la surface et μ est le coefficient de friction du matériau. Il est fixé à 0,6, valeur impliquant, en mécanique andersonienne, une fracturation à environ 30° de la contrainte compressive maximale. L'utilisation d'un critère de rupture qui ne prend pas en compte la cohésion du matériau permet aux auteurs de définir le champ le plus grand possible de fracturation éventuelle dans le bloc 2D. Si le critère est positif en un point, la fracturation est activée, s'il est négatif, la fracturation est inhibée.

Bien qu'ils aient réalisé une analyse similaire au modèle de Parsons and Thompson, 1993, nous ne nous intéresserons ici qu'à leurs conclusions relatives aux deux modèles qui nous semblent les plus généraux. Compte tenu de leur analyse de Mohr-Coulomb des modèles préexistants, Wills and Buck, 1997 concluent que seul le premier modèle de Spencer and Chase, 1989 soumis à une pression de fluides hydrostatique et dans lequel on considère que le matériau n'a pas de cohésion est susceptible de rompre à l'endroit où une faille à faible pendage est prévue. L'application d'une pression de fluides lithostatique permettrait d'accroître la surface de la zone d'activation du critère de rupture. Les auteurs se refusent pourtant à l'appliquer, arguant du fait qu'il semble impossible de maintenir une pression de fluides lithostatique de façon permanente dans le système.

Plusieurs points leur semblent invalider les modèles proposés :

• Supposer une absence de cohésion du matériau ne semble pas satisfaisant. Si l'on ajoute une constante de cohésion au critère de rupture, alors la zone de rupture potentielle se trouve encore réduite et il n'existe plus intersection entre les zones d'activation du critère et celles de rupture prédites par les modèles.

• Supposer un matériel initialement isotrope homogène ne semble guère géologiquement réaliste non plus, même s'il est difficile, dans les modèles pionniers, de multiplier les paramètres sur lesquels jouer au risque de ne plus maîtriser leur influence respective sur les résultats obtenus.

• L'objection la plus importante à notre sens est que, compte tenu de la répartition spatiale des valeurs du critère de rupture utilisé ici, les failles à fort pendage devraient jouer les premières, puisque (1) de part leur géométrie, leur jeu semble plus favorable que celui des failles à faible pendage et que (2) elles se trouvent dans une zone affectée par un critère de rupture plus important que celui qui affecte les failles à faible pendage du premier modèle de Spencer and Chase, 1989 (la rupture en est d'autant plus

facilitée). Une fois que la première faille a joué, l'auteur suppose, nous semble-t-il à juste titre, que le champ de contraintes s'en trouve modifié : il semble donc judicieux, une fois la première faille formée, de prendre en compte le nouveau champ de contraintes dans le schéma mécanique évolutif.



Figure III-17: Synthèse de l'application d'un critère de Mohr-Coulomb aux modèles mécaniques proposés par Yin, 1989 et Spencer and Chase, 1989 (Wills and Buck, 1997). Le premier modèle est inspiré de l'analyse de Yin (1989), les deux autres modèles sont inspirés de l'analyse de Spencer and Chase (1989) (voir texte pour le détail). Les figures (a) résument les conditions aux limites appliquées. Les figures (b) et (c) présentent, en couleur, les zones d'activation du critère de rupture superposées aux failles prédites par le modèle. (b): la pression de fluides est considérée comme nulle, (c): la pression de fluides est hydrostatique

Westaway, 1999 propose un modèle plus élaboré prenant en compte une série de critères très sélectifs. Pour qu'un modèle soit validé, il faut :

(1) que les conditions de surface libre soient vérifiées (c'était déjà le cas dans les modèles précédents)

(2) que le critère de rupture soit activé

(3) qu'aucune des contraintes normales ne prenne de valeur négative (convention des géologues : les pressions sont positives et $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$), ce qui signifierait que l'on se trouve en tension pure.

(4) que le champ de contraintes obtenu soit extensif *sensu stricto*, c'est-àdire que la norme de la contrainte normale verticale soit supérieure à celle de la contrainte normale horizontale (en d'autres termes, que le plongement de la contrainte principale $\sigma 1$ soit supérieur à 45°), ce qui n'était pas le cas pour certains des modèles précédents qui pourtant parvenaient à la mise en place de failles normales à faible pendage.

La fonction de Airy utilisée ressemble à celle employée par Spencer and Chase, 1989. Elle varie en effet de façon sinusoïdale par rapport à x et dépend également d'une fonction de y. Le fonction de y dépend quant à elle des cosinus et sinus hyperboliques de y. L'auteur adjoint à la fonction initiale un second tenseur adapté à partir d'un tenseur lithostatique afin de satisfaire aux critères sélectifs fixés plus haut et aux conditions d'équilibre mécanique.

Le critère de fracturation utilisé est le suivant :

$$|\tau| = S + \mu' (\sigma_n - P_f)$$

où τ est la contrainte cisaillante, μ ' le coefficient de friction interne, σ_n la contrainte normale et P_f la pression de fluides.

La pression de fluides est donnée par :

$$P_f = \rho_f cgz$$

où ρ_f est la densité du fluide, g la gravité, z la profondeur, et c une constante offrant la possibilité, en fonction de sa valeur par rapport à 1, de considérer des fluides en sous ou sur pression. Le cas où c=1 correspond à une pression de pores hydrostatique, c'est-à-dire à un réseau de fractures connectées.

Suivant Ranalli, 1995, la fracturation intervient dans le cas où :

$$\sigma_2 \left[\sqrt{\mu'^2 + 1} + \mu' \right] - \sigma_1 \left[\sqrt{\mu'^2 + 1} - \mu' \right] = 2S - 2\mu' \rho_f cgz$$

Soit Φ le coefficient de fracturation

$$\Phi = \sigma_2 \left[\sqrt{\mu'^2 + 1} + \mu' \right] - \sigma_1 \left[\sqrt{\mu'^2 + 1} - \mu' \right] - 2S - 2\mu' \rho_f cgz$$

Si $\Phi < 0$, la fracturation n'intervient pas, tandis que si $\Phi = 0$, la fracturation intervient en ce point.

L'ensemble des analyses paramétriques effectuées sur ces bases permet à l'auteur de conclure que l'initiation d'une faille à faible pendage ne se produit que pour des valeurs de contrainte cisaillante en base de croûte cassante de l'ordre de 100MPa et nécessite une
variation de la contrainte horizontale de plusieurs centaines de MPa en une dizaine de kilomètres.

Ce type de conditions s'applique, selon l'auteur, à une croûte continentale en zone de subduction. La rupture du panneau plongeant engendrerait la formation d'un gradient latéral d'épaisseur crustale (et donc de pression) ainsi qu'un déséquilibre thermique de la croûte de la plaque supérieure. C'est deux phénomènes seraient à l'origine d'un écoulement de la croûte inférieure. Cet écoulement pourrait expliquer les forces en traction responsables d'une rotation du champ de contraintes et de la mise en place de failles normales à faible pendage. L'auteur applique son modèle à la faille normale à faible pendage du bassin de Woodlark (Westaway, 2005).

Tous ces modèles, aussi élaborés et attractifs soient-ils, présentent un problème majeur : la rotation du champ de contraintes n'est pas avérée par les données de terrain. De nombreuses failles normales à faible pendage ont certes été mises en évidence dans la partie NE de l'île de Tinos. Des critères de recoupement indiquent que ces failles sont synchrones de veines verticales auxquelles elles sont très fréquemment associées, même si une analyse fine du remplissage des failles dans leurs segments dilatants n'a pas été effectué, ce qui aurait démontré ou non la simultanéité avec les fentes : elles semblent donc s'être formées avec un pendage initialement faible. Même s'il s'agit d'une cause classiquement admise de la formation des failles plates, aucune rotation des structures ne peut être invoquée ici pour en expliquer le jeu. Une inversion des données de glissement le long des plans de faille confirme la position verticale de l'axe principal de compression aux abords de ces structures : il n'est pas non plus possible d'invoquer une rotation des axes de contraintes (par ailleurs déjà déduite de l'orientation verticale des veines). Le cas du détachement de Tinos n'est pas unique : plusieurs évidences de formation de failles normales à faible pendage en présence d'une contrainte principale maximale verticale ont été reportées dans différentes parties du globe (Axen and Selverstone, 1994; Collettini and Barchi, 2002; Collettini and Holdsworth, 2004; Reynolds and Lister, 1987).

Une réutilisation en domaine cassant de bandes de cisaillement préexistantes peut être invoquée pour certaines. Pourtant, il semble qu'un certain nombre de ces failles se soient bel et bien néoformées avec un pendage très faible en exprimant des conjuguées : il existe en effet sur l'île quelques plans normaux à faible pendage vers le SW, notamment exprimés sur le site de Mali, dans une lithologie métapélitique. La contrainte σ 1 est alors bissectrice de l'angle obtus formé par les deux conjuguées.

III.3.2.3 Rôle attribué aux fluides dans ces modèles

Les données bibliographiques disponibles sur le jeu des failles plates évoquent de façon pudique un jeu faible du détachement. La faiblesse du détachement est souvent attribuée à une forte pression de fluides. Une forte pression de fluides, comme nous l'avons déjà évoqué au premier chapitre, peut déplacer le cercle de Mohr vers la gauche et provoquer son intersection/tangence avec une courbe de friction (Figure III-18). Des plans non « actifs » en l'absence de fluides pourront ainsi être réactivés.



Figure III-18: schéma illustrant l'influence de la pression de fluides sur l'angle de réactivation d'un plan de faille. Le cercle en trait plein illustre un système dont la pression de fluides est nulle. Une pression de fluides Pf1 est appliquée au système représenté en pointillés serrés tandis qu'une pression de fluides Pf2>Pf1 appliquée est représentée en pointillés lâches.

L'amplitude de la translation du cercle est proportionnelle à la pression de fluides dans le système. Pour un critère de friction donné, plus la translation est importante, plus l'angle entre la contrainte principale maximale et le plan réactivé peut être important, ainsi, pour une pression de fluides P_{f2} supérieure à P_{f1} , l'angle 20' est inférieur à l'angle 20''. Expliquer le jeu d'une faille normale par réactivation (par exemple d'un chevauchement préexistant) ne pose pas de réel problème théorique. On remarque toutefois sur la Figure III-18 que pour parvenir à des valeurs de θ compatibles avec celles observées sur le terrain, il faut considérablement diminuer σ_3 , au point de le faire devenir négatif (système en tension pure) et de ne plus être cohérent avec les structures observées (Sibson, 1985).

Invoquer le rôle mécanique des fluides dans l'initiation des failles normales à faible pendage laisse de nombreux auteurs perplexes, puisque des fluides en surpression à un endroit donné vont aussitôt engendrer une fracturation hydraulique entraînant le drainage de ces mêmes fluides. La surpression ne peut donc être qu'un phénomène transitoire.

III.3.2.4 Synthèse

Les modèles proposés pour expliquer la formation des failles plates présupposent tous : (1) que le milieu est initialement homogène isotrope, (2) que le comportement de ce milieu répond à un critère de rupture de type Mohr-Coulomb (ce qui suppose implicitement qu'aucun plan ne se formera jamais, en extension, à moins de 45° d'une contrainte principale), en d'autres termes que le comportement du milieu est purement frictionnel, (3) que l'action des fluides se limite à imposer transitoirement une surpression mécanique sur le squelette rocheux (intervention de la pression de fluides dans le calcul de la contrainte effective). Nous allons voir que les arguments de terrain vont à l'encontre des hypothèses de travail proposées dans ces modèles.

III.3.3Modélisation d'un comportement visco-frictionnel à la transition fragile-ductile et conséquences

III.3.3.1 Les cataclasites, témoins macroscopiques d'un comportement mixte « ductile-cassant »

Cette étude de terrain a avant tout permis de valider le modèle de la bande de cisaillement évolutive de Lister and Davis, 1989. La formation du plan cassant ne correspond qu'à l'aboutissement final d'un processus impliquant la mise en place d'une bande de cisaillement crustale en milieu ductile. Cette dernière évolue en cataclasites à la transition fragile-ductile pour finir par l'initiation d'un plan cassant à faible pendage. Le détachement de l'île de Tinos n'est donc pas un simple plan de faille au sens classique du terme, mais correspond plutôt à une zone de quelques mètres d'épaisseur, caractérisée par une faible résistance. La faible résistance de la zone de cataclase s'expliquerait conceptuellement, à l'échelle de l'affleurement, par une forte composante de dilatance intervenant dans la déformation des grains de la cataclasite. Cette composante induirait une augmentation de la perméabilité du système et l'introduction possible de fluides. Ces fluides, agissant sur le milieu par l'intermédiaire de réactions adoucissantes, pourraient provoquer une diminution drastique de la résistance de la zone (Collettini and Holdsworth, 2004). Plusieurs études de terrain confirment d'ailleurs le rôle prépondérant des fluides dans la mise en place du détachement de l'île de Tinos (Famin et al., 2003; Famin et al., 2004a; Famin et al., 2004b, cette étude), et notamment leur circulation dans la zone de cataclasites (Figure III-19).



Figure III-19 : Cataclasites situées à Kolimbitra (Tinos, Cyclades). Les circulations intenses de fluides dans les cataclasites sont avérées par la présence de nombreuses veines.

L'adoucissement d'un système cataclastique est par ailleurs avéré par des études expérimentales menées sur des gouges artificielles qui démontrent que l'adoucissement d'un système sous contraintes peut être associé à une diminution du coefficient de friction apparent de la gouge jusqu'à une valeur approchant 0.2 (Bos and Spiers, 2002).

III.3.3.2 Modèle microscopique d'une rhéologie visco-frictionnelle à la TFD

Comme le suppose le scénario conceptuel, le système cataclastique fonctionnerait en faisant intervenir de façon couplée des phénomènes ductile et cassant. La transition fragileductile semble donc caractérisée par un comportement mixte entre comportement ductile et comportement cassant dont les cataclasites sont le témoin à l'échelle de l'affleurement.

Des modèles ont été proposés qui tentent de rendre compte du passage, à la transition fragile-ductile, entre un comportement frictionnel et un comportement visqueux. Une étude complète a été menée par Handy et al., 1999 à l'échelle du grain. Elle repose sur la mise en évidence, dans certaines mylonites, de la présence de porphyroclastes se déformant de façon frictionnelle dans une matrice se déformant de façon visqueuse. La rhéologie d'une telle mylonite peut être mécaniquement décrite par une loi composite traduisant un comportement dépendant à la fois du taux de déformation, de la température, mais aussi de la pression.

La phase faible répond à une loi classique de fluage dislocation :

$$\tau_{w} = \exp\left\{\frac{1}{n}\left[\frac{Q}{RT} + \ln\left(\frac{\dot{\varepsilon}}{3^{(n+1)/2}A}\right)\right]\right\}$$
(7)

tandis que la contrainte cisaillante enregistrée par les porphyroclastes répond à une équation de Navier-Coulomb modifiée :

$$\tau_s = 0.5 \left[a + P_{eff} \left(b - 1 \right) \right] \sin\left(90 - \arctan \mu_d \right) \tag{8}$$

où la pression effective est égale à la pression lithostatique moins la pression de pores, $a = 2\tau_0 \sqrt{b}$ et $b = \left[\left(1 + \mu_d^2 \right)^{0.5} - \mu_d \right]^{-2}$. Le coefficient de friction μ_d est fixé à 0.6 et τ_0 à 50 MPa.

La contrainte cisaillante du composite est donnée par la relation suivante :

$$\tau = \tau_{w} \phi_{w}^{-1/\tau_{c}} + \tau_{s} \left(1 - \phi_{w}^{-1/\tau_{c}} \right)$$
(9)

où τ_w et τ_s sont respectivement les contraintes cisaillantes appliquées sur la matrice faible et les porphyroclastes, ϕ_w est la proportion de la phase faible dans un volume élémentaire et $\tau_c = \tau_s / \tau_w$.

En substituant les équations 7 et 8 dans l'équation 9, il est possible d'obtenir l'expression de la contrainte cisaillante du matériau à rhéologie mixte. Elle dépend à la fois de la température, du taux de déformation, de la proportion de la phase faible, mais aussi de la pression effective.

Les auteurs appliquent cette équation au couple Quartz-Felspath. En minimisant la vitesse de dissipation d'énergie liée à la déformation par unité de temps et de volume, ils parviennent à établir le champ de stabilité du comportement visco-frictionnel sur une carte contrainte cisaillante/proportion de quartz. Des enveloppes rhéologiques (taux de déformation constant, proportion de quartz fixée) sont également tracées qui tiennent compte des différentes rhéologies introduites (Figure III-20).



Figure III-20 : Profil résistance/profondeur (a) et diagramme résistance/composition (b) pour l'association Quartz/Felspath. Les pointillés délimitent les champs de stabilité des différentes microstructures

Le comportement visco-frictionnel est bien activé aux profondeurs de la transition fragile-ductile. La nouvelle rhéologie permet, de plus, de tronquer les enveloppes rhéologiques par rapport aux enveloppes classiques : la transition fragile-ductile n'est plus caractérisée par une résistance maximale. La localisation de structures comme une bande de cisaillement crustale est alors envisageable. Peut être une meilleure compréhension de l'initiation de failles plates passe-t-elle par la prise en compte, dans les modèles proposés, de cette rhéologie mixte régissant probablement la déformation à la transition fragile-ductile. Ceci reviendrait en partie à prendre en compte l'héritage tectonique du système, non pas en considérant des anisotropies pré-existantes, mais un héritage de rhéologie ductile.

III.3.3.3 Synthèse

La présence de cataclasites à la transition fragile-ductile témoigne de la mixité du comportement rhéologique de la croûte aux profondeurs proches de celles de la formation du plan final à faible pendage : la rhéologie semble coupler comportement ductile et comportement cassant. Ce genre de comportement mixte, comme l'atteste le modèle rhéologique proposé par Handy et al., 1999, engendre une diminution de la résistance à la transition fragile-ductile. L'hypothèse des modèles mécaniques de rotation des contraintes selon laquelle le bloc modélisé répond à une rhéologie purement frictionnelle n'est donc peut être pas complètement pertinente, tout au moins dans la partie inférieure du bloc.

Se pose en corollaire le problème du critère de fracturation utilisé dans la modélisation de cette croûte supérieure. Même en considérant une rhéologie purement cassante, la néoformation d'un plan à faible pendage nécessite, en théorie, que le critère de néorupture tangente le cercle de Mohr dans le quart de cercle supérieur droit $(2\theta > \pi/2)$. Il n'existe pas, à notre connaissance, une telle courbe de rupture intrinsèque. Peut-être une solution réside-t-elle dans l'élaboration expérimentale d'un tel critère prenant en considération une déformation ductile préalable de l'échantillon.

Outre témoigner du comportement mixte de la croûte à la transition fragile-ductile, le mode de déformation des cataclasites suppose une action des fluides plus complexe qu'une simple intervention via une modification de la pression de fluides du système. Le rôle des fluides ne se limite pas à une action mécanique par l'application d'une surpression sur le

squelette rocheux et donc le déplacement du cercle de Mohr, déplacement dont nous avons vu qu'il ne pouvait qu'être transitoire. La présence de fluides dans un système engendre des interactions fluide-roche qui aboutissent à des phénomènes complexes, et notamment à la mise en place de réactions pouvant s'avérer adoucissantes.

Il nous a semblé interessant, de quantifier les contraintes et taux de déformation subis par les roches du mur du détachement de l'île de Tinos. Le suivi temporel de ces contraintes et taux de déformation nous permet de suivre la structuration de ce détachement depuis la mise en place de la bande de cisaillement crustale jusqu'à l'initiation de la faille à faible pendage. Ce travail fait l'objet du quatrième chapitre de cette thèse.

IVQUANTIFICATION DE LA CONTRAINTE CISAILLANTE ET DU TAUX DE DEFORMATION D'UNE ZONE DE CISAILLEMENT CRUSTALE. EVOLUTION ET MISE EN PLACE DE LA DEFORMATION CASSANTE

IV.1.1	ARTICLE 2: Stress-strain history of a midcrustal shear zone and the o	nset of brittle
deformation infe	rred from quartz recrystallized grain size	152
IV.1.2	Introduction	155
IV.1.3	Microphysical model	
IV.1.3.1	Recrystallized grain size piezometer	
IV.1.3.2	Quantification of the strain rate and the temperature	156
IV.1.4	The Tinos Island extensional shear zone	
IV.1.4.1	Geological setting: PT conditions and timing for shear zone formation	
IV.1.4.2	Selected quartz piezometer and flow law for the Tinos shear zone	158
IV.1.5	Grain size evolution across a microscopic shear band. Stress history of	ductile strain
localisation	162	
IV.1.5.1	Decrease of recrystallized grain size with increasing strain	
IV.1.5.2	Recrystallized grain size memory	163
IV.1.6	Grain size evolution within the Tinos shear zone: mechanism of the form	nation of mid-
crustal shear zoi	ne and detachment fault	
IV.1.6.1	Recrystallized grain size evolution	
IV.1.6.2	Shear stress, strain rate and temperature evolution	
IV.1.6.3	Validation of the proposed method for the quantification of stress, strain rate a 168	ind temperature
С	omparison of the estimated strain rates with the exhumation rate	
С	omparison of the estimated temperature variation with PT path	
C	omparison with the evolution of phengitic substitution	
IV.1.7	Discussion	
IV.1.8	Concluding remarks	
IV.2 Rem	ARQUES COMPLÉMENTAIRES	

IV.1.1 ARTICLE 2: Stress-strain history of a midcrustal shear zone and the onset of brittle deformation inferred from quartz recrystallized grain size

RESUME DE L'ARTICLE

La quantification de la contrainte cisaillante et du taux de déformation du quartz aux abords d'une bande de cisaillement crustale est un bon moyen de décrire l'évolution mécanique depuis la déformation ductile pénétrative jusqu'à la mise en place de la déformation cassante. La quantification est basée sur les relations entre la taille du grain recristallisé de quartz, sa contrainte cisaillante (relation piézométrique) et son taux de déformation (loi de fluage-dislocation). L'augmentation de la déformation se traduit par une diminution globale de la taille du grain recristallisé et de la dispersion des tailles de grains. Ces résultats sont interprétés comme reflétant une histoire complexe de chargement. L'évolution d'une déformation ductile pénétrative vers une localisation de la déformation, dont témoigne une augmentation du taux de déformation d'un ordre de grandeur, est attribué à l'effet mémoire de la taille du grain recristallisé. La déformation ductile se met en place pour des valeurs de contrainte cisaillante de l'ordre de 70 MPa et des valeurs de taux de déformation d'environ 10^{-12} /s. La relative faiblesse de la contrainte cisaillante nécessaire à la mise en place des failles prédite par cette quantification implique que la résistance du matériel de la croûte moyenne est probablement moins importante que celle prédite par les enveloppes rhéologiques.

Stress-strain history of a midcrustal shear zone and the onset of brittle deformation inferred from quartz recrystallized grain size

Frédéric Gueydan⁽¹⁾, Caroline Mehl⁽²⁾, Teddy Parra⁽³⁾

⁽¹⁾Géosciences Rennes, UMR 6118, Université de Rennes 1, Campus Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France

⁽²⁾Laboratoire de Tectonique, UMR 7072, Université Pierre et Marie Curie, T 46-00 E2, case 129, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France

⁽³⁾Laboratoire de Géologie, UMR 8538, Ecole Normale Supérieure, 24 rue Lhomond, 75005 Paris, France

Publié sous la référence:

Gueydan, F., C. Mehl, and T. Parra, Stress-strain rate history of a mid-crustal shear zone and the onset of brittle deformation inferred from quartz recrystallized grain size, in *Deformation mechanism Rheology and Tectonics*, edited by D. Gapais, J.P. Brun and P. Cobbold, Geological Society of London, special publication, 2005.

ABSTRACT

The quantification of quartz shear stress and strain rate within a midcrustal shear zone provides a mechanical frame to describe the evolution from penetrative ductile deformation to localized deformation and the onset of brittle deformation. The quantification is based on the relationships between the quartz recrystallized grain size, the quartz shear stress (piezometric relation) and the strain rate (dislocation creep flow law). Increasing strain is accompanied by a general decrease of quartz recrystallized grain size and a decrease in grain size scattering. These are interpreted as a result of a complex loading history. The evolution from penetrative ductile deformation toward strain localisation, marked by an increase of the strain rate by one order of magnitude, is inferred from grain size memory. Brittle deformation is triggered for quartz shear stress of the order of 70 MPa and strain rate close to 10-12/s. This relative low value of the quartz shear stress necessary to trigger faulting implies a less important strength for the mid-crust compared with strengths predicted by classical rheological envelopes.

IV.1.2 Introduction

Metamorphic core complexes are often marked by extensional mid-crustal shear zones (Davis 1980; Wernicke 1985; Séranne & Séguret 1987; Lister & Davis 1989; Andersen *et al.* 1991; Jolivet *et al.* 1991, 1998). During the exhumation of lower crustal metamorphic rocks, these shear zones ultimately lead to the formation of detachment faults (i.e low angle normal fault) at the brittle-ductile transition. Greenschist facies extensional shear zones form in a thickened continental crust at depths close to 15 km (400°C and 500 MPa). At these depths, thermally activated viscous creep dominates, leading to a macroscopic ductile behaviour. Brittle deformation mechanisms are required to form the detachment fault, at the later stage of strain localisation (Lister & Davis 1989). However, the transition in time and space between ductile strain localisation and the brittle deformation along the detachment remains unexplained and is studied here. A quantification of stress and strain rate should explain the rheological evolution of the shear zone from ductile strain to brittle deformation. The example studied is that of the extensional detachment zone associated with the Tinos metamorphic core complex, in the Greek Cyclades.

Twiss (1977) first established theoretical relationships between shear stress and either subgrain size or dynamically recrystallized grain size during steady state creep, corresponding to a power relation between the shear stress and the recrystallized grain size. Experimental calibration of the piezometric relation for quartz (Mercier *et al.* 1977; Koch 1983) has been used to quantify shear stress within shear zones (Weathers *et al.* 1979; White 1979*a, b*; Christie & Ord 1980; Kohlstedt & Weathers 1980). Recently, Stipp & Tullis (2003) have proposed a new calibration of the quartz grain size piezometer for midcrustal conditions. A combination of a piezometric relation and dislocation creep flow laws has also been used to estimate shear stress and strain rate from quartz recrystallized grain size during mylonitization in metamorphic core complexes (Hacker *et al.*, 1990, 1992). The relationships between quartz recrystallized grain size evolution within a kilometrescale shear zone and the related strain localization mechanism remains however unexplored.

The aim of this paper is to apply a piezometric relation (Stipp & Tullis 2003) combined with a dislocation creep flow law (Paterson & Luan 1990) to the Tinos Island (Cyclades, Greece) kilometre-scale shear zone, to provide a mechanical frame (quantified in stress, strain rate and temperature) for the evolution from penetrative ductile deformation toward strain localisation and the onset of brittle deformation. The microphysical model that relates the recrystallized grain size, the shear stress, the strain rate (at a constant temperature) and the temperature (at a constant strain rate) is first presented. The application of these relations to a microscopic scale then provides explanation for scattering in recrystallized grain size in term of grain size memory. These findings are finally applied to the Tinos island extensional shear zone, where the recrystallized grain size and the grain size scatter decrease with increasing strain. The quartz shear stress and the strain rate are increasing towards the core of the kilometer scale shear zone, whereas the temperature is decreasing. These observation are consistent with an evolution to strain localisation. The observed stress variations across a shear zone are in discrepancy with mechanical equilibrium (constant shear stress). These stress variations should therefore be related with different loading events, each event being characterized by a constant shear stress across the shear zone (Weathers et al. 1979). The observed grain size scattering is thus a grain size memory of these successive loading events. Grain size memory provides a mechanical scheme, quantified in stress and strain rate, for the evolution from penetrative ductile deformation towards strain localization.

IV.1.3 Microphysical model

This section provides the relations between the recrystallized grain size with a steady flow shear stress and strain rate. These relations will then be applied to the Tinos mid-crustal shear zone, which is presented in the next section.

IV.1.3.1 Recrystallized grain size piezometer

Experimental work on metals, ceramics and rocks has shown that the recrystallized grain size, denoted hereafter D (in μ m and usually referred to as « the grain size ») is related to the steady state shear stress τ_{D} (in MPa) by the equation:

$\tau_D = BD^{-p}$ Équation 8

This relation reflects equilibrium between the elastic energy stored in a grain and the surface energy (Twiss 1977). The values of the exponent p and the constant B depend on the dynamic recrystallisation mechanism, either grain boundary migration or subgrain rotation (Guillopé & Poirier 1979). Derby & Ashby (1987) have suggested that dynamic recrystallisation reflects equilibrium between grain-size reduction (in the dislocation creep regime) and grain growth (during diffusion creep). The D-t relation should therefore mark a balance between grain-size sensitive (grain growth) and grain-size insensitive (grain size reduction) flow (de Bresser et al. 1998). The piezometric relation is thus not only stress sensitive (Equation 1) but also temperature sensitive, leading to significant differences in stress estimate. On this basis, Gueydan et al. (2001) have proposed a grain-size sensitive rheology for the lower crust, corresponding to a series association between grain size sensitive and insensitive flow. Grain size sensitive flow is activated for temperature greater than 500°C and depths greater than 20 km. Thus, the balance hypothesis may not reflect the dynamically recrystallized grain size for depths close to the brittle-ductile transition. Moreover, recent studies (Drury 2005) have shown that the temperature dependence of the recrystallized grain size is small and not as large as predicted by the model discussed in de Bresser et al. (2001). Therefore, and for sake of simplicity, the piezometric relation D-TD (Equation 1) is used in this study to compute a dislocation creep flow stress consistent with the measured dynamic recrystallized grain size D.

IV.1.3.2 Quantification of the strain rate and the temperature

Having computed a shear stress from the recrystallized grain size (eq. 1), the strain rate or the temperature can be derived from quartz dislocation creep flow law, which reads:

$$\dot{\varepsilon} = A \exp\left[-\frac{Q_r}{RT}\right] \tau^n$$
 Equation 1

where $\dot{\varepsilon}$, T and τ are the strain rate (in s⁻¹), the temperature (in °K) and the shear stress (in MPa), respectively. Assuming a constant temperature T, the strain rate $\dot{\varepsilon}$ is directly related to the shear stress by the flow law given in equation 2. The combination of this equation with the piezometric relation thus defines the relationships between the strain rate $\dot{\varepsilon}_D$ and the grain size D, called $(D - \dot{\varepsilon}_D)$ relation:

$$\dot{\varepsilon}_D = AB^n \exp\left[-\frac{Q_r}{RT_0}\right]D^{-np}$$
 Equation 2

where T_0 is the selected value of the temperature. Similarly, assuming a constant strain rate, the temperature T_D could be derived from equation 1 and equation 2. The temperature-grain size relation (D-T_D), thus reads:

$$T_D = Qr \left[R \ln \left(\frac{AB^n D^{-np}}{\dot{\varepsilon}_0} \right) \right]^{-1} \quad \text{Equation 3}$$

where $\dot{\varepsilon}_0$ is the selected value of the strain rate. The subscribe D in equation 2 and equation 3, stands for the value of the strain rate or temperature estimated for the recrystallized grain size D. These two expressions can only be applied for microstructure formed in the dislocation creep regime of quartz. It is thus necessary to determine deformation mechanism of Tinos microstructures prior to the application of these relations.

IV.1.4 The Tinos Island extensional shear zone

This section provides PT conditions for the formation of Tinos extensional shear zone and the characteristic microstructures of the shear zone, in order to select the appropriate flow laws and paleopiezometer.

IV.1.4.1 Geological setting: PT conditions and timing for shear zone formation

The Tinos Island belongs to the 45 Ma high pressure belt of the Hellenides (Jolivet & Patriat 1999). The Island is marked by a NW-SE elongate dome structure, with a shallow dip of the schistosity on the NE side (Fig. 1). Three tectonic units have been recognized on the island (Avigad et al. 1992; Jolivet & Patriat 1999) from top to bottom (Fig. 1a), (1) an upper unit, equivalent to the Pelagonien nappe ophiolites and metamorphosed around 70 Ma in the greenschist facies, (2) a lower Blueschist unit (mixture of metapelites and metabasites) affected by eclogitic metamorphism around 45 Ma (Bröcker et al. 1993; Bröcker & Franz 1998) and overprinted by greenschist metamorphism around 20-25 Ma, and (3) a massive dolomite unit of Triassic age, cropping out mainly in NW Tinos. Note that this third unit was not reported in the schematic geological map (Fig. 1). The upper and lower units are separated by a shallow dipping contact, interpreted as an extensional ductile shear zone (Gautier & Brun, 1994; Jolivet et al., 1994; Jolivet & Patriat, 1999). During late stage of HP-LT rock exhumation, a shallow dipping brittle detachment fault formed between the upper and the lower unit. An early Miocene (~19Ma, Andriessen et al. 1979; Altherr et al. 1982) complex of granodiorite intruded both the lower and upper unit, mostly in the North Easthern part of the Island and is responsible for contact metamorphism. This granitic intrusion thus marked the end of the extensional shear zone formation and activity. The extension in the Aegean region started 30 Ma ago (Jolivet & Faccenna 2000) and the onset of greenschist overprint around 25 Ma ago. The exhumation rate for lower unit was such that it reached a depth of ~28 km (800 MPa, Parra et al. 2002) 30 Ma ago and reached 7 km (200 MPa, Parra et al. 2002) 19 Ma ago. The vertical exhumation rate is thus estimated to be approximately 2 mm/a, corresponding to 5-6 mm/a along the $\sim 20^{\circ}$ north-east dipping Tinos extensional shear zone.

From SW to NE, a strain gradient is observed, together with a gradient of greenschist retrogression in both basic and pelitic rocks (Matthews *et al.* 1999; Parra *et al.* 2002). Using chlorite-phengite local equilibria, Parra *et al.*(2002) estimated PT conditions for extensional shear zone formation and related detachment faulting at around 2-4 kbar and around 400°C. A sharp decrease of phengitic substitution is observed below the detachment (samples 1-4) and in the center of the island (sample 14-16, Fig. 1c, dark grey boxes). This is related to a pressure decrease during the exhumation metapelites and to a local increase in strain, marked by two kilometre-scale shear zones (Fig. 1b).

Metapelite samples of the Cycladic Blueschists collected every 50 to 200 m along the Ormos Isternia-Panormos Bay cross-section (Fig. 1) are used in this study. Quartz recrystallized grain size were optically measured in each sample (around 75 measurements per thin section). These samples were also used for P-T estimates using chlorite-phengite local equilibria (Parra *et al.*, 2002). A comparison between the intensity of retrogression (phengitic substitution) and the intensitiy of recrystallization (recrystallized grain size) could therefore be made.

IV.1.4.2 Selected quartz piezometer and flow law for the Tinos shear zone

Quartz grains in Tinos Island shear zones are extremely flattened and exhibit optically visible subgrains, as well as recrystallized grains along grain boundaries (Fig.1a, sample 23). These microstructures are typical of regime 2 of dislocation creep (Hirth & Tullis 1992), where dynamic recrystallization is accommodated by subgrain rotation. At closer distance to the detachment, in samples more intensely strained, quartzgrains are completely recrystallized, forming an oblique foliation, a feature characteristic of regime 3 (Fig. 1a, sample 1). Tinos Island microstructures, created during shear zones formation at greenschist conditions, are thus typical of the transition from regime 2 to regime 3.

The application of the piezometric relation to the continental crust is based on the calibration of Equation 1 using microstructures from experimentally deformed quartz aggregates (Mercier *et al.* 1977; Twiss 1977; Koch 1983; Stipp & Tullis 2003). The Twiss piezometer, which has been widely used to estimate shear stress in naturally deformed rocks, is accurate for conditions around the transition between regime 2 and regime 3 of dislocation creep (Hirth & Tullis 1992). This piezometer has been however critized for an incorrect application of thermodynamics equilibrium (de Bresser *et al.* 2001). Piezometers from Mercier *et al.* (1977) and Koch (1983) give shear stress estimates lower than Twiss piezometer, because of a lower grain size exponent. The Stipp and Tullis piezometer (Stipp & Tullis 2003) was also recently calibrated for regime 2 and 3, and provides stress estimates very close to those obtained with the Twiss piezometer. Since Tinos Island microstructures

Figure IV-1: (a) Structural map of the Tinos Island (after Gautier & Brun, 1994; Jolivet & Patriat, 1999; Patriat & Jolivet, 1998), showing the superposition of two structural units (upper unit and lower unit), separated by a detachment. The samples used in this study are located on the map. The two insets show typical microstructures of sample 23 (bottom left) and sample 1 (top right). (b) Schematic cross section showing the sample location and the position of the extensional shear zone (grey zone). (c) Decrease of the degree of phengitic substitutions (Parra *et al.* 2002) towards the detachment shows an increase of overprinting from SW to NE. Note an increase of the overprinting in the middle of the island (samples 14 and 16), consistent with the presence of a major shear zone shown in b).



a- Simplified geological map of Tinos Island





c- Phengitic substitution



are characteristic of regime 2 and 3 dislocation creep, Stipp & Tullis piezometer appears as the more relevant shear stress estimate for our study and is the one selected here. Note that recrystallized grain size measurements were conducted within quartz aggregates (Fig. 1a, sample 1) in order to prevent pinning effects due to the presence of phyllosilicate layers, which could lead to non-piezometric (e.g non-steady state) recrystallized grain size.

Dislocation creep flow laws for quartz, quartzite and quartz aggregates are relatively abundant (Koch *et al.* 1989; Paterson & Luan 1990; Luan & Paterson 1992; Gleason & Tullis 1995). Recently, Hirth *et al.* (2001) discussed the validity and applicability of these flow laws using a combination of microstructural, geochronological and geological observations. Following Hirth *et al.*, (2001), dislocation creep parameters of Paterson & Luan (1990) and Luan & Paterson (1992) are selected here and given in Table 1.

Dislocation creep	Parameters values		
A $[MPa^{-n}s^{-1}]$	10 ^{-9,4}		
Q [kJ/mol]	135		
n	4		
Piezometer			
B [MPa,µm ^{-p}]	3631		
р	1,26		
Strain rate $\dot{\varepsilon}_0$ [/s]	10-15		
Temperature T ₀ [°C]	400		

Table 1: Dislocation creep (Paterson & Luan 1990) and piezometer (Stipp & Tullis 2003) parameter use to compute the shear stress (eq. 1), the strain rate (Eq.3) and the temperature (eq. 4) from the measured recrystallized grain size. The value of the strain rate 0 ε & used to estimate the temperature is set to 10-15/s. The temperature T0, used to estimate the strain rate, is set to 400°C, owing to the PT conditions determined using Chlorite-Phengite local equilibria (Parra et al., 2002).

Based on the PT conditions determined by Parra *et al.* (2002), the temperature is set to T₀=400°C for the estimate of the strain rate $\dot{\varepsilon}_D$ (Equation 2). For the temperature estimate T_D (Equation 3), the strain rate is set to $\dot{\varepsilon}_0 = 10^{-15} s^{-1}$ (Table 1). Having defined the appropriate flow law and piezometer, the measured recrystallized grain size could be related to a shear stress, strain rate and temperature, using Equations 1 to 4.

Figure IV-2: Microscopic study. (a) Microscopic shear band (sample 1, Fig. 1) and an interpretative scheme, where the sites of recrystallized grain size measurements have been reported. (b) Recrystallized grain size, (c) shear stress (estimated by Equation 1), (d) strain rate (Eq. 3) and (e) temperature (Eq. 4) variation as a function of the distance to the microscopic shear band. (f) A two step history could explain the scattering in grain size, shear stress, strain rate and temperature

a- Microscopic shear bands and interpretative scheme



ductile deformation

161

ductile deformation

IV.1.5 Grain size evolution across a microscopic shear band. Stress history of ductile strain localisation

The aim of this section is to apply the $D - \tau$, $D - \dot{\varepsilon}_D$ and $D - T_D$ relations (Eqs. 1, 3 and 4, respectively) at a microscopic scale. This microscopic study will provide explanation for the presence of scattering in D values within a microscopic shear band. These interpretations will be used at macroscopic scale within the Tinos shear zone.

IV.1.5.1 Decrease of recrystallized grain size with increasing strain

Ten optical measurements of the minimum width of quartz grain were conducted in three sites of a microscopic shear band (Fig. 2a), cropping out in the vicinity of the detachment fault (sample 3, Fig. 1). The scale of each site of measurement is of the order of 1 mm (Fig. 2a, grey boxes). Ten optical measurements of recrystallized grain size of ~100 μ m is thus the maximum number of measurement in this micro scale study. The amount of measured recrystallized grain for the kilometre-scale study presented in the next section has been significantly increased (75 measurements). Only optically undeformed quartz grains (i.e. recrystallized grains free of undulatory extinction) were measured.

The mean value of recrystallized grain size decreases from $100\mu m$ to $30 \mu m$ in the core of the microscopic shear band. A scattering in D values is observed in each site of measurement. Far from the shear band, D values range between $160\mu m$ and $40\mu m$ (grey box, Fig. 2b), while in the core of the shear band, recrystallized grain sizes vary from $40\mu m$ to $20\mu m$ (dark grey box, Fig. 2b). The maximum and minimum value of the recrystallized grain size thus decreases with increasing strain.

The shear stress and strain rate values (Figs. 2c and d) are computed from the recrystallized grain sizes, using Equations 1 to 3 with constant values of Table 1. Both shear stress and strain rate are increasing towards the core of the shear band. The increase in shear stress is sharper than the decrease in grain size, because of the power dependency between the grain size and the shear stress (Equation 1). Quartz shear stress ranges between 4 and 32 MPa far from the shear bands, whereas it reaches values of up to 60 MPa in the shear band core. Strain rate starts between 10^{-17} /s and 10^{-14} /s and increases to values closes to 10^{-13} /s within the shear bands. The scattering in D values induces a scattering in shear stress and strain rate.

The increase in shear stress could also be related to a decrease in temperature (Fig. 2e, equation 3). Temperature T_D reaches values as low as 275°C in the core of the shear band, whereas T_D is of the order of 425°C outside the band. This significant decrease of temperature, at a constant strain rate, could also favour localisation. The estimated values of the strain rate and temperature should thus be seen as maximum and minimum estimates, respectively. The coupled estimate of strain rate and temperature variation related to shear stress changes cannot be made analytically and would require a numerical simulation, which was out of the scope of the present work.

Within the shear band, simple shearing mode of deformation is expected to be dominant. Mechanical equilibrium for simple shear implies a condition of constant shear stress. The scattering in shear stress and the increase of the mean shear stress towards the core of the shear band is not consistent with mechanical equilibrium across the shear band. This discrepancy could however be explained by the grain size memory and therefore a change in time of the applied shear stress, as discussed next.

IV.1.5.2 Recrystallized grain size memory

Two types of processes are commonly evoked to explain the scattering in D values, as observed in each sample.

First, scattering could correspond to a grain size distribution. Experimental studies have indeed shown that dynamic recrystallization at a given shear stress commonly leads to a grain size distribution, characterized by a mean value and a standard deviation, and therefore may not lead to a single value of the grain size D (Ranalli 1984). The decrease of the dispersion ΔD towards the core of the shear zone is consistent with experimental results showing that the standard deviation of the grain size distribution decreases with increasing strain (Ter Heege 2002).

Second, the recrystallized grain size scattering could also reflect a complex loading history. As pointed out by Weathers *et al.* (1979), a second stress increase during a relatively short time laps will induce the formation of smaller grain size. The short time laps implies that this second event will not lead to a total recrystallization of the grain into smaller grain, so that the smaller grain size reflect the final stress level (highest stress value) and the larger grain size corresponds to the earlier lower stress level. Such explanation of the grain size distribution. Indeed, a bimodal grain size distribution also indicates two phases of stress pulse (Weathers *et al.* 1979). In the absence of a grain size distribution paleopiezometer in the literature, the quartz piezometer (equation 1) is used in this study, with the interpretation of the grain stress within the shear zone at a given time (mechanical equilibrium) provides also evidences for grain size memory, each recrystallized grain size being related with a loading event, characterized by a constant shear stress across the shear zone.

On these bases, the grain-size distribution as a function of the distance to the shear zone can be divided in at least two successive stress events. The first stress event is marked by grain-size values between 160 μ m and 40 μ m, observed in all sites, shear stress between 4 and 32 Mpa and strain rate between 10⁻¹⁷ and 10⁻¹⁴/s (grey box, Fig. 2). The second stress event leads to grain size values as low as 20-40 µm, only observed in the vicinity of the shear bands, and to shear stress and strainrate values of up to 60 MPa and 10⁻¹³/s, respectively (dark grey boxe, Fig. 2). Being present in all samples, the first event should be related to penetrative ductile deformation (Fig. 2f). The scattering in D during this event could correspond to different stress loading, varying between 10 MPa and 50 MPa, and also to local stress heterogeneities, due for example to the presence of shadow zones. The second event marks ductile strain localisation, which leads to the formation of the microscopic shear band (Fig. 2f). Again, the scattering in D values within this second event reflects small variation of stress between 32 and 60 MPa. Sites that suffered event 2 also show grain size associated with event 1. This is explained by the balance between the timing of change in stress and the timing of dynamic recrystallization. If stress increases faster than the time necessary for a complete recrystallization, grain size will keep in memory earlier stage of deformation. Recrystallized grain size scattering can be interpreted in terms of grain size memory. The scattering in D can thus be related to the time evolution of the ductile flow.

In summary, the scattering in recrystallized grain size provides evidence for grain size memory. The evolution in stress, strain-rate and temperature from penetrative ductile deformation towards strain localization could therefore be quantified from the measurement of the recrystallized grain size. Penetrative ductile deformation affects all the material and is thus marked by a similar distribution of recrystallized grain size in all sites In contrast, ductile strain localisation is confined within the shear band and is marked by smaller grain sizes.

IV.1.6 Grain size evolution within the Tinos shear zone: mechanism of the formation of mid-crustal shear zone and detachment fault

The microscopic scale findings interpreted in terms of grain size memory are now applied to a kilometre scale shear zone, in order to quantify the stress and strain rate related to ductile strain localisation and detachment faulting.

IV.1.6.1 Recrystallized grain size evolution

Within the Tinos Island extensional shear zone (Fig. 1), 75 optical measurements of quartz recrystallized grain size were randomly performed in thin sections (13 samples, Fig. 3). For a given sample, a wide range of grain size value D is observed.

At large distance from the detachment, D ranges between 260 μ m and 60 μ m, and below the detachment D varies between 150 μ m and 15 μ m. Despite the D scattering, the mean value of the grain size decreases towards the detachment, from 160 μ m to 20 μ m. The maximum and minimum values of D decrease from 260 μ m to 150 μ m and from 60 μ m to 15 μ m, respectively. The dispersion thus decreases from .D=200 μ m to .D = 135 μ m.

For distances less than 1600 m from the detachment (samples 16 to 1, two dark grey boxes, Fig. 3a), a sharp decrease of the minimum and maximum values of the grain size is observed with respect to samples collected at larger distance to the detachment (samples 18 to 23, grey box, Fig. 3a).

The distribution of the frequency of the recrystallized grain size for four samples (23, 19, 12 and 3) is given in Figure 4. Table 2 gives the mean values, the standard deviation, the peak value and the dispersion (.D) for the whole set of measurements. For the four samples (23, 19, 12 and 3), the distribution is approximately log-normal. With increasing strain (from sample 23 to sample 3), the mean value of the log-normal distribution is moving towards smaller grain size (143.59 μ m to 57.24 μ m, Table 2) and the standard deviation σ is decrasing (from 43.19 µm to 18.65 µm, Table 2). The scattering in D values is thus significantly decreasing with increasing strain, as already shown in the microscale study. Again, the scattering in D values could correspond to a grain size distribution (Ranalli 1984), which could therefore explain the decrease of the standard deviation with increasing strain (Ter Heege 2002). This scattering could also correspond to a complex loading history, as discussed above at microscopic scale (Weathers et al. 1979). Three main sets of grain size, and associated loading events can thus be distinguished: 1) grain sizes between 260 µm and 60 μm (grey box, Fig. 3a), 2) grain sizes between 60 μm and 25 μm (dark gray box, Fig. 3) and 3) grain sizes lower than 25 µm (black box, Fig. 3). Step 1 affects the entire studied domain whereas steps 2 and 3 are observed in more localised zones. The Tinos island shear zone therefore appears to have suffered these three successive events, starting with event 1 (in all samples), then with event 2 and finally with event 3.



Figure IV-3: scale study (a) Quartz recrystallized grain size, (b) quartz shear stress (Eq. 1), (c) strain rate (Eq. 3) and (d) temperature (Eq. 4) as a function of the horizontal distance to the detachment fault. A three-step history is proposed to explain the grain size, stress, strain rate and temperature evolution: 1-penetrative ductile deformation (grey boxes), 2- ductile strain localisation (dark grey boxes), and 3- onset of brittle deformation (black boxes).

IV.1.6.2 Shear stress, strain rate and temperature evolution

The quartz shear stress, the strain rate and the temperature, computed from the recrystallized grain size, are plotted in Figures 3b, 3c and 3d, respectively. The sharp decrease of the grain size near the detachment implies a sharp increase in shear stress and strain rate, reaching values close to 100 MPa and 2.10^{-12} /s, respectively. As reported at microscopic scale, the shear stress is not constant within the kilometre scale shear band. This observation violates mechanical equilibrium in the shear zone, which requires a constant shear stress. Shear stresses computed across the shear zone are therefore not contemporaneous but relate to at least three successive steps.

The first stress loading ($60\mu m < D < 260\mu m$, grey boxes, Fig. 3) corresponds to quartz shear stresses less than 22 MPa and strain rate less than 3.10^{-15} /s. Event 1 is therefore characterized by a mean grain size, shear stress and strain rate of $160\mu m$, 11 MPa and $1.5 \ 10^{-15}$ /s. Since the entire domain has suffered event 1, penetrative ductile deformation should have dominated during this first loading event. This loading event is marked by the pervasive development of conjugate shear bands in the southern part of the Island (Jolivet & Patriat 1999), which is consistent with a penetrative ductile deformation.

During the second step ($25 \ \mu m < D < 60 \ \mu m$, dark grey boxes, Fig. 3) quartz shear stress and strain rate are between 22 MPa and 42 MPa and 3.10^{-15} /s and 5.10^{-14} /s, respectively, leading to mean values of grain size, shear stress and strain rate of 42.5 μm , 32 MPa and 2.6 10^{-14} /s. The strain rate during this second loading event is approximately 17 times larger than the strain rate during event 1. Strain localisation has thus been activated during this secondary event. Consistently, only a restricted zone of 1600 m in width (samples 1 to 16) has suffered this second event. This tendency for localisation is marked in the field by the greenschist overprint and the development of the extensional shear zone (Figs. 1a and b, where the grey color stands for the Tinos extensional shear zone). The domain where step 2 is marked is also characterized in the field by the two major shear bands that are observed on the Island (Fig. 1b). Note that the computed shear stress is not the overall shear stress, which should decrease in the shear zone due to softening responsible for localisation, but the partial shear stress for quartz. The increase of the quartz partial stress should therefore be balanced by an increase of the other phase partial shear stress (e.g. mica) to enforce mechanical equilibrium (constant overall shear stress).

Finally, the third step (15 μ m <D<25 μ m, mean value of 20 μ m) is marked by an average quartz stress of 72 MPa and an average strain rate of 10⁻¹²/s. Compared with the second event, the strain rate has been increased by almost two orders of magnitude and a thinning of the deformation zone is observed (250 thick zone below the detachment, compared to 1600 m during step 2). These features are consistent with a more pronounced tendency toward localisation. This third event is moreover marked by micro-cracks within the small recrystallized quartz grain and with semi-brittle faults at all scales (Jolivet & Patriat 1999; Patriat & Jolivet 1998). Brittle deformation has thus been triggered during event 3.

The shear stress increase could also be related to a decrease in temperature (Fig. 3d, equation 3). The mean temperature indeed decreases from ~ 480 °C (step 1) to ~ 330 °C (step 2) and reaches low value during step 3 (~ 260 °C). This temperature decrease could also favour strain localisation. The evolution from step 1 to step 3 should therefore be marked by both an increase in strain rate and a decrease in temperature. The quantification of the simultaneous variation in strain rate and temperature related to the variation in shear stress at the scale of the island cannot be made analytically and required a numerical model, which was out of the scope of the present work.



Figure IV-4: Grain size distribution for (a) sample 23, (b) sample 19, (c) sample 12 and (d) sample 3 (located on Figure 1) show the frequency (number of measured grains) as a function of the recrystallized grain size. 75 measurements have been made for each sample . The distribution is almost log-normal. The mean value and the standard deviation is decreasing with increasing strain (sample 23 to 3). Table 2 gives the mean value and the standard deviation for the studied samples.

Sample	Mean value [µm]	Std. Dev. σ [μm]	Peak value [µm]	Min [µm]	Max [µm]	Dispersion ΔD [μm]
23	143,59	43,19	102,13	68,09	238,30	170,21
21	114,38	33,43	85,11	51,06	187,23	136,17
19	136,91	37,83	127,66	59,57	252,00	192,43
18	121,93	41,32	102,13	17,02	255,32	238,30
16	98,67	33,49	85,11	51,06	204,26	153,19
14	87,51	28,55	85,11	42,55	165,00	122,45
12	77,72	26,03	76,60	34,04	140,00	105,96
8	61,65	25,57	42,55	25,53	126,00	100,47
5	61,35	25,06	59,57	25,53	148,00	122,47
4A	45,67	20,13	42,55	17,02	102,00	84,98
4B	45,11	21,74	25,53	17,02	104,00	86,98
3	57,24	18,65	51,06	17,02	103,00	85,98
2	49,27	17,61	34,04	25,53	100,00	74,47
1	48,38	17,32	42,55	17,02	105,00	87,98

Table 2: Mean value, standard deviation, peak value (grain size obtained for the maximum number of measurements), minimum value, maximum value and dispersion .D = max-min, in μm, for the whole set of measurements. Sample location is given in Figure 1.

IV.1.6.3 Validation of the proposed method for the quantification of stress, strain rate and temperature

Comparison of the estimated strain rates with the exhumation rate

The PTt data, computed for Tinos Island metapelites by Parra et al. (2002), Bröcker et al. (1993) and Bröcker & Franz (1998), have provided an estimate of the exhumation velocity to be of the order of 5-6 mm/a along the $\sim 20^{\circ}$ north-east dipping Tinos extensional shear zone. Independently, the product of the estimated mean strain rate and the width of the deformation zone during the three successive loading events could also give an estimate of the velocity that prevailed at shear zone boundary. Such estimate cannot be made during step 1 since the width of the deformation domain is poorly constrained (much greater than the island). During step 2, a mean strain rate of 2.6 10^{-15} /s and a width of the order of 3 km, lead to a velocity of 1.3 mm/a; whereas during step 3, the mean strain rate and the width have been estimated around 10-12/s and 200 m, respectively, which yields a velocity of 7.9 mm/a. The average value of the estimate velocity during step 2 and 3 is therefore of 4.6 mm/a, a value very close to that deduced from PTt data (5-6 mm/a). Moreover, the velocity estimate inferred from strain rates shows an increase during step 3, which is consistent with the trend toward brittle deformation. Thus, these results permit to validate a posteriori the method used in this study for the quantification of the strain rate from the measurement of recrystallized grain size.

Comparison of the estimated temperature variation with PT path

Parra et al. (2002) have used chloritephengite local equilibria, computed in the samples used in this study, to estimate the PT path of the Tinos metapelites. From 30 found to decrease from 550 °C to 300 °C (Parra et al. 2002, p 61, Fig. 14). During step 1 and step 2, the temperature is found here to decrease from 600 °C to 300 °C (Fig. 3d), a tendency which is quite consistent with the estimate of Parra et al. (2002). Temperature then reaches value as low as 225 °C during step 3. This third step, which reveals an evolution towards brittle deformation, was not calibrated by local equilibria, probably because of the absence of mica crystallization in the brittle domain. The good consistency between our estimate of temperature variation and that independently computed with mineral local equilibria validates our method of quantification of the temperature that prevailed across the shear zone.

Comparison with the evolution of phengitic substitution

A third validation of the method used to quantify shear stress and strain rate is given by the analysis of the phengitic substitution (Fig. 1c). Phengitic substitution decreases with the increase in strain. During penetrative ductile deformation (step 1, grey box, Figs. 1c and 3), phengitic substitution between 3.65 and 3.35 is recorded in the entire studied area. Strain localisation (step 2, dark grey boxes, Figs. 1c and 3) is marked by phengitic substitutions lower than 3.35, because of the larger retrogression in the shear zones. Note that the evolution towards brittle deformation (step 3) does not modify the phengitic substitution. Again, this could be explained by the absence of mica crystallization in the brittle domain. The good correlation between the intensity of retrogression, outlined by the distribution of the phengitic substitutions, and the strain localisation, recorded with recrystallized grain size, validates the use of piezometer combined with dislocation creep flow in order to quantify stress and strain rate.

IV.1.7 Discussion

The three loading events recorded in Tinos Island metapelites have been plotted on a deformation mechanism map in order to constrain in terms of shear stress and grain size the

fields of strain localisation and brittle deformation (Fig. 5). On the map, dislocation creep flow stress at a given strain rate are represented as horizontal lines, marking the grain size insensitivity of the flow. Increasing strain rate leads to an increase of the quartz flow stress, because of the power dependence between shear stress and strain rate (equation 1). The Stipp and Tullis piezometer (equation 1) corresponds to a line in this log-log diagram, because of the power law relation between the shear stress and the recrystallized grain size. Measured recrystallized grain sizes are plotted along this line, as boxes for the three steps. The protolith has a quartz grain size of the order of 1 mm (black box, Fig. 5).



Figure IV-5: deformation mechanism map (log-log scale), where quartz shear stress is plotted as a function of graine size. Setting the temperature to 400°C, dislocation creep flow law for a given rate corresponds to horizontal dashed lines, marking the grain size insensitivity of the flow law. Piezometric lines of Twiss (1977) and Stipp & Tullis (2003) are drawn. The dimension of the boxes for th ethree steps, in stress, strain rate and grain size, is deduced from estimates shown in Figure IV-3. During step 3, the onset of brittle deformation is observed, which permits us to schematically locate a brittle deformation domain (dashed region). The protolith quartz grain size (black box) is approximately 1 mm.

The evolution from the protolith to the shear zone (step 2) and the onset of brittle deformation (step 3) are marked by a decrease of the recrystallized grain size. The decrease in grain size could therefore be used, as well as the phengitic substitution, as a good indicator of the strain intensity. Strain localisation is marked by an increase in strain rate by at least a factor of 17, with respect to the less deformed rocks. The quartz shear stress increase during localisation is less pronounced. The onset of brittle deformation is here observed for relatively low values of the quartz shear stress (~70 MPa) but large values of the strain rate (~ 10^{-13} - 10^{-12} /s). This value of the shear stress is low compared with the predicted strength of the midcrust (Brace & Kohlstedt 1980; Carter & Tsenn 1987; Le Pichon & Chamot-Rooke 1991; Ranalli 1995, 2000).

The computed value of the shear stress only depends on the selected piezometer. The Stipp and Tullis piezometer (Stipp & Tullis 2003) which was selected here, does not lead to the largest values of the shear stress for small grain size, compared to the Twiss piezometer (Twiss, 1977), also reported on Figure 5. Using the Twiss piezometer, the shear stress estimate for grain sizes lower than 70 μ m will be a little larger. Stipp & Tullis (2003) have

however shown with little ambiguity that their piezometer is well calibrated for small grain size, compared to the Twiss piezometer. These two piezometers give also the largest stress estimate compared to other piezometers (Mercier et al. 1977; Koch et al. 1989). The low values of the quartz shear stress computed in this study are therefore maximum estimates. The values of strain rate depend on the piezometer, the flow law and the temperature To (Eq. 3). Following Hirth et al. (2001), the quartz dislocation creep flow law of Luan & Paterson (1992) gives the best estimate of quartz strength for mid-crustal conditions. Using the Gleason & Tullis (1995) flow law yields significantly lower strain rate estimations, because of the lower pre-exponential A value (Eq. 2). For example, strain rate in step 2 would be of the order of 10⁻¹⁵/s instead of 10⁻¹⁴/s computed here. However, the tendency observed in this study and the strain rate ratio from step 1 to step 3 will be the same. The temperature was set to 400°C according to the PT estimate of Parra et al., (2002). However, during strain localisation, an increase in the intensity of the retrogression (Fig. 1c) should be not only related to strain increase but also to a progressive exhumation, leading to a temperature decrease. This temperature decrease is well estimated when setting a constant strain rate (Fig. 3d). In this study, and for sake of simplicity, strain rate increase was computed at a constant temperature (equation 2), and temperature decrease was computed at a constant strain rate (equation 3). However, a decrease in temperature during step 2 and 3 would then lead to a less pronounced increase of the estimated strain rate. A temperature of 350°C within the shear zone, instead of 400°C outside, could for example explain the increase in shear stress in the shear zone at a constant strain rate. Shear zones must however be marked by an increase in strain rate. Therefore, the evolution from penetrative ductile deformation to strain localisation should be related to an increase in strain rate, probably less pronounced than computed in this study, and to a temperature decrease due to the progressive unroofing of the mid-crust. However, a quantification of the simultaneous increase of strain rate and decrease of temperature related to the shear stress increase would require numerical simulations. The low value of 70 MPa for the onset of fracturing at midcrustal depths (10-15km) corresponds to a friction coefficient between 0.1 and 0.2. Such low values of the friction coefficient are consistent with the metapelitic composition of the Tinos tectonites (Byerlee, 1978) and with potential fluid effects that are likely to occur at mid-crustal depths (Brace & Kohlstedt, 1980). For the Tinos Island detachment fault, field evidence suggests fluid circulation at these depth, leading to the formation of numerous quartz veins (Patriat & Jolivet, 1998). The role of micarich shear zone or fault gouge could also significantly decrease the mid-crust strength, leading to stress values close to 60-70MPa, as pointed out by Bos et al. (2000) with experimental study and by Gueydan et al. (2003) with a numerical model.

IV.1.8 Concluding remarks

The aim of this paper was to estimate stresses, strain rates and temperatures from recrystallized grain sizes D, across a kilometre-scale extensional shear zone, bounded by a brittle detachment formed at later stage of exhumation (Gautier & Brun 1994; Jolivet & Patriat 1999). Quartz stresses, strain rates (at constant temperature) and temperatures (at constant strain rate) are computed from D using Stipp and Tullis (2003) piezometer and a dislocation creep flow law (Luan & Paterson 1992).



Figure IV-6: Schematic crustal evolution from midcrustal strain localization to detachment formation. Corresponding mean values of quartz shear stress and strain rates for (1) penetrative ductile deformation, (2) strain localization, and (3) onset of brittle deformation are from Figure IV-3.

Quartz recrystallized grain size (D) decreases towards the intensely strained zone, reaching values close to 15 µm within the detachment. Consequently, quartz shear stress and strain rate increase up to values of 100 MPa and 10^{-12} /s close the detachment. A scattering in the recrystallized grain size, and therefore in the shear stress and strain rate, is interpreted here as related to a grain size memory resulting from a complex loading history applied to the Tinos Island metapelites. Three main loading events, successive in time are observed and reported in a crustal cross section in Figure 6. A penetrative ductile deformation, characterised by D~160 μ m, a shear stress of 11 MPa and a strain rate of 1.5.10⁻¹⁵/s., corresponds to a first step that affects the whole mid-crustal rocks. This first event was followed by strain localisation, marked by a decrease of D (~42.5 µm), and an increase of the shear stress (32MPa) and strain rate (2.6 10^{-14} /s). This second event, observed across a 1600 m thick deformation zone, marks the formation of extensional shear zones at mid-crustal conditions. Strain localization corresponds to an increase of the strain rate by at least a factor of 17 within the shear zone. It was finally followed by the onset of brittle deformation, with ~20µm recrystallized grain sizes, corresponding to a shear stress of 72 MPa, and a strain rate of up to 10-12/s. This final step corresponds to the formation of the detachment fault during a late stage of extension. The main information concerning this final step is the low value of the shear stress necessary for the onset of brittle deformation. This low value corresponds to a friction coefficient of the order of 0.2, which is relevant for midcrustal conditions if fluid effects are invoked (Brace & Kohlstedt 1980). This value of the mid-crust strength is also consistent with an upper crustal strength governed by weak faults (Jackson 1987; Wernicke, 1992, 1995).

The reviews of F. Renard and M. Drury as well as the considerable works made by the Associate Editor D. Gapais helped us in preparing the final version of this paper.

Altherr, R., Kreuzer, H., Wendt, I., Lenz, H., Wagner, G. & Keller, J. 1982. A late oligocene/early miocene high temperature belt in the atticcycladic- crystalline complex (SE Pelagonian, Greece), *Geologisches Jahrbuch*, **E23**, 96-164.

Andersen, T. B., Jamtveit, B., Dewey, J. F. & Swensson, E. 1991. Subduction and eduction of continental crust: major mechanism during continentcontinent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the south Norwegian Caledonides, *Terra Nova*, **3**, 303-310.

Andriessen, P. M., Boelrijk, N. A. I. M., Hebeda, E. H., Priem, H. N. A. & Verdumen, E. 1979. Dating the events of metamorphism and granitic magmatism in the alpine orogen of Naxos (Cyclades, Greece), *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **69**, 215-225.

Avigad, D., Matthews, A., Evans, B. W. & Garfunkel, Z. 1992. Cooling during the exhumation of a blueschist terrane: Sifnos (Cyclades, Greece), *European Journal of Mineralogy*, **4**, 619-634.

Bos, B., Peach, C. J. & Spiers, C. J. 2000. Frictional-viscous flow of simulated fault gouge caused by the combined effects of phyllosilicates and pressure solution, *Tectonophysics*, **327**, 173-194.

Brace, W. F., & Kohlstedt, D. L. 1980. Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments, *Journal of Geophysical Research*, **85**, 6248-6252.

Bröcker, M. & Franz, L. 1999. Rb-Sr isotope studies on Tinos Island (Cyclades, Greece): additional time constrains for metamorphism, extent of infiltration-controlled overprinting and deformation activity, *Geological Magazine*, **135** (3), 368-382.

Bröcker, M., Kreutzer, H., Mattheuws, H. & Okrush, M. 1993. 40Ar/39Ar and Oxygen isotop studies of polymetamorphism from Tinos Island, Cycladic blueshist belt, Greece, *Journal of Metamorphic Geology*, **11**, 223-240.

Byerlee, J. D. 1978. Friction of rocks, Pure and Applied Geophysics, 116, 615-626.

Carter, N. L. & Tsenn, M. C. 1987. Flow properties of continental lithosphere, *Tectonophysics*, **136**, 27-63.

Christie, J. M., & Ord, A. 1980. Flow stress from microstructures of mylonites: example and current assessment, *Journal of Geophysical Research*, **85**, 6253-6262.

Davis, G. A. 1980, Problems of intraplate extensional tectonics, western United States, In: Continental Tectonics. National Academy of Science, Washington, DC

De Bresser, J. H. P., Peach, C. J., Reijs, J. P. J. & Spiers, C. J. 1998. On dynamic recrystallization during solid state flow: Effects of stress and temperature, *Geophysical Research Letters*, **25**, 3457-3460.

De Bresser, J. H. P., Ter Heege, J. H. & Spiers, C. J. 2001. Grain size reduction by dynamic recrystallization: can it result in major rheological weakening?, *International Journal of Earth Sciences*, **90**, 28-45.

Derby, B. & Ashby, M. F. 1987. On Dynamic recrystallization, *Scripta Metallica*, **21**, 879-884.

Drury, M. R. 2005. Dynamic recrystallization and strain softening of olivine in the laboratory and the lithosphere In: D. Gapais, P. R. Cobbold, & J.P. Brun (eds) Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: from minerals to the lithosphere. Geological Society, London, Special Publication, **this volume**.

Gautier, P. & Brun, J. P. 1994. Crustalscale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Evvia island), *Tectonophysics*, **238**, 399-424.

Gleason, G. C. & Tullis, J. 1995. A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with the molten salt cell, *Tectonophysics*, **247**, 1-23.

Gueydan, F., Leroy, Y. M. & Jolivet, L. 2001. Grain size sensitive flow and shear stress enhancement at the brittle-ductile transition of the continental crust, *International of Earth Sciences*, **90**, 181-196.

Gueydan, F., Leroy, Y. M., Jolivet, L. & Agard, P. 2003. Analysis of continental midcrustal strain localization induced by reactionsoftening and microfracturing, *Journal of Geophysical Research*, **108**, 2064, doi:10.1029/2001JB000611.

Guillopé, M., & Poirier, J. P. 1979. Dynamic recrystallization during creep of singlecrystalline halite: an experimental study., *Journal of Geophysical Research*, **84 (B)**, 5557-5567.

Hacker, B., Christie, J. & Snoke, A. 1990. Differential stress, strain rate, and temperature of mylonitization in the Ruby Mountains, Nevada: Implications for the rate and duration of uplift, *Journal of Geophysical Research*, **95**, 8569-8580.

Hacker, B., Yin, A., Christie, J. & Davis, G. 1992. Stress magnitude, strain rate, and rheology of extended middle continental crust inferred from quartz grain sizes in the Whipple Mountains, California, *Tectonics*, **11**, 36-46.

Hirth, G., & Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates, *Journal of Structural Geology*, **14**, 145-159.

Hirth, G., Teyssier, C. & Dunlap, W. J. 2001. An evaluation of quartzite flow laws based on comparisons between experimentally and naturally deformed rocks, *International Journal of Earth Sciences*, **90**, 77-87.

Jackson, J.A. 1987. Active normal faulting and continental extension. In: Coward, M. P., Dewey, J. F. & Hancockey, P. L. (eds) Continental extension. Geological Society, London, Special Publication, **28**, 3-17.

Jolivet, L. & Patriat, M. 1999. Ductile extension and the formation of the Aegean Sea. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvàth, F. & Séranne, M. (eds) The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. Geological Society, London, Special Publications, **156**, 427-456.

Jolivet, L. & Faccenna, C. 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision, *Tectonics*, **19** (6), 1095-1106.

Jolivet, L., Daniel, J. M. & Fournier, M. 1991. Geometry and kinematics of extension in Alpine Corsica, *Earth and Planetary Sciences Letters*, **104**, 278-291.

Jolivet, L., Brun, J. P., Gautier, P., Lallemant, S. & Patriat, M. 1994. 3- D kinematics of extension in the Aegean from the Early Miocene to the Present, insight from the ductile crust, *Bulletin de la Société Géologique de France*, **165**, 195-209.

Jolivet, L., Faccenna, C., Goffe, B., Mattei, M., Rossetti, F., Brunet, C., Storti, F., Funicielli, R., Cadet, J. P., d'Agostino, N. & T. Parra. 1998. Midcrustal shear zones in postorogenic extension: Example from the northern Tyrrhenian Sea, *Journal of Geophysical Research*, **103**, 12,123-12,160.

Koch, P. S., *Rheology and microstructures of experimentally deformed quartz aggregates*, PhD. Thesis, University of California, 1983.

Koch, P. S., Christie, J. C., Ord, A. & George, R. P. J. 1989. Effect of water on the rheology of experimentally deformed quartzite, *Journal of Geophysical Research*, **94**, 13,975-13,996.

Kohlstedt, D. L. & Weathers, M. S. 1980. Deformation-induced microstructures, paleopiezometers, and differential stresses in deeply eroded fault zones, *Journal of Geophysical Research*, **85**, 6269- 6285.

Le Pichon, X. & Chamot-Rooke, N. 1991. Extension of continental crust. In: Controversies in Modern Geology. Academic Press Ltd, 313-338.

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., *Journal of Structural Geology*, **11**, 65-94.

Luan, F. C., & Paterson, M. S. 1992. Preparation and deformation of synthetic aggregates of quartz, *Journal of Geophysical Research*, **97**, 301-320.

Matthews, A., Lieberman, J., Avigad, D. & Garfunkel, Z. 1999. Fluid rock interaction and thermal evolution during thrusting of an Alpine metamorphic complex (Tinos Island, Greece), *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **135**, 212–224.

Mercier, J. C., Anderson, D. A. & Carter, N. L. 1977. Stress in the lithosphere: inference from the steady state flow of rocks, *Pure and Applied Geophysics*, **115**, 199-226.

Parra, T., Vidal, O. & Jolivet, L. 2002. Relation between the intensity of deformation and retrogression in blueschist metapelites of Tinos

Paterson, M. S. & Luan, F. C. 1990, Quartzite rheology under geological conditions. In: Knipe, R. J. & Rutter, E. H. (eds) Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics. Geological Society, London, Special Publication, **54**, 299-307.

Patriat, M. & Jolivet, L. 1998. Postorogenic extension and shallowdipping shear zones, study of a brecciated decollement horizon in Tinos (Cyclades, Greece), *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des Planetes*, **326**, 355-362.

Ranalli, G. 1984. Grain size distributiuon and flow stress in tectonites, *Journal of Structural Geology*, **6**, 443-447.

Ranalli, G. 1995. *Rheology of the Earth*. Chapman & Hall, London.

Ranalli, G. 2000. Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation, *Journal of Geodynamics*, **30**, 3-15.

Séranne, M. & Séguret, M. 1987. The Devonian basins of Western Norway: tectonics and kinematics of extending crust. In: Coward, M. P., Dewey, J. F. & Hanckock, P. L. (eds) Continental Extensional Tectonics, pp. 537-548.

Stipp, M. & Tullis, J. 2003. The recrystallized grain size piezometer for quartz. *Geophysical Research Letters*, **30** (21), 2088, doi:10.1029/2003GL018444

Ter Heege, J. H. 2002, Relationship between dynamic recrystallization,

grain size distribution and rheology, PhD thesis, Universiteit Utrecht. Island (Greece) evidenced by chlorite-mica local equilibria, *Lithos*, **63**, 41-66.

Twiss, R. J. 1977. Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer. *Pure and Applied Geophysics*, **115**, 227-244.

Weathers, M. S., Bird, J. M., Cooper, R. F. & Kohlstedt, D. L. 1979. Differential stress determined from deformation-induced microstructures of the Moine thrust zone. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 7495-7509.

Wernicke, B. 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **22**, 108-125.

Wernicke, B. 1992, Cenozoic extensional tectonics of the U.S. cordillera, In: Burchfiel, B. C., Lipman, P. W. & Zoback, M. L. (eds) The Cordilleran Orogen: Conterminous U.S. Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 553-581.

Wernicke, B. 1995. Low-angle normal faults and seismicity: a review. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 20159-20174.

White, S. 1979a. Grain and sub-grain size variations across a mylonite zone. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **70**, 193-202.

White, S. 1979b. Paleo-stress estimates in the Moine Thrust Zone, Eriboll, Scotland. *Nature*, **280**, 222-223.

IV.2Remarques complémentaires

Le but de ce travail était de suivre l'évolution quantitative de l'état des contraintes et du taux de déformation d'une bande de cisaillement crustale lors de son passage au travers de la transition fragile-ductile.

Cette étude est basée sur l'interprétation de la dispersion des mesures de taille du grain recristallisé de quartz mesurée optiquement dans une quinzaine d'échantillons relevés sur un transect perpendiculaire au détachement de l'île de Tinos. Cette dispersion est généralement attribuée à deux phénomènes : une dispersion naturelle des mesures (Ranalli, 1984; Ter Heege, 2002) ou une histoire complexe (Weathers et al., 1979). Les deux explications ne s'excluent d'ailleurs pas l'une l'autre. L'originalité de notre démarche consiste à interpréter les résultats trouvés le long du transect comme représentatifs d'une évolution temporelle du système.

Une relation piézométrique (Twiss, 1977) nous a permis de relier taille du grain recristallisé de quartz et contrainte cisaillante. Le choix d'une loi de fluage adaptée aux microstructures en présence dans les lames minces nous a alors donné accès à l'évolution spatio-temporelle (1) du taux de déformation au mur du détachement de l'île de Tinos, si l'on fixe la température, (2) de la température à taux de déformation fixé. La taille du grain recristallisé de quartz et la distribution des mesures diminuent à mesure que l'on s'approche du détachement, ce qui entraîne une augmentation significative de la contrainte cisaillante. L'équilibre mécanique d'un système soumis à un cisaillement simple suppose que la contrainte cisaillante soit constante au sein de la bande de cisaillement : nous interprétons cette violation de l'équilibre mécanique comme un argument en faveur d'une histoire complexe du mur du détachement.

Trois étapes successives sont alors isolées dans l'histoire du chargement du système. La première étape, correspondant aux tailles de grains les plus importantes, affecte l'ensemble des échantillons de la coupe. La seconde, correspondant à des tailles de grains plus petites et donc à une contrainte cisaillante et un taux de déformation plus importants, est enregistrée dans la dizaine d'échantillons située à moins de 1.5km du détachement. La troisième étape enfin, correspondant aux tailles de grains les plus petites et aux taux de déformation les plus élevés, n'est identifiable que dans les affleurements les plus proches du détachement. L'augmentation progressive du taux de déformation dans des zones de plus en plus étroites nous permet de conclure que l'on suit ici, grâce à la mesure de l'évolution de la taille du grain recristallisé de quartz, la structuration progressive de la bande de cisaillement crustale mise en évidence au chapitre précédent. L'évolution vers des conditions rhéologiques de plus en plus cassantes est d'ailleurs confirmée par la présence de microcracks dans les grains de feldspaths des lames situées près du détachement.



Figure IV-7: Schéma synthétique de l'évolution de la bande de cisaillement crustale de l'île de Tinos. Les valeurs de contrainte cisaillante et de taux de déformation déduites de la taille du grain recristallisé de quartz et correspondant à chacune des étapes ont été reportées sur la figure.

L'état final mis en évidence par les paleopiézomètres peut être interprété de deux façons. Soit il correspond à la mise en place du plan cassant final, c'est à dire le détachement *sensu stricto*, soit on peut l'interpréter comme correspondant à la mise en place du stade cataclasites. La présence de micro-fractures dans les grains de Feldspaths côtoyant des grains de Quartz se déformant de façon ductile nous incite plutôt à interpréter le dernier état de contraintes comme caractéristique de la rhéologie visco-frictionnelle étudiée par Handy et al., 1999.

Si l'on applique un critère de fracturation de type Mohr-Coulomb dans les derniers incréments de la déformation et une contrainte normale lithostatique, une contrainte cisaillante de l'ordre de 72 MPa correspond à un coefficient de friction de l'ordre de 0.2. Un tel coefficient est tout à fait compatible avec celui obtenu par Bos and Spiers, 2002 grâce à l'étude expérimentale sur les gouges de failles.

Nous l'avons vu, le rôle des fluides est prépondérant dans le fonctionnement d'un détachement, ne serait-ce que dans la phase cataclastique. C'est ce rôle que nous allons tenter de clarifier dans la troisième partie de ce manuscrit.

La plupart des modèles de perméabilité font de la transition fragile-ductile une zone de faible perméabilité. Une étude structurale sur l'île d'Andros nous permet de donner quelques pistes quant à la façon dont les fluides pourraient parvenir dans la partie supérieure de la croûte ductile (chapitre 5).

La prise en compte de l'action des fluides est assez réductrice dans la plupart des modèles proposés, puisqu'ils n'interviennent que par leur rôle mécanique sur le squelette rocheux. Il n'est jamais fait référence dans ces modèles à leur rôle dans des réactions adoucissantes. C'est cet aspect de l'action des fluides sur le comportement des roches à la transition fragile-ductile que nous explorerons dans le sixième chapitre de cette thèse. Sans prétendre mettre en place un modèle d'initiation d'une faille normale à faible pendage, nous avons testé l'action de ces fluides sur la rhéologie de la croûte à la transition fragile-ductile. Nous nous plaçons en amont des modèles précédemment proposés et tentons de clarifier les facteurs ayant pu intervenir dans la préparation du milieu à l'initiation d'une faille normale à faible pendage. Notre modèle pourrait approcher le fonctionnement de la phase cataclastique du système.
TROISIEME PARTIE: ROLE DES FLUIDES DANS LA DEFORMATION A LA TRANSITION FRAGILE-DUCTILE

V DE L'INITIATION DE LA DEFORMATION DUCTILE MISE EN ΑΙΑ PLACE DE LA DEFORMATION CASSANTE, **SCHEMATIOUE** VERS UNE COUPE DF **DYNAMIQUE** LA CROUTE CONTINENTALE **EXTENSIVE**

V.1 ARTICLE 3: STRUCTURAL EVOLUTION OF ANDROS ISLAND (CYCLADES, GREECE): A KEY TO THE BEHAVIOUR OF A (FLAT) DETACHMENT WITHIN AN EXTENDING V11V.1.2 V121 V.1.2.2 V.1.2.3 V.1.2.4 V.1.3 V131 V.1.3.2 V.1.3.3 V.1.3.4 V.1.3.5 Interpretation of field data and discussion: evolution of structures from ductile to brittle V.1.4209 V.1.4.1 V.1.4.2 V.1.5V.1.6

Dans ce chapitre, nous nous sommes attachés à l'étude de la déformation sur l'île d'Andros (Cyclades). Il semblait intéressant de mener une étude détaillée sur l'île d'Andros, voisine de celle de Tinos, afin (1) de tester le scénario de la bande de cisaillement évolutive sur un autre dôme égéen et (2) ayant en tête le gradient de déformation le long du transect Olympe/Naxos (cf. chapitre 2), de comparer les structures des deux îles afin de compléter, si possible, le scénario. D'autre part, nous avions à cœur d'éclaircir les modalités structurales de connexion éventuelle de la porosité à la transition fragile-ductile, comme le suggèrent Famin et al., 2005; Famin et al., 2004b dans leur modèle.

C'est autour de ces deux problématiques que nous avons entrepris cette étude de terrain.

V.1 ARTICLE 3: Structural evolution of Andros Island (Cyclades, Greece): a key to the behaviour of a (flat) detachment within an extending continental crust

RESUME DE L'ARTICLE

La croûte continentale en extension subit une deformation cassante dans sa partie supérieure et une deformation ductile plus distribuée dans sa partie inférieure. Durant le processus d'exhumation des roches de haute pression, des structures cassantes se superposent aux structures ductiles précoces. L'évolution des structures traduit une localisation progressive de la déformation. Les îles de Tinos et Andros font partie des nombreux dômes métamorphiques exhumés en domaine égéen. Elles caractérisent deux étapes distinctes du gradient d'extension le long d'une coupe Mont Olympe/Naxos. Cette étude confirme le rôle prépondérant joué par le boudinage dans la localisation initiale de la déformation à la transition freagile-ductile et met l'accent sur le continuum de déformation entre régime ductile et cassant. Des bandes de cisaillement semi-cassantes se superposent aux bandes de cisaillement ductiles précoces, tandis que des plans cassants à fort pendage se mettent en place par redressement progressif des structures ou par glissement le long de systèmes de veiens en échelons. La comparaison entre les îles de Tinos et Andros nous permet de proposer un schéma dynamique complet de la croûte continentale égéennne. Elle met également l'accent sur le fait que la localisation de la déformation dépend à la fois de la stratification rhéologique de la croûte extensive et des hétérogénéités qu'elle porte.

Structural evolution of Andros Island (Cyclades, Greece): a key to the behaviour of a (flat) detachment within an extending continental crust

Caroline Mehl*, Laurent Jolivet*, Olivier Lacombe*

*Laboratoire de Tectonique, UMR 7072, Université Pierre et Marie Curie, T 46-00 E2, case 129, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05 France Corresponding author : <u>caroline.mehl@lgs.jussieu.fr</u>

Soumis à une publication spéciale de la Société Géologique de Londres :

ABSTRACT

The continental crust extends in a brittle manner in its upper part and in more distributed (ductile) manner in its lower part. During exhumation of HP metamorphic rocks, brittle features superimpose on earlier ductile ones due to the progressive localization of deformation. Tinos and Andros Islands are part of the numerous metamorphic core complexes exhumed in the Aegean domain. They illustrate two steps of a gradient of finite extension along a transect between Mt Olympus and Naxos. This study confirms the main role of boudinage as an initial localizing factor at the brittle-ductile transition and emphasizes the continuum of strain from ductile to brittle. Early low-angle semi-brittle shear planes superimpose onto precursory ductile shear bands, while late steeply-dipping brittle planes set by progressive steepening of structures or sliding across en echelon arrays of veins. The comparison between Tinos and Andros allows to propose a complete dynamic section of the Aegean extending continental crust and emphasizes that strain localization process depends on both its rheological stratification and its compositional heterogeneity.

Key words:

Metamorphic core complexes, brittle-ductile transition, low-angle faults, boudinage, localization

V.1.1 Introduction and scope of the study

It is commonly admitted that the extending continental crust is characterized by steeply dipping normal faults in its upper part Jackson, 1987; Jackson and White, 1989, crustal-scale shear bands at and below the brittle-ductile transition and more distributed ductile deformation in its lower part. Localization of deformation occurs at the brittle-ductile transition, even if, considering the rheological envelops, a maximum of strength is expected there: the localization process requires therefore localization factors inducing a local decrease of strength making the onset of shear bands feasible. Three localizing factors reducing the deviatoric stress at the brittle-ductile transition are classically described in the literature: temperature Kirby, 1985, dynamic recrystallization and softening reactions, such as, for example, breakdown of strong feldspars to weaker white micas Dixon and Williams, 1983; Fitz Gerald and Stünitz, 1993; Gueydan et al., 2001; Gueydan et al., 2003; Marquer et al., 1985; Mitra, 1978; White and Knipe, 1978; Wibberly, 1999; Wintsch et al., 1995. None of them seems to be adapted in the case of the Cyclades: temperature does not play an important role at the brittle-ductile transition, being more efficient at the base of the crust Kirby, 1985. Dynamic recrystallization only occurs after large strains Weathers et al., 1979 and thus cannot be involved in the initiation of shear bands. Finally, replacement of feldspars by micas can not be advocated here because Cycladic Blueschists are initially very rich in phyllosilicates and no important increase in the concentration of micas can be observed during the deformation. An additional localizing factor has been proposed by Jolivet et al., 2004a: boudinage. Metamorphic Core Complexes were first interpreted in terms of mega-boudinage in the Basin and Range Province by Davis, 1980b; Davis and Coney, 1979 but Jolivet et al., 2004a pointed out the relation between boudinage and localization of shear bands. Boudinage induces progressive localization of strain in interboudin necks which finally leads to local stress concentration and higher strain rate. When reaching the brittle-ductile transition, the first localized structures, such as shear bands and faults, will form in the necks between boudins. This mechanism of localization, based on field observations on Tinos Island, fits observations at meter-scale as well as at crustal-scale.

Tinos and Andros islands, because they are situated close to each other in the northern part of the Aegean Sea, underwent the same kinematic history. The Aegean Sea formed in the back-arc of the Hellenic subduction Le Pichon and Angelier, 1981 in a region once occupied by the Hellenides-Taurides mountain belt Aubouin and Dercourt, 1965; Brunn et al., 1976; Jacobshagen et al., 1978. Extension started 30 My ago Jolivet and Faccenna, 2000 and affected the whole Aegean domain. It is now localized around the Aegean Sea, in west Turkey, in the Peloponnesus, in the Gulf of Corinth and in Crete Armijo et al., 1992; Armijo et al., 1996; Rietbrock et al., 1996; Rigo et al., 1996; Seyitoglu and Scott, 1991; Seyitoglu and Scott, 1996. Metamorphic core complexes were recognized on several islands in the Aegean Region during the last 20 years Avigad et al., 1997; Avigad and Garfunkel, 1989; Avigad and Garfunkel, 1991; Gautier and Brun, 1994b; Lister et al., 1984. The main direction of extension is N-S to NE-SW over the entire area. Two types of domes have been described by Jolivet et al., 2004a in the basin: "b-type" domes (Tinos and Andros), having their axis perpendicular to extension, and "a-type" (Paros, Naxos and Mykonos islands) domes, elongated parallel to extension. "b-type" domes were exhumed ~5 My before "a-type" domes. "a-type" domes correspond to exhumation of deeper and higher-temperature levels of crust and have recorded a constrictional component of deformation shown by N-S trending fold axes.

Whatever their type, metamorphic core complexes are composed of two tectonic units separated by shallow-dipping normal detachments. Upper units display brittle steeply-dipping extensional structures characteristic of the upper continental crust. Lower units have been exhumed along the detachments and underwent successively ductile and brittle deformation during their way back to the surface Gautier and Brun, 1994a; Jolivet et al., 2004a; Jolivet and Patriat, 1999. They are therefore characterized by a superposition of ductile and brittle structures, as a consequence of progressive localization of deformation during exhumation Mehl et al., 2005. Detachments are considered as the ultimate evolution of shear bands towards more localized deformation Lister and Davis, 1989.

A detailed study of both ductile and brittle features in the footwall of the Tinos detachment allowed Mehl et al., 2005 to demonstrate a continuum of strain from ductile to brittle during extensional kinematics and exhumation of HP metamorphic rocks. Brittle extensional structures are characterized, in Tinos, by shallow and steeply-dipping normal faults; both types have formed under vertical shortening axis, as shown by their association with ubiquitous vertical veins. The only way to explain the initiation of low-angle brittle extensional structures (including the detachment) is that the main displacement along the detachment was accommodated by ductile deformation and cataclastic flow, only the last increment of deformation being accommodated in a pure brittle manner Mehl et al., 2005.

The Aegean is cut by several major northeast-dipping normal faults Jackson, 1994; Taymaz et al., 1991 isolating crustal-scale tilted blocks Jolivet et al., 1994a; Papanikolaou et al., 1988, whose geometry is consistent with crustal-scale boudinage. Jolivet and Patriat, 1999 studied a transect starting in the Mt Olympus region and running through Evia, Andros, Tinos, Mykonos, Paros and Naxos. They concluded that the Aegean metamorphic core complexes are characterized by a gradient of finite extension from continental Greece towards the centre of the Cyclades, the maximum extension being observed on the island of Naxos. Andros Island is situated in the northern part of the Cyclades. Despite its key position in the transect, poor attention has been paid to the structural frame of the island. Especially, no study has been made, in Andros, on the way ductile structures localize and evolve towards brittle ones when the rocks of the lower unit pass through the brittle-ductile transition. The aim of this study is twofold. First, we present the results of our structural fieldwork carried out on Andros Island, with special emphasis on the progressive evolution of structures from ductile to brittle when rocks in the footwall of the main detachment are exhumed. Field observations allow testing the mechanism of initiation of ductile deformation first proposed on Tinos Island and emphasizing the role played by boudinage. Second, we compare the extensional structures between Andros and Tinos, situated nearby. The gradient of extension gives access to different portions of the extending continental crust, from the deeper and more stretched parts in the centre of Aegean (Naxos and Paros Islands), to the shallower parts near the continent (Tinos and Andros Islands). Studying and comparing Andros to Tinos could lead to propose a more complete scheme of evolution of a previously thickened continental crust, extending at the brittle-ductile transition.

Figure V-1: SRTM topographic model of Andros Island, x2 vertical exaggeration. The island has been identified as being part of the Cycladic Blueschist Belt (geological map of the Aegean Sea, upper right corner). The geological map of the island has been overlaid on the topography (geological background: same key as in figure 2). AA': SW-NE topographic section of the island. The southern coast of the island is affected by a fault scarp. The overall morphology of the island has been related to NE-SW axes megafolds.



V.1.2 Structural setting of Andros Island

Andros Island is situated in the northern part of the Aegean Sea. The Aegean Sea is divided in several crustal-scale blocks separated by normal faults (Figure V-1, map of the Aegean Sea). Andros belongs to the same block as Evia, Tinos and Mykonos.

A complete morphological study of Andros has already been made by Papanikolaou, 1978b. The topography of the island shows a dome oriented NW-SE (Figure V-1) in continuity with Evia and Tinos. It is made of a succession of NE-SW-trending mountains and valleys. The topography is asymmetric with sharp slopes on the southern coast of the island and smoother ones on the northern coast, as pointed out by the topographic profile (Figure V-1, section BB'). The topography is smoother on the north-western part of the island.

The structural framework of the island is classically interpreted as reflecting megafolds with NE-SW axes. The smoother relief in the northwest seems to correspond to what has been identified by Papanikolaou (1978) as the Makrotantalon unit; this will be discussed in a later section. This attenuation must be due to differential erosion testifying for a "weaker" lithology in the western part of the island. The sharpness of the southern coast can probably be explained by the presence of an offshore normal fault, dipping to the SW (Figure V-1, map of the Aegean Sea).

V.1.2.1 Previous studies

Two tectonic units, separated by ophiolites that underline a presumable NE-dipping thrust, were first described in Andros Papanikolaou, 1978b; Reinecke et al., 1985. The upper unit, or Makrotantalon unit, crops out on the north-western part of the island. Occurrence of fauna relics supports a Permian age of sedimentation Papanikolaou, 1978b. The lower unit, or Central unit, is suspected to be of Mesozoic age Reinecke, 1982. Both units are made of an alternation of metabasites, metapelites and marble horizons, as in Tinos. Manganese-rich minerals have been described in the Central unit Reinecke, 1982. Serpentinite bodies have been mapped on the northern coast of the island within this unit. Their significance will be discussed in the further section.

The main part of the island has been retromorphosed into the greenschist facies. Reinecke, 1982 deduced, from the reaction celsian+water=cymrite, a temperature of 400°C and a pressure of 5 to 6 kbar for the greenschist event. Concerning the Makrotantalon unit, Papanikolaou, 1978b described garnet in the lowest horizon of the metapelites and Reinecke, 1982 pointed out relics of omphacite and chloromelanite in metabasites. Garnet and glaucophane are preserved in the metabasites of the Central unit Papanikolaou, 1978b. HP relics are better preserved on the southern coast of the island. Peak PT conditions are estimated to a temperature of 450-500°C and a pressure higher than 10 kbar from the reaction of sursassite-bearing to spessartine-bearing assemblages of the manganese-rich layers of the Central unit Reinecke, 1986.

Figure.V-2: Geological map of Andros Island. Two tectonic units are identified, separated by a low-angle detachment. Preserved blueschist paragenèses, direction and plunge of schistosity and of NE-SW axes ductile mega-fold axes have been reported. AA': conceptual cross-section of the island. Two gradients exist on Andros from the SW toward the NE: a gradient of retrogression and a gradient of finite strain. The closer the detachment, the more retrogressed the rocks and the less coaxial (that is the more intense) the deformation. Deformation is accommodated, on the north-easternmost part of the island, by localized decametre-scale shear bands.



V.1.2.2 Andros as a Metamorphic Core Complex

Lister et al., 1984 first described Metamorphic Core Complexes in the Aegean Sea on the islands of Naxos and Ios. They suggested that the shallow-dipping faults separating the HP-LT rocks of the Cycladic Blueschist Belt (CBB) from non metamorphosed ophiolites of pelagonian affinity could be normal faults, and not thrust faults as classically admitted. They proposed that the exhumation of HP-LT metamorphic rocks could be explained by the presence a south-dipping low-angle normal fault (or detachment) above the CBB. Faure and Bonneau, 1988 further pointed out a NE sense of shear in Mykonos suggesting that the detachment there was not south-dipping, but rather NE-dipping. Following this dynamics, Avigad and Garfunkel, 1989 described a NE-dipping detachment in Tinos. It separates a lower unit made of metamorphic rocks from an upper unit, which is affected neither by the Eocene HP event nor by the Oligo-Miocene greenschist overprint. The kinematics of this extensional episode in Tinos was first described by Gautier and Brun, 1994a; Gautier and Brun, 1994b; Patriat and Jolivet, 1998.

Such a vertical succession has been identified in Andros by Patriat, 1996. What had been previously mapped by Papanikolaou, 1978b as a serpentinite body within the lower unit and cropping out on the northern coast of the island could be recognized as the upper unit of a metamorphic core complex (Figure.V-3). The Upper Unit of Andros Island is separated by a low-angle normal fault from the Lower Unit (Figure.V-3). The contact is underlined by a discontinuous reddish breccia, as in Tinos Island.

V.1.2.3 The detachment

The detachment is visible along the NE coast of Andros below two remnants of the upper plate on two capes on either sides of the wrecked ship Semiramis. The upper plate is made of intensely foliated greenschists and serpentinites. A shallow NE- dipping normal fault marks the contact (Figure.V-3) and shallow-dipping minor normal faults root in the underlying breccia (Figure.V-3, Rozou Bay, picture on the right). The basal breccia is stratified with a 3-5 meters thick reddish breccia made of serpentinite clasts resting on top of 10 meters thick greenish serpentinite breccia overlying highly sheared serpentinites mixed with some pelitic schists from the lower unit (Figure.V-3, Rozou Bay, picture on the left). The whole system of breccia rests on top of the sheared schists of the lower unit. The direction of motion along the faults in the contact is toward the NE and semi-ductile features such as sigmoidal schistosity in the cataclasites also indicate top-to-the NE shear.

Figure.V-3: Hanging-wall of the Andros detachment. The hanging-wall is made essentially of greenschists and serpentinites. It shows steeply-dipping normal faults (Cap Voris) and is separated of the lower plate by a shallow NE-dipping fault. The contact is sealed by a reddish breccia of serpentinite clasts resting on a greenish breccia of serpentinites. Normal faults set in the breccia (Rozou Bay). The normal sense of motion along the detachment is testified by the sigmoidal schistosity in the cataclasites indicating top-tothe NE shear.



Rozou Bay



In summary, Andros Island is composed of two structural units in the sense of metamorphic core complexes, separated by a flat-lying detachment. The Upper unmetamorphosed Unit only crops out in a little area on the northern coast of the island. The Lower Unit, metamorphosed under Eocene HP-LT conditions and retromorphosed into greenschist facies during post-orogenic extension, crops out on the major part of the island. Relics of blueschist facies registered in Andros are considered to correspond to the Eocene HP event responsible of the formation of the Cycladic Blueschist Belt. Within this framework, the actual significance of the Makrotantalon unit as a sub-unit thrusted onto the main part of the island deserves consideration.

V.1.2.4 The Makrotantalon unit

The origin and structural significance and position of the Makrotantalon unit have been a matter of debate. Assuming the presence of a tectonic contact at the base of the Makrotantalon unit, two hypotheses can be made on its origin. Some authors Papanikolaou, 1987; Papanikolaou, 1978b; Shaked et al., 2000 consider it as part of the Ochi Unit that crops out in the nearby island of Evia. This implicitly supposes that it is part of the Cycladic Blueschists unit and that it has recorded an HP-LT event of Eocene age. Other authors Blake et al., 1981; Bonneau, 1982; Dürr, 1986 consider it as part of the Pelagonian domain or as the Upper Unit of the metamorphic core complex Katzir et al., 2000. Assuming a structural definition of the Pelagonian domain, thus referring to the late Jurassic ophiolite obduction and associated deformation Bonneau, 1982; Jolivet et al., 2004b, it implicitly supposes that the rocks of the Makrotantalon unit did not register any tertiary high-pressure metamorphism.

A recent investigation of radiometric ages by Bröcker and Franz Bröcker and Franz, in press with the Rb/Sr method shows that the Makrotantalon unit has preserved ages as old as 100 Ma as well as a more recent episode at 20 Ma, whereas the lower unit shows, as is classical in the Cyclades, a HP-LT event at ca 50 Ma and a second retrogression episode around 20 Ma. This suggests that the Makrotantalon unit has not recorded the high pressure event. However in the field the contact between the Makrotantalon unit and the lower unit is not clear, except in one outcrop on the northern part of the island. The contact is mapped in a different position by Papanikolaou, 1978b and Bröcker and Franz, in press and we were unable to finger a clear detachment surface similar to those observed in Tinos or on the NE coast of Andros. Some authors cast doubt on the existence of the contact Gautier, 1994; Patriat, 1996. Two alternative solutions are thus available: (1) the Makrotantalon unit is part of the Cycladic Blueschists and has escaped reequilibration in the blueschist facies for some unknown reason, or (2) the Makrotantalon unit is an intermediate unit juxtaposed during the Miocene between the upper cycladic unit and the lower unit.

Figure.V-4: Cross section of the Makrotantalon sub-unit. Pictures show the deformation style at different places (A to E). See text for details.



V.1.3 Structures in the footwall of the detachment

Rocks of the Lower Unit underwent a first Eocene HP-LT metamorphic event characteristic of the Hellenides and an Oligo-Miocene retrogression into greenschist facies during exhumation. During their exhumation, rocks passed through the brittle-ductile transition: brittle features thus superimposed on ductile ones. We describe hereinafter ductile and brittle extensional structures.

V.1.3.1 From blueschist to greenschist facies deformation

HP relics and syn-HP ductile structures are better preserved on the southern coast of the island west of Gavrio. They are also present sporadically in the lower unit especially along the southern coast of the island (Ipsili and Thiaki capes) and locally within metabasites boudins dispersed in the island. HP relics mainly consist in garnet relics or glaucophane bearing mineral assemblages. Preserved HP parageneses have been localized on the geological map of the island (Figure.V-2)

A section west of Gavrio shows the progressive evolution of deformation from the blueschist stage to the greenschist retrogression (Figure.V-4). This section shows rather well preserved blueschist facies metapelites with garnet and glaucophane and glaucophane-rich lenses of metabasites embedded within an alternation of retrograded metapelites and marbles. The best preserved blueschists are found in the southeastern part of the section on either side of a highly deformed serpentinite lense. Whether this serpentinite represents the trace of a former thrust contact is difficult to ascertain because the lithologies below and above the contact are not so different. The blueschist show an intense foliation (S1) that carries an E- or NE-trending stretching and mineral lineation (L1) recorded by the alignment of blue amphiboles needles and pressure shadows on the garnets (Figure.V-4, A). Top-to-the-NE shear sense is recorded in the asymmetry of pressure shadows and shear bands. Moving away from the serpentinite body below and above, a gradient of greenschist retrogression and deformation is observed. It is associated with the progressive formation of a S2 foliation and a L2 stretching lineation. A gradual transition is observed from open folds with a W-dipping axial plane crenulation cleavage (Figure.V-4, B and C) that preserved S1 and the HP parageneses toward an intense greenschist facies foliation and a NE-trending lineation. Despite a clear stretching direction the sense of the greenschist shear is not clear on this section. The strain gradient is also clearly shown by the progressive curvature of P2 fold axes that evolve towards sheath folds (Figure V-4, C and D) with axes parallel to the stretching direction. Near the top of the section intensely foliated and folded blue marbles (Figure.V-4, E) crop out before a west-dipping normal fault. The section ends near Agios Sostis where dolomitic marbles rest on top of the section above albitic schists. The NW part of the section is cut by several normal faults of various sizes.

Figure.V-5: Map of stretching lineation with sense of shear available Andros Island (after Gautier, 1994, Patriat, 1999 and this study). Lineations indicate a NE-SW direction of ductile stretching. Ubiquitous centimetre to decimetre-scale sheath folds with NE axes are the first increments of ductile deformation.



This section thus shows an intense retrograde greenschist facies deformation that is ubiquitous in the rest of the island (see below). The preservation of the high-pressure S1 foliation below and above the serpentinite lense may be due to the low resistance of the serpentinite that has taken up all the retrograde deformation and thus "prevented" rocks surrounding to deform, but this remains to be ascertained.

V.1.3.2 Greenschist finite deformation

The schistosity S_2 and the stretching lineation L2 have been mapped all over the island (Figure.V-2 and Figure.V-5). Orientations and dips of schistosity show a succession of kilometre-scale NE-SW folds, already described by Papanikolaou, 1978b. The stretching lineation shows a remarkable consistency throughout the island with a NE-tsrend with only local distortions especially west of Gavrio where it trends more N-S. Because both the stretching lineation and the fold axes show a consistent NE-SW trend (map of Figure.V-5), it is difficult to ascertain the chronology between folding, stretching and shearing. Tilting of both schistosity and late normal fault systems nevertheless suggests that folding may have occurred during the latest greenschist evolution (see section 3.5). Such folding could correspond to a component of constriction during extension. Avigad et al., 2001 estimated that folding in Andros accounts for 40-50% of NW-SE crustal shortening.

V.1.3.3 Greenschist retrogression and associated ductile features

The first step of greenschist ductile deformation consists in the formation of centimetre to decimetre-scale sheath folds. Sheath folds are observable over the entire island. Their axes are always parallel to the stretching lineation (Figure.V-5). Sheath folds result from the evolution of folding of the first schistosity S_1 under intense ductile shearing. They are visible at centimetre to decametre scale and are sometimes observed in the core of later boudins with parallel axes. Although we have no clear observations that substantiate this conclusion we suspect that some of the NE-trending boudins are an exaggeration of the sheath folds.

After this intense shearing the S_2 foliation is boudinaged. Boudinage occurs at different scales and involves several types of materials (Figure.V-6). Large boudins of metabasites stick out in the landscape (Figure.V-6A). At the decimer-scale, numerous synfolial quartz veins are regularly boudinaged in the metapelitic matrix (Figure.V-6B). Decimeter-scale boudinage also concerns layers of marble in the metapelitic matrix as well (Figure.V-6C). Centimetre-scale boudinage can be illustrated in the metabasites of Thiaki Cape by the boudinage of epidotes in the matrix (Figure.V-6D). In this case, inter-boudins are filled with quartz. The schistosity is deflected around boudins: micas follow the shape of boudinaged epidotes. Millimetre-scale boudinage is observable in thin-section, for example with the syn-greenschist boudinage of glaucophanes (the foliation is horizontal in this cross-section) and growth of quartz in the inter-boudins or at the end of boudins (Figure.V-6E). Small-scale boudinage is coeval with penetrative stretching and intense ductile shearing.

Figure.V-6: Boudinage in Andros. Boudinage occurs at every scale and concerns several types of materialsover the whole island. 6A: plurimetre-scale boudins of metabasites in a metapelitic matrix cropping out along the roads (mb: metabasite, mp: metapelite). 6B and 6C: centimetre-scale boudins of quartz and marble respectively, embedded in a metapelitic matrix. 6D: millimetre-scale boudins of epidotes (Ep: epidotes). 6E: millimetre-scale boudins of glaucophanes embedded in a metapelitic matrix (Gl: glaucophane, Qtz: quartz).



Roadcut outcrops between Gavrio and Andros show an evolution in the geometry of boudins and shear bands. In the SW half of the island, boudinage leads to almost symmetrical structures when metabasites are involved (Figure.V-7, left side). In the NE the geometry becomes clearly asymmetrical with NE-dipping shear bands and sigmoidal boudins indicating top-to-the-NE shear sense (Figure.V-7, right side). Sequences of decametre-scale shear bands are observable in the landscape over all the capes of the northern coast (Figure.V-8). They had first been interpreted by Papanikolaou (1978) as normal faults but do not show evidence of significant brittle slip. Foliation boudinage already shows a localisation of non-coaxial top-to-the-NE shear in the NE half of the island.

The major part of the boudinaged outcrops consists in pluri-meter scale boudins of metabasites in the metapelitic matrix (Figure.V-7, outcrops 75, 39, 22, 17and 2-3). Boudinage occurred under the greenschist facies as shown by the crystallization of albite and chlorite in the interboudin necks (outcrops 39 and 75). Such crystallizations are common and can be observed at different scales: at plurimetre-scale (Figure.V-7, **outcrops 75 and 74**) and at decimetre-scale for the boudin of marble, with onset of quartz veins between two consecutive boudins; for the centimetre-scale epidote boudins (Figure.V-6**D**); and for the millimetre-scale boudins of glaucophane (Figure.V-6**E**). Crystallizations can be explained by the presence of stress gradients established during the development of boudins: the gradients allow the migration of the more mobile mineral elements from the surrounding areas towards the low-pressure zones, that is the inter-boudins gaps and/or the ends of boudins Price and Cosgrove, 1990.

Other outcrops nevertheless do not show evidence of crystallizations between boudins. On Figure V-9a, two symmetric boudins of metabasites are embedded in a metapelitic matrix. Symmetric patterns of shear bands can be observed in the inter-boudins gaps. The ends of boudins show evidence of brittle-ductile to brittle deformation. The SW end of the boudin (Figure V-9a, picture A) shows an en-echelon array of quartz veins in the metabasite. This en-echelon pattern testifies for a local normal shear movement which is kinematically consistent with boudinage (B). The ultimate step of localization consists in the development of an actual normal fault cutting through the en echelon system. The NE end of the boudin shows a brittle normal steeply-dipping plane (C). As shown on the diagrams of ductile and brittle data, the dip of shear planes increases while deformation evolves from ductile to brittle. On Figure V-9b, an asymmetric boudin of metabasite is embedded in a metapelitic matrix. The ends of boudins are marked by the presence of NE-dipping shear bands. The outcrop shows interesting details on the way deformation occurs. The metapelitic matrix is apparently not affected by brittle features. Localization of deformation in the metapelites is weak and is only marked by shear bands (A), while actual brittle deformation concentrates in the metabasites. Brittle structures occur as steeply-dipping normal faults, either connected to ductile shear bands (D), or displaying conjugate sets. In the two cases, brittle planes seem to have set on en-echelon arrays of quartz veins (B, C and D), and therefore again reflect the progressive and ultimate localization of normal shear.

Figure.V-7! Boudinage as the initial factor of localization of deformation. Boudins evolve from symmetric shape (left-hand side of the figure) on the southern part of the island towards asymmetric one on the north-eastern part (right-hand side of the figure). Evolution of shape is interpreted as related to an increase in the intensity of deformation from SW to NE. The outcrops of the figure are localized on figure 2. Whatever the shape of boudins, shear bands initially localize at the ends or in the necks between boudins (Outcrops 22, 17, 2-3).



V.1.3.4 Semi-brittle structures

Semi-brittle shear bands can also be observed in Andros. They correspond to localized shear bands which display a latest brittle increment of extensional kinematics: foliation is deviated along the plane but, contrary to a classical ductile shear band, a small offset supports a late discontinuous shear movement. Some of these shear structures show slickensides which unambiguously supports a brittle and normal sense of motion along the plane. They often correspond to planes belonging to a sequence of shear bands with increasing dip. The steeper the plane, the more brittle (Figure.V-10b, A).

V.1.3.5 Brittle features

Two examples of "brittle" outcrops are detailed in Figure.V-10a and b. The two outcrops are made of an alternation of pelitic and more quartzitic beds. The quartzitic beds, being more competent than pelitic ones, are boudinaged (Figure.V-10a and b, views of the entire outcrops).

The pelitic beds show the same straightening sequences as the outcrops of the Figure V-9 **a** and **b** (Figure.V-10**b** A). The main brittle features observed here correspond to joints, veins and fault planes. Displacements of beds, striations on fault planes and rotations of enechelons arrays of veins argue for the extensional nature of deformation. Only major faults cut across the entire outcrops (Figure.V-10**a** B).

Conjugate patterns of normal faults, veins and joints are well expressed in the two outcrops. Even if one plane cuts across the entire outcrop of figure 11, most conjugate sets of faults are concentrated in the quartzitic layers (Figure.V-10a A). When focusing on the northernmost part of the outcrop, we can see that joints concentrate in quartzitic beds (Figure.V-10a B). The same conclusion can be made concerning the veins of outcrop of figure 12: en-echelons arrays of veins are concentrated in the light beds (Figure.V-10b, panorama and C). This fact is particularly obvious in Figure.V-10b B: veins clearly stop at the interface of the two beds.

En echelon arrays of veins and joints define rough planes whose orientation, dip and kinematics are comparable and consistent with classical conjugate sets of normal faults. Sometimes, these en-echelon structures evolve toward true normal faults. This evolution is statistically more common for NE dipping planes. However, the brittle planes do not propagate in the pelitic beds: structures flatten in the dark beds (Figure.V-10a C): they seem to be relayed by shear bands in these pelitic beds (Figure.V-10b B).

Figure.V-8: Structural landscapes illustrating decametre-scale shear bands on the northeastern capes of Andros (for location, see figure 2).



Measurements of directions and dips of mesoscale striated faults, postfolial joints and veins were carried out all over the island. The most prominent fault sets trend NW-SE. Whatever the lithology, en echelon veins and normal faults clearly support extensional kinematics. Poles of veins and joints, together with orientation of faults and slip vectors on fault planes consistently indicate a NE-SW direction of extension (Figure.V-11). Reconstruction of stress regimes was carried out from fault slip data. This reconstruction was necessary to determine whether or not stress axes underwent a significant rotation in the latest stage of brittle deformation. Our fault slip data were collected on late, outcrop-scale faults displaying small offsets and a large scatter in attitudes and cutting generally through the ductile rock fabrics (foliation and shear bands). Thus paleostress reconstructions reported in this paper fulfill the assumptions of stress homogeneity and low-finite strain which can be approximated by nearly coaxial conditions and therefore likely yield the regional paleostresses of interest. The a posteriori consistency of the stress regimes derived from both the inversion of striated faults and the statistical analysis of patterns of veins, from one site to another, in spite of significant lithological variations (metabasites, metapelites, quartzitic beds) will support the reliability of the results. The aim of our stress analysis is therefore to derive the orientation of the maximum principal stress σ 1 which will be compared to the attitude of veins. Stress tensors were calculated using a direct analytical inversion method Angelier, 1990, assuming that the slip direction in any given plane is parallel to the direction of maximum resolved shear stress of a large-scale homogeneous stress tensor Bott, 1959; Wallace, 1951. For the studied outcrops, all data were kept when computing a single tectonic event. A reduced stress tensor is obtained, that is the orientation of the principal stress axes σ_1 , σ_2 and σ_3 ($\sigma_1 \ge \sigma_2 \ge \sigma_3$, compression positive) and a scalar invariant ϕ characterizing the shape of the stress ellipsoid:

$$\phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3); \ 0 \le \phi \le 1$$

Inversion minimizes the misfit of the predicted shear and observed slip within the fault plane. Where the stress axes are computed from well defined conjugate fault sets as in most sites in Andros, the uncertainties on their orientation remain lower than 10° . The good agreement between the stress axes computed from striated faults and the orientation of veins measured in the same sites confirms that the results obtained are reliable and accurate.

Results are presented using Schmidt's lower hemisphere projection (Figure.V-11); orientations and dips of principal stress axes are reported in **Table 1**, together with the values of the stress ellipsoid shape ratio Φ and estimators of the quality of the numerical calculation of the tensor. In most sites, the computed stress axes σ_2 and σ_3 are horizontal or gently dipping and σ_1 axis subvertical, in spite of the variations between lithologies. This subvertical orientation is consistent with the vertical patterns of veins often associated with normal faults and characterizes an extensional tectonic regime. A consistent NE-SW direction of brittle extension is therefore recognized over the whole island. One outcrop makes exception to the rule with a computed reverse-type tensor (southern coast of the island, Figure.V-12A). For all the outcrops, including the above-mentioned one, the maximum stress axis σ_1 is quite perpendicular to the schistosity whatever its dip.

Outcrop	Lithology	Number of fault	Strike/dip of foliation	σ_1	σ_2	σ ₃	$\phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$	Quality estimator
15	metabasites	8	/	222.87	334 01	064 03	0.29	
16	metabasites	5	/	104 82	335.05	244.06	0.32	
17	metanelites+	9	040 02	186.85	320.04	050.04	0.41	
	metabasites		010 02	100 00	520 01		0.11	
25	metapelites	4	/	021 76	131 05	223 13	0.30	
26	1	7	/	244 83	148 01	057 07	0.27	
2-3-	metabasites	27	290 16	321 80	138 10	228 01	0.37	
31	quartzitic	16	/	097 71	297 18	205 06	0.46	
	metapelites							
85	metapelites	4	315 17	068 83	328 01	238 07	0.28	
86	metabasites	9	304 14	181 79	320 08	051 07	0.47	
99	metapelites	10	254 18	324 71	118 17	210 08	0.26	
104	metapelites	25	050 18	116 80	302 10	212 01	0.37	
105	quartzitic	20	/	152 82	323 08	053 01	0.33	
	metapelites							
112	metapelites	5	095 09	076 76	334 03	243 14	0.14	
118*	metapelites	13	354 71	104 17	009 15	239 67		
	1			195 56	347 31	085 13	0.54	
147*	metabasites	8	332 42	068 76	305 08	213 12		
				239 62	126 12	031 25	0.41	
151	metabasites	7	330 35	051 71	317 02	226 19	0.14	

Trends and plunges of axes of stress tensors deduced from the direct inversion of orientation and striae of faults. A quality estimator has been attributed to each numerical result, based on the number and variety of attitudes of faults and on an intraalgorithm estimator accounting for the mean deviation between the computed striations and shear stresses and the actual measured striations Stress axes are given in their current attitude. The asterisks indicate the significantly tilted outcrops of figure 14. Back-tilted stress axes are reported in bold.

Figure V-9 a and b: Evolution of deformation from ductile to brittle. Symmetric (9a) and asymmetric (9b) boudins of metabasites embedded in a metapelitic matrix. Whatever the shape of boudins, shear bands initially localize at the ends or in the necks between boudins (9a C D, 9b A D). Onset of brittle deformation is made by onset of en echelon arrays of veins (9a B, 9b B and C) and progressive steepening of ductile structures (9b D)





Some outcrops have been detailed in Figure.V-12. The brittle deformation of the outcrops A and B is characterized by veins and conjugate patterns of brittle faults. In the first outcrop, the foliation is dipping 71 degrees toward West and indicators on fault planes and displacements of the beds along the faults indicate reverse senses of motion. In the second one, the foliation is dipping 42 degrees toward West. Slip indicators and displacement of quartz veins show a normal sense of motion. Veins are quite perpendicular to the foliation and are bissectors of the acute angle between faults. In the two cases, the structures seem to have been tilted of the value of the foliation dip. When tilting the schistosity around its local strike back to horizontal (outcrop B and C, second diagrams), a consistent NE direction for brittle extension is obtained, the stress axes becoming similar in trend to those determined in sites with sub-horizontal schistosity. This observation can be made even in sites where the dip of foliation remained gentle (Fig.13). These results strongly suggest that all brittle structures of the island formed under vertical position of the maximum stress axis σ_1 and with an almost flat-lying schistosity. Both schistosity and brittle fault systems were tilted later (see later section).

Except in two sites where the values are low (0.14), the ϕ values calculated are in the range of 0.21-0.47, suggesting a generally well-defined true triaxial stress regime throughout the island.

V.1.4 Interpretation of field data and discussion: evolution of structures from ductile to brittle

Stretching lineation and stress tensors deduced from the inversion of fault slip data indicate a consistent NE-SW extension during ductile and brittle deformation. This leads us to conclude to a continuum of kinematics from ductile to brittle. We now discuss how brittle deformation superimposes on ductile one during extension and the exhumation of the lower unit.

V.1.4.1 At the outcrop-scale

Initial localization of ductile shear bands: the role of boudinage

In the presence of boudins, whatever the scale and type of boudins (symmetric or asymmetric), shear bands often nucleate at the end or in the necks between boudins, as already observed in Tinos Jolivet et al., 2004a; Mehl et al., 2005: we can thus confirm that boudinage (and more generally lithological heterogeneities) is an efficient localizing factor of ductile and brittle deformation (Figure V-9a and b). Ductile shear bands, observed at decametre to millimetre-scale all over the island, evolve, such as boudins, from symmetric patterns in the southern coast towards asymmetric ones when approaching the detachment.

Onset of brittle deformation

The existence of semi-brittle shear bands shows the way brittle structures superimpose on ductile ones. When brittle slip occurs along previous ductile shear planes in a direction strictly parallel to the stretching lineation, this superimposition corresponds to a kind of "reactivation" of a precursory ductile anisotropy. Reactivation commonly refers to sliding along a pre-existing discontinuity; we rather mean here that the discontinuous brittle slip is "prepared" by ultimate localization of shear within a precursory shear band under a continuous extensional kinematics. Only the more steeply dipping shear bands show reactivation as brittle faults.

Numerous outcrops of the island show a succession of progressively steepening shear planes. The early shallow planes are almost parallel to the underlying ductile shear zones and one can observe a more and more brittle behaviour with first a slight bending of the foliation plane on either sides of the semi-brittle shear zone and then a clear offset in a sense compatible with the ductile shear. Predominant brittle normal planes dip to the NE but conjugate planes with slip senses toward the SW are also observed on the same outcrop (Figure V-9b and Figure.V-10b). The ultimate step of evolution corresponds to steeplydipping fault planes showing calcite steps and slickenside lineations. Such evolution can be explained as follows: during their way back to the surface, rocks underwent a decrease in temperature and pressure that induces an evolution towards a more competent rheology, i.e. an increase in the internal friction angle. The increase in the internal friction angle supposes a decrease in the angle between the plane and σ_1 . σ_1 remained vertical at least during the late brittle evolution of Andros as indicated by vertical veins and σ_1 axes computed from faults in sites where foliation is sub-horizontal and after back-tilting of vein and fault sets in sites where schistosity is steeply-dipping. Considering a sub-vertical σ_1 , it is not surprising that the more brittle the regime, the more important the dips of features. A progressive straightening of structures is a classical evolution from ductile to brittle.

"Reactivation" is not the only way for brittle features to set on. Some of them newly form. Joints and veins are often associated in "en-echelon" arrays, already described by Papanikolaou, 1978b. En echelon arrays of veins and joints define shear zones whose orientation and dip are comparable with classical conjugate sets of normal faults. They take place in the more competent layers of the studied outcrops, i.e. in the boudins of metabasites (Figure V-9a) and in quartzitic layers of the pelitic outcrops (Figure.V-10 **a and b**). NE dipping planes are often better expressed than SW-dipping ones, that is en echelons associated with SW-dipping are less numerous. En echelon arrays of veins and joints seem to play an important role in Andros in the progressive localization toward brittle deformation. They are interpreted here as the earliest step of localization before the steeply dipping normal patterns of faults initiate.

Scenario of localization process

Field observations allow proposing a first-order scenario of evolution of deformation from ductile to brittle, under a continuous kinematic evolution. Primary localization of ductile deformation is closely linked to boudinage and evolution to brittle is marked by progressive straightening of structures and onset of en echelon arrays of veins or joints. The ultimate step of localization consists in sliding across the en echelon patterns and the onset of actual brittle steeply-dipping planes generally displaying conjugate patterns. Exhumation is thus accompanied by an increase in localization of deformation from ductile to brittle, pervasive normal faults reflecting the ultimate step of localization.

Figure.V-10 a and b: Rheology as a key parameter in the localization process. Alternation of metapelites (dark grey) and quartzitic (light grey) beds. Quartzitic beds are more competent than metapelites and are boudinaged. Brittle features (en-echelon arrays of veins, steeply-dipping faults) preferentially localize in quartzitic beds (10a A B and C; 10b B and C) whereas shear bands are better preserved in metapelitic beds (10a C, 10b B).





Role of the lithological contrast in the localization process

The preferred occurrence of brittle features in the more competent lithologies puts forward the control of the rheology on the localization process. The importance of the rheological contrast has already been emphasized in the description of the earliest increments of localization of deformation. By considering boudinage as the initial localizing factor of ductile deformation, we implicitly assume a preponderant role of lithological contrast in the first stage of localization. This control is always very important during the last brittle increments of deformation: brittle behaviour is preferentially observed (and presumably appeared earlier) in more competent layers (metabasites and quartzitic layers). Even though the first-order scenario we propose is in good agreement with the sequential evolution of structures from ductile to brittle, rheological behaviour of materials appears as a key point in the description and understanding of the localization process. Rheological heterogeneities have probably a preponderant role on the depth at which the structures initially localize during their way back to the surface.

V.1.4.2 At the island-scale

The scenario of evolution of deformation from ductile to brittle discussed above at the outcrop scale also applies at the scale of the island, taking into account the distribution of ductile and brittle deformation across Andros. A conceptual scheme of time and space evolution of structures at island-scale is proposed in Figure.V-13, steps 1 to 3, for Andros. Field observations show a progressive concentration of non-coaxial deformation along the NE coast. Post-HP deformation begins with the formation of a greenschist foliation, present all over the island, i.e. associated with evidence for high finite strain rates and non-coaxial flow such as sheath-folds. The foliation is further boudinaged. At this stage a spatial distribution of coaxial and non-coaxial deformation is already observed, with symmetrical boudins in the SW and asymmetrical ones in the NE. The sense of shear is consistently toward the NE in the northeast part. There is thus localisation of non-coaxial flow in the NE at the scale of the island. The formation of boudins is accompanied by the formation of shear bands in interboudin necks. These shear bands are symmetrical in the SW and asymmetrical with a consistent top-to-the-NE shear sense in the NE. Within metapelites a component of noncoaxial strain is always present. During exhumation, when shear bands evolve progressively to semi-brittle then brittle structures, deformation tends to localize in the NE below the contact with the upper plate and finally along the detachment itself. During this evolution, minor additional contacts also concentrate the shear such as the base of some marble units such as in Paleokastro. The progressive concentration of deformation in a narrow zone explains the better preservation of HP parageneses and of early ductile structures on the south-western coast of the island.

The ultimate step of localization could correspond to the onset of the flat detachment himself, i.e. a planar discontinuity which may have experienced cataclastic flow (cf. the reddish breccia) before the last increment of brittle sliding. The gentle dome of foliation encompassing the whole island thus can be seen as a crustal-scale boudin with localization of a crustal-scale shear zone and later of a shallow-dipping fault at one extremity.

Doming, interpreted here as crustal-scale boudinage, is thus primarily a syn- to postgreenschist feature. Similar observations were recently made in the Betic Cordillera where the formation of crustal-scale domes (Sierra Nevada, Sierra de Los Filabres, Sierra Alhamilla) also starts to be recorded by greenschists structures during exhumation (Augier et al, 2005). Folding affects greenschists facies in Tinos as well as in Andros Island and is interpreted to have occurred near (or above ?) the brittle-ductile transition Avigad et al., 2001. This means that folding is, like doming, a syn- to post-greenschist feature.

Most studied outcrops show paleostress tensors computed from the measurement of brittle features with stress axes slightly tilted. All brittle structures of Andros likely formed under a vertical maximum stress axis σ_1 , but have been locally tilted in a late stage of deformation. This supposes that the schistosity was nearly flat before the onset of brittle structures. Tilting could be attributed to doming as well as to large-scale open folds described by Papanikolaou, 1978b and Avigad et al., 2001, probably to a combination of both, but how to explain a flat schistosity at the time brittle structures developed ? Two hypothesis can be made: (1) Early ductile doming developed with a gentle curvature in Andros and ductile folding remained limited before brittle deformation occurred, so the schistosity remained nearly flat at this stage on most of the island. Doming and folding were thus mostly achieved after the onset of the first brittle structures; (2) Despite a first-order continuous evolution from ductile to brittle, local rheological contrasts or strain rate variations could have led to alternation of ductile and brittle behaviour across the transition, leading for instance to brittle deformation within metabasites while the pelitic matrix is still deforming more or less ductilely by folding. The two explanations do not contradict each other. Doming and largescale open folding could have remained limited at the time of occurrence of the first increment of brittle deformation, and have later led to tilting of brittle structures developed mainly in competent material. In addition, folding, which is related to NW-SE shortening perpendicular to extension, certainly initiated in ductile conditions but possibly ended in the brittle field; this could be in good agreement with the component of NW-SE constriction recorded in Tinos Island and marked by late crenulation and brittle strike-slip faults Mehl et al., 2005.

V.1.5 Comparison with Tinos Island

Tinos and Andros belong to the same crustal block of the Aegean Sea. They both correspond to b-type metamorphic domes, e.g. domes elongated perpendicular to the main stretching direction Jolivet et al., 2004a. Two metamorphic units are exposed on the islands and are separated by a reddish brecciated zone and a detachment (Figure.V-14). The Upper unit crops out on the northern coast of the two islands but is expressed in Tinos over a larger area. The lithologies of the two Lower units are comparable, with alterning metapelites, marble horizons and metabasites, the two later being boudinaged into the less competent matrix of metapelites. Boudins are more numerous in Andros because the finite deformation is less severe, but are observable in some places in Tinos too. Stretching lineation and brittle strain axes indicate a continuum of strain from ductile to brittle on the two islands Mehl et al., 2005. Extension is oriented NE-SW.

Figure.V-11: Schmidt's lower hemisphere equal-area projection of brittle structures of Andros; mp: measurements made in metapelites, mb, measurements made in metabasites. The schistosity has been reported as dashed line. The computed and inferred brittle extension directions are in good agreement with ductile stretching (lineation map of figure 4)


Drawing two cross-sections of Tinos and Andros perpendicular to the detachment allows us to further compare spatial evolution of deformation (Figure.V-14). The two islands show the same gradient of retrogression from SW towards NE, with better-preserved HP parageneses on the southern coast. Peak PT conditions, even if not well constrained on Andros, seem to be comparable, with 18/15kbar and 500°C for Tinos Parra et al., 2002 and pressure greater than 10kbar and temperature of 450-500°C for Andros. The greenschist overprint is estimated at 9kbar-400°C for Tinos Parra et al., 2002 and 5-6kbar-400°C for Andros (Reinecke, 1982). Andros seems *a priori* to have undergone lower pressures than Tinos for equivalent temperatures, but, again, we must remain careful with this conclusion: contrary to Tinos where precise P-T estimates were made, P-T estimates on Andros are only based on one metamorphic reaction.

The same gradient of shear strain exists on the two islands, with a coaxial flow on the south-western part of the islands which evolves towards a non-coaxial one approaching the detachment, as pointed out by the evolution from a symmetric deformation on the SW coast towards an asymmetric deformation on the NE one. Symmetric deformation is expressed on a wide southern zone in Andros whereas it is limited to a narrow band on the southern coast of Tinos. But the different widths of the two islands, and therefore the difference in outcropping areas away from the detachment may cause a bias in these observations.

Some structural differences exist between the two islands. Ductile structures, and especially decametre-scale shear bands, are better expressed in Andros than in Tinos, and they are more "brittle" there. The decametre-scale shear bands of Andros seem to have been frozen during the localization process and to have encompassed brittle deformation whereas on Tinos, the whole NE part of the island below the main detachment is a large-scale shear zone with a large concentration of strain. The progressive evolution with more and more numerous shear bands seen on Andros is not as clearly visible on Tinos where the spatial transition from coaxial to non-coaxial is more abrupt. We interpret this observation through a greater strain localisation and a larger finite strain for Tinos. This interpretation is well in line with the fact that Tinos is closer to the centre of the Cyclades where extension gets its maximum rate and closer to Mykonos and Naxos where the hottest units have been exhumed (migmatites) Avigad and Garfunkel, 1989; Jolivet and Patriat, 1999.

A study was made on the boudins of the two islands, because they testify for the amount of finite strain the rocks encompassed from the beginning of the greenschist overprint to the end of the localization process. We analyzed 39 pictures of trains of boudins of different scales and in different material, taken in the maximum stretching plane. 21 pictures were taken in Andros, 18 in Tinos. Assuming a conservation of surface, we transform them into trains of rectangles whose heights correspond to the maximum height of the initial trains of boudins (Figure.V-15, 1 to 3). We used the strain reversal program Lloyd and Condliffe, 2003 to constrain the elongation coefficient responsible for the boudinage (Figure.V-15, 4). Results are presented in Figure.V-15, 5.

Figure.V-12: A: Principle of back-tilting of brittle structures. B and C: examples of tilted structures. (B: outcrop 118, C: outcrop 147) and associated Schmidt's diagrams showing the present attitude and the attitude of back-tilted fracture sets and schistosity. Note that after back-tilting, computed tensors correspond to a consistent NE-SW direction of brittle extension and a vertical position of σ₁, in perfect agreement with the vertical attitude of veins.



The peaks of frequency of elongation coefficient are situated between 300 and 400% and 200 and 300% and the means of the elongation coefficients are 412% and 245% for Tinos and Andros respectively. Despite the roughness of these estimates, it can be proposed that Tinos recorded, at least until boudinage started, a greater finite strain than Andros, thus supporting conclusions derived from field observations solely. The peak of greenschist overprint is dated to 21-23 My in Tinos island Avigad and Garfunkel, 1989; Stolz et al., 1997. Assuming boudinage to be coeval with greenschist deformation and the peaks being nearly coeval in Andros and Tinos, it is possible to calculate the mean strain rate rocks sustained: it is roughly evaluated 4.5 E-15 s⁻¹ for Tinos and 2.1 E-15 s⁻¹ for Andros.

The fact the shear bands of Andros were "frozen" could perhaps have been favoured by an earlier arrival of Andros in the brittle domain. A gradient of the P/T ratios from Mont Olympus to Naxos has been put forward by Jolivet and Patriat, 1999 by comparison of the P-T paths of the different islands. A first order estimation of the gradients of temperature in the last part of the PT paths gives 20°C/km, 30°C/km and 40°C/km for Olympus, Tinos and Naxos respectively. These gradients seem very large, but a systematic increase of the P/T ratios in the shallower part of the crust, that is the depths around the brittle-ductile transition zone, can be deduced from the P-T paths. Andros being situated between Olympus and Tinos, it seems logical to consider its P/T ratio to be comprised between 20 and 30°C/km. Because no P-T paths have been precisely calculated in Andros, it is difficult to ascertain without doubt this hypothesis. We furthermore assume that P/T ratios seen on P-T grid give an idea of geothermal gradients.

Strain rate estimates on the two islands not being significantly different and the P/T ratios of Andros probably being less important than in Tinos, we can make the hypothesis that the brittle-ductile transition zone of Andros sets at deeper levels of the crust than those of Tinos: this could explain that the shear bands of Andros seem more brittle than those of Tinos.

The brittle evolution is furthermore different in Tinos and Andros. Tinos seems to have recorded a special episode of semi-brittle to brittle deformation Andros has not: small-scale shallow-dipping normal faults were found in the footwall of Tinos Mehl et al., 2005 that never appear in Andros below the detachment. At the contrary, Andros has preserved one early stage of brittle deformation Tinos did not: en echelon arrays of veins are well preserved in metabasitic and quartzitic lithologies of Andros Island, while actual faults are the rule in Tinos. These differences tend to prove that the localization process is more mature in Tinos than in Andros.

No large tilting of structures has been recorded in Tinos Island, as pointed out by the inversion of stress tensor. $\sigma 1$ is vertical or close to vertical for the major part of the studied outcrops, in good agreement with the ubiquitous vertical attitude of veins all over the island Mehl et al., 2005. This absence of tilting is confirmed by the paleomagnetic data on the granodiorite and on post-folial dykes of Tinos Avigad et al., 1998; Morris and Anderson, 1996.

Figure.V-13: Conceptual sketch of evolution of deformation from ductile to brittle (see text for explanations). A new stage in the exhumation process has been put forward in Andros Island compared to a previous work Mehl et al., 2005 (stage 3) that allowed us to propose a complete section of an extending continental crust.



The major part of extension was accommodated before 19Ma in Tinos, which corresponds to the age of the granite intrusion and the post-ductile extension was also achieved without tilting. All brittle structures of Andros have similarly formed under a vertical maximum stress axis σ_1 , but contrary to the major part of the outcrops of Tinos, they have been locally tilted in a late stage of deformation, probably in response to large-scale open NE-SW folds Avigad et al., 2001; Papanikolaou, 1978b.

V.1.6 Toward a complete section of an extending continental crust

The comparison of Andros and Tinos shows two different stages of a continuous process that exhumed metamorphic rocks below a crustal-scale detachment. Earlier stages can be seen near Mt Olympos and on the island of Evia and a later and extreme stage on Mykonos and Naxos Jolivet and Patriat, 1999. As proposed by Avigad and Garfunkel, 1989 deeper units are exhumed from Evia to Mykonos. This observation led these authors to postulate a NW-SE direction of extension, before the deformation was first described by Gautier, 1994 and the top to NE shear sense ascertained. We assume that the same extension process has caused Oligo-Miocene post-HP exhumation from Mt-Olympos to Mykonos-Naxos during the formation of the Aegean Sea and that the only difference lies in the finite extension, that is larger in the centre of the Cyclades. Active equivalent of this deformation process can be found along the NE coast of continental Greece Laigle et al., 2000 and in the Gulf of Corinth Jolivet, 2001; Jolivet et al., 1994a where brittle faults roots on shallow N- or NE-dipping shear zones within the brittle-ductile transition Rigo et al., 1996; Sorel, 2000. Following this assumption we can propose a scheme of the vertical stratification of deformation regimes from the extending upper brittle crust to the lower crust (Figure.V-16):

The following rheological stratification is proposed: (1) the upper crust is brittle and shallow- and steeply-dipping normal faults control the deposition of syn-rift basins. Cataclastic deformation along the main detachment allows it to work with a shallow dip along most of its life Mehl et al., 2005. (2) The cataclastic shear zone gets wider downward and a progressive change to ductile conditions is observed depending on the nature of the involved material and the thermal and fluid conditions. (3) At depth this shear zone becomes shallowly-dipping and merges with a shallow NE-dipping shear zone below the brittle-ductile transition. (4) The lower crust is weak because of partial melting as recorded in Mykonos or Naxos and the deformation is thus less localized. The deformation there is thus partitioned between bulk coaxial thinning and simple shear induced by the motion of the hanging wall of the detachment.

At the brittle-ductile transition, the deformation is progressively localized in the footwall, first in the necks between boudins and along shear zones. An evolution toward more non-coaxial conditions is observed toward the detachment. The overall structure corresponds to a megaboudinage of the crust with the localisation of a shear zone and then a fault at the extremity of this crustal-scale boudin

Figure.V-14: Comparison in map and cross-section of Tinos and Andros Islands. See text for explanations





Figure.V-15: Principle of calculation of coefficients of extension based on boudinage. Several pictures have been analyzed in Tinos and Andros islands. The first step consists in calculating the surface of the trains of boudins. Assuming a conservation of surface, the boudins were replaced by rectangles whose position on an horizontal was deduced from the position of the maximum high of each boudin. The coefficient of elongation was computed from the Strain Reversal Program ® Lloyd and Condliffe, 2003. The extensional coefficients of the two islands are presented in 5.

This evolution thus emphasizes that the rheological stratification and the intrinsic compositional heterogeneity of the continental crust (leading to boudinage) both control strain localization processes. This process is furthermore under the control of the behaviour of fluids. Famin et al., 2004c have shown that surface-derived fluids invade the brittle-ductile transition and favour strain localization at this level of the crust. A connected vein network ensures the channelisation of these fluids from the surface, along the uppermost faults and within the brittle-ductile transition. Further down veins do not make a connected network and fluid accumulate at the brittle-ductile transition. The presence of these fluids in active extensional context is well illustrated by the Corinth Rift case Pham et al., 2000. As mentioned earlier, fluids can lower the resistance of the rocks and favour strain localization but they need the formation of conduits to reach the brittle-ductile transition, they thus need some strain localisation to have already happened. This early strain localisation, as shown by Andros, can be explained by boudinage and the formation of shear bands and faults in the necks between boudins. Andros illustrates this stage while Tinos shows the later evolution toward the formation of a narrow shear zone when an intense shearing is recorded. The latest stage of extension shows a more coaxial deformation pattern and is marked by widespread conjugate sets of steeply-dipping mesoscale normal faults all over the islands. These faults cut across the cataclastic zone itself, indicating that this zone was no longer active at that time and that cataclasites has become progressively stiffer and more brittle during exhumation, while the shear movement localizes along the flat brittle detachment which accommodates the last increments of extension.



Figure.V-16: Synthetic cross-section of an extending continental crust. See text for comments

References

Angelier, J., Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-III. A new rapid direct inversion method by analytical means, *Geophys. J. Int., 103*, 363-376, 1990.

Armijo, R., H. Lyon-Caen, and D. Papanikolaou., East-West extension and Holocene normal fault scarps in the Hellenic arc, *Geology*, 20, 491-494, 1992.

Armijo, R., B. Meyer, G.C.P. King, A. Rigo, and D. Papanastassiou, Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean, *Geophys. J. Int.*, *126*, 11-53, 1996.

Aubouin, J., and J. Dercourt, Sur la géologie de l'Egée: regard sur la Crète (Grèce), *Bull. Geol. Soc. France*, 7, 787-821, 1965.

Avigad, A., Z. Garfunkel, L. Jolivet, and J.M. Azañón, Back-arc extension and denudation of Mediterranean eclogites, *Tectonics*, *16*, 924- 941, 1997.

Avigad, D., G. Baer, and A. Heimann, Block rotations and continental extension in the Central Aegean Sea: paleomagnetic and structural evidence from Tinos and Mykonos, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *157*, 23-40, 1998.

Avigad, D., and Z. Garfunkel, Low-angle faults above and below a blueschist belt: Tinos Island, Cyclades, Greece., *Terra Nova, 1*, 182-187, 1989.

Avigad, D., and Z. Garfunkel, Uplift and exhumation of high-pressure metamorphic terranes: the example of the Cycladic blueschists belt (Aegean Sea), *Tectonophysics*, *188*, 357-372, 1991.

Avigad, D., A. Ziv, and Z. Garfunkel, Ductile and brittle shortening, extension-parallel folds and maintenance of crustal thickness in the Central Aegean, *Tectonics*, 20, 277-287, 2001.

Blake, M.C.J., M. Bonneau, J. Geyssant, J.R. Kienast, C. Lepvrier, H. Maluski, and D. Papanikolaou, A geologial reconnaissance of the Cycladic blueschist belt, Greece, *Geological Society of America Bulletin*, *92*, 247-254, 1981.

Bonneau, M., Evolution géodynamique de l'arc égéen depuis le Jurassique Supérieur jusqu'au Miocène, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 229-242, 1982.

Bott, M.H.P., The mechanisms of oblique slip faulting, Geol. Mag., 96, 109-117, 1959.

Bröcker, M., and L. Franz, Dating metamrophism and tectonic stacking on Andros Island (Cyclades, Greece): results of a Rb-Sr study, in press.

Brunn, J.H., I. Argyriadis, L.E. Ricou, A. Poisson, J. Marcoux, and P.C. de Graciansky, Eléments majeurs de liaison entre Taurides et Hellénides, *Bull. Geol. Soc. France, 18*, 481-497, 1976.

Davis, G.H., Structural characteristics of metamorphic core complexes, southern Arizona, *GSA Memoir*, 153, 35-77, 1980.

Davis, G.H., and P.J. Coney, Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes, *Geology*, 7, 120-124, 1979.

Dixon, J., and G. Williams, Reaction softening in mylonites from arnaboll thrust, Sutherland, *Scott. J. Geol.*, 19, 157-168, 1983.

Dürr, S., Das Attisch-kykladische Kristallin, in *Geologie von Griechenland*, edited by V. Jacobshagen, pp. 116-148, Gebruder Borntraeger, Berlin, 1986.

Famin, V., P. Philippot, L. Jolivet, and P. Agard, Evolution of hydrothermal regime along a crustal shear zone, Tinos Island, Greece, *Tectonics*, 23, doi:10.1029/2003TC001509, 2004.

Faure, M., and M. Bonneau, 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*, 1553-1559, 1988.

Fitz Gerald, J.D., and H. Stünitz, Deformaton of granitoïds at low metamorphic grade. Reactions and grain size reduction, *Tectonophysics*, 221, 269-297, 1993.

Gautier, P., Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans le domaine centre-égéen (iles des Cyclades et d'Eubée, Grèce), Thesis thesis, Université de Rennes, 1994.

Gautier, P., and J.P. Brun, Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Evvia island), *Tectonophysics*, 238, 399-424, 1994a.

Gautier, P., and J.P. Brun, Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia islands), *Geodinamica Acta*, *7*, 57-85, 1994b.

Gueydan, F., Y. Leroy, and L. Jolivet, Grain-size sensitive flow and shear stress enhancement at the brittle to ductile transition of the continental crust, *Int. Journ. Earth Sciences*, *90*, 181-196, 2001.

Gueydan, F., Y. Leroy, L. Jolivet, and P. Agard, Analysis of continental midcrustal strain localization induced by microfracturing and reaction-softening, *J. Geophys. Res.*, *108*, 2064, doi:10.1029/2001JB000611, 2003.

Jackson, J., Active tectonics of the Aegean region, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 22, 239-271, 1994.

Jackson, J.A., Active normal faulting and continental extension, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 28, 3-18, 1987.

Jackson, J.A., and N.J. White, Normal faulting in the upper continental crust: observations from regions of active extension, *J. Struct. Geol.*, *11*, 15-36, 1989.

Jacobshagen, V., S. Dürr, F. Kockel, K.O. Kopp, G. Kowalczyk, H. Berckhemer, and D. Büttner, Structure and geodynamic evolution of the Aegean region, in *Alps, Apennines, Hellenides*, vol. report 38, edited by H. Cloos, D. Roeder and K. Schmidt, pp. 537-564, IUGG, Stuttgart, 1978.

Jolivet, L., A comparison of geodetic and finite strain pattern in the Aegean, geodynamic implications, *Earth and Planetary Science Letters*, 187, 95-104, 2001.

Jolivet, L., J.P. Brun, P. Gautier, S. Lallemant, and M. Patriat, 3-D kinematics of extension in the Aegean from the Early Miocene to the Present, insight from the ductile crust, *Bull. Soc. géol. France*, *165*, 195-209, 1994.

Jolivet, L., and C. Faccenna, Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision, *Tectonics*, *19*, 1095-1106, 2000.

Jolivet, L., V. Famin, C. Mehl, T. Parra, D. Avigad, and C. Aubourg, Progressive strain localisation, crustal-scale boudinage and extensional metamorphic domes in the Aegean Sea, *American Geological Society, Special Paper 380: Gneiss Domes in Orogens*, 185–210, 2004a.

Jolivet, L., and M. Patriat, Ductile extension and the formation of the Aegean Sea, in *Geol. Soc. Special Publication*, vol. 156, edited by B. Durand, L. Jolivet, F. Horvàth and M. Séranne, pp. 427-456, Geological Society, London, 1999.

Jolivet, L., G. Rimmelé, R. Oberhänsli, B. Goffé, and O. Candan, Correlation of synorogenic tectonic and metamorphic events in the Cyclades, the Lycian Nappes and the Menderes massif, geodynamic implications, *Bull. Geol. Soc. France*, *175*, 217-238, 2004b.

Katzir, Y., D. Avigad, A. Matthews, Z. Garfunkel, and B. Evans, Origin, HP/LT metamorphism and cooling of ophiolitic mélanges in southern Evia (NW Cyclades), Greece, *J. Metam. Geol.*, *18*, 699-718, 2000.

Kirby, S.H., Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones, *Tectonophysics*, *119*, 1-27, 1985.

Laigle, M., A. Hirn, M. Sachpazi, and N. Roussos, North Aegean crustal deformation: an active fault imaged to 10 km depth by reflection seismic data, *Geology*, *28*, 71-74, 2000.

Le Pichon, X., and J. Angelier, The Aegean Sea, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 300, 357-372, 1981.

Lister, G.S., G. Banga, and A. Feenstra, Metamorphic core complexes of cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece, *Geology.*, *12*, 221-225, 1984.

Lister, G.S., and G.A. Davis, The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A., *Journal of Structural Geology*, *11*, 65-94, 1989.

Lloyd, G.E., and E. Condliffe, "Strain Reversal": a WindowsTM program to determine extensional strain from rigid-brittle layers or inclusions, *Journal of Structural Geology, 25*, 1141-1145, 2003.

Marquer, D., D. Gapais, and R. Capdevila, Chemical changes and mylonitisation of a granodiorite within low-grade metamorphism (Aar Massif, Central Alps), *Bull. Minéral.*, *108*, 209-221, 1985.

Mehl, C., L. Jolivet, and O. Lacombe, From ductile to brittle: evolution and localization of deformation below a crustal detachment (Tinos, Cyclades, Greece), *Tectonics*, *24*, doi: 10.1029/2004TC001767, 2005.

Mitra, G., Ductile deformation zones and mylonites: The mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks, *Amer. Jour. Sci., 278*, 1057-1084, 1978.

Morris, A., and A. Anderson, First paleaomagnetic results from the Cycladic Massif, Greece, and their implications for Miocene extension directions and tectonic models in the Aegean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *142*, 397-408, 1996.

Papanikolaou, D., Tectonic evolution of the Cycladic blueschist belt (Aegean Sea, Greece), in *Chemical transport in metasomatic processes*, edited by H.C. Helgeson, pp. 429-450, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 1987.

Papanikolaou, D., V. Lykousis, G. Chronis, and P. Pavlakis, A comparative study of neotectonic basins across the Hellenic arc: the Messiniakos, Argolikos, Saronikos and Southern Evoikos gulfs, *Basin Research*, *1*, 167-176, 1988.

Papanikolaou, D.J., Contribution to the geology of the Aegean Sea: the island of Andros, *Ann. Geol. Pays Hell.*, 29, 477-553, 1978.

Parra, T., O. Vidal, and L. Jolivet, Relation between deformation and retrogression in blueschist metapelites of Tinos island (Greece) evidenced by chlorite-mica local equilibria, *Lithos, 63*, 41-66, 2002.

Patriat, M., Etude de la transition cassant-ductile en extension, application au transect Olympe-Naxos, Grèce, Thèse de Doctorat thesis, Université Pierre et Marie Curie, 1996.

Patriat, M., and L. Jolivet, Post-orogenic extension and shallow-dipping shear zones, study of a brecciated decollement horizon in Tinos (Cyclades, Greece), *C. R. Acad. Sci. Paris*, *326*, 355-362, 1998.

Pham, V.N., P. Bernard, D. Boyer, G. Chouliaras, J.L. Le Mouel, and G.N. Stavrakakis, Electrical conductivity and crustal structure beneath the central Hellenides around the Gulf of Corinth (Greece) and their relationship with the seismotectonics, *Geophys. J. Int.*, *142*, 948-969, 2000.

Price, E.J., and J.W. Cosgrove, Boudinage and pinch-and-swell structures, in *Analysis* of *Geological Structures*, 1990.

Reinecke, T., Cymrite and celsian in manganese-rich metamorphic rocks from Andros island / Greece, *Contrib. Mineral. Petrol.*, *79*, 333-336, 1982.

Reinecke, T., Phase relationships of sursassite and other Mn-silicates in highly oxidized low-grade, high-pressure metamorphic rocks from Evvia and Andros Islands, Greece, *Contr. Miner. Petrol.*, *84*, 110-126, 1986.

Reinecke, T., M. Okrusch, and P. Richter, Geochemistry of ferromanganaoan metasediments from the island of Andros, Cycladic Blueschist Belt, Greece, *Chemical Geology*, *53*, 249-278, 1985.

Rietbrock, A., C. Tibéri, F. Scherbaum, and H. Lyon-Caen, Seismic slip on a low angle normal fault in the Gulf of Corinth: Evidence from high resolution cluster analysis of microearthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1817-1820, 1996.

Rigo, A., H. Lyon-Caen, R. Armijo, A. Deschamps, D. Hatzfeld, K. Makropoulos, P. Papadimitriou, and I. Kassaras, A microseismicity study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms, *Geophys. J. Int., 126*, 663-688, 1996.

Seyitoglu, G., and B. Scott, Late Cenozoic crustal extension and basin formation in West Turkey, *Geol. Mag.*, *128*, 155-166, 1991.

Seyitoglu, G., and B.C. Scott, The cause of N-S extensional tectonics in western Turkey: tectonic escape vs back-arc spreading vs orogenic collapse, *J. Geodynamics*, *22*, 145-153, 1996.

Shaked, Y., D. Avigad, and Z. Garfunkel, Alpine high-pressure metamorphism at the Almyropotamos window (southern Evia, Greece), *Geol. Mag.*, *137*, 367-380, 2000.

Sorel, D., A Pleistocene and still-active detachment fault and the origin of the Corinth-Patras rift, Greece, *Geology*, *28*, 83-86, 2000.

SRTM data ftp server: <u>ftp://e0mss21u.ecs.nasa.gov/srtm/</u>

Stolz, J., M. Engi, and M. Rickli, Tectonometamorphic evolution of SE Tinos, Cyclades, Greece, *Swiss Bulletin of mineralogy and petology*, 77, 209-231, 1997.

Taymaz, T., J. Jackson, and D. McKenzie, Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.*, *106*, 433-490, 1991.

Wallace, R.E., Geometry of shearing stress and relation to faulting, J. Geol., 59, 118-130, 1951.

Weathers, M.S., J.M. Bird, R.F. Cooper, and D.L. Kohlstedt, Differential Stress Determined From Deformation-Induced Microstructures of the Moine Thrust Zone, *Journal of Geophysical Research*, *84*, 7495-7509, 1979.

White, S.H., and R.J. Knipe, Transformation- and reaction-enhanced ductility in rocks, *Journal of the Geological Society of London*, *135*, 513-516, 1978.

Wibberly, C., Are feldspar-to-micas reactions necessarily reaction-softening process in fault zones, *Journal of Structural Geology*, *21*, 1999.

Wintsch, R.P., R. Christoffersen, and A.K. Kronenberg, Fluid-rock reaction weakening of fault zones, *Journal of geophysical research*, *100*, 13,021-13,032, 1995.

VI INTERACTION FLUIDE ROCHE ET LOCALISATION DE LA DEFORMATION DANS LA CROUTE MOYENNE

VI.1	ART	ICLE 4: MODELLING STRAIN LOCALIZATION BY FLUID-ROCK INT	TERACTION IN THE MIDDLE
CRUST	232		
	VI.1.1	Introduction	
	VI.1.2	Rheological model	
VI.1.2.1		Step 1: Fracturing and instantaneous fluid influx	
VI	.1.2.2	Step 2: Transient fluid-rock interaction	
VI	.1.2.3	Rheological envelops	
	VI.1.3	1D simple shear modelling	
VI	.1.3.1	Model set up and boundary conditions	
VI	.1.3.2	Results	
Lower crustal shear stress evolution with time			
Strain localization			
Parametric study: fluid-rock interaction kinetics as limiting factor			
	VI.1.4	CONCLUDING DISCUSSION	

Dans ce chapitre, nous nous proposons de tester numériquement un modèle rhéologique qui prend en compte l'action des fluides dans la déformation à la transition fragile-ductile d'une croûte en extension.

Comme nous l'avons vu au chapitre 3, la plupart des modèles mécaniques proposés qui rendent compte de l'initiation de failles plates à la transition fragile ductile ne considèrent que l'action mécanique des fluides sur le squelette rocheux (intervention de la pression de fluides dans le calcul de la résistance de la croûte cassante). Or, le rôle des fluides ne se limite pas à une action mécanique, mais ils interagissent avec la roche, provoquant des réactions parfois adoucissantes. C'est cet aspect que nous nous proposons de tester ici.

L'étude de terrain, couplée à une analyse quantitative de la contrainte et du taux de déformation le long du détachement de l'île de Tinos, a permis de mettre en évidence la structuration du détachement et de valider le modèle de la bande de cisaillement crustale de Lister and Davis, 1989.

Le but de cette étude numérique est de tester la faisabilité de la localisation de la déformation à la transition fragile-ductile en proposant un nouveau modèle rhéologique prenant en compte l'intervention des fluides dans la déformation par l'intermédiaire d'une réaction adoucissante. Le scénario testé propose une action des fluides en deux étapes. La première consiste à tester, dans un milieu soumis à un cisaillement simple, l'activation d'un critère de Mohr-Coulomb. Si ce critère est activé, une arrivée incrémentale de fluides se produit, provoquant potentiellement la mise en place d'une réaction adoucissante. Nous avons testé ici les conditions rhéologiques nécessaires à la localisation de la déformation. Nous avons également tenté de caractériser cette localisation.

VI.1ARTICLE 4: Modelling strain localization by fluid-rock interaction in the middle crust

RESUME DE L'ARTICLE

Nous proposons un nouveau modèle rhéologique qui tienne compte de l'interaction fluides-roche dans la croûte moyenne, processus intervenant dans la mise en place de la plupart des bandes de cisaillement mais pourtant négligé dans les modèles de rhéologie crustale. L'effet des fluides sur la rhéologie de la croûte continentale en extension est modélisé par une succession de deux évènements. Dans un premier temps, une entrée instantanée de fluides dans le système, rendue possible par fracturation (la fracturation est détectée par un critère de Mohr-Coulomb), induit un changement immédiat de la pression de pores. Dans un second temps, les fluides introduits dans le système sont progressivement consommés par des réactions fluides/minéral adoucissantes. Le degré d'adoucissement est contrôlé par le taux de déformation et un facteur cinétique d'interaction fluides-roche φ. Pendant la phase d'adoucissement, la viscosité de la croûte moyenne diminue progressivement d'une valeur proche de celle du quartz sec (résistance de la croûte moyenne en l'absence d'interaction fluides-roche) jusqu'à atteindre une valeur caractéristique du quartz hydraté. Une simulation numérique 1D est alors proposée pour tester l'aptitude de ce modèle rhéologique à expliquer la localisation de la déformation aux profondeurs de la croûte moyenne. La croûte inférieure ductile est soumise à un cisaillement simple de vitesse V. La vitesse de cisaillement V est progressivement augmentée de façon linéaire depuis l'état stationnaire, puis gardée constante, ce qui définit un régime transitoire. Cet état transitoire voit la mise en place de fracturation, l'introduction de fluides dans le milieu, l'interaction fluides-roche et l'adoucissement consécutif. On observe une augmentation du taux de déformation de trois ordres de grandeur à la transition fragile-ductile. La vitesse d'exécution de la localisation de la déformation est fortement liée au paramètre cinétique de l'interaction fluides-roche φ . Plus le coefficient φ est grand, plus la localisation s'effectue rapidement. Une valeur minimale de φ est toutefois nécessaire à la mise en place de la localisation. Localisation de la déformation et interaction fluides-roche s'auto-entretiennent : en effet, une augmentation du taux de déformation induit une augmentation de la cinétique de consommation de fluides.

En conséquence, l'intégration d'interactions fluides-roche dans la rhéologie des roches de la croûte moyenne permet d'expliquer de façon convaincante la localisation de la déformation sous forme de bandes de cisaillement à la transition fragile-ductile, phénomène que les modèles rhéologiques « secs » ne parviennent pas à expliciter. En outre, notre modèle prédit une localisation de la déformation à des profondeurs (1) suffisamment faibles pour que les structures cassantes apportent des fluides en quantité suffisante, (2) suffisamment profondes pour induire une cinétique des réactions d'hydratation importante, nécessaire à l'adoucissement des roches hôtes. Les résultats de cette simulation numérique, en accord avec les données géophysiques, structurales et pétrologiques, permettent de préciser la géométrie et les échelles de temps des processus de localisation.

Modelling strain localization by fluid-rock interaction in the middle crust

Caroline Mehl⁽¹⁾, Frédéric Gueydan⁽²⁾, Vincent Famin⁽³⁾, Laurent Jolivet⁽¹⁾

⁽¹⁾Laboratoire de Tectonique, UMR 7072, Université Pierre et Marie Curie, T 46-00 E2, case 129, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France

⁽²⁾Géosciences Rennes, UMR 6118, Université de Rennes 1, Campus Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France

⁽³⁾ Laboratoire des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences et Technologies, Université de la Réunion, 15, Avenue René Cassin, BP 7151, 97715 Saint-Denis messag cedex 9 La Réunion, France

Soumis à EPSL

ABSTRACT

We propose a new rheological model that accounts for fluid-rocks interaction in the middle crust, a mechanism involved in most shear zones yet neglected in former models of crustal rheology. The rheological effect of fluids is modelled as a succession of two events. First, an instantaneous fluid influx is triggered by fracturing (detected by a Mohr-Coulomb criterion), immediately leading to a change in the pore fluid pressure. Second, the available fluids are progressively consumed by fluid-mineral reactions that weaken the material. The amount of weakening is controlled by the strain rate and by the fluid-rock interaction kinetics φ . During this weakening, the viscosity of the middle crust is progressively reduced from a value close to dry quartz (strength of the middle crust without fluid-rock interaction) to a lower value typical of wet quartz. A 1D numerical simulation is then proposed to test the ability of this rheological model to explain strain localization at midcrustal depths. The lower ductile crust sustains simple shearing at a velocity V. Starting from a steady state; the shearing velocity V is increased linearly with time and then kept constant, defining a transient regime. Fracturing, fluid influxes, fluid-rock interactions and subsequent weakening are triggered during this transient regime. An increase of strain rate by three orders is observed at the brittle-ductile transition. The timing of strain localization is dictated by the value of the fluid-rock interaction kinetics φ . The larger the coefficient φ , the faster the localization. A minimum value of φ is required for localization to occur. A positive feedback between strain localization and fluid-rock interaction is observed, since the increase in strain rate enhances the kinetics of fluid consumption.

Consequently, the integration of fluid-rock interactions into the rheology of midcrustal rocks provides a convincing explanation to the localization of brittle-ductile shear zones in the middle crust, a phenomenon that "dry" rheological models fail to explain. Besides, our model predicts that strain localization occurs at a depth (1) shallow enough for fracturing to drain large quantities of fluids, and (2) deep enough to induce a fast kinetics of hydration reactions that weaken the host rocks. The results of numerical simulations, consistent with geophysical, structural and petrological data, provide new constraints on the geometry and timescale of the strain localization process.

VI.1.1 Introduction

Extension of the continental crust is accommodated in a brittle manner by steeply dipping normal faults in its upper part (Jackson, 1987; Jackson and McKenzie, 1983), and in a ductile manner in its lower part by low-angle crustal-scale shear zones (Jolivet et al., 1998; Lister and Davis, 1989) This layering has been documented by several studies in exhumed extensional domains like the Aegean Region (Avigad et al., 1997; Avigad and Garfunkel, 1989; Avigad and Garfunkel, 1991; Gautier and Brun, 1994b; Jolivet et al., 1998; Lister et al., 1984). The late stage of strain localization in the middle crust is the formation of detachments, i.e. low-angle normal faults that develop at the brittle-ductile transition, at the tip of steeply dipping normal faults (Lister and Davis, 1989). The presence of such low-dipping faults at the brittle-ductile transition has been more recently monitored by microseismic clusters beneath regions of active extension like in the Corinth rift (Bernard et al., 1997; Rietbrock et al., 1996; Rigo et al., 1996). The relationship between brittle and ductile deformation, the orientation of the low-angle extensional shear zone and the related detachment fault and the ability of the middle crust to localize strain remain however a matter of debate.

Tinos Island, in the Greek Cyclades, is a good natural example to document the relationship in space and time between ductile and brittle deformation. The island is composed of two metamorphic units separated by a low-angle extensional shear zone (Gautier and Brun, 1994b; Jolivet and Patriat, 1999). The Lower Unit encompassed tertiary HP-LT metamorphism and retrogressed into greenschist facies during Oligo-Miocene exhumation (Bröcker, 1990; Bröcker and Enders, 1999; Bröcker et al., 1993; Parra et al., 2002). No tertiary metamorphism is recorded in the Upper Unit. During the unroofing of the crustal units, ductile strain localization evolves progressively into a brittle deformation, transforming the shear zone into a detachment fault (Gueydan et al., 2005; Jolivet and Patriat, 1999). Numerous quartz-rich veins are present in the vicinity of the detachment fault, suggesting a high fluid-rock interaction during both ductile and brittle deformation (Famin et al., 2004b; Jolivet and Patriat, 1999). Based on an integrated structural and geochemical analysis of quartz-calcite veins in the footwall of the detachment, Famin et al., 2004b propose a conceptual sketch of time and space evolution of the Tinos detachment assisted by fluid supply. The authors suggest that the front of metamorphic reactions at the base of the brittle crust (10-15 km) is supplied in meteoric fluids by the steeply normal faults (Figure VI-1, picture 4). These fluids are expected to penetrate the top of the ductile shear zone only during seismic ruptures when the porosity becomes transiently connected, as suggested by quartzcalcite veins (Figure VI-1, picture 2). On the reverse, ductile creep disconnects the porosity of the shear zone between seismic cycles, as suggested by the shape of quartz-calcite boudins (Figure VI-1, picture 1).

Figure VI-1: Conceptual cross-section of a continental extending crust. Numbering refers to pictures taken on Tinos Island (Cyclades, Greece). As evidenced by field observations, the brittle upper crust is characterized by connected porosity due to normal faults (pictures 3, the detachment, and 4, steeply-dipping normal faults of the footwall of the detachment), whereas the lower ductile crust is characterized by unconnected porosity (boudinaged veins, picture 1). Transient connection occurs at the brittle-ductile transition (connected network of veins, picture 2), leading to transient fluid fluxes at these depths. (scenario after Famin et al., 2004b)



DUCTILE DEFORMATION



Unconnected porosity

Connected porosity

BRITTLE DEFORMATION (connected porosity)



Mehl et al, figure 1

These transient fluid fluxes are also confirmed by evidences of pore fluid pressures fluctuations from lithostatic to hydrostatic in the footwall of the detachment (Famin et al., 2005). Fluids are supposed to be responsible for strain localization and the subsequent formation of crustal-scale shear zone. However, the relationship between fluid saturation and strain localization is still not understood and is the purpose of this paper. Fluid saturation in fractured rocks at the brittle-ductile transition has been recently also suggested beneath the Gulf of Corinth by tomographic images of high values of the ratio Vp/Vs (Latorre et al., 2004).

Based on these geological and geophysical constrains, the objective of this paper is to propose a new rheological model that could explain strain localization at midcrustal depths. Shear heating, grain size reduction and reaction weakening are the most common destabilizing factors proposed for strain localization within the lower ductile crust. Because shear heating and grain size reduction are temperature-sensitive mechanisms, they are more efficient at the base of the crust (Braun et al., 1999; Gueydan et al., 2001; Poirier, 1980). In contrast, reaction weakening occurs in the middle crust and is mostly due to feldspar to mica reaction. It requires feldspar fracturing in a granitic lithology (Dixon and Williams, 1983; Mitra, 1978; White and Knipe, 1978, Fitz Gerald and Stünitz, 1993; Gueydan et al., 2003; Sibson, 1985) and the presence of fluids. Gueydan et al., 2004; Gueydan et al., 2003 have incorporated these features in a new transient rheological model that accounts for reactionweakening and accurately model the development of strain localization at midcrustal depths. In the Cyclades, very different lithologies are however leading to similar structural evolution: the collapsed Hellenic belt shows a mixture of metapelites, metabasites and marbles in which the extensional shear zones develop (Jolivet and Patriat, 1999; Lister et al., 1984). Other destabilizing factors should be proposed to explain localization in such lithologies where the phyllosilicates are already a major component before the formation of the shear zones. Geological and geophysical studies in the Aegean domain likely suggest that fluids play a major role in strain localization. The presence of fluids was not accounted for in the previous rheological model, which only predicts that if feldspar breaks, the reaction can develop and weaken the material. We propose in the present study that transient fluid fluxes in the middle crust and subsequent fluid-rock interaction could weaken the brittle-ductile transition and induce strain localization. The new transient rheological model for the middle crust is first argued and presented, followed by a 1D numerical modelling that documents ductile strain localization.

VI.1.2 Rheological model

The aim of the proposed model is to quantify the role of fluid influx on the rheology of the crust at the brittle-ductile transition, taking into account both their chemical and mechanical effects. This rheological model accounts for the main features documented by the previous studies on Tinos Island (Famin et al., 2004bFigure VI-1) and consists in two successive steps: 1) Fracturing occurs, and fluids migrate within the damaged rocks instantaneously. 2) Fluid-rock reactions occur during a certain period of time and tends to weaken the material (Figure VI-2).



INCREMENTAL EVOLUTION: one fracturing event



Figure VI-2 : Incremental evolution of the two-step scenario of the rheological model. (a) Fracturing induces an instantaneous increase of fluid content (C_F) of an incremental value (C_{F-I}), linked to a decrease of the pore fluid factor (λ). Fluid content and pore fluid factor are initially set to 0 and 0,8 (near lithostatic

value) respectively (see text for explanations). (b) Fluid influx leads to fluid-rock interaction: the weakening (increase of w) begins, consumes fluids (decrease of C_F), decreases the viscosity (η) and modifies pore fluid factor (increase of λ toward near lithostatic values). t_{FR} corresponds to the time during which the major part of fluid-rock interaction has occurred.

VI.1.2.1 Step 1: Fracturing and instantaneous fluid influx

The Representative Elementary Volume (REV) considered is composed of one solid phase of Quartz deforming by dislocation creep so that

$$\dot{\varepsilon} = A \exp\left[-\frac{Q_r}{RT}\right] \tau^n \quad (1)$$

where $\dot{\mathcal{E}}$, T and τ are the strain rate (in s⁻¹), the temperature (in °K) and the shear stress (in MPa), respectively. The viscosity of the dry material (starting material) is simply

$$\eta_D = \frac{\tau}{\dot{\varepsilon}} \tag{2}$$

We assume a dominant ductile rheology since the major part of the deformation history is marked by ductile strain localization. Detachment faulting occurs in the late stage of ductile strain localization. Although the material is dominantly ductile, incremental deformation (e.g. fracturing) could occur, as evidenced in the field by veining in the ductile matrix. In our rheological model, fracturing occurs if the shear stress exceeds the Mohr-Coulomb yield stress given by a Mohr-Coulomb criterion:

$$\tau = \mu (1 - \lambda) \rho g z \qquad (2)$$

where μ , λ , ρ and z are the friction coefficient, the pore fluid factor, the crustal density and the depth, respectively.

The pore fluid factor is defined by the ratio of the fluid pressure (P_f) to the lithostatic pressure (ρgz): $\lambda = P_f / \rho gz$ and varies, in the crust, between 0,4 (hydrostatic fluid pressure) and 0.8 (near-lithostatic fluid pressure). Hydrostatic fluid pressure prevails in open systems where permeability, due to interconnected porosity, is sufficiently high to allow equilibration of pore pressure with surface. Lithostatic fluid pressures occur in regions of low-permeability due to porosity disconnection induced by creepEtheridge et al., 1984. In our rheological model, λ will vary in space and time. Because we initially consider an ideal undeformed material with no connected porosity, λ was set to the near-lithostatic value.

When fracturing occurs, fluids are instantaneously introduced in the system so that the fluid content C_F is increased by an incremental quantity $C_{F_{-1}}$ ($C_{F_{-1}}$ =1).

If fracturing and if $C_F < C_{F-M}$:

$$C_F = C_F + C_{F-I} \tag{3}$$

The fluid content could however not exceed a maximum value denoted C_{F_M} , which was set to 20, corresponding to a maximum of 20 successive fracturing events and related fluid influxes. Note that the fluid content C_F is dimensionless and does not model fluid concentration or weight content of fluid in the system. This parameter simply quantifies the amount of fluid input in the system. This amount is supposed to be controlled by the number of fracturing events that occurred in the rocks. The value of C_F will control the amount of weakening (e.g. decrease of the viscosity), as it will be explained next. Ideally, if all the fluids present in the system are used to progressively weaken the material, the viscosity reduction evolves as the inverse of the fluid input. Consequently, the maximum value of C_F corresponds to a decrease of the viscosity toward η_D/C_{F_M} for the wet material. A value of C_{F_M} of 20 yields a viscosity of the wet material close to that of wet quartz, justifying our choice for the value of that parameter. Note however that fluids are not necessarily consumed to weaken the material, as it will be explained in step 2.

Because the source of fluids in the middle crust remains a matter of debate, we do not postulate any particular origin (meteoric or local) in our rheological model. The fluid influx was supposed to be instantaneous to account for a very high rate of fluid circulation compared to the duration of fluid-rock interaction. Consistently, we introduce a kinetic parameter of the fluid-rock interaction in order to clearly distinguish instantaneous process (fracturing) and time-dependant process (fluid-rock interaction and weakening), as it will be detailed in step 2.

Finally, fracturing will instantaneously induce a porosity connection and thus a change in the pore fluid factor. This change is accounted by the following simple linear relationship:

$$\lambda = -\frac{\lambda_L - \lambda_H}{C_F M} C_F + \lambda_L$$
(4)

where λ_L and λ_H are the lithostatic and hydrostatic pore factor, respectively. This linear relationship simply predicts that for a dry material (C_F =0), the pore fluid factor is λ_L while

 $\lambda = \lambda_H$ in a wet material ($C_F = C_{F_M}$). Intermediate values are expected for varying values of the fluid content. After a single fracturing event (Figure VI-2a), the pore fluid factor immediately decreases because of instantaneous fluid input.

VI.1.2.2 Step 2: Transient fluid-rock interaction

After fracturing and the instantaneous changes of fluid content and pore fluid factor, the fluid-rock interaction begins, consumes the pore fluids and weakens the rock with time by three main mechanisms:

(1) Softening metamorphic reactions, such as feldspar breakdown and their replacement by phyllosilicates. The phyllosilicates being weaker than the pre-existing feldspars, the average strength of the bulk decreases with increasing content of micas, allowing localization to occur (Gueydan et al., 2004; Gueydan et al., 2003).

(2) A decrease in the strength of hydrous minerals. In the power-law creep of quartz, for example, the pre-exponential rheological parameter A decreases of two orders when passing from dry to wet conditions. Ranalli, 1995; Ranalli, 1997

(3) An enhancement of the pressure-solution creep by diffusion of the ions in the pores between the mineral-mineral interface Renard and Ortoleva, 1997.

In this model, we do not favour any particular mineral reaction for weakening that is modelled by a single parameter w. The time increase of weakening is the opposite of the time decrease of fluid content (fluid consumption) and reads

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{dC_F}{dt} = \varphi \dot{\varepsilon} (w_{\infty} - w)$$
(5)
with $w_{\infty} = w_{\infty} + C_F$ (6)

where w, w_{∞} and φ are the current weakening coefficient, its asymptote and the weakening kinetic parameter, respectively. The weakening asymptote w_{∞} is incremented after each fracturing event by the value of fluids introduced in the system: the larger the fluid content, the larger the potential weakening. This assumption illustrates the limiting role of the presence of fluids in most of metamorphic reactions that induce weakening, like feldspar-to-mica reaction (Mitra, 1978) or granulite-to-eclogite phase transformation (Austrheim, 1998; Austrheim and Boundy, 1994)

Fluid-rock interaction will weaken the material and thus decrease the viscosity, a condition modelled by:

$$\eta = \frac{\eta_D}{w} \tag{7}$$

where η_D is the "dry" viscosity (e.g. C_F=0), defined from eq. 1 by $\eta_D = \tau/\epsilon$.

This model consequently describes a rheology of the ductile crust depending on strain rate, temperature, time (fluid-rock interaction kinetics) and on fluid content. After a single fracturing event (Figure VI-2b), fluid consumption induces an increase of weakening that reduces the viscosity. These coupled phenomena are time dependant. For only one fracturing event, the maximum fluid content that could be consumed for weakening is C_{F-I} ,

corresponding to a maximum weakening of $w_{\infty} = 1 + C_{F-I}$ (eq. 6). The final viscosity, if all fluid present are consumed, will thus be $\frac{\eta_D}{w_{\infty}} = \frac{\eta_D}{1 + C_{F-I}}$, corresponding to a viscosity reduction by a factor of 2. During this transient fluid consumption and subsequent weakening, pore fluid pressure progressively increases toward the lithostatic value, modelling the porosity disconnection induced by creep.

The introduction in our model of two distinct variables for the fluid content and the weakening highlights the difference between the change of fluid content, that is instantaneous and the time-dependant fluid consumption (fluid-rock interaction) and related weakening. From eq. (5), the kinetics of fluid-rock interaction is simply the product $\varphi \dot{\varepsilon}$. Strain localization, if triggered, will thus enhance fluid-rock interaction. The fluid-rock interaction time, which is the time during which the major part of fluid consumption and thus possible weakening has occurred, is thus defined by

$$t_{FR} = \frac{1}{\varphi \dot{\varepsilon}}.$$
 (8)

After a single fracturing event, the duration of fluid consumption, change in pore fluid pressure, weakening and subsequent viscosity decrease are controlled by this fluid-rock interaction time t_{FR} (Figure VI-2b).

For multiple successive fracturing events (

Figure VI-3), the fluid consumption could be counter-balanced by new fluid influx as long as the material is fracturing. However, during fluid-rock interaction, fracturing will become less and less favoured because of the ongoing weakening which tends to decrease the material strength. A schematic time evolution of the fluid content is plotted on

Figure VI-3a in order to document these competing effects. At the beginning of the time evolution, the fluid content is increasing, marking successive fracturing events. It is assumed here that the maximum value of fluid content has been reached ($C_F=C_{F-M}=20$), corresponding to 20 successive fracturing events. Fracturing is progressively inhibited and becomes no longer possible at point 2 of

Figure VI-3a because of ongoing weakening and change of pore fluid pressure that instantaneously follows the evolution of the fluid content (eq. 4). Fluids are then consumed. These competing effects are however time dependent and coupled, and thus required numerical simulations to be better constrained. The long-term evolution of the weakening and of the viscosity is also schematically plotted in

Figure VI-3a. During fluid-rock interaction and fluid consumption, the weakening is increasing with time and tends toward w_{∞} that is equal to the maximum amount of fluid present in the material plus one ($w_{\infty} = 1 + C_{F-M}$, eq. 6). Consequently, the asymptotic value of the viscosity is $\eta_D/w_{\infty} = \eta_D/(1 + C_{F-M})$. Again, we have chosen a value of 20 for C_{F_M} so that the asymptotic value of the the viscosity is close to that of wet quartz, as shown in the rheological envelop presented next.

VI.1.2.3 Rheological envelops



a) Microscale



Mehl et al, figure 3

Figure VI-3 : (a) Long-term evolution of the rheological model illustrating the competing effects of fracturing (inducing fluid influx) and weakening (inducing fluid consumption) for a middle-crust having encompassed multiple successive fracturing events (see taxt for explanations). (b) Effects of the onset of competing effects of fracturing and weakening on the strength profile of the extending continental crust. The first profile corresponds to an initial undeformed and dry continental crust (left). Fracturing induces the onset of a damaged zone enriched in fluids (in grey on the second profile). The onset of fluid-rock interaction domain in the damaged zone will progressively decrease the strength toward the ductile curve of soften material.

Figure VI-3b presents three strength profiles for the continental crust: one for the initial dry crust, a second for the step 1 of our model (fracturing and fluid influx) and a third for the long term state of the continental crust after fluid-rock interaction and subsequent weakening. The initial profile is marked by dry quartz (see Table 1 for the rheological parameters) and by lithostatic pore fluid pressure in the upper crust, because it is considered as undeformed. Fracturing and fluid influx are reported in the second strength profile by hydrostatic conditions in the upper crust (connected porosity). The damaged zone, reported in grey in

Figure VI-3b, corresponds to the part of the upper crust that becomes enriched in fluids at hydrostatic pressure immediately after fracturing. No strength reduction is expected during this first instantaneous step of our rheological model. The weakening occurs during fluid-rock interaction (step 2). In the damaged zone, fluid-rock interaction will progressively decrease the strength of the crust toward η_D/w_{∞} . With $w_{\infty} = 21$, the ductile curve for the weak material is close to that of wet quartz, justifying our choice of C_{F-M}=20.

A fluid-rock interaction domain can be defined (

Figure VI-3). The fluid-rock interaction domain is thus the midcrustal region where fracturing and fluid influx have induced a pervasive weakening of the crustal material. The top of this weakened brittle-ductile region is the base of the wet brittle crust at hydrostatic pressure, and its bottom is the upper limit of the dry ductile crust at lithostatic pressure.

As explained above, the evolution from the starting material (profile 1) toward the weak material (profile 3) is time-dependant with competing mechanisms (fracturing and fluid influx versus fluid consumption and weakening). The analysis of the transient strength decrease and subsequent possible strain localization thus requires numerical modelling.

VI.1.3 1D simple shear modelling

Since our objective is to understand the role of fluids in strain localization, we wish to concentrate our modelling on the ductile crust. For that purpose, we have used a 1D simple shear model of the lower crust that permits a simple test of the mechanical consequence of our new rheological model. This boundary value model has been developed and used in two previous studies and is thus briefly introduced here. Readers are referred to Gueydan et al., 2001; Gueydan et al., 2003 for a complete description of the equations and of the dimensional analysis.

VI.1.3.1 Model set up and boundary conditions

The structural model of thickness L (equal to 30 km) is composed of two layers: a 10 km thick upper block gliding rigidly over the 20 km thick non-Newtonian viscous fluid of the lower crust. Because the rigid translation of the upper block has to be cinematically compatible with the lower crust, the lower layer is assumed to deform in a simple shear manner (Figure VI-4a).

The heat boundary conditions are a constant heat flux (30 mW.m⁻²) at the base of the crust and a constant temperature (25°C) at the surface. The velocity boundary conditions consist in zero velocity at the base of the crust and in an imposed velocity V at the surface. Mechanical equilibrium and heat conduction (with shear heating) are solved by numerical means using the finite element code SARPP (Leroy and Gueydan, 2003). In simple shear, mechanical equilibrium implies that the shear stress τ is constant within the lower crust at a given applied velocity V. The applied shearing velocity V changes with time, defining a

transient regime. The shearing velocity V is first linearly increased by one order of magnitude during a time t_L (loading time) from V=1 to V=10 and then kept constant. These velocities are dimensionless. The dimensional analysis considered is identical to the one presented in previous papers (Gueydan et al., 2003) and is not repeated here for sake of brevity. The characteristic shear stress is 9.2 MPa. The characteristic time for conduction t_C over the structure is 14 Ma providing the reference strain rate $\dot{\varepsilon}_R$ of 2,2.10⁻¹⁵ s⁻¹. The reference velocity V_R , defined by $V_R = \frac{\dot{\varepsilon}_R}{L}$, is then 1.4 mm/a. The applied velocity V varied thus between 1.4 mm/a to 1.4 cm/a at the end of the loading (Figure VI-4a).

VI.1.3.2 Results

Lower crustal shear stress evolution with time

Figure VI-4**b** shows, in dashed line, the steady state shear stress τ as a function of the shearing velocity V. Steady state corresponds to thermal equilibrium at a given velocity and related constant shear stress (mechanical equilibrium). For V lower than 0,5 mm/a, τ is an increasing function of V. An increase of V indeed increases the overall strain rate within the lower crust and thus increases the shear stress because of the strain rate sensitivity of the flow law (eq.1). The temperature sensitivity of the flow law and the mechanical equilibrium (constant shear stress over the lower crust) implies an exponential increase of the strain rate with depth. The large value of the strain rate at Moho depth induces significant shear heating, which is greater for larger V. This feature explains the decrease of the steady state shear stress for V larger than 0.5 mm/a (points S₁ to point S₂), since shear heating becomes sufficiently large to weaken the material at Moho depths and thus to decrease the lower crust shear stress.

Change with time of the shearing velocity defines a transient state. Shear stress as a function of the shear velocity is also displayed in Figure VI-4b for different fluid-rock interaction kinetic parameters ($\varphi=0$ and 1000 as dotted and solid line in Figure VI-4b and $\varphi=10$ and 100 as dotted and solid line in Figure VI-4c, respectively). Starting from V=1.4 mm/a, the velocity is increased by 10 during 142 ka and then kept constant (Figure VI-4a). The transient increase of V is sufficiently fast (142 ka) compared with the heat conduction time (14 Ma) so that the induced increase of strain rate does not lead to significant shear heating (quasi-adiabatic evolution). As a consequence, for $\varphi=0$ (fluid-rock interaction inhibited), the transient increase of V induces an increase of the shear stress because of the strain rate sensitivity of the flow law (points A0 to A3', Figure VI-4b). The faster the increase of velocity, the larger the increase of shear stress, as it has been discussed in length in previous studies (Gueydan et al., 2001; Gueydan et al., 2003). We have here chosen a single value of the loading time (142 ka) in order to focus our interest on the role of fluid-rock interaction kinetics on potential strain localization. After that transient increase of V, the velocity is kept constant and shear heating becomes efficient and induces a decrease of the lower crust shear stress with time (points A3'to A4'). If the time during which the velocity is kept constant tends toward the heat conduction time, the shear stress will ultimately reach the steady state value at point S2 (thermal equilibrium, Figure VI-4b).

Figure VI-4 : (a) Model set up and loading conditions. (b) The steady state shear stress τ as a function of the shearing velocity V for fluid-rock interaction kinetics $\phi=0$ (dotted line) and $\phi=1000$ (solid line). (c) The steady state shear stress τ as a function of the shearing velocity V for fluid-rock interaction kinetics $\phi=10$ (dotted line) and $\phi=100$ (solid line). The main events have been reported as flags on the curves (S1 to S2 for the curve of steady state, A, A', B, B' 1 to 4 for the curves of transient state). The arrays summarize the age s of the flags.





Mehl et al, figure 4

If fluid-rock interaction is possible ($\varphi \neq 0$), two different patterns of shear stress evolution as a function of the shearing velocity are observed. For low value of the fluid-rock interaction kinetic parameter (φ =10, Figure VI-4c) the shear stress is increasing during the loading and decreasing at constant velocity, which is very similar to what was observed for φ =0. In contrast, for larger φ , the shear stress is decreasing during the loading at V=1.3 cm/a (time of 130 ka, point B1, φ =100, Figure VI-4c) and 0.7 cm/a (time of 65 ka, point A1, φ =100, Figure VI-4b) for φ =100 and 1000, respectively. This decrease marks the triggering of fracturing and subsequent weakening within the lower crust. For low φ , fracturing and fluid influx is triggered at the same shear stress but the fluid-rock interaction is not sufficiently fast to induce weakening, as it will be documented next. The larger φ , the earlier, faster and larger the stress drops. The fluid-rock interaction kinetics thus controls the timing and duration of the weakening. Moreover, a critical value of the fluid-rock interaction kinetics seems to control the existence of weakening during fluid-rock interaction (φ >10).

Strain localization

Strain rate, fluid content, weakening and pore fluid pressure as a function of depths are reported for φ =1000 in Figure VI-5 at 57 ka, 71 ka, 142 and 200 ka (Curves A1, A2, A3 and A4, respectively). Curves for φ =0 are also plotted in order to analyse the impact of fluid-rock interaction (curves A3'). The numbering of the different curves are the same of Figure VI-4a to facilitate the analysis.

For $\varphi=0$, the strain rate at the end of the loading (point A3', Figure VI-5a) is decreasing with depth. Since $\tau = n\dot{\varepsilon}$ is constant (mechanical equilibrium), the strain rate is indeed inversely proportional to the viscosity, which is exponentially decreasing with depth (temperature sensitivity of the flow law). Without fluid-rock interaction ($\varphi=0$), the fluid content decreases with increasing depth, with a maximum fluid content in the first four kilometres of the lower crust. This feature is explained by the time history of the fracturing in the lower crust. Since the shear stress is constant within the lower crust at a given shearing velocity (mechanical equilibrium), the maximum depth of fracturing (and thus of fluid influx) is increasing with increasing shear stress. Therefore, during the increase of the shear velocity, the shear stress is progressively increased (points A1 to A2, Figure VI-4a) and fracturing first occurs in the shallower part of the crust and then propagates downward. Fluid influx at a given point is incremented of one unit per fracturing event (eq.3). The longer fracturing occurs, the larger the fluid content is. The fluid content is thus decreasing with depth because the upper part of the crust has been fractured during a longer time than the lower part of the crust. The pore fluid pressure gradient is consequently increasing with depth from hydrostatic (connected porosity) to lithostatic (unconnected porosity) in the deep crust (Figure VI-5d).



Figure VI-5 : Time evolution of strain rate, fluid content, weakening and pore fluid pressure as a function of depth, for φ=1000 (curves A1 to A4) and φ=0 (curves A3'). The numbering of curves refers to the main events reported on Figure VI-4.

For φ =1000, perturbation of the strain rate profile compared to that of φ =0 is observed at 20 km depth, which marks fracturing and fluid-rock interaction. At 57 ka (curves A1), the strain rate is a bit increased at 20 km depth. This increase is explained by a little weakening at these depths (Figure VI-5c). Fluid has been consumed to induce weakening (eq. 5). This consumption has been at this time immediately compensated by new fluid influx because the material could still fracture. Consequently, fluid content and pore fluid pressure does not have change (curve A1, Figure VI-5b and Figure VI-5d, respectively) and are identical to that without fluid-rock interaction (curve A3'). At 71 ka (curve A2, Figure VI-5), the strain rate is increased by two orders of magnitude in a narrow zone, marking the onset of strain localization. In this newly formed shear zone, fluid content has been consumed to induce a

weakening of up to 10 (e.g. strength divided by 10). This is during this short time interval of less than 20 ka that the maximum strength decrease is observed (Figure VI-4b, points A1 to A2). Note that during strain localization, the strain rate is decreasing outside the shear zone. This feature, typical of strain localization, is explained as follows. The strain rate is defined as the derivative of the lower crust velocity with respect to the y-coordinate (depth). Therefore, the average strain rate over the lower crust is the shearing velocity V divided by the thickness of the lower crust L. Since V little changes during the onset of strain localization (points A1 to A2, Figure VI-4a), a region of large strain rate must coexist with a region of low strain rate to enforce this condition of almost constant average strain rate over the whole lower crust. At 71ka, fluid content reaches a value of 0 in the shear zone (curve A2, Figure VI-5b), defining a narrow drained zone where the fluid pressure gradient is lithostatic (Figure VI-5d). Because the shear zone has become dry during strain localization, it is no longer possible to weaken the material at these depths and fracturing is inhibited because of the low strength. Consequently, fluid consumption and subsequent weakening can only occur at shallower depths, inducing an upward migration of strain localization, as shown at 142 ka (curves A3). The width of the shear zone is thus increasing with time from 2 km at 57 ka to 6 km at 199 ka (Figure VI-5a). Within the wide shear zone, the strain rate is not homogeneous and thin regions (less than 1km) are marked by larger strain rate. This internal structure of the shear zone marks well the balance between zones of high fluid-influx (at low pressure, and low strain rate) and zones of high fluid-consumption (at high pressure, and high strain rate)

In summary, strain localization develops in two successive steps: first, the onset of strain localization in a narrow region by the consumption of previously introduced fluids. And second, the shear zone broadening is made necessary in order to weaken the material at shallower depth, where fluids are still available. The time duration of the onset of strain localization is less than 20 ka and of the shear zone development of less than 100 ka. This duration is controlled by the kinetics of fluid-rock interaction.

Parametric study: fluid-rock interaction kinetics as limiting factor

Strain rates and fluid content profiles at 199 ka for $\varphi=0$, 10, 100 and 1000 are reported on Figure VI-6 **a and b**, respectively. Profiles for $\varphi=1000$ are the same of Figure VI-5 at time 199ka.

Strain localization, defined by an increase of the strain rate by at least two orders of magnitude in a narrow region, is only observed for φ >10. Consistently, the fluid content for φ =10 and φ =0 (no fluid-rock interaction) marks the absence of fluid consumption and thus the absence of weakening for φ ≤10.



Mehl et al, figure 6

Figure VI-6 : Dependency of the strain rate and fluid content to the kinetics φ. Strain rate and fluid content at 199 ka are reported for φ=0, 10, 100 and 1000

For $\varphi > 10$, the depth of strain localization and the width of the shear zone are controlled by the fluid rock interaction kinetics. The larger ϕ , the shallower and wider the shear zone (Figure VI-6a). These two features are explained as follows. The lower limit of the strain localization region (e.g. the shear zone) is the maximum depth below which fracturing is not triggered because of the large pressure at these depths. This maximum depth is thus controlled by the value of the lower crust shear stress at the time of the onset of strain localization. This shear stress is lower for larger values φ because weakening occurs earlier during the loading (Figure VI-4b-c). The maximum depth of fracturing and subsequent fluid influx and thus the lower limit of shear zone is decreasing with increasing fluid-rock interaction kinetic parameter φ . We have explained above that the thickness of the shear zone is defined during the broadening of the shear zone, which results from the upward migration of fluid consumption. The thickness of the shear zone is larger for larger φ (Figure VI-6a) because fluid consumption occurs at shallower depth (Figure VI-6b). The minimum depth at which fluid consumption can occur is defined by the depth where the strain rate prior to strain localization is too low to favour weakening. In other word, the product $\varphi \dot{\varepsilon}$, which defines the kinetics of fluid-rock interaction (eq. 5), controls the upper limit of the shear zone. The value of the strain rate prior to strain localization can be deduced from the strain rate profile for $\varphi=0$ (Figure VI-6a). To be more specific, for φ =100, strain localization is triggered above 23 km $(\varphi \dot{\epsilon} \approx 2.10^{-13} / s \text{ prior to strain localization})$ while strain localization is inhibited above 19 km $(\phi \dot{\epsilon} \approx 2.10^{-14} / s)$. A critical value of the kinetics of fluid-rock interaction $\phi \dot{\epsilon}$ of the order of 2.10^{-14} /s below which strain localization is inhibited could be defined and controls the

thickness of strain localization. Consistently, strain localization was not observed at 22-23 km for $\varphi=10$ because the product $\varphi\dot{\varepsilon}$ is there around 2.10^{-14} /s and thus below the critical value. This critical value of the fluid-rock interaction kinetics permits to define a critical time of fluid-rock-interaction that is simply $\frac{1}{\varphi\dot{\varepsilon}}$ (eq.8). This critical fluid-rock interaction characteristic time is therefore around 1 Ma. In other words, strain localization only develops if the fluid-rock interaction (i.e. fluid consumption and related weakening) occurs in less than 1 Ma. This is the maximum duration of strain localization. More specifically, the onset of strain localization occurs during 20 ka and 140 ka for $\varphi=1000$ and 100 respectively, and the full development of the wide shear zone occurs during less than 200 ka. For $\varphi=100$, the duration of weakening and subsequent strain localization are larger and of the order of 500 ka.

To summarise, the fluid rock interaction kinetics controls the depth, the width and the duration of strain localization. After instantaneous fluid influx, strain localization is only possible if the fluid-rock interaction is achieved in less than 1 Ma.

VI.1.4 CONCLUDING DISCUSSION

It is now possible to put quantitative constraints on the scheme of evolution of the extensional continental crust. We propose here a two-step model, taking into account the presence of fluids and their potential weakening effect at the brittle-ductile transition zone (Figure VI-7).



Mehl et al, figure 7

Figure VI-7 : Two-step scheme of evolution of the extensional continental crust accounting for the role of fluids in weakening at the brittle-ductile transition zone
We first consider an undeformed continental crust encompassing an hydrostatic pore factor in its upper part, due to a connected porosity (attested by the presence of normal faults in the brittle crust), and a lithostatic pore factor at the brittle-ductile transition due to the absence of connection of porosity. Loading this undeformed crust induces an increase of the local strengths. If activated, a Mohr-Coulomb criterion generates the connection of porosity at the brittle-ductile transition (white stars on profile A, Figure VI-7a, left), that is a decrease of the pore pressure from lithostatic to hydrostatic values (Figure VI-7a, middle). The system being opened, instantaneous fluid influx is then possible (Figure VI-7a, right). This first step of the scenario allows the definition of a broad damaged zone of potential fluid-rock interaction at the brittle-ductile transition, propagating from the brittle crust until about 20km depth. The second step of the model consists in interaction between fluid and rock (Figure VI-7b). As pointed out by our parametric study, a critical value of the fluid-rock interaction kinetics ϕ is needed for fluid-rock interaction and consecutive weakening to occur. If possible, weakening occurs during less than 1 Ma in the middle crust and leads to the development of extensional shear bands. The duration of strain localization is controlled by the fluid-rock interaction time $t_{FR} = \frac{1}{\omega \dot{\epsilon}}$ that is decreasing during strain localization (positive

feed-back). The depth and width of the shear bands are controlled by the fluid-rock interaction kinetics. The lower and upper limit of the shear zone are the brittle-ductile transition of the dry and wet (weaken) material, respectively. Shear bands are defined as regions of important weakening. Because weakening induces fluid consumption and a coupled increase of pore pressure from hydrostatic to lithostatic values (Figure VI-7b, middle and right), the shear zone is progressively drained. Because the shear zone is weak, fracturing could not be triggered in order to induce recharge of the drained area. It leads to an upward migration of the upper limit of the shear zone toward regions where fluids are still available for weakening to be efficient: the shear band consecutively broadens with time. The upper limit of the shear zone corresponds to the shallower depth where fluid could be consumed to induce weakening. The upward migration is faster for lower fluid-rock interaction time $t_{FR} = \frac{1}{\phi \dot{\epsilon}}$, which therefore also controlled the width of the shear zones.

The final section of the continental extending crust is characterized by a brittle upper crust at hydrostatic pore fluid pressure cut by low steeply-dipping normal faults, and a weakened lower crust (see rheological envelop on profile B) at lithostatic pore pressure, marked by an extensional shear zone (Figure VI-7b). The upper part of the lower crust remains fluid-saturated, whereas the shear zone has been drained (Figure VI-7b, middle). Eventually, the "dead" weakened zone is uplifted by the exhumation of the footwall, and a new portion of lower crust is brought to the reaction front, setting on a new cycle of fracturation and fluid-induced weakening. The whole system is therefore expected to reach a stationary state where the downward propagation of the reaction front is compensated by the exhumation.

The outcomes of our modelling are now tentatively compared to naturally deformed rocks in exhumed midcrustal domains or in active extension area. This comparison would validate some of our assumptions and would permit to discuss the implication of this new rheological model.

1. In the model, localization occurs at depths around 15 and 22km, depending on the value of the kinetic factor. Retrogression, assuming to be coeval with localization, has

been carefully pointed on the PT paths of Tinos Island, which allows us a precise comparison between modelling and natural data. A Miocene peak of greenschist retrogression has been evidenced at 4-7kbar, 450°C (Altherr et al., 1982; Andriessen et al., 1979; Bröcker, 1990; Bröcker and Enders, 1999; Bröcker et al., 1993; Faure et al., 1991; Parra et al., 2002). Assuming a lithostatic rock pressure gradient, the potential localization can be roughly evaluated, in this island, between 15 and 25 km, which is consistent with our numerical results.

2. Strain localization in our modelling is marked by an increase of the strain rate by two to three orders of magnitude, depending on the value of the kinetic factor. The magnitude of strain rate is around 10^{-13} s⁻¹ in the shear zone and 10^{-16} - 10^{-15} /s outside. Recently, the strain rate has been quantified in the Tinos Island detachment by the measurement of recrystallized grain sizes combined with paleopiezometric shear stress estimates (Gueydan et al., 2005). Based on this method, the strain rate was found to increase from 10^{-17} - 10^{-16} s⁻¹ for the first stage of ductile deformation toward 10^{-13} - 10^{-12} s⁻¹ during the ultimate highly-localized deformation. The consistency between these geological data and our modelling allows to validate *a posteriori* the parameters used in this model.

3. During strain localization, we have shown that rocks of the lower crust encompassed a first downward fluid influx (instantaneous fracturing, Figure VI-7a) and a second ascending draining phenomenon (progressive fluid consumption, Figure VI-7b). At the end of the process, the ductile lower crust is characterized by a zone of accumulated fluids in the first two kilometres of the lower crust, surrounding a drained area. Latorre et al., 2004 identified a zone of high V_P/V_S ratio situated about 2 kilometres deeper than the end of the shallow-dipping normal faults characteristic of the upper brittle crust. This ratio is interpreted as corresponding to a fluid-saturated zone. The results obtained by numerical modelling are thus consistent with the geophysical data.

4. The duration of strain localization is necessarily less than 1Ma and it has been shown to be around 100-200 ka for large fluid-rock interaction kinetics. On Tinos Island, all the K/Ar and Rb/Sr dating studies have shown that the greenschist retrogression occurs between 20 and 23Ma. We insist on the fact that this greenschist event is synchronous of the overprint of ductile structures by brittle structures on the field (Mehl et al. 2005). The lifetime of greenschist strain localization is then of about 3Ma on Tinos Island, or about one order of magnitude larger than the lifetime of localization estimated by the model. Our model, however, predicts that a fluid-enriched zone forms around the drained zone of maximum reaction weakening and strain localization. There is no reason why this rim of accumulated fluids would stop to react with the host rock even after the death of strain localization. If such a fluid-enriched zone exists in the real case, then greenschist reactions will pertain even after the localization, leading to an overestimate of the lifetime of Tinos shear zone. Note that in the Moresby detachment (Woodlark basin, Papua New Guinea), the whole process of localization plus exhumation took less than 4Ma Baldwin et al., 1993; Hill et al., 1992. The timescale of localization is therefore likely shorter than 3-4Ma on Moresby and Tinos detachments, and the estimate from our model is not unrealistic. Another consequence of our modelling concerning the short duration of the fluid-rock interaction is that the amount of fluid-rock interaction has to be very important to allow weakening of the host rocks. On Tinos, there is no quantitative data, yet the huge amount of silica that fills metre scale veins in the shear zone (up to 50% of the bulk rock; Famin et al. 2004) requires also large amounts of fluids to precipitate. Detachments from the Basin and Range and the Woodlark basin also show mounting evidence for high fluid/rock ratios (Bartley and Glazner, 1985; Famin et al., 2005; Morrison and Anderson, 1998), therefore fluid supply doesn't seem do be a limiting factor to the weakening process in extensional shear zones.

The very short time necessary for localization to occur implicitly suggests a really fast velocity of pore fluid pressure changes, fluid circulations, and evolution of shear stress. These changes occur at the timescale of seismic cycles rather than at the timescale of exhumation. Consistently, Famin et al., 2005 have shown that fluid inclusions and fluid signature could vary even within a single microstructure, implying pore pressure and fluid influxes variations at a very short timescale. Our model is therefore consistent with petrological and geochemical data. These transient fluid fluxes and pore pressure fluctuations could be associated with the the triggering of micro-earthquake at the brittle-ductile transition in continental rifts, as monitored beneath the Gulf of Corinth for example (Bernard et al., 1997; Latorre et al., 2004; Rigo et al., 1996).

REFERENCES

Altherr, R., H. Kreuzer, I. Wendt, H. Lenz, G.A. Wagner, J. Keller, W. Harre, and A. Höhndorf, A Late Oligocene/Early Miocene High Temperature Belt in the Attic-Cycladic Crystalline Complex (SE Pelagonian, Greece), *Geol. Jb., 23*, 97-164, 1982.

Andriessen, P.A.M., N.A.I.M. Boelrijk, E.H. Hebeda, H.N.A. Priem, E.A.T. Verdurmen, and R.H. Vershure, Dating the events of metamorphism and granitic magmatism in the Alpine orogen of Naxos (Cyclades, Grèce), *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 215-225, 1979.

Austrheim, H., Influence of fluid and deformation on metamorphism of the deep crust and consequences for the geodynamics of collision zones, in *When continents collide: geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks*, edited by H. B.R and J.G. Liou, pp. 297-323, Kluwer Academic Publishers, Amsterdam, 1998.

Austrheim, H., and T. Boundy, Pseudotachylites generated during seismic faulting and eclogitization of the deep crust, *Science*, *265*, 82-83, 1994.

Avigad, A., Z. Garfunkel, L. Jolivet, and J.M. Azañón, Back-arc extension and denudation of Mediterranean eclogites, *Tectonics*, *16*, 924- 941, 1997.

Avigad, D., and Z. Garfunkel, Low-angle faults above and below a blueschist belt: Tinos Island, Cyclades, Greece., *Terra Nova*, *1*, 182-187, 1989.

Avigad, D., and Z. Garfunkel, Uplift and exhumation of high-pressure metamorphic terranes: the example of the Cycladic blueschists belt (Aegean Sea), *Tectonophysics*, *188*, 357-372, 1991.

Baldwin, S.L., G.S. Lister, E.J. Hill, D.A. Foster, and I. McDougall, Thermochronologic constraints on the tectonic evolution of active metamorphic core complexes, d'Entrecasteaux islands, Papua New Guinea., *Tectonics*, *12*, 611-628, 1993.

Bartley, J.M., and A.F. Glazner, Hydrothermal systems and tertiary low-angle normal faulting in the Southwestern United States, *Geology*, *13*, 562-564, 1985.

Bernard, P., P. Briole, B. Meyer, H. Lyon-Caen, J.M. Gomez-Gonzalez, C. Tiberi, C. Berge, R. Cattin, D. Hatzfeld, C. Lachet, B. Lebrun, A. Deschamp, F. Courboulex, C. Larroque, A. Rigo, D. Massonet, P. Papadimitriou, J. Kassaras, D. Diagourtas, K. Makropoulos, and G. Veis, The Ms=6.2, june 15, 1995 Aigion earthquake(Greece): Evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift, *Journal of Seismology*, *1*, 131-150, 1997.

Braun, J., J. Chéry, A. Poliakov, D. Mainprice, A. Vauchez, A. Tomassi, and M. Daignières, A simple parameterization of strain localization in the ductile regime due to grain size reduction: A case study for olivine, *Journal of geophysical research*, *104*, 25,167-25,181, 1999.

Bröcker, M., Blueschist-to-greenschist transition in metabasites from Tinos island, Cyclade, Greece: compositional control or fluid infiltration, *Lithos*, *25*, 25-39, 1990.

Bröcker, M., and M. Enders, U-Pb zircon geochronology of unusual eclogite-facies rocks from Syros and Tinos (Cyclades, Greece), *Geol. Mag.*, *136*, 111-118, 1999.

Bröcker, M., H. Kreuzer, A. Matthews, and M. Okrusch, ⁴⁰Ar/³⁹Ar and oxygen isotope studies of polymetamorphism from Tinos island, Cycladic blueschist belt, Greece, *J. metamorphic Geol.*, *11*, 223-240, 1993.

Dixon, J., and G. Williams, Reaction softening in mylonites from arnaboll thrust, Sutherland, *Scott. J. Geol.*, 19, 157-168, 1983.

Etheridge, M.A., V.J. Wall, and S.F. Cox, High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: Implications for mass transport and deformation mechanisms, *Journal of Geophysical Research*, *89*, 4344-4358, 1984.

Famin, V., R. Hébert, P. Philippot, and L. Jolivet, Ion probe and fluid inclusion evidence for co-seismic fluid infiltration in a crustal detachment, *Contrib. Mineral. Petrol.*, *150*, 354-367, 2005.

Famin, V., P. Philippot, L. Jolivet, and P. Agard, Evolution of hydrothermal regime along a crustal shear zone, Tinos Island, Greece, *Tectonics*, 23, doi:10.1029/2003TC001509, 2004.

Faure, M., M. Bonneau, and J. Pons, Ductile deformation and syntectonic granite emplacement during the late Miocene extension of the Aegea (Greece), *Bulletin de la Société Géologique de France, 162*, 3-11, 1991.

Fitz Gerald, J.D., and H. Stünitz, Deformaton of granitoïds at low metamorphic grade. Reactions and grain size reduction, *Tectonophysics*, 221, 269-297, 1993.

Gautier, P., and J.P. Brun, Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia islands), *Geodinamica Acta*, *7*, 57-85, 1994.

Gueydan, F., Y. Leroy, and L. Jolivet, Grain-size sensitive flow and shear stress enhancement at the brittle to ductile transition of the continental crust, *Int. Journ. Earth Sciences*, *90*, 181-196, 2001.

Gueydan, F., Y. Leroy, and L. Jolivet, Mechanics of low-angle extensional shear zones at the brittle-ductile transition, *J. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2003JB002806, 2004.

Gueydan, F., Y. Leroy, L. Jolivet, and P. Agard, Analysis of continental midcrustal strain localization induced by microfracturing and reaction-softening, *J. Geophys. Res.*, *108*, 2064, doi:10.1029/2001JB000611, 2003.

Gueydan, F., C. Mehl, and T. Parra, Stress-strain rate history of a mid-crustal shear zone and the onset of brittle deformation inferred from quartz recrystallized grain size, in *Deformation mechanism Rheology and Tectonics*, edited by D. Gapais, J.P. Brun and P. Cobbold, Geological Society of London, special publication, 2005.

Hill, E.J., S.L. Baldwin, and G.S. Lister, Unroofing of active metamorphic core complexes in the D'Entrecasteaux islands, Papua New Guinea, *Geology*, 20, 907-910, 1992.

Jackson, J.A., Active normal faulting and continental extension, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 28, 3-18, 1987.

Jackson, J.A., and D. McKenzie, The geometrical evolution of normal fault systems, *J. Struct. Geol.*, *5*, 471-482, 1983.

Jolivet, L., C. Faccenna, B. Goffé, M. Mattei, F. Rossetti, C. Brunet, F. Storti, R. Funiciello, J.P. Cadet, and T. Parra, Mid-crustal shear zones in post-orogenic extension: the northern Tyrrhenian Sea case, *J. Geophys. Res.*, *103*, 12123-12160, 1998.

Jolivet, L., and M. Patriat, Ductile extension and the formation of the Aegean Sea, in *Geol. Soc. Special Publication*, vol. 156, edited by B. Durand, L. Jolivet, F. Horvàth and M. Séranne, pp. 427-456, Geological Society, London, 1999.

Latorre, D.J., J. Virieux, T. Monfret, V. Monteiller, T. Vanorio, J. Got, and H. Lyon-Caen, A new seismic tomography of Aigion area (Gulf of Corinth, Greece) from the 1991 data set, *Geophys. J. Int.*, *159*, 1013-1031, 2004.

Lister, G.S., G. Banga, and A. Feenstra, Metamorphic core complexes of cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece, *Geology.*, *12*, 221-225, 1984.

Lister, G.S., and G.A. Davis, The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A., *Journal of Structural Geology*, **11**, 65-94, 1989.

Mitra, G., Ductile deformation zones and mylonites: The mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks, *Amer. Jour. Sci.*, 278, 1057-1084, 1978.

Morrison, J., and J.L. Anderson, Footwall Refrigeration Along a Detachment Fault: Implications for the thermal Evolution of Core Complexes, *Science*, *279*, 63-66, 1998.

Parra, T., O. Vidal, and L. Jolivet, Relation between deformation and retrogression in blueschist metapelites of Tinos island (Greece) evidenced by chlorite-mica local equilibria, *Lithos, 63*, 41-66, 2002.

Poirier, J.P., Shear localization and shear instability in materials in the ductile field, *J. Struct. Geol, 2*, 135-142, 1980.

Ranalli, G., *Rheology of the Earth, second edition*, 413 pp., Chapman & Hall, London, 1995.

Ranalli, G., Rheology of the lithosphere in space and time, Geol. Soc. Spec. Publ., 121, 19-37, 1997.

Renard, F., and P. Ortoleva, Water films at grain-grain contacts: Debye-Huckel, osmotic model of stress, salinity, and mineralogy dependence, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *61*, 1963-1970, 1997.

Rietbrock, A., C. Tibéri, F. Scherbaum, and H. Lyon-Caen, Seismic slip on a low angle normal fault in the Gulf of Corinth: Evidence from high resolution cluster analysis of microearthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1817-1820, 1996.

Rigo, A., H. Lyon-Caen, R. Armijo, A. Deschamps, D. Hatzfeld, K. Makropoulos, P. Papadimitriou, and I. Kassaras, A microseismicity study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms, *Geophys. J. Int.*, *126*, 663-688, 1996.

Sibson, R.H., A note on fault reactivation, *Journal of Structural Geology*, 7, 751-754, 1985.

White, S.H., and R.J. Knipe, Transformation- and reaction-enhanced ductility in rocks, *Journal of the Geological Society of London, 135*, 513-516, 1978.

SYNTHESE

Ce travail s'est organisé autour deux axes majeurs : la structuration d'un détachement crustal d'une part (seconde partie de cette thèse), le rôle des fluides dans la déformation à la transition fragile-ductile d'autre part (troisième partie de cette étude). La problématique commune à ces deux parties concernait la localisation de la déformation à la transition fragileductile d'une croûte en extension et, de façon générale, les problèmes mécaniques associés à la mise en place des failles à faible pendage que sont les détachements.

Deux études de terrain, menées de façon conjointe sur les îles de Tinos et Andros, nous ont permis de dresser un scénario évolutif de la déformation au cours de l'exhumation des dômes métamorphiques extensifs. La comparaison des structures des deux îles nous a autorisé à proposer une coupe schématique complète dynamique de la croûte continentale en extension.

C'est grâce à ces études de terrain, et notamment grâce aux travaux effectués sur l'île d'Andros, auxquelles s'est adjointe une étude numérique, que nous sommes désormais à même de prendre en compte, de façon conceptuelle, l'intervention des fluides dans ce scénario évolutif de la déformation depuis des profondeurs voisines de la transition fragileductile jusqu'à la mise à l'affleurement.

VI.2Structuration d'un détachement crustal

Nous l'avons évoqué dans la présentation du contexte géologique en Mer Egée, cette dernière est caractérisée par une phase extensive à la faveur de laquelle sont exhumés un certain nombre de dômes métamorphiques. Plusieurs dômes ont notamment été mis en évidence sur un transect Mont Olympe / Naxos. Ce transect est par ailleurs caractérisé par un gradient d'extension NW/SE : plus l'on s'éloigne du Mont Olympe, plus les roches exhumées des unités inférieures des dômes métamorphiques semblent l'avoir été de profondeurs de plus en plus importantes (Avigad and Garfunkel, 1989; Jolivet and Patriat, 1999).

C'est en connaissance de cause que nous avons entrepris deux études simultanées sur les îles voisines de Tinos et d'Andros (chapitres 3 et 5). Si la déformation sur l'île de Tinos était bien contrainte, elle l'était beaucoup moins sur l'île d'Andros. Ces études, prises séparément, avaient en partie pour vocation de caractériser l'évolution des structures lors du processus d'exhumation, depuis la localisation initiale de la déformation ductile jusqu'à la mise en place de la déformation cassante. La comparaison des résultats obtenus nous a permis de mettre en place une coupe complète de la croûte continentale en extension.

VI.2.1 Deux îles, deux structures « classiques » de dômes extensifs

L'étude couplée des deux îles nous permet d'identifier certaines caractéristiques structurales communes.



Figure VI-8: Cartes géologiques des îles de Tinos et Andros, modifiées d'après Melidonis, 1980, Avigad and Garfunkel, 1989; Famin, 2003; Stolz et al., 1997 pour Tinos, Gautier and Brun, 1994; Papanikolaou, 1978 pour Andros. La même légende a été appliquée aux deux îles. Le détachement est figuré en rouge.

Les deux îles présentent la même structure classique de dômes métamorphiques extensifs, à savoir la superposition de deux unités structurales majeurs, séparées par une failles normale à faible pendage : le détachement. L'unité supérieure occupe la côte NE des deux îles, bien qu'elle ne soit que peu représentée en terme de surface sur l'île d'Andros (Figure VI-9). Une même brèche rouge souligne le détachement sur les deux îles ; elle semble un peu moins épaisse à Andros qu'à Tinos.

Se pose sur Andros le problème supplémentaire de l'unité dite « de Makrotantalon ». Si la présence de cette unité est avérée, et nous n'avons pas trouvé trace sur le terrain d'un contact franc et continu à l'endroit où il est habituellement carté, sa position structurale est ambiguë : d'après les données pétrologiques de Bröcker and Franz, in press, elle semble avoir échappé au métamorphisme haute pression classiquement enregistré dans les Cyclades. Trois solutions sont alors envisageables : soit l'unité faite partie des schistes bleus cycladiques mais a échappé à la haute pression pour une raison inconnue, soit il s'agit d'une unité indépendante placée durant le Miocène entre l'unité supérieure et l'unité inférieure du dôme, soit elle ne constitue qu'un boudin supplémentaire de l'unité inférieure (Bröcker and Pidgeon, subm.).



Figure VI-9: Vue 3D de la côte NE des îles de Tinos et Andros sur laquelle a été drapée la carte géologique présentée en Figure VI-8 (échelle verticale : 1 :1). Les différentes photos illustrent le contact entre unité supérieure et unité inférieure sur chacune des deux îles.

Un même gradient de rétromorphose couplé à un gradient de déformation a été mis en évidence sur les deux îles. Dans les deux cas, les paragenèses de haute pression sont mieux préservées sur le flanc SW (Figure VI-8), tandis que la déformation évolue d'un caractère plutôt coaxial au SW vers la non coaxialité au NE des îles : cette évolution de la déformation est particulièrement perceptible sur Andros grâce aux boudins qui passent de la symétrie à l'asymétrie à mesure que l'on s'approche du détachement.

Enfin, les deux îles semblent avoir toutes deux subi un épisode de plissement attesté par un plissement de la schistosité d'axe NE/SW.

VI.2.2 Une évolution assez semblable des structures d'une île à l'autre...à quelques exceptions près

VI.2.2.1 Validation du modèle de la bande de cisaillement crustale et précisions apportées

Le but de ces études de terrain était la mise en place d'un modèle conceptuel de localisation de la déformation des roches de l'unité inférieure des dômes métamorphiques. Pour cela, nous avons inventorié les structures se succédant dans le temps, depuis la localisation initiale ductile jusqu'à la mise en place des dernières structures cassantes sur chacune des deux îles.

Les deux îles sont marquées par un même continuum de déformation depuis le ductile jusqu'au cassant. L'extension se fait de façon systématique le long d'un axe principal NE/SW, qu'il s'agisse de la déformation ductile (orientation des plis en fourreau, glissement le long des bandes de cisaillement) ou de la déformation cassante (orientation des veines, des plans de faille et des vecteurs glissement le long de ces failles).

La séquence de mise en place des structures est globalement la même sur les deux îles et semble valider le modèle de la bande de cisaillement évolutive de Lister and Davis, 1989. La déformation semble se faire de façon diffuse en base de croûte, se localise sous forme de bandes de cisaillement dans les premiers incréments de la déformation. La déformation ductile, une fois la transition fragile-ductile franchie, est relayée par une déformation de type fluage cataclastique. Seule l'ultime phase de l'exhumation semble assurée par le jeu le long de la faille de détachement.

Nous avons toutefois apporté quelques précisions à ce modèle en calculant l'évolution temporelle des paléocontraintes et taux de déformation lors du processus de localisation (chapitre 4). Interprétant la dispersion des tailles de grains de quartz recristallisé comme caractéristiques de la succession de plusieurs états de contrainte successifs, nous avons conclu à l'enregistrement de trois phases successives au sein du processus de localisation. La première correspondrait à la phase de déformation ductile non localisée ou à la mise en place des premiers boudins et serait caractérisée par une taux de déformation de l'ordre de 10^{-15} s⁻¹ et une contrainte moyenne de 11MPa, la seconde correspondrait à la mise en place des bandes de cisaillement et serait caractérisée par un taux de déformation de l'ordre de 10^{-14} s⁻¹ et une contrainte de 32MPa, tandis que la dernière et la plus localisée, correspondrait au fluage cataclastique à l'époque où il était actif et enregistrerait un taux de déformation de l'ordre de 10^{-12} s⁻¹ et une contrainte de 72MPa (Figure VI-10). Les valeurs de taux de déformation obtenues pour la première des trois phases sont parfaitement cohérentes avec celles déduites des taux d'extension finie de l'ordre de 10^{-15} s⁻¹ enregistrés par les boudins des deux îles (chapitre 5).



Figure VI-10: modèle de la bande de cisaillement évolutive (d'après Lister and Davis, 1989) initialement proposé dans la province des Basin and Range, validé par les études de terrain des îles de Tinos et Andros, auquel ont été adjointes les paléo taux de déformation et contraintes calculés d'après l'évolution spatiotemporelle de la taille du grain de quartz recristallisé sur un transect perpendiculaire au détachement de Tinos (rectangles blancs) et les taux de déformation finie calculés à partir de l'extension enregistrée par les boudins des deux îles (rectangle gris).

Ce modèle conceptuel, s'il semble s'adapter aux dômes des deux îles, ne résout pas pour autant le problème de la localisation de la déformation à la transition fragile-ductile.

L'étude sur l'île d'Andros (chapitre 5) apporte une piste de réflexion quant à la localisation initiale de la déformation ductile (première étape du modèle de la bande de cisaillement évolutive). Elle confirme en effet l'importance primordiale du boudinage (et de façon plus générale des hétérogénéités rhéologiques) dans la localisation initiale des bandes de cisaillement : celles-ci se mettent en place de façon quasi systématique aux inter boudins ou à leurs extrémités (Figure VI-11 et Figure VI-12). Davis, 1980 avait déjà pointé du doigt, dans leur modèle du méga boudin, une ressemblance entre les dômes extensifs et des boudins séparés par des zones de décollement, sans toutefois insister sur le rôle du boudinage dans la localisation de la déformation.

Nous l'avons souligné au chapitre 3, aucun modèle mécanique ne parvient à expliquer de façon géologiquement satisfaisante la mise en place de failles normales à faible pendage (dernière étape du modèle de la bande de cisaillement évolutive) : la plupart des auteurs postulent en effet une rotation des contraintes qui ne semble pas avérée par les données de terrain. Ces modèles posent, à notre sens, trois problèmes majeurs :

(1) Ils présupposent tous un milieu initial homogène isotrope, or, le travail que nous avons effectué sur la localisation des bandes de cisaillement met indubitablement en avant le rôle des anisotropies du milieu dans la mise en place des structures localisées. Le milieu dans lequel se forment les détachement est doublement anisotrope : il l'était de toute évidence avant la mise en place des bandes de cisaillement, l'anisotropie était alors lithologique. Il l'est d'autant plus du fait de la mise en place des bandes de cisaillement qui, à l'anisotropie lithologique initiale ajoutent une anisotropie structurale.



Figure VI-11: Mise en évidence du rôle fondamental des hétérogénéités lithologiques dans la localisation de la déformation à la transition fragile-ductile. Sur cette figure ont été localisés les principaux affleurements illustrant le rôle primordial du boudinage dans la localisation des bandes de cisaillement. Par soucis de lisibilité, l'interprétation des figures fait l'objet de la Figure VI-12



Figure VI-12: Schémas interprétatifs des affleurements de la Figure VI-11

(2) Le critère de rupture le plus couramment utilisé est un critère de type Mohr-Coulomb. Or, nous l'avons vu, ce critère conditionne implicitement une mise en place des plans cassants, même en considérant un coefficient de friction nul, à 45° de l'axe principal de contrainte σ_1 . Il semble alors évident qu'aussi longtemps que sera employé un tel critère de rupture, aucun plan cassant ne se formera jamais numériquement avec un pendage supérieur à 45° sans que les axes principaux des contraintes n'aient tourné.

(3) La rhéologie considérée dans ces modèles est une rhéologie purement frictionnelle. Les études de terrain démontrent clairement ce que l'on soupçonne intuitivement : la transition fragile ductile n'est pas, comme on la représente sur les enveloppes rhéologiques, une limite franche entre comportement frictionnel et loi de fluage, mais plus probablement une à comportement mixte. Les cataclasites en sont de bons témoins. Il nous semble important, à l'instar de Handy et al., 1999, de prendre en compte ce type de rhéologie dans les modèles de fracturation afin de s'approcher au mieux de ce qui ressort d'études de terrain.

VI.2.2.2 Des différences structurales caractéristiques de niveaux crustaux différents

Si les îles de Tinos et Andros présentent globalement la même évolution des structures du ductile au cassant, quelques différences subsistent, qui permettent d'affiner la coupe de croûte en extension.

La plus visible des différences structurales entre les deux îles est probablement la préservation, sur la côte NE d'Andros, de bandes de cisaillement d'échelle plurimétrique (Figure VI-13). Ces bandes de cisaillement, historiquement cartées comme des failles par Papanikolaou, 1978, n'existent pas sur Tinos, qui a la structure d'une seule zone de cisaillement aboutissant à la formation du détachement. Cette différence majeure, à laquelle s'ajoute une meilleure expression sur Andros de structures cassantes précoces comme les systèmes de veines en échelons, laisse supposer une entrée plus précoce des roches de l'île dans le domaine cassant, au cours du processus d'exhumation. En d'autres termes, si l'on considère que les roches des deux îles sont exhumées de profondeurs à peu près similaires, et cela semble être le cas compte tenu des assemblages minéralogiques assez semblables sur les deux îles, soit le taux d'exhumation sur Tinos est plus faible que celui sur Andros, soit la transition fragile-ductile y est moins profonde. C'est cette seconde hypothèse qui nous semble la plus probable : les deux îles n'étant séparées que deux quelques kilomètres et composées de roches semblables, il semble peu probable que les vitesses d'exhumation diffèrent considérablement de l'une à l'autre. Si d'ailleurs la vitesse était différente on s'attendrait plutôt à une exhumation plus rapide à Tinos, plus proche du centre des Cyclades où l'extension est maximale.

Plusieurs raisons peuvent être invoquées pour expliquer la différence de profondeur de la transition fragile-ductile : une différence significative du géotherme, de gradient de pression ou de taux de déformation. L'évaluation faite des taux de déformation finie à partir des boudins des deux îles ne met en évidence aucune différence significative à ce point de vue, le taux de déformation étant de l'ordre de 10^{-15} s⁻¹ dans les deux îles (chapitre 5). Les chemins pression-température le long du transect Mont Olympe / Naxos suggèrent, quant à eux, une augmentation du géotherme à mesure que l'on s'approche du centre des Cyclades : il est géométriquement vraisemblable que le géotherme sur Andros soit plus froid que celui sur Tinos, favorisant ainsi une entrée plus précoce dans le domaine cassant. Ne disposant pas de chemin pression-température sur Andros, il est difficile de s'aventurer plus loin que le stade de la conjecture. Certains indices de terrain, comme une plus grande densité de veines aux



Figure VI-13: Bandes de cisaillement "figées" sur la côte NE de l'île d'Andros. Ces bandes de cisaillement constituent la différence structurale majeure entre Andros et Tinos : elles sont en effet totalement absentes sur la seconde.

abords du détachement de Tinos par rapport à Andros, pourraient laisser supposer que la porosité sur Tinos est mieux connectée que celle d'Andros. Qui dit porosité connectée dit chute de la pression de pores (la pression de pores s'équilibre en effet avec la surface lorsque les pores sont connectés) : la transition fragile-ductile s'en trouve abaissée d'autant. Gradient géothermique potentiellement plus faible et pression de pores plus élevée tendent donc tous deux à accroître le poids de la déformation cassante au cours du processus d'exhumation sur l'île d'Andros. C'est grâce à ces phénomènes que sont figées, à Tinos et Andros, deux portions différentes de la croûte en extension.

VI.3Rôle des fluides dans la déformation à la transition fragile-ductile

Dans la seconde partie de ce travail (chapitres 5 et 6), nous avons exploré le rôle des fluides dans la déformation à la transition fragile-ductile.

VI.3.1 Modalités de connexion de la porosité à la transition fragile-ductile

Nous l'avons souligné au premier chapitre, la transition fragile-ductile est une zone marquée par une barrière de perméabilité (modèles Bailey, 1994 et Yardley and Valley, 1994, premier chapitre). Selon le modèle suivi, la croûte inférieure est considérée comme saturée ou totalement sèche. Quelle que soit la teneur en fluides de la croûte inférieure se pose le problème du franchissement nécessaire de cette barrière de perméabilité pour toute circulation verticale de fluides.

Famin, 2003 a été le premier a proposer un modèle de circulations de fluides aux abords du détachement de l'île de Tinos. Des fluides surfaciques s'infiltreraient de façon transitoire jusqu'à la transition fragile-ductile grâce à la mise en place d'un réseau connecté de veines. Le travail effectué sur l'île d'Andros permet de préciser les modalités de cette connexion de la porosité aux profondeurs proches de la transition fragile-ductile.

Nous l'avons vu, la déformation sur l'île d'Andros semble avoir été figée à un stade antérieur par rapport à la déformation enregistrée sur l'île de Tinos, à cause d'une entrée plus précoce dans le champ cassant. Le réseau de veines y semble moins important et moins fortement connecté que sur Tinos. Si l'on suppose, de façon simplificatrice, un lien direct entre connexion de la porosité et évolution de la pression de pore de valeurs lithostatiques (porosité fermée, pores saturés) vers des valeurs hydrostatiques (on suppose alors une porosité ouverte et efficace, la pression de pores s'équilibrant avec le poids de la colonne d'eau), le gradient de pression de pores sur Andros semble sensiblement supérieur à celui de Tinos, ce qui va dans le sens d'une transition fragile-ductile plus profonde. Il existe pourtant sur l'île des veines qui, même si elles sont moins nombreuses que sur Tinos, témoignent de circulations de fluides. Comment alors ces circulations sont elles possibles alors que les veines ne semblent pas connectées ?

Nous avons confirmé sur l'île le rôle important joué par les hétérogénéités lithologiques dans la localisation initiale des bandes de cisaillement. Celles-ci pourraient jouer le rôle de chenaux, certes moins efficaces que les veines interconnectées (pour preuve, un gradient de pression de pores plus important sur Andros que sur Tinos), pour la circulation de

fluides à la transition fragile-ductile. Elles assureraient en quelque sorte un relais au réseau de veines, aux plus grandes profondeurs.

En d'autres termes, les études couplées sur les îles de Tinos et Andros laissent entrevoir une potentielle stratification du mode de circulation de fluides dans la croûte continentale en extension.

(1) Au commencement, une croûte inférieure non déformée, dont la porosité est fermée. Le boudinage, par concentration localisée de la déformation, induit dans un premier temps la formation de veines et des migrations de fluides aux inter-boudins (comme en témoigne la présence de veines à cet endroit). La perméabilité du milieu se trouve accrue dans le plan horizontal. La plupart des circulations se font probablement, à ce stade, dans le plan de boudinage, ce qui ne résout pas le problème de circulations verticales de fluides.

(2) Grâce au boudinage se mettent en place des bandes de cisaillement : une connexion verticale de la porosité s'initie progressivement grâce aux chenaux que consitutent les bandes de cisaillement. Des systèmes de veines en échelons apparaissent également. Le gradient de pression de pores n'est plus tout à fait lithostatique, mais encore loin d'un gradient hydrostatique. L'île d'Andros donne un bon instantané de ce stade de connexion de la porosité.

(3) A mesure que sont exhumées les roches s'ouvre un nombre croissant de veines dont certaines finissent par former un réseau connecté. Le gradient de pression de pores diminue globalement pour se rapprocher d'une valeur hydrostatique. Les circulations verticales sont de plus en plus intenses. Le travail de Famin et al., 2005 sur les veines de l'île de Tinos fait état d'infiltrations transitoires de fluides à la transition fragile-ductile.

Une fois précisées les modalités structurales de mise en place des circulations de fluides à la transition fragile-ductile, nous avons testé leur rôle dans la localisation de la déformation, à savoir la mise en place de la bande de cisaillement à l'origine du détachement.

VI.3.2 Intervention des fluides dans la mise en place de la bande de cisaillement crustale

Nous avons testé numériquement (dernier chapitre) le scénario d'ouverture progressive de la porosité. Une nouvelle rhéologie a été introduite dans le code SARPP (Leroy and Gueydan, 2003) qui tient compte du rôle adoucissant des fluides introduits durant les phases d'ouverture de la porosité. Cette étude 1D nous a avant tout permis de contraindre quantitativement l'évolution spatiale, mais surtout temporelle de la localisation.

L'état inital du modèle correspond à une croûte continentale non déformée, à gradient de pression de pores hydrostatique dans sa partie supérieure (la porosité y est connectée et supposée efficace, comme en témoigne la présence de failles normales) et lithostatique à la transition ductile-cassant (la porosité y est fermée). Le chargement de cette croûte induit une augmentation locale des contraintes qui permet, sous certaines conditions, l'activation d'un critère de Mohr-Coulomb. Cette activation témoigne de la connexion de porosité, physiquement traduite par une diminution de la pression de pores à la transition fragile-ductile de valeurs lithostatiques à des valeurs hyrostatiques. Cette première étape du scénario induit la formation d'une zone endommagée de la croûte inférieure, zone de potentielle interaction fluide-roche, se propageant depuis la croûte cassante jusqu'à environ 20km de profondeur. Une entrée instantanée de fluides est alors possible. Ces fluides, dans un second temps,

interagissent avec la roche, créant un adoucissement de celle-ci, et par conséquent une localisation de la déformation.

Nous mettons en évidence, dans cette étude numérique, une valeur seuil du paramètre cinétique de la réaction d'adoucissement au dessous de laquelle aucune localisation n'est possible. La localisation s'accompagne d'une consommation des fluides (φ =10).

Si la localisation se produit, la mise en place de la bande de cisaillement crustale se fait en moins de 1Ma. Cette localisation est attestée par une augmentation du taux de déformation de valeurs de l'ordre de 10^{-15} - 10^{-16} s⁻¹ à des valeurs de l'ordre de 10^{-13} s⁻¹ dans la zone de cisaillement. Les valeurs initiales du taux de déformation sont compatibles avec celles calculées grâce aux boudins ou à la taille du grain recristallisé de quartz.

La localisation se produit, pour les valeurs les plus importantes du facteur cinétique de la réaction d'adoucissement (φ =1000), au bout d'environ 200ka. Les temps impliqués dans le déroulement du processus de localisation sont plutôt de l'ordre de grandeur de phénomènes sismiques que géologiques.

La bande de cisaillement est une zone faible et drainée, puisque la réaction adoucissante à l'origine de la localisation consomme les fluides. La fracturation, nécessaire à la recharge en fluides, n'y est plus possible : la limite supérieure da la bande de cisaillement migre donc vers le haut, là où sont encore disponibles des fluides nécessaires à la réaction adoucissante. La coupe finale de la croûte continentale est caractérisée, dans ce modèle, par une croûte supérieure au gradient de pores hydrostatique et une croûte inférieure au gradient de pores lithostatique, marquée par une bande de cisaillement crustale mise en place entre 15 et 22km de profondeur. Ces profondeurs sont compatibles avec celles enregistrées par les chemins pression température pour l'épisode de rétromorphose en faciès schistes verts sur Tinos.

Du point de vue des circulations de fluides, à un premier influx transitoire descendant de fluides dans la croûte inférieure succède un épisode de drainage ascendant. A la fin d'un cycle de chargement, la croûte est donc caractérisée par une zone saturée en fluides en base de croûte supérieure et une bande de cisaillement drainée. Ces résultats sont en accord avec les données géophysiques sous le Golfe de Corinthe, qui font état de potentielles concentrations de fluides à environ 2 km sous les failles normales de la croûte supérieure.

VI.4Coupe dynamique de la croûte contientale en extension

L'ensemble des données collectées durant ces trois années de travail et les principales conclusions tirées des études, qu'elles soient de terrain ou numériques, est résumé dans le schéma suivant. Grâce à la synthèse de l'ensemble des résultats, il nous est désormais possible de livrer une coupe dynamique de la croûte continentale en extension prenant en compte l'intervention des circulations de fluides. La séquence des évènements nous est livrée par les données de terrain collectées sur les îles de Tinos et Andros. Les évaluations des taux de déformation et paléocontraintes sont issues de calculs à partir de la taille du grain recristallisé de quartz et du boudinage. L'étude numérique, compte tenu de sa cohérence avec les données géophysiques et géologiques, nous confirme *a posteriori* la pertinence du scénario et permet de proposer des ordres de grandeurs d'évolution temporelle des évènements.



VI.5 Perspectives

Plusieurs axes de travail encore non exploités mériteraient que l'on s'y attarde. Nous en retiendrons deux principaux.

Il existe une méthode statistique de calcul des paléo-contraintes développée par Masuda et al., 1989 à partir de calculs effectués sur des micro-boudins. Nous détaillons cette méthode en annexe de ce manuscrit. L'utiliser sur les boudins minéralogiques de l'île d'Andros nous permettrait de comparer l'inversion des données avec les évaluations pratiquées grâce aux paleopiezomètres et de confronter les résultats.

Il serait également intéressant de pousser plus avant la modélisation numérique entamée ici. Nous avons, dans ce travail, proposé une nouvelle rhéologie au code SARPP. Le test 1D s'étant avéré concluant, il serait intéressant de passer à une modélisation 2D du phénomène, afin de contraindre la géométrie des bandes de cisaillement et des zones drainage/accumulation de fluides à la transition fragile-ductile.

Il serait également très intéressant de tester la localisation de la déformation, non plus sur une rhéologie purement ductile, mais visco-frictionnelle.

BIBLIOGRAPHIE

- Abers, G.A., Possible seismogenic shallow-dipping normal faults in the Woodlarkd'Entrecasteaux extensional province, Papua New Guinea, *Geology*, 19, 1205-1210, 1991.
- Allmendinger, R.W., J.W. Sharp, D. Von Tish, L. Serpa, L. Brown, S. Kauffman, J. Oliver, and R.B. Smith, Cenozoic and Mesozoic structure of the eastern Great Basin province, Utah, from COCORP seismic-reflection data, *Geology*, 11, 532-536, 1983.
- Altherr, R., H. Kreuzer, I. Wendt, H. Lenz, G.A. Wagner, J. Keller, W. Harre, and A. Höhndorf, A Late Oligocene/Early Miocene High Temperature Belt in the Attic-Cycladic Crystalline Complex (SE Pelagonian, Greece), *Geol. Jb., 23*, 97-164, 1982.
- Altherr, R., M. Schliestedt, M. Okrusch, E. Seidel, H. Kreuzer, W. Harre, H. Lenz, I. Wendt, and G.A. Wagner, Geochronology of high-pressure rocks on Sifnos (Cyclades, Greece), *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 245-255, 1979.
- Anderson, E.M., The dynamics of faulting, 206 pp., Oliver and Boyd, Edinburgh, 1951.
- Andriessen, P.A.M., N.A.I.M. Boelrijk, E.H. Hebeda, H.N.A. Priem, E.A.T. Verdurmen, and R.H. Vershure, Dating the events of metamorphism and granitic magmatism in the Alpine orogen of Naxos (Cyclades, Grèce), *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 215-225, 1979.
- Andrieux, J., S. Över, A. Poisson, and O. Bellier, The North Anatolian Fault Zone: distributed Neogene deformation in its northward convex part, *Tectonophysics*, 243, 135-154, 1995.
- Angelier, J., N. Lyberis, X. Le Pichon, E. Barrier, and P. Huchon, The tectonic development of the Hellenic arc and the sea of Crete, a synthesis, *Tectonophysics*, *86*, 159-196, 1982.
- Armijo, R., H. Lyon-Caen, and D. Papanikolaou., East-West extension and Holocene normal fault scarps in the Hellenic arc, *Geology*, 20, 491-494, 1992.
- Armijo, R., B. Meyer, A. Hubert, and A. Barka, Westward propagation of the north Anatolian into the northern Aegean: timing and kinematics, *Geology*, *27*, 267-270, 1999.
- Armijo, R., B. Meyer, G.C.P. King, A. Rigo, and D. Papanastassiou, Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean, *Geophys. J. Int.*, 126, 11-53, 1996.
- Austrheim, H., Influence of fluid and deformation on metamorphism of the deep crust and consequences for the geodynamics of collision zones, in *When continents collide: geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks*, edited by H. B.R and J.G. Liou, pp. 297-323, Kluwer Academic Publishers, Amsterdam, 1998.
- Austrheim, H., and T. Boundy, Pseudotachylites generated during seismic faulting and eclogitization of the deep crust, *Science*, *265*, 82-83, 1994.
- Avigad, D., High-pressure metamorphism and cooling on SE Naxos (Cyclades, Greece), *Eur. J. Mineral.*, 10, 1309-1319, 1998.
- Avigad, A., Z. Garfunkel, L. Jolivet, and J.M. Azañón, Back-arc extension and denudation of Mediterranean eclogites, *Tectonics*, *16*, 924- 941, 1997.
- Avigad, D., G. Baer, and A. Heimann, Block rotations and continental extension in the Central Aegean Sea: paleomagnetic and structural evidence from Tinos and Mykonos, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 157, 23-40, 1998.
- Avigad, D., and Z. Garfunkel, Low-angle faults above and below a blueschist belt: Tinos Island, Cyclades, Greece., *Terra Nova*, 1, 182-187, 1989.
- Avigad, D., and Z. Garfunkel, Uplift and exhumation of high-pressure metamorphic terranes: the example of the Cycladic blueschists belt (Aegean Sea), *Tectonophysics*, 188, 357-372, 1991.

- Avigad, D., A. Ziv, and Z. Garfunkel, Ductile and brittle shortening, extension-parallel folds and maintenance of crustal thickness in the Central Aegean, *Tectonics*, 20, 277-287, 2001.
- Axen, G.J., and J. Selverstone, Stress state and fluid-pressure level along the Whipple detachment fault, California, *Geology*, 22, 835-838, 1994.
- Ayhan, M., C. Demir, O. Lenk, A. Kiliçoglu, Y. Altiner, A. Barka, S. Ergintav, and H. Özener, Interseismic strain accumulation in the Marmara Sea region, *Bull. Seismol.* Soc. Am., 92, 216-229, 2002.
- Bailey, R.C., Fluid trapping in mid-crustal reservoirs by H₂O-CO₂ mixtures, *Nature*, *371*, 238-240, 1994.
- Baldwin, S.L., G.S. Lister, E.J. Hill, D.A. Foster, and I. McDougall, Thermochronologic constraints on the tectonic evolution of active metamorphic core complexes, d'Entrecasteaux islands, Papua New Guinea, *Tectonics*, *12*, 611-628, 1993.
- Bartley, J.M., and A.F. Glazner, Hydrothermal systems and tertiary low-angle normal faulting in the Southwestern United States, *Geology*, 13, 562-564, 1985.
- Bernard, P., P. Briole, B. Meyer, H. Lyon-Caen, J.M. Gomez-Gonzalez, C. Tiberi, C. Berge, R. Cattin, D. Hatzfeld, C. Lachet, B. Lebrun, A. Deschamp, F. Courboulex, C. Larroque, A. Rigo, D. Massonet, P. Papadimitriou, J. Kassaras, D. Diagourtas, K. Makropoulos, and G. Veis, The Ms=6.2, june 15, 1995 Aigion earthquake(Greece): Evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift, *Journal of Seismology*, 1, 131-150, 1997.
- Blake, M.C.J., M. Bonneau, J. Geyssant, J.R. Kienast, C. Lepvrier, H. Maluski, and D. Papanikolaou, A geologial reconnaissance of the Cycladic blueschist belt, Greece, *Geological Society of America Bulletin*, 92, 247-254, 1981.
- Bonneau, M., Evolution géodynamique de l'arc égéen depuis le Jurassique Supérieur jusqu'au Miocène, *Bull. Soc. Géol. Fr., 7*, 229-242, 1982.
- Bonneau, M., Correlation of the Hellenic nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction, in The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, vol. 17, *Special Publication of the Geological Society of London*, edited by J.E. Dixon and A.H.F. Robertson, pp. 517-527, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 1984.
- Bonneau, M., and J.R. Kienast, Subduction, collision et schistes bleus: l'exemple de l'Egée (Grèce), *Bulletin de la Société Géologique de France, 24*, 785-791, 1982.
- Bos, B., and C.J. Spiers, Frictional-viscous flow of phyllosilicate-bearing fault rock: Microphysical model and implcations for crustal strength profiles, *Journal of geophysical research*, 107, 10,1029-10,1041, 2002.
- Bozkurt, E., and R.G. Park, Evolution of a mid-Tertiary extensional shear zone in the southern Menderes massif, western Turkey, *Bull. Geol. Soc. France*, *168*, 3-14, 1997.
- Brace, W.F., and D.L. Kohlstedt, Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments., *Journal of geophysical research*, 85, 6248-6252, 1980.
- Braun, J., J. Chéry, A. Poliakov, D. Mainprice, A. Vauchez, A. Tomassi, and M. Daignières, A simple parameterization of strain localization in the ductile regime due to grain size reduction: A case study for olivine, *Journal of geophysical research*, 104, 25,167-25,181, 1999.
- Bröcker, M., Blueschist-to-greenschist transition in metabasites from Tinos island, Cyclade, Greece: compositional control or fluid infiltration, *Lithos*, *25*, 25-39, 1990.
- Bröcker, M., and M. Enders, U-Pb zircon geochronology of unusual eclogite-facies rocks from Syros and Tinos (Cyclades, Greece), *Geol. Mag.*, 136, 111-118, 1999.
- Bröcker, M., and L. Franz, Dating metamrophism and tectonic stacking on Andros Island (Cyclades, Greece): results of a Rb-Sr study, in press.

- Bröcker, M., H. Kreuzer, A. Matthews, and M. Okrusch, ⁴⁰Ar/³⁹Ar and oxygen isotope studies of polymetamorphism from Tinos island, Cycladic blueschist belt, Greece, *J. metamorphic Geol.*, *11*, 223-240, 1993.
- Bröcker, M., and R.T. Pidgeon, Protolith ages of meta-igneous and meta-tuffaceous rocks from the Cycladic blueschist unit, Greec: results of an ionprobe (SHRIMP) U-Pb study, *Journal of Geology*, subm.
- Brown, D., C. Juhlin, J. Alvarez-Marron, A. Pérez-Estaun, and A. Olianski, Crustal-scale structure and evolution of an arc-continent collision zone in the southern Urals, Russia, *Tectonics*, 17, 158-171, 1998.
- Brun, J.P., and J. Van Den Driessche, Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics, *Bulletin de la Société Géologique de France, 165*, 519-530, 1994.
- Buck, W.R., Flexural rotation of normal faults, Tectonics, 7, 959-973, 1988.
- Buick, I.S., Mylonite fabric development on Naxos, Greece, J. Struct. geol., 13, 643-655, 1991.
- Chéry, J., Core complex mechanics: From the gulf of Corinth to the Snake Range, *Geology*, 29, 439-442, 2001.
- Clarke, P.J., R. Davies, P. England, B. Parsons, H. Billiris, D. Paradissis, G. Veis, P. Cross, P. Denys, V. Ashkenazi, R. Bingley, H. Kahle, M. Muller, and P. Briole, Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989-1997, *Geophys. J. Int.*, 135, 195-214, 1998.
- Cocard, M., H. Kahle, Y. Peter, A. Geiger, G. Veis, S. Felekis, D. Paradissis, and H. Billiris, New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: recent results inferred from GPS measurements (1993-1998) across the West Hellenic Arc, Greece, *E.P.S.L.*, 172, 39-47, 1999.
- Collettini, C., and M.R. Barchi, A low-angle normal fault in the Umbria region (Central Italy): a mechanical model for the related microseismicity, *Tectonophysics*, 359, 97-115, 2002.
- Collettini, C., and R.E. Holdsworth, Fault zone weakening and character of slip along lowangle normal faults: insights from the Zuccale fault, Elba, Italy, *Journal of the Geological Society of London, 161*, 1039-1051, 2004.
- Coney, P.J., Cenozoic extensionin the North American Cordillera, *Geol. Soc. of London Spec. Publ.*, 28, 177-186, 1987.
- Coney, P.J., and T.A. Harms, Cordilleran metamorphic core complexes, Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression, *Geology*, 12, 550-554, 1984.
- Dana, J.D., Manual of Geology, 798 pp., Theodore Bliss, Philadelphia, 1863.
- Davis, G., G. Lister, and S. Reynolds, Interpretation of Cordilleran core complexes as evolving crustal shear zones in an extending orogen, *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs.*, 12, 311, 1983.
- Davis, G.H., and P.J. Coney, Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes, *Geology*, 7, 120-124, 1979.
- Davis, G.H., and J.J. Hardy, The Eagle Pass detachment, southeastern Arizona: Product of mid-Miocene listric(?) normal faulting in the southern Basin and Range., *GSA Bulletin*, 92, 749-762, 1981.
- De Bresser, J.H.P., J.H. Ter Heege, and S. C.J., Grain size reuction by dynamic recrystallization: can it result in major rheological weakening?, *International Journal of Earth Sciences*, 90, 28-45, 2001.
- Dinter, D.A., and L. Royden, Late Cenozoic extension in northeastern Greece: Strymon valley detachment system and Rhodope metamorphic core complex, *Geology*, 21, 45-48, 1993.

- Dixon, J., and G. Williams, Reaction softening in mylonites from arnaboll thrust, Sutherland, *Scott. J. Geol.*, *19*, 157-168, 1983.
- Duermeijer, C.E., W. Krigjsman, C.G. Langereis, and J.H. Ten Veen, Post-early Messinian counterclockwise rotations on Crete: implications for Late Miocene to recent kinematics of the southern Hellenic arc, *Tectonophysics*, 298, 177-189, 1998.
- Duermeijer, C.E., M. Nyst, P.T. Meijer, C.G. Langereis, and W. Spakman, Neogene evolution of the Aegean arc: paleomagnetic and geodetic evidence for a rapid and young rotation phase, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *176*, 509-525, 2000.
- Eberhart-Phillips, D., D.J. Stanley, B.D. Rodriguez, and W.J. Lutter, Surface seismic and electrical methods to detect fluids related to faulting, *J. Geophys. Res.*, 100, 12,912-12,936, 1995.
- Engdahl, E.R., R. van der Hilst, and R. Buland, Global telesismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *88*, 722-743, 1998.
- Engel, M., and T. Reischmann, Geochronological data on granitoid gneiss from paros, greece, obtained by single zircon Pb evaporation, *Terra Nova*, *9*, 463, 1997.
- Etheridge, M.A., V.J. Wall, and S.F. Cox, High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformation mechanisms, *Journal of geophysical research*, *89*, 4344-4358, 1984.
- Famin, V., Incursion de fluides dans une zone de cisaillement ductile (Tinos, Cyclades, Grèce): mécanismes de circulation et implications tectoniques, Thèse de Doctorat thesis, 296 pp., Université Pierre et Marie Curie, Paris, 2003.
- Famin, V., R. Hébert, P. Philippot, and L. Jolivet, Ion probe and fluid inclusion evidence for co-seismic fluid infiltration in a crustal detachment, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 150, 354-367, 2005.
- Famin, V., S. Nakashima, L. Jolivet, and P. Philippot, Behaviour of metamorphic fluids inferred from Infrared microspectroscopy on natural fluid-inclusions. An example from Tinos Island (Greece), *Contrib. Mineral. Petrol.*, 146, 736-749, 2004a.
- Famin, V., P. Philippot, L. Jolivet, and P. Agard, Evolution of hydrothermal regime along a crustal shear zone, Tinos Island, Greece, *Tectonics*, 23, doi:10.1029/2003TC001509, 2004b.
- Faure, M., M. Bonneau, and J. Pons, Ductile deformation and syntectonic granite emplacement during the late Miocene extension of the Aegea (Greece), *Bulletin de la Société Géologique de France, 162*, 3-11, 1991.
- Ferguson, C.C., and G.E. Lloyd, Paleostress and strain estimates from boudinage structure and their bearing on the evolution of a major variscan fold-thrust complex in southwest England, *Tectonophysics*, *88*, 269-289, 1982.
- Ferrière, J., Paléogéographies et tectoniques superposées dans les Hellénides Internes: les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce continentale), *Soc. Géol. Nord, 7*, 970, 1982.
- Ferry, J.M., A historical review of metamorphic fluid flow, *Journal of geophysical research*, 99, 15,487-15,498, 1994.
- Fitz Gerald, J.D., and H. Stünitz, Deformaton of granitoïds at low metamorphic grade. Reactions and grain size reduction, *Tectonophysics*, 221, 269-297, 1993.
- Fleitout, L., and C. Froidevaux, Thermal and mechanical evolution of shear zones., *Journal of Structural Geology*, *2*, 159-164, 1980.
- Fytikas, M., F. Innocenti, P. Manetti, R. Mazzuoli, A. Peccerillo, and L. Villari, Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region, *Geol. Soc. Special Publication*, 17, 687-699, 1984.
- Gans, P.B., An open system, two layer crustal stretching model for the eastern Great Basin, *Tectonics*, *6*, 1-12, 1987.

- Gans, P.B., E.L. Miller, J. McCarthy, and M.L. Ouldcott, Tertiary extensional faulting and evolving ductile-brittle transition zones in the northern Snake Range and vicinity: new insight from seismic data, *Geology*, *13*, 189-193, 1985.
- Gautier, P., and J.P. Brun, Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Evvia island), *Tectonophysics*, 238, 399-424, 1994a.
- Gautier, P., and J.P. Brun, Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia islands), *Geodinamica Acta*, 7, 57-85, 1994b.
- Gautier, P., J.P. Brun, and L. Jolivet, Structure and kinematics of Upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades Islands, Greece), *Tectonics, 12*, 1180-1194, 1993.
- Gautier, P., J.P. Brun, R. Moriceau, D. Sokoutis, J. Martinod, and L. Jolivet, Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments, *Tectonophysics*, *315*, 31-72, 1999.
- Gleason, G.C., and J. Tullis, A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determinated with the molten salt cell, *Tectonophysics*, 247, 1-23, 1995.
- Godfriaux, I., and L.E. Ricou, Le Païkon, une fenêtre tectonique dans les Hellénides Internes (Macédoine, Grèce), C. R. Acad. Sc. Paris, 313, 1479-1484, 1991.
- Godfriaux, Y., Etude géologique de la région de l'Olympe, thèse d'Etat thesis, 280 pp., Université de Lille, 1965.
- Goldsworthy, M., J. Jackson, and J. Haines, The continuity of active fault systems in Greece, *Geophys. J. Int.*, 148, 596-618, 2002.
- Greenwood, H.J., The system NaAlSi2O6-H2O-Ar: Total pressure and water pressure in metamorphism, J. Geophys. Res., 66, 3923-3946, 1961.
- Gueydan, F., La transition fragile-ductile de la croûte continentale en extension, du terrain à la modélisation, 356 pp., Université Pierre et Marie Curie, 2001.
- Gueydan, F., Y. Leroy, and L. Jolivet, Grain-size sensitive flow and shear stress enhancement at the brittle to ductile transition of the continental crust, *Int. Journ. Earth Sciences*, 90, 181-196, 2001.
- Gueydan, F., Y. Leroy, and L. Jolivet, Mechanics of low-angle extensional shear zones at the brittle-ductile transition, *J. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2003JB002806, 2004.
- Gueydan, F., Y. Leroy, L. Jolivet, and P. Agard, Analysis of continental midcrustal strain localization induced by microfracturing and reaction-softening, *J. Geophys. Res.*, 108, 2064, doi:10.1029/2001JB000611, 2003.
- Gueydan, F., C. Mehl, and T. Parra, Stress-strain rate history of a mid-crustal shear zone and the onset of brittle deformation inferred from quartz recrystallized grain size, in *Deformation mechanism Rheology and Tectonics*, edited by D. Gapais, J.P. Brun and P. Cobbold, Geological Society of London, special publication, 2005.
- Handin, J., R.V. Hager Jr, N. Friedman, and J.N. Feather, Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: pore pressure tests, Am. Ass. Pet. Geol. Bull., 47, 717-755, 1963.
- Handy, M.R., S.B. Wissin, and L.E. Streit, Frictional-viscous flow in mylonite with varied bimineralic composition and its effect on lithospheric strength, *Tectonophysics*, 303, 175-191, 1999.
- Hatzfeld, D., E. Karagianni, I. Kassaras, A. Kiratzi, E. Louvari, H. Lyon-Caen, K. Makropoulos, P. Papadimitriou, G. Bock, and K. Priestley, Shear wave anisotropy in the upper mantle beneath the Aegean related to internal deformation, *J. Geophys. Res.*, 106, 30737-30753, 2001.
- Hauser, E., R.W. Allmendinger, S. Burgess, C. Caruso, A. Gibbs, T. Hauge, J. Huamg, S. Klemperer, C.S. Liu, K. Nelson, S. Opdyke, C. Potter, W. Sanford, L. Serpa, L.

Zheng, T. Zhu, L. Brown, S. Kaufman, and J. Oliver, The COCORP 40°N transect of the North America Cordillera: Part II, *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs.*, *16*, 533, 1984.

- Hetzel, R., C.W. Passchier, U. Ring, and O.O. Dora, Bivergent extension in orogenic belts: the Menderes massif (southwestern Turkey), *Geology*, 23, 455-458, 1995a.
- Hetzel, R., U. Ring, A. Akal, and M. Troesch, Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes massif, southwestern Turkey, J. Geol. Soc. London, 152, 639-654, 1995b.
- Hickman, S., R. Sibson, and R. Bruhn, Introduction to special section: mechanical involvment of fluids in faulting, *J. Geophys. Res.*, 100, 12831-12840, 1995.
- Hill, E.J., S.L. Baldwin, and G.S. Lister, Unroofing of active metamorphic core complexes in the D'Entrecasteaux islands, Papua New Guinea, *Geology*, 20, 907-910, 1992.
- Jackson, J., Active tectonics of the Aegean region, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 22*, 239-271, 1994.
- Jackson, J.A., Active normal faulting and continental extension, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 28, 3-18, 1987.
- Jackson, J.A., and D. McKenzie, The geometrical evolution of normal fault systems, *J. Struct. Geol.*, *5*, 471-482, 1983.
- Jackson, J.A., and N.J. White, Normal faulting in the upper continental crust: observations from regions of active extension, *J. Struct. Geol.*, 11, 15-36, 1989.
- Jolivet, L., A comparison of geodetic and finite strain pattern in the Aegean, geodynamic implications, *Earth and Planetary Science Letters*, 187, 95-104, 2001.
- Jolivet, L., J.P. Brun, P. Gautier, S. Lallemant, and M. Patriat, 3-D kinematics of extension in the Aegean from the Early Miocene to the Present, insight from the ductile crust, *Bull. Soc. géol. France*, *165*, 195-209, 1994.
- Jolivet, L., and C. Faccenna, Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision, *Tectonics*, 19, 1095-1106, 2000.
- Jolivet, L., C. Faccenna, B. Goffé, E. Burov, and P. Agard, Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens, *Am. J. Science*, 303, 353-409, 2003.
- Jolivet, L., C. Faccenna, B. Goffé, M. Mattei, F. Rossetti, C. Brunet, F. Storti, R. Funiciello, J.P. Cadet, and T. Parra, Mid-crustal shear zones in post-orogenic extension: the northern Tyrrhenian Sea case, J. Geophys. Res., 103, 12123-12160, 1998.
- Jolivet, L., V. Famin, C. Mehl, T. Parra, D. Avigad, and C. Aubourg, Progressive strain localisation, crustal-scale boudinage and extensional metamorphic domes in the Aegean Sea, *American Geological Society, Special Paper 380: Gneiss Domes in Orogens*, 185–210, 2004a.
- Jolivet, L., and B. Goffé, Les dômes métamorphiques extensifs, C. R. Acad. Sci. Paris, 320, 739-751, 2000.
- Jolivet, L., B. Goffé, P. Monié, C. Truffert-Luxey, M. Patriat, and M. Bonneau, Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high pressure metamorphic rocks, *Tectonics*, 15, 1129-1153, 1996.
- Jolivet, L., and M. Patriat, Ductile extension and the formation of the Aegean Sea, in *Geol. Soc. Special Publication*, vol. 156, edited by B. Durand, L. Jolivet, F. Horvàth and M. Séranne, pp. 427-456, Geological Society, London, 1999.
- Jolivet, L., G. Rimmelé, R. Oberhänsli, B. Goffé, and O. Candan, Correlation of syn-orogenic tectonic and metamorphic events in the Cyclades, the Lycian Nappes and the Menderes massif, geodynamic implications, *Bull. Geol. Soc. France*, *175*, 217-238, 2004b.

- Kahle, H., C. Straub, R. Reilinger, S. McClusky, R. King, K. Hurst, G. Veis, K. Kasten, and P. Cross, The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements, *Tectonophysics*, 294, 237-252, 1998.
- Karagianni, E., D. Panagiotopoulos, G.F. Panza, P. Suhadolc, B.C. Papazachos, A. Kiratzi, D. Hatzfeld, K. Makropoulos, K. Priestley, and A. Vuan, Rayleigh wave group velocity tomography in the Aegean area, *Tectonophysics*, 358, 187-209, 2002.
- Kerrich, R., T.E. La Tour, and L. Willmore, Fluid participation in deep fault zones: evidence from geological, geochemical and 18O/16O relations, J. Geophys. Res., 88, 4331-4343, 1984.
- Kerrich, R., and W.A. Rehrig, Fluid motion associated with Tertiary mylonitization and detachment faulting: 18O/16O evidence from the Picacho metamorphic core complex, Arizona, *Geology*, 15, 58-62, 1987.
- Kirby, S.H., Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones, *Tectonophysics*, 119, 1-27, 1985.
- Kissel, C., and C. Laj, The Tertiary geodynamic evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction, *Tectonophysics*, 146, 183-201, 1988.
- Kissel, C., C. Laj, A. Poisson, and N. Görür, Paleomagnetic reconstruction of the cenozoic evolution of the eastern Mediterranean, *Tectonophysics*, *362*, 199-217, 2003.
- Kissel, C., C. Laj, A. Poisson, and K. Simeakis, A pattern of block rotations in central Aegea, in *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation*, edited by C. Kissel and C. Laj, pp. 115-129, Kluwer Academic Publishers, 1989.
- Klemperer, S., T. Hauge, E. Hauser, J. Oliver, and C. Potter, The Moho in the northern Basin and Range province, Nevada, along the COCORP 40°N seismic-reflection transect, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 603-618, 1986.
- Klemperer, S.L., Crustal thinning and nature of extension in the northern North Sea from deep seismic reflection profiling, *Tectonics*, *4*, 803-821, 1988.
- Kotzev, V., R. Nakov, B. Burchfiel, R. King, and R. Reilinger, GPS study of active tectonics in Bulgaria: Results from 1996 to 1998, *J. Geodyn.*, *31*, 189-200, 2001.
- Kreemer, C., N. Chamot-Rooke, and X. Le Pichon, Constraints on the evolution and vertical coherency of deformation in the Northern Aegean from a comparison of geodetic, geologic and seismologic data, *E.P.S.L.*, 225, 329-346, 2004.
- Kyriakopoulos, K., A. Pezzino, and A. Del Moro, Rb-Sr chronological, petrological and structural study of the Kavala Plutonic complex (N. Greece), *Bull. Geol. Soc. Greece*, 23, 545-560, 1988.
- Laj, C., M. Jamet, D. Sorel, and J.P. Valente, First paleomagnetic results from Mio-Pliocene series of the Hellenic sedimentary arc, *Tectonophysics*, **86**, 45-67, 1982.
- Latorre, D.J., J. Virieux, T. Monfret, V. Monteiller, T. Vanorio, J. Got, and H. Lyon-Caen, A new seismic tomography of Aigion area (Gulf of Corinth, Greece) from the 1991 data set, *Geophys. J. Int.*, 159, 1013-1031, 2004.
- Le Pichon, X., and J. Angelier, The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, **60**, 1-42, 1979.
- Le Pichon, X., and J. Angelier, The Aegean Sea, *Phil. Trans., R. Soc. London,* 300, 357-372, 1981.
- Le Pourhiet, L., E. Burov, and I. Moretti, Rifting through a stack of inhomogeneous thrusts (the dipping pie concept), *Tectonics*, 23, doi:10.1029/2003TC001584, 2004.
- Lee, J., and G.S. Lister, Late Miocene ductile extension and detachment faulting, Mykonos, Greece, *Geology*, 20, 121-124, 1992.
- Lees, J.M., and H. Wu, Poisson's ratio and porosity at Coso geothermal area, California, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 95, 157-173, 2000.

- Leroy, Y., and F. Gueydan, Structural Analysis and Rock Physics Program (SARPP), Ecole Polytechnique, Palaiseau, France, 2003.
- Li, X., G. Bock, A. Vafidis, R. Kind, H.P. Harjes, W. Hanka, K. Wylegalla, M. van der Meijde, and X. Yuan, receiver function study of the Hellenic subduction zone: imaging crustal thickness variations and the oceanic Moho of the descending African lithosphere, *Geophys. J. Int.*, 155, 733-748, 2003.
- Lips, A.L.W., D. Cassard, H. Sözbilir, H. Yilmaz, and J.R. Wijbrans, Multistage exhumation of the Menderes Massif, Western Anatolia (Turkey), *International Journal of Earth Sciences*, *89*, 781-792, 2001.
- Lister, G., and G. Davis, Development of mylonitic rocks in an intracrustal laminar flow zone, Whipple Mountains, SE California, *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs.*, *12*, 310, 1983.
- Lister, G.S., G. Banga, and A. Feenstra, Metamorphic core complexes of cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece, *Geology.*, *12*, 221-225, 1984.
- Lister, G.S., and G.A. Davis, The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A., *Journal of Structural Geology*, *11*, 65-94, 1989.
- Livaccari, R.F., J.W. Geissman, and S. Reynolds, Large-magnitude extensional deformation in the South Mountains metamorphic core complex, Arizona: Evaluation with paleomagnetism, *GSA Bulletin*, 107, 877-894, 1995.
- Livaccari, R.F., J.W. Geissman, and S.J. Reynolds, Paleomagnetic evidence for largemagnitude, low-angle normal faulting in a metamorphic core complex., *Nature, 361*, 56-59, 1993.
- Lloyd, G.E., C.C. Ferguson, and K. Reading, A stress-transfer model for the development of extension fracture boudinage, *Journal of structural geology*, *4*, 355-372, 1982.
- Makris, J., The crust and upper mantle of the Aegean region from deep seismic sounding, *Tectonophysics*, 46, 269-284, 1978.
- Malavieille, J., Late orogenic extension in mountain belts: insights from the Basin and Range and the late Paleozoic Variscan belt, *Tectonics*, 12, 1115-1130, 1993.
- Maluski, H., M. Bonneau, and J.R. Kienast, Dating the metamorphic events in the Cycladic area: 39Ar/40Ar data from metamorphic rocks of the island of Syros (Greece), *Bull. géol. Soc. France, 8*, 833-842, 1987.
- Marquer, D., D. Gapais, and R. Capdevila, Chemical changes and mylonitisation of a granodiorite within low-grade metamorphism (Aar Massif, Central Alps), *Bull. Minéral.*, 108, 209-221, 1985.
- Masuda, T., N. Kimura, and Y. Hara, Progress in microboudin method for paleo-stress analysis of metamorphic tectonites: application of mathematically refined expression, *Tectonophysics*, *364*, 1-8, 2003.
- Masuda, T., T. Shibutani, T. Igarashi, and M. Kuriyama, Microboudin structure of piedmontite in quartz schists: a proposal for a new indicator of relative palaeodifferential stress, *Tectonophysics*, *163*, 169-180, 1989.
- McCaig, A.M., Fluid-rock interaction in some shear zones from the central Pyrenees, *Journal* of Metamorphic Geology, 2, 1984.
- McCarthy, J., Reflection profiles from the Snake Range metamorphic core complex: A window into the mid-crust, in *Reflection seismology: The continental crust, Geodyn.Series*, vol. 14, edited by M. Barazangi and L. Brown, pp. 281-292, AGU, Washington, D.C., 1986.
- McClusky, S., S. Balassanian, A. Barka, C. Demir, S. Ergintav, I. Georgiev, O. Gurkan, M. Hamburger, K. Hurst, H. Kahle, K. Kastens, G. Kekelidze, R. king, V. Kotzev, O. Lenk, S. Mahmoud, A. Mishin, M. Nadariya, A. Ouzonis, D. Paradissis, Y. Peter, M. Prilepin, R. Reilinger, I. Sanli, H. Seeger, A. Tealeb, M.N. Toksöz, and G. Veis,

Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, *105*, 5695-5720, 2000.

- McKenzie, D., Active tectonics in the Mediterranean region, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 30, 109-185, 1972.
- McKenzie, D., Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 55, 217-254, 1978.
- McKenzie, D., and J. Jackson, The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone, *E.P.S.L.*, 65, 182-202, 1983.
- Meade, B., B. Hager, S. McClusky, R. Reilinger, S. Ergintav, O. Lenk, A. Barka, and H. Ozener, Estimates of seismic potential in the Marmara Sea region from block models of secular deformation constrained by Global Positioning System measurements, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 208-215, 2002.
- Mehl, C., L. Jolivet, and O. Lacombe, From ductile to brittle: evolution and localization of deformation below a crustal detachment (Tinos, Cyclades, Greece), *Tectonics*, 24, doi: 10.1029/2004TC001767, 2005.
- Melidonis, M.G., The geology of Greece: the geological structure and mineral deposits of Tinos island (Cyclades, Greece), *Institute of Geology and Mineral Exploration, Athens, 13*, 1-80, 1980.
- Melosh, H.J., Mechanical basis for low-angle normal faulting in the Basin and Range province, *Nature*, *343*, 331-335, 1990.
- Mercier, J.L., D. Sorel, and K. Simeakis, Change in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean arc from the Pliocene to the Present, *Annales Tectonicae*, 1, 20-39, 1987.
- Mercier, J.L., D. Sorel, and P. Vergely, Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic, *Basin Research*, *2*, 49-71, 1989.
- Miller, E.L., P.B. Gans, and J. Garling, The Snake river decollement: an exumed mid-Tertiary brittle-ductile transition, *Tectonics*, *2*, 239-263, 1983.
- Mitra, G., Ductile deformation zones and mylonites: The mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks, *Amer. Jour. Sci., 278*, 1057-1084, 1978.
- Moriceau, R., Evolution du massif métamorphique du Rhodope (Grèce, Bulgarie) dans le contexte alpin. Structures, cinématique et origine de la déformation ductile, Thèse de doctorat thesis, 537 pp., Université de Rennes I, Rennes, 2000.
- Morris, A., Rotational deformation during Palaeogene thrusting and basin closure in eastern central Greece: palaeomagnetic evidence from Mesozoic carbonates, *Geophys. J. Int., 121*, 827-847, 1995.
- Morris, A., and A. Anderson, First paleaomagnetic results from the Cycladic Massif, Greece, and their implications for Miocene extension directions and tectonic models in the Aegean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142, 397-408, 1996.
- Morrison, J., and J.L. Anderson, Footwall Refrigeration Along a Detachment Fault: Implications for the thermal Evolution of Core Complexes, *Science*, 279, 63-66, 1998.
- Nyst, M., and W. Thatcher, New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean, J. Geophys. Res., 109, doi:10.1029/2003JB002830, 2004.
- Okay, A.I., and M. Satir, Coeval plutonism and magmatism in a latest Oligocene metamorphic core complex in Northwest Turkey, *Geol.Mag.*, 137, 495-516, 2000.
- Okrusch, M., and M. Bröcker, Eclogites associated with high-grade blueschists in the Cyclades archipelago, Greece: a review, *Eur. J. Mineral.*, *2*, 451-478, 1990.
- Papanikolaou, D., Geological map of Greece, Andros Island, Publication Department of Geological Maps of IGMR, 1978.

- Papanikolaou, D., Tectonic evolution of the Cycladic blueschist belt (Aegean Sea, Greece), in *Chemical transport in metasomatic processes*, edited by H.C. Helgeson, pp. 429-450, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 1987.
- Parra, T., O. Vidal, and L. Jolivet, Relation between deformation and retrogression in blueschist metapelites of Tinos island (Greece) evidenced by chlorite-mica local equilibria, *Lithos*, 63, 41-66, 2002.
- Parsons, T., and G.A. Thompson, Does magmatism influence low-angle normal faulting?, *Geology*, 21, 247-250, 1993.
- Passchier, C.W., and R.A.J. Trouw, Microtectonics, Springer, Berlin, 1998.
- Poirier, J.P., Shear localization and shear instability in materials in the ductile field, *J. Struct. Geol, 2*, 135-142, 1980.
- Proffett, J.M.J., Cenozoic geology of the Yerington district, Nevada, and implications for the nature and origin of the Basin and Range faulting, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *88*, 247-266, 1977.
- Ramsay, J.G., The crack-seal mechanism of rock deformation, Nature, 284, 135-139, 1980.
- Ranalli, G., Grain size distribution and flow stress in tectonites, *Journal of structural geology*, *6*, 443-447, 1984.
- Ranalli, G., Rheology of the Earth, second edition, 413 pp., Chapman & Hall, London, 1995.
- Ranalli, G., Rheology of the lithosphere in space and time, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 121, 19-37, 1997.
- Ranalli, G., Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation., *Journal of Geodynamics*, 30, 3-15, 2000.
- Rehrig, W.A., and S. Reynolds, Geologic and geochronologic reconnaissance of a northwesttrending zone of metamorphic complexes in southern Arizona, in *Cordilleran Metamorphic Core Complexes*, vol. 153, *GSA Memoir*, edited by M.D.J. Crittenden, P.J. Coney and D. Davis, pp. 131-175, 1980.
- Reinecke, T., Cymrite and celsian in manganese-rich metamorphic rocks from Andros island / Greece, *Contrib. Mineral. Petrol.*, *79*, 333-336, 1982.
- Reischmann, T., Single zircon Pb/Pb dating of tectonic units from the metamorphic core complex of Naxos, *Terra Abstracts*, *9*, 496, 1997.
- Renard, F., and P. Ortoleva, Water films at grain-grain contacts: Debye-Huckel, osmotic model of stress, salinity, and mineralogy dependence, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *61*, 1963-1970, 1997.
- Reynolds, S., and G. Lister, Structural aspects of fluid-rock interactions in detachment zones, *Geology*, *15*, 362-366, 1987.
- Ricou, L.E., Tethys reconstructed: plates, continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to south-eastern Asie, *Geodinamica Acta*, 7, 169-218, 1994.
- Ricou, L.E., J.P. Burg, I. Godfriaux, and Z. Ivanov, Rhodope and Vardar: the metamorphic and olisostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe, *Geodinamica Acta*, 11, 285-309, 1998.
- Rietbrock, A., C. Tibéri, F. Scherbaum, and H. Lyon-Caen, Seismic slip on a low angle normal fault in the Gulf of Corinth: Evidence from high resolution cluster analysis of microearthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1817-1820, 1996.
- Rigo, A., H. Lyon-Caen, R. Armijo, A. Deschamps, D. Hatzfeld, K. Makropoulos, P. Papadimitriou, and I. Kassaras, A microseismicity study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms, *Geophys. J. Int.*, 126, 663-688, 1996.

- Rimmelé, G., L. Jolivet, R. Oberhänsli, and B. Goffé, Deformation history of the highpressure Lycian Nappes and implications for tectonic evolution of SW Turkey, *Tectonics*, 22, 10.1029/2001TC901041, 2002.
- Rutter, E.H., and K.H. Brodie, The role of tectonic grain size in the rheological stratilication of the lithosphere, *Geologische Rundschau*, 77, 295-308, 1988.
- Sanders, C.O., S.C. Ponko, L.D. Nixon, and E.A. Schwartz, Seismological evidence for magmatic and hydrothermal structure in Long Valley caldera from local earthquake attenuation and velocity tomography, *J. Geophys. Res.*, 100, 1995.
- Saunders, P., K. Priestley, and T. Taymaz, Variations of crustal structure beneath western Turkey, *Geophys. J. Int.*, 134, 373-389, 1998.
- Schermer, E.R., Mechanism of blueschist creation and preservation in a A-type subduction zone, Mount Olympos region, Greece, *Geology*, 18, 1130-1133, 1990.
- Schermer, E.R., Geometry and kinematics of continental basement deformation during the Alpine orogeny, Mt. Olympos region, Greece, *Journal of Structural Geology*, 15, 571-591, 1993.
- Schermer, E.R., D.R. Lux, and B.C. Burchfiel, Temperature-time history of subducted continental crust, Mount Olympos region, Greece, *Tectonics*, 9, 1165-1195, 1990.
- Seidel, E., H. Kreuzer, and W. Harre, The late Oligocene/early Miocene high pressure in the external hellenides, *geol. Jb., E23*, 165-206, 1982.
- Seyitoglu, G., and B. Scott, Late Cenozoic crustal extension and basin formation in West Turkey, *Geol. Mag.*, 128, 155-166, 1991.
- Seyitoglu, G., and B.C. Scott, The cause of N-S extensional tectonics in western Turkey: tectonic escape vs back-arc spreading vs orogenic collapse, *J. Geodynamics*, *22*, 145-153, 1996.
- Sheppard, S.M.F., R.L. Nielsen, and H.P. Taylor Jr, Oxygen and Hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits, *Economic Geology*, *64*, 755-777, 1969.
- Sibson, R., and J.V. Rowland, Stress, fluid pressure and structural permeability in seismogenic crust, North Island, New Zealand, *Geophysical Journal International*, 154, 584-594, 2003.
- Sibson, R.H., A note on fault reactivation, Journal of Structural Geology, 7, 751-754, 1985.
- Sokoutis, D., J.P. Brun, J.V.D. Driessche, and S. Pavlides, A major Oligo-Miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension, *J. Geol. Soc., London, 150*, 243-246, 1993.
- Sonder, L.J., P.C. England, B.P. Wernicke, and R.L. Christiansen, A physical model for the Cenozoic extension of western North America, in *Continental extensional tectonics*, vol. 28, edited by M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock, pp. 187-201, Geol. Soc. of London Spec. Publ., 1987.
- Spakman, W., M.J.R. Wortel, and N.J. Vlaar, The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic implications, *Geophys. Res. Lett.*, 15, 60-63, 1988.
- Spencer, J.E., and C.G. Chase, Role of crustal flexure in initiation of low-angle normal faults and implications for structural evolution of the Basin and Range province., *Journal of Geophysical Research*, 94, 1765-1775, 1989.
- Speranza, F., I. Islami, C. Kissel, and A. Hyseni, Palaeomagnetic evidence for Cenozoic clockwise rotation of the external Albanides, *E.P.S.L.*, *129*, 121-134, 1995.
- Stolz, J., M. Engi, and M. Rickli, Tectonometamorphic evolution of SE Tinos, Cyclades, Greece, *Swiss Bulletin of mineralogy and petology*, 77, 209-231, 1997.
- Taylor, H.P., The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 19, 1-71, 1968.
- Taymaz, T., J. Jackson, and D. McKenzie, Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.*, 106, 433-490, 1991.

- Ter Heege, J.H., Relationship between dynamic recrystallization, grain size distribution and rheology, Universiteit Utrecht, 2002.
- Tirel, C., J.P. Brun, and E. Burov, Thermo-mechanical modeling of extensional gneiss domes, in *Gneiss domes in orogeny, Geological Society of America Special Paper 380*, Boulder, Colorado, 2004a.
- Tirel, C., F. Gueydan, C. Tiberi, and J.P. Brun, Aegean crustal thickness inferred from gravity inversion. Geodynamical implications, *E.P.S.L.*, 228, 227-280, 2004b.
- Trotet, F., L. Jolivet, and O. Vidal, Tectono-metamorphic evolution of Syros and Sifnos islands (Cyclades, Greece), *Tectonophysics*, 338, 179-206, 2001a.
- Trotet, F., O. Vidal, and L. Jolivet, Exhumation of Syros and Sifnos metamorphic rocks (Cyclades, Greece). New constraints on the P-T paths, *Eur. J. Mineral.*, *13*, 901-920, 2001b.
- Tsokas, G.N., and O. Hansen, Study of the crustal and subducting lithosphere in Greece from gravity data, J. Geophys. Res., 102, 20585-20597, 1997.
- Twiss, R.J., Theory and applicability of recrystallized grain size paleopiezometer, *Pure Appl. Geophys.*, 115, 227-244, 1977.
- Urai, J.L., R.D. Schuiling, and J.B.H. Jansen, Alpine deformation on Naxos (Greece), in *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*, vol. 54, edited by R.J. Knipe and E.H. Rutter, pp. 509-522, Geological Society Special Publication, 1990.
- van der Meijde, M., S. van der Lee, and D. Giardini, Crustal structure beneath broad-band seismic stations in the Mediterranean region, *Geophys. J. Int.*, 152, 729-739, 2003.
- van Hinsbergen, D.J.J., C.G. Langereis, and J.E. Meulenkamp, Revision of timing, magnitude and distribution of Neogene rotations in the western Aegean region, *Tectonophysics*, *396*, 1-34, 2005.
- Vandenberg, L.C., and G.S. Lister, Structural analysis of basement tectonics from the Aegean metamorphic core complex of Ios, Cyclades, Greece, *J. Struct. Geol, 18*, 1437-1454, 1996.
- Vanorio, T., and J. Virieux, Three-dimensional seismic tomography from P wave and S wave microearthquakes travel times and rock physics characterization of the Campi Flegrei Caldera, J. Geophys. Res., 110, doi:10.1029/2004JB003102, 2005.
- Vigner, A., Images sismiques par réflexions verticales et grand-angle de la croûte en contexte extensif: les Cyclades et le Fossé Nord-Egéen, 269 pp., Institut de Physique du Globe, Paris, 2002.
- Walcott, C.R., The alpine evolution of Thessaly (NW Greece) and Late Tertiary Aegean kinematics, PhD thesis, 175 pp., Utrecht University, 1998.
- Walcott, C.R., and S.H. White, Constraints on the kinematics of post-orogenic extension imposed by stretching lineations in the Aegean region, *Tectonophysics*, 298, 155-175, 1998.
- Wawrzenitz, N., and A. Krohe, Exhumation and doming of the Thasos metamoprhic core complex (S'Rhodope,Greece): structural and geochronological constraints, *Tectonophysics*, 285, 301-332, 1998.
- Weathers, M.S., J.M. Bird, R.F. Cooper, and D.L. Kohlstedt, Differential Stress Determined From Deformation-Induced Microstructures of the Moine Thrust Zone, *Journal of* geophysical research, 84, 7495-7509, 1979.
- Wernicke, B., Low-angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogen, *Nature, 291*, 645-648, 1981.
- Wernicke, B., Uniform-sense simple shear of the continental lithosphere, *Can. J. Earth Sci.*, 22, 108-125, 1985.
- Wernicke, B., Low-angle normal faults and seismicity: a review, J. Geophys. Res., 100, 20159-20174, 1995.
- Westaway, R., The mechanical feasability of low-angle normal faulting, *Tectonophysics*, 308, 407-443, 1999.
- Westaway, R., Active low-angle normal faulting in the Woodlark extensional province, Papua New Guinea: A physical model, *Tectonics*, 24, doi:10.1029/2004TC001744, 2005.
- White, S.H., and R.J. Knipe, Transformation- and reaction-enhanced ductility in rocks, Journal of the Geological Society of London, 135, 513-516, 1978.
- Wibberly, C., Are feldspar-to-micas reactions necessarily reaction-softening process in fault zones, *Journal of Structural Geology*, 21, 1999.
- Wijbrans, J.R., J.D. van Wees, R.A. Stephenson, and S.A.P.L. Cloethingh, Pressuretemperature-time evolution of the high-pressure metamorphic complex of Sifnos, Greece, *Geology*, 21, 443-446, 1993.
- Wills, S., and W.R. Buck, Stress-field rotation and rooted detachment faults: A Coulomb failure analysis, *Journal of geophysical research*, *102*, 20,503-20,514, 1997.
- Wintsch, R.P., R. Christoffersen, and A.K. Kronenberg, Fluid-rock reaction weakening of fault zones, *Journal of geophysical research*, 100, 13,021-13,032, 1995.
- Wortel, M.J.R., and W. Spakman, Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region, *Science*, 290, 1910-1917, 2000.
- Yardley, B.W.D., and J.W. Valley, How wet is the Earth's crust?, Nature, 371, 205-206, 1994.
- Yin, A., Origin of regional, rooted low-angle normal faults: a mechanical model and its tectonic implications., *Tectonics*, *8*, 469-482, 1989.
- Yuen, D., and G. Schubert, Asthenospheric shear flow: thermally stable or unstable?, *Geophys. Res. Let.*, 4, 503-506, 1977.

ANNEXES

VI.6 Evaluation des paléo-contraintes par la méthode du micro-boudinage (Masuda et al., 1989)

VI.6.1 Utilisation du modèle de « stress transfer » (Lloyd et al., 1982)

VI.6.1.1 Principe de la méthode

La méthode consiste à appliquer au boudinage la mécanique de chargement d'une fibre incluse dans une matrice homogène. Les auteurs testent la validité de l'analogie de comportement entre boudins et fibres. Pour cela, ils génèrent de façon aléatoire (tirage de type Monte-Carlo) une distribution prédictive du coefficient de forme de boudins en fonction des propriétés de la matrice et la comparent avec une distribution mesurée sur le terrain. Un bon fit entre distribution prévue et distribution effective valide, à posteriori, la similitude de comportement entre fibre et boudins.

VI.6.1.2 Equations constitutives



Figure VI-14: Déformation d'une fibre dans une matrice élastique homogène. Nomenclature utilisée par Lloyd et al., 1982

Le champ de contraintes dans la matrice est considéré comme uniforme, tout comme le déplacement aux limites de la cellule.

La loi comportementale explicitée ci-dessous permet de relier la contrainte cisaillante de la fibre à la déformation encaissée par la matrice.

$$\sigma = E_{f} \varepsilon \left[1 - \cosh(\beta(l/2 - x)) / \cosh(\beta l/2) \right]$$
 Équation 9

avec :

$$\beta = \left[2\pi G_m / E_f A_f \ln(R_0/r)\right]^{\frac{1}{2}}$$

A_f : section de la fibre

Équation 10

 R_o : distance entre deux fibres voisines

r : rayon de la fibre

l : longueur de la fibre G_m : shear modulus de la matrice

 ε : déformation de la matrice

 σ : contrainte cisaillante de la fibre E_f : module d'Young de la fibre D'après l'équation 1, la contrainte maximale s'exerce au centre de la fibre, d'où

$$\sigma_{\max} = E_f \varepsilon [1 - \sec h(\beta l/2)]$$
 Équation 11

Soit σ_{uf} la résistance de la fibre à la rupture. On a fracturation Ssi :

$$\sigma_{uf}/\sigma_{\max} \leq 1$$

On définit alors une longueur caractéristique de fibre l_c satisfaisant à l'équation

$$\sigma_{uf} / \sigma_{\max} = 1$$
$$\Leftrightarrow \frac{\sigma_{uf}}{E_f \varepsilon (1 - \sec h(\beta l_c/2))} = 1$$

La suite de la démarche consiste à générer une distribution de lc dans un milieu donné, et de la comparer, au final, avec la distribution mesurée sur un exemple de terrain. Le principal avantage de la démarche est de prouver l'analogie comportementale entre une fibre soumise à une charge et un boudin étiré dans une matrice ductile. La méthode reste toutefois extrêmement théorique et ne permet pas, de façon triviale, de remonter aux caractéristiques rhéologiques de l'encaissant.

Masuda et al. ont réutilisé cette méthode et l'ont adaptée à l'étude des microboudins en lames minces afin de remonter aux contraintes différentielles ayant prévalu lors de leur formation.

VI.6.2 Application du modèle au microboudinage

VI.6.2.1 Principe de la méthode

Il s'agit ici de coupler le modèle de « stress transfer » développé ci-dessus à une fonction de probabilité de la densité d'imperfections dans un matériau. Une comparaison entre la densité cumulée d'imperfections prévue (pour une contrainte donnée) et le rapport entre grains boudinés et grain intacts mesuré dans une lame permet de remonter à une variable approchant le différentiel de contraintes dans la lame.

VI.6.2.2 Modification du modèle de stress transfer Masuda et al., 2003

Les équations du modèle de stress transfer, initialement calquées sur celles de Ferguson and Lloyd, 1982, ont été modifiées d'après Zhao and Ji, 1997. La dérivation des nouvelles équations rend mieux compte des conditions aux limites initialement fixées.



Figure VI-15: Déformation d'une fibre dans une matrice élastique homogène. Nomenclature utilisée par Masuda et al., 2003; Masuda et al., 1989

$$\sigma = E_f \mathcal{E} \left[1 - \frac{E_m}{E_f} \frac{\cosh(\beta x)}{\cosh(\beta l)} \right]$$

Équation 12

avec :



Équation 13

$$\begin{split} &\sigma: \text{contrainte cisaillante de la fibre} \\ &E_f: \text{module d'Young de la fibre} \\ &\epsilon: déformation de la matrice} \\ &E_m: \text{module d'Young de la fibre} \\ &v_m: \text{ coefficient de Poisson de la} \end{split}$$

 $\begin{array}{ll} r: coefficient d'aspect de la fibre\\ l:longueur de la fibre\\ R_0: rayon de la cellule unitaire\\ r_0: rayon de la fibre \end{array}$

matrice

Ferguson and Lloyd, 1982 ont démontré que la contrainte cisaillante est maximale au centre de la fibre, ie en x=0. En posant $\varepsilon = \sigma_0 / E_m$ (la matrice est considérée comme élastique), on obtient :

$$\sigma_c = \frac{E_f}{E_m} \sigma_0 \left[1 - \left(1 - \frac{E_f}{E_m} \right) \frac{1}{\cosh(Ar)} \right] \quad \text{Équation 14}$$

avec :

$$4 = \frac{\beta l}{r} = \left[\frac{E_m}{E_f (1 + \upsilon_m) \ln(R_0/r_0)}\right]^{\frac{1}{2}} \quad \text{Équation 15}$$

 σ_0 : contrainte cisaillante de la matrice.

VI.6.2.3 Couplage au modèle statistique

Les auteurs considèrent un mécanisme de fracturation à l'échelle du grain. Une augmentation de la contrainte extérieure appliquée à un grain provoque la concentration de contraintes autour de ses imperfections. La plus faible de ces imperfections cède la première, induisant une fracturation à l'échelle du grain. La résistance à la fracturation du grain dépend donc de celle de la plus faible des imperfections. Si l'on connaît la fonction de densité de probabilité des imperfections du grain, il est possible de calculer la résistance moyenne à la fracturation du grain, ainsi que sa variance.

La résistance à la fracturation d'une imperfection et un paramètre statistique généralement modélisé par une distribution de type Weibull. *Masuda et al.*, 2003; *Masuda et al.*, 1989 ont dérivé l'expression en fonction du coefficient de forme des boudins et de la contrainte appliquée à la matrice :

$$g(r,\sigma) = \frac{(m-1)}{(S^*)^m} r \sigma^{m-1} \exp \left[-\frac{m-1}{m} r \left(\frac{\sigma}{S^*}\right)^m\right] \quad \text{Équation 16}$$

r : coefficient d'aspect de la fibre σ : contrainte cisaillante de la fibre

m : déviation standard S^* : moyenne de la distribution

Ils en ont déduit la fonction cumulative de distribution suivante :

$$G(r,\sigma) = 1 - \exp\left[-\frac{m-1}{m}r\left(\frac{\sigma}{S^*}\right)^m\right]$$
 Équation 17

En substituant l'équation 6 dans la 9, on obtient :

$$G(r,\lambda) = 1 - \exp\left[-\frac{m-1}{m}r\lambda^{m}\left(\frac{E_{f}}{E_{m}}\right)^{m} * \left\{1 - \left((1 - \frac{E_{m}}{E_{f}}\right)\frac{1}{\cosh(Ar)}\right\}^{m}\right] \quad \text{Équation 18}$$

où : $\lambda = \frac{\sigma_0}{S^*}$

 σ_0 : contrainte cisaillante dans la matrice

S(r): mode de la fonction de distribution. S correspond à la valeur de σ pour laquelle g(\sigma,r) est maximale. S*=S(1)

La fonction G correspond à la probabilité d'avoir une certaine fraction de grains fracturés pour des couples donnés coefficient d'aspect/contrainte cisaillante dans la matrice.

La méthode consiste à comparer une mesure de la fraction de grains boudinés dans une lame mince à la fraction prévue par la loi statistique G. Les auteurs ont donc défini une nouvelle fonction T, telle que

$$T(\lambda) = \sum_{r} \left[G(\lambda, r) - M(r) \right]^2 \quad \text{Équation 19}$$

où M(r) correspond à la fraction de grains boudinés mesurés dans une lame mince. Une minimisation de T permet d'obtenir une valeur de λ caractéristique du système.

VI.6.2.4 Détermination des variables du système

En pratique, la fonction G (et par conséquent la fonction T) dépend de m, A, $\nu_m,\,E_f$ et $E_m.$

Les valeurs de v_m , E_f et E_m sont déduites d'études expérimentales à température et pression ambiantes (Simmons and Wang, 1971).

La valeur de A est calculée en introduisant v_m , E_f et E_m dans l'équation 7, en supposant $R_0/r_0=10$. (l'influence de ce rapport sur A est minime)

La valeur de r est mesurée en lame mince.

Reste alors à déterminer les valeurs de m et λ . Elles sont calculées conjointement de sorte à minimiser la fonction T. Il est alors possible de remonter à G, et, à une constante près, aux paléocontraintes.

Une telle estimation nous permettrait la comparaison avec les valeurs obtenues par la méthode des paléopiézomètres.