

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΠΑΤΡΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΝΙΚΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗΣ

Η πλαστική ζώνη διάτμησης του Φελλού (Ενότητα Κυανοσχιστολίθων, Άνδρος)

Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης
Του

Κωνσταντίνου Παπαπαύλου



ΠΑΤΡΑ

2013

Επιβλέπων Καθηγητής : Παρασκευάς Ξυπολιάς, Επίκουρος Καθηγητής
Τμήματος Γεωλογίας Πανεπιστημίου Πατρών

Τριμελής Εξεταστική επιτροπή

Παρασκευάς Ξυπολιάς, Επίκουρος Καθηγητής Τμήματος Γεωλογίας
Πανεπιστημίου Πατρών

Ιωάννης Ηλιόπουλος, Λέκτορας Τμήματος Γεωλογίας Πανεπιστημίου Πατρών

Ιωάννης Κουκουβέλας, Καθηγητής Τμήματος Γεωλογίας Πανεπιστημίου
Πατρών

Ευχαριστίες

Η παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή δεν θα μπορούσε να διαμορφωθεί χωρίς την συμβολή κάποιων ανθρώπων.

Ειδικότερα, Ευχαριστώ :

Τον επιβλέποντα, Επίκουρο καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας, Κ. Παρασκευά Ξυπολιά για το προσωπικό ενδιαφέρον, τη βοήθεια και την καθοδήγηση σε όλα τα στάδια της εργασίας. Τον ευχαριστώ , επίσης, θερμά για τις ευκαιρίες που μου έδωσε ,μέσω ερευνητικών εκδρομών, να έρθω σε επαφή με την γεωλογία της Αττικοκυκλαδικής Μάζας.

Τον λέκτορα του τμήματος Γεωλογίας Κ. Ιωάννη Ηλιόπουλο για την συζήτηση και επίλυση αποριών ορυκτολογικής και πετρολογικής φύσεως, και για την πολύτιμη βοήθεια του στο χειρισμό του ηλεκτρονικού μικροσκοπίου σαρώσεως μέσω του οποίου αντλήθηκαν ορυκτοχημικά και πετρολογικά δεδομένα.

Τον Καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας Κ. Ιωάννη Κουκουβέλα για το ενδιαφέρον του κατά την διάρκεια εκπόνησης της εργασίας και τις χρήσιμες υποδείξεις και παρατηρήσεις του.

Ευχαριστώ θερμά , επίσης, τον Δρ. Βασίλειο Χατζάρα για το συγχρωτισμό και την πολύτιμη βοήθεια του στην υπαίθρια και εργαστηριακή εργασία.

Η μεταπτυχιακή διατριβή αφιερώνεται στους γονείς μου, ως ελάχιστη ανταπόδοση για την αδιάκοπη και ανιδιοτελή ηθική και υλική υποστήριξη κατά την διάρκεια των σπουδών μου.

Η παρούσα διατριβή πραγματοποιήθηκε με την οικονομική υποστήριξη του Πανεπιστημίου Πατρών, υπό τη μορφή υποτροφίας, στα πλαίσια του Προγράμματος "Κ.Καραθεοδωρής", επιστημονικός υπεύθυνος του οποίου είναι ο επιβλέπων της παρούσας διατριβής.

Περίληψη

Στην παρούσα Μεταπτυχιακή Διατριβή αναλύονται τα παραμορφωτικά και συστασιακά (πετρογραφικά - ορυκτοχημικά) χαρακτηριστικά μυλωνιτιωμένων λιθολογιών από την πλαστική ζώνη διάτμησης του Φελλού (Βορειοδυτική Άνδρος). Η ζώνη διάτμησης του Φελλού είναι μια μεσοσκοπικής κλίμακας δομή, BBA διεύθυνσης, με δομικό πάχος της τάξεως των 200 μέτρων. Το κεντρικό τμήμα της ζώνης διάτμησης φιλοξενείται σε μετα-πηλινικές λιθολογίες και οριοθετείται από έντονα παραμορφωμένα μετα-υπερβασικά και μετα-βασικά λιθολογικά σώματα. Οι μυλωνιτιωμένες λιθολογίες της ζώνης διάτμησης χαρακτηρίζονται σαν S έως S – L τεκτονίτες. Η τεκτονική χαρτογράφηση στην περιοχή μελέτης αποκάλυψε ότι η μυλωνιτική ζώνη αναπτύχθηκε υπο-παράλληλα με το αξονικό επίπεδο ενός ήπια κεκλιμένου συγκλινοειδούς το οποίο έχει υποστεί καθολικό μετασχηματισμό. Οι ρεολογικές αντιθέσεις μεταξύ του πυρήνα της ζώνης διάτμησης και των περιθωρίων της σε συνδυασμό το τεκτονικό περιβάλλον ενός μετασχηματισμένου συγκλινοειδούς έχουν συμβάλλει στον εντοπισμό της παραμόρφωσης στην θέση ανάπτυξης της ζώνης διάτμησης. Σε χαρτογραφική κλίμακα ο προσανατολισμός των γραμμώσεων έκτασης μεταβάλλεται από NNΔ , παράλληλα στη διεύθυνση της ζώνης διάτμησης, σε ΔΒΔ διεύθυνση βύθισης. Η μεταβολή στον προσανατολισμό των γραμμώσεων έκτασης δείχνει ότι η διεύθυνση κίνησης εντός της ζώνης διάτμησης διαμερίζεται χωρικά σε συνιστώσες κίνησης παράλληλα και κάθετα στην παράταξη της μυλωνιτικής φολίωσης. Ο κινηματικός διαμερισμός στην πλαστική ζώνη διάτμησης του Φελλού είναι χαρακτηριστικό γνώρισμα ζωνών διάτμησης πλάγιας συστολής. Ο κινηματικός διαμερισμός που αναγνωρίστηκε, ερευνήθηκε περαιτέρω με την εξέταση της χωρικής κατανομής των κρυσταλλογραφικών αξόνων [c] του χαλαζία, από δείγματα χαλαζιακών φλεβών και χαλαζιακών μυλωνιτών, προσανατολισμένα παράλληλα στη μυλωνιτική φολίωση και κάθετα στη γράμμωση έκτασης (XZ επίπεδο ελλειψοειδούς παραμόρφωσης). Τα ιστολογικά διαγράμματα [c] αξόνων χαλαζία παρουσιάζουν μεταβολές στην τοπολογία τους σε διαφορετικά δομικά επίπεδα της ζώνης διάτμησης και διακριτές διαφορές με τα πρότυπα κρυσταλλογραφικά διαγράμματα [c] αξόνων μονοκλινικής συμμετρίας. Διακριτό χαρακτηριστικό , ειδικά για τα ανώτερα δομικά επίπεδα της ζώνης διάτμησης, είναι η εστίαση των [c] αξόνων σε σημειακά μέγιστα που προβάλλονται σε περιφερειακές θέσεις των κρυσταλλογραφικών διαγραμμάτων. Η βάση , δομικά, της ζώνης διάτμησης βρίσκεται στην ρεολογική διεπιφάνεια μετα-πηλινών – μετα-βασιτών. Στην επαφή αυτή, ιστολογικά διαγράμματα από γειτονικά δείγματα

χαλαζιακών φλεβών παρουσιάζουν συστηματικά διαγράμματα τύπου *μικρών κύκλων*. Η συστηματικότητα αυτή υποδηλώνει εντοπισμό της γεωμετρίας της παραμόρφωσης στην λιθολογική επαφή των μετα-πηλιτών - μετα-βασίτων. Η ποσοτική ανάλυση της παραμόρφωσης έδειξε ότι η παράμετρος R_{xz} μεταβάλλεται από 2.1 έως 6.45 ενώ η παράμετρος Flinn κυμαίνεται από 0.01 έως 0.93, υποστηρίζοντας και ποσοτικά ότι η γεωμετρία της παραμόρφωσης ανήκει στο πεδίο της πλάτυνσης. Η γεωμετρία της παραμόρφωσης στο πεδίο της πλάτυνσης είναι ένα επιπλέον διαγνωστικό χαρακτηριστικό των ζωνών διάτμησης πλάγιας συστολής.

Η πετρογραφική εξέταση μυλωνιτιωμένων λιθολογιών εστίασε στην αναγνώριση ζωνωμένων ορυκτών φάσεων με σκοπό την στοιχειοθέτηση των ορυκτοχημικών χαρακτηριστικών τους. Η πετρογραφική εξέταση δειγμάτων από μια επιφανειακή εμφάνιση μεταβασιτών από την βάση της μυλωνιτικής ζώνης συνέβαλλε στην αναγνώριση, σε κλίμακα λεπτής τομής, δύο λιθολογικών τύπων οι οποίοι είναι **(α)** Γρανατούχος – γλαυκοφανιτικός σχιστόλιθος και **(β)** Επιδοιτικός - γλαυκοφανιτικός σχιστόλιθος. Η ορυκτοχημεία ζωνωμένων γρανατών και αμφιβόλων από τους δύο λιθολογικούς τύπους εξετάστηκε μέσω SEM/EDS. Η ορυκτοχημική ανάλυση οδήγησε στην αναγνώριση τριών τύπων ζώνωσης στις αμφιβόλους με τα εξής χαρακτηριστικά (α) Σκούροι πράσινοι πυρήνες σιδηρο-Κεροσίλβης με κροσσιτικά περιθώρια (β) Παλίνδρομη ζώνωση μεταξύ μπλε (σιδηρο-Γλαυκοφανής) και πράσινων αμφιβόλων (σιδηρο-Βαρροϊσίτης) και (γ) Απομονωμένοι κρύσταλλοι με κροσσιτικούς πυρήνες και ριβεκιτικά περιθώρια. Τα περιθώρια των ζωνωμένων γρανατών που εξετάστηκαν βρίσκονται σε ιστολογική ισορροπία με μπλέ αμφιβόλους, το γεγονός αυτό σε συνδυασμό με τα ορυκτοχημικά πειστήρια της κλασμάτωσης του μαγγανίου στους πυρήνες αποδεικνύει ότι η βλάστηση των γρανατών συνέβη σε αυξανόμενες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας κατά την διάρκεια του υψηλής πίεσης μεταμορφικού γεγονότος.

Abstract

The subject of the present contribution is the analysis of deformation in the Fellos ductile shear zone, which crops out in the island of Andros. Fellos shear zone (FSZ) is an outcrop scale NNE – striking structure with a total structural thickness of, approximately, 200 m. The central main domain of the shear zone is defined by mylonitized metapelitic rocks, bounded by strongly deformed meta–ultrabasic and meta-basic rocks both on top and bottom. Mylonitic rocks in the shear zone can be classified as S to S – L tectonites. Structural mapping revealed that the Fellos shear zone resulted from the complete transposition of a gently inclined synform the axial plane of which is orientated sub – parallel to the mylonitic foliation. The rheological contrasts between the core of the shear zone and its margins in conjunction with the structural framework of a transposed synform are first order influences to the localization of deformation. The map scale pattern of the stretching lineations in the shear zone shows that the lineation swings from a SSW orientation, trending parallel to the strike of the shear zone, to an WNW orientation. This variation shows that transport orientation in the shear zone is spatially partitioned into strike parallel and strike normal movements. This kinematic partitioning in the Fellos shear zone is a characteristic feature of transpressional high strain shear zones. The recognized partitioning was further investigated by examining the pattern of quartz [c]-axes fabrics in quartz veins oriented parallel to the mylonitic foliation as well as in quartz–rich mylonites. Quartz [c] axes fabric diagrams shows variations in their topology at different structural levels of the shear zone and distinct differences with the [c] axes patterns of monoclinic strain symmetry. Distinct feature, especially at the uppermost structural levels of the shear zone, is the point maxima clustering of the [c] axes in peripheral position of the crystallographic diagrams. At the base of the shear zone, in the rheological interface of metapelites with metabasites, the fabric diagrams from neighboring quartz vein specimens shows consistently *small circle girdle* pattern. This observation denotes localization in the geometry of deformation (flattening) at this lithological contact. Finite strain analysis shows that R_{xz} varies from 2.1 to 6.45, while the Flinn parameter range between 0.01 and 0.93, supporting quantitatively the flattening geometry of strain. Flattening strain is another diagnostic criterion of transpressional shear zones.

The means to constrain the compositional features of the mylonitic rocks was mineral chemistry and petrographic analysis. Petrographic examination, specifically, of a metabasite

outcrop from the base of the shear zone revealed, in thin section scale, two lithologic types: **(a)** Garnet blueschist and **(b)** Epidote blueschist. The mineral chemistry of zoned garnets and amphiboles from these petrographic types has been examined using SEM/EDS. The microchemical analysis revealed three different zoning patterns in the amphiboles which are characterized by (a) dark green ferro–Hornblende cores with Crossite rims (b) Amphiboles with alternations of blue (ferro–Glaucophane) and green amphiboles (ferro–Barroisite) and (c) Isolated grains with Crossite cores and Riebeckite rims. Compositional mapping of zoned garnets witnessed fractionation of manganese to the cores, which is the *Prima facie* evidence of growth zoning. In addition, the almandine rims of the zoned garnets are in textural equilibrium with blue amphiboles, observation which implies that these garnets nucleated during the HP event.

Περιεχόμενα

Ευχαριστίες	v
Περίληψη	vii
Abstract	ix
1.Εισαγωγή	1
2. Γεωλογική επισκόπηση	3
2.1 Αττικοκυκλαδική Μάζα	3
2.1.1 Τεκτονοστρωματογραφική διάρθρωση	4
2.1.2 Μεταμορφική εξέλιξη	7
2.1.2.1 Μεταμορφικό γεγονός υψηλών πιέσεων – χαμηλών θερμοκρασιών M_1	7
2.1.2.2 Μεταμορφικό γεγονός μεσαίων πιέσεων M_2	8
2.1.2.3 Μεταμορφικό γεγονός χαμηλών πιέσεων – υψηλών θερμοκρασιών M_3	10
2.2 Σενάρια εκταφιασμού Αττικοκυκλαδικής μάζας	10
2.3 Τεκτονική επισκόπηση	12
2.4 Το Μεταμορφικό σύμπλεγμα της Άνδρου	16
2.4.1 Τεκτονοστρωματογραφική διάρθρωση	18
2.4.2 Μεταμορφική εξέλιξη	21
2.4.2.1 Μεταμορφικό γεγονός Υψηλών πιέσεων – χαμηλών θερμοκρασιών M_1	21
2.4.2.2 Μεταμορφικό γεγονός μεσαίων πιέσεων M_2	21
2.4.3 Τεκτονική επισκόπηση	23
3. Η δομή της πλαστικής ζώνης διάτμησης του Φελλού	26
3.1 Περιγραφή λιθολογιών – Τεκτονοστρωματογραφικές σχέσεις	27
3.2 Προοδευτική εξέλιξη της παραμόρφωσης – Μυλωνιτοποίηση	29
3.3 Μεσοσκοπικά δομικά χαρακτηριστικά της Μυλωνιτικής ζώνης του Φελλού	31
3.3.1 Επίπεδα ιστολογικά στοιχεία και πτυχές	31
3.3.2 Γραμμικά ιστολογικά στοιχεία	35
3.4 Δομική αρχιτεκτονική και εντοπισμός της παραμόρφωσης	39
4. Προσανατολισμός κρυσταλλογραφικών [c]-αξόνων χαλαζία και ποσοτική ανάλυση της παραμόρφωσης	41

4.1. Τεκτονικές εφαρμογές της χωρικής κατανομής των κρυσταλλογραφικών [c] αξόνων χαλαζία	41
4.2. Μεθοδολογία.....	43
4.2.1. Χαρακτηριστικά δειγματοληψίας.....	44
4.3. Αποτελέσματα	45
4.4. Ποσοτική ανάλυση της παραμόρφωσης	47
4.4.1. Μεθοδολογία.....	47
4.4.2. Η μέθοδος $R_f - \Phi$	48
4.4.3. Αποτελέσματα	49
5. Πετρογραφία και ορυκτοχημική ανάλυση μυλωνιτικών δειγμάτων	51
5.1. Πετρογραφικά χαρακτηριστικά	51
5.1.1. Γρανατούχος – γλαυκοφανιτικός σχιστόλιθος	51
5.1.2. Επιδοτιτικός – γλαυκοφανιτικός σχιστόλιθος	52
5.2 Ορυκτοχημικές αναλύσεις αμφιβόλων και γρανατών	53
5.2.1 Αμφίβολοι : Γενικά στοιχεία	53
5.2.2 Ορυκτοχημική ανάλυση.....	56
5.2.2.1 Ορυκτοχημεία ζωνωμένων αμφιβόλων (Επιδοτιτικός – γλαυκοφανιτικός σχιστόλιθος)	56
5.3 Γρανάτες	60
5.3.1 Γενικά στοιχεία	60
5.3.1 Ορυκτοχημική ανάλυση.....	61
5.3.2 Ορυκτοχημεία ζωνωμένων γρανατών (Γρανατούχος – γλαυκοφανιτικός σχιστόλιθος).....	61
5.3.2.1 Προφίλ και χάρτες συστασιακής ζώνωσης	63
6. Συμπεράσματα.....	65
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ	68
Βιβλιογραφία	74

1.Εισαγωγή

Ο σκοπός της μεταπτυχιακής διατριβής είναι μέσω (α) Γεωλογικής και Τεκτονικής χαρτογράφησης, (β) Μικροτεκτονικής ανάλυσης (προσδιορισμός χωρικής κατανομής κρυσταλλογραφικών [c] αξόνων και ποσοτική ανάλυση της πλαστικής παραμόρφωσης) και (γ) Ορυκτοχημικής εξέτασης ζωνωμένων αμφιβόλων και γρανατών **(α)** να εξακριβωθεί η δομική αρχιτεκτονική της περιοχής μελέτης, **(β)** να αναλυθούν τα κινηματικά χαρακτηριστικά της πλαστικής ζώνης διάτμησης του Φελλού, **(γ)** Να περιγραφούν τα κρυσταλλογραφικά διαγράμματα [c] αξόνων χαλαζία, οι μεταβολές στην τοπολογία τους και η πληροφορία που δίνουν για την γεωμετρία της παραμόρφωσης από διαφορετικά δομικά επίπεδα της μωλυντικής ζώνης, **(δ)** Να προσδιορισθεί ποσοτικά η παραμόρφωση και η γεωμετρία της παραμόρφωσης (επίπεδη παραμόρφωση, σύσφιξη, πλάτυνση) και **(ε)** Να αντληθεί πληροφορία από τα συστασιακά χαρακτηριστικά των ζωνωμένων ορυκτών φάσεων δίνοντας έμφαση στις προεκτάσεις που ανακύπτουν για την μεταμορφική εξέλιξη της Ανώτερης ενότητας στο μεταμορφικό σύμπλεγμα της Άνδρου.

Η υπαίθρια εργασία έλαβε χώρα τον Απρίλιο του 2012 και είχε ως στόχους **(α)** τη γεωλογική χαρτογράφηση των λιθολογικών ενοτήτων της περιοχής μελέτης, **(β)** τη συλλογή τεκτονικών δεδομένων από την ευρύτερη περιοχή, δίνοντας έμφαση στην συλλογή επίπεδων και γραμμικών ιστολογικών στοιχείων από την περιοχή που εντοπίστηκε η πλαστική ζώνη διάτμησης, **(γ)** τη λήψη προσανατολισμένων δειγμάτων από χαλαζιακές φλέβες και χαλαζιακούς – μαρμαρυγιακούς μωλωνίτες από διαφορετικά δομικά επίπεδα της μωλυντικής ζώνης, και **(δ)** τη λήψη δειγμάτων από μια επιφανειακή εμφάνιση μεταβασιτών με σκοπό την πετρολογική και ορυκτοχημική μελέτη.

2. Γεωλογική επισκόπηση

Οι μεταμορφικές λιθολογίες υψηλών πιέσεων είναι καταγραφείς των τεκτονοθερμικών διεργασιών που συμβαίνουν σε σύγχρονες ζώνες καταβύθισης (Maekawa et al. 1993 , Stern, 2002). Η αποκωδικοποίηση ,επομένως, της περιεχόμενης πληροφορίας από λιθολογικούς σχηματισμούς που φιλοξενούνται σε αυτές τις περιοχές παρέχει την δυνατότητα χαρτογράφησης των στιγμιότυπων εξέλιξης σύγχρονων και απολιθωμένων συστημάτων καταβύθισης. Ένα διεθνώς γνωστό παράδειγμα απολιθωμένου τμήματος μιας ζώνης καταβύθισης είναι η υψηλής πίεσης μεταμορφική περιοχή της Αττικοκυκλαδικής μάζας, η οποία λειτουργεί σαν εργαστήριο για την κατανόηση μηχανισμών εκταφιασμού μεταμορφωμένων πετρωμάτων (Ring et al. 2003, Schmadicke & Will, 2003, Xypolias et al. 2012) αλλά και φυσικοχημικών διεργασιών στην διεπιφάνεια μανδουακής σφήνας – καταβυθιζόμενης πλάκας (Ague, 2007).

2.1 Αττικοκυκλαδική Μάζα

Η Αττικοκυκλαδική μάζα έχει έκταση της τάξεως των 230×190 km² καταλαμβάνει τα κεντρικά τμήματα του Αιγαίου και αποτελεί μια από τις μεγαλύτερες σε έκταση ζώνες υψηλής πίεσης μεταμορφωμένων πετρωμάτων κατά μήκος του Αλπικού ορογενετικού συστήματος (Okay, 1989, Avigad & Garfunkel. 1991). Η Αττικοκυκλαδική μάζα, ή αλλιώς Αττικοκυκλαδικό κρυσταλλικό σύμπλεγμα, συνιστά μια μεταμορφική επαρχία τύπου Δυτικών Άλπεων (Ernst, 1988 , Spear, 1993) και δομείται από μεταμορφικές λιθολογίες χαρακτηριστικές συμπλεγμάτων καταβύθισης με μεταβατικά χαρακτηριστικά, από συνθήκες εκλογιτικής - κυανοσχιστολιθικής φάσης σε μεταμορφικές συνθήκες τύπου Barrow (Whitney et al. 2011). Η ανάμειξη λιθολογικών μελών με διαφορετική τεκτονοθερμική ιστορία σε μια μεταμορφική επαρχία μπορεί να σηματοδοτεί την εισαγωγή φλοιού με πάχος ικανό να διακόψει την λειτουργία της ζώνης καταβύθισης (Cloos, 1993 , Stern, 2002) όπως συνέβη στα κεντρικά και ανατολικά τμήματα των Άλπεων (Bousquet et al. 2008) δημιουργώντας μεταμορφικά συμπλέγματα με ασύγχρονα μέγιστα στην θερμοβαρομετρική τους εξέλιξη. Αντίθετα, η συγκριτική πετρολογική μελέτη μεταξύ μεταμορφικών συμπλεγμάτων των Δυτικών Άλπεων και της Αττικοκυκλαδικής μάζας, τεκμηριώνει την καταγραφή πολλαπλών φάσεων ενταφιασμού (Spear & Cheney 2009, Rubatto et al. 2011).

2.1.1 Τεκτονοστρωματογραφική διάρθρωση

Η Αττικοκυκλαδική μάζα έχει διαιρεθεί σε τέσσερις τεκτονοστρωματογραφικές ενότητες (Godfriaux, 1962, Durr et al. 1978, Bonneau, 1984) (**Εικόνα 2.1**). Οι ενότητες αυτές από τα κατώτερα προς τα ανώτερα τεκτονο - στρωματογραφικά επίπεδα είναι οι εξής : α) Η ενότητα Βάσεως β) Η ενότητα Χώρας γ) Η ενότητα γλαυκοφανιτικών σχιστολίθων (CBU) και δ) Το οφιολιθικό κάλυμμα.

Η ενότητα βάσεως αποτελεί μια παρα - αυτόχθονη ανχιμεταμορφωμένη έως χαμηλά μεταμορφωμένη ανθρακική πλατφόρμα. Το ηλικιακό εύρος των μεσοζωικών ανθρακικών πετρωμάτων που δομούν την ενότητα βάσεως κυμαίνεται από το Τριαδικό έως το Άνω Κρητιδικό. Η ενότητα βάσεως δομεί τα τεκτονικά παράθυρα του Αλμυροποτάμου στην κεντρική Εύβοια, του Πανόρμου στην Τήνο, το κάλυμμα του Κερκετέα στην Σάμο, και συσχετίζεται στρωματογραφικά με την παρουσία μαρμάρων στην Αμοργό (Melidonis, 1980, Avigad & Garfunkel, 1989, Boronkay & Doutsos, 1994). Μια φλυσχική ακολουθία του Παλαιογενούς υπέρκειται στρωματογραφικώς σύμφωνα επί της μεταμορφωμένης ανθρακικής ακολουθίας και έχει υποστεί συνθήκες κυανοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωσης (Shaked et al. 2000). Το πάχος της ενότητας στο τεκτονικό παράθυρο του Αλμυροποτάμου προσεγγίζει τα 2 χλμ ενώ η υπερκείμενη μεταφλυσχική ακολουθία έχει πάχος περίπου 1.5 χλμ. Παλαιογεωγραφικά η πλατφόρμα αυτή θεωρήθηκε από ορισμένους ερευνητές ως ομόλογη της Απούλιας πλατφόρμας (Godfriaux, 1962, Papanikolaou, 1984, Katsikatsos et al. 1986), ενώ κατά άλλους ως μικροήπειρος ανάλογη με την μικροήπειρο Ολύμπου – Όσσας (Doutsos et al. 1993, Xypolias et al. 2003).

Η ενότητα Χώρας (Bonneau, 1984) αποτελείται από ορθογνεύσιους, γρανιτοειδή και παραγνεύσιους Ανω Παλαιοζωικής ηλικίας (Ιο, Σίκινο, Νάξο, Πάρο, Αντίπαρο, Δήλο και Σίκινο). Οι πρωτόλιθοι αυτών των γνευσίων είναι γρανιτικά πετρώματα των οποίων η ηλικία με βάση γεωχρονολογήσεις είναι ηλικίας περίπου 300 Ma. Τα πετρώματα αυτής της ενότητας έχουν πολυφασική μεταμορφική ιστορία και θεωρείται ότι τρία μεταμορφικά γεγονότα έχουν συμβάλει στην δημιουργία τους (Andriessen et al. 1987, Vanderberg & Lister 1996). Το πρώτο μεταμορφικό γεγονός έχει προ - αλπική ηλικία (Υψηλές θερμοκρασίες και μεσαίες πιέσεις, συνθήκες αμφιβολιτικής φάσης), το δεύτερο συνέβη κατά το Ηώκαινο (Υψηλές πιέσεις – Χαμηλές θερμοκρασίες), και το τρίτο στο Ολιγόκαινο - Μειόκαινο (Μεσαίες έως υψηλές θερμοκρασίες –

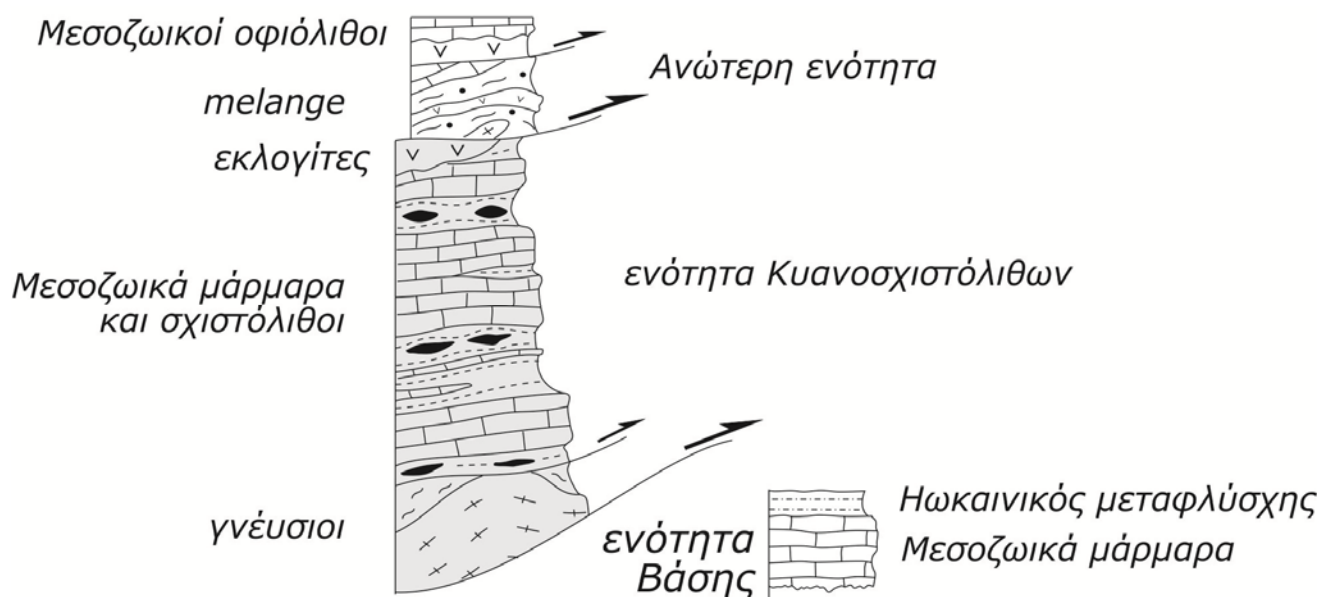
Χαμηλές πιέσεις). Προϊόν του τελευταίου μεταμορφικού γεγονότος είναι τα ανατηκτικά φαινόμενα στην ενότητα Χώρας που γέννησαν μιγματιτικούς δόμους όπως αυτός της Νάξου και της Πάρου.

Η ενότητα γλαυκοφανιτικών σχιστολίθων προήλθε πρωτολιθικά από νηρητικούς ασβεστόλιθους, ψαμμιτικά προς πηλινικά ιζήματα, βασικούς έως όξινους ηφαιστίτες και σερπεντινίτες, αντιπροσωπεύοντας πιθανά ένα Μεσοζωικό παθητικό περιθώριο (Schliestedt et al. 1994, Mocek, 2001). Η παρουσία μεγάλου πάχους φακών βασικής και υπερβασικής σύστασης δείχνει ότι μια ωκεάνια λεκάνη αποτελούσε τμήμα αυτού του περιθωρίου (Katzir et al. 2000, Χυγολίας et al. 2003). Τα πρωτολιθικά πετρώματα της ενότητας υπέστησαν δύο κύρια, ορογενετικής κλίμακας, μεταμορφικά επεισόδια. Το γεγονός των υψηλών πιέσεων (M_1) έγινε σε συνθήκες κυανισχιστολιθικής – εκλογιτικής φάσης στο Ηώκαινο και το ακολούθησε ένα τύπου Barrow μεταμορφικό γεγονός (M_2) σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης στο Ολιγόκαινο. Για το μεταμορφικό γεγονός υψηλών πιέσεων, επίσης, κάποιοι ερευνητές υποστηρίζουν ότι η ηλικία του είναι Άνω Κρητιδική (~78 Ma) (Brockner & Enders, 1999). Το M_2 μεταμορφικό γεγονός είχε ως αποτέλεσμα την δημιουργία μεταμορφικών δόμων (Νάξος, Πάρος) και την γένεση και διείδυση γρανιτοειδών τύπου I και S με αποτέλεσμα την τοπική παρουσία ενός M_3 γεγονότος μεταμόρφωσης επαφής. Λιθολογικά η ενότητα αποτελείται από τέσσερις ορίζοντες οι οποίοι είναι οι εξής: Α) λεπτο - έως παχυστρωματώδη μάρμαρα με εναλλαγές κυανοσχιστολίθων, πρασινοσχιστολίθων, και ενδιαστρώσεις αμφιβολιτών στη βάση τους π.χ. Σύρος, Σίφνος, Εύβοια, Νάξος. Στα μάρμαρα παρεμβάλλονται διασπορίτες και σμύριδα με εμφανίσεις στην Άνδρο, Τήνο, Νάξο και Ικαρία (Ηλιόπουλος, 2005) Β) πρασινοσχιστόλιθοι και κυανοσχιστόλιθοι σε εναλλαγές με μάρμαρα και φακούς μεταβασιτών στην οροφή τους. Γ) μάρμαρα με εναλλαγές κυανοσχιστολίθων, πρασινοσχιστολίθων, ιαδεϊτικών γνευσίων και εκλογιτών και Δ) γλαυκοφανίτες ή/και εκλογίτες που προέρχονται από μεταμόρφωση οφιολίθων π.χ. Σύρος, Εύβοια. Στα πετρώματα αυτά περιλαμβάνονται από τα κατώτερα προς τα ανώτερα τεκτονοστρωματογραφικά επίπεδα μια μετα – οφιολιθική *mélange*, μεταγάββροι, μετασερπεντινίτες, και μεταιζήματα. Η προς Βορρά προέκταση αυτής της ενότητας θεωρείται ότι είναι η ενότητα Αμπελακίων – Μακρυνίτσας στην οποία το μεταμορφικό γεγονός υψηλών πιέσεων έχει ηλικία Άνω Κρητιδική – Κάτω Ηώκαινική (Perraki et al. 2002).

Το οφιολιθικό κάλυμμα αποτελείται από δύο επιμέρους ενότητες : Α) την ανώτερη ενότητα που περιλαμβάνει οφιολίθους (Ηω-Ελληνικό οφιολιθικό κάλυμμα) που καλύπτονται από Άνω Κρητιδικούς επικλυσιογενείς ασβεστόλιθους και Ολιγοκαινικά – Μειοκαινικά μολασσικά ιζήματα

και Β) την κατώτερη ενότητα που εμφανίζεται σαν *mélange* από Περμο – Τριαδικούς ασβεστόλιθους, πρασινοσχιστόλιθους και διεισδύσεις γρανιτοειδών στην βάση τους. Η μεταμόρφωση στην ενότητα του οφιολιθικού καλύμματος έγινε σε συνθήκες άνω πρασινοσχιστολιθικής έως αμφιβολιτικής φάσης και η ηλικία της είναι Άνω Κρητιδική όπως και η ηλικία του μαγματισμού. Ένα οφιολιθικό κάλυμμα Ιουρασικής ηλικίας (Liatí et al. 2004) με μια οφιολιθική *mélange* στην βάση του που περιέχει, επίσης, Άνω Κρητιδικά κρυσταλλικά τεμάχια (Κάλυμμα Αστερουσίων, Bonneau, 1984) εμφανίζεται στην Κρήτη και στο νησί της Ανάφης (Be’eri-Shlevin et al. 2009).

Για την τεκτονο – στρωματογραφική διάρθρωση της ζώνης έχει προταθεί επίσης ένας διαχωρισμός σε ομάδες ανώτερων και κατώτερων τεκτονο – στρωματογραφικών ενοτήτων (Okrusch & Broecker. 1990). Η ομάδα των ανώτερων ενοτήτων είναι αντίστοιχη της ενότητας “Οφιολιθικό κάλυμμα” ενώ η ομάδα των κατώτερων ενοτήτων αντιστοιχεί στην “ενότητα Χώρας” και στην “ενότητα γλαυκοφανιτικών σχιστολίθων”.



Εικόνα 2.1. Τεκτονοστρωματογραφικές ενότητες της Αττικοκυκλαδικής μάζας

2.1.2 Μεταμορφική εξέλιξη

2.1.2.1 Μεταμορφικό γεγονός υψηλών πιέσεων – χαμηλών θερμοκρασιών M_1

Η ηλικία του M_1 επεισοδίου αποτελεί ένα ανοιχτό γεωχρονολογικό πρόβλημα της Αττικοκυκλαδικής μάζας. Η Άνω Κρητιδική ηλικία (78 ± 1 Ma) που προσδιορίσθηκε χρησιμοποιώντας την μέθοδο U – Pb σε ζirkόνια που φιλοξενούνται σε ομφακίτες από τη Σύρο (Brocker & Enders. 1999) βρίσκεται σε ασυμφωνία με νεότερες εργασίες (Tomaschek et al. 2003). Γεωχημικές, μορφολογικές, και ιστολογικές διαφορές από δύο γενιές ζirkονίων που μελετήθηκαν από τους Tomaschek et al. (2003) ενδέχεται να φανερώνουν διαφορετικά γενετικά περιβάλλοντα σχηματισμού των κρυστάλλων. Η πρώτη γενιά, πιθανά χρονολογεί την μαγματική τοποθέτηση των πρωτολίθων που λειτουργούν σαν ξενιστές των ζirkονίων, τα οποία προήλθαν από μαγματική καθίζηση η υδροθερμική μεταμόρφωση του ωκεάνειου φλοιού (Schumacher et al. 2008). Η δεύτερη γενιά, αντίθετα, θεωρείται ότι προέρχεται από την δράση μεταμορφικών ρευστών κατά την Ηωκαινική μεταμορφική ανακρυστάλλωση σε συνθήκες υψηλών πιέσεων.

Το μεταμορφικό επεισόδιο των υψηλών πιέσεων συνέβη σε συνθήκες επιδοτο – γλαυκοφανιτικής έως εκλογιτικής φάσης μεταμόρφωσης. Το θερμοβαρομετρικό φάσμα του M_1 επεισοδίου είναι $P = 12 - 20$ Kbar και $T = 450 - 500^\circ\text{C}$ (Okrusch & Brocker. 1990). Μέγιστες πιέσεις που αποδίδονται στο M_1 γεγονός καταγράφονται στο προ – αλπικό υπόβαθρο της Ίου με την πίεση να φτάνει τα 25 Kbar τη θερμοκρασία τους 540°C (Perraki & Mroskos. 2001). Γενικότερα οι μεταμορφικές συνθήκες αυξάνονται Νοτιοανατολικά της Εύβοιας με τον υψηλότερο βαθμό μεταμόρφωσης να παρατηρείται στα νησιά Σίφνος – Σύρος – Τήνος (Κεντρικός Εκλογιτικός Άξονας κατά τους Katzir et al. 2007). Στην Ενότητα κυανοσχιστολίθων Εύβοιας οι συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας είναι : $P > 11$ Kbar και $T = 400 - 450^\circ\text{C}$ (Katzir et al. 2000) ενώ στην ενότητα Αλμυροποτάμου $P \sim 10$ Kbar και $T \sim 350^\circ\text{C}$ (Shaked et al. 2000). Στην Σίφνο ,ειδικότερα, οι μέγιστες μεταμορφικές συνθήκες έφτασαν τα 20 Kbar και τους $510 - 600^\circ\text{C}$ (Schmadicke & Will., 2003, Spear et al. 2006). Βορειοανατολικά της Σίφνου, στην Σύρο, τα θερμοβαρομετρικά μέγιστα θεωρείται ότι είναι $P = 15 - 16$ Kbar και $T \sim 500^\circ\text{C}$ (Schumacher et al. 2008) ενώ σύμφωνα με τους Trotet et al (2001) οι μέγιστες μεταμορφικές συνθήκες είναι $P \sim 19 - 20$ Kbar και $T \sim 525 - 550^\circ\text{C}$ (Εικόνα 2.2).

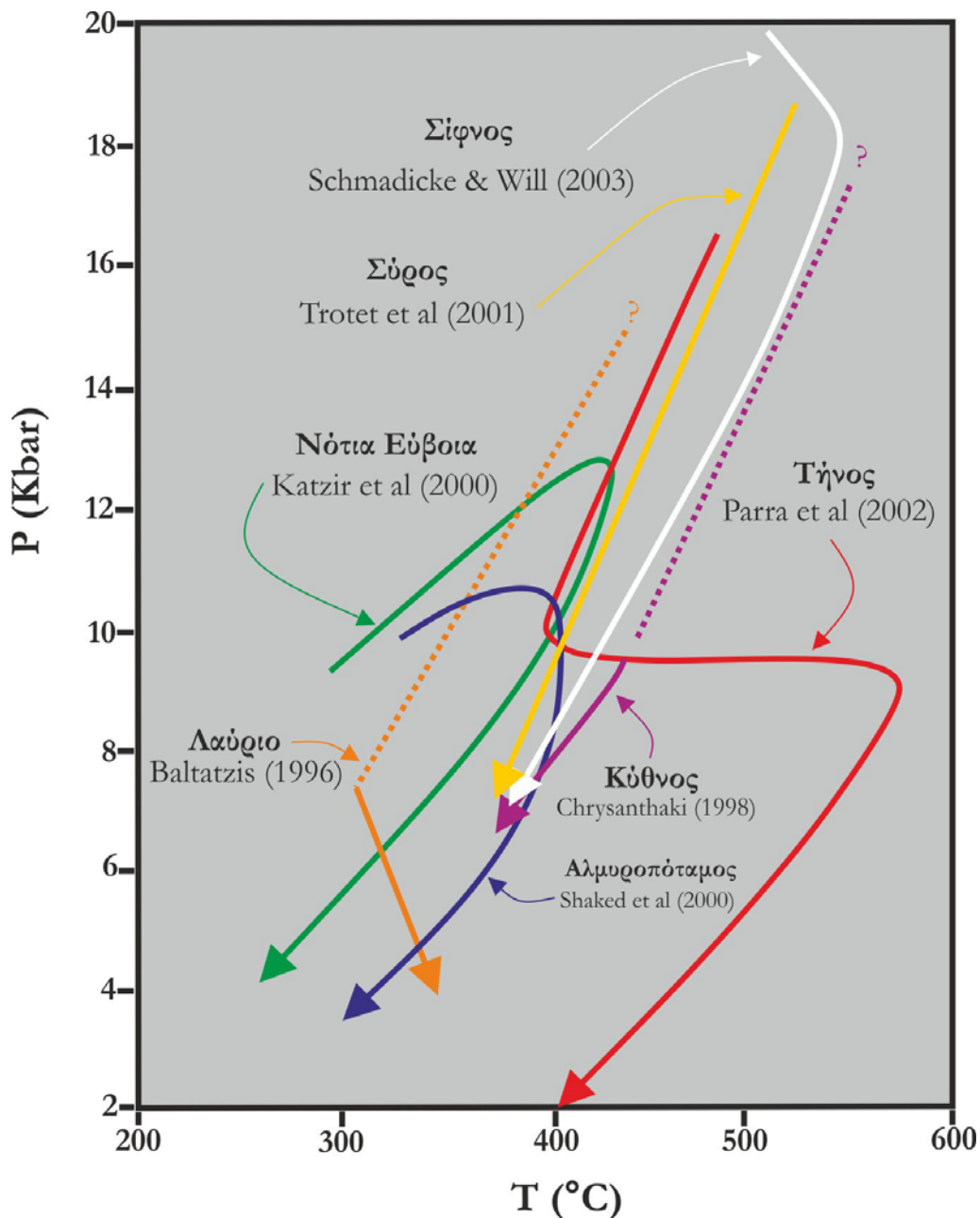
Το μεταμορφικό επεισόδιο των υψηλών πιέσεων θεωρείται ότι έχει ισοφασικά χαρακτηριστικά και η συνύπαρξη πετρωμάτων όπως όξινοι ιαδειτικοί γνεύσιοι, εκλογίτες και γλαυκοφανίτες οφείλεται σε διαφορές στην ολική χημική σύσταση των πρωτολίθων τους (Okrusch & Brocker. 1990). Τοπικής κλίμακας μεταβολές στην μερική πίεση της ρευστής φάσης μπορεί, επίσης, να προκαλέσουν ενδιαστρώσεις μεταμορφικών λιθολογιών διαφορετικής μεταμορφικής βαθμίδας (Spear, 1993). Γεωχημικά στοιχεία (Ιχνοστοιχειακά διαγράμματα) δείχνουν ότι γλαυκοφανίτες και εκλογίτες από την Σύρο έχουν MORB έως ΙΑΤ πρωτολιθική συγγένεια, χαρακτηριστικό που παρουσιάζουν και μεταβασικά λιθολογικά σώματα από την Σίφνο και την Τίνο. Στην βόρεια Σίφνο, επιπρόσθετα, οι γλαυκοφανίτες δείχνουν N – MORB γεωχημική συγγένεια σε συνδυασμό με αύξηση του λόγου Na/Ca (σπιλιτίωση). Αντίθετα, οι εκλογίτες εμφανίζουν πρωτολιθικά χαρακτηριστικά ασβεσταλκαλικών βασαλτών (σωσονίτες) ενώ οι γλαυκοφανιτικοί – ιαδειτικοί γνεύσιοι έχουν ανδεσιτική έως ρυολιθική γεωχημική συγγένεια.

2.1.2.2 Μεταμορφικό γεγονός μεσαίων πιέσεων M_2

Το M_2 μεταμορφικό επεισόδιο συνέβη στο Άνω Ολιγόκαινο – Κάτω Μειόκαινο (25 – 19 Ma) σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής έως αμφιβολιτικής φάσης μεταμόρφωσης, $T \sim 450 - 550^\circ\text{C}$ και $P \sim 4 - 9 \text{ Kbar}$ (Parra et al. 2002). Οι θερμοκρασίες του M_2 μεταμορφικού γεγονότος δείχνουν μια αύξηση στις νότιες Κυκλάδες και τοπικά στο νησί της Νάξου έφτασαν τους 750°C (Jansen & Schuiling. 1976) οδηγώντας σε ανατηκτικές συνθήκες και φαινόμενα μιγματιτρώσεως στο κεντρικό τμήμα του νησιού.

Αναφορικά με το M_2 μεταμορφικό επεισόδιο νεότερες μελέτες (Schmadicke & Will. 2003) υποστηρίζουν ότι έχει περιορισμένο έως μηδενικό αντίκτυπο στην μεταμορφική εξέλιξη του μεταμορφικού συμπλέγματος της Σίφνου σε αντίθεση με τα υπόλοιπα μεταμορφικά συμπλέγματα της Αττικοκυκλαδικής μάζας. Αναλυτικότερα, οι παραγενέσεις (Na – ούχος αμφίβολος – επίδοτο/ζωισίτης – χλωρίτης) που αναπτύσσονται σε μεταβασίτες στην ενότητα πρασινοσχιστολίθων στο ΝΑ τμήμα του νησιού δείχνουν συνθήκες κυανοσχιστολιθικής φάσης – έως υψηλής πίεσης πρασινοσχιστολιθικής φάσης ($T < 450^\circ\text{C}$ και $P = 9 - 10 \text{ Kbar}$). Επομένως, η παρουσία συστασιακά παρόμοιων λιθολογιών που έχουν υποστεί ετερογενώς την δράση της ανάδρομης μεταμόρφωσης μπορεί να οφείλεται σε ένα από τα ακόλουθα αίτια : (α) στην

λειτουργία μιας αδιαπέρατης λιθολογίας (Μάρμαρα) που εμπόδισε την ενυδάτωση της ενότητας των κυανοσχιστολίθων κατά τον εκταφιασμό (Schliestedt & Matthews, 1987), (β) στην διαφορική ψύξη της κυανοσχιστολιθικής σε σχέση με την πρασινοσχιστολιθική ενότητα λόγω ασύγχρονης μετανάστευσης στο κανάλι καταβύθισης των δύο ενότητων, ή (γ) στην ύστερη δράση μιας τεκτονικής δομής που οριοθέτησε τις δύο ενότητες (Avigad, 1993).



Εικόνα 2.2. Μεταμορφικές πορείες από διάφορες περιοχές της Αττικοκυκλαδικής μάζας (Σχήμα τροποποιημένο από Μπαζιώτης, 2008)

2.1.2.3 Μεταμορφικό γεγονός χαμηλών πιέσεων – υψηλών θερμοκρασιών M_3

I και S τύπου γρανιτοειδή διείσδυσαν κατά το Μέσο και Άνω Μειόκαινο (15 – 9 Ma) στην Αττικοκυκλαδική μεταμορφική επαρχία προκαλώντας φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής στα περιβάλλοντα λιθολογικά σώματα. Στην άλω επαφής της Τήνου (Ανατολικό τμήμα του νησιού) η μεταμόρφωση επαφής χρονολογήθηκε με την μέθοδο Rb - Sr στα 17-14 Ma, ηλικία που σηματοδοτεί την ψύξη του μαγματικού σώματος που προκάλεσε τα φαινόμενα θερμικής μεταμόρφωσης (Brocker & Franz. 1998).

2.2 Σενάρια εκταφιασμού Αττικοκυκλαδικής μάζας

Για τον εκταφιασμό των μεταμορφικών συμπλεγμάτων της Αττικοκυκλαδικής μάζας έχουν προταθεί διάφοροι μηχανισμοί και συνδυασμοί αυτών, με σκοπό να κατανοηθεί το μερίδιο συμβολής του καθενός στην επαναφορά των πετρωμάτων από συνθήκες εκλογιτικής – κυανοσχιστολιθικής φάσης στο Ηώκαινο ($P \sim 15 - 16$ Kbar , $D \sim 50$ km) σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης στο Ολιγόκαινο - Μειόκαινο ($P \sim 5 - 7$ Kbar , $D \sim 25$ km). Η μετ - ορογενετική τεκτονική στην περιοχή του Αιγαίου χαρακτηρίζεται από δομές πλάγιας διαστολής (transtensional) και συστολής (transpressional) (Boronkay & Doutsos, 1994, Xypolias et al. 2003) και από δομές διαστολής που φιλοξενούν τον εφελκυσμό σε θέση πίσω από το μαγματικό τόξο (back arc position) εξαιτίας της οπισθοχωρούσας καταβυθιζόμενης πλάκας (Royden, 1993). Η έναρξη της λειτουργίας των δομών διαστολής από κάποιους ερευνητές υποστηρίζεται ότι ξεκίνησε μετά το Κάτω – Μέσο Μειόκαινο (Avigad et al. 1997, Xypolias et al. 2003) ενώ άλλοι θεωρούν ότι ξεκίνησε στο Ηώκαινο – Ολιγόκαινο (Trotet et al. 2001, Faccena et al. 2003, Forster & Lister. 2009).

Αναλυτικότερα, για τον εκταφιασμό των μεταμορφικών συμπλεγμάτων της Αττικοκυκλαδικής μάζας έχει προταθεί (Lister et al. 1984, Forster & Lister. 2005) η λειτουργία εφελκυστικών ρηγμάτων αποκόλλησης (extensional detachments) από το Ηώκαινο – Ολιγόκαινο (30 – 35 Ma) δημιουργώντας συμπλέγματα μεταμορφικού πυρήνα (metamorphic core complexes). Οι Trotet et al. (2001) , πιο συγκεκριμένα, υποστηρίζουν την παρουσία φλοιϊκής κλίμακας εφελκυστικών ζωνών διάτμησης από το Ηώκαινο έως το Ολιγόκαινο. Η φορά κίνησης της οροφής αυτών των δομών είναι προς τα Α – ΒΑ και θεωρείται ότι στην βάση αυτών των δομών

εκταφιάζονται οι υψηλής πίεσης ενότητες. Η λειτουργία αυτών των χαμηλής κλίσης κανονικών ρηγμάτων θεωρείται ότι δραστηριοποιεί μεγαλύτερης κλίμακας κληρονομημένες δομές οι οποίες συμπεριφέρονται σαν ζώνες ρεολογικής αδυναμίας όπως η ζώνη συρραφής του ωκεανού του Βαρδάρη (Jolivet et al. 2010).

Σε αντίθεση με την συν – ορογενετική έναρξη λειτουργίας των δομών διαστολής οι Avigad et al. (1997) υποστηρίζουν ότι η έναρξη της μετα-ορογενετικής διαστολής συμβαίνει στο Μειόκαινο. Η έναρξη λειτουργίας των δομών διαστολής στο Μειόκαινο σημαίνει ότι κάποιος προ – μειοκαινικός μηχανισμός οδήγησε στην αποσυμπίεση των εκλογιτών από συνθήκες τις τάξεως των 15 Kbar σε αυτές των 5 – 7 Kbar. Οι Avigad et al. (1997) προτείνουν ,ειδικότερα, ότι οι υπαίτιες τεκτονικές δομές είναι επωθήσεις με ΝΔ φορά κίνησης. Μαζί τους συμφωνούν οι Schmadicke & Will (2003) υποστηρίζοντας ότι οι υψηλής πίεσης ενότητες στο μεταμορφικό σύμπλεγμα της Σίφνου είχαν ήδη φτάσει σε βάθη της τάξεως των 15 – 20 km στο Ολιγόκαινο διανύοντας μια απόσταση 25 – 30 km από το Ηώκαινο, επιβεβαιώνοντας ότι η διαστολή σε οπισθοτόξια θέση δεν συνέβαλε στο κύριο μέρος του εκταφιασμού.

Οι Xyrolias et al. (2003, 2010, 2012) τονίζουν ότι ο εκταφιασμός των υψηλής πίεσης καλυμμάτων (κάλυμμα Όχης, κάλυμμα Στύρας) στην Εύβοια από τα 40 km (συνθήκες επιδοτο – κυανοσχιστολιθικής φάσης) στα 20 km (συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης) γίνεται μέσω ενός μηχανισμού πλαστικής εξώθησης (ductile extrusion) λόγω της εισόδου στο κανάλι καταβύθισης ανωστικού υλικού (Μικροήπειρος Αλμυροποτάμου). Οι επωθητικές ζώνες διάτμησης που οριοθετούν τα καλύμματα (επώθηση Όχης, επώθηση Εύβοιας) δείχνουν φορά κίνησης της οροφής τους προς τα ΑΒΑ με ταυτόχρονη πλαστική λέπτυνση και μεταφορά του υλικού παράλληλα στην διεύθυνση κίνησης τους (Xyrolias et al., 2010). Από το Κάτω Μειόκαινο οι Xyrolias et al. (2003) δίνουν έμφαση στην λειτουργία δομών πλάγιας συστολής που συνέβαλλαν στην τελική επαναφορά των υψηλής πίεσης ενοτήτων.

Μια εναλλακτική υπόθεση για τον συν – ορογενετικό εκταφιασμό των υψηλής πίεσης ενοτήτων στις Κυκλάδες, είναι αυτή της λειτουργίας σφηνών εξώθησης (extrusion wedges) (Huet et al. 2009, Ring et al. 2007). Οι σφήνες εξώθησης δομούνται από μια επώθηση βάσεως (subduction thrust) και από μια κανονικής συνιστώσας ζώνη διάτμησης στην οροφή τους (extensional detachment). Για την περιοχή του Αιγαίου υποστηρίζεται ότι λειτούργησαν Ηωκαινικές (Σάμος – Δυτική Τουρκία) και Ολιγοκαινικές (Εύβοια) σφήνες εξώθησης με διάρκεια

λειτουργίας τα 10 Ma. Για την Εύβοια, ειδικότερα, οι δομές αυτές θεωρείται ότι συνέβαλλαν στην μεταφορά υλικού πάχους $D \sim 8 - 15$ km σύγχρονα με την καταβύθιση (Ring et al., 2010).

Οι Brunn & Faccena. (2008) σε ένα αθροιστικό σενάριο δίνουν έμφαση στην αρχική καταβύθιση μικρο – ηπειρωτικών τεμαχών τα οποία μειώνουν τον ρυθμό καταβύθισης, αυξάνουν την κλίση της καταβυθιζόμενης πλάκας, και προκαλούν την οπισθοχώρηση της τάφρου. Η οπισθοχώρηση της τάφρου δημιουργεί τον χώρο για την άνοδο λόγω άνωσης των μεταμορφωμένων πλέον τεμαχών αλλά και για την εισροή της ασθενόσφαιρας στην βάση τους. Οι υψηλές θερμοκρασίες του ασθενόσφαιρικού υλικού προκαλούν την μερική τήξη του φλοιού, την παραγωγή γρανιτικών σωμάτων και σε δεύτερο στάδιο την ανάπτυξη συμπλεγμάτων μεταμορφικού πυρήνα λόγω θερμικής χαλάρωσης (thermal softening) του φλοιϊκού υλικού. Η δράση της ασθενόσφαιρας σύμφωνα με το σενάριο των Brunn & Faccena. (2008) εκφράζεται με ισοβαρή θέρμανση ($P \sim 10$ Kbar) στο μεταμορφικό σύμπλεγμα της Τήνου (**Εικόνα 2.2**).

2.3 Τεκτονική επισκόπηση

Η μετάβαση από την καταβύθιση στον εκταφιασμό λιθοτεκτονικών ενοτήτων σε μια μεταμορφική επαρχία με πολυφασική παραμορφωτική ιστορία αντανακλάται στις διαφορετικές γενιές ιστολογικών στοιχείων, στις σχέσεις υπέρθεσης μεταξύ τους και στην σύνδεση τους με την βλάστηση ορυκτών φάσεων σε μεταβαλλόμενες θερμοβαρομετρικές συνθήκες (Rosenbaum et al. 2002, Keiter et al. 2004, Ring et al. 2007, Keiter et al. 2011, Philippon et al. 2011, Xypolias et al. 2012).

Αναλυτικότερα, η παραμορφωτική ιστορία της ενότητας των Γλαυκοφανιτικών σχιστολίθων στην Νότια Εύβοια (Κάλυμμα Όχης και Κάλυμμα Στύρας) διαμορφώθηκε σύμφωνα με τους Xypolias et al. (2012) από πέντε φάσεις παραμόρφωσης ($D_1 - D_5$). Ιστολογικά στοιχεία που συνδέονται με το στάδιο της καταβύθισης και τον ενταφιασμό (D_1, D_2) των πρωτολιθικών ενοτήτων της CBU είναι οι δύο γενιές φολιώσεων (S_1, S_2) οι οποίες συντηρούνται σε λιθολογίες που χαρακτηρίζονται από υψηλότερη μηχανική αντοχή (αντίσταση στη ροή) σε σχέση με τις γειτνιάζουσες λιθολογίες (competence contrast). Η S_2 φολίωση αναπτύχθηκε σε συνθήκες υψηλής παραμόρφωσης, κλίνει ήπια έως απότομα προς Βορρά και προς Νότο ενώ δραστηριοποιήθηκε και από μεταγενέστερες φάσεις πτύχωσης. Τα επίπεδα της S_2 φολίωσης φιλοξενούν μια κρυσταλλική

γράμμωση έκτασης (L_2) που δημιουργείται μέσω του προσανατολισμού μπλε αμφιβόλων με πρισματική και βελονοειδή ανάπτυξη, συσσωματωμάτων χαλαζία - αστρίων και φακών μετα - κερατολίθων . Η διεύθυνση βύθισης της L_2 κυμαίνεται από ΒΔ – ΝΑ έως Α – Δ, ειδικά σε περιοχές όπου τα ιστολογικά στοιχεία της D_2 φάσης δεν έχουν επηρεαστεί έντονα από μεταγενέστερες παραμορφωτικές φάσεις. Σημαντικό χαρακτηριστικό της D_2 φάσης παραμόρφωσης είναι η παρουσία μυλωνιτικών ζωνών που τοποθέτησαν το κάλυμμα της Όχης στο κάλυμμα της Στύρας. Η αναγνώριση κινηματικών δεικτών (ασύμμετρες boudinage, ταινιωτές δομές τύπου C, πορφυροκλάστες αστρίων τύπου σίγμα) για την D_2 φάση παραμόρφωσης δείχνει φορά κίνησης προς τα ΑΝΑ. Δυναμικά ανακρυσταλλωμένα περιθώρια αστρίων εντός των μυλωνιτικών ζωνών δείχνουν ότι η θερμοκρασία της D_2 φάσης παραμόρφωσης προσέγγισε την κρίσιμη θερμοκρασία που απαιτείται για την ανακρυστάλλωση των αστρίων , δηλαδή $450^{\circ}\text{C} - 500^{\circ}\text{C}$ (Passchier & Trouw. 2005).

Η D_3 φάση παραμόρφωσης εκφράζεται με την παρουσία ανοικτών έως σφικτών όρθιων πτυχών (F_3) σε μεσοσκοπική κλίμακα. Οι F_3 πτυχές παραμορφώνουν την S_2 φολίωση και οι άξονες τους βυθίζονται ήπια προς τα ΑΝΑ ή ΔΒΔ.

Στην παραμορφωτική ιστορία της ενότητας των γλαυκοφανιτικών σχιστολίθων της Νότιας Εύβοιας η D_4 συνιστά την κύρια φάση πλαστικής παραμόρφωσης. Το κύριο ιστολογικό χαρακτηριστικό της D_4 φάσης είναι η ήπια κλίνουσα προς τα ΝΔ και προς τα ΝΝΑ S_4 φολίωση, η οποία μεταβάλλεται σε ένταση από ένα αραιό σχισμό ρυτίδωσης σε μια διαπεραστική μυλωνιτική φολίωση (S_{4m}). Τα S_4 επίπεδα φολίωσης φιλοξενούν μια γράμμωση έκτασης ΑΒΑ – ΔΝΔ ικής διεύθυνσης L_4 . Η γράμμωση έκτασης L_4 ορίζεται από βελόνες μπλε και πράσινων αμφιβόλων, λωρίδες μαρμαρυγιών, συσσωματώματα χλωρίτη, κορδέλες χαλαζία, και σκιές παραμόρφωσης (strain shadows) που περιβάλλουν πορφυροκλάστες σιδηροπυρίτη και αστρίων. Η S_4 φολίωση σχηματίζει σχισμό αξονικού επιπέδου σε ανοιχτές έως ισοκλινείς πτυχές, κατακεκλιμένες έως ελαφρά κεκλιμένες οι οποίες έχουν διεύθυνση ΑΒΑ – ΔΝΔ (F_4) και το μήκος τους κυμαίνεται από μερικά εκατοστά έως και εκατοντάδες μέτρα. Η ανάλυση F_4 πτυχών συνολικά δείχνει ότι η D_4 φάση παραμόρφωσης είναι έντονα ετερογενής και διαμερίζεται σε περιοχές ομοαξονικής και ετεροαξονικής παραμόρφωσης. Ο διαμερισμός εκφράζεται στο μεσοσκοπικό πεδίο παρατήρησης από τον σχηματισμό F_4 πτυχών παράλληλα στην διεύθυνση έκτασης και μέσω θηκόσχημων πτυχών (sheath folds).

Η καταληκτική κύρια φάση παραμόρφωσης στην περιοχή χαρακτηρίζεται από τον σχηματισμό δύο ομάδων κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης BBA – NNA με αντιθετική φορά κίνησης. Οι δύο ομάδες ρηγμάτων έχουν ενδιάμεσες έως απότομες κλίσεις και τέμνουν τα επίπεδα της S₄ φολίωσης σε γωνία μεγαλύτερη των 45°.

Οι Ring et al. (2007) εστιάζοντας στην αποκωδικοποίηση της τεκτονομεταμορφικής ιστορίας του ΒΔ τμήματος της Αττικοκυκλαδικής μεταμορφικής επαρχίας (Νότια και κεντρική Εύβοια) καταλήγουν ότι η παραμορφωτική ιστορία εξελίχθηκε μέσω τριών φάσεων παραμόρφωσης (D₁ – D₃). Οι υπολειμματικές D₁ δομές είναι μια τοπικά διαπεραστική S₁ φολίωση εντός της οποίας αναπτύσσονται ισοκλινείς πτυχές φολίωσης (Xyrolas et al. 2003). Η S₁ φολίωση φιλοξενεί μια γράμμωση έκτασης L₁ με ABA – ΔΝΔ διεύθυνση βύθισης, η οποία ορίζεται από κρυστάλλους γλαυκοφανούς με την χαρακτηριστική βελονοειδή ανάπτυξη.

Η κύρια φάση παραμόρφωσης D₂ σύμφωνα με τους Ring et al. (2007) αναπτύχθηκε κάτω από μεταμορφικές συνθήκες μέγιστης πίεσης μέχρι την μετάβαση σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Το διαγνωστικό ιστολογικό στοιχείο της D₂ φάσης παραμόρφωσης είναι η διαπεραστική ανάπτυξη της S₂ φολίωσης. Η S₂ φολίωση φιλοξενεί μια διαπεραστική, υπο – οριζόντια, ABA – ΔΝΔ διεύθυνσης γράμμωση έκτασης που ορίζεται από επιμηκυσμένα συσσωματώματα χαλαζία – πλαγιοκλάστων. Κινηματικοί δείκτες που συνδέονται με την D₂ φάση παραμόρφωσης παρουσιάζουν μια προοδευτική μεταβολή από το κάλυμμα της Στύρας προς το κάλυμμα της Όχης. Οι κινηματικοί δείκτες στο κάλυμμα της Στύρας, ειδικότερα, δείχνουν φορά κίνησης προς τα ΔΝΔ ενώ στο κάλυμμα της Όχης η φορά κίνησης είναι προς τα ΑΒΑ. Η υπαίτια δομή που συνέβαλλε στον εκταφιασμό του καλύμματος της Στύρας, σε συνδυασμό με την επώθηση της Εύβοιας λειτούργησε στην D₂ φάση παραμόρφωσης και θεωρείται ότι είναι μια ζώνη διάτμησης με κανονική συνιστώσα κίνησης και φορά κίνησης της οροφής της προς τα ΒΒΑ (Mt. Ochi normal sense shear zone).

Η D₃ φάση παραμόρφωσης γίνεται διακριτή γειτονικά της επώθησης της Εύβοιας μέσω ταινιώσεων διάτμησης (shear bands) πρασινοσχιστολιθικής και υπο – πρασινοσχιστολιθικής φάσης με φορά κίνησης της οροφής τους προς τα ΑΒΑ. Η D₃ φάση παραμόρφωσης χαρακτηρίζεται από την δημιουργία μιας νέας φολίωσης S₃ και μιας γράμμωσης έκτασης L₃. Οι νεοτεκτονικές ρηξιγενείς δομές που διαμόρφωσαν το τελικό στάδιο της παραμορφωτικής ιστορίας υποστηρίζεται ότι εκφράζονται μέσω πλαγιοκανικών ρηγμάτων ΒΔ – ΝΑ και ΒΑ – ΝΔ διεύθυνσης.

Αντίστοιχο αριθμό φάσεων παραμόρφωσης ($D_1 - D_3$) διακρίνουν και οι Keiter et al. (2011). Οι φάσεις παραμόρφωσης συνδέονται με το προοδευτικό και το ανάδρομο στάδιο της μεταμορφικής πορείας των λιθολογικών ενοτήτων της Σύρου.

Η D_1 φάση παραμόρφωσης συνδέεται με το στάδιο του ενταφιασμού και διακρίνεται μέσω ισοκλινών πτυχών φολίωσης οι οποίες διατηρούνται σαν υπολείμματα αρθρώσεων των F_1 πτυχών. Η D_2 φάση παραμόρφωσης κατασκεύασε ιστολογικά στοιχεία όπως ισοκλινείς πτυχές φολίωσης F_2 και ένα διαπεραστικό σχισμό αξονικού επιπέδου S_2 . Η D_3 φάση παραμόρφωσης εκφράζεται με πτυχές συστροφής F_3 (Kink folds) σε ημι – πλαστικές έως εύθραυστες συνθήκες και από ένα πυκνό σχισμό ρυτίδωσης S_3 . Η D_3 φάση παραμόρφωσης συνέβη κατά τον εκταφιασμό των πετρωμάτων σε ανάδρομες μεταμορφικές συνθήκες και οι δομές σε αυτό το στάδιο της παραμόρφωσης είναι ενδεικτικές συνθηκών βράχυνσης (shortening).

Οι εύθραυστες μετά – Μειοκαινικές δομές που αναπτύσσονται μετά την μεταμορφική εξέλιξη των λιθοτεκτονικών ενοτήτων της Σύρου είναι ρήγματα με σημαντική οριζόντια συνιστώσα κίνησης, ζώνες πλάγιας συστολής και εύθραυστες όρθιες πτυχές. Οι Keiter et al. (2004, 2011) συνολικά τονίζουν ότι ελάχιστη έως μηδενική εσωτερική παραμόρφωση συσσωρεύτηκε στις λιθολογικές ενότητες μετά την μεταμορφική κορύφωση και το υποστηρίζουν από την επιβίωση δομών όπως η παρουσία ψευδόμορφων κρυστάλλων λωζονίτη και αραγωνίτη (Brady et al. 2004). Η άποψη αυτή βρίσκεται σε αντίθεση με τους Bond et al (2007) και Rosenbaum et al. (2002) που τονίζουν ότι ο εκταφιασμός των υψηλής πίεσης λιθολογιών συνέβη μέσω ομοαξονικής έκτασης με την παραμόρφωση να κατανέμεται ετερογενώς τόσο χωρικά όσο και χρονικά.

Οι Rosenbaum et al. (2002), ειδικότερα, αναγνωρίζουν τέσσερις φάσεις παραμόρφωσης ($D_1 - D_4$) στα νησιά της Σύρου και της Σίφνου. Η D_1 φάση παραμόρφωσης αντανακλάται στην παρουσία ιχνών εγκλεισμάτων εντός πορφυροβλαστών γρανάτη τα οποία δημιουργούν μια S_1 εσωτερική φολίωση.

Η D_2 φάση παραμόρφωσης χαρακτηρίζεται από μια ενδιάμεσης κλίσης φολίωση (S_2) με κρυσταλλικές γραμμώσεις γλαυκοφανή L_2 , οι οποίες στην Βόρεια Σύρο έχουν ΒΔ διεύθυνση βύθισης. Η D_2 φάση παραμόρφωσης θεωρείται ότι έχει συμμετρικό χαρακτήρα λόγω της έντονης ανάπτυξης δομών boudinage που δείχνουν οριζόντια διαστολή και κατακόρυφη λέπτυνση (vertical thinning), απόρροια του ομοαξονικού χαρακτήρα του παραμόρφωτικού επεισοδίου D_2 .

Η D_3 φάση παραμόρφωσης συνδέεται με ταινιώσεις διάτμησεις που εκφράζουν ασυμμετρία προς τα ΒΔ και στις οποίες κατά μήκος των C' επιπέδων έχει βλαστήσει γλαυκοφανής.

Γενικότερα η D₃ φάση παραμόρφωσης θεωρείται ότι ξεκίνησε κατά την αποσυμπίεση και ψύξη των υψηλής πίεσης λιθοτεκτονικών ενοτήτων. Η D₄ φάση παραμόρφωσης, καταληκτικά, υποστηρίζεται ότι φιλοξένησε την παραμόρφωση σε ρηχότερα φλοιϊκά επίπεδα σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Η πλειονότητα των κινηματικών δεικτών σε αυτή τη φάση χαρακτηρίζεται από ασυμμετρία προς τα ΒΑ.

Σύμφωνα με τους Philippon et al. (2011) στις μεταμορφικές ενότητες που δομούν την τεκτονοστρωματογραφική αρχιτεκτονική της νήσου Σύρου, διακρίνονται τρία στάδια εξέλιξης της παραμόρφωσης. Το πρώτο στάδιο συνέβη σε μεταμορφικές συνθήκες υψηλής πίεσης κατά την διάρκεια της καταβύθισης και συνδέεται με την επώθηση της ενότητας Κάμπου στην ενότητα Καστρί με φορά κίνησης της οροφής της επώθησης προς τα ΝΝΔ.

Το δεύτερο παραμορφωτικό στάδιο στοιχειοθετείται ως ανάδρομο, και συνέβη σε συνθήκες εκλογιτικής έως πρασινοσχιστολιθικής φάσης, κατά την αποσυμπίεση και εκταφιασμό των λιθοτεκτονικών ενοτήτων, επηρεάζοντας το σύνολο των μεταμορφικών ενοτήτων του νησιού της Σύρου. Οι μεσοσκοπικής κλίμακας κινηματικοί δείκτες στο δεύτερο παραμορφωτικό στάδιο δείχνουν φορά κίνησης της οροφής τους προς τα ΒΑ.

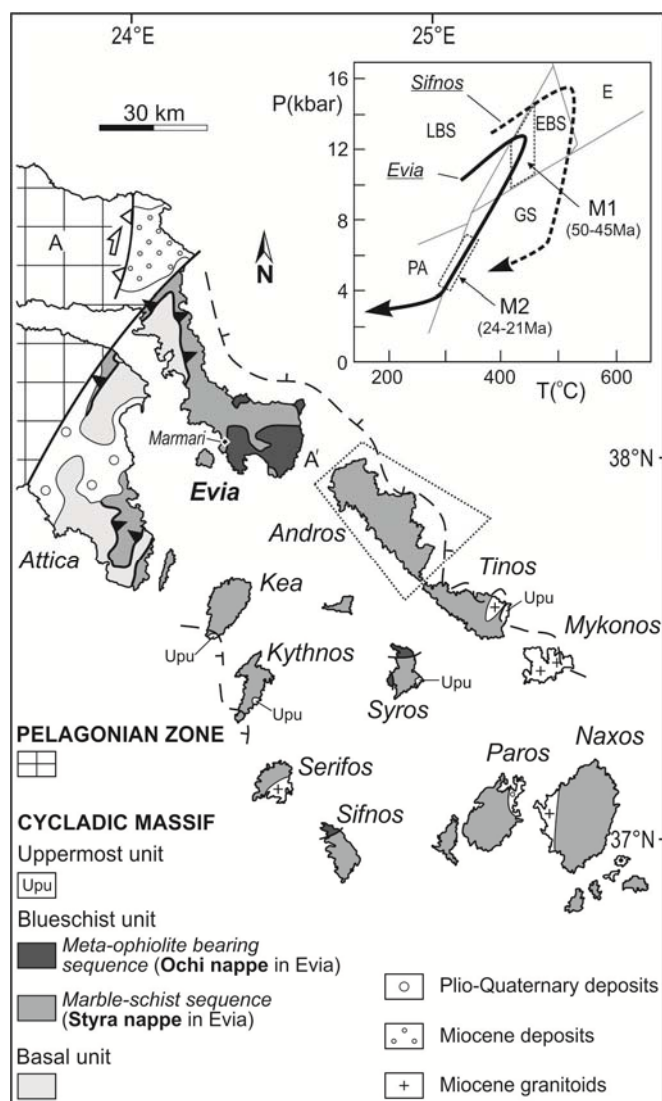
Το τρίτο παραμορφωτικό στάδιο συνέβη σε ημι – εύθραυστες έως εύθραυστες ρεολογικές συνθήκες και εκφράζεται με ένα σύστημα εφελκυστικών δομών που χαρακτηρίζονται από γεωμετρία “Ράμπας – Επιπέδου”. Η φορά κίνησης της οροφής των εφελκυστικών δομών θεωρείται ότι γίνεται προς νότο και η ελάχιστη μετατόπιση που αναγνωρίζεται στην επιφάνεια αποκόλλησης μεταξύ της ενότητας Κόμιτο – Βάρη και της ενότητας Καστρί είναι 7 χλμ.

Το καταληκτικό στάδιο της παραμορφωτικής εξέλιξης σύμφωνα με τους Philippon et al. (2011) χαρακτηρίζεται από δύο ομάδες ρηξιγενών δομών οριζόντιας ολίσθησης με σημαντική συνιστώσα κίνησης κανονικού χαρακτήρα.

2.4 Το Μεταμορφικό σύμπλεγμα της Άνδρου

Το μεταμορφικό σύμπλεγμα της Άνδρου φιλοξενείται στο βορειοδυτικό τμήμα της Αττικοκυκλαδικής μεταμορφικής επαρχίας κατέχοντας ενδιάμεση θέση μεταξύ της Νότιας Εύβοιας και της Τήνου (**Εικόνα 2.3**). Η θέση της Άνδρου, σε σχέση με γειτονικά μεταμορφικά συμπλέγματα

φανερώνει μεταβατικές εντατικές συνθήκες κατά μήκος ενός άξονα ΒΔ διεύθυνσης. Οι μεταμορφικές μεταβλητές, ειδικότερα, μεταβάλλονται από τα Βορειοδυτικά προς τα Νοτιοανατολικά εκφράζοντας συνθήκες επιδοτο – κυανοσχιστολιθικής φάσης στην Νότια Εύβοια ($P > 11$ kbar και $T \sim 400 - 450^{\circ}\text{C}$) (Katzir et al.2000) έως και συνθήκες εκλογιτικής φάσης στην Τήνο ($P > 12$ Kbar και $T = 450^{\circ}\text{C} - 500^{\circ}\text{C}$) (Brocker et al.2004).



Εικόνα 2.3. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης του δυτικού και κεντρικού τμήματος της Αττικοκυκλαδικής μάζας και P – T πορείες της ενότητας κυανοσχιστολίθων από την Εύβοια (Katzir et al. 2000) και την Σίφνο (Matthews & Schliestedt. 1984). Σχήμα τροποποιημένο από Xypolias et al. (2012).

2.4.1 Τεκτονοστρωματογραφική διάρθρωση

Οι τεκτονοστρωματογραφικές ενότητες που δομούν το μεταμορφικό σύμπλεγμα της Άνδρου είναι α) Η ενότητα Μακροταντάλου και β) Η κατώτερη ενότητα (**Εικόνα 2.4**) (Paranikolaou, 1978).

Η ενότητα Μακροταντάλου καταλαμβάνει το βόρειο τμήμα της Άνδρου και υπέρκειται της κατώτερης ενότητας. Για την προέλευση αυτής της ενότητας έχουν διατυπωθεί οι ακόλουθες υποθέσεις α) Η ενότητα Μακροταντάλου αποτελεί τμήμα της Ενότητας Όχης (Paranikolaou, 1978,1987) άρα και μέλος της Ενότητας γλαυκοφανιτικών σχιστολίθων (CBU) το οποίο επηρεάστηκε από τις συνθήκες κυανοσχιστολιθικής φάσης (Mehl et al. 2007) β) Η ενότητα Μακροταντάλου αποτελεί δομικό μέλος της ομάδας των ανώτερων ενότητων λόγω της απουσίας ορυκτών φάσεων υψηλής πίεσης (Jolivet et al. 2004, Brocker & Franz. 2006) και γ) Η Ενότητα Μακροταντάλου αποτελεί μια ενδιάμεση διακριτή ενότητα μεταξύ της ανώτερης ενότητας και της κατώτερης ενότητας (CBU) (Mehl et al. 2007).

Το πάχος της Ενότητας Μακροταντάλου φτάνει τα 600 μέτρα και λιθολογικά αποτελείται κλαστικά μεταϊζημάτα και μάρμαρα με την παρουσία μεταβασικών σχιστολίθων να είναι υποδεέστερη (Brocker & Franz. 2006). Η εύρεση απολιθωμάτων σε δολομιτικά μάρμαρα εντός της ενότητας του Μακροταντάλου αποδίδει ηλικία Περμίου στην ανθρακική λιθολογία εντός αυτής της ενότητας (Paranikolaou, 1978). Η επαφή της ενότητας Μακροταντάλου με την κατώτερη ενότητα χαρακτηρίζεται ως τεκτονική και διακρίνεται από την παρουσία σερπεντινιτών (**Εικόνα 2.4**). Η τεκτονική επαφή, ειδικότερα, θεωρείται σαν επώθηση από τους (Paranikolaou, 1978) ενώ οι (Avigad et al. 1997) θεωρούν ότι η επαφή αυτή αντιπροσωπεύει ένα χαμηλής κλίσεως κανονικό ρήγμα.

Η Κατώτερη ενότητα φτάνει σε πάχος τα 1200 μέτρα και λιθολογικά αποτελείται από μια ηφαιστειο – ιζηματογενής ακολουθία που περιλαμβάνει μάρμαρα, ασβεστιτικούς σχιστόλιθους, κλαστικά μεταϊζημάτα με τοπικές ενδιαστρώσεις σιδηρομαγνητιούχων μεταιζημάτων και μεταβασικά πετρώματα (Paranikolaou, 1978). Ο Παπανικολάου (1978) διακρίνει τέσσερεις υπο – ενότητες που ανήκουν στην κατώτερη ενότητα και οι οποίες είναι από τα κατώτερα προς τα ανώτερα τεκτονοστρωματογραφικά επίπεδα οι εξής : α) Μάρμαρα Μεσσαριάς β) Σχιστόλιθοι Πετάλου γ) Σιπολίνες Αγίου Πέτρου και δ) Σχιστόλιθοι Αγίων Σαράντα. Τα μάρμαρα Μεσσαριάς έχουν Άνω Τριαδική – Κάτω Ιουρασική ηλικία είναι λεπτο – στρωματώδη με χρώματα λευκά, κυανά η τεφρά και εμφανίζονται σε εναλλαγές με μετα – κερατόλιθους και τεφρούς ασβεστιτικούς

– μαρμαρυγιακούς – αλβιτικούς σχιστόλιθους. Το κατώτερο τμήμα της υπο – ενότητας των μαρμάρων Μεσσαριάς περιέχει μεγάλα σώματα υπερμαφικών πετρωμάτων.

Οι σχιστόλιθοι Πετάλου αποτελούνται από χονδρόκοκκους τεφρούς και Κοκκινωπούς – πράσινους αλβιτικούς – μαρμαρυγιακούς μετα – ψαμμίτες και αρκετούς οριζόντες χονδρόκοκκων λατυποπαγών που περιέχουν μεγάλα θραύσματα (κλίμακας αρκετών μέτρων) γνευσίων και μαρμάρων. Μεγάλα σώματα (αρκετές εκατοντάδες μέτρα σε πάχος και περίπου ένα χιλιόμετρο σε μήκος) μεταμορφωμένων πλουτωνιτών που δεν έχουν υποστεί μεταμόρφωση επαφής βρίσκονται στην οροφή αυτής της υπο – ενότητας.



Εικόνα 2.4. Γεωλογικός χάρτης της Άνδρου τροποποιημένος από (Bulle et al. 2010) (Επανατροποποιημένος από Papanikolaou, (1978) και Mukhin, (1996))

Οι σιπολίνες Αγίου Πέτρου αποτελούνται από εναλλαγές μεγάλου πάχους μαρμάρων (όχι καθαρά ασβεστιτικών) με ασβεστιτικούς - μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους. Αυτοί οι δύο λιθολογικοί τύποι παρουσιάζουν μεταβατική σχέση μεταξύ τους, παρατήρηση που ερμηνεύεται με μεταβολή στις αποθετικές συνθήκες από ανθρακική σε ανθρακική – κλαστική ιζηματογένεση κατά την διάρκεια δημιουργίας των ιζηματογενών πρωτολίθων.

Οι σχιστόλιθοι Αγίων Σαράντα αποτελούν την ανώτερη υπο – ενότητα της κατώτερης ενότητας και αποτελείται από μετα – ψαμμίτες με ορίζοντες μετα – τόφφων και λεπτοστρωματώδη κυανότεφρα έως λευκά μάρμαρα. Αυτή η υπο – ενότητα, επίσης, περιέχει πολυάριθμα μεγάλα σώματα σερπεντινιτών εντός έντονα φολιωμένων λιθολογιών στην οροφή της ακολουθίας.

Κατακερματισμένα σώματα μετα – υπερμαφικών, μετα – γαββροϊκών και μετα – όξινων λιθολογιών (με μήκος αρκετών εκατοντάδων μέτρων) έχουν αναγνωριστεί σε διαφορετικά λιθοστρωματογραφικά επίπεδα και ερμηνεύονται σαν ολισθόλιθοι η μετα – ολισθοστρώματα (Paranikolaou, 1978, Mukhin, 1996). Η χρονομετρική τεχνική U – Pb σε τεμάχια μεταμορφωμένων όξινων και βασικών λιθολογιών τα οποία εσωκλείονται σε μετα – οφιολιθικές *mélange* της κατώτερης ενότητας αποδίδει ηλικίες Τριαδικού (241.3 ± 1.9 Ma, 249.4 ± 2 Ma, 240 ± 1.4 Ma) και Ιουραϊκού (156.2 ± 2.3 Ma, 160 ± 2 Ma) (Brocker & Pidgeon, 2007), οι οποίες συσχετίζονται με τα στάδια μαγματικής κατασκευής των πρωτολίθων τους. Η Ιουραϊκή ηλικία, επιπρόσθετα, από ένα δείγμα μεταγάββρου και ενός όξινου γνεύσιου από την νότια Άνδρο συνδέεται από τους Brocker & Pidgeon. (2007) με αντίστοιχης ηλικίας οφιολιθικά σώματα της Βαλκανικής χερσονήσου (Ηπειρωτική Ελλάδα, Αλβανία, Κρήτη). Η σύνδεση αυτή υποστηρίζει τη διατήρηση μετα – οφιολιθικών σωμάτων σε *mélanges* της ενότητας των γλαυκοφανιτικών σχιστολίθων (CBU) που πιθανά να παρουσιάζουν γενετική σχέση και με ανάλογες λιθολογίες σε γειτονικά μεταμορφικά συμπλέγματα (Π.χ μεταγαββρικά σώματα από την Βόρεια Τήνο) (Bulle et al. 2010).

2.4.2 Μεταμορφική εξέλιξη

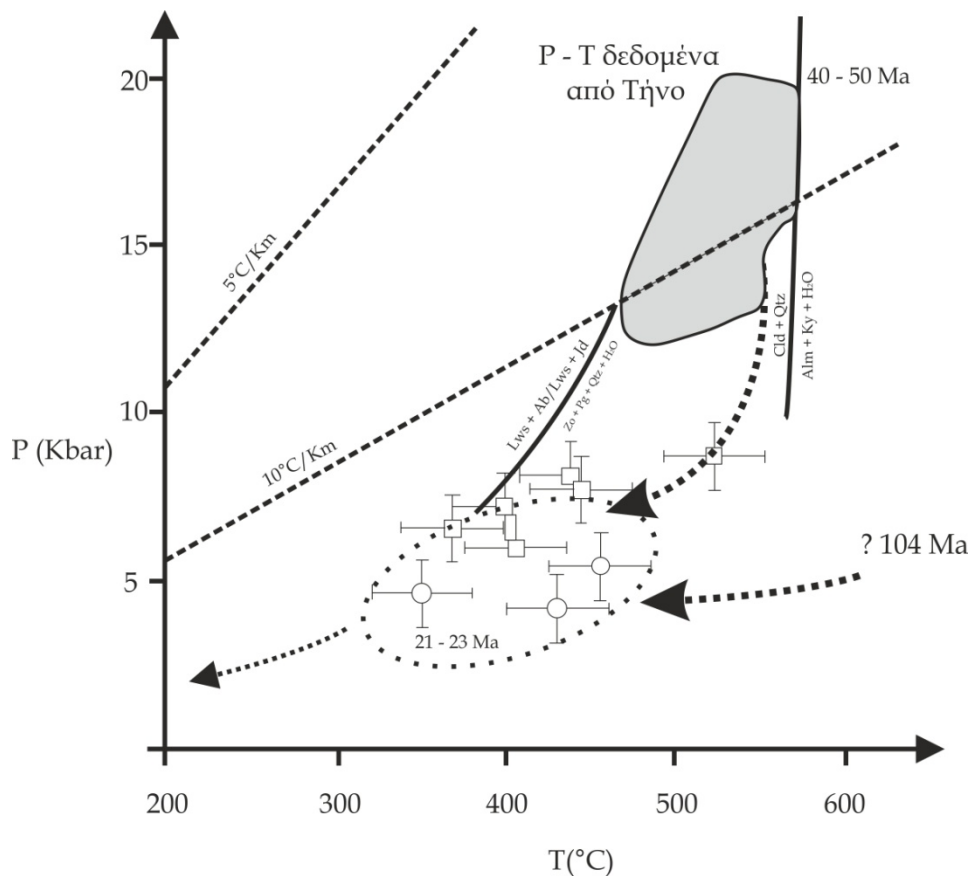
2.4.2.1 Μεταμορφικό γεγονός Υψηλών πιέσεων – χαμηλών θερμοκρασιών M_1

Το M_1 μεταμορφικό επεισόδιο στο νησί της Άνδρου γίνεται διακριτό στην κατώτερη τεκτονοστρωματογραφική ενότητα μέσω της παραγένεσης γλαυκοφανής – επίδοτο – γρανάτης σε συνδυασμό με την παρουσία κλινοπυρόξενου πλούσιου σε ιαδεϊτικό μόριο ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$). Η ποσοτική εκτίμηση των θερμοβαρομετρικών συνθηκών για το M_1 επεισόδιο σε μαγγανιούχους (σπεσσαρτινικούς) χαλαζίτες της κατώτερης ενότητας εκτιμάται από τον Reinecke (1986) σε ($P \geq 10$ Kbar και $T = 450^\circ\text{C} - 500^\circ\text{C}$), ενώ οι Ziv et al. (2010 και αναφορές εντός) αναφέρουν ότι η μεταμορφική πορεία της κατώτερης ενότητας στην Άνδρο ξεκινάει από συνθήκες εκλογιτικής φάσης ($P \sim 11 - 13$ Kbar και $T = 450 - 500^\circ\text{C}$) και συνεχίζει σε συνθήκες σταθερότητας της επιδοτο – κυανοσχιστολιθικής φάσης. Γεωχρονολογικά δεδομένα από την κατώτερη ενότητα περιέχουν συγκρίσιμη πληροφορία με χρονομετρικές αναλύσεις από γειτονικά μεταμορφικά συμπλέγματα. Η ηλικία του υψηλής πίεσης μεταμορφικού επεισοδίου από κυανοσχιστολιθικής φάσης μετα – ιζήματα υπολογίζεται στα 45Ma ενώ η ηλικία του ανάδρομου επεισοδίου σε πρασινοσχιστολιθικής φάσης λιθολογίες παρουσιάζει ένα εύρος ηλικιών από 23 – 21 Ma (Brocker & Franz. 2006). Γεωχρονολογήσεις Rb – Sr στην ενότητα του Μακροταντάλου σε φενγκίτες (Brocker & Franz. 2006) δείχνουν ένα εύρος ηλικιών από 104 Ma – 21 Ma. Αν και η διασπορά που παρατηρείται στις ηλικίες μπορεί να οφείλεται στο γεγονός ότι ο πληθυσμός των μαρμαρυγιών δεν είναι συστασιακά ομοιογενής οι Brocker & Franz. (2006) υποστηρίζουν ότι οι ομάδες ηλικιών που προκύπτουν (104 Ma, 78 – 74 Ma, 37 – 35 Ma, 21 Ma) επιβεβαιώνουν την ύπαρξη ανώτερης ενότητας στην Άνδρο η οποία υπέστη δύο μεταμορφικά γεγονότα, ένα στο Κρητιδικό (104 Ma, 78 – 74 Ma) και ακολούθως το Μειοκαινικό M_2 μεταμορφικό επεισόδιο (21 Ma) (Εικόνα 2.5).

2.4.2.2 Μεταμορφικό γεγονός μεσαίων πιέσεων M_2

Για το τύπου Barrow μεταμορφικό επεισόδιο M_2 οι Brocker & Franz (2006) χρησιμοποιώντας το γεωθερμοβαρόμετρο αμφίβολος – αλβίτης – χλωρίτης – επίδοτο – χαλαζίας σε μεταβασίτες της κατώτερης ενότητας στους οποίους διατηρείται η διαγνωστική παραγένεση

της πρασινοσχιστολιθικής φάσης (αλβιτης – χλωρίτης – επίδοτο – ακτινόλιθος) καταλήγουν σε συνθήκες ($P = 6 - 8.7$ Kbar και $T = 370^{\circ}\text{C} - 520^{\circ}\text{C}$) ενώ για την ενότητα Μακροταντάλου υπολόγισαν ότι οι θερμοβαρομετρικές συνθήκες για το M_2 επεισόδιο είναι της τάξεως των ($P = 4.1 - 5.4$ Kbar και $T = 350^{\circ}\text{C} - 455^{\circ}\text{C}$). Ο Reinecke (1982) αναλύοντας τις ιστολογικές σχέσεις μεταξύ Κελσιανού ($\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) και Κυμρίτη ($\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$) και χρησιμοποιώντας την καμπύλη ισορροπίας της αντίδρασης Κελσιανός + H_2O = Κυμρίτης, καταλήγει σε μεταμορφικές συνθήκες της τάξεως των ($P = 5 - 6$ Kbar και $T \sim 400^{\circ}\text{C}$).



Εικόνα 2.5. Θερμοβαρομετρικά αποτελέσματα και υποθετική μεταμορφική πορεία για την κατώτερη ενότητα (τετράγωνα) και την ενότητα Μακροταντάλου (κύκλοι). Σχήμα τροποποιημένο από Brocker & Franz. (2006).

2.4.3 Τεκτονική επισκόπηση

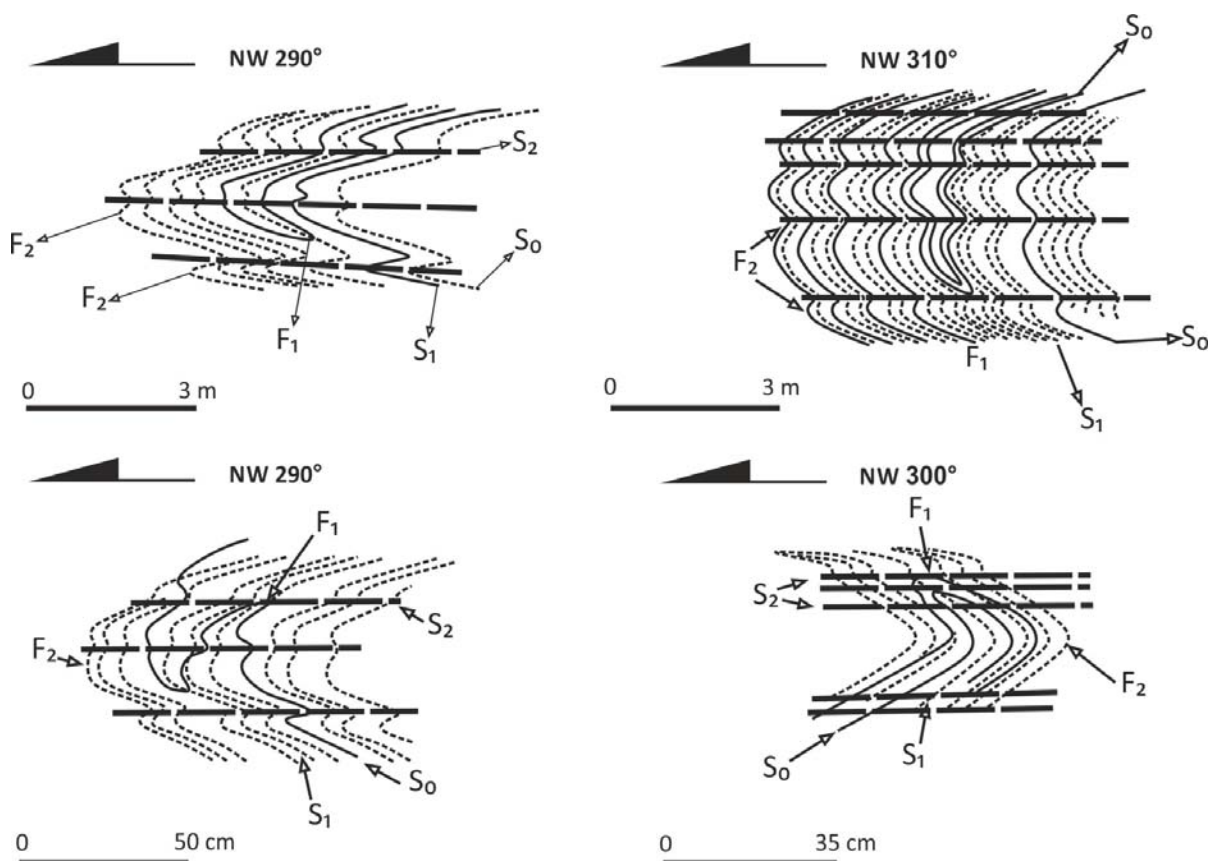
Διάφορα παραμορφωτικά χαρακτηριστικά του μεταμορφικού συμπλέγματος της Άνδρου έχουν αποτελέσει άξονες μελέτης. Οι μελέτες εστίασαν στην εξέλιξη της παραμόρφωσης σε μεταμορφωμένα ολισθοστρώματα και μετα – τουρβιδίτες που διατηρούν πρωτογενείς ιζηματογενείς δομές (Mukhin, 1996), στην κινηματική σημασία και ερμηνεία πτυχών με άξονες παράλληλα στην διεύθυνση έκτασης (Ziv et al. 2010) και στην ανάλυση της προοδευτικής εξέλιξης τεκτονικών δομών από το πλαστικό στο θραυσιγενές στάδιο σε συνδυασμό με την σύγκριση των δομών διαστολής της Άνδρου με αυτές γειτονικών μεταμορφικών συμπλεγμάτων (Τήνος) (Mehl et al. 2007).

Αναλυτικότερα, ο Mukhin (1996) αναγνωρίζει τέσσερις φάσεις παραμόρφωσης $D_1 - D_4$. Η D_1 φάση παραμόρφωσης χαρακτηρίζεται από την τοπικής κλίμακας διατήρηση ισοκλινών πτυχών (Paranikolaou., 1978) με άξονες ABA – ΔΝΔ διεύθυνσης βύθισης (F_1 , **Εικόνα 2.6**). Η D_2 φάση παραμόρφωσης διακρίνεται από την ανάπτυξη σφιχτών έως ισοκλινών πτυχών στις οποίες έχει αναπτυχθεί σχισμός παράλληλα στο αξονικό τους επίπεδο (S_2 , **Εικόνα 2.6**) και φιλοξενούν κρυσταλλική γράμμωση που ορίζεται από πρασινοσχιστολιθικής φάσης ορυκτά με διεύθυνση βύθισης BA – ΝΔ. Στην D_2 φάση παραμόρφωσης αποδίδεται και η κατασκευή χαρτογραφικής κλίμακας ισοκλινών κατακεκλιμένων πτυχών με μήκη της τάξεως των 10 χλμ. Η D_3 φάση παραμόρφωσης οδήγησε στην δημιουργία πτυχών ομοαξονικών με τις προηγούμενες φάσεις παραμόρφωσης με την κύρια δομή σε κλίμακα χάρτη να είναι το ανοιχτό αντικλινόριο της Άνδρου (Mukhin. 1996). Η D_4 καταληκτική φάση παραμόρφωσης, είναι υπαίτια για την ανάπτυξη ρηξιγενών δομών που διαμόρφωσαν την τοπογραφία του νησιού.

Οι Ziv et al. (2010) ιεραρχώντας τις διαφορετικές γενιές ιστολογικών στοιχείων αναγνωρίζουν μια αρχική φολίωση S_1 . Η S_1 φολίωση θεωρείται ότι συνιστά τον σχισμό αξονικού επιπέδου F_1 θηκόσχημων (sheath) πτυχών και φιλοξενεί κατά τόπους μια γράμμωση έκτασης L_1 η οποία ορίζεται από μπλε αμφιβόλους και βρίσκεται σε παραλληλία με τους άξονες των F_1 πτυχών. Η S_1 φολίωση πτυχώνεται από F_2 κυλινδρικές πτυχές με τους τύπους υπέρθεσης (interference patterns) μεταξύ των δύο γενιών πτυχών να είναι ορατοί σε διάφορες θέσεις. Το επόμενο γραμμικό ιστολογικό στοιχείο που παρατηρείται είναι η L_2 γράμμωση έκτασης η οποία ορίζεται από βελόνες μπλε αμφιβόλων και προσανατολίζεται σε παραλληλία με τους άξονες των F_2 κυλινδρικών πτυχών. Τοπικά και κυρίως σε θέσεις όπου τα χαρακτηριστικά της ανάδρομης

μεταμόρφωσης γίνονται έντονα παρατηρείται η ανάπτυξη της γράμμωσης έκτασης L_3 με την μορφή της ομοαξονικά εκτεινόμενης (boudinaged) L_2 γράμμωσης και τις περιοχές μεταξύ των boudinage (inter boudin necks) να καταλαμβάνονται από ορυκτά πρασινοσχιστολιθικής φάσης όπως ο αλβίτης και ο χλωρίτης. Για τον προσανατολισμό των πτυχών παράλληλα στην διεύθυνση έκτασης οι Ziv et al. (2010) υποστηρίζουν το μοντέλο της σύσφιξης (constriction) υπο καθεστώος καθαρής διάτμησης (Pure shear) με τον κύριο άξονα του ελλειψοειδούς της παραμόρφωσης (X) να έχει ΒΑ – ΝΔ διεύθυνση.

Οι Mehl et al. (2007) αναφορικά με την παραμορφωτική ιστορία της περιοχής τονίζουν ότι κατά την μετάβαση από συνθήκες κυανοσχιστολιθικής σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης η S_1 υψηλής πίεσης φολίωση πτυχώνεται από F_2 πτυχές και αναπτύσσεται η φολίωση S_2 με την μορφή σχισμού ρυτίδωσης.



Εικόνα 2.6. Σχέσεις υπέρθεσης μεταξύ της πρώτης γενιάς ισοκλινών πτυχών (F_1) και της φολίωσης που αναπτύχθηκε σε συνθήκες κυανοσχιστολιθικής φάσης (S_1) και της δεύτερης γενιάς κατακεκλιμένων πτυχών (F_2), παράλληλα στα αξονικά επίπεδα των οποίων αναπτύσσεται η πρασινοσχιστολιθικής φάσης φολίωση S_2 . Με S_0 , ορίζεται η ιζηματογενής στρώση. Σχήμα τροποποιημένο από Mukhin, (1996).

Σε πρώτο στάδιο, με την σταδιακή αύξηση της ετεροαξονικής συνιστώσας της ροής (non coaxial component) σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης οι F_2 πτυχές εξελίσσονται σε θηκόσχημες πτυχές. Οι θηκόσχημες πτυχές γίνονται διακριτές από κλίμακα 1-10 εκατοστών και οι άξονες τους είναι σε παραλληλία με την γράμμωση έκτασης (**Εικόνα 2.7**). Το δεύτερο στάδιο της παραμόρφωσης σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης χαρακτηρίζεται από δομές boudinage της S_2 φολίωσης. Οι περιοχές μεταξύ των boudinage δομών αποτελούν σύμφωνα με τους (Mehl et al. 2007) εστίες συστηματικής ανάπτυξης ταινιώσεων διάτμησης (shear bands) οι οποίες συμβάλλουν καταλυτικά στην συσσώρευση της παραμόρφωσης.



Εικόνα 2.7. Χάρτης γραμμώσεων έκτασης πρασινοσχιστολιθικής φάσης με δεδομένα από Gautier, (1994), Patriat, (1996), και Mehl et al. (2007). Σχήμα τροποποιημένο από Mehl et al. (2007)

Η εμφάνιση ,ακόμα, ταινιώσεων διάτμησης σε ημι – εύθραυστες συνθήκες γίνεται ορατή από την μικρής κλίμακας ασυνέχεια που παρατηρείται εκατέρωθεν του επιπέδου διάτμησης. Σε εύθραυστες ρεολογικές συνθήκες οι δομές που κυριαρχούν είναι οι διακλάσεις, οι φλέβες και οι ρηξιγενείς δομές. Η εύθραυστη παραμόρφωση διαμερίζεται σε λιθολογίες με μεγαλύτερο ιξώδες (competent lithologies) καταδεικνύοντας τον κρίσιμο ρόλο της ρεολογικής συμπεριφοράς και της συστασιακής ετερογένειας των λιθολογικών υλικών στην κατανομή της παραμόρφωσης.

3. Η δομή της πλαστικής ζώνης διάτμησης του Φελλού

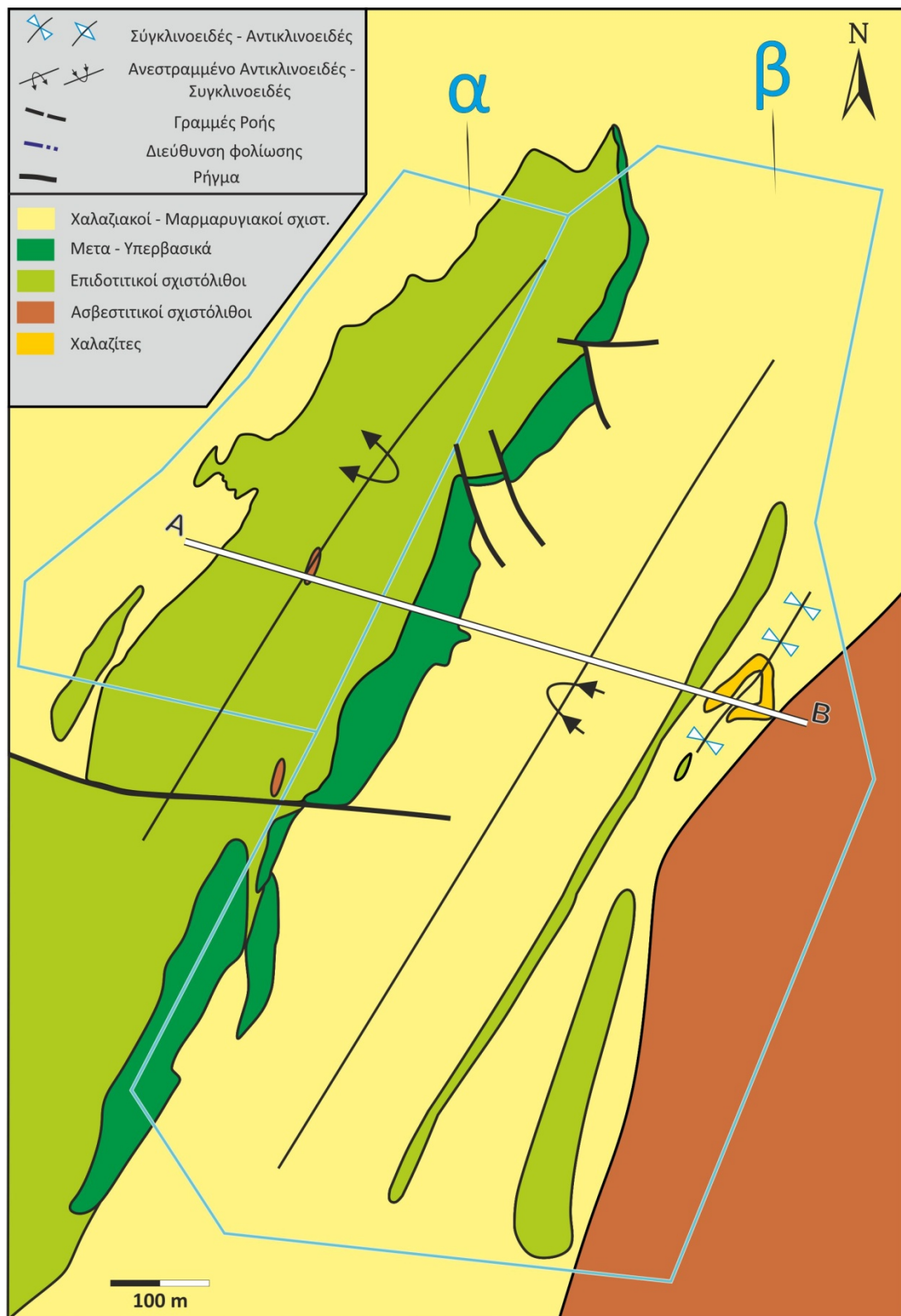
Ο θεματικός πυρήνας του κεφαλαίου είναι η δομή της πλαστικής ζώνης διάτμησης του Φελλού στη Βορειοδυτική Άνδρο (Εικόνα 3.1). Η ευρύτερη περιοχή μελέτης στην οποία εντοπίστηκε η μυλωνιτική ζώνη του Φελλού χαρτογραφήθηκε γεωλογικά και τεκτονικά σε κλίμακα 1:5000. Η στατιστική επεξεργασία των επίπεδων και γραμμικών ιστολογικών στοιχείων που συλλέχθηκαν κατά την διάρκεια της υπαίθριας εργασίας σε συνδυασμό με την κατασκευή γεωλογικής τομής που τέμνει εγκάρσια την μυλωνιτική ζώνη έχουν ως βασικούς στόχους (α) την κατανόηση της δομής και των κινηματικών χαρακτηριστικών της ζώνης διάτμησης, και (β) την καταγραφή των σταδίων κατασκευής του μυλωνιτικού ιστού.



Εικόνα 3.1. Οριοθέτηση της ζώνης διάτμησης με μαύρες στικτές γραμμές. Η περιοχή μελέτης πάνω δεξιά στο νησί της Άνδρου απεικονίζεται σε τετραγωνισμένο πορτοκαλί πλαίσιο (Εικόνα από Google earth). Με MUB υποδηλώνεται η επιφανειακή εμφάνιση των μετα – υπερβασικών σωμάτων και με MYL το σώμα της μυλωνιτικής ζώνης.

3.1 Περιγραφή λιθολογιών – Τεκτονοστρωματογραφικές σχέσεις

Η ευρύτερη περιοχή μελέτης δομείται από μεταμορφωμένες λιθολογίες. Οι λιθολογίες, αναλυτικότερα, που εμφανίζονται στην περιοχή έρευνας είναι (α) Χαλαζιακοί – Μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι (QMS) (β) Επιδοιτιτικοί σχιστόλιθοι (EPS) (γ) Μετα – υπερβασικά σώματα (MUB) και (δ) Ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι με παρεμβολές από λεπτούς ορίζοντες μαρμάρων, παρόμοιοι με αυτούς της Ενότητας Στύρας στη Νότιο Εύβοια. Η παρουσία μεταϊζημάτων και μεταβασικών πετρωμάτων σε γειτνίαση είναι ενδεικτική της παρουσίας πρωτολίθων με σημαντικό συστασιακό εύρος. Οι Χαλαζιακοί - Μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι παρουσιάζουν μεταβλητό ποσοστό τόσο χαλαζία όσο και μαρμαρυγία το οποίο εκδηλώνεται μακροσκοπικά από χρωματικές μεταβολές και ιστολογικά από διαφορές στην πυκνότητα της φολίωσης. Κατά θέσεις εντός της μυλωνιτικής ζώνης διακρίνονται και ζώνες λευκοκρατικών ορθογνευσίων. Οι ορυκτές φάσεις που φιλοξενούνται στις επιφάνειες σχιστότητας των Χαλαζιακών – Μαρμαρυγιακών σχιστολίθων είναι επιμηκυσμένοι κρύσταλλοι χαλαζία, φυλλάρια μαρμαρυγία, πορφυροκλάστες γρανάτη και ομοαξονικά εκτεινόμενοι (boudinaged) κρύσταλλοι τουρμαλίνη. Χαλαζιακές φλέβες παρατηρούνται σε διάφορες θέσεις της χαρτογραφημένης περιοχής με την ανάπτυξη τους εντός της ζώνης διάτμησης να παρατηρείται συνήθως σε παραλληλία με τις επιφάνειες συστασιακής ζώνωσης (compositional banding). Οι Επιδοιτιτικοί σχιστόλιθοι διακρίνονται από το χαρακτηριστικό φαιοπράσινο έως σκούρο πράσινο χρώμα και σε χαρτογραφική κλίμακα εμφανίζουν επιμήκη ανάπτυξη υπο – παράλληλα στην εμφάνιση Μετα – υπερβασικών λιθολογιών (**Εικόνα 3.2**). Κατά τόπους εμφανίζονται συμπαγή σώματα τα οποία χαρακτηρίζονται ως επιδοίτες ενώ σε ορισμένες θέσεις παρατηρείται και η παρουσία χλωριτικών σχιστολίθων. Η πετρογραφική εξέταση (**κεφάλαιο 5**) οδήγησε, ακόμα, στην διάκριση επιδοιτιτικών – γλαυκοφανιτικών σχιστολίθων δομικά τοποθετημένων στην βάση της μυλωνιτικής ζώνης. Οι μετα-υπερβασικές λιθολογίες (σερπεντινίτες) φιλοξενούνται στα υψηλότερα τεκτονο-στρωματογραφικά επίπεδα και εμφανίζονται από έντονα σχιστοποιημένες έως συμπαγείς. Το ποσοστό συμμετοχής του ολιβίνη είναι υψηλό δεδομένο που μαρτυρά την περιδοιτική προέλευση αυτής της λιθολογίας. Η εμφάνιση των Μετα – υπερβασικών λιθολογιών λόγω χρώματος και έντονου αναγλύφου γίνεται εύκολα διακριτή, σε σχέση με τις μετα – ιζηματογενείς λιθολογίες, και μέσω δορυφορικών εικόνων (**Εικόνα 3.1**). Οι δύο προαναφερθείσες λιθολογίες οριοθετούν την οροφή και την βάση της κεντρικής περιοχής της ζώνης διάτμησης που φιλοξενείται σε μεταϊζημάτα (μεταπηλίτικα – μετακλαστικά πετρώματα).

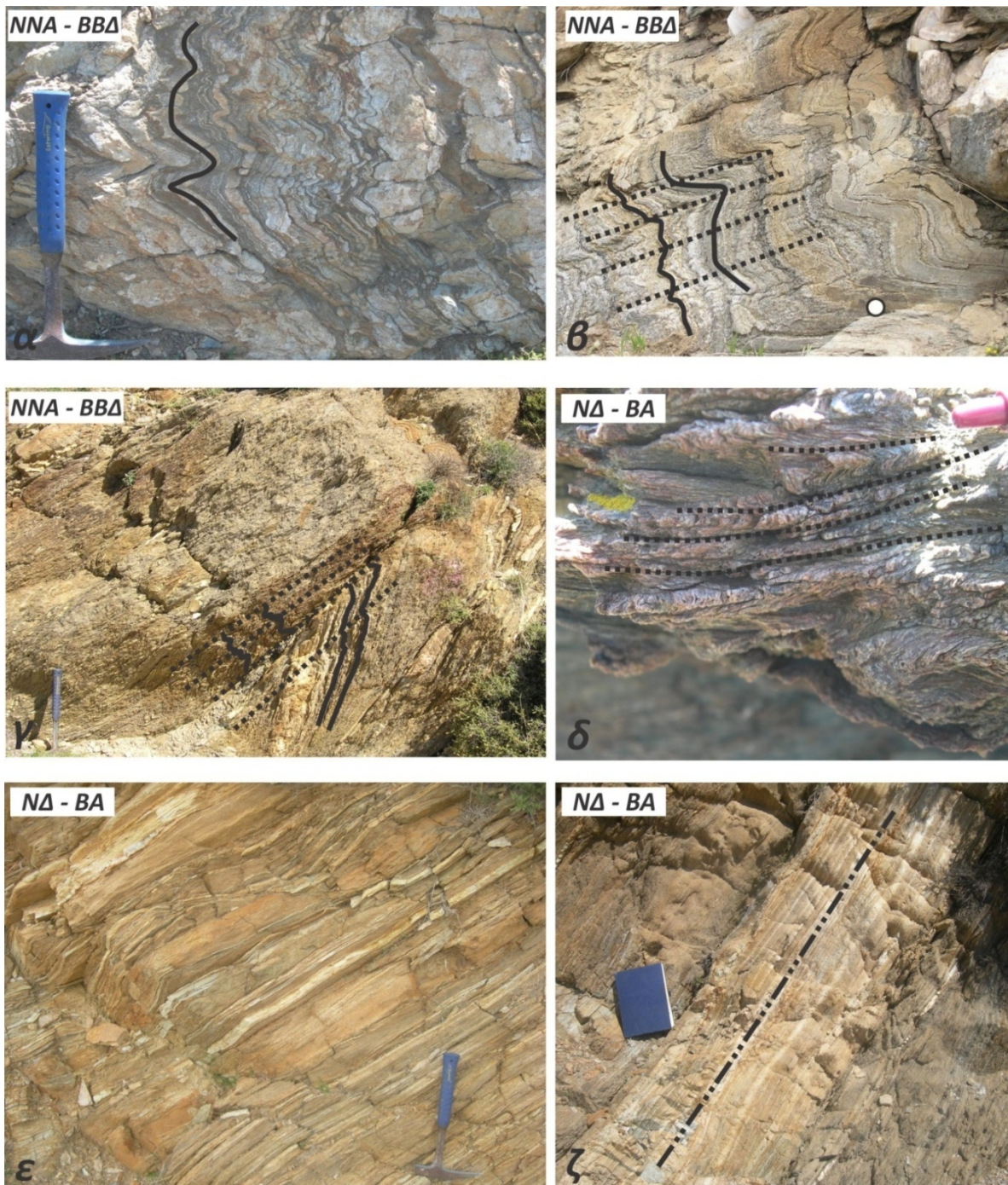


Εικόνα 3.2. Γεωλογικός - τεκτονικός χάρτης της περιοχής μελέτης. Με **α** και **β** σε τετραγωνισμένα πλαίσια επισημαίνονται οι υπο - περιοχές κατανομής των επίπεδων ιστολογικών στοιχείων. Με A – B ορίζεται η γεωλογική τομή που κατασκευάστηκε εγκάρσια στο σύνολο των λιθοτεκτονικών σωμάτων.

Με κριτήριο τα λιθολογικά και μεταμορφικά χαρακτηριστικά σε κλίμακα επιφανειακής εμφάνισης, οι λιθολογικοί τύποι στην περιοχή μελέτης συνδέονται με λιθολογικά μέλη των καλυμμάτων Στύρας (Μάρμαρα – Σχιστόλιθοι) και Όχης (Μετα – Οφιολιθική ακολουθία) που εμφανίζονται στην Νότια Εύβοια και δομούν την Ενότητα γλαυκοφανιτικών σχιστολίθων. Δομικά από τα ανώτερα προς τα κατώτερα τεκτονοστρωματογραφικά επίπεδα παρατηρούνται α) Μετα – υπερβασικά σώματα β) Χαλαζιακοί – Μαρμαρυγιοκοί σχιστόλιθοι γ) Επιδοιτικοί σχιστόλιθοι και δ) Ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι που συνδέονται με την ενότητα Στύρας. Η επανάληψη των τεκτονοστρωματογραφικών ενοτήτων στην περιοχή μελέτης οφείλεται στην παρουσία πτυχών μεγάλου μήκους.

3.2 Προοδευτική εξέλιξη της παραμόρφωσης – Μυλωνιτοποίηση

Το τελικό παραμορφωτικό προϊόν που παρατηρείται σε μεσοσκοπική κλίμακα είναι η μυλωνιτική φολίωση (S_m). Η παρουσία μιας παλαιότερης φολίωσης (S_i) που προϋπήρχε της μυλωνιτικής παρατηρείται συνήθως σε συμπαγείς χαλαζιτικές λιθολογίες. Η διατήρηση της προγενέστερης φολίωσης σε λιθολογίες που χαρακτηρίζονται από αντίσταση στη ροή (competence) εκδηλώνεται σε περιοχές όπου η εσωτερική παραμόρφωση είναι ασθενέστερη σε σχέση με την περιοχή της μυλωνιτικής ζώνης. Η φολίωση αυτή δημιουργεί ισοκλινείς έως ανοιχτές όμοιες πτυχές με αραιό έως πυκνό σχισμό ρυτίδωσης παράλληλα στο αξονικό τους επίπεδο (**Εικόνα 3.3**). Η ανάπτυξη του σχισμού αξονικού επιπέδου γίνεται διακριτή από μεσοσκοπική έως χαρτογραφική κλίμακα. Η μετασχηματισμένη φολίωση (transposition foliation) που σχηματίζεται παράλληλα στο αξονικό επίπεδο των προαναφερθέντων πτυχών έχει μεταβλητό χαρακτήρα και πυκνώνει σε βαθμό μυλωνιτοποίησης. Η παρατήρηση των μεταβατικών σταδίων μέχρι την κατασκευή της μυλωνιτικής φολίωσης οδήγησε στην χαρτογράφηση της πυκνότητας της φολίωσης σε κλίμακα επιφανειακής εμφάνισης (**Εικόνα 3.3**) σε (α) Σχισμό ρυτίδωσης σε συνδυασμό με παρουσία πτυχών (CC + F) (β) Καλώς ανεπτυγμένη φολίωση (WDF) (γ) Ισχυρώς ανεπτυγμένη φολίωση (STF) και (δ) Μυλωνιτοποίηση (MYL). Η ετερογένεια στην πυκνότητα της φολίωσης που παρατηρείται στην περιοχή μελέτης είναι κοινό χαρακτηριστικό και της S_4 φολίωσης που παρατηρείται στο κάλυμμα της Όχης στην Νότια Εύβοια (Xyrolias et al.2012) και υποδηλώνει την ανάπτυξη βαθμίδων (fabric gradients) στην δημιουργία των επιπέδων ιστολογικών στοιχείων.

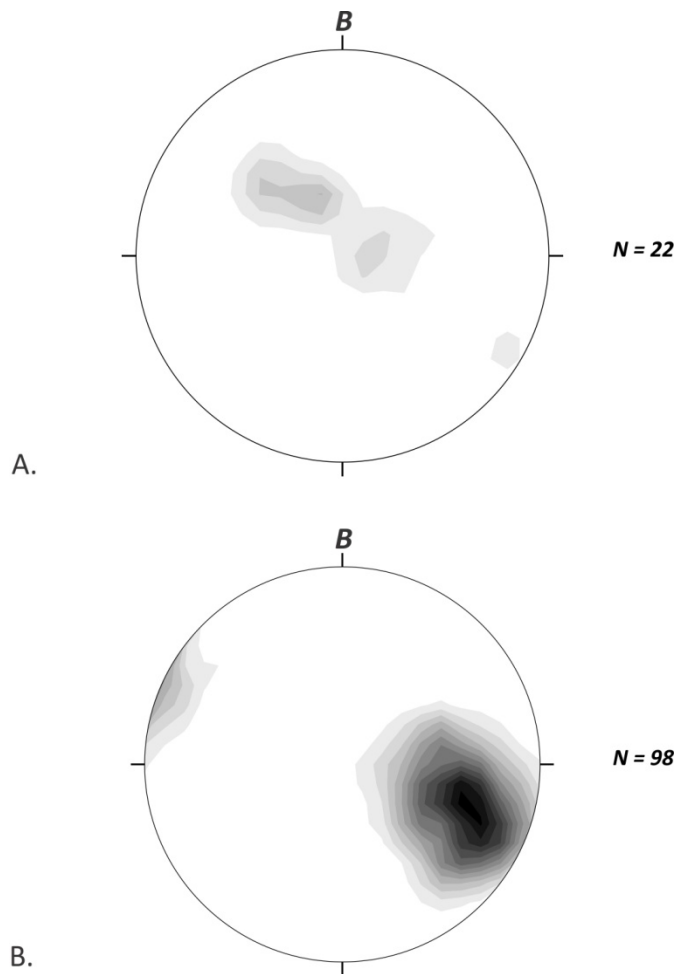


Εικόνα 3.3. Μωσαϊκό φωτογραφιών που αποτυπώνει τα διαδοχικά στάδια πύκνωσης της αρχικής φολίωσης (S_i) μέχρι την κατασκευή της μυλωνιτικής φολίωσης (S_m). **(α)** Η αρχική φολίωση S_i η οποία διατηρείται σε συμπαγείς λιθολογίες και δημιουργεί ισοκλινείς εως ανοιχτές κατακεκλιμένες πτυχές **(β)** Το αρχικό στάδιο κατασκευής του σχισμού ρυτίδωσης παράλληλα στο αξονικό επίπεδο των πτυχών **(γ)** Μεταγενέστερο στάδιο ανάπτυξης του σχισμού αξονικού επιπέδου που εκφράζεται μέσω της πύκνωσης των επιφανειών του σχισμού ρυτίδωσης **(δ)** Απεικόνιση της καλά ανεπτυγμένης νέας φολίωσης σε μεγαλύτερη κλίμακα **(ε)** Επιφανειακή εμφάνιση όπου απεικονίζεται τοπικά η ισχυρή ανάπτυξη φολίωσης (STF) σε συνδυασμό με την παρουσία περιοχών με μυλωνιτιωμένους ορίζοντες **(ζ)** Καθολική μυλωνιτίωση και χαρακτηριστική εικόνα ανάπτυξης συστασιακής ζώνωσης (compositional banding).

3.3 Μεσοσκοπικά δομικά χαρακτηριστικά της Μυλωνιτικής ζώνης του Φελλού

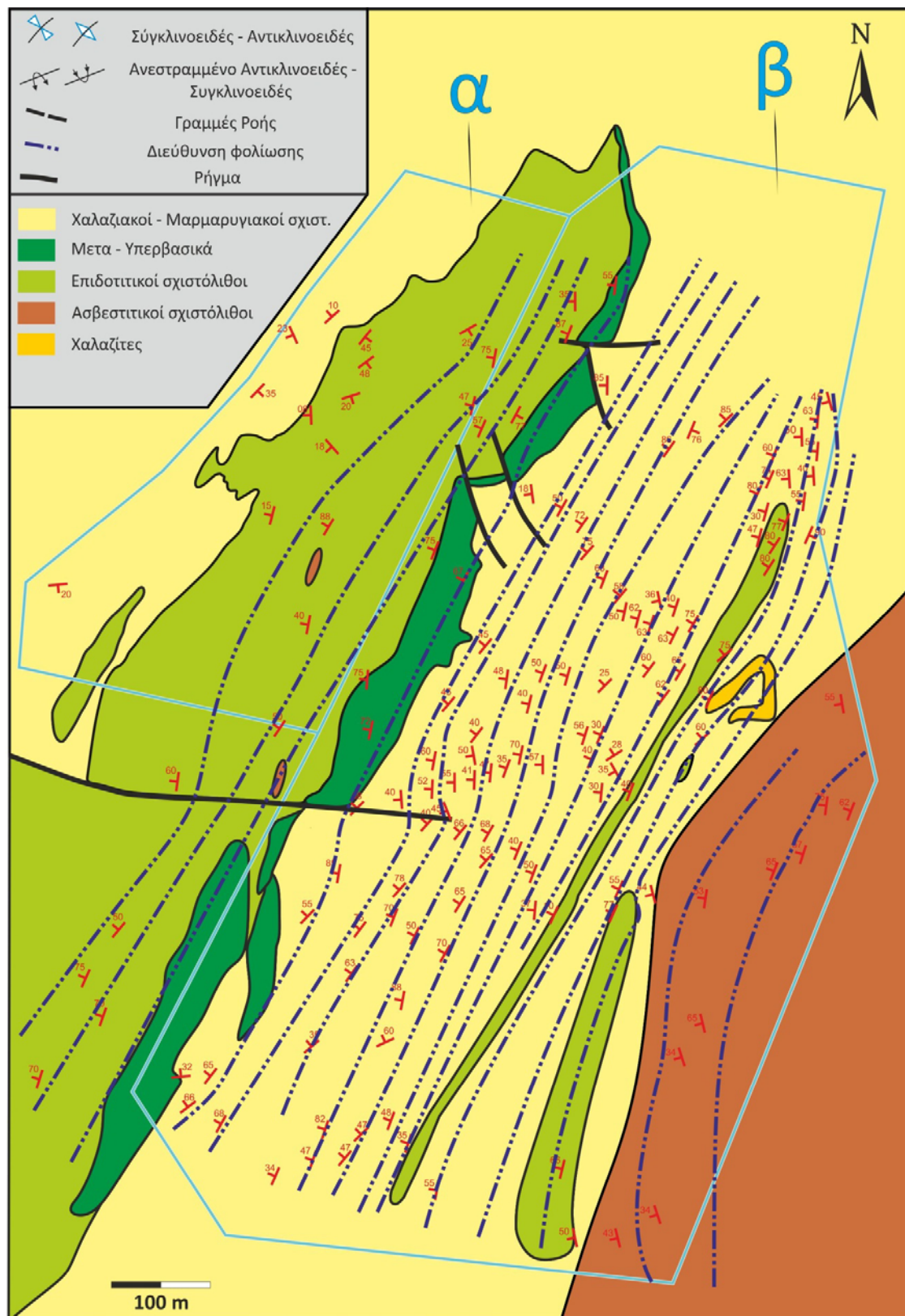
3.3.1 Επίπεδα ιστολογικά στοιχεία και πτυχές

Το καταληκτικό στάδιο της προοδευτικής παραμόρφωσης στην ζώνη διάτμησης εκφράζεται με τη δημιουργία της μυλωνιτικής φολίωσης (S_m). Η παρουσία πτυχών που παρατηρούνται σε περιοχές μικρότερης ολικής παραμόρφωσης (finite strain) σταδιακά εξαλείφεται προς το κεντρικό τμήμα της ζώνης διάτμησης όπου τα παραμορφωτικά προϊόντα της μυλωνιτικής διάτμησης (Προτομυλωνίτες, Μυλωνίτες) είναι εμφανή. Η παρουσία περιοχών (structural domains) με μεταβατικά τεκτονικά χαρακτηριστικά που επιβεβαιώνουν τον ετερογενή χαρακτήρα της παραμόρφωσης σε ζώνες διάτμησης έχουν περιγραφεί και από άλλες περιοχές του πλανήτη (Lin et al. 1998). Οι επιφάνειες των φολιώσεων, αναλυτικότερα, εντός της ζώνης διάτμησης έχουν διαπεραστικό χαρακτήρα και η διεύθυνση τους γίνεται ορατή και μέσω δορυφορικών εικόνων (**Εικόνα 3.1**) καθιστώντας διακριτό το κύριο σώμα της ζώνης διάτμησης από τα περιθώρια του. Η διακριτή σχέση μεταξύ των ζωνών διάτμησης και των περιθωρίων τους αποδίδεται στην σημαντική συμμετοχή της ετερο – αξονικής συνιστώσας (απλή διάτμηση) στην παραμορφωτική ιστορία ανάλογων δομών (Kuijper et al. 2011). Ο συνδυασμός της διαπεραστικής φολίωσης και η ισχνή ανάπτυξη της γράμμωσης έκτασης στην επιφάνεια των μυλωνιτιωμένων και ισχυρά φολιωμένων λιθολογιών οδηγεί στην μακροσκοπική τεκτονική κατηγοριοποίηση των χαλαζιακών – μαρμαρυγιακών σχιστολίθων σαν S τεκτονίτες ($S > L$). Η παρουσία, ακόμα, πεπλατυσμένων χαλαζιτικών φακών σε παραλληλία με τις επιφάνειες συστασιακής ζώνωσης των μυλωνιτών στοιχειοθετεί συμπληρωματικά αυτόν τον μακροσκοπικό δομικό χαρακτηρισμό. Από την προβολή των επιπέδων της φολίωσης στο χάρτη προκύπτει ότι η περιοχή της ζώνης του Φελλού μπορεί να διαιρεθεί σε δύο υπο-περιοχές. Η πρώτη εντοπίζεται Βορειοδυτικά (περιοχή **α**), και η δεύτερη Ανατολικά - Νοτιοανατολικά (περιοχή **β**) από την εμφάνιση των Μετα – υπερβασικών λιθολογιών (**Εικόνα 3.2,3.4**). Στην περιοχή **α** η επικρατούσα διεύθυνση της φολίωσης είναι BBA – NND/ική με διευθύνσεις κλίσεως προς τα BBA και NNA, εύρος κλίσεων από 5° έως 88° (δίκτυο A), και τον μέσο πόλο των φολιώσεων να είναι $340^\circ - 70^\circ$. Στην περιοχή **β**, επίσης, η επικρατούσα διεύθυνση της φολίωσης είναι BBA – NND με εύρος κλίσεων από 10° έως 90° και τον μέσο πόλο των φολιώσεων να είναι $109^\circ - 33^\circ$ (**Δίκτυο 3.1**). Ο προσανατολισμός των στοιχείων που καταγράφηκαν καλύπτει όλο το φάσμα της πυκνότητας των επιφανειών φολίωσης από σχισμό ρυτίδωσης έως συστασιακή ζώνωση μυλωνιτών.



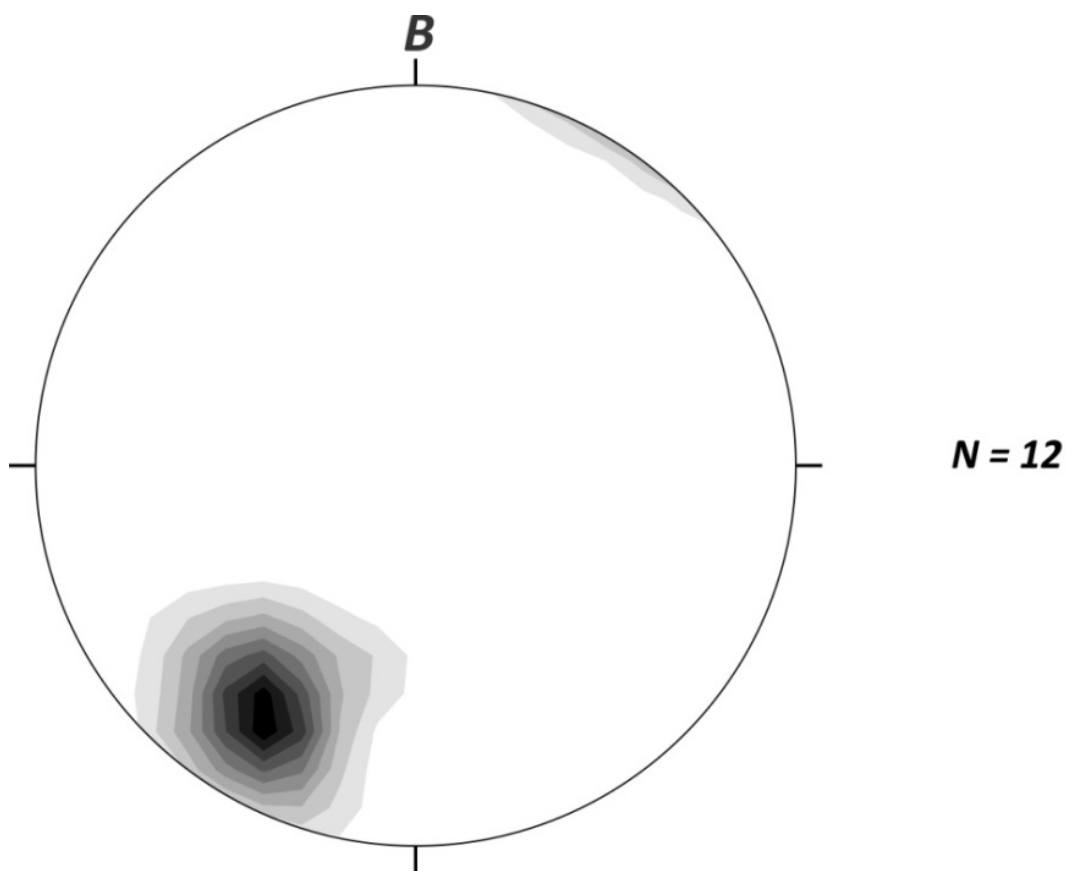
Δίκτυα 2.1. Στερεοδιαγράμματα (Προβολές κατώτερου ημισφαιρίου – Ίσων επιφανειών) που απεικονίζουν την στατιστική ανάλυση της χωρική κατανομής των πόλων φολιώσεων απο την περιοχή μελέτης. Στο **δίκτυο Α** προβάλλονται δεδομένα ΒΔ της επιφανειακής εμφάνισης των Μετα – υπερβασικών σωμάτων (περιοχή α) και στο **δίκτυο Β** δεδομένα απο την περιοχή ΑΝΑ αυτής (περιοχή β), στην οποία εντοπίζεται και η ζώνη διάτμησης. (Ισοπληθείς ανα 2%, 4%, 6%, 8%, 10%, και 12%).

Ο προνατολισμός της παράταξης των φολιώσεων (foliation trajectories) μεταβάλλεται απο ΒΑ - ΝΔ εως ΒΒΑ - ΝΝΔ διεύθυνση ακολουθεί τις χαρτογραφημένες επαφές μεταξύ των τεκτονο – στρωματογραφικών ενοτήτων, και κάμπτεται στις περιοχές δράσης ρηξιγενών δομών (**Εικόνα 3.4**). Στην ιχνογράφηση του γεωμετρικού τύπου των παρατάξεων, η απόσταση στις πορείες των φολιώσεων (foliation trajectories) διατηρείται σταθερή ανεξαρτήτως των μεταβολών, κατά θέσεις, στην πυκνότητα των μετρήσεων. Σταθερά υπο – κατακόρυφη φολίωση στην οποία διατηρούνται ανοιχτές πτυχές και αραιός σχισμός ρυτίδωσης παρουσιάζεται μόνο στην Βορειοανατολική απόληξη της ζώνης διάτμησης (**Εικόνα 3.5**). Ισοκλινείς όρθιες πτυχές σε λεπτούς χαλαζιακούς ορίζοντες με πάχυνση στις αρθρώσεις (Όμοιες πτυχές) παρατηρούνται στις περιοχές όπου η ένταση της παραμόρφωσης

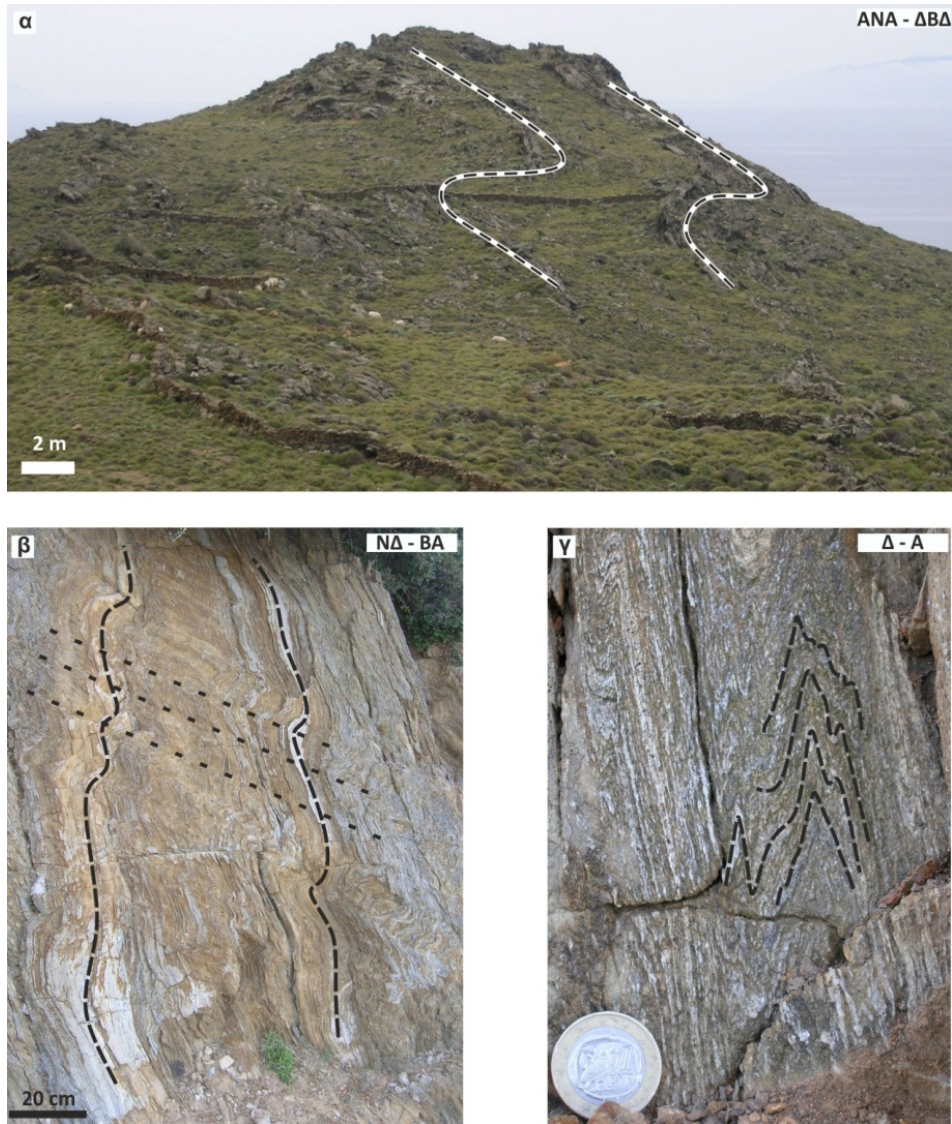


Εικόνα 3.4. Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης στον οποίο έχει προβληθεί ο προσανατολισμός των επίπεδων ιστολογικών στοιχείων και έχουν σχεδιαστεί οι πορείες των φολιώσεων (foliation trajectories).

είναι ελαττωμένη. Σε αυτές τις περιοχές αναγνωρίζονται , επίσης, και πτυχές φολίωσης. Στην ευρύτερη περιοχή διακρίνονται ανεστραμμένες πτυχές που επηρεάζουν τα ανώτερα τεκτονο – στρωματογραφικά επίπεδα (Μετα – Υπερβασικές λιθολογίες) (**Εικόνα 3.5**) και λευκοκρατικούς ορίζοντες Χαλαζιακών – μαρμαρυγιακών σχιστολίθων. Οι άξονες των πτυχών που μετρήθηκαν σε περιοχές εκτός της μυλωνιτικής ζώνης σε Χαλαζιακούς – μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους παρουσιάζουν ομοιογένεια, με σταθερή διεύθυνση βύθισης προς τα ΝΝΔ και με την γωνία βύθισης να κυμαίνεται απο 5° εως 44° (**Δίκτυο 3.2**).



Δίκτυο 3.2. Στερεοδιάγραμμα (προβολή κατώτερου ημισφαιρίου – ίσων επιφανειών) που απεικονίζει στατιστικά επεξεργασμένους άξονες πτυχών απο περιοχές εκτός της ζώνης διάτμησης (Ισοπληθείς ανα 1%, 2%, 3%, 4%, 5%).



Εικόνα 3.5. Φωτογραφίες με πτυχές από την περιοχή μελέτης , (α) Ανεστραμμένες πτυχές σε Μετα – υπερβασικές λιθολογίες (β) Ανοιχτές πτυχές σε μυλωνιτωμένες λιθολογίες που επηρεάζονται από ένα αραιό σχισμό ρυτίδωσης (στικτές γραμμές) (γ) Όρθιες , όμοιες πτυχές, από περιοχή χαμηλής παραμόρφωσης εντός της ζώνης διάτμησης

3.3.2 Γραμμικά ιστολογικά στοιχεία

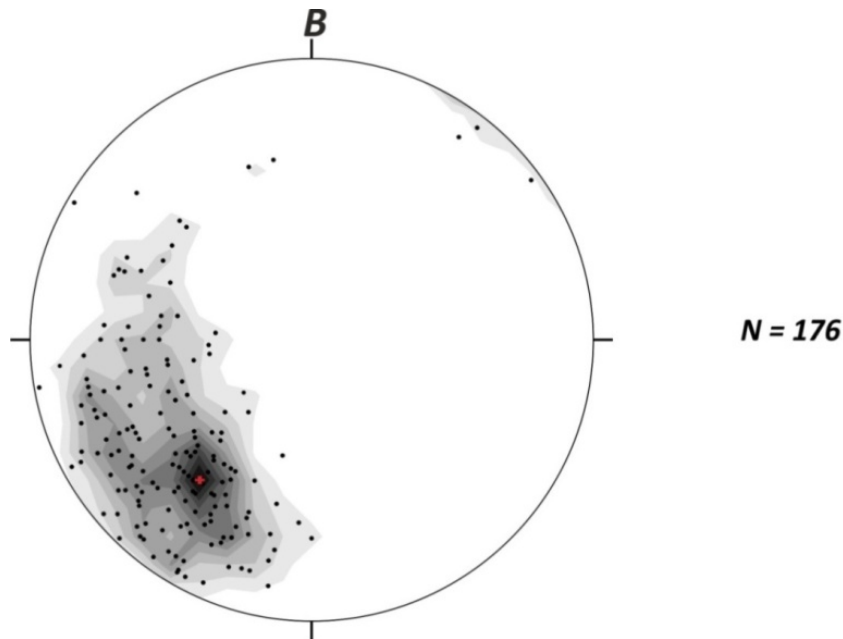
Στις επιφάνειες των φολιώσεων της μυλωνιτικής ζώνης αναγνωρίζονται τρεις κατηγορίες γραμμώσεων : α) γραμμώσεις που ορίζονται από την γράμμωση άρθρωσης μικροπτυχών (crenulation lineations), β) γραμμώσεις που ορίζονται από την πρισματική μορφή ορυκτών κόκκων (mineral lineations π.χ Τουρμαλίνης) και γ) γραμμώσεις έκτασης που ορίζονται από την

επιμήκυνση προς μια διεύθυνση (stretching lineations) ορυκτών κόκκων ή συσσωματωμάτων αυτών (π.χ κόκκοι και συσσωματώματα κόκκων χαλαζία, κρύσταλλοι τουρμαλίνη με boudinage). Ο σκοπός της λεπτομερούς καταγραφής του προσανατολισμού των γραμμώσεων έκτασης από τον χώρο ανάπτυξης της ζώνης διάτμησης είναι η χωρική ανάλυση της τεκτονικής ροής κατά την μυλωνιτική διάτμηση. Ωστόσο, η συστηματική μέτρηση του προσανατολισμού των γραμμώσεων έκτασης έγινε όπου ήταν εφικτό, καθώς η ανάπτυξη τους δεν είναι εκτεταμένη ($S > L$ τεκτονίτες). Οι γραμμώσεις έκτασης στην πλειονότητα τους ορίζονται από επιμηκυσμένους κρυστάλλους χαλαζία, σκιές παραμόρφωσης σε πορφυροκλάστες γρανάτη και επιμηκυσμένους κρυστάλλους τουρμαλίνη. Η ισχυρότερη ανάπτυξη της κρυσταλλικής γράμμωσης που παρατηρείται τοπικά σε συντεκτονικές χαλαζιακές φλέβες αποδίδεται στην διαφορετική μηχανική συμπεριφορά του υλικού (μεγαλύτερο ιξώδες) σε σχέση με τις γειτονικές λιθολογίες.

Κύριο χαρακτηριστικό της χωρικής κατανομής των γραμμώσεων έκτασης είναι η μεταβολή στην διεύθυνση βύθισης από ΝΝΔ έως ΔΒΔ με μέσο προσανατολισμό 36° (γωνία βύθισης) προς την 218° (διεύθυνση βύθισης) (**Δίκτυο 3.3**). Παρατηρήθηκαν, επίσης, περιπτώσεις όπου δύο διαφορετικές γραμμώσεις που ορίζονται από κρυστάλλους τουρμαλίνη με γεωμετρία boudinage (ομοαξονική έκταση) φιλοξενούνται σε κοινή επιφάνεια φολίωσης (**Εικόνα 3.6**) και η διεύθυνση βύθισης τους μεταβάλλεται από ΝΔ ($250^\circ - 14^\circ$) σε ΔΒΔ ($310^\circ - 03^\circ$).

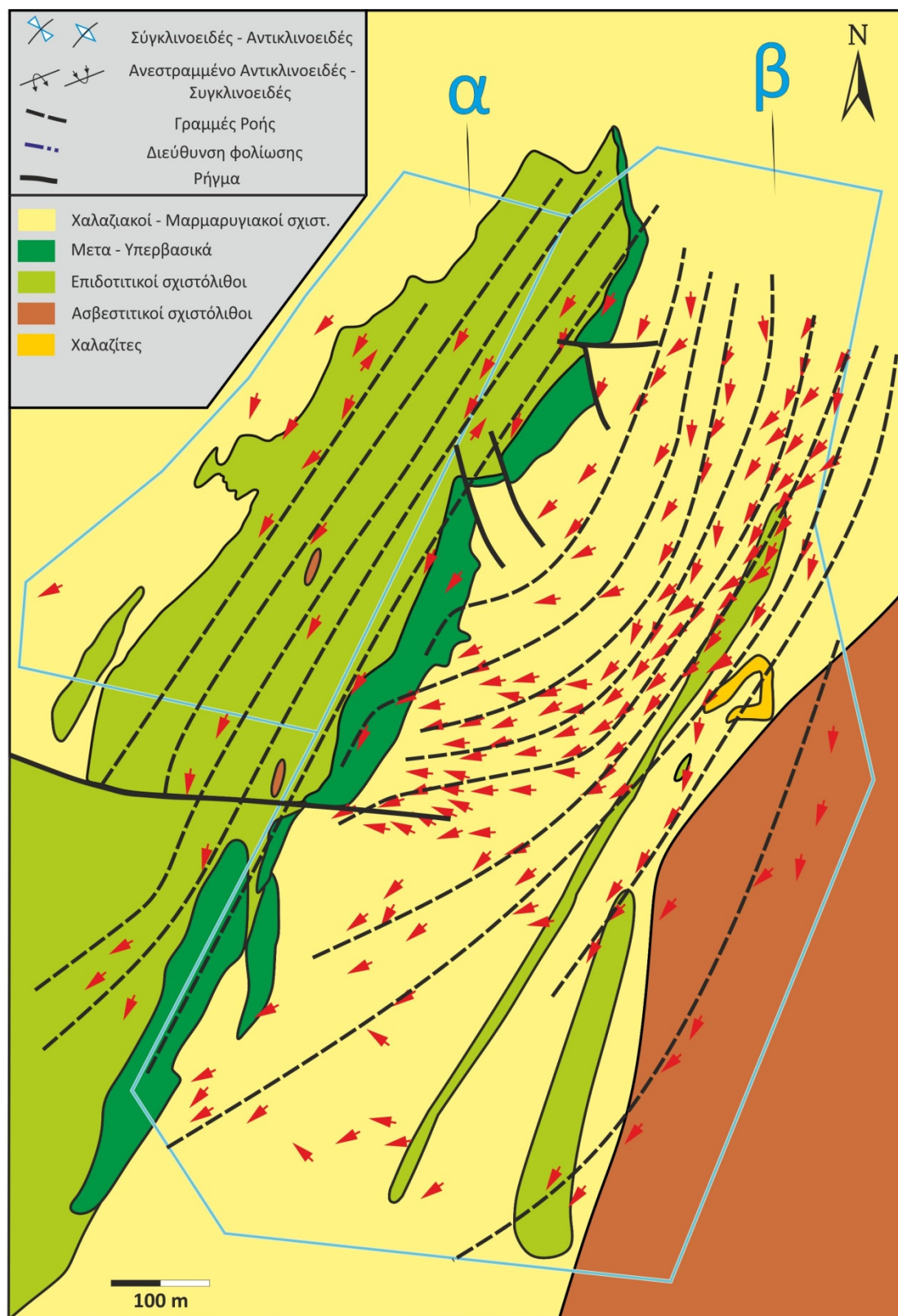


Εικόνα 3.6. Μεταβολές στον προσανατολισμό των γραμμώσεων έκτασης σε boudinaged κρυστάλλους τουρμαλίνη. Στην αριστερή φωτογραφία απεικονίζεται δείγμα χειρός από μυλωνιτιωμένη μεταπηλιτική λιθολογία. Στην δεξιά φωτογραφία έχουν ιχνογραφηθεί οι boudinaged κρύσταλλοι τουρμαλίνη και κάτω δεξιά σε γκρι πλαίσιο αναγράφονται οι διευθύνσεις βύθισης των γραμμώσεων έκτασης που παρατηρούνται.



Δίκτυο 3.3. Στερεοδιάγραμμα (προβολή κατώτερου ημισφαιρίου – ίσων επιφανειών) που απεικονίζει την κατανομή των γραμμώσεων έκτασης. Με κόκκινο σταυρό απεικονίζεται στο δίκτυο ο προσανατολισμός της μέσης γράμμωσης (mean lineation) από το σύνολο των δεδομένων (Ισοπληθείς ανά 2%, 4%, 6%, 8%, 10%, 12%).

Η ευρύτερη μεταβολή που καταγράφεται στην διεύθυνση βύθισης των γραμμώσεων έκτασης, σε κλίμακα χάρτη, είναι σταδιακή και χαρακτηρίζεται από την σιγμοειδή γεωμετρία που σχηματίζουν οι γραμμές ροής (**Εικόνα 3.7**, flow lines) από τις περιοχές μικρότερης παραμόρφωσης προς αυτές όπου έχουν δημιουργηθεί παραμορφωτικά προϊόντα υψηλής εσωτερικής παραμόρφωσης όπως πρωτο – μυλωνίτες και μυλωνίτες (**Εικόνα 3.7**). Η κάμψη των γραμμώσεων έκτασης συμπίπτει, επίσης, με την λιθολογική μετάβαση από Επιδοτιτικούς σχιστόλιθους (BA – ΝΔ διεύθυνση βύθισης) στα περιθώρια της μυλωνιτικής ζώνης, προς Χαλαζιακούς – μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους που δομούν το κεντρικό σώμα αυτής. Ο προσανατολισμός των γραμμώσεων έκτασης, λεπτομερέστερα, παρατηρείται σε υπο – παράλληλη διεύθυνση με την επιφανειακή εμφάνιση των Επιδοτιτικών σχιστόλιθων και σχεδόν σε κάθετη με την λιθολογική διεπιφάνεια των Μετα – υπερβασικών σωμάτων με τους Χαλαζιακούς – Μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους (**Εικόνα 3.7**). Η επίδραση, επομένως, ρεολογικών αντιθέσεων που προκαλούνται από διαφορετικής σύστασης, χαρτογραφικής κλίμακας, λιθοτεκτονικά σώματα μπορεί να συμβάλλει στην μεταβολή του προσανατολισμού των γραμμώσεων έκτασης.



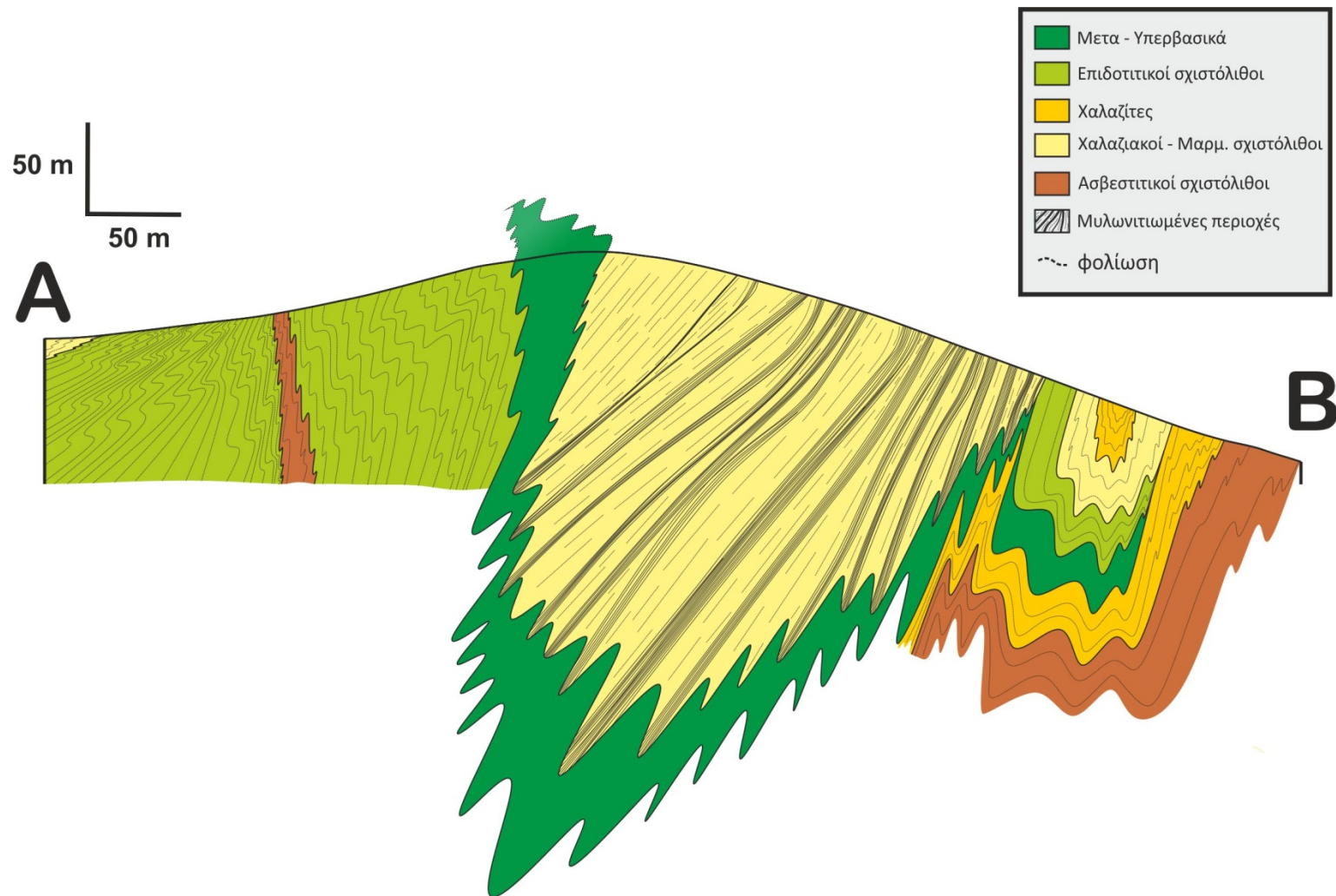
Εικόνα 3.7. Γεωλογικός χάρτης στον οποίο έχει προβληθεί ο προσανατολισμός των γραμμώσεων έκτασης από την περιοχή χαρτογράφησης.

Η χωρική κατανομή των γραμμώσεων έκτασης σε σχέση με την διεύθυνση που παρουσιάζουν οι πορείες των φολιώσεων (foliation trajectories, **Εικόνα 3.4**) δείχνει κινηματικό διαμερισμό που εκφράζεται με μετάβαση από παράλληλες σε πλάγιες έως κάθετες στην παράταξη κινήσεις, από τα περιθώρια προς το κεντρικό τμήμα της ζώνης διάτμησης. Το συγκεκριμένο δομικό χαρακτηριστικό είναι διαγνωστικό λειτουργίας πλαστικών ζωνών διάτμησης σε κινηματικό κάθεστως πλάγιας συστολής (Robin & Cruden, 1994, Goodwin & Williams, 1996).

Αναφορικά με την παρουσία κινηματικών δεικτών, η ανάλυση δεδομένων σε επίπεδα παρατήρησης παράλληλα στην γράμμωση έκτασης και κάθετα στην φολίωση (XZ επίπεδο ελλειψοειδούς) από το κεντρικό τμήμα της ζώνης διάτμησης δεν οδήγησε στην αναγνώριση κινηματικών δεικτών. Το συγκεκριμένο επίπεδο παρατήρησης είναι ιδανικό για την παροχή κινηματικής πληροφορίας σε ζώνες προοδευτικής απλής διάτμησης (μονοκλινικής συμμετρίας) καθώς ο προσανατολισμός του, θεωρητικά, είναι κάθετος στο διάνυσμα της στροβίλισης (vorticity vector).

3.4 Δομική αρχιτεκτονική και εντοπισμός της παραμόρφωσης

Η ζώνη διάτμησης του Φελλού έχει κλίμακα επιφανειακής εμφάνισης, και το δομικό της πάχος προσεγγίζει τα 200 μέτρα (**Εικόνα 3.8**). Η κατασκευή γεωλογικής τομής ΔΒΔ – ΑΝΑ διεύθυνσης εγκάρσια στο σύνολο των λιθοτεκτονικών σωμάτων της περιοχής φανερώνει την δομική αρχιτεκτονική των πτυχωμένων ενοτήτων και την συμβολή τους στον εντοπισμό της παραμόρφωσης. Η τεκτονική κατασκευή της περιοχής μελέτης, αναλυτικότερα, χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη διαδοχικά ανεπτυγμένων ανεστραμμένων αντικλινοειδών και συγκλινοειδών (**Εικόνες 3.2, 3.8**). Οι επαφές μεταξύ των πολυπτυχωμένων ενοτήτων παρουσιάζουν παρασιτική πτύχωση χαρακτηριστικό που διακρίνεται και στην μεσοσκοπική κλίμακα. Η θέση της ζώνης διάτμησης ταυτίζεται χωρικά με τον πυρήνα ενός συγκλινοειδούς (transposed synform) σε παραλληλία με το αξονικό επίπεδο του οποίου έχουν δημιουργηθεί μυλωνιτιωμένες περιοχές (**Εικόνα 3.8**). Ανάλογες περιπτώσεις καλλιέργειας ζωνών διάτμησης σε παραλληλία με την αξονική επιφάνεια ή το σκέλος πτυχών έχουν αναγνωριστεί σε πλαστικά πτυχοκαλύμματα, στα εσωτερικά τμήματα ορογενετικών οικοδομημάτων. Η πτυχογόνο δράση, επομένως, σε συνδυασμό με την γειτνίαση λιθοτεκτονικών ενοτήτων με διαφορετικές μηχανικές ιδιότητες πιθανώς να έχει συμβάλει σημαντικά στον εντοπισμό (localization) της παραμόρφωσης στον πυρήνα του συγκλινοειδούς.



Εικόνα 3.8. Γεωλογική τομή εγκάρσια στο σύνολο των λιθοτεκτονικών σωμάτων της περιοχής μελέτης. Η ακριβής θέση της τομής απεικονίζεται στην **Εικόνα 3.2**.

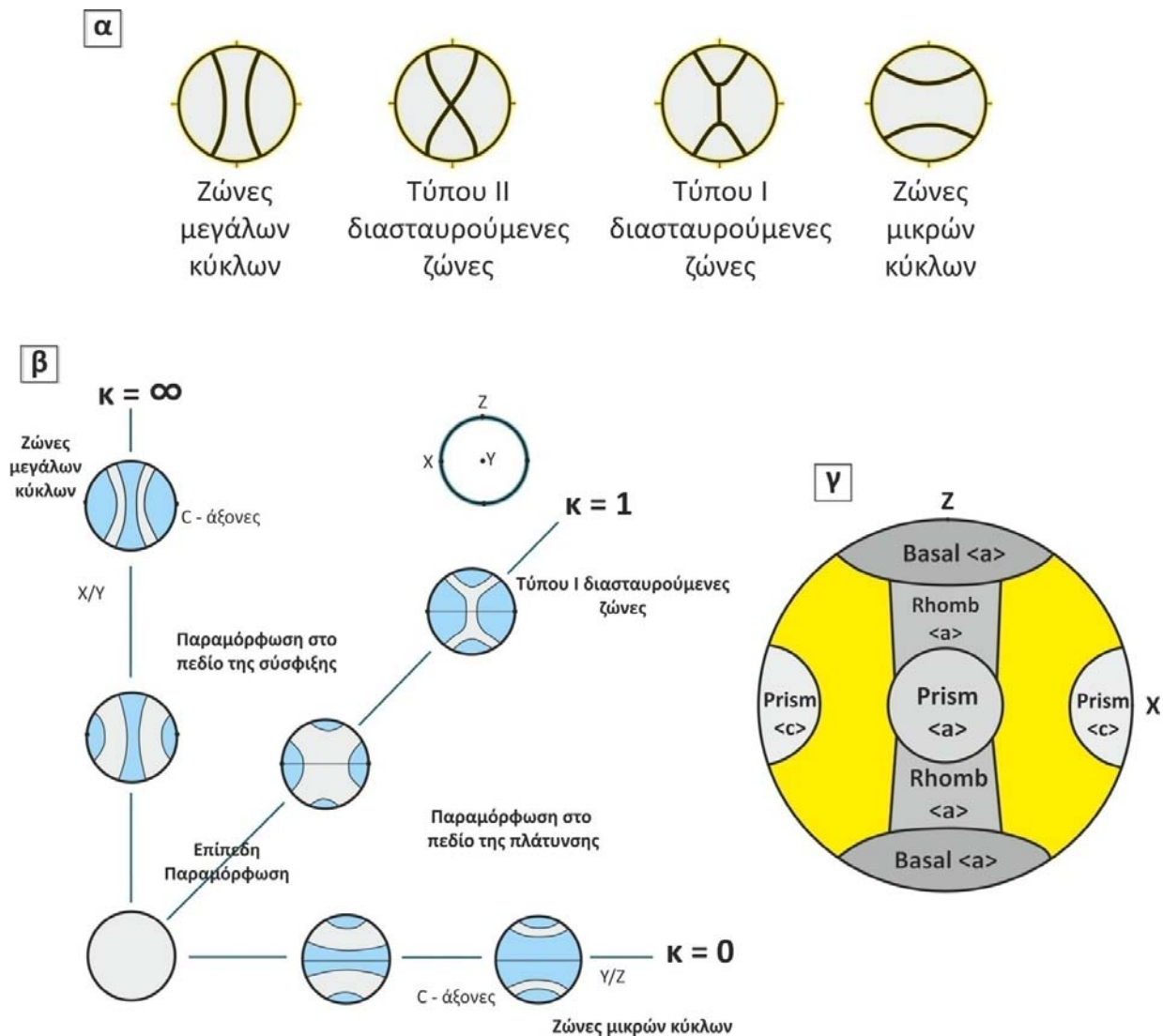
4. Προσανατολισμός κρυσταλλογραφικών [c]-αξόνων χαλαζία και ποσοτική ανάλυση της παραμόρφωσης

4.1. Τεκτονικές εφαρμογές της χωρικής κατανομής των κρυσταλλογραφικών [c] αξόνων χαλαζία

Ο προτιμητέος προσανατολισμός του κρυσταλλικού πλέγματος (lattice preferred orientation, LPO) των κόκκων του χαλαζία είναι διαγνωστικό προϊόν της κρυσταλλοπλαστικής παραμόρφωσης και γίνεται εύκολα διακριτός μέσω ενός πολωτικού μικροσκοπίου. Η χωρική κατανομή των κρυσταλλογραφικών [c] αξόνων του χαλαζία προσφέρει πληθώρα πληροφοριών για την κατανόηση των παραμορφωτικών διεργασιών κατά την διάρκεια της πλαστικής παραμόρφωσης. Η γεωμετρία της παραμόρφωσης, αναλυτικότερα, εκφράζεται με διαφορετικούς τύπους ιστολογικών διαγραμμάτων (Εικόνα 4.1 α, β). Οι ζώνες μεγάλων κύκλων (cleft girdle) υποδηλώνουν σύσφιξη, οι διασταυρούμενες ζώνες τύπου I (Type I crossed girdle) επίπεδη παραμόρφωση, και οι ζώνες μικρών κύκλων (Small circle girdle) πλάτυνση. Επίσης κατά την διάρκεια της πλαστικής παραμόρφωσης και της συνακόλουθης δυναμικής ανακρυστάλλωσης του χαλαζία, η γωνία των σκελών της κατανομής των [c] αξόνων ως προς τον άξονα Z αυξάνεται με την αύξηση της θερμοκρασίας (Kruhl, 1998). Συνεπώς, η γωνία μεταξύ των σκελών μπορεί να λειτουργήσει υπο προϋποθέσεις και ως θερμόμετρο της παραμόρφωσης.

Τα ιστολογικά διαγράμματα, επίσης, αποτελούν ένα ποιοτικό δείκτη του τύπου της παραμόρφωσης (Απλή διάτμηση, γενική διάτμηση, καθαρή διάτμηση). Σε συνθήκες ομοαξονικής προοδευτικής παραμόρφωσης, ειδικότερα, τα διαγράμματα χαρακτηρίζονται από ορθορομβική συμμετρία ενώ με την προοδευτική αύξηση της ετεροαξονικής συνιστώσας παράγονται ασύμμετρα διαγράμματα τα οποία είναι ενδεικτικά μονοκλινικής συμμετρίας (Passchier & Trouw, 2005, Law, 1990). Σε συνθήκες υψηλής διατμητικής παραμόρφωσης τα ιστολογικά διαγράμματα χαρακτηρίζονται από ένα ενοποιημένο σκέλος (single girdle) το οποίο προσανατολίζεται υπό γωνία στο επίπεδο της φολίωσης (XY επίπεδο του ελλειψοειδούς της παραμόρφωσης το οποίο συνιστά τον ελκυστή των ιστολογικών στοιχείων (fabric attractor κατά Passchier, 1997). Η ασυμμετρία των

κατανομών στους [c] άξονες ,συνεπώς, συνιστά δείκτη της φοράς κίνησης των πετρωμάτων σε πλαστικές συνθήκες παραμόρφωσης. Η συγκέντρωση των [c] αξόνων σε συγκεκριμένες περιοχές σε ένα δίκτυο ίσων επιφανειών (**Εικόνα 4.1 γ**) αντανακλά επίσης, τα διαφορετικά συστήματα ολίσθησης που συμβάλλουν στην παραμόρφωση του κρυσταλλικού πλέγματος ενός κρυστάλλου χαλαζία (π.χ. basal <a>, rhomb <a>, prism <c>) σε διαφορετικές θερμοκρασιακές συνθήκες.



Εικόνα 4.1.(α) Πρότυπα κρυσταλλογραφικά διαγράμματα [c] αξόνων χαλαζία **(β)** Διάγραμμα Flinn στο οποίο προβάλλονται οι διαφορετικοί τύποι κρυσταλλογραφικών διαγραμμάτων για διαφορετικούς τύπους γεωμετρίας της παραμόρφωσης **(γ)** Σχέση της χωρικής κατανομής των κρυσταλλογραφικών [c] αξόνων του χαλαζία και των ενεργών συστημάτων ολίσθησης. (Σχήματα τροποποιημένα από Passchier & Trouw. 2005, και Toy et al. 2008).

Ιδιαίτερη έμφαση έχει δοθεί στην χρήση των κρυσταλλογραφικών διαγράμματος [c] αξόνων χαλαζία σε πλαστικές ζώνες διάτμησης πλάγιας συστολής (transpressional shear zones). Η πληροφορία που παρέχουν συμβάλλει στην αναγνώριση του διαμερισμού της παραμόρφωσης μεταξύ διακριτών κινηματικών περιοχών (kinematic domains) και η άντληση δεδομένων από την χωρική κατανομή τους, όπου είναι εφικτό, θα πρέπει να γίνεται (Sullivan & Law. 2007).

4.2. Μεθοδολογία

Οι μετρήσεις των κρυσταλλογραφικών [c] αξόνων του χαλαζία έγιναν σε λεπτές τομές που κατασκευάστηκαν παράλληλα στο ΧΖ επίπεδο του ελλειψοειδούς της παραμόρφωσης (κάθετα στο επίπεδο της φολίωσης και παράλληλα στην γράμμωση έκτασης) ακολουθώντας την μεθοδολογία που περιγράφουν οι Passchier & Trouw (2005). Για την μέτρηση των κρυσταλλογραφικών [c] αξόνων χρησιμοποιήθηκε πολωτικό μικροσκόπιο στο οποίο ενσωματώθηκε η τράπεζα Fedorov (Universal Stage) που δίνει την δυνατότητα να στραφεί η λεπτή τομή στο χώρο ώστε να προσδιοριστεί ο προσανατολισμός του [c] άξονα σε σχέση με το επίπεδο της φολίωσης. Για κάθε δείγμα μετρήθηκαν τουλάχιστον 600 [c] άξονες δυναμικά ανακρυσταλλωμένων κόκκων χαλαζία. Οι τιμές των αξόνων προβλήθηκαν στη συνέχεια επι δικτύων Schmidt χρησιμοποιώντας το πρόγραμμα Stereo32 V.1.0.3 (Roller & Trepmann, Institute for Geology, Ruhr University, Bochum). Στα δίκτυα που κατασκευάστηκαν, η κύρια φολίωση των πετρωμάτων προβάλλεται ως κατακόρυφη και η γράμμωση έκτασης ως οριζόντια. Η πλειονότητα των δειγμάτων παρασκευάστηκε από χαλαζιακές φλέβες και αποτελείται καθολικά από χαλαζιακούς κόκκους. Η παρουσία δεύτερης ορυκτής φάσης (λευκός μαρμαρυγίας) με διαφορετική ρεολογική συμπεριφορά που δυνητικά προκαλεί ετερογένεια της ροής σε κοκκομετρική κλίμακα αναγνωρίστηκε σε τρεις χαλαζιακές φλέβες αλλά η συμμετοχή της, ποσοστιαία, είναι μηδαμινή. Ο αριθμός των δειγμάτων που μετρήθηκαν συνολικά είναι 19 και προέρχονται από διαφορετικά δομικά βάθη της ζώνης διάτμησης (**Πίνακας 4.1**). Δεκαπέντε από τα δείγματα είναι χαλαζιακές φλέβες και τα υπόλοιπα τέσσερα είναι χαλαζιακοί μολώνιτες. Σε αντίθεση με τις χαλαζιακές φλέβες στους χαλαζιακούς μολώνιτες η συμμετοχή επιπρόσθετων ορυκτών φάσεων είναι αυξημένη.

4.2.1. Χαρακτηριστικά δειγματοληψίας

Η συλλογή δειγμάτων στην υπο μελέτη ζώνη διάτμησης έγινε με σκοπό την μικροτεκτονική ανάλυση και την εξέταση της κατανομής στον χώρο των κρυσταλλογραφικών [c] αξόνων του χαλαζία. Τα δείγματα που μελετήθηκαν λήφθηκαν από χαλαζιακές φλέβες που αναπτύσσονται σε παραλληλία με την μυλωνιτική φολίωση (S_m), και από χαλαζιακούς - μαρμαρυγιακούς μυλωνίτες. Η συλλογή, ειδικότερα, έγινε σε δύο τομές (**Εικόνα 4.2**). Η πρώτη τομή ($A_1 - A_2$) έχει διεύθυνση ΒΑ – ΝΔ και βρίσκεται σε παραλληλία με την διεύθυνση του δρόμου. Η δεύτερη τομή ($A_3 - A_4$) έχει διεύθυνση ΔΒΔ – ΑΝΑ και διασχίζει διαδοχικά βαθύτερα δομικά επίπεδα της ζώνης διάτμησης. Οι οριζόντιες αποστάσεις μεταξύ των δειγμάτων στην τομή $A_1 - A_2$ μετατράπηκαν σε δομικές αποστάσεις (αποστάσεις κάθετα στα επίπεδα της φολίωσης).



Εικόνα 4.2. Τομές δειγματοληψίας ($A_1 - A_2$ και $A_3 - A_4$) στην ζώνη διάτμησης του Φελλού. Με άσπρη στικτή γραμμή απεικονίζεται η διεύθυνση της μυλωνιτικής φολίωσης στην ζώνη διάτμησης. Η θέση A_4 αντιπροσωπεύει την θέση όπου χαρτογραφήθηκε η επιφανειακή εμφάνιση επιδοτιτικών – σχιστολίθων, και από την οποία λήφθηκαν δείγματα για πετρολογική μελέτη (**Κεφάλαιο 5**).

Πίνακας 4.1. Παράθεση των λιθολογικών και τεκτονικών χαρακτηριστικών των δειγμάτων από διαφορετικά δομικά επίπεδα της μυλωνιτικής ζώνης σε συνδυασμό με τις παρατηρήσεις για κάθε δείγμα από την μικροσκοπική εξέταση.

Δείγμα	Λιθολογία	Δομικό Βάθος (m)	Γράμμωση έκτασης	Παρατηρήσεις
10AD 6A	Χαλαζιακή φλέβα	0	252 - 20	Διακριτή σε όλο το δείγμα η ύπαρξη πλάγιας φολίωσης με γωνία μεγαλύτερη των 45°
10AD 6B	Χαλαζιακή φλέβα	0,05	252 - 20	Διακριτή σε όλο το δείγμα η ύπαρξη πλάγιας φολίωσης με γωνία μεγαλύτερη των 45°
10AD 6C	Χαλαζιακή φλέβα	2,05	252 - 20	Παρουσία σιγμοειδούς μαρμαρυγίας που η ασυμμετρία του δείχνει φορά κίνησης σε αντιδιαμετρική διεύθυνση από την διεύθυνση βύθισης της γράμμωσης έκτασης. Διακριτή στο δείγμα η ύπαρξη πλάγιας φολίωσης.
10AD 7	Χαλαζιακή φλέβα	9,05	272 - 50	Διακριτή στο δείγμα η παρουσία πλάγιας φολίωσης. Τοπικά αναγνωρίζεται σιγμοειδής μαρμαρυγίας που η φορά κίνησης του ταυτίζεται με την πολικότητα κίνησης της πλάγιας φολίωσης προς το επίπεδο ροής.
10AD 8	Χαλαζιακή φλέβα	27,45	252 - 34	Διακριτή η παρουσία πλάγιας φολίωσης με ασυμμετρία προς την διεύθυνση βύθισης της γράμμωσης έκτασης.
10AD 9	Χαλαζιακή φλέβα	29,90	278 - 25	Διακριτή η ύπαρξη πλάγιας φολίωσης
10ADS 10	Χαλαζιακός Μυλωνίτης	30,70	272 - 40	Υπεροχή του χαλαζία στο δείγμα. Άλλες ορυκτές φάσεις που διακρίνονται είναι λευκός μαρμαρυγίας και γρανάτης.
10AD 10	Χαλαζιακή φλέβα	30,75	272 - 40	Διακριτή η ύπαρξη πλάγιας φολίωσης
10ADS 11	Χαλαζιακός Μυλωνίτης	39,25	268 - 25	Υπεροχή του χαλαζία στο δείγμα. Άλλες ορυκτές φάσεις που διακρίνονται είναι λευκός μαρμαρυγίας και γρανάτης.
10AD 11	Χαλαζιακή φλέβα	39,30	268 - 25	Πλάγια φολίωση με μικρότερη γωνία κλίσης σε σχέση με τα προαναφερθέντα δείγματα.
10AD 12B	Χαλαζιακή φλέβα	42	285 - 40	Διακριτή η ύπαρξη πλάγιας φολίωσης
10AD 15	Χαλαζιακός Μυλωνίτης	56,60	305 - 35	Υπεροχή του χαλαζία στο δείγμα. Ορυκτές φάσεις που διακρίνονται ,ακόμα, είναι χαλαζίας, μαρμαρυγίας, γρανάτης και επίδοτο.
10AD 16	Χαλαζιακός Μυλωνίτης	60,70	310 - 32	Υπεροχή του χαλαζία στο δείγμα. Άλλες ορυκτές φάσεις που διακρίνονται είναι λευκός μαρμαρυγίας και γρανάτης.
10AD 18	Χαλαζιακή φλέβα	76,20	300 - 40	Διακρίνεται ετερογενής κοματοειδής κατάσβεση (patchy) και δαντελωτά περιθώρια κόκκων.
10AD 22	Χαλαζιακή φλέβα	99,10	250 - 21	Παρουσία μικρών νέων ανακρυστάλλωμένων κόκκων. Εμφάνιση χαρακτηριστική προϊόντων διογκωτικής ανακρυστάλλωσης.
10AD 23	Χαλαζιακή φλέβα	101,10	246 - 40	Παρουσία πλάγιας φολίωσης με ενδιάμεσες γωνίες κλίσης. Η ασυμμετρία της πλάγιας φολίωσης δείχνει φορά κίνησης σε αντιδιαμετρική διεύθυνση από την διεύθυνση βύθισης της κρυσταλλικής γράμμωσης.
10AD 27	Χαλαζιακή φλέβα	128,10	220 - 34	Παρουσία πλάγιας φολίωσης με ασυμμετρία προς την διεύθυνση βύθισης της γράμμωσης έκτασης.
10AD 30	Χαλαζιακή φλέβα	132,10	226 - 21	Διακρίνεται ετερογενής κοματοειδής κατάσβεση (patchy) και δαντελωτά περιθώρια κόκκων.
10AD 32	Χαλαζιακή φλέβα	146,60	224 - 30	Παρατηρείται σιγμοειδής μαρμαρυγίας και πλάγια φολίωση με ασυμμετρία προς την διεύθυνση βύθισης της γράμμωσης έκτασης.

4.3. Αποτελέσματα

Συνολικά από τα 19 δείγματα που μελετήθηκαν παρουσιάζονται δίκτυα ίσων επιφανειών με την χωρική κατανομή 11.501 κρυσταλλογραφικών [c] αξόνων. Η συγκεντρωτική προβολή των δικτύων (**Εικόνα 4.3**), οδηγεί στην συγκριτική εξέταση των διαφορών στην τοπολογία τους για διαφορετικά δομικά επίπεδα της ζώνης διάτμησης.

Εικόνα 4.3. Κρυσταλλογραφικά διαγράμματα [c] αξόνων από το σύνολο των δειγμάτων που μελετήθηκαν. Προβολές κατώτερου ημισφαιρίου, ίσων επιφανειών. Η φολίωση έχει ΔΝΔ – ΑΒΑ διεύθυνση και είναι κάθετη ενώ η γράμμωση έκτασης οριζόντια. Ισοπληθείς γενικά ανά 0 %, 2%, 4%....18%.

Εικόνα 4.3 (Συνέχεια).

Κύρια χαρακτηριστικά ,ειδικότερα, που παρατηρούνται είναι η παρουσία σημειακών μέγιστων (point maxima) σε περιφερειακές θέσεις των δικτύων (δείγματα **10AD6A,B,C, 10AD7, 10AD9,10AD22, 10AD23, 10AD27, 10AD32**). Η σημειακή συγκέντρωση αξόνων με μικρή γωνία βύθισης είναι μια ένδειξη λειτουργίας του βασικού συστήματος ολίσθησης (Basal <a>) κατά την διάρκεια της κρυσταλλοπλαστικής παραμόρφωσης (Passchier & Trouw. 2005). Σε αντίθεση με τα πρότυπα διαγράμματα (**Εικόνα 4.1**), στα δίκτυα που χαρακτηρίζονται από σημειακά μέγιστα διακρίνεται ασυμμετρία των κατανομών ως προς τον Υ άξονα (**10AD7, 10AD9, 10AD10**). Διακριτό χαρακτηριστικό, επίσης, των ιστολογικών διαγραμμάτων είναι η παρουσία συγκεντρωμένων (**10AD6A, 10AD6B, 10AD6C, 10AD8, 10AD10**) αλλά και διάχυτων κατανομών (**10S10, 10S11,10AD15 10AD30**) των κρυσταλλογραφικών [c] αξόνων. Τρία χαρακτηριστικά δίκτυα (**10S10, 10S11, 10AD15**) στα οποία η κατανομή των αξόνων είναι πιο διάχυτη προέρχονται από μυλωνιτικά πετρώματα στα οποία η παρουσία μαρμαρυγιών είναι αυξημένη. Η διαφορετική ρεολογική συμπεριφορά μιας δεύτερης ορυκτής φάσης μπορεί να συντελέσει στην περιοχική (domainal) αλλά και στην διάχυτη (diffuse) κατανομή των [c] αξόνων (Law, 1990). Από τα δίκτυα όπου η κατανομή των κρυσταλλογραφικών αξόνων συνδέεται σε κάποιο βαθμό με κάποιο από τα πρότυπα διαγράμματα (**Εικόνα 4.1**) μπορούμε να αντλήσουμε πληροφορία για την γεωμετρία της παραμόρφωσης ενώ από την ασυμμετρία τους για την φορά κίνησης. Από τα υψηλότερα δομικά επίπεδα της μυλωνιτικής ζώνης, αναλυτικότερα, στα δείγματα **10AD6A, 10AD6B, και 10AD6C** η ασυμμετρία των κατανομών δείχνει φορά κίνησης προς την διεύθυνση βύθισης της γράμμωσης έκτασης (ΝΔ). Στο δείγμα **10AD8** η κατανομή των [c] αξόνων τείνει να δημιουργήσει ζώνες μεγάλων κύκλων (cleft girdle), ιστολογικό χαρακτηριστικό που διακρίνει την παραμόρφωση στο πεδίο της σύσφιξης. Στο δείγμα **10AD10** η κατανομή των αξόνων τείνει να σχηματίσει μια ασύμμετρη ενοποιημένη ζώνη (inclined single girdle), η οποία δείχνει φορά κίνησης προς την διεύθυνση βύθισης της γράμμωσης έκτασης (Δυτικά). Η παρουσία ενοποιημένων ζωνών

συσχετίζεται με κινηματικές περιοχές όπου η ετερο – αξονική συνιστώσα στην πορεία της παραμόρφωσης (strain path) είχε σημαντική συμμετοχή. Στο δίκτυο **10S11** αν και η συγκέντρωση των αξόνων είναι διάχυτη, παρατηρείται συμμετρία των κατανομών ως προς τον Υ άξονα και σε σύγκριση με τα πρότυπα διαγράμματα αυτή η κατανομή συνδέεται με γεωμετρία της παραμόρφωσης στο πεδίο της πλάτυνσης (flattening). Εναλλακτικά η συγκεκριμένη τοπολογία των κρυσταλλογραφικών [c] αξόνων μπορεί να αποδοθεί σε αποκομμένη ζώνη μεγάλων κύκλων (cleft girdle).

Η ετερογένεια που παρατηρείται στην γεωμετρία της παραμόρφωσης σε γειτονικά δείγματα στα ενδιάμεσα και ανώτερα δομικά επίπεδα της ζώνης διάτμησης γίνεται διακριτή και στην βάση αυτής, στην επαφή με την εμφάνιση επιδοιτιτικών σχιστολίθων (**Κεφάλαιο 3**). Στα ιστολογικά διαγράμματα, αναλυτικότερα, **10AD22**, **10AD27**, και **10AD30** οι κατανομές των αξόνων φανερώνουν γεωμετρία της παραμόρφωσης στο πεδίο της πλάτυνσης. Στα δείγματα **10AD16** και **10AD18**, συγκριτικά, τα οποία απέχουν δομικά 39 και 23 μέτρα από το **10AD22** ,αντίστοιχα, οι κατανομές των αξόνων τείνουν να σχηματίσουν ζώνες μεγάλων κύκλων (παραμόρφωση στο πεδίο της σύσφιξης). Φανερώνεται, επομένως, από τα ιστολογικά διαγράμματα εντοπισμός (localization) συγκεκριμένου τύπου γεωμετρίας (πλάτυνση) της παραμόρφωσης στα κατώτερα δομικά επίπεδα της ζώνης διάτμησης με απότομες μεταβολές προς τα διαδοχικά ανώτερα δομικά επίπεδα. Σε αντίθεση με τα ανώτερα δομικά επίπεδα η κινηματική πληροφορία από την ασυμμετρία των κρυσταλλογραφικών [c] αξόνων στα δίκτυα **10AD22**, **10AD23** και **10AD32** εκφράζει φορά κίνησης προς τα ΒΑ , αντίθετη από την διεύθυνση βύθισης της γράμμωσης έκτασης (ΝΔ).

4.4. Ποσοτική ανάλυση της παραμόρφωσης

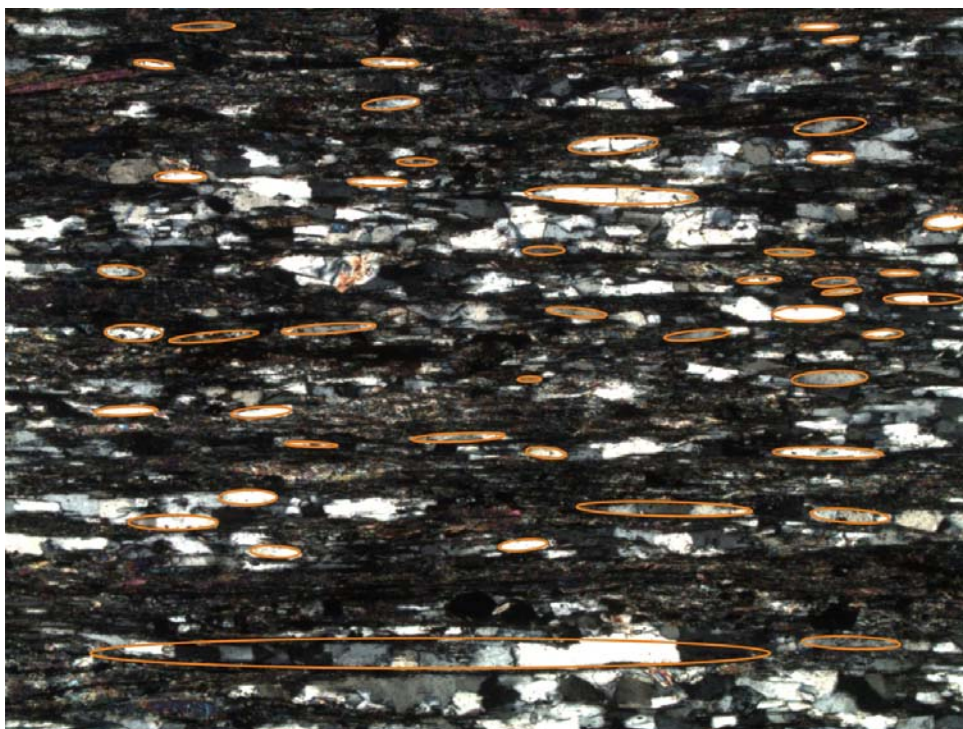
4.4.1. Μεθοδολογία

Η επιλογή χαλαζιακών κόκκων για την εξαγωγή ποσοτικών συμπερασμάτων έγινε με κύριο κριτήριο την ανάπτυξη λευκού μαρμαρυγία στα περιθώρια τους (**Εικόνα 4.4**). Για κάθε τομή ιχνογραφήθηκαν ψηφιακά μέσω του λογισμικού CorelDRAW από 40 έως 150 χαλαζιακοί κόκκοι οι οποίοι εισάχθηκαν στο λογισμικό SAPE (Mulchrone et al. 2005). Το λογισμικό SAPE προσαρμόζει

την καλύτερη δυνατή έλλειψη στο περίγραμμα κάθε κόκκου και εξάγει $R_f - \phi$ δεδομένα. Τα δεδομένα που παράχθηκαν από το λογισμικό SAPE εισάχθηκαν στο λογισμικό R_f/ϕ από το οποίο παίρνουμε αριθμητική τιμή της ελλειπτικότητας της έλλειψης παραμόρφωσης (R_s).

4.4.2. Η μέθοδος $R_f - \Phi$

Η μέθοδος $R_f - \Phi$ (μέθοδος $\Theta - \kappa$ αμπύλης) βασίζεται στην προοδευτική αφαίρεση της παραμόρφωσης από μια ομάδα δεδομένων ελλείψεων έως ότου προκύψει μια ομοιόμορφη κατανομή και βρίσκει τη βέλτιστη τιμή της παραμόρφωσης η οποία ελαχιστοποιεί τη στατιστική παράμετρο χ^2 (Lisle, 1977, 1985). Οι βασικές παραδοχές αυτής της μεθόδου ανάλυσης της παραμόρφωσης είναι ότι α) οι δείκτες της παραμόρφωσης (strain markers) είναι αρχικώς ελλειπτικά αντικείμενα (μαφικά εγκλείσματα σε γρανιτοειδή, μετακροκαλοπαγή) και έχουν τυχαίο αρχικό προσανατολισμό και β) τα ελλειπτικά αντικείμενα παραμορφώνονται ομοιογενώς εντός της θεμελιώδους μάζας στην οποία φιλοξενούνται (De Paor, 2006). Ο υπολογισμός της παραμόρφωσης έγινε χρησιμοποιώντας το πρόγραμμα των Mulchrone & Lisle (1999).



Εικόνα 4.4. . Ιχνογραφημένοι επιμηκυσμένοι κόκκοι και συσσωματώματα κόκκων χαλαζία από Χαλαζιακό – Μαρμαρυγιακό μυλωνίτη.

4.4.3. Αποτελέσματα

Από τον υπολογισμό των παραμέτρων R_{xz} και R_{yz} είναι εφικτός ο χαρακτηρισμός της γεωμετρίας της παραμόρφωσης μέσω της ποσοτικής εκτίμησης της παραμέτρου Flinn (k), όπου $k = (R_{xy} - 1)/(R_{yz} - 1)$, με $R_{xy} = X/Y$ και $R_{yz} = Y/Z$. Για το σύνολο των δειγμάτων (**Πίνακας 4.2**) κατασκευάστηκε ένα δίκτυο Flinn (E_{ik}) στο οποίο προβάλλονται οι τιμές k σε διαγράμματα R_{xy} ως προς R_{yz} και χαρακτηρίζεται ποσοτικά η γεωμετρία της παραμόρφωσης (σύσφιξη, επίπεδη παραμόρφωση, πλάτυνση).

Πίνακας 4.2. Πίνακας που απεικονίζει την θέση των δειγμάτων σε σχέση με το δομικό τους βάθος, τις ποσοτικές παραμέτρους της παραμόρφωσης R_{xz} , R_{xy} , R_{yz} , την παράμετρο Flinn (k) και την παράμετρο Nadai της οκταεδρικής διατμητικής παραμόρφωσης.

Από τα 12 μυλωνιτικά δείγματα που μελετήθηκαν τα 11 από αυτά εντάσσουν την γεωμετρία της παραμόρφωσης στο πεδίο της πλάτυνσης καθώς η παράμετρος k είναι μικρότερη της μονάδας. Το μοναδικό δείγμα που εντάσσεται στο πεδίο της σύσφιξης να είναι το **10S7 (Εικόνα 4.5)**. Από την ανάλυση των δεδομένων δεν προκύπτει κάποια συστηματικότητα στην μεταβολή της παραμέτρου Flinn (k) σε σχέση με τα διαφορετικά δομικά βάθη της δειγματοληψίας.

Εικόνα 4.5. Διάγραμμα Flinn με καμπύλες οκταεδρικής διατμητικής παραμόρφωσης ϵ_s , και τα προβαλλόμενα ποσοτικά στοιχεία της παραμόρφωσης για το σύνολο των δειγμάτων. Η διαγώνιος $k = 1$ αντιστοιχεί σε συνθήκες επίπεδης παραμόρφωσης.

Η ανάλυση της γεωμετρίας της παραμόρφωσης από την χωρική κατανομή των $[c]$ αξόνων (**Εικόνα 4.3**) δεν επαληθεύει τα αποτελέσματα των ποσοτικών δεδομένων που δείχνουν συστηματικότητα στον τύπο γεωμετρίας της παραμόρφωσης (πεδίο πλάτυνσης) για το σύνολο σχεδόν των δειγμάτων (**Εικόνα 4.5**). Η ασυμφωνία αυτή μεταξύ των δύο μεθόδων μπορεί να

οφείλεται στην διαφορά μνήμης στην καταγραφή της παραμορφωτικής ιστορίας από τον προτιμητέο προσανατολισμό των [c] αξόνων, ο οποίος θεωρείται λιγότερο ευαίσθητος σε μεταβολές των τελευταίων στιγμιότυπων της παραμορφωτικής ιστορίας. Αντίθετα, το σχήμα των κόκκων θεωρείται πιο ευαίσθητο στις μεταβολές του πεδίου ροής στα καταληκτικά στάδια της πλαστικής παραμόρφωσης. Εναλλακτικά, η απόκλιση που παρατηρείται σε συγκριτικές μελέτες χωρικής κατανομής C αξόνων και σε ποσοτικές μελέτες ανάλυσης της πεπερασμένης παραμόρφωσης (finite strain) αποδίδεται στην συσσωρευτική και συνδυαστική δράση της παραμόρφωσης και της συνακόλουθης δυναμικής ανακρυστάλλωσης (Tagami & Takeshita. 1998).

5. Πετρογραφία και ορυκτοχημική ανάλυση μυλωνιτικών δειγμάτων

Ο θεματικός άξονας του κεφαλαίου αυτού είναι η παρουσίαση ορυκτοχημικών δεδομένων και πετρογραφικών παρατηρήσεων από μυλωνιτιωμένες λιθολογίες της ζώνης διάτμησης του Φελλού. Η δειγματοληψία για την πετρογραφική εξέταση και την ορυκτοχημική ανάλυση έγινε από μια εμφάνιση μεταβασιτών στην βάση της μυλωνιτικής ζώνης. Η πετρογραφική εξέταση έγινε μέσω του πολωτικού μικροσκοπίου Zeiss AxioScope A1. Οι σημειακές ορυκτοχημικές σημειακές αναλύσεις έγιναν επιλεκτικά σε γρανάτες και αμφιβόλους. Οι αναλύσεις αυτές πραγματοποιήθηκαν στο Εργαστήριο Ηλεκτρονικής Μικροσκοπίας και Μικροανάλυσης της Σχολής Θετικών Επιστημών του Πανεπιστημίου Πατρών με την χρήση Ηλεκτρονικού μικροσκοπίου σάρωσης (JEOL 6200 SEM) το οποίο είναι εξοπλισμένο με φασματόμετρα ενεργειακής διασποράς ακτίνων Χ (EDS) και διασποράς μήκους κύματος ακτίνων Χ (WDS).

5.1. Πετρογραφικά χαρακτηριστικά

Τα δύο δείγματα (10AD35 και 10AD35B) που εξετάστηκαν πετρογραφικά και ορυκτοχημικά προέρχονται από τα βαθύτερα δομικά επίπεδα της ζώνης διάτμησης. Η περιγραφή των ορυκτολογικών παραγενέσεων και των ιστολογικών σχέσεων βασίστηκε στην παρατήρηση δύο λεπτών τομών με τη χρήση του πολωτικού μικροσκοπίου. Το δείγμα 10AD35 χαρακτηρίζεται πετρογραφικά ως γρανατούχος – γλαυκοφανιτικός σχιστόλιθος και το δείγμα 10AD35B ως επιδοτιτικός – γλαυκοφανιτικός σχιστόλιθος.

5.1.1. Γρανατούχος – γλαυκοφανιτικός σχιστόλιθος

Οι ορυκτές φάσεις που συμμετέχουν σε αυτόν τον λιθολογικό τύπο είναι οι εξής: ζωνωμένοι γρανάτες, μπλε αμφίβολοι, χαλαζίας, στυλπινομέλανας και μικρή ποσότητα κρυστάλλων επιδότου. Ο γρανάτης αποτελεί την ορυκτή φάση με την μεγαλύτερη συμμετοχή (modally abundant). Στο μεγαλύτερο ποσοστό των γρανατών αναγνωρίζονται διαρρήξεις, οι οποίες παρουσιάζουν χιαστί διεύθυνση ανάπτυξης ενώ διακρίνεται και ανάπτυξη διαρρήξεων κάθετα στον μεγάλο άξονα πορφυροβλαστών γρανάτη. Η ανάπτυξη των γρανατών παρατηρείται σε

διαφορετικές περιοχές της λεπτής τομής, γεγονός ενδεικτικό της ύπαρξης διαφορετικών θέσεων πυρήνωσης (nucleation sites). Το κοκκομετρικό μέγεθος των γρανατών είναι ευρύ (5 – 35 μm), ενώ παρατηρείται και δημιουργία συσσωματωμάτων από μικρότερου μεγέθους γρανάτες (**Εικόνα 5.1 α**). Αναφορικά με την ανάπτυξη των εδρών τους, οι γρανάτες χαρακτηρίζονται από ιδιόμορφοι έως υπιδιόμορφοι. Στην πλειονότητα τους οι γρανάτες είναι ζωνωμένοι στα παράλληλα Nicols με κιτρινωπούς έως καφέ πυρήνες και λευκά περιθώρια (**Εικόνα 5.1**). Χαρακτηριστική είναι, επίσης, η ύπαρξη καλώς σχηματισμένων εδρών σε κάποιους πυρήνες (**Εικόνα 5.1 β**) και η παρουσία εγκλεισμάτων μπλε και πράσινων αμφιβόλων (**Εικόνα 5.1 γ**). Η παρουσία εσωτερικής φολίωσης στους πορφυροβλάστες γρανάτη δεν έγινε διακριτή από την μικροσκοπική τους εξέταση. Μακροσκοπικά όμως, σε μεταπηλιτικές λιθολογίες, διακρίνεται η ανάπτυξη της. Οι μπλε αμφίβολοι χαρακτηρίζονται από συστηματικό προσανατολισμό και δημιουργούν ιστό σε παραλληλία με τον μυλωνιτικό ιστό της ζώνης διάτμησης. Το χρώμα των αμφιβόλων κυμαίνεται από γαλάζιο έως βαθύ κυανό λόγω διαφορών στο ποσοστό σιδήρου. Ιστολογικά, οι σκουρόχρωμες αμφίβολοι παρατηρούνται σε επαφή με τα περιθώρια των ζωνωμένων γρανατών. Ο τύπος ζώνωσης που παρατηρείται στις αμφιβόλους χαρακτηρίζεται από πράσινους πυρήνες που μεταβαίνουν σε μπλε περιθώρια.

5.1.2 Επιδοτιτικός – γλαυκοφανιτικός σχιστόλιθος

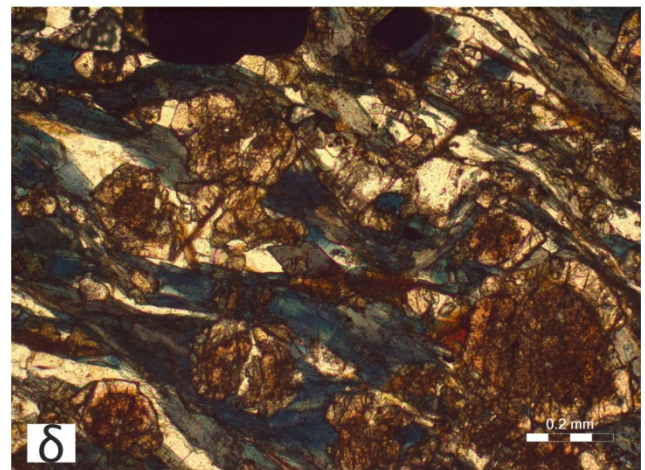
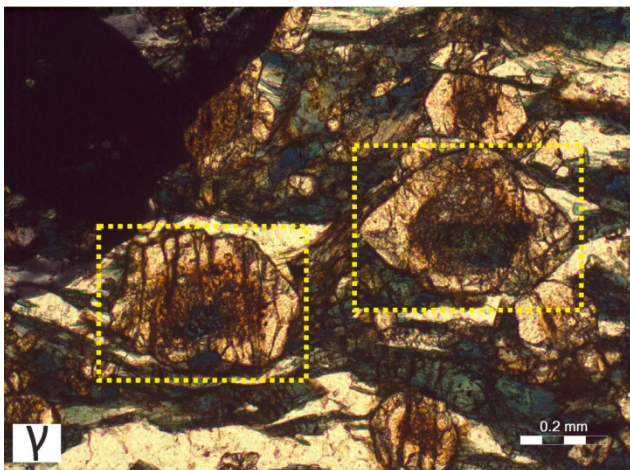
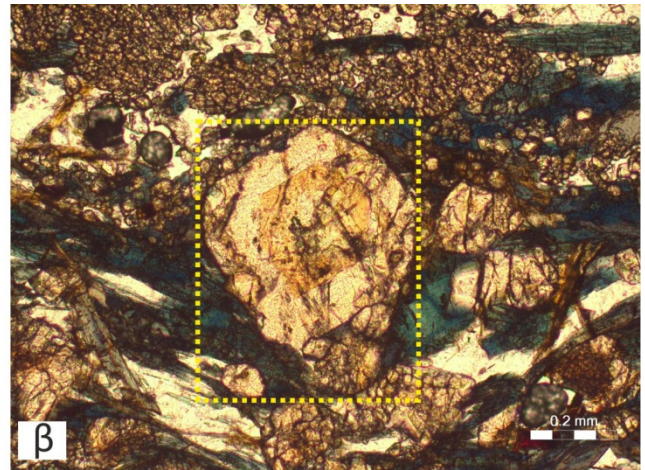
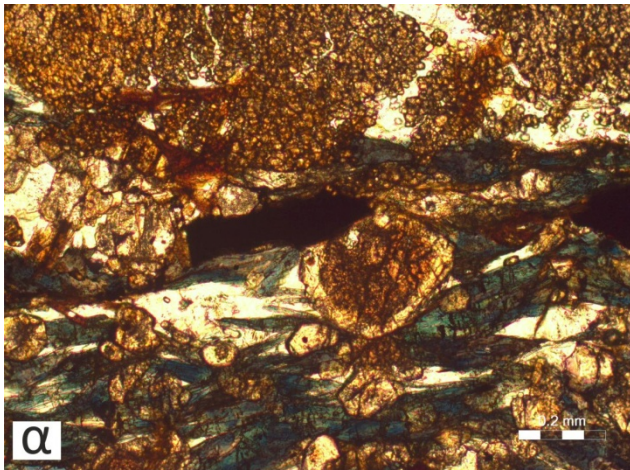
Η ορυκτολογική παραγένεση που χαρακτηρίζει τον συγκεκριμένο λιθολογικό τύπο είναι η εξής : Γλαυκοφανής, επίδοτο, αλλανίτης (ταυτοποιήθηκε μέσω της ορυκτοχημικής ανάλυσης), γρανάτης, χαλαζίας, λευκός μαρμαρυγίας, στιλπνομέλανας και τιτανίτης. Οι αμφίβολοι, ειδικότερα, παρουσιάζουν χαρακτηριστικό τύπο ζώνωσης με σκούρους πράσινους πυρήνες που μεταβαίνουν σε ανοιχτόχρωμα έως σκούρα μπλέ περιθώρια (**Εικόνα 5.2**). Ένας διαφορετικός τύπος ζώνωσης που διακρίνεται χαρακτηρίζεται από πυρήνες αμφιβόλων με ασθενές κυανό χρώμα και πιο σκούρα κυανά περιθώρια (μεταβολή στον Fe^{+3}) (**Εικόνα 5.2 α**). Παρατηρείται, ακόμα, η σταδιακή μεταβολή από σκούρους πράσινους πυρήνες σε ανοιχτόχρωμα μπλε περιθώρια τα οποία στο εξωτερικό περιθώριο των κρυστάλλων μεταβάλλονται σε σκούρες μπλε αμφιβόλους (Παλίνδρομη ζώνωση, **Εικόνα 5.2 δ**). Στους συστασιακά ζωνωμένους κρυστάλλους των αμφιβόλων παρατηρείται συχνά και η παρουσία εγκλεισμάτων γρανατών (**Εικόνα 5.2 α – δ**). Από την πετρογραφική εξέταση αναγνωρίστηκε , επίσης, η παρουσία κρυστάλλων γλαυκοφανή με την χαρακτηριστική ασθενή απόχρωση του μπλέ (**Εικόνα 5.2 ε**), τον ασθενή πλεοχρωισμό, και τις

ρομβοεδρικές πρισματικές τομές κάθετα στον κρυσταλλογραφικό άξονα [c]. Η ανάπτυξη κρυστάλλων αμφιβόλων και επιδότων σε κλίμακα λεπτής τομής παρουσιάζει συστηματικό προσανατολισμό δημιουργώντας τεκτονικό ιστό (**Εικόνα 5.2 ζ**). Οι κρύσταλλοι επιδότου, αναλυτικότερα, αναπτύσσονται σε συγκεκριμένες περιοχές της λεπτής τομής. Η ανάπτυξη αυτή πιθανόν αντανακλά ένα κληρονομημένο ιστολογικό χαρακτηριστικό του πρωτολίθου. Οι κρύσταλλοι των γρανατών χαρακτηρίζονται ιδιόμορφοι έως υπιδιόμορφοι και εμφανίζονται σε ιστολογική ισοροπία με τις μπλε αμφιβόλους. Ο μεγάλος άξονας των γρανατών κυμαίνεται από 1 μm έως 6 μm . Η ορυκτή φάση του στυλπνομέλανα αναγνωρίζεται από την χαρακτηριστική ινώδη και επιμήκη ανάπτυξη, κιτρινωπού έως καφέ χρώματος των κρυστάλλων του, και ιστολογικά βρίσκεται σε επαφή με τα περιθώρια των γρανατών και τις υψηλής πίεσης αμφιβόλους.

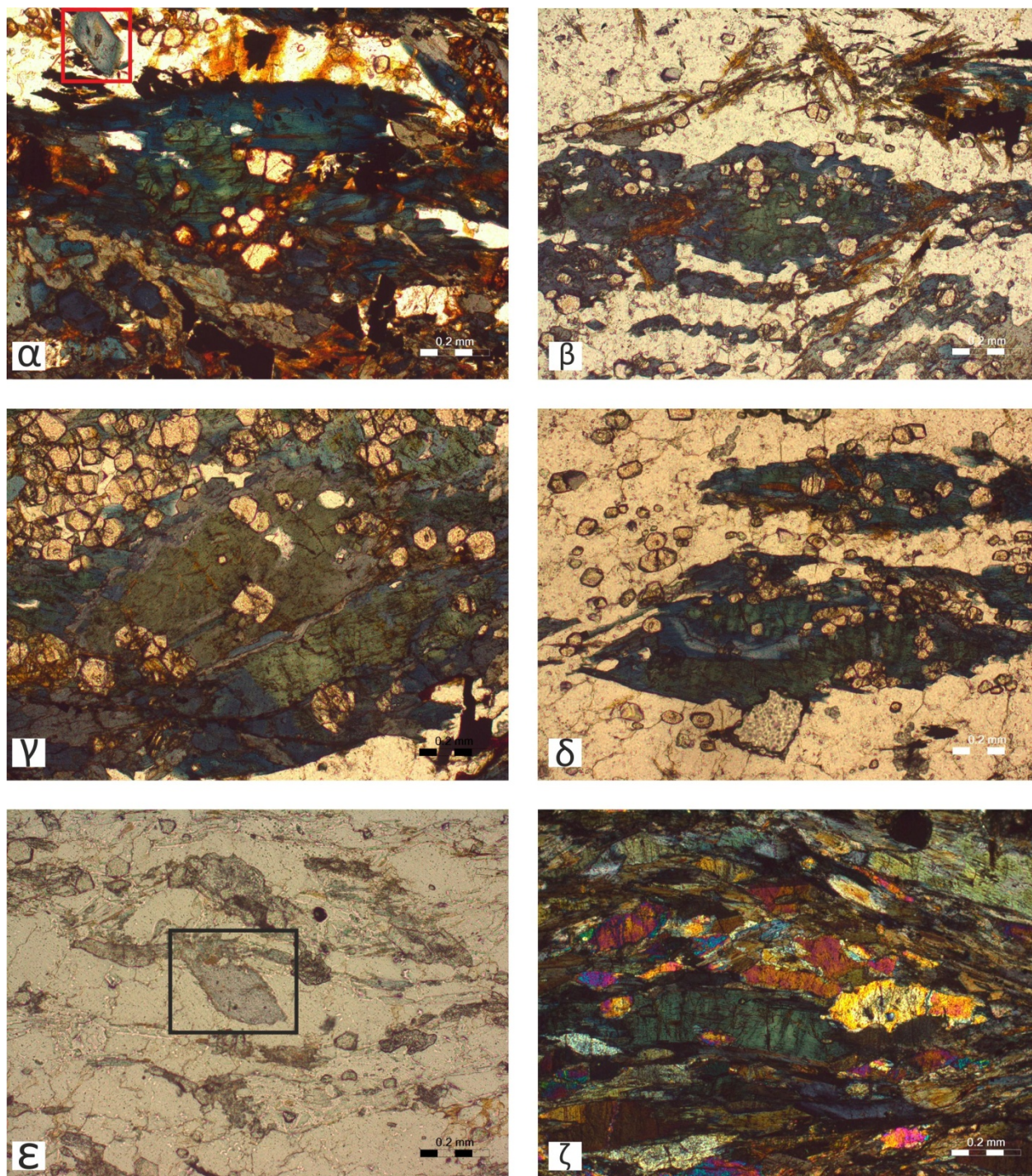
5.2 Ορυκτοχημικές αναλύσεις αμφιβόλων και γρανατών

5.2.1 Αμφίβολοι : Γενικά στοιχεία

Ο γενικός τύπος της ομάδας των αμφιβόλων είναι $\text{AB}_2\text{C}_5\text{T}_8\text{O}_{22}\text{W}_2$ (Hawthorne & Obbetti, 2007). Ο δομικός τύπος των αμφιβόλων με όρους θέσεων κρυσταλλικού πλέγματος (crystallographic sites) είναι $\text{A}(\text{M4})_2(\text{M1})_2(\text{M3})_1(\text{M2})_2(\text{T1})_4(\text{T2})_4\text{O}_{22}\text{W}_2$. Στον τύπο αυτό η πολυεδρικής σύνταξης θέση A είναι συνήθως κενή ($\square$) ή καταλαμβάνεται από κάποιο αλκάλιο (Na, K, Li) ή αλκαλική γαία (Ca). Η θέση M4 είναι οκταεδρικής έως κυβικής σύνταξης (αριθμός σύνταξης : 6 – 8) και φιλοξενεί κατιόντα όπως Na, Li, Ca, Mn^{+2} , Fe^{+2} και Mg. Οι θέσεις M1, M2 και M3 είναι οκταεδρικής σύνταξης και φιλοξενούν κατιόντα όπως Mg, Fe^{+2} , Mn^{+2} , Al, Fe^{+3} , Mn^{+3} , Ti^{+4} και Li. Στις τετραεδρικής σύνταξης θέσεις T τα κατιόντα που φιλοξενούνται είναι Si, Al και Ti^{+4} ενώ η θέση W καταλαμβάνεται από (OH), F, Cl και O^{2-} . Οι μεταμορφικές αμφίβολοι ταξινομούνται με βάση το κατιόν που φιλοξενείται στην M4 δομική θέση σε σιδηρο – μαγνησιούχες αμφιβόλους, ασβεστούχες αμφιβόλους και νατριούχες αμφιβόλους. Τα κυριότερα διανύσματα αντικατάστασης που παρατηρούνται στις ορθορομβικές Fe-Mg αμφιβόλους και στις ασβεστούχες αμφιβόλους είναι το FeMg_{-1} και το $\text{NaAl}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{IV}}_{2\square-1}\text{Mg}_{-1}\text{Si}_{-2}$ (παργασιτική αντικατάσταση) ενώ στις νατριούχες αμφιβόλους τα κύρια διανύσματα αντικατάστασης είναι το $\text{Fe}^{2+}\text{Mg}^{2+}_{-1}$ και το $\text{Fe}^{+3}\text{Al}^{+3}_{-1}$ (Spear, 1993). Στον συστασιακό χώρο των νατριούχων αμφιβόλων το διάνυσμα αντικατάστασης $\text{Fe}^{+3}\text{Al}^{+3}_{-1}$ είναι αυτό που επιτρέπει την ύπαρξη στερεού διαλύματος μεταξύ γλαυκοφανή (υψηλής πίεσης παραγενέσεις) και μαγνησιοριβεκίτη (Muir wood, 1980, Spear, 1993).



Εικόνα 5.1. Αντιπροσωπευτικές μικροφωτογραφίες από τον γρανατούχο - γλαυκοφανιτικό σχιστόλιθο (δείγμα 10AD35, Παράλληλα πολωμένο φώς). **Μικροφωτογραφία α :** Απεικονίζονται οι διαφορές στο κοκκομετρικό εύρος των γρανατών και η δημιουργία συσσωματώματος από μικρότερου μεγέθους γρανάτες στο ανώτερο τμήμα της μικροφωτογραφίας. Στο κέντρο της μικροφωτογραφίας διακρίνεται ο χαρακτηριστικός τύπος ζώνωσης στους γρανάτες του δείγματος. **Μικροφωτογραφία β :** Ζωνωμένος γρανάτης με καλώς σχηματισμένες έδρες στον πυρήνα του. **Μικροφωτογραφία γ :** Εγκλείσματα αμφιβόλων στους ζωνωμένους πυρήνες των γρανατών. **Μικροφωτογραφία δ :** Ζωνωμένοι γρανάτες που τα περιθώρια τους είναι σε επαφή με σκούρες μπλέ νατριούχες αμφιβόλους.



Εικόνα 5.2. Μικροφωτογραφίες από τον επιδοτιτικό – γλαυκοφανιτικό σχιστόλιθο (Τομή 10AD35B). **Μικροφωτογραφίες α,β :** Το χαρακτηριστικό συλ ζώνωσης των αμφιβόλων με τους Σιδηροκεροσιλβικούς πυρήνες και τα κροσσιτικά περιθώρια. Στην **μικροφωτογραφία α** σε κόκκινο πλαίσιο πάνω αριστερά διακρίνεται ο δεύτερος τύπος ζώνωσης. **Μικροφωτογραφία γ :** Εγκλείσματα γρανατών σε ζωνωμένες αμφιβόλους. **Μικροφωτογραφία δ :** Παλίνδρομη ζώνωση μεταξύ πράσινων και μπλέ αμφιβόλων. **Μικροφωτογραφία ε :** Κρύσταλλος γλαυκοφανή συστασιακά ομοιογενής με την χαρακτηριστική ασθενής κυανή απόχρωση. **Μικροφωτογραφία ζ :** Προσανατολισμένοι κρύσταλλοι επιδότων με τα διαγνωστικά υψηλά χρώματά πόλωσης.

Τα συστασιακά χαρακτηριστικά των αμφιβόλων συνιστούν ένα δείκτη των μεταμορφικών συνθηκών. Η κατάληψη, ειδικότερα, της δομικής θέσης M_4 από το Na αποτελεί ένδειξη μεταμόρφωσης σε συνθήκες της σειράς φάσεων υψηλών πιέσεων. Η παρατήρηση αυτή αποδεικνύεται από την συλλογή δεδομένων σε μεταμορφικές επαρχίες (Sanbagawa, Franciscan) που έχουν υποστεί μεταμορφικές συνθήκες υψηλής πίεσης (Spear, 1993). Ένας βαρομετρικός δείκτης, επίσης, είναι η παρουσία οκταεδρικής σύνταξης αργιλίου (Al^{VI}), με χαρακτηριστικό παράδειγμά την φάση του γλαυκοφανή. Η κατάληψη της δομικής θέσης A από αλκάλια (Na + K) και η παρουσία τετραεδρικής σύνταξης αργιλίου (Al^{IV}) στον δομικό τύπο μιας αμφιβόλου ευνοούνται σε μεταμορφικές συνθήκες υψηλής θερμοκρασίας. Ο μηχανισμός αντικατάστασης που οδηγεί σε αυτές τις συστασιακές μεταβολές εκφράζεται μέσω του διανύσματος αντικατάστασης $NaAl^{IV}_{\square_1}Si_{-1}$ (εδενιτική αντικατάσταση). Ο συνδυασμός, ειδικότερα, του εδενιτικού ($NaAl^{IV}_{\square_1}Si_{-1}$) και του τσερμακίτικού ($Al^{VI}Al^{IV}Mg_{-1}Si_{-1}$) διανύσματος αντικατάστασης (παργασιτικό διάνυσμα αντικατάστασης) είναι υπεύθυνος για το συστασιακό φάσμα που παρατηρείται σε ασβεστούχες αμφιβόλους αμφιβολιτικής φάσης μεταμόρφωσης (συνθήκες σειράς φάσεων μεσαίων πιέσεων) (Spear, 1993).

5.2.2 Ορυκτοχημική ανάλυση

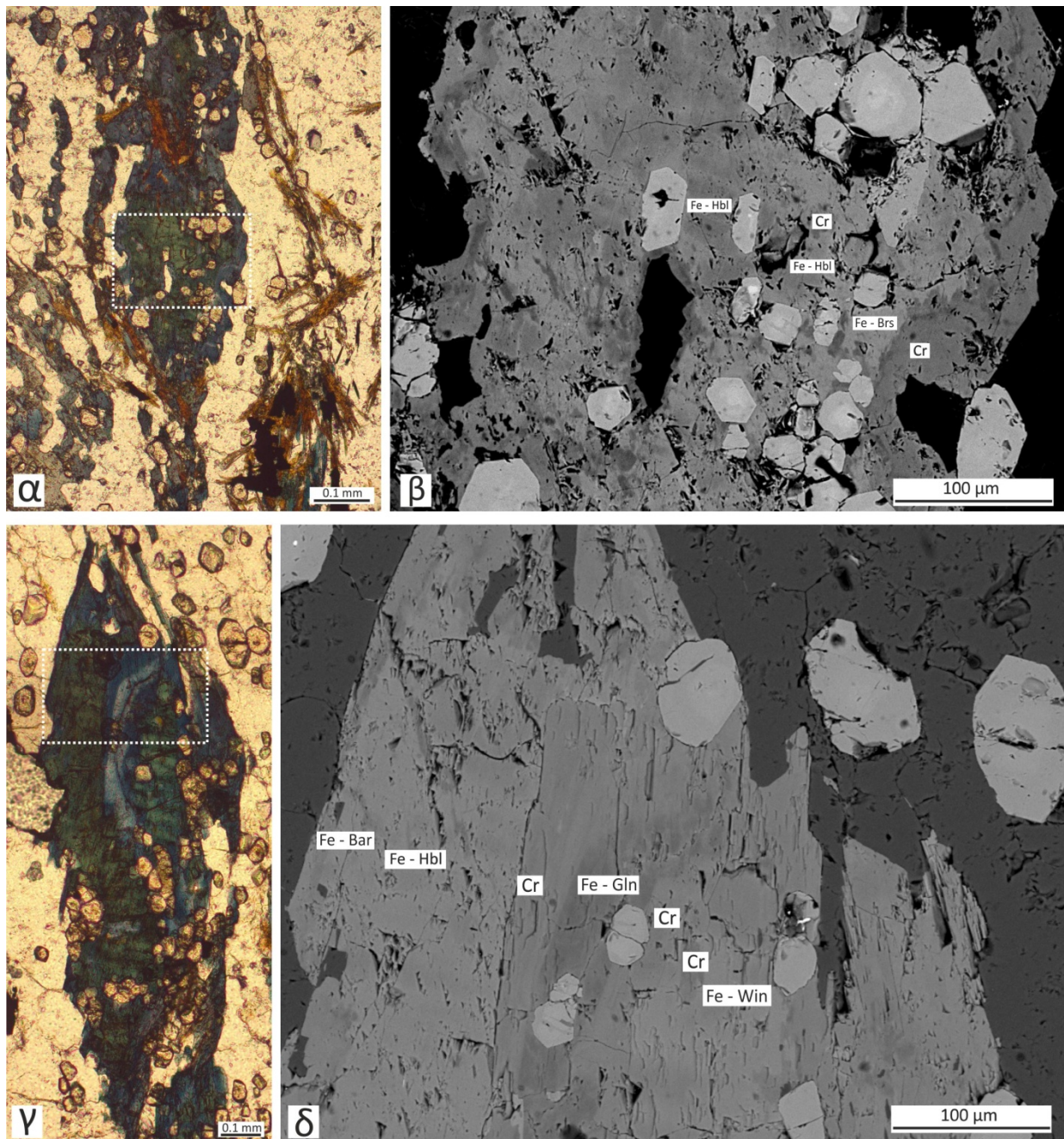
Τα πρωτογενή αναλυτικά αποτελέσματα από την χημική ανάλυση των αμφιβόλων επαναυπολογίστηκαν με βάση τα 23 οξυγόνα (άνυδρος τύπος αμφιβόλου) σε διαφορετικό αριθμό κατιόντων έτσι ώστε να ικανοποιούνται τα στοιχειομετρικά κριτήρια που αναφέρονται από τον Schumacher στην εργασία των Leake et al. (1997). Η κανονικοποίηση των κατιόντων έγινε ώστε το σύνολο τους να είναι 13 χωρίς την συμμετοχή των Ca, Na και K (13 eCNK).

5.2.2.1 Ορυκτοχημεία ζωνωμένων αμφιβόλων (Επιδοτιτικός – γλαυκοφανιτικός σχιστόλιθος)

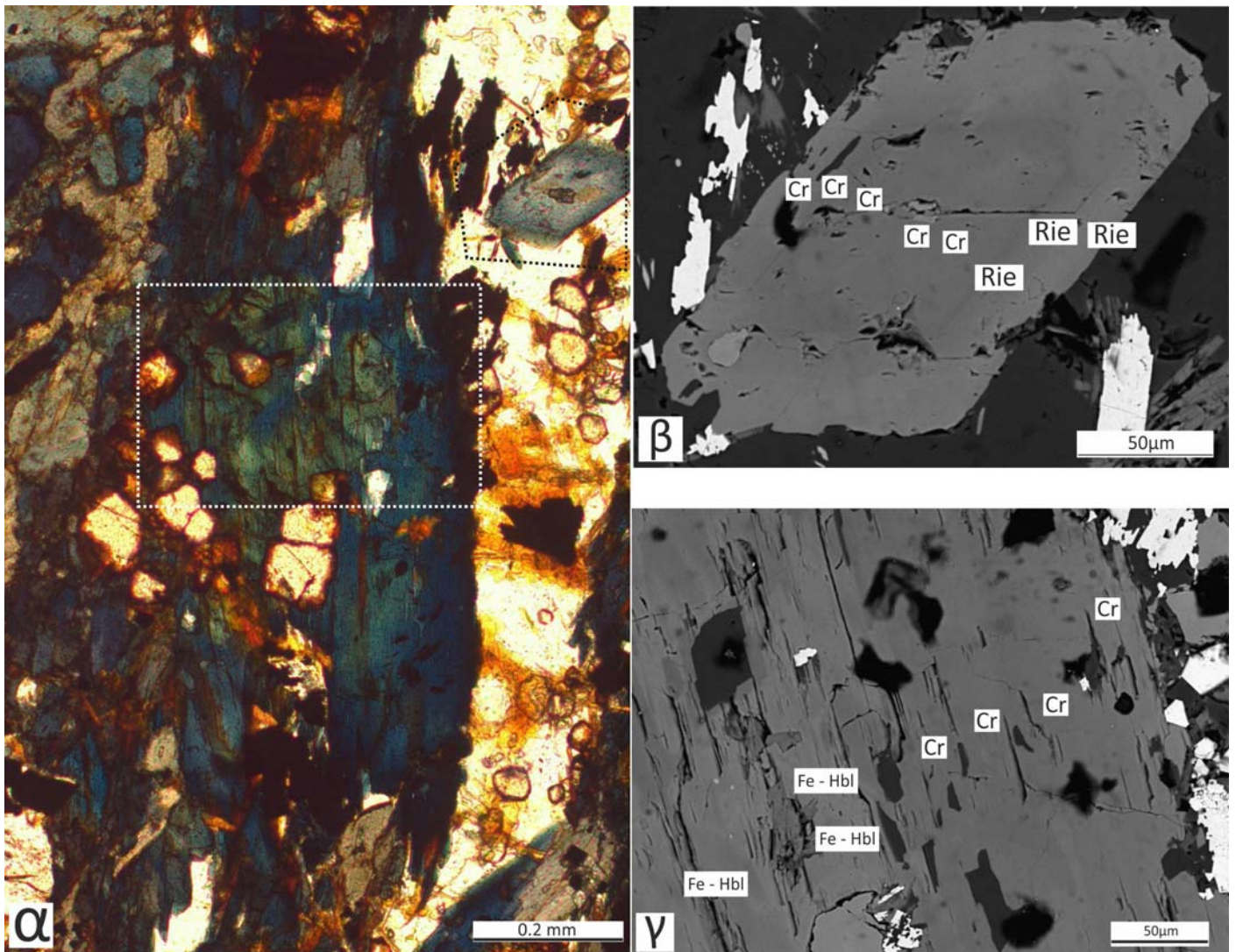
Από αυτόν τον λιθολογικό τύπο πραγματοποιήθηκαν 43 σημειακές αναλύσεις από τους πυρήνες και τα περιθώρια των ζωνωμένων αμφιβόλων, οι οποίες προβάλλονται στα διαγράμματα ταξινόμησης (Εικόνα 5.3). Η εξέταση των δειγμάτων μέσω πολωτικού και ηλεκτρονικού μικροσκοπίου σάρωσης, και η προβολή των ορυκτοχημικών αναλύσεων επέτρεψε την αναγνώριση

των διαφορετικών τύπων ζώνωσης των αμφιβόλων. Από την προβολή του χημισμού των πυρήνων, ειδικότερα, προκύπτει ότι ορυκτολογικά υπάγονται στο πεδίο της σιδηρο-Κεροσιλβίτης (8 αναλύσεις) και στο πεδίο της σιδηροεδενιτικής-Κεροσιλβίτης (2 αναλύσεις). Τα περιθώρια (rims) των αμφιβόλων με τους πυρήνες κεροσιλβίτης καταλαμβάνουν κυρίως το κροσσικό πεδίο προβολής (**Εικόνα 5.3**). Σημειακή ανάλυση που λήφθηκε από το όριο μεταξύ κεροσιλβικού πυρήνα και κροσσικού περιθωρίου (core to rim) προβάλλεται στο πεδίο του σιδηρο-Βαρροϊσίτη (**Εικόνα 5.4 β**). Μολονότι στον τύπο ζώνωσης που επικρατεί στην τομή οι πυρήνες κατέχονται από ασβεστούχο αμφίβολο και τα περιθώρια από υψηλότερης πίεσης αμφιβόλους αναγνωρίστηκε και ένας πιο σύνθετος τύπος ζώνωσης. Πρόκειται για αμφιβόλους που χαρακτηρίζονται από πυρήνες που εντάσσονται στο πεδίο του κροσσίου και του σιδηρο-γλαυκοφανή, μεταβαίνουν σε σιδηρο-Βαρροϊσιτική και σιδηρο-Βιντσιτική αμφίβολο και στο περιθώριο τους εκ νέου διακρίνεται η ανάπτυξη μπλέ αμφιβόλου (**Εικόνα 5.2 δ**). Ένας επιπλέον τύπος ζώνωσης ο οποίος γίνεται εύκολα διακριτός και μέσω του πολωτικού μικροσκοπίου χαρακτηρίζεται από πυρήνες που καταλαμβάνονται από κροσσική αμφίβολο ενώ τα περιθώρια γίνονται ριβεκιτικά (**Εικόνα 5.5 β**). Η παρουσία κροσσικών, από τον κύριο τύπο ζώνωσης, και ριβεκιτικών περιθωρίων οδηγεί στην ανάπτυξη μιας συστασιακής τάσης (σκιασμένη περιοχή) στα διαγράμματα ταξινόμησης (**Εικόνα 5.3**). Η μετάβαση από σιδηρο-Κεροσιλβικούς πυρήνες σε περιθώρια μπλε αμφιβόλων συνοδεύεται από μείωση του Al^{IV} , και ταυτόχρονη αύξηση του Al^{VI} και του $Na_{(B)}$. Αυτές οι συστασιακές μεταβολές δείχνουν αυξανόμενες συνθήκες πίεσης κατά την δημιουργία ζώνωσης στις αμφιβόλους. Όπου διακρίνεται σύνθετος τύπος ζώνωσης οι συστασιακές μεταβολές παρουσιάζουν διακυμάνσεις από τον πυρήνα προς τα περιθώρια (**Παράρτημα**). Η λήψη σημειακών αναλύσεων σε γλαυκοφανή από τον πυρήνα και τα περιθώρια του (**Εικόνα 5.6**), δείχνει συστασιακή ομοιογένεια (**Εικόνα 5.3**, οριοθετημένη περιοχή με γαλάζιο χρώμα) με εξαίρεση μια ανάλυση στον πυρήνα του κρυστάλλου (**Εικόνα 5.6 β**) που προβάλλεται στο όριο των πεδίων γλαυκοφανή και κροσσίου.

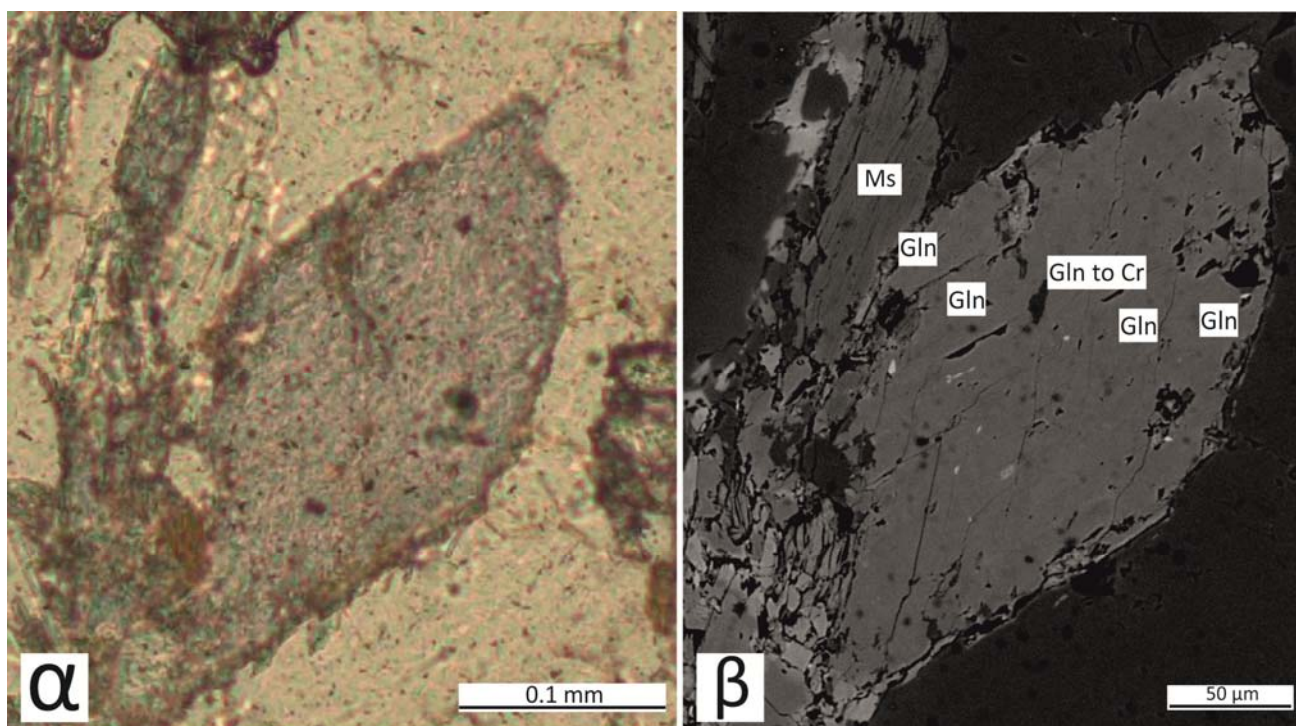
Εικόνα 5.3. Προβολή των σημειακών ορυκτοχημικών αναλύσεων αμφιβόλων από τον επιδοτιτικό – γλαυκοφανιτικό σχιστόλιθο στα διαγράμματα κατά Rock & Leak (1984). Οι χρωματισμένες περιοχές που περικλείουν τις αναλύσεις αποδίδουν τις συστασιακές τάσεις που παρατηρούνται.



Εικόνα 5.4. Μικροφωτογραφίες πολωτικού μικροσκοπίου (**α,γ**) και οπίσθιας σκέδασης μέσω ηλεκτρονικού μικροσκοπίου σάρωσης (**β,δ**) που απεικονίζουν διαφορετικά στυλ ζώνωσης. **Μικροφωτογραφίες α,β :** Απεικονίζεται το στυλ ζώνωσης που επικρατεί σε κλίμακα λεπτής τομής με κεροστιλβικούς πυρήνες και κροσσιτικά περιθώρια. **Μικροφωτογραφίες γ,δ :** Απεικονίζεται το στυλ ζώνωσης που παρατηρείται σε ελάχιστες περιπτώσεις με κροσσιτικούς εως Σιδηρο – γλαυκοφανιτικούς πυρήνες (ζώνη στο κεντρικό τμήμα ,με διεύθυνση παράλληλη στον μεγάλο άξονα του κρυστάλλου με πιο απαλό μπλε χρώμα) που μεταβαίνουν σε πράσινες αμφιβόλους και στο εξωτερικό τμήμα τους (Fe – Brs, Fe – Hbl) αναπτύσσεται εκ νέου μπλέ αμφίβολος. Τα ένθετα πλαίσια στις μικροφωτογραφίες του πολωτικού μικροσκοπίου αντιστοιχούν στις περιοχές που παρουσιάζονται στις μικροφωτογραφίες οπίσθιας σκέδασης. Οι συντμήσεις των ορυκτών ακολουθούν την ονοματολογία των Siivola & Schmid,(2007),η σύντμηση Cr αντιστοιχεί στον κροσσίτη.



Εικόνα 5.5. Μικροφωτογραφίες πολωτικού μικροσκοπίου (**α**), και οπίσθιας σκέδασης (**β,γ**) μέσω του ηλεκτρονικού μικροσκοπίου σάρωσης. **Μικροφωτογραφία α :** Απεικονίζεται σε στικτό λευκό περιθώριο το χαρακτηριστικό στυλ ζώνωσης που παρατηρείται στην τομή και σε στικτό μαύρο περιθώριο το στυλ ζώνωσης που παρατηρείται σε απομονωμένο κρύσταλλο αμφιβόλου που δεν δημιουργεί τεκτονικό ιστό. **Μικροφωτογραφία β :** Κρύσταλλος αμφιβόλου με κροσσιτικούς πυρήνες και ριβεκενικά περιθώρια. **Μικροφωτογραφία γ :** Ο κύριος τύπος ζώνωσης με Σιδηρο – Κεροστιλβικούς πυρήνες που μεταβαίνουν σε κροσσιτικά περιθώρια. Τα ένθετα πλαίσια στις μικροφωτογραφίες του πολωτικού μικροσκοπίου αντιστοιχούν στις περιοχές που παρουσιάζονται στις μικροφωτογραφίες οπίσθιας σκέδασης.



Εικόνα 5.6. Μικροφωτογραφίες πολωτικού μικροσκοπίου (α) και οπίσθιας σκέδασης (β) μέσω ηλεκτρονικού μικροσκοπίου σάρωσης. **Μικροφωτογραφία α :** Υπιδιόμορφος έως αλλοτριόμορφος κρύσταλλος μπλέ αμφιβόλου με το χαρακτηριστικό ασθενές μπλέ χρώμα του γλαυκοφανή. **Μικροφωτογραφία β :** Εικόνα οπίσθιας σκέδασης που απεικονίζει τις σημειακές αναλύσεις από τα περιθώρια προς τον πυρήνα του κρυστάλλου. Οι αναλύσεις δείχνουν την ύπαρξη συστασιακής ομοιογένειας.

5.3 Γρανάτες

5.3.1 Γενικά στοιχεία

Ο δομικός τύπος των γρανατών είναι $X_3Y_2Z_3\phi_{12}$. Η θέση X είναι κυβικής σύνταξης και φιλοξενεί κατιόντα όπως Ca, Mn, Fe^{+2} και Mg. Η θέση Y είναι οκταεδρικής σύνταξης και φιλοξενεί κατιόντα όπως Al και Fe^{+3} . Η τετραεδρικής σύνταξης θέση Z φιλοξενεί το Si ενώ η θέση ϕ είναι η θέση του ανιόντος (O^{2-}) (Deer et al. 1997). Οι γρανάτες λειτουργώντας σαν πορφυροβλάστες προσφέρουν πολύτιμα στοιχεία για την ακολουθία διαφορετικών φάσεων παραμόρφωσης (Passchier & Trouw. 2005) ενώ με την χαρτογράφηση των συστασιακών μεταβολών τους από τον πυρήνα προς τα περιθώρια (χημική ζώνωση) στοιχειοθετούμε την θερμοβαρομετρική εξέλιξη λιθοτεκτονικών ενοτήτων (Spear et al. 1984, Tuccillo et al. 1990). Η χημική ζώνωση των γρανατών ταξινομείται σε δύο κατηγορίες α) ζώνωση κατά την βλάστηση (growth zoning) και β) ζώνωση λόγω διάχυσης (diffusion zoning) (Spear, 1993). Η ζώνωση κατά την βλάστηση συμβαίνει καθώς

νέα κελύφη διαφορετική σύστασης προσθέτονται σε έναν αναπτυσσόμενο κρύσταλλο. Οι συστασιακές διαφορές μεταξύ των κελυφών είναι αποτέλεσμα της μεταβολής των $P - T$ συνθηκών, ή της μεταβολής στην ολική σύσταση του πετρώματος (π.χ. κλασμάτωση κάποιου στοιχείου στον πυρήνα του γρανάτη). Στην ζώνωση λόγω διάχυσης η σύσταση ενός προϋπάρχοντος γρανάτη τροποποιείται λόγω της χημικής επικοινωνίας του γρανάτη με την θεμελιώδη μάζα (matrix). Η ενδοκρυσταλλική διάχυση, αναλυτικότερα, αυξάνεται εκθετικά με την αύξηση της θερμοκρασίας και οδηγεί στην συστασιακή ομογενοποίηση των γρανατών μέσω της απαλοιφής των συστασιακών βαθμίδων (compositional gradients) (Yardley, 1977, Tucillo et al. 1990, Spear, 1993). Η ενδοκρυσταλλική διάχυση επηρεάζει προϋπάρχοντα προφίλ ζώνωσης (growth zoning) σε θερμοκρασίες μεγαλύτερες των 600°C ($640 \pm 30^{\circ}\text{C}$, Yardley, 1977).

5.3.1 Ορυκτοχημική ανάλυση

Συνολικά πραγματοποιήθηκαν 24 σημειακές αναλύσεις από τους ζωνωμένους γρανάτες. Στους πορφυροβλάστες γρανάτη όπου η χημική ζώνωση είναι έντονα διακριτή έγινε συστασιακή χαρτογράφηση (2D) για διαφορετικά στοιχεία (Mg, Al, Si, Ca, Mn και Fe). Η στοιχειομετρία των ορυκτών υπολογίστηκε με βάση τα 12 άτομα οξυγόνου και ο τρισθενής και δισθενής σίδηρος υπολογίστηκαν σύμφωνα με τον Knowles (1987) για σύνολο 8 κατιόντων. Ο υπολογισμός της μοριακής συμμετοχής των ακραίων μελών έγινε κατά Rickwood (1968).

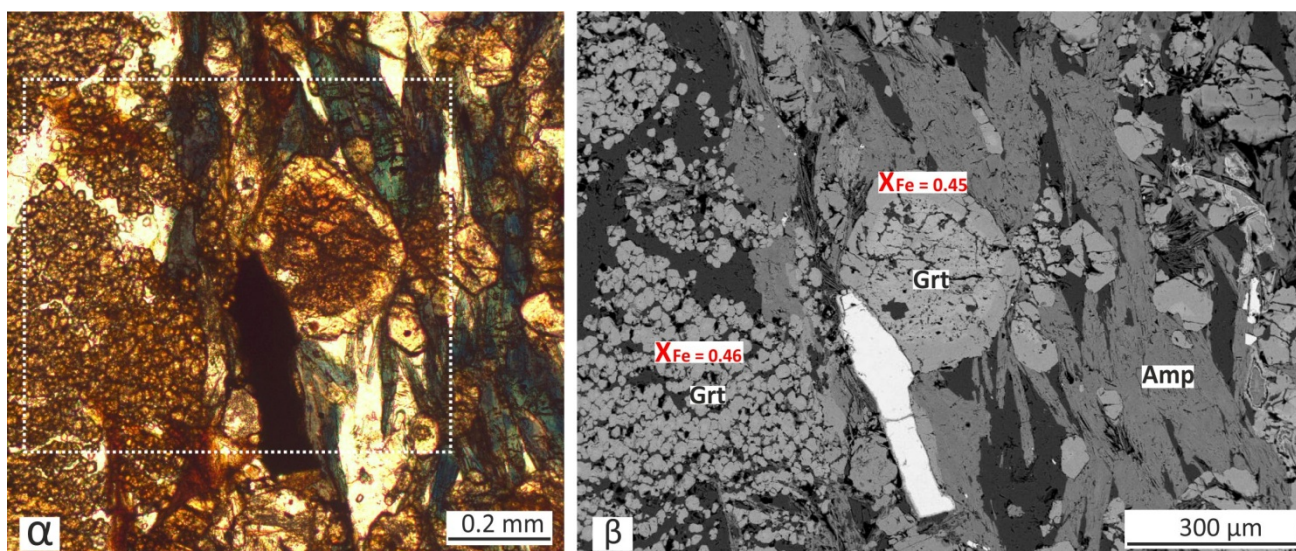
5.3.2 Ορυκτοχημεία ζωνωμένων γρανατών (Γρανατούχος – γλαυκοφανιτικός σχιστόλιθος)

Οι ζωνωμένοι γρανάτες που αναλύθηκαν συνιστούν στερεό διάλυμα μεταξύ σπессαρτίνη ($X_{\text{Mn}} = 0.23 - 0.86$), αλμανδίνη ($X_{\text{Fe}+2} = 0.10 - 0.59$) και Γροσσουλάριου ($X_{\text{Ca}} = 0.04 - 0.23$) με μηδαμινή συμμετοχή των ακραίων μελών του πυρωπού (μέγιστο $X_{\text{pyr}} = 0.07$) και του ανδραδίτη (μέγιστο $X_{\text{and}} = 0.06$). Χωρικά η υψηλότερη συμμετοχή του σπессαρτινικού μορίου (86 mol %) παρατηρείται στους πυρήνες των γρανατών, συστασιακό χαρακτηριστικό το οποίο γίνεται εύκολα διακριτό στο τριγωνικό διάγραμμα προβολής των γρανατικών συστάσεων (Εικόνα 5.7). Η μετάβαση από τους πυρήνες προς τα περιθώρια των κρυστάλλων χαρακτηρίζεται από μείωση του

σπεςσαρτινικού μορίου και αντίστοιχη αύξηση του αλμανδινικού κατά μήκος του διανύσματος αντικατάστασης FeMn_{-1} . Αυξητική τάση προς τα περιθώρια παρατηρείται και στην μοριακή συμμετοχή του γροσσουλάριου $\text{X}_{\text{Ca}} = 0.04$ (πυρήνας) σε $\text{X}_{\text{Ca}} = 0.23$ (περιθώριο).

Εικόνα 5.7. Τριγωνικό διάγραμμα προβολής των γρανατικών συστάσεων μεταξύ του πυρωπικού μορίου (Pyr), του σπεςσαρτινικού μορίου (Spess) και της συνδυαστικής μοριακής συμμετοχής των ακραίων μελών του γροσσουλάριου (Gross) και του αλμανδίνη (Alm)

Σημειακές αναλύσεις από τις μεταβατικές περιοχές μεταξύ του πυρήνα και των περιθωρίων δείχνουν συστασιακή συγγένεια με τον χημισμό των περιθωρίων. Η σταδιακή μετάβαση από τον ένα γεωχημικό ταμιευτήρα (πυρήνας) προς τον άλλο (περιθώριο) εκφράζεται μέσω των οριοθετημένων περιοχών του τριγωνικού συστασιακού διαγράμματος (**Εικόνα 5.7**). Χαρακτηριστικό είναι, επίσης, ότι τρεις σημειακές αναλύσεις από περιοχές των πυρήνων επικαλύπτονται συστασιακά, στο τριγωνικό διάγραμμα, με την περιοχή όπου συσσωρεύονται οι χημικές συστάσεις των περιθωρίων (**οριοθετημένη σκούρα γκρι περιοχή**). Μικρότερου μεγέθους γρανάτες (**Εικόνα 5.8**) οι οποίοι παρουσιάζουν γειτονική πυρήνωση (nucleation) και συγχώνευση (coalescence), έχουν ανάλογο χημισμό με τα περιθώρια των ζωνωμένων γρανατών, είναι δηλαδή πλούσιοι στο αλμανδινικό μόριο (45 mol %). Τα περιθώρια των ζωνωμένων γρανατών και των μικρότερων γρανατών που έχουν συγχωνευτεί, βρίσκονται σε ιστολογική ισορροπία με τις μπλέ αμφιβόλους που χαρακτηρίζονται από συστηματικό προσανατολισμό. Η ανάπτυξη των περιθωρίων, επομένως, στους ζωνωμένους γρανάτες και η γενιά των μικρότερου μεγέθους γρανατών πιθανόν να συνδέονται γενετικά.



Εικόνα 5.8. Μικροφωτογραφίες πολωτικού μικροσκοπίου (α) και οπίσθιας σκέδασης (β) που απεικονίζουν τις διαφορετικές τυπολογίες γρανάτων σε κλίμακα λεπτής τομής α) ζωνωμένους γρανάτες και β) συγχωνευμένους γρανάτες σε μάζα. Στην **μικροφωτογραφία β** απεικονίζεται η X_{Fe} σε περιθώρια ζωνωμένων γρανάτων και σε συσσωματώματα λεπτοκρυσταλλικών γρανάτων.

5.3.2.1 Προφίλ και χάρτες συστασιακής ζώνωσης

Η ύπαρξη ζωνωμένων γρανάτων αναγνωρίσθηκε μέσω της πετρογραφικής εξέτασης στο πολωτικό μικροσκόπιο τα συστασιακά χαρακτηριστικά της όμως στοιχειοθετήθηκαν πιο αυστηρά μέσω της δημιουργίας συστασιακών προφίλ (Linescan mapping) και συστασιακών χαρτών (compositional maps) με τη χρήση του σπεκτρόμετρου EDS στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο. Από τα συστασιακά προφίλ και τους συστασιακούς χάρτες που κατασκευάστηκαν οι χημικές αντιθέσεις μεταξύ του πυρήνα και του περιθωρίου είναι εμφανείς, ιδιαίτερα για τα κύρια στοιχεία Mn, Ca και Fe (**Εικόνα 5.9**). Η καμπανοειδής (bell shaped) κατανομή του Μαγγανίου από περιθώριο σε περιθώριο είναι διαγνωστικό στοιχείο βλάστησης των γρανάτων σε αυξανόμενες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας (Spear, 1993, Kohn, 2003).

Εικόνα 5.9. Μικροφωτογραφία πολωτικού μικροσκοπίου (Ανώτερη σειρά) και χάρτες στοιχειακών κατανομών (Κατώτερη σειρά). Στην μικροφωτογραφία πολωτικού μικροσκοπίου απεικονίζεται ζωνωμένος γρανάτης με ιδιόμορφο πυρήνα κιτρινωπού χρώματος πλούσιο σε σπесσαρτινικό μόριο. Πάνω δεξιά απεικονίζεται το προφίλ των στοιχειακών μεταβολών από περιθώριο σε περιθώριο του ζωνωμένου κρυστάλλου. Στην κατώτερη σειρά απεικονίζονται οι χάρτες στοιχειακών κατανομών για μαγγάνιο, ασβέστιο και σίδηρο. Οι φωτεινότερες χρωματικές

βαθμίδες κάτω από τους χάρτες στοιχειακών κατανομών εκφράζουν μεγαλύτερη συμμετοχή του προς εξέταση χημικού στοιχείου.

Η ζώνωση, επομένως, στους γρανάτες με τους μαγγανιούχους πυρήνες συνέβη ταυτόχρονα με την ανάπτυξη τους (growth zoning). Σε αντίθεση με το μαγγάνιο η συμμετοχή του μαγνησίου δεν παρουσιάζει διακυμάνσεις από περιθώριο σε περιθώριο (flat profile). Από τους συστασιακούς χάρτες και τα συστασιακά προφίλ (**Εικόνα 5.9**) η συγκεντρική αύξηση του Ca και του Fe προς τα περιθώρια γίνεται έντονα διακριτή μέσω της αντικατάστασης Mn (Ca,Fe)₋₁. Γρανάτες με παρόμοια συστασιακά χαρακτηριστικά από τις δυτικές Άλπεις, δηλαδή, μείωση του Mn και αύξηση του Fe και του Ca προς τα περιθώρια, έχουν συσχετιστεί με προοδευτικές μεταμορφικές συνθήκες κατά την διάρκεια του υψηλής πίεσης μεταμορφικού γεγονότος (Ganne et al. 2003). Συνεπώς, τα προοδευτικού τύπου συστασιακά χαρακτηριστικά των ζωνωμένων γρανατών και η ιστολογική ισορροπία των υψηλής πίεσης αμφιβόλων (**Εικόνες 5.8, 5.9**) με τα αλμανδινικά περιθώρια τους καθιστούν πειστήρια βλάστησης των γρανατών κατά την διάρκεια του υψηλής πίεσης μεταμορφικού γεγονότος.

6. Συμπεράσματα

Η πλαστική ζώνη διάτμησης του Φελλού είναι μια μεσοσκοπικής κλίμακας δομή BBA – NND/ικής διεύθυνσης με δομικό πάχος περίπου 200 μέτρα. Τα μωλωνιτικά προϊόντα της παραμόρφωσης χαρακτηρίζονται μακροσκοπικά σαν S έως S – L τεκτονίτες και αναπτύσσονται παράλληλα στο αξονικό επίπεδο ενός συγκλινοειδούς. Η περιοχή ανάπτυξης της μετασχηματισμένης μωλωνιτικής φολίωσης (transposed foliation) ταυτίζεται χωρικά με τον πυρήνα του συγκλινοειδούς. Καταλυτικό ρόλο στον εντοπισμό (localization) της παραμόρφωσης στην μωλωνιτική ζώνη του Φελλού έχουν οι ρεολογικές αντιθέσεις από το κύριο σώμα προς τα περιθώρια της δομής. Τα προϊόντα της μωλωνιτικής διάτμησης, ειδικότερα, εστιάζονται σε μετα-πηλινικές λιθολογίες και λευκοκρατικούς ορθογνέσιους που πλευρικά περιορίζονται από μετα-βασικά και μετα – υπερβασικά σώματα. Η χαρτογράφηση των γραμμώσεων έκτασης στην περιοχή ανάπτυξης της μωλωνιτικής ζώνης δείχνει κινηματικό διαμερισμό. Οι διευθύνσεις βύθισης των γραμμώσεων έκτασης, αναλυτικότερα, μεταβάλλονται από NND/ικές σε ΔΒΔ/ικές, στην ίδια παράταξη της μωλωνιτικής φολίωσης BBA – NND/ικής διεύθυνσης. Οι μεταβολές αυτές είναι σταδιακές, και μαρτυρούν ότι διαφορετικά τμήματα της ζώνης διάτμησης διατηρούν κινηματική πληροφορία για την συνιστώσα οριζόντιας ολίσθησης (strike parallel component) και διαφορετικά για την συνιστώσα κίνησης παράλληλα στην διεύθυνση κλίσης της μωλωνιτικής φολίωσης (dip parallel component). Τα συγκεκριμένα κινηματικά χαρακτηριστικά είναι διαγνωστικά πλαστικών ζωνών διάτμησης σε κινηματικό καθεστώς πλάγιας συστολής (Transpressional shear zones).

Η χωρική κατανομή των κρυσταλλογραφικών [c]-αξόνων του χαλαζία χαρακτηρίζεται από μεταβολές στην τοπολογία τους σε διαφορετικά δομικά επίπεδα της ζώνης διάτμησης. Η σύγκριση με τα πρότυπα διαγράμματα που έχουν προκύψει από παραμόρφωση μονοκλινικής συμμετρίας δείχνει σημαντικές διαφοροποιήσεις, ειδικά, για τα ανώτερα δομικά επίπεδα της μωλωνιτικής

ζώνης. Χαρακτηριστικό, επίσης, των δειγμάτων από διαφορετικά δομικά επίπεδα είναι η κατανομή των κρυσταλλογραφικών [c]-αξόνων σε σημειακά μέγιστα. Στην βάση της μυλωνιτικής ζώνης, στο ρεολογικό όριο μεταπηλιτών με επιδοτιτικούς – γλαυκοφανιτικούς σχιστόλιθους, η τοπολογία των κρυσταλλογραφικών [c] αξόνων από διαδοχικά δείγματα χαλαζιακών φλεβών που γειτνιάζουν είναι χαρακτηριστική του τύπου ζωνών μικρών κύκλων (small circle girdles). Ο συγκεκριμένος τύπος ιστολογικών διαγραμμάτων δείχνει ότι στην λιθολογική διεπιφάνεια μεταπηλιτών - μεταβασιτών εντοπίζεται συγκεκριμένος τύπος γεωμετρίας παραμόρφωσης που εκφράζει συνθήκες πλάτυνσης. Αναφορικά με το ποσό της παραμόρφωσης, η ποσοτική ανάλυση σε χαλαζιακούς και χαλαζο – μαρμαρυγιακούς μυλωνίτες δείχνει ότι η παράμετρος R_{xz} κυμαίνεται από 2.1 έως 6.45. Η παράμετρος Flinn (K) για 11 από τα 12 δείγματα που αναλύθηκαν κυμαίνεται από 0.01 έως 0.93 εκφράζοντας και ποσοτικά ότι η γεωμετρία της παραμόρφωσης ανήκει στο πεδίο της πλάτυνσης. Η απόκλιση που παρατηρείται στην γεωμετρία της παραμόρφωσης από την τοπολογία των κρυσταλλογραφικών [C] αξόνων και την ποσοτική ανάλυση της παραμόρφωσης μέσω του σχήματος των κόκκων, οφείλεται, πιθανά, στην βραχυπρόθεσμη μνήμη της τελευταίας, εκφράζοντας, ουσιαστικά, τα τελευταία στιγμιότυπα της παραμορφωτικής ιστορίας. Η γεωμετρία της παραμόρφωσης στο πεδίο της πλάτυνσης, επιπρόσθετα, είναι ένα επιπλέον διαγνωστικό στοιχείο λειτουργίας της ζώνης διάτμησης σαν δομή πλάγιας συστολής.

Η ορυκτοχημική και πετρογραφική ανάλυση δειγμάτων από μια επιφανειακή εμφάνιση μεταβασιτών που χαρτογραφήθηκε στην βάση, δομικά, της ζώνης διάτμησης οδήγησε στον πετρογραφικό διαχωρισμό δύο λιθολογικών τύπων σε κλίμακα λεπτής τομής οι οποίοι είναι οι εξής α) γρανατούχος – γλαυκοφανιτικός σχιστόλιθος και β) επιδοτιτικός – γλαυκοφανιτικός σχιστόλιθος. Από τον επιδοτιτικό – γλαυκοφανιτικό σχιστόλιθο αναλύθηκαν ορυκτοχημικά ζωνωμένες αμφίβολοι ενώ από τον γρανατούχο – γλαυκοφανιτικό σχιστόλιθο αναλύθηκαν ζωνωμένοι γρανάτες. Η πετρογραφική εξέταση και οι ορυκτοχημικές αναλύσεις στις ζωνωμένες αμφιβόλους οδήγησαν στην διάκριση τριών τύπων ζώνωσης α) Ζωνωμένες αμφίβολοι με σκούρους πράσινους πυρήνες που υπάγονται στο πεδίο της σιδηρο–Κεροσίλβης και μεταβαίνουν στα περιθώρια τους σε μπλέ αμφιβόλους που εντάσσονται στο πεδίο του Κροσσίτη β) Αμφίβολοι που παρουσιάζουν σύνθετο τύπο ζώνωσης με κροσσιτικούς έως σιδηρο–Γλαυκοφανιτικούς πυρήνες που μεταβαίνουν σε σιδηρο–Βαρροϊσιτική και σιδηρο–Βιντσιτική αμφίβολο με εκ νέου ανάπτυξη στο περιθώριο των κρυστάλλων της μπλε αμφιβόλου και γ) Απομονωμένοι κρύσταλλοι

με κροσσιτικούς πυρήνες και ριβεκιτικά περιθώρια. Η ορυκτοχημική ανάλυση οδήγησε, επίσης, στην αναγνώριση συστασιακά ομοιογενών κρυστάλλων γλαυκοφανή. Η συστασιακή χαρτογράφηση ζωνωμένων γρανατών από τον γρανατούχο – γλαυκοφανιτικό σχιστόλιθο οδήγησε στην αναγνώριση γρανατών με σημαντική συμμετοχή του σπessαρτινικού μορίου στους πυρήνες και αύξηση της συμμετοχής του αλμανδινικού μορίου στα περιθώρια. Ο συγκεκριμένος, είναι ο χαρακτηριστικότερος τύπος ζώνωσης γρανατών που βλασταίνουν σε αυξανόμενες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας (growth zoning). Τα αλμανδινικά περιθώρια των γρανατών παρατηρούνται συχνά να βρίσκονται ιστολογικά σε ισορροπία με υψηλής πίεσης μπλε αμφιβόλους. Η παρουσία γλαυκοφανή και προοδευτικού τύπου ζωνωμένων γρανατών σε ισορροπία με μπλε αμφιβόλους στα περιθώρια τους, συνιστούν αποδεικτικά στοιχεία επίτευξης συνθηκών κυανοσχιστολιθικής φάσης και στην ενότητα του Μακροταντάλου. Η ενότητα Μακροταντάλου στην τεκτονοστρωματογραφική διάρθρωση της Αττικοκυκλαδικής μάζας υπάγεται στην ομάδα των Ανώτερων ενοτήτων και θεωρείται από ορισμένους ερευνητές ότι δεν υπέστη συνθήκες της σειράς φάσεων υψηλών πιέσεων.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Χημικές αναλύσεις Ορυκτών Φάσεων

Πίνακας Ι. Χημικές αναλύσεις αμφιβόλων από εμφάνιση μεταβασιτών. Η κατανομή των κατιόντων έγινε με βάση τα 23 οξυγόνα και κανονικοποιώντας το σύνολο των κατιόντων εκτός των Ca, Na και K σε 13

Sample	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B
Analysis	1.1	1.1	1.2	1.2	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.4	1.4	1.4	1.4	1.5
Location	2b	3B	2b	5A	1a	2b	4A	6	1a	2b	4a	6	1a	2b
Mineral	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp
SiO2	53.7	42.59	53.39	53.99	52.65	52.98	51.47	53.92	52.31	54.33	55.7	53.73	52.59	53.28
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	4.12	11.28	5.21	7.3	8.24	3.25	8.42	9.98	8.35	4.18	9.43	10.35	5.34	3.83
FeO	29.77	28.89	25.34	18.78	20.87	27.39	22.39	9.98	27.13	26.45	14.28	13.28	24.42	27.23
MnO	0	0.42	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	2.6	4.13	4.64	6.83	4.77	4.72	3.22	8.41	4.25	5.26	6.59	7.95	4.53	4.55
CaO	1	7.38	2.01	1.92	0.94	2.27	0.54	1.31	7.9	2.15	0.58	1.02	2.11	1.78
Na2O	5.77	2.63	5.13	5.61	5.58	5.48	5.68	5.17	2.84	5.39	5.61	5.61	5.3	5.49
K2O	0	0.5	0	0	0	0	0	0	0.38	0	0	0	0	0
Total	96.96	97.82	95.72	94.43	93.05	96.09	91.72	88.77	103.16	97.76	92.19	91.94	94.29	96.16
TSi	7.994	6.397	7.92	7.933	7.875	7.939	7.88	8.098	7.459	7.917	8.175	7.859	7.945	7.93
TAI	0.006	1.603	0.08	0.067	0.125	0.061	0.12	0	0.541	0.083	0	0.141	0.055	0.07
TFe3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TTi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum_T	8	8	8	8	8	8	8	8.098	8	8	8.175	8	8	8
CAI	0.717	0.393	0.83	1.196	1.326	0.513	1.398	1.765	0.861	0.634	1.63	1.642	0.895	0.601
CCr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CFe3	1.304	1.973	1.135	0.668	0.88	1.226	0.858	0.111	0.411	1.255	0.24	0.588	0.925	1.317
CTi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CMg	0.577	0.925	1.026	1.496	1.064	1.054	0.735	1.883	0.903	1.143	1.442	1.734	1.02	1.01
CFe2	2.402	1.656	2.008	1.64	1.731	2.206	2.009	1.142	2.824	1.968	1.512	1.036	2.16	2.072
CMn	0	0.053	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CCa	0	0	0	0	0	0	0	0.098	0	0	0.091	0	0	0
Sum_C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	4.916	5	5	5
BMg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BFe2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BMn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BCa	0.16	1.188	0.319	0.302	0.151	0.364	0.089	0.113	1.207	0.336	0	0.16	0.342	0.284
BNa	1.666	0.766	1.476	1.598	1.618	1.592	1.686	1.506	0.785	1.523	1.597	1.591	1.552	1.584
Sum_B	1.825	1.954	1.795	1.901	1.769	1.957	1.775	1.618	1.992	1.859	1.597	1.751	1.894	1.868
ACa	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ANa	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
AK	0	0.096	0	0	0	0	0	0	0.069	0	0	0	0	0
Sum_A	0	0.096	0	0	0	0	0	0	0.069	0	0	0	0	0
Sum_cat	14.825	15.05	14.795	14.901	14.769	14.957	14.775	14.716	15.061	14.859	14.688	14.751	14.894	14.868

Πίνακας Ι, συνέχεια.

Sample	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10 AD 35 B	10AD35B
Analysis	1.5	1.5	1.5	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.8	1.8	1.9	2.1
Location	3B	4A	6	2b	2c	3B	4A	6	2b	2c	4A	6	2b	2c	2c	5A	1a
Mineral	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp
SiO2	54.63	51.98	53.57	51.45	54.054	55.05	52.22	52.83	51.25	52.33	57.2	54.04	53.01	53.37	52.3	54.07	47.07
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.43
Al2O3	5.1	8.08	10.46	4.29	5.08	4.46	8.08	10.08	4.18	4.27	8.78	9.48	1.82	4.87	4.43	7.62	8.81
FeO	25.19	22.58	12.68	29.36	25.29	25.9	22.58	12.8	29.36	26.86	24.03	12.46	31.57	27.07	29.91	19.47	20.85
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	5.55	3.62	8.48	2.63	4.98	5.36	5.92	7.93	2.63	4.39	5.4	9.19	0.93	4.06	2.33	6.65	7.17
CaO	2.06	1.24	1.33	0.86	2.28	1.6	0.73	1.69	0.86	1.35	8.26	2.1	0.4	2.13	1.05	1.61	8.87
Na2O	5.63	5.41	5.15	5.43	5.39	5.98	5.84	5.73	5.43	5.46	2.59	5.17	5.65	5.22	5.65	5.57	2.5
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.36	0	0	0	0	0	0
Total	98.16	92.91	91.67	94.02	97.074	98.35	95.37	91.06	93.71	94.66	106.62	92.44	93.38	96.72	95.67	94.99	95.7
TSi	7.893	7.878	7.813	7.871	7.93	7.956	7.59	7.874	7.871	7.877	7.771	7.865	8.309	7.902	7.905	7.877	7.124
TAI	0.107	0.122	0.187	0.129	0.07	0.044	0.41	0.126	0.129	0.123	0.229	0.135	0	0.098	0.095	0.123	0.876
TFe3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TTi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum_T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8.309	8	8	8	8
CAI	0.761	1.32	1.61	0.644	0.808	0.715	0.973	1.643	0.627	0.634	1.176	1.49	0.336	0.752	0.694	1.184	0.694
CCr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CFe3	1.131	0.809	0.705	1.592	1.012	1.158	1.564	0.288	1.602	1.46	0	0.532	1.195	1.171	1.404	0.864	0.473
CTi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.049
CMg	1.195	0.818	1.844	0.6	1.089	1.155	1.283	1.762	0.602	0.985	1.094	1.994	0.217	0.896	0.525	1.444	1.618
CFe2	1.913	2.053	0.841	2.164	2.091	1.972	1.18	1.307	2.169	1.921	2.73	0.985	2.943	2.181	2.376	1.508	2.166
CMn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CCa	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.067	0	0	0	0
Sum_C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	4.759	5	5	5	5
BMg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BFe2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BMn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BCa	0.319	0.201	0.208	0.141	0.358	0.248	0.114	0.27	0.142	0.218	1.202	0.327	0	0.338	0.17	0.251	1.438
BNa	1.577	1.59	1.456	1.611	1.533	1.676	1.646	1.656	1.617	1.594	0.682	1.459	1.717	1.499	1.656	1.573	0.562
Sum_B	1.896	1.791	1.664	1.752	1.892	1.923	1.76	1.926	1.759	1.811	1.885	1.786	1.717	1.837	1.826	1.825	2
ACa	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ANa	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.172
AK	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.062	0	0	0	0	0	0
Sum_A	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.062	0	0	0	0	0	0.172
Sum_cat	14.896	14.791	14.664	14.752	14.892	14.923	14.76	14.926	14.759	14.811	14.947	14.786	14.784	14.837	14.826	14.825	15.172

Πίνακας Ι, συνέχεια.

Sample	10AD35B	10AD35B	10AD35B	10AD35B	10AD35B	10AD35B	10AD35B	10AD35B	10AD35B	10AD35B	10AD35B	10AD35B
Analysis	1.1	1.1	1.2	1.2	1.2	1.3	1.3	1.3	1.4	1.4	1.5	1.7
Location	4a	5A	1a	3B	4a	2c	3B	5A	2c	3B	2c	3B
Mineral	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp
SiO2	44.32	45.95	46.66	42.14	44.01	44.11	42.14	44.8	44.76	43.47	44.58	44.8
TiO2		0.45		0.34	0.36	0.54	0.44	0.36		0.44		
Al2O3	7.92	8.85	9.12	11.72	8.63	10.74	11.54	8.89	9.54	11.83	9.08	10.09
FeO	23.4	19.38	23.33	19.77	19.48	21.54	19.84	21.17	22.78	24.04	24.86	23.76
MnO				0.43			0.42					
MgO	4.04	7.72	4.94	6.71	6.47	6.04	6.78	6.56	5.31	4.83	4.3	5.31
CaO	7.4	9.33	8.86	9.21	7.95	9.03	8.84	9.16	9.08	9.04	8.62	9.04
Na2O	2.68	2.49	2.31	2.99	2.76	2.59	3.01	2.38	2.5	3.11	2.36	2.6
K2O	0.52	0.65	0.44	0.51	0.79	0.96	0.59	0.46	0.34	0.48	0.31	0.39
Total	90.28	94.82	95.66	93.82	90.45	95.55	93.6	93.78	94.31	97.24	94.11	95.99
TSi	7.271	7.075	7.198	6.592	7.118	6.812	6.591	7.015	7.014	6.645	7.027	6.895
TAI	0.729	0.925	0.802	1.408	0.882	1.188	1.409	0.985	0.986	1.355	0.973	1.105
TFe3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TTi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum_T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
CAI	0.801	0.68	0.854	0.752	0.761	0.765	0.717	0.654	0.774	0.775	0.712	0.724
CCr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CFe3	0.365	0.191	0.242	0.48	0.249	0.345	0.596	0.358	0.335	0.501	0.565	0.548
CTi	0	0.052	0	0.04	0.044	0.063	0.052	0.042	0	0.051	0	0
CMg	0.988	1.772	1.136	1.565	1.56	1.39	1.581	1.531	1.24	1.101	1.01	1.218
CFe2	2.846	2.305	2.768	2.107	2.385	2.437	2	2.414	2.65	2.572	2.712	2.51
CMn	0	0	0	0.057	0	0	0.056	0	0	0	0	0
CCa	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum_C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
BMg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BFe2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BMn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BCa	1.301	1.539	1.464	1.544	1.378	1.494	1.481	1.537	1.524	1.481	1.456	1.491
BNa	0.699	0.461	0.536	0.456	0.622	0.506	0.519	0.463	0.476	0.519	0.544	0.509
Sum_B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
ACa	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ANa	0.153	0.283	0.155	0.451	0.243	0.27	0.394	0.259	0.284	0.403	0.177	0.267
AK	0.109	0.128	0.087	0.102	0.163	0.189	0.118	0.092	0.068	0.094	0.062	0.077
Sum_A	0.262	0.41	0.242	0.552	0.406	0.459	0.512	0.351	0.352	0.496	0.239	0.343
Sum_cat	15.262	15.41	15.242	15.552	15.406	15.459	15.512	15.351	15.352	15.496	15.239	15.343

Πίνακας II. Χημικές αναλύσεις γρανατών από μεταβασίτες. Η κατανομή κατιόντων έγινε με βάση τα 12 οξυγόνα. Ο τρισθενής σίδηρος υπολογίστηκε για σύνολο 8 κατιόντων.

Sample	10AD35	10AD35	10AD35	10AD35	10AD35	10AD35	10AD35	10AD35	10AD35	10AD35	10AD35	10AD35	10AD35	10AD35
Analysis	1_1rim	1_1_rim	1_2rim	1_2ri_co	1_3core	1_3ri_co	1_4core	1_4ri_co	1_5core	1_5ri_co	1_6rim	1_7rim	1_core_1	1_core_2
Location	4	1	4	1	1	4	1	4	1	4	1	1	3	3
Mineral	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar
SiO ₂	37.19	37.31	36.88	36.93	36.82	36.57	37.82	37.28	36.93	37.21	37.39	37.7	35.77	35.11
TiO ₂														
Al ₂ O ₃	19.85	19.44	17.6	18.52	16.96	15.04	18.02	20.2	15.96	15.54	19.88	20.1	15.15	15.24
Cr ₂ O ₃														
FeO	24.06	21.78	21.22	24.26	26.08	27.77	25.56	21.67	27.15	26.82	21.05	21.13	16.25	10.19
Fe ₂ O ₃														
MnO	9.69	14.55	13.32	13.8	15.78	14.88	15.3	13.96	16.58	15.8	14.16	13.39	26.04	34.39
MgO	1.82	1.03	0.97	0.59	0.83	1.17	0	1.46	0.92	0.89	1.21	1.26	0.71	0.53
CaO	6.02	6.86	8.33	6.01	3.54	3.24	4.85	5.56	2.81		6.3	6.4	3.04	1.43
Total	98.63	100.97	98.32	100.11	100.01	98.67	101.55	100.13	100.35	96.26	99.99	99.98	96.96	96.89
FeOcalc	22.857	20.691	20.159	23.047	24.776	26.382	24.282	20.587	25.793	25.479	19.998	20.074	15.438	9.68
Fe ₂ O ₃ calc	1.337	1.21	1.179	1.348	1.449	1.543	1.42	1.204	1.508	1.49	1.169	1.174	0.903	0.566
Totalcalc	98.76	101.09	98.44	100.25	100.16	98.83	101.69	100.25	100.50	96.41	100.11	100.10	97.05	96.95
TSi	3.034	2.996	3.041	3.014	3.037	3.069	3.069	3.008	3.05	3.213	3.023	3.043	3.058	3.019
TAI	0	0.004	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum_T	3.034	3	3.041	3.014	3.037	3.069	3.069	3.008	3.05	3.213	3.023	3.043	3.058	3.019
AlVI	1.907	1.834	1.709	1.78	1.647	1.486	1.722	1.919	1.552	1.58	1.893	1.911	1.525	1.543
Fe ₃	0.082	0.073	0.073	0.083	0.09	0.097	0.087	0.073	0.094	0.097	0.071	0.071	0.058	0.037
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum_A	1.989	1.907	1.782	1.862	1.737	1.584	1.809	1.992	1.646	1.677	1.964	1.982	1.583	1.58
Fe ₂	1.56	1.389	1.39	1.573	1.709	1.852	1.648	1.389	1.782	1.84	1.352	1.355	1.104	0.696
Mg	0.221	0.123	0.119	0.072	0.102	0.146	0	0.176	0.113	0.115	0.146	0.152	0.09	0.068
Mn	0.67	0.99	0.93	0.954	1.102	1.058	1.052	0.954	1.16	1.156	0.97	0.915	1.886	2.505
Ca	0.526	0.59	0.736	0.525	0.313	0.291	0.422	0.481	0.249	0	0.546	0.553	0.278	0.132
Na	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum_B	2.977	3.093	3.176	3.124	3.226	3.347	3.122	3	3.304	3.11	3.013	2.975	3.358	3.401
Sum_cat	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Alm	52.391	44.929	43.776	50.348	52.971	55.32	52.797	46.313	53.931	0	44.871	45.538	32.866	20.471
And	4.121	3.829	4.1	4.439	5.171	6.145	4.789	3.665	5.689	0	3.619	3.594	3.664	2.316
Gross	13.557	15.255	19.074	12.382	4.525	2.559	8.721	12.36	1.838	0	14.492	15.007	4.628	1.558
Pyrope	7.436	3.987	3.755	2.298	3.163	4.373	0	5.855	3.429	0	4.84	5.095	2.694	1.998
Spess	22.495	31.999	29.295	30.534	34.17	31.602	33.693	31.808	35.112	0	32.179	30.765	56.148	73.656
Uvaro	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
XCagnt	0.177	0.191	0.232	0.168	0.097	0.087	0.135	0.16	0.075	0	0.181	0.186	0.083	0.039
XFegnt	0.524	0.449	0.438	0.504	0.53	0.553	0.528	0.463	0.539	0.591	0.449	0.455	0.329	0.205
XMggnt	0.074	0.04	0.037	0.023	0.032	0.044	0	0.059	0.034	0.037	0.048	0.051	0.027	0.02
Fe_Mggnt	7.059	11.293	11.681	21.847	16.755	12.685	0	7.892	15.77	16	9.26	8.914	12.267	10.235

Πίνακας II, συνέχεια.

Sample	10AD35	10AD35	10AD35	10AD35	10AD35	10AD35	10AD35	10AD35	10AD35	10AD35
Analysis	1_core_3	1_core_4	1_core_5	1_rim	1_rim_2	1_rim_6	1_rim_7	1_rim_8	Gar_2_sm	sm_Gar_2
Location	3	3	3	3	3	3	3	3	1	3
Mineral	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar
SiO2	35.48	36.45	36.58	36.4	36.43	36.26	37.61	38.52	37.35	37.83
TiO2										
Al2O3	16.76	16.29	16.21	19.29	19.61	19.21	19.05	20.04	20.03	20.08
Cr2O3										
FeO	4.95	5.05	5.99	18.86	17.46	18.47	20.5	20.59	20.87	20.58
Fe2O3										
MnO	41.07	38.82	38.3	14.82	17.27	16.06	14.1	12.26	13.74	14.18
MgO				1.24	1.24	1.28	1.44	1.44	1.08	1.35
CaO	1.73	1.77	2.51	6.49	5.78	5.88	5.83	7.15	6.92	5.87
Total	99.99	98.38	99.59	97.1	97.79	97.16	98.53	100	99.99	99.89
FeOcalc	4.703	4.797	5.691	17.917	16.587	17.547	19.475	19.561	19.827	19.551
Fe2O3calc	0.275	0.281	0.333	1.048	0.97	1.026	1.139	1.144	1.159	1.143
Totalcalc	95.04	93.33	93.60	78.24	80.33	78.69	78.03	79.41	79.12	79.31
TSi	2.957	3.081	3.054	3.026	3.011	3.017	3.085	3.096	3.017	3.057
TAI	0.043	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum_T	3	3.081	3.054	3.026	3.011	3.017	3.085	3.096	3.017	3.057
AlVI	1.602	1.622	1.594	1.888	1.909	1.883	1.84	1.897	1.905	1.911
Fe3	0.017	0.018	0.021	0.065	0.06	0.064	0.07	0.069	0.07	0.069
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum_A	1.619	1.64	1.615	1.954	1.969	1.947	1.911	1.966	1.976	1.98
Fe2	0.328	0.339	0.397	1.246	1.146	1.221	1.336	1.315	1.339	1.321
Mg	0	0	0	0.154	0.153	0.159	0.176	0.173	0.13	0.163
Mn	2.899	2.78	2.709	1.043	1.209	1.132	0.98	0.835	0.94	0.971
Ca	0.154	0.16	0.225	0.578	0.512	0.524	0.512	0.616	0.599	0.508
Na	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum_B	3.381	3.279	3.331	3.021	3.02	3.036	3.004	2.938	3.008	2.963
Sum_cat	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Alm	9.693	10.343	11.931	41.234	37.962	40.219	44.472	44.756	44.521	44.597
And	1.064	1.087	1.293	3.351	3.061	3.297	3.676	3.515	3.563	3.507
Gross	3.504	3.802	5.449	15.785	13.887	13.97	13.38	17.444	16.345	13.647
Pyrope	0	0	0	5.087	5.059	5.23	5.862	5.873	4.323	5.489
Spess	85.739	84.768	81.328	34.544	40.032	37.284	32.61	28.411	31.249	32.76
Uvaro	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
XCagnt	0.046	0.049	0.068	0.191	0.17	0.173	0.17	0.21	0.199	0.171
XFegnt	0.097	0.103	0.119	0.412	0.379	0.402	0.445	0.447	0.445	0.446
XMggnt	0	0	0	0.051	0.051	0.052	0.059	0.059	0.043	0.055
Fe_Mggnt	0	0	0	8.091	7.49	7.679	7.591	7.601	10.3	8.104

Βιβλιογραφία

- Ague, J., (2007), Models of permeability contrasts in subduction zone mélange : Implications for gradients in fluid fluxes, Syros and Tinos islands, Greece, *Chemical geology*, 239, 217 – 227.
- Andriessen, P. G. Banga, & E. Hebeda., (1987), Isotopic age study of pre – Alpine rocks in the basal units on Naxos, Sikinos and Ios, Greek Cyclades, *Geologie en Mijnbouw*, 66, 3 – 14.
- Avigad, D. & Garfunkel, Z., (1989), Low angle faults above and below a blueschist belt-Tinos island, cyclades, Greece, *Terra Nova*, 1, 182 – 187.
- Avigad, D. & Z. Garfunkel., (1991), Uplift and exhumation of high pressure metamorphic terrains : the example of the Cycladic blueschist belt (Aegean sea), *Tectonophysics*, 188, 357 – 372.
- Avigad, D., (1993), Tectonic juxtaposition of blueschists and greenschists in Sifnos island (Aegean Sea) – implications for the structure of the Cycladic blueschist belt, *Journal of Structural Geology*, 15(12), 1459 – 1469.
- Avigad, D. L. Jolivet. J. Azanon., (1997), Back arc extension and denudation of Mediterranean eclogites, *Tectonics*, 16, 924 – 941.
- Be’eri-Shevin, Y. D. Avigad & A. Matthews., (2009), Granitoid intrusion and high temperature metamorphism in the Asteroussia Unit, Anafi Island (Greece) : Petrology and geochronology, *Isr. J. Earth Sci*, 58, 13 – 27.
- Bond, C. R. Butler & J. Dixon., (2007), Co-axial horizontal stretching within extending orogens: the exhumation of HP rocks on Syros (Cyclades) revisited, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ*, 272, 203 – 222.
- Bonneau, M., (1984), Correlation of the Hellenide nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction. In Dixon. J.E., Robertson, A.H.F (Eds), Geological evolution of the Eastern Mediterranean, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ*. 17, 517 – 527.

Boronkay, K & Doutsos ,T., (1994), Transpression and Transtension within different structural levels in the central Aegean region, *Journal of Structural Geology* , 16(11), 1555 – 1573.

Bousquet, R., R. Oberhänsli, B. Goffé, M. Widerkehr, F. Koller, S. M. Schmid, R. Schuster, M. Engi, A. Berger, & G. Martinotti., (2008), Metamorphism of metasediments at the scale of an orogen : a key to the Tertiary geodynamic evolution of the Alps, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ*, 298, 393 – 411.

Brady, J. M. Markley, J. Schumacher, J. Cheney, G. Biancardi., (2004), Aragonite pseudomorphs in high-pressure marbles of Syros, Greece, *Journal of Structural Geology*, 26, 3 – 9.

Brocker, M & L. Franz., (1998), Rb – Sr isotope studies on Tinos Island (Cyclades, Greece) :additional time constraints for metamorphism, extent of infiltration – controlled overprinting and deformational activity, *Geological Magazine*, 135(3), 369 – 382.

Brocker, M & M. Enders., (1999), U–Pb zircon geochronology of unusual eclogite-facies rocks from Syros and Tinos (Cyclades, Greece), *Geological Magazine*, 136(2), 111 – 118.

Brocker, M. D. Bieling, B. Hacker & P. Gans., (2004), High-Si phengite records the time of greenschists facies overprinting:implications for models suggesting mega-detachments in the Aegean Sea, *J. metamorphic Geol*, 22, 427 – 442.

Brocker, M & L. Franz., (2006), Dating metamorphism and tectonic juxtaposition on Andros Island (Cyclades, Greece) : results of a Rb – Sr study, *Geological Magazine*, 143, 609 – 620.

Brocker, M & R. Pidgeon., (2007), Protolith Ages of Meta-igneous and Metatuffaceous Rocks from the Cycladic Blueschist Unit, Greece : Results of a Reconnaissance U – Pb Zircon Study, *The Journal of Geology*, 115, 83 – 98.

Brun, J.P. C. Faccenna., (2008), Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback, *Earth and Planetary Science Letters*, 272, 1 – 7.

Bulle, F. M. Brocker, C. Gartner & A. Keasling., (2010), Geochemistry and geochronology of HP mélanges from Tinos and Andros, Cycladic blueschist belt, Greece, *Lithos*, 117, 61 – 81.

Cloos, M., (1993), Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis : Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts, *Geological Society of America Bulletin*, 105, 715 – 737.

Deer, W.A., R.A. Howie & J. Zussman., (1997), Rock-Forming Minerals, Double-chain Silicates, 2B Second edition, The Geological Society, London.

De Paor, D., (2006), Strain and Kinematic analysis, On line Lab Manual.

Doutsos, T .G. Pe – Piper, K. Boronkay & I. Koukouvelas., (1993), Kinematics of the Central Hellenides, *Tectonics*, 12 (4), 936 – 953.

Dürr, S, R. Altherr, J. Keller, M. Okrusch, E. Seidel., (1978), The Median Aegean Crystalline belt : stratigraphy , structure , metamorphism , magmatism. In : Closs, H. Roeder, D. Schmidt (Eds.), Alps, Apennines, Hellenides. I.U.C.G.S. report. 38, 455 – 476.

Ernst, W. G., (1988), Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist P – T paths, *Geology*, 16, 1081 – 1084.

Faccenna, C. L. Jolivet, C. Piromallo & A. Morelli., (2003), Subduction and the depth of convection in the Mediterranean mantle, *Journal of Geophysical Research*, 108 (B2), 2099.

Forster, M. G. Lister., (2005), Several distinct tectono-metamorphic slices in thw Cycladic eclogite-blueschist belt, Greece, *Contributions to mineralogy and petrology*, 150, 523 – 545.

Forster, M & G. Lister., (2009), Core-complex-related extension of the Aegean Lithosphere initiated at the Eocene-Oligocene transition, *Journal of Geophysical Research*, 114, 2401

Ganne, J., F. Bussy & O. Vidal, (2003), Multi-stage Garnet in the Internal Briançonnais Basement (Ambin Massif, Savoy) : New Petrological Constraints on the Blueschist – facies Metamorphism in the Western Alps and Tectonic Implications, *Journal of Petrology*, 44, 1281 – 1308.

Gautier, P., (1994), Geometrie crustale et cinématique de l'extension tardi - orogénique dans le domaine centre – égéen (îles de Cyclades et d'Eubée, Grèce). Unpublished Thesis, Université des Rennes.

Godfiaux, I., (1962), Sur la présence de l'Eocène dans les calcaires supérieurs de l'Olympe (Thessalie septentrionale, Grèce), *Bull. Soc. Geol. Fr*, 4, 49 – 54.

Goodwin, L & P. Williams, (1996), Deformation path partitioning within a transpressive shear zone, Marble Cove, Newfoundland, *Journal of Structural Geology*, 18(8), 975 – 990.

Hawthorne, F.C., R. Oberti., (2007), Classification of the Amphiboles, *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 67, 55 – 88, Mineralogical Society of America.

Huet, B. L. Labrousse & L. Jolivet., (2009), Thrust or detachment ? Exhumation processes in the Aegean : Insight from a field study on Ios (Cyclades, Grèce), *Tectonics*, 28, TC3007.

Jansen, J & R. Schuiling., (1976), Metamorphism on Naxos : petrology and geothermal gradients, *American Journal of Science*, 276, 1225 – 1253.

Jolivet, L. G. Rimmele, R. Oberhänsli, B. Goffé, O. Candan., (2004), Correlation of syn-orogenic tectonic and metamorphic events in the Cyclades, the Lycian nappes and the Menderes massif, geodynamic implications, *Bull. Geol. Soc. Fr*, 175, 217 – 238.

Jolivet, L. E. Lecomte, B. Huet, Y. Denele, O. Lacombe, L. Labrousse, L. Le Pourhiet, C. Mehl., (2010), The North Cycladic Detachment System, *Earth and Planetary Science Letters*, 289, 87 – 104.

Katsikatos, G. G. Migros, G. Triantaphyllis & A. Mettos., (1986). Geological structure of internal Hellenides (E. Thessaly – SW. Macedonia, Euboea – Attica – Northern Cyclades

islands and Lesvos). *IGME Geological and Geographical Research*, Special Issue, 191 – 212.

Katzir, Y, D. Avigad, A. Matthews, Z. Garfunkel & B. Evans., (2000), Origin, HP/LT metamorphism and cooling of ophiolitic mélanges in southern Evia (NW Cyclades), Greece, *J. metamorphic Geol.*, 18, 699 – 718.

Katzir, Y. Z, Garfunkel. D. Avigad & A. Matthews., (2007), The geodynamic evolution of the Alpine orogen in the Cyclades (Aegean Sea, Greece) : insights from diverse origins and modes of emplacement of ultramafic rocks, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 291, 17 – 40.

Keiter, M. K. Piepjohn, C. Ballhaus, M. Lagos, M. Bode., (2004), Structural development of high-pressure metamorphic rocks on Syros island (Cyclades, Greece), *Journal of Structural Geology* ,26, 1433 – 1445

Keiter, M. C. Ballhaus & F. Tomaschek., (2011), A new Geological Map of the Island of Syros (Aegean Sea, Greece) : Implications for lithostratigraphy and structural history of the Cycladic Blueschist unit, *Geological Society of America Special Paper* 481.

Knowles, C.R., (1987), A BASIC program to recast garnet end-members, *Computers and Geosciences*, 13, 655 – 658.

Kohn, M.J., (2003), Geochemical zoning in Metamorphic Minerals, ,3, 229 – 261, *Treatise on Geochemistry*, Elsevier.

Kruhl, J.H., (1998), Reply: Prism and basal plane parallel subgrain boundaries in quartz : a microstructural geothermobarometer, *J. metamorphic Geol.*, 16. 142 – 146.

Kuiper, Y. S. Lin, D. Jiang., (2011), Deformation partitioning in transpressional shear zones with an along- strike stretch component : An example from the Superior Boundary Zone, Manitoba, Canada, *Journal of Structural Geology*, 33, 192 – 202.

Law, R.D., (1990), Crystallographic fabrics : a selective review of their applications to research in structural geology., In : Kinipe, R. J & Rutter, E. H. (eds), Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 54, 335 – 352.

Leake et al., (1997), Nomenclature of Amphiboles : Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new Minerals and Mineral Names, *The Canadian Mineralogist*, 35, 219 – 246.

Liati, A. Gebauer, D, Fanning, M., (2004), The age of ophiolitic rocks of the Hellenides (Vourinos, Pindos, Crete) : first U – Pb ion microprobe (SHRIMP) zircon ages, *Chemical Geology*, 207, 171 – 188.

Lin, S. Jiang, D & P. Williams., (1998), Transpression (or transtension) zones of triclinic symmetry : natural example and theoretical modeling., In : Holdsworth, R., E. Strachan., & Dewey, J.F (eds) 1998. Continental Transpressional and Transtensional Tectonics, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 135, 4157.

Lisle, R., (1977), Clastic grain shape and orientation in relation to cleavage from the Aberystwyth Grits, Wales, *Tectonophysics*, 39, 381 – 395.

Lisle, R., (1985), Geometrical Strain Analysis, a Manual for the Rf – ϕ Technique. Pergamon Press, Oxford, 99pp.

Lister, G. G. Banga, A. Feenstra., (1984), Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece, *Geology*, 12, 221 – 225.

Maekawa, H., M. Shozui, T. Ishii., P. Fryer ., & J. Pearce., (1993), Blueschist metamorphism in an active subduction zone, *Nature*, 364, 520 – 523.

Matthews, A & M., Schliestedt (1984), Evolution of the blueschist and greenschist facies rocks of Sifnos, Cyclades, Greece. A stable isotope study of subduction-related metamorphism, *Contributions to mineralogy and petrology*, 88, 150 – 163.

Mehl, C. L. Jolivet, O. Lacombe & G. Rimmelé., (2007), Structural evolution of Andros (Cyclades, Greece): a key to the behavior of a (flat) detachment within an extending continental crust, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* , 291, 41 – 73.

- Melidonis, M.G., (1980), The geology of Greece : the geological structure and mineral deposits of Tinos island (Cyclades, Greece). Institute of Geological Mineral Exploration, 13, 1 – 80.
- Mocek, B., (2001), Geochemical evidence for arc- type volcanism in the Aegean Sea : The blueschist unit of Siphnos, Cyclades (Greece), *Lithos*, 57, 263 – 289.
- Mukhin, P.,(1996), The metamorphosed olistostromes and turbidites of Andros Island, Greece, and their tectonic significance, *Geological Magazine*, 133(6), 697 – 711.
- Mulchrone, K., P. Meere & K. Roy Choudhury., (2005), SAPE : a program for semi-automatic parameter extraction for strain analysis, *Journal of Structural Geology*, 27, 2084 – 2098.
- Okay, A., (1989), Alpine – Himalayan blueschists, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 17, 55 – 87.
- Okrusch, M & M. Brocker., (1990), Eclogites associated with high-grade blueschists in the Cyclades archipelago, Greece : A review, *Eur. J. Mineral.*, 2, 451 – 478.
- Parra, T. O. Vidal, L. Jolivet., (2002), Relation between the intensity of deformation and retrogression in blueschist metapelites of Tinos Island (Greece) evidenced by chlorite – mica local equilibria, *Lithos*, 63, 41 – 66.
- Papanikolaou, D., (1978), Contribution to the geology of the Aegean Sea, the Island of Andros. *Annales Geologiques des Pays Helleniques*, 29(2), 477 – 553.
- Papanikolaou, D. J., (1984), The three metamorphic belts of the Hellenides : a review and a kinematic interpretation. In Dixon. J.E., Robertson, A.H.F (Eds), Geological evolution of the Eastern Mediterranean *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 17, 551 – 560.
- Papanikolaou, D., (1987), Tectonic evolution of the Cycladic blueschist belt (Aegean Sea, Greece). Chemical Transport in Metasomatic Processes, NATO ASI series, Reidel Publ., 429 – 450.

Patriat, M., (1996), Etude de la transition cassant – ductile en extension, application au transect Olympe – Naxos, Grece. Unpublished these de Doctorat, Universite Pierre et Marie Currie, Paris.

Passchier, C.W., (1997), The Fabric Attractor, *Journal Of Structural Geology*, 19(1), 113 – 127.

Passchier, C. & Trouw, R., (2005), *Microtectonics*, Springer.

Perraki, M & E. Mposkos., (2001), New constraints for the Alpine HP metamorphism of the Ios basement, Cyclades, Greece, *Bulletin of the Geological Society of Greece*, XXXIV/3, 977 – 984.

Perraki, M. E. Mposkos, G. Hoinkes, A. Orfanoudaki., (2002), Amphibole zonation in glaucophane schists, epidote amphibolites and albite gneisses as a guide to the metamorphic evolution of the Pelagonian Zone, E. Thessaly, Greece. Proceedings of the XVIIth Congress of the Carpathian Geological Association, Bratislava, Slovakia, *Geologica Carpathica*, 53, 146 – 165.

Philippon, M. J.P Brun, F. Gueydan., (2011), Tectonics of the Syros blueschists (Cyclades, Greece) : From subduction to Aegean exhumation, *Tectonics*, 30(4), TC002810

Reinecke, T., (1982), Cymrite and Celsian in Manganese-Rich Metamorphic Rocks from Andros Island/Greece, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79, 333 – 336.

Reinecke, T., (1986), Phase relationships of sursassite and other Mn-silicates in highly oxidized low-grade, high pressure metamorphic rocks from Evvia and Andros islands, Greece, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94, 110 – 126.

Rickwood, C.P., (1968), On recasting analyses of Garnet into end-member molecules, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 18, 175 – 198.

Ring, U & P. W Layer., (2003), High Pressure metamorphism in the Aegean , eastern Mediterranean : Underplating and exhumation from the Late Cretaceous until the

Miocene to Recent above the retreating Hellenic subduction zone, *Tectonics*, 22 (3), 1022, TC001350.

Ring, U. J. Glodny, T. Will, S. Thomson., (2007), An Oligocene extrusion wedge of blueschist-facies nappes on Evia, Aegean Sea, Greece : implications for the early exhumation of high-pressure rocks, *Journal of the Geological Society, London*, 164, 637 – 652.

Ring, U. J. Glodny, T. Will & S. Thomson., (2010), The Hellenic Subduction System : High-Pressure Metamorphism, Exhumation, Normal Faulting, and Large-Scale Extension, *Annual Rev. Earth Planet. Sci*, 38, 45 – 76.

Robin, P.Y & Cruden, A., (1994), Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones, *Journal of Structural Geology*, 16(4), 447 – 466.

Rock, N.M.S & B.E. Leak., (1984), The International Mineralogical Association amphibole nomenclature scheme : computerization and its consequences. *Mineral. Mag*, 48, 211 – 227.

Rosenbaum, G. D. Avigad, M. Sánchez – Gomez., (2002), Coaxial flattening at deep levels of orogenic belts :evidence from blueschists and eclogites on Syros and Sifnos, *Journal of Structural Geology*, 24, 1451 – 1462.

Royden, L.H., (1993), The tectonic expression Slab Pull at continental convergent boundaries, *Tectonics*, 12(2), 303 – 325.

Rubatto, D., D. Regis, J. Hermann, K. Boston, M. Engi, M. Beltrando & S. McAlpine., (2011), Yo – yo subduction recorded by accessory minerals in the Italian Western Alps, *Nature Geoscience*, 4, 338 – 342.

Schliestedt, M & A. Matthews., (1987), Transformation of blueschist to greenschist facies rocks as a consequence of fluid infiltration, Sifnos (Cyclades), Greece, *Contributions to mineralogy and petrology*, 97, 237 – 250.

Schliestedt, M., M. V. Bartsch, V. Carl, M. Matthews, F. Henjes – kunst., (1994), The P – T path of greenschist facies rocks from the island of Kithnos (Cyclades, Greece), *Chemie der Erde*, 54, 281 – 296.

Schmädicke, E., & T.M Will., (2003), Pressure – temperature evolution of blueschist facies rocks from Sifnos, Greece, and implications for the exhumation of high pressure rocks in the Central Aegean , *J. metamorphic Geol*, 21, 799 – 811.

Schumacher, J. J. Brady, J. Cheney & R. Tonnsen., (2008), Glaucophane bearing Marbles on Syros, Greece, *Journal of Petrology*, 49, 1667 – 1686.

Shaked, Y. D. Avigad, & Z. Garfunkel., (2000), Alpine high pressure metamorphism at the Almyropotamos window (Southern Evia, Greece), *Geological Magazine*, 137, 367 – 380.

Siivola, J., & R. Schmid., (2007), Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: List of Mineral abbreviations. IUGS Commission on the Systematics in Petrology.

Spear, F.S., J. Selverstone, D. Hickmott, P. Crowley, K.V. Hodges., (1984), P-T paths from garnet zoning: A new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes, *Geology*, 12, 87 – 90.

Spear, F., (1993), Metamorphic Phase Equilibria and Pressure – Temperature – Time Paths, Mineralogical society of America, Bookcrafters.

Spear, F. D. Wark, J. Cheney, J. Schumacher, E. Bruce Watson., (2006), Zr-in-rutile thermometry in blueschists from Sifnos, Greece, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 152, 375 – 385.

Spear, F & J. Cheney., (2009), Petrologic evidence for episodic subduction, *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 41 (7), 357.

Stern, R. J., (2002), Subduction zones, *Reviews of Geophysics*, 40 (4), 1012.

- Sullivan, W., R. Law., (2007), Deformation partitioning within the transpressional White Mountain shear zone, California and Nevada, *Journal of Structural Geology*, 29, 583 – 598.
- Tagami, M., T. Takeshita., (1998), C-Axis fabrics and microstructures in quartz schist from the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan, *Journal of Structural Geology*, 20(11), 1549 – 1568.
- Tomaschek, F. A. Kennedy, I. Villa, M. Lagos & C. Ballhaus., (2003), Zircons from Syros, Cyclades, Greece – Recrystallization and mobilization of Zircon during High – Pressure Metamorphism. *Journal of Petrology*, 44, 1977 – 2002.
- Toy, V.G. D. Prior, R.J. Norris., (2008), Quartz fabrics in the Alpine fault mylonites : Influence of pre-existing preferred orientations on fabric development during progressive uplift, *Journal of Structural Geology*, 30, 602 – 621.
- Trotet, F. L. Jolivet, O. Vidal., (2001), Tectonometamorphic evolution of Syros and Sifnos islands (Cyclades, Greece), *Tectonophysics*, 338, 179 – 206.
- Tuccillo, M.E., E.J. Essene, B.A. van der plujim., (1990), Growth and retrograde zoning in garnets from high-grade metapelites : Implications for pressure-temperature paths, *Geology*, 18, 839 – 842.
- Vandenberg, L & G. Lister., (1996), Structural analysis of basement tectonites from the Aegean metamorphic core complex of Ios, Cyclades, Greece, *Journal of Structural Geology*, 18 (12), 1437 – 1454.
- Whitney, D., C. Teyssier, E. Toraman, N.C.A Seaton, & A. Fayon., (2011), Metamorphic and tectonic evolution of a structurally continuous blueschist-to-Barrovian terrane, Sivrihisar Massif, Turkey, *J. metamorphic Geol*, 29, 193 – 212.
- Wood, R.M., (1980), Compositional zoning in sodic amphiboles from the blueschist facies, *Mineralogical Magazine*, 43, 741 – 752.

Xypolias, P. S. Kokkalas, K. Skourlis., (2003), Upward extrusion and subsequent transpression as a possible mechanism for the exhumation of HP/LT rocks in Evia Island (Aegean Sea, Greece), *Journal of Geodynamics*, 35, 303 – 332.

Xypolias, P. D. Spanos, V. Chatzaras, S. Kokkalas & I. Koukouvelas., (2010), Vorticity of flow in ductile thrust zones : examples from the Attico-Cycladic Massif (Internal Hellenides, Greece), *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ*, 335, 687 – 714.

Xypolias, P., I. Iliopoulos, V. Chatzaras, & S. Kokkalas., (2012), Subduction- and -exhumation related structures in the Cycladic blueschists : Insights from south Evia Island (Aegean region, Greece), *Tectonics*, 31, TC2001.

Yardley, B.W.D., (1977), An empirical study of diffusion in garnet, *American Mineralogist*, 62, 793 – 800.

Ziv, A. Y. Katzir, D. Avigad, Z. Garfunkel., (2010), Strain development and kinematic significance of the Alpine folding on Andros (Western Cyclades, Greece), *Tectonophysics*, 488, 248 – 255.

Ηλιόπουλος Ι., Πετρογένεση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων της νήσου Ικαρίας, Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Πατρών, 439 σ.

Μπαζιώτης, Ι., (2008), Πετρολογία και γεωχημεία των μεταμορφωμένων σχηματισμών της Αττικής, Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 410 σ.

Παπανικολάου, Δ., (1978), Γεωλογικά έρευναι εις την νήσον Άνδρον, Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 231 σ.