



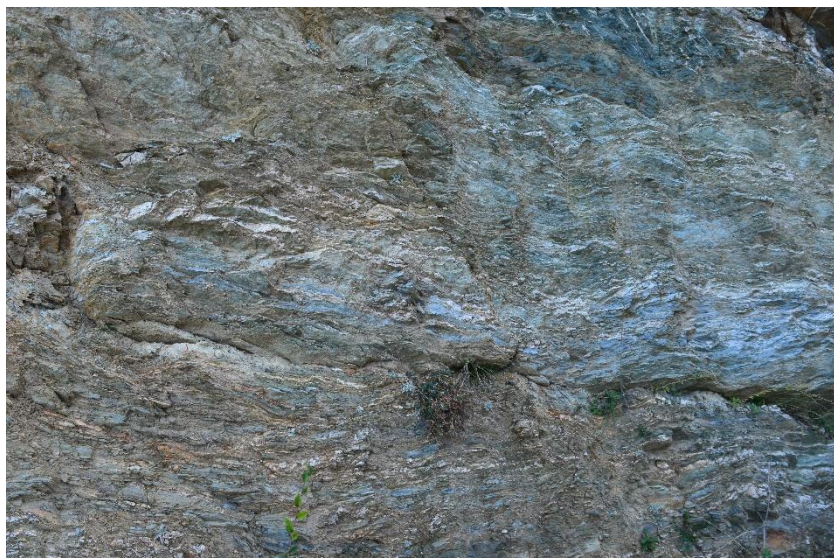
ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ – ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ - ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



ΦΩΤΙΟΣ Α. ΚΥΡΙΑΚΙΔΗΣ

ΠΕΤΡΟΓΕΝΕΣΗ ΓΛΑΥΚΟΦΑΝΙΤΙΚΩΝ ΣΧΙΣΤΟΛΙΘΩΝ ΚΑΙ ΟΙ
ΕΜΦΑΝΙΣΕΙΣ ΤΟΥΣ ΣΤΟ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΟΡΟΓΕΝΕΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2019





ΦΩΤΙΟΣ Α. ΚΥΡΙΑΚΙΔΗΣ
Φοιτητής Τμήματος Γεωλογίας, ΑΕΜ: 5434

ΠΕΤΡΟΓΕΝΕΣΗ ΓΛΑΥΚΟΦΑΝΙΤΙΚΩΝ ΣΧΙΣΤΟΛΙΘΩΝ ΚΑΙ ΟΙ ΕΜΦΑΝΙΣΕΙΣ
ΤΟΥΣ ΣΤΟ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΟΡΟΓΕΝΕΣ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας
Τομέας Ορυκτολογίας – Πετρολογίας - Κοιτασματολογίας

Επιβλέπουσα

ΛΑΜΠΡΙΝΗ Χ. ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΥ



© Φώτιος Α. Κυριακίδης, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Ορυκτολογίας – Πετρολογίας - Κοιτασματολογίας, 2019

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

ΠΕΤΡΟΓΕΝΕΣΗ ΓΛΑΥΚΟΦΑΝΙΤΙΚΩΝ ΣΧΙΣΤΟΛΙΘΩΝ ΚΑΙ ΟΙ ΕΜΦΑΝΙΣΕΙΣ ΤΟΥΣ ΣΤΟ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΟΡΟΓΕΝΕΣ – *Διπλωματική Εργασία*

© Fotios A. Kiriakidis, School of Geology, Dept. of Mineralogy – Petrology – Economic Geology, 2019

All rights reserved.

PETROGENESIS OF BLUESCHISTS AND THEIR OCCURRENCES IN THE GREEK OROGEN – *Bachelor Thesis*

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.

Εικόνα Εξωφύλλου: Γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι της σειράς Αμπελακίων στον Όλυμπο (Ιωάννα Τσιουρλίνη®)



Περιεχόμενα

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	1
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	2
2.1 Συστατικές ομάδες	2
2.2 Μεταμορφικοί παράγοντες.....	4
2.2.1 Γενικά	4
2.2.2 Είδη μεταμόρφωσης	5
2.2.3 Κατώτερα και ανώτερα όρια μεταμορφικών παραγόντων	6
2.2.4 Κανόνας των Φάσεων.....	7
2.3.1 Γενικά	9
2.3.2 Διαγράμματα συστάσεων	11
2.4 Πετρογενετικά δίκτυα	13
2.5 Γεωθερμομετρία – Γεωβαρομετρία πετρωμάτων	14
3. ΓΛΑΥΚΟΦΑΝΙΤΙΚΟΙ ΣΧΙΣΤΟΛΙΘΟΙ.....	16
3.1 Γενικά.....	16
3.2 Γνωρίσματα και παραγενέσεις της γλαυκοφανιτικής φάσης	16
3.2.1 Μεταπηλιτικά πετρώματα	16
3.2.2 Ασβεστοπυριτικά πετρώματα	17
3.2.3 Χαλαζιοαστριούχα πετρώματα.....	17
3.2.4 Μεταϋπερβασίτες	17
3.2.5 Μεταβασίτες.....	17
3.3 Γνωρίσματα και παραγενέσεις των γλαυκοφανιτικών σχιστόλιθων.....	18
3.4 Αντιδράσεις και συνθήκες σχηματισμού - μετάβαση στην γλαυκοφανιτική φάση μεταμόρφωσης	19



3.5 Γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού.....	26
4. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ	29
4.1 Γενικά.....	29
4.2 Ελληνίδες γεωτεκτονικές ζώνες.....	29
4.2.1 Εσωτερικές Ελληνίδες ζώνες.....	31
4.2.2 Εξωτερικές Ελληνίδες ζώνες.....	32
4.2.3 Σχέση Εσωτερικών – Εξωτερικών ζωνών	33
4.3 Πελαγονική ζώνη	34
4.3.1 Λιθοστρωματογραφία της ζώνης.....	34
4.3.2 Τεκτονική εξέλιξη	36
4.3.3 Τεκτονικά παράθυρα	37
4.4 Αττικοκυκλαδική ζώνη	38
4.4.1 Λιθοστρωματογραφία της ζώνης.....	39
4.4.2 Τεκτονική εξέλιξη	40
4.4.3 Μεταμορφικοί πυρήνες.....	41
5. ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΕΛΛΗΝΙΚΩΝ ΕΜΦΑΝΙΣΕΩΝ ΓΛΑΥΚΟΦΑΝΙΤΙΚΩΝ ΣΧΙΣΤΟΛΙΘΩΝ	41
5.1 Πρωτόλιθοι.....	41
5.2 Ομοιότητες και διαφορές γλαυκοφανιτικών Πελαγονικής – Αττικοκυκλαδικής ..	43
5.2.1 Τεκτονικά κριτήρια.....	43
5.2.2 Πετρολογικά κριτήρια - Συνθήκες μεταμόρφωσης και παραγενέσεις	44
5.3 Συμπεράσματα.....	46
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	47
ABSTRACT	47
ΞΕΝΟΓΛΩΣΣΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	48



ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ 49

ΙΣΤΟΛΟΓΙΟ 49





ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Στο Ελληνικό ορογενές, όπως αυτό έχει διαμορφωθεί μέχρι σήμερα, παρατηρούνται θέσεις όπου εμφανίζονται ποικίλα πετρώματα, μεταξύ των οποίων και γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι. Η παρούσα εργασία εκπονείται στα πλαίσια του προγράμματος προπτυχιακών σπουδών του τμήματος γεωλογίας Α.Π.Θ. και στόχος αυτής αποτελεί η πετρογενετική μελέτη των γλαυκοφανιτικών σχιστόλιθων. Ειδικότερα, γίνεται μια προσπάθεια συγκριτικής μελέτης και συσχέτισης των πετρωμάτων αυτών στον Ελληνικό χώρο με στόχο την εξαγωγή συμπερασμάτων αναφορικά με την γεωτεκτονική εξέλιξη του Ελληνικού χώρου κατά το γεωλογικό παρελθόν.

Στο πρώτο μέρος της εργασίας γίνεται μια σύντομη περιγραφή των χαρακτηριστικών των μεταμορφωμένων πετρωμάτων και μια αναλυτική περιγραφή των γνωρισμάτων των γλαυκοφανιτικών σχιστόλιθων. Στο δεύτερο μέρος περιγράφεται η γεωτεκτονική δομή του Ελληνικού χώρου και επιδιώκεται μια συγκριτική μελέτη των γλαυκοφανιτικών σχιστόλιθων στις διάφορες θέσεις όπου εμφανίζονται.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την αναπληρώτρια καθηγήτρια του τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας κα. Παπαδοπούλου Λαμπρινή για την βοήθεια και την καθοδήγηση που μου παρείχε καθ' όλη την διάρκεια εκπόνησης αυτής της εργασίας καθώς και για την ανάθεση αυτού του θέματος. Επιπλέον θα ήθελα να ευχαριστήσω την Μαρία Νικοπούλου για την βοήθεια που μου παρείχε σχετικά με την δομή και τα βήματα που έπρεπε να ακολουθηθούν για την συγγραφή αυτής της εργασίας.



1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Τα πετρώματα του φλοιού της γης χωρίζονται με βάση τον τρόπο σχηματισμού τους σε τρεις μεγάλες κατηγορίες: τα πυριγενή, τα ιζηματογενή και τα μεταμορφωμένα. Ο όρος μεταμορφωμένα πετρώματα, χρησιμοποιείται για την περιγραφή μια ομάδας κρυσταλλικών πετρωμάτων που έχουν προέλθει από την ιστολογική, ορυκτολογική ή και χημική τροποποίηση προϋπαρχόντων πετρωμάτων σε στερεή κατάσταση. Οι τροποποιήσεις αυτές είναι εμφανείς μικροσκοπικά και μακροσκοπικά και περιλαμβάνουν την δημιουργία νέων ορυκτών που δεν συμμετέχουν ή συμμετέχουν σπάνια στις παραγενέσεις των πυριγενών και των ιζηματογενών πετρωμάτων, καθώς και την ιστολογική μετάπλαση του πετρώματος. Όταν στην μεταμόρφωση συμμετέχει και ρευστή φάση είναι δυνατόν να προκληθεί και χημική μεταβολή του αρχικού πετρώματος (Mason 2012).

Τα μεταμορφωμένα πετρώματα ως προϊόντα είναι συναρτήσεις της σύστασης των αρχικών πετρωμάτων καθώς και του είδους, της έντασης και του χρόνου δράσης των μεταμορφικών παραγόντων που έχουν επιδράσει σε αυτά. Για αυτό το λόγο στις επόμενες παραγράφους γίνεται η περιγραφή των χαρακτηριστικών των πρωτόλιθων, δηλαδή των αρχικών πετρωμάτων, καθώς και των μεταμορφικών παραγόντων αλλά και των χαρακτηριστικών γνωρισμάτων των μεταμορφωμένων πετρωμάτων (Mason 2012, Bucher & Grapes 2011).

2. ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΠΕΤΡΟΓΕΝΕΣΗΣ ΤΩΝ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΜΕΝΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

2.1 Συστατικές ομάδες

Όπως προαναφέρθηκε τα μεταμορφωμένα πετρώματα προέρχονται από προϋπάρχοντα πετρώματα που έχουν τροποποιηθεί σε στερεή κατάσταση. Με βάση τους Bucher & Grapes (2011), ανάλογα με το είδος και την χημική σύσταση του αρχικού πετρώματος, έχουν διακριθεί 7 ομάδες μεταμορφωμένων πετρωμάτων που καλούνται συστατικές ομάδες. Οι συστατικές αυτές ομάδες καθώς και τα χαρακτηριστικά τους, παρουσιάζονται στον πίνακα 2.1.

Πίνακας 2.1: Συστατικές ομάδες των μεταμορφωμένων πετρωμάτων

ΟΝΟΜΑ ΟΜΑΔΑΣ	ΠΡΩΤΟΛΙΘΟΣ	ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΓΝΩΡΙΣΜΑΤΑ
Πηλίτες	Ιζηματογενή πετρώματα πλούσια σε SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O	Πλούσια σε μαρμαρυγίες και χαλαζία
Χαλαζιοαστριούχα πετρώματα	Αρκοζικά ιζηματογενή ή λευκοκρατικά πυριγενή	Πλούσια σε χαλαζία και αστρίους
Ανθρακικά πετρώματα	Ιζηματογενή πετρώματα πλούσια σε ασβεστίτη και δολομίτη	Πλούσια σε ασβεστίτη και δολομίτη
Υπερβασικά πετρώματα	Υπερβασικά πυριγενή πλούσια σε MgO	Πλούσια σε σερπεντίνη, τάλκη, μαγνησίτη
Βασικά πετρώματα	Βασικά πυριγενή πλούσια σε Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO	Πλούσια σε χλωρίτη, αμφιβόλους, πυροξένους
Μάργες	Ιζηματογενή πετρώματα πλούσια σε αργιλικά ορυκτά και ασβεστίτη	Πλούσια σε μαρμαρυγίες, χαλαζία, ασβεστίτη – δολομίτη, Ca -ούχο πυρόξενο και αμφίβολο, ορυκτά της ομάδας του επιδότου, μαργαρίτη, σκαπόλιθο και βεζουβιανίτη.

Πετρώματα με διαφορετικές ολικές συστάσεις	Διάφορες κατηγορίες πετρωμάτων όπως κερατόλιθοι, εβαπορίτες, πυροκλαστικά υλικά, λατερίτες κ.α.	Διάφορες παραγενέσεις ανάλογα με το είδος του πρωτόλιθου
--	---	--

Οι γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι που αποτελούν αντικείμενο της παρούσας εργασίας, όπως θα αναλυθεί σε επόμενο κεφάλαιο, υπάγονται κυρίως στην συστατική ομάδα των μεταβασιτών.

2.2 Μεταμορφικοί παράγοντες

2.2.1 Γενικά

Η μεταμόρφωση ως διαδικασία, εξαρτάται από ορισμένους παράγοντες στους οποίους συγκαταλέγονται πρωτίστως η θερμοκρασία και η πίεση και δευτερευόντως η παρουσία και η σύσταση της ρευστής φάσης, οι παραμορφωτικές τάσεις και ο χρόνος. Τα πετρώματα του φλοιού της γης ισορροπούν θερμοδυναμικά στις συνθήκες που επικρατούν στην θέση που σχηματίστηκαν ή στη θέση που τα βρίσκουμε και η μεταβολή κάποιου από τους παραπάνω παράγοντες, διαταράσσει την ισορροπία των πετρωμάτων (Winter 2001).

Η θερμοκρασία όπως είναι γνωστό αυξάνει με το βάθος, έχει τιμή περίπου 15° C στην επιφάνεια όπου επικρατούν ατμοσφαιρικές συνθήκες και αυξάνει στο εσωτερικό της γης με μέσο ρυθμό 30° C/km (Παπαζάχος 2008).

Η πίεση διακρίνεται σε ισότροπη ή αλλιώς λιθοστατική πίεση και σε ανισότροπη πίεση. Η ισότροπη πίεση ασκείται ομοιόμορφα προς όλες τις κατευθύνσεις, οφείλεται στο βάρος των υπερκείμενων πετρωμάτων και αυξάνει ομαλά με το βάθος. Η ανισότροπη πίεση δεν ασκείται ομοιόμορφα και μπορεί να προκαλέσει την παραμόρφωση μιας μάζας πετρώματος είτε μεταβάλλοντας τον όγκο του είτε μεταβάλλοντας το σχήμα του. Γι' αυτό το λόγο χρησιμοποιείται ο όρος παραμορφωτικές τάσεις. Συνήθως οφείλεται στις κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών και έχει μεγαλύτερη τιμή σε ζώνες διάτμησης με έντονη τεκτονική δράση (Δημητριάδης 1988).

Η ρευστή φάση, όταν υπάρχει, μπορεί να αποτελείται από πτητικά συστατικά σε αέρια μορφή, να αποτελείται από διαλύματα σε υγρή μορφή ή να αποτελείται από αέρια και από

υγρό. Κύριο συστατικό της αποτελεί το H_2O που μπορεί να έχει μετεωρική ή μαγματική προέλευση και το CO_2 . Επίσης, συχνά συμμετέχουν σε μικρότερο ποσοστό τα αλογόνα χλώριο (Cl_2), φθόριο (F_2) και το βόριο (B). Η παρουσία της ρευστής φάσης μπορεί να επιταχύνει ορισμένες μεταμορφικές αντιδράσεις, χωρίς να παίρνει μέρος σ' αυτές, ενώ όταν απουσιάζει δύναται να μην μπορεί να συντελεστεί κάποια αντίδραση (Δημητριάδης 1988).

Ο χρόνος ως παράγοντας επηρεάζει έμμεσα την μεταμόρφωση καθώς χρειάζεται για την ολοκλήρωση των μεταμορφικών αντιδράσεων που συμβαίνουν σε ένα πέτρωμα. Οι περισσότερες αντιδράσεις είναι αργές και απαιτούν πολύ χρόνο μέχρι να επιτευχθεί εκ νέου η θερμοδυναμική ισορροπία την οποία τείνει να αποκτήσει το πέτρωμα και για αυτό το λόγο ο χρόνος αποτελεί παράγοντα που επηρεάζει τη μεταμόρφωση (Δημητριάδης 1988).

Από τους παραπάνω παράγοντες που περιγράφηκαν, η θερμοκρασία και η πίεση είναι αυτοί που ρυθμίζουν σχεδόν εξολοκλήρου την διαδικασία της μεταμόρφωσης. Αύξηση αυτών των παραμέτρων προκαλεί προϊούσα μεταμόρφωση σε ένα πέτρωμα ενώ ελάττωσή τους προκαλεί ανάδρομη μεταμόρφωση. Επειδή ωστόσο οι αντιδράσεις μιας ανάδρομης μεταμόρφωσης είναι πιο αργές, σπάνια αυτή είναι εμφανής σε πετρώματα που υπάρχουν στην επιφάνεια της γης και έτσι στα περισσότερα μεταμορφωμένα πετρώματα που συναντάμε, υπάρχουν τα σημάδια της προϊούσας μεταμόρφωσης. Οι μεγάλης κλίμακας κινήσεις που οφείλονται στην διαρκή κίνηση των λιθοσφαιρικών πλακών, αλλάζουν τη θέση των πετρωμάτων στον φλοιό της γης και συγκεκριμένα προκαλούν την βύθισή τους σε περιοχές όπου επικρατούν υψηλότερες θερμοκρασίες και πιέσεις ή την εκταφή τους στην επιφάνεια όπου επικρατούν επιφανειακές συνθήκες. Επομένως, η διαδικασία της μεταμόρφωσης είναι άρρηκτα συνδεδεμένη με την παγκόσμια τεκτονική (Δημητριάδης 1988).

2.2.2 Είδη μεταμόρφωσης

Ανάλογα με τα αίτια και τον τρόπο σχηματισμού τους τα μεταμορφωμένα πετρώματα υπάγονται σε 3 κατηγορίες: Πετρώματα προερχόμενα από θερμική μεταμόρφωση όταν ο κύριος παράγοντας που προκαλεί την μεταμόρφωση του πετρώματος είναι η θερμοκρασία, πετρώματα προερχόμενα από δυναμική μεταμόρφωση όταν ο κύριος παράγοντας μεταμόρφωσης είναι οι παραμορφωτικές τάσεις και πετρώματα προερχόμενα από περιοχική μεταμόρφωση όταν παράγοντας μεταμόρφωσης είναι η θερμοκρασία σε συνδυασμό με την πίεση (Winter 2001).

Στην θερμική μεταμόρφωση πηγή θερμότητας αποτελεί κάποια μαγματική διείσδυση η οποία καθώς ψύχεται ακτινοβολεί θερμότητα στα περιβάλλοντα πετρώματα και τους

προκαλεί μεταμόρφωση. Αυτού του είδους η μεταμόρφωση έχει τοπικό χαρακτήρα και η έντασή της εξαρτάται από το είδος του μάγματος που διεισδύει, το είδος των περιβαλλόντων πετρωμάτων καθώς και το βάθος στο οποίο γίνεται η διείσδυση (Mason 2012).

Στη δυναμική μεταμόρφωση οι έντονες παραμορφωτικές τάσεις που ασκούνται στα πετρώματα προέρχονται από τεκτονικές κινήσεις. Αυτές οι τάσεις εντοπίζονται κυρίως σε ζώνες ρηγμάτων και για αυτό το λόγο αυτού του είδους η μεταμόρφωση έχει τοπικό χαρακτήρα (Mason 1990).

Στην περιοχική μεταμόρφωση επηρεάζονται τεράστιοι όγκοι πετρωμάτων και αίτιο αποτελούν οι παγκόσμιας κλίμακας τεκτονικές κινήσεις, καθώς είναι αυτές που αλλάζουν την θέση και την ισορροπία των πετρωμάτων προκαλώντας την μεταμόρφωσή τους. Η θερμοκρασία και η πίεση στην περιοχική μεταμόρφωση κυμαίνεται σε ένα ευρύ φάσμα τιμών ανάλογα με την εκάστοτε κίνηση που συντελείται (Mason 2012).

Οι γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι, όπως θα περιγραφεί σε επόμενο κεφάλαιο, προκύπτουν από περιοχική μεταμόρφωση.

2.2.3 Κατώτερα και ανώτερα όρια μεταμορφικών παραγόντων

Η διαδικασία της μεταμόρφωσης ξεκινά σε χαμηλές θερμοκρασίες και πιέσεις και ολοκληρώνεται όταν αρχίσει η μερική τήξη του πετρώματος, οπότε πραγματοποιείται η μετάβασή του στα πυριγενή πετρώματα. Ανάλογα με το είδος του αρχικού πετρώματος οι θερμοκρασίες έναρξης της μεταμόρφωσης είναι της τάξης των $100 \pm 50^\circ \text{C}$ και η πίεση ίση με την ατμοσφαιρική όπως συμβαίνει στην περίπτωση της θερμικής μεταμόρφωσης. Τα εβαποριτικά και τα υαλώδη ηφαιστειακά πετρώματα είναι τα πιο επιρρεπή στη μεταμόρφωση και χρειάζονται χαμηλές θερμοκρασίες της τάξης των 80°C (Frost & Frost 2014).

Αναφορικά με το ανώτερο όριο των συνθηκών μεταμόρφωσης και πάλι το είδος του αρχικού πετρώματος και η ορυκτολογική του σύσταση παίζει καθοριστικό ρόλο καθώς κάθε ορυκτό είναι σταθερό σε διαφορετικό εύρος συνθηκών P-T και τήκεται σε διαφορετική θερμοκρασία. Η τήξη ενός ολολευκοκρατικού πυριγενούς πετρώματος ή ενός ιζηματογενούς πλούσιου σε χαλαζία, συντελείται σε χαμηλότερη θερμοκρασία από ότι η τήξη ενός ολομελανοκρατικού πυριγενούς. Σε αυτές τις περιπτώσεις είναι δυνατόν η θερμοκρασία να φτάσει τους $900 \pm 50^\circ \text{C}$ και η πίεση τα 50-60 Kbar (Frost & Frost 2014).

2.2.4 Κανόνας των Φάσεων

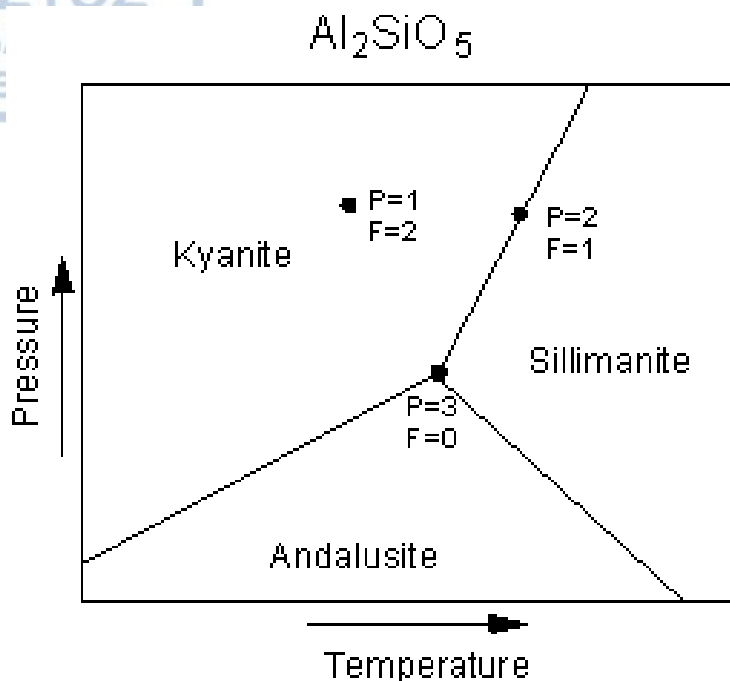
Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, η θερμοκρασία και η πίεση αποτελούν τις σημαντικότερες φυσικοχημικές παραμέτρους της μεταμόρφωσης και αυτό διότι καθορίζουν τα πεδία σταθερότητας των ορυκτών. Κάθε ορυκτό ως φάση είναι σταθερό σε ένα συγκεκριμένο εύρος θερμοκρασίας και πίεσης και πέραν αυτού του εύρους είναι ασταθές και διασπάται ή αντικαθίσταται από κάποιο άλλο. Το εύρος των τιμών P-T στο οποίο είναι σταθερό ένα ορυκτό αποτελεί το πεδίο σταθερότητάς του. Τα πεδία σταθερότητας των ορυκτών προσδιορίζονται πειραματικά (Δημητριάδης 1988).

Σύμφωνα με τον κανόνα των ορυκτολογικών φάσεων του Goldschmidt σε ένα πέτρωμα που βρίσκεται σε ισορροπία, ένα συστατικό μπορεί να κατανέμεται το πολύ σε τρία ορυκτά (φάσεις), όπως προκύπτει από την σχέση :

$$F = C - P + 2$$

Από αυτή την εξίσωση προκύπτει ότι για ένα συστατικό (C) οι παράμετροι θερμοκρασία και πίεση (βαθμοί ελευθερίας του συστήματος F) μπορούν να μεταβάλλονται ανεξάρτητα όταν στο σύστημα υπάρχει μια ορυκτολογική φάση (P) ενώ όταν υπάρχουν τρεις ορυκτολογικές φάσεις, η θερμοκρασία και η πίεση δεν μπορούν να μεταβληθούν χωρίς να διαταραχθεί η θερμοδυναμική ισορροπία του συστήματος (https://www.tulane.edu/~sanelson/eens211/mineral_stability.htm).

Στο σχήμα 2.1 παρουσιάζεται το διάγραμμα P-T για τα τρία αργιλοπηριτικά ορυκτά κυανίτη, ανδαλουσίτη, σιλλιμανίτη με χημική σύσταση Al_2O_3 όπου διακρίνεται το πεδίο σταθερότητας του κάθε ορυκτού, οι συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας στις οποίες έχουμε συνύπαρξη δύο ορυκτών φάσεων (οι γραμμές του διαγράμματος ανάμεσα στα πεδία σταθερότητας) και το τριπλό σημείο του συστήματος που είναι ένα ζεύγος πίεσης – θερμοκρασίας στο οποίο συνυπάρχουν και οι τρεις ορυκτές φάσεις (https://www.tulane.edu/~sanelson/eens211/mineral_stability.htm).



Σχήμα 2.1: Διάγραμμα P-T των αργιλοπυριτικών ορυκτών. Διακρίνονται τα πεδία σταθερότητας της κάθε φάσης, οι συνθήκες P-T στις οποίες συνυπάρχουν ανά δύο οι ορυκτές φάσεις καθώς και το τριπλό σημείο του συστήματος όπου συνυπάρχουν και οι τρεις ορυκτές φάσεις μαζί (https://www.tulane.edu/~sanelson/eens211/mineral_stability.htm)

Στο διάγραμμα φάσεων 2.1 όπου χρησιμοποιούνται ως παράδειγμα τα αργιλοπυριτικά ορυκτά, παρατηρούνται ορισμένα γνωρίσματα. Όταν στην ορυκτολογική σύσταση ενός πετρώματος συμμετέχει μια φάση (ορυκτό), η πίεση και η θερμοκρασία μπορούν να μεταβάλλονται ανεξάρτητα ή μια από την άλλη οπότε έχουμε διμεταβλητή ισορροπία. Όταν στην ορυκτολογική σύσταση του πετρώματος υπάρχουν δύο φάσεις (ορυκτά) η πίεση και η θερμοκρασία μπορούν να μεταβληθούν μόνο με συγκεκριμένο τρόπο ώστε να μην διαταραχθεί η ισορροπία οπότε έχουμε μονομεταβλητή ισορροπία. Όταν δε στο πέτρωμα συναντώνται και οι τρεις φάσεις (ορυκτά) η θερμοκρασία και η πίεση δεν μπορούν να μεταβληθούν καθώς αυτή η παραγένεση που αποτελείται και από τα τρία ορυκτά είναι σταθερή μόνο για ένα ορισμένο ζεύγος P-T οπότε έχουμε αμετάβλητη ισορροπία (Δημητριάδης 1988).

Στην πραγματικότητα τα πετρώματα δεν αποτελούνται από ένα μόνο συστατικό και επομένως στην παραγένεσή τους υπάρχουν πολλές ορυκτές φάσεις ωστόσο ο κανόνας του Goldschmidt εφαρμόζεται σε κάθε περίπτωση αλλά με μεγαλύτερη πολυπλοκότητα. Η παραγένεση επομένως του πετρώματος μπορεί να μας δώσει στοιχεία για το αν το πέτρωμα βρίσκεται σε ισορροπία ή όχι.

2.3.1 Γενικά

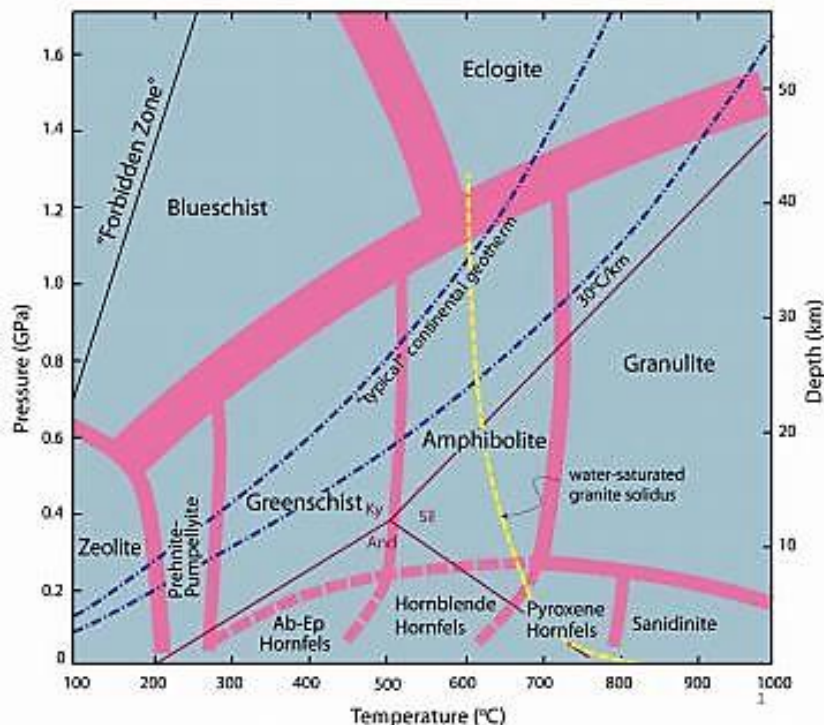
Ως φάση μεταμόρφωσης ορίζεται ένα ευρύ πεδίο συνδυασμών των μεταμορφικών παραγόντων, κυρίως της θερμοκρασίας και της πίεσης. Πρόκειται για ομαδοποιήσεις μεταμορφωμένων πετρωμάτων που σχηματίζονται κάτω από παρόμοιες συνθήκες αλλά προέρχονται από διαφορετικούς πρωτόλιθους και έχουν διαφορετικές παραγενέσεις (Δημητριάδης 1988).

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι ένα αρχικό πέτρωμα που μεταμορφώνεται, ανάλογα με την φάση μεταμόρφωσης στην οποία μεταβαίνει, θα αποκτήσει διαφορετική παραγένεση και επομένως θα προκύψει διαφορετικός τύπος μεταμορφωμένου πετρώματος (Δημητριάδης 1988).

Η κάθε μεταμορφική φάση έχει πάρει το όνομά της από πετρώματα που συναντώνται μόνο σε αυτή και συγκεκριμένα ο Eskola το 1920 όρισε να χρησιμοποιούνται οι ονομασίες των μεταβασιτών, καθώς οι παραγενέσεις τους είναι αρκετά καθορισμένες. Η κάθε φάση περιλαμβάνει μια ορισμένη παραγένεση που είναι διαγνωστική για αυτήν ανεξάρτητα από το είδος του πρωτόλιθου (Δημητριάδης 1988).

Από το 1920 που ορίστηκαν οι φάσεις μεταμόρφωσης, οι επιστήμονες προσπάθησαν να υποδιαιρέσουν τις φάσεις αυτές, ωστόσο για εποπτικούς κυρίως λόγους, έχει επικρατήσει η διαίρεση της κάθε φάσης σε ανώτερη και κατώτερη. Σήμερα έχει επικρατήσει η διαίρεση σε 11 φάσεις οι οποίες παρουσιάζονται στο σχήμα 2.2. (Mason 2012).

Από αυτές τις 11 φάσεις οι 4 σχετίζονται με την θερμική μεταμόρφωση και την δημιουργία κερατιτών, η κάθε μια επιμέρους φάση ορίζει την χαρακτηριστική παραγένεση του κερατίτη στις εκάστοτε συνθήκες θερμοκρασίας και για αυτό το λόγο στο πεδίο P-T καταλαμβάνουν ένα μικρό τμήμα που αφορά κυρίως την T.



Σχήμα 2.2: Διάγραμμα των μεταμορφικών φάσεων. Διακρίνονται οι 11 φάσεις μεταμόρφωσης και οι συνθήκες P-T της κάθε μιας. Επίσης προβάλλεται το διάγραμμα φάσεων των τριών αργιλοπυριτικών ορυκτών Κυανίτη-Σιλλιμανίτη-Ανδαλουσίτη, καθώς και η καμπύλη ελαχίστου τήξης γρανιτικής σύστασης (https://www3.nd.edu/~asimonet/CE30540/SP2017/Lecture_21_new_Meta_Facies_2_SP2017_web_based.pdf).

Οι υπόλοιπες 7 φάσεις σχετίζονται με την περιοχική μεταμόρφωση των πετρωμάτων και για αυτό το λόγο καλύπτουν μεγάλο εύρος του πεδίου P-T. Αυτές οι 7 φάσεις είναι η ζεολιθική, η πρενιτική – πουμπελλυϊτική, η πρασινοσχιστολιθική, η αμφιβολιτική, η γρανουλιτική, η γλαυκοφανιτική και η εκλογιτική. Από αυτές, η ζεολιθική είναι η φάση που αντιπροσωπεύει τις χαμηλότερες μεταμορφικές συνθήκες που συνδέονται με το πέρας της διαγένεσης και η εκλογιτική φάση αντιπροσωπεύει τις μεταμορφικές συνθήκες υψηλότερης πίεσης (Frost & Frost 2014).

Στο σχήμα 2.2 όπου απεικονίζονται όλες οι μεταμορφικές φάσεις πρέπει να παρατηρηθεί επίσης ότι η μετάβαση από την μια φάση στην άλλη πραγματοποιείται σε ένα εύρος συνθηκών πίεσης και θερμοκρασίας (μωβ γραμμές) και για αυτό το λόγο συναντάμε μεταβατικά πετρώματα με παραγενέσεις που ανήκουν σε περισσότερες από μια γειτονικές φάσεις (Δημητριάδης 1988).

2.3.2 Διαγράμματα συστάσεων

Όπως περιγράφηκε στις προηγούμενες παραγράφους η σύσταση του πρωτόλιθου και ο βαθμός μεταμόρφωσής του ορίζουν την παραγένεση του πετρώματος που θα προκύψει. Η παραγένεση αυτή εξαρτάται πρωτίστως από την χημική σύσταση του πρωτόλιθου και κατ' επέκταση και του μεταμορφωμένου πετρώματος. Για αυτό το λόγο στην πετρογένεση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων γίνεται συχνά χρήση διαγραμμάτων σύστασης (Frost & Frost 2014).

Τα διαγράμματα σύστασης είναι συνήθως τριγωνικά και χρησιμοποιούνται για την εποπτική απεικόνιση όλων των δυνητικών παραγενέσεων που μπορούν να συναντηθούν σε ένα πέτρωμα ορισμένης σύστασης. Στα τριγωνικά διαγράμματα χρησιμοποιούνται τρία κύρια οξείδια για μια ορισμένη συστατική ομάδα και τα οποία καθορίζουν το σύνολο σχεδόν της ορυκτολογικής σύστασης του πετρώματος (Frost & Frost 2014).

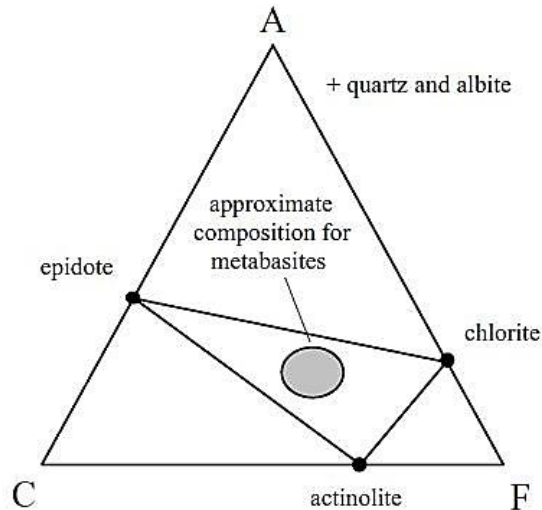
2.3.2.1 Τριγωνικό διάγραμμα ACF

Το τριγωνικό διάγραμμα αυτό χρησιμοποιείται κυρίως για τους μεταβασίτες και την απεικόνιση των συστάσεων και των δυνητικών παραγενέσεών τους (Bucher & Grapes 2011). Οι 3 αυτές παράμετροι είναι:

- $A = [Al_2O_3] - [Na_2O] - [K_2O]$, όπου A η μοριακή αναλογία του Al_2O_3 στα πυριτικά ορυκτά εκτός των αστρίων
- $C = [CaO] - 3,3[P_2O_5]$, όπου C η μοριακή αναλογία του CaO στα πυριτικά ορυκτά εκτός του απατίτη
- $F = [FeO] + [MnO] + [MgO] - [FeO]_{Ilm} - [FeO]_{Mt}$, όπου F η μοριακή αναλογία του FeO στα πυριτικά ορυκτά εκτός από τα μεταλλικά ορυκτά Ιλμενίτη και Μαγνητίτη.

Οι μοριακές συγκεντρώσεις των A, C, F που προκύπτουν από μια χημική ανάλυση πετρώματος ανάγονται επί τοις εκατό (%) και προβάλλονται στο τριγωνικό διάγραμμα ACF, όπως στο παράδειγμα του σχήματος 2.3.

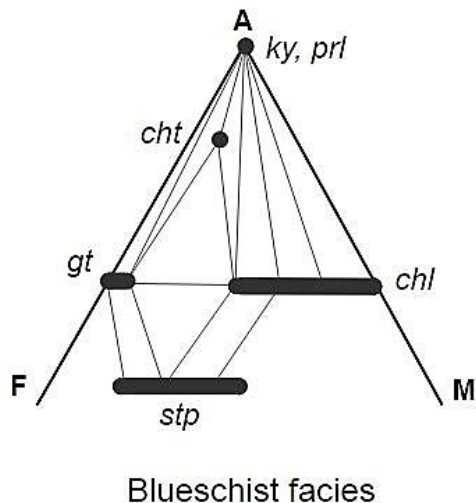
Στο τρίγωνο ACF δεν περιλαμβάνεται το SiO_2 ωστόσο θεωρείται εξ' ορισμού ότι στην σύσταση του πετρώματος συμμετέχει και ο χαλαζίας.



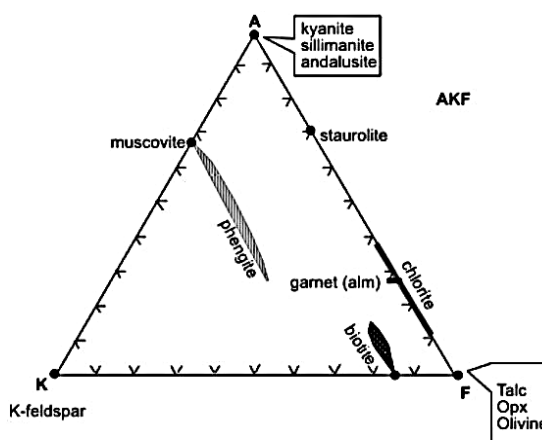
Σχήμα 2.3: Τριγωνικό διάγραμμα ACF για μεταβασίτες στην πρασινοσχιστολιθική φάση μεταμόρφωσης. Διακρίνονται τα θεμελιώδη ορυκτά του πετρώματος χλωρίτης, ακτινόλιθος και επίδοτο καθώς και η μέση σύσταση του πετρώματος
(https://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/triangular_plots_metamorphic_petrology.htm)

2.3.2.2 Άλλα τριγωνικά διαγράμματα

Πέραν του τριγωνικού διαγράμματος ACF υπάρχουν άλλα δύο τριγωνικά διαγράμματα που χρησιμοποιούνται ευρέως, το AFM και το AKF που αφορούν μεταπηλικά πετρώματα και στα σχήματα 2.4.α και 2.4.β παρουσιάζονται παραδείγματα αυτών των τριγωνικών διαγραμμάτων. Σε αυτά τα τριγωνικά διαγράμματα θεωρούμε ότι στο πέτρωμα συμμετέχει μοσχοβίτης και χαλαζίας, όπως άλλωστε συμβαίνει στα περισσότερα μεταπηλικά πετρώματα (Bucher & Grapes 2011).



(α)



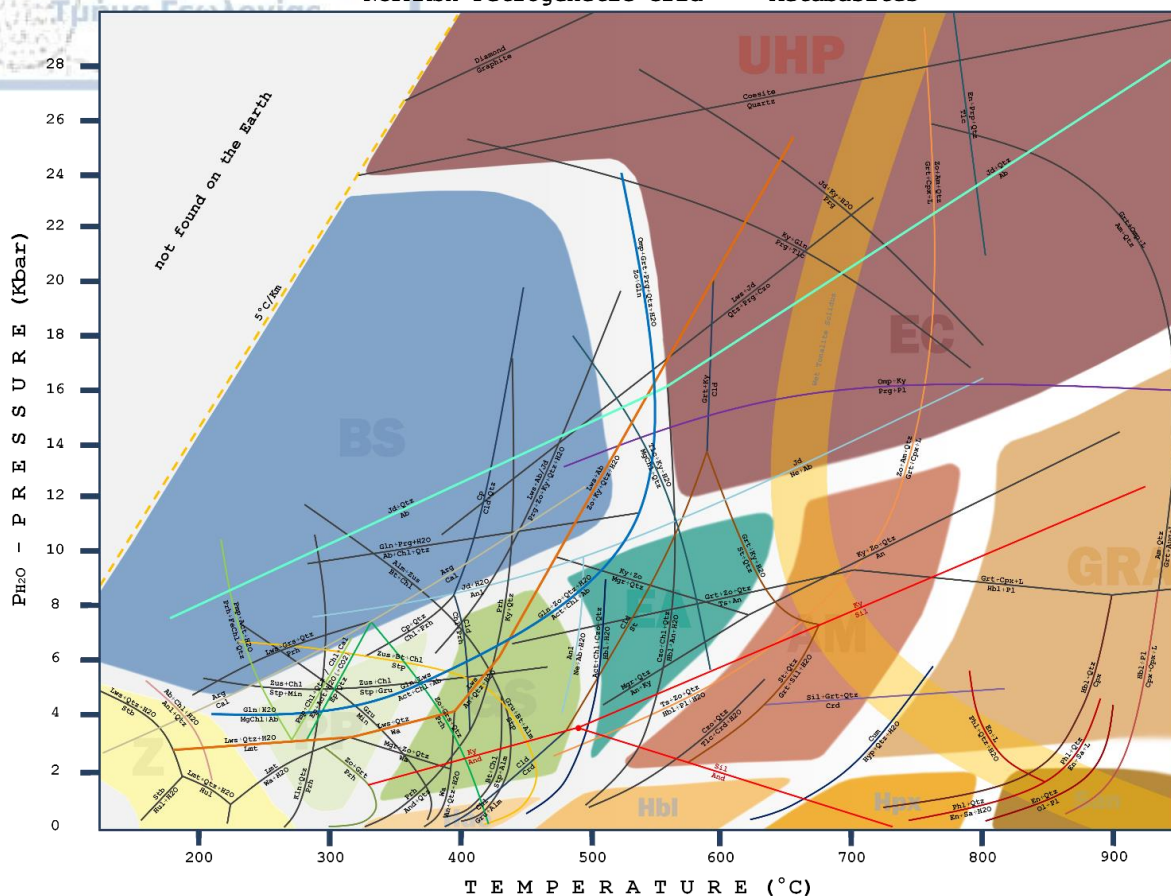
(β)

Σχήμα 2.4: Παραδείγματα από τα τριγωνικά διαγράμματα AFM (α) και AKF (β) για μεταπηλιτικά πετρώματα στην γλαυκοφανιτική φάση μεταμόρφωσης (https://en.wikipedia.org/wiki/Metamorphic_facies#/media/File:AFM_triangles_EN.svg).

2.4 Πετρογενετικά δίκτυα

Από την πειραματική διερεύνηση των πεδίων σταθερότητας των ορυκτών, έχει καταστεί δυνατή η κατασκευή διαγραμμάτων στα οποία απεικονίζονται διαφορετικά πετρογενετικά πεδία και οι οριακές γραμμές οι οποίες αντιπροσωπεύουν μεταμορφικές αντιδράσεις μετάβασης από την μία παραγένεση στην άλλη. Αυτά τα διαγράμματα καλούνται πετρογενετικά δίκτυα και στο σχήμα 2.5 παρουσιάζεται ένα παράδειγμα τέτοιου δικτύου για μεταβασίτες. Οι αντιδράσεις αυτές είναι αμφίδρομες δηλαδή μπορούν να πραγματοποιηθούν και προς τις δύο κατευθύνσεις (Bucher & Frey 2002, <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.1525-1314.1991.tb00542.x>).

Οι περισσότερες αντιδράσεις στα πετρώματα χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης περιλαμβάνουν την ενυδάτωση των ορυκτών του πρωτόλιθου ενώ, με αύξηση του βαθμού μεταμόρφωσης, οι αντιδράσεις σταδιακά μετατρέπονται σε αντιδράσεις αφυδάτωσης των ορυκτών. Παρατηρείται επίσης ότι οι αντιδράσεις αυτές δεν είναι μόνο μεταβατικές από τη μία φάση μεταμόρφωσης στην άλλη αλλά πραγματοποιούνται και εντός της κάθε φάσης (Δημητριάδης 1988).



Σχήμα 2.5: Πετρογενετικό δίκτυο για μεταβασίτες όπου διακρίνονται οι σειρές των αντιδράσεων μεταξύ των ορυκτών συστατικών του πετρώματος κατά την μετάβαση από τη μια φάση μεταμόρφωσης στην άλλη (<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.1525-1314.1991.tb00542.x>).

2.5 Γεωθερμομετρία – Γεωβαρομετρία πετρωμάτων

Στα πυριγενή και στα μεταμορφωμένα πετρώματα υπάρχει η δυνατότητα εύρεσης των συνθηκών πίεσης και θερμοκρασίας κάτω από τις οποίες κρυσταλλώθηκαν τα ορυκτά τους, μέσω μαθηματικών εξισώσεων. Εάν γνωρίζουμε την παραγένεση του πετρώματος και μέσω μιας χημικής ανάλυσης προσδιορίσουμε την ολική του χημική σύσταση ή την σύσταση ορισμένων ορυκτών μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε αυτές τις πληροφορίες για τον προσδιορισμό των συνθηκών κρυστάλλωσης ή μεταμόρφωσης. Οι εξισώσεις γεωθερμομετρίας και γεωβαρομετρίας βασίζονται σε ορισμένα φυσικοχημικά χαρακτηριστικά των ορυκτών όπως για παράδειγμα η ικανότητα πρόσληψης ενός ιόντος σε συγκεκριμένο εύρος θερμοκρασιών (Frost & Frost 2014).

Όταν μέσω των μαθηματικών σχέσεων γίνεται ο προσδιορισμός της θερμοκρασίας η μέθοδος ονομάζεται γεωθερμομετρία, όταν προσδιορίζεται η πίεση ονομάζεται γεωβαρομετρία και όταν προσδιορίζονται πίεση και θερμοκρασία μαζί ονομάζεται γεωθερμοβαρομετρία (Δημητριάδης 1988).

Οι πιο συχνά χρησιμοποιούμενες μέθοδοι στηρίζονται στην εύρεση της σύστασης ορυκτών που είναι μέλη ισόμορφων παραμείξεων και βρίσκονται σε ισορροπία με τα υπόλοιπα ορυκτά της παραγένεσης του πετρώματος. Στον πίνακα 2.2 αναφέρονται ενδεικτικά κάποια από τα συνηθέστερα γεωθερμόμετρα και γεωβαρόμετρα που εφαρμόζονται στα μεταμορφωμένα πετρώματα (Frost & Frost 2014).

Πίνακας 2.2: Γεωθερμόμετρα και γεωβαρόμετρα που χρησιμοποιούνται συχνότερα στην πετρογένεση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων

Γεωθερμόμετρο γρανάτη – κλinoπυρόξενου	
Γεωθερμόμετρο βιοτίτη – γρανάτη	
Γεωθερμόμετρο γρανάτη – κεροστίλβης	
Γεωθερμόμετρο σύστασης πυρόξενου	
Γεωβαρόμετρο πυρόξενου – χαλαζία – πλαγιόκλαστου	
Γεωβαρόμετρο γρανάτη – πλαγιόκλαστου – ορθοπυρόξενου – χαλαζία	
Γεωβαρόμετρο χλωρίτη – βιοτίτη – λευκού μαρμαρυγία	
Γεωθερμοβαρόμετρο γρανάτη – σπινελίου – σιλλιμανίτη – χαλαζία	

3. ΓΛΑΥΚΟΦΑΝΙΤΙΚΟΙ ΣΧΙΣΤΟΛΙΘΟΙ

3.1 Γενικά

Η γλαυκοφανιτική φάση μεταμόρφωσης είναι μια από τις 7 μεταμορφικές φάσεις που συνδέονται με την περιοχική μεταμόρφωση (σχήματα 2.2 και 2.5). Αυτή η φάση, αντιπροσωπεύει πετρώματα που έχουν σχηματιστεί υπό συνθήκες χαμηλής θερμοκρασίας και υψηλής πίεσης (LT-HP).

3.2 Γνωρίσματα και παραγενέσεις της γλαυκοφανιτικής φάσης

Οι τυπικές παραγενέσεις των πετρωμάτων που υπάγονται στην γλαυκοφανιτική φάση μεταμόρφωσης περιλαμβάνουν ορυκτά σταθερά σε υψηλές πιέσεις και χαμηλές θερμοκρασίες. Τα κατώτερα μεταμορφικά όρια αυτής της φάσης περιλαμβάνουν πίεση της τάξης των 3 kbar και θερμοκρασίες περίπου 200 °C κατά την μετάβαση από την πρασινοσχιστολιθική ή την πρενιτική – πουμπελλυϊτική φάση μεταμόρφωσης στην γλαυκοφανιτική φάση μεταμόρφωσης. Τα ανώτερα μεταμορφικά όρια περιλαμβάνουν πίεση 14 - 15 kbar και θερμοκρασίες 350 °C – 400 °C με παραγενέσεις που αποτελούν βαθμιαία μετάβαση προς την εκλογιτική φάση μεταμόρφωσης. Αυτός ο συνδυασμός HP-LT χρειάζεται συγκεκριμένο γεωτεκτονικό περιβάλλον για να δημιουργηθεί όπως περιγράφεται σε επόμενο κεφάλαιο. Συχνά στα πετρώματα αυτής της φάσης παρατηρούνται παραγενέσεις μεταβατικές προς γειτονικές φάσεις μεταμόρφωσης και κυρίως της εκλογιτικής (Bucher & Frey 2002).

Σε αυτήν την φάση μεταμόρφωσης δύναται να μεταμορφωθούν πετρώματα όλων των συστατικών ομάδων ωστόσο το τυπικό πέτρωμα της φάσης αυτής είναι ο γλαυκοφανιτικός σχιστόλιθος που αποτελεί μεταβατικό πέτρωμα. Στη συνέχεια αναφέρονται οι βασικές παραγενέσεις των διαφόρων συστατικών ομάδων κατά την μεταμόρφωσή τους στις συνθήκες HP-LT της γλαυκοφανιτικής φάσης.

3.2.1 Μεταπηλικά πετρώματα

Σύμφωνα με τους Fyfe & Turner, τα πηλικά πετρώματα λόγω της υψηλής τους περιεκτικότητας σε SiO₂, Al₂O₃, K₂O που γίνεται εμφανής από την παρουσία χαλαζία,

ορυκτών της αργίλου και χλωρίτη, όταν μεταμορφώνονται στην γλαυκοφανιτική φάση μεταμόρφωσης αποκτούν την παραγένεση:



3.2.2 Ασβεστοπυριτικά πετρώματα

Τα ασβεστοπυριτικά πετρώματα που είναι πλούσια σε CaO και MgO όπως γίνεται φανερό από την παρουσία ασβεστίτη και δολομίτη, όταν μεταμορφώνονται στην γλαυκοφανιτική φάση, αποκτούν την παραγένεση:

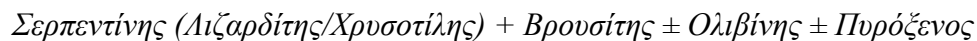


3.2.3 Χαλαζιοαστριούχα πετρώματα

Τα χαλαζιοαστριούχα πετρώματα κατά την μεταμόρφωσή τους στις συνθήκες της γλαυκοφανιτικής φάσης δεν παρουσιάζουν ορυκτολογική τροποποίηση αλλά μόνο ιστολογική.

3.2.4 Μεταϋπερβασίτες

Τα υπερβασικά πετρώματα είναι πλούσια σε MgO και κατά την μεταμόρφωσή τους στις συνθήκες της γλαυκοφανιτικής φάσης μεταμόρφωσης λαμβάνει χώρα η διάσπαση των ορυκτών τους, του ολιβίνη και των πυροξένων, και αποκτούν την παραγένεση:



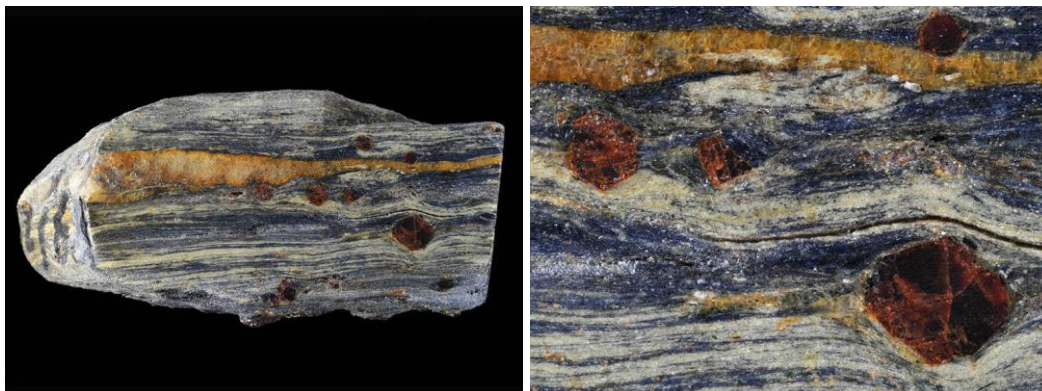
3.2.5 Μεταβασίτες

Κατά την μεταμόρφωσή τους στην γλαυκοφανιτική φάση, οι μεταβασίτες αποκτούν την τυπική παραγένεση:

Οι γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι που προέρχονται από μεταβασικά πετρώματα αποτελούν τα τυπικά πετρώματα της φάσης αυτής, από τους οποίους έχει πάρει και το όνομά της. Στη συνέχεια παρατίθενται τα μακροσκοπικά και μικροσκοπικά χαρακτηριστικά αυτού λιθολογικού τύπου.

3.3 Γνωρίσματα και παραγενέσεις των γλαυκοφανιτικών σχιστόλιθων

Οι γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι μπορούν να αναγνωριστούν τόσο μακροσκοπικά στην ύπαιθρο όσο και στο εργαστήριο σε λεπτή τομή. Μακροσκοπικά έχουν τεφροκύανο χρώμα ενώ διακρίνεται η σαφής σχιστότητα και φολίδωσή τους. Συνήθως είναι μεσόκοκκα πετρώματα αλλά μπορεί να εμφανίζονται πορφυροβλάστες λοσονίτη ή γρανάτη (Εικ. 3.1). Επειδή συχνά υπόκεινται σε ανάδρομη μεταμόρφωση, ενδέχεται να παρουσιάζουν κυανοπράσινο χρώμα λόγω της αντικατάστασης του γλαυκοφανούς από ακτινόλιθο (Δημητριάδης 1988).



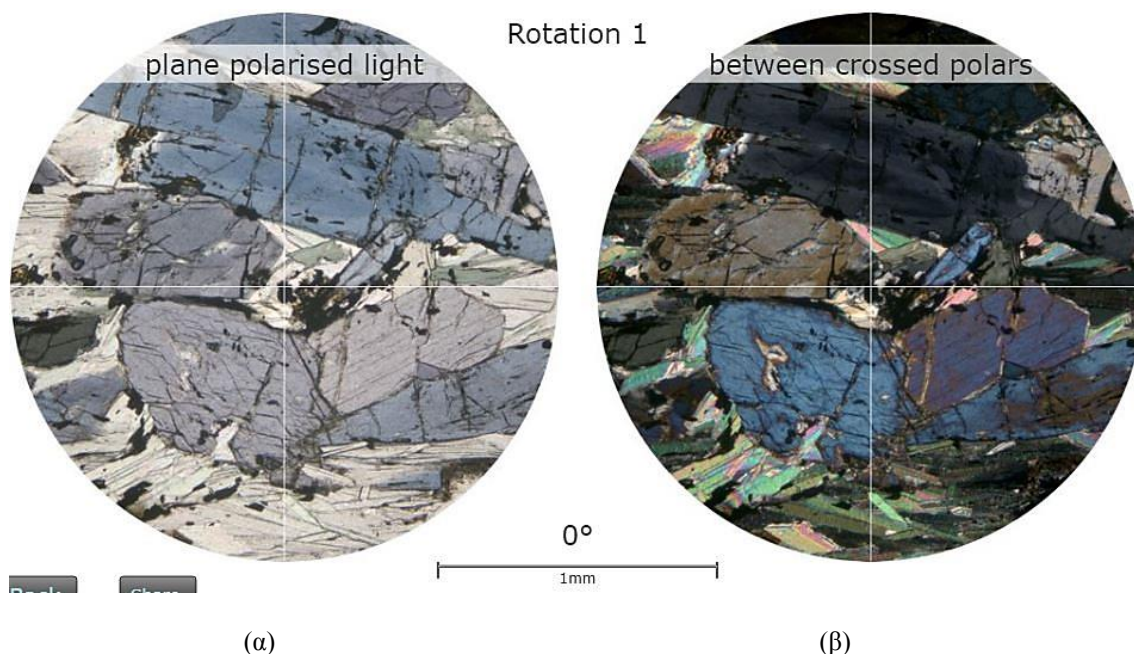
(α)

(β)

Εικόνα 3.1: Μακροσκοπικά δείγματα γλαυκοφανιτικού σχιστόλιθου, (α) η οριζόντια διάσταση είναι 6cm, (β) λεπτομέρεια της (α), η οριζόντια διάσταση είναι 2cm. Διακρίνεται το κυανότεφο χρώμα του γλαυκοφανή καθώς και οι καστανόχρωμοι πορφυροβλάστες γρανάτη (<https://www.virtualmicroscope.org/content/s339-14-glaucophane-schist>).

Ο τυπικός ιστός των γλαυκοφανιτικών σχιστόλιθων είναι ο ινοβλαστικός που προκύπτει από τον προσανατολισμό του γλαυκοφανούς, ενώ υπάρχουν περιπτώσεις που τα πετρώματα αυτά έχουν διαβλαστικό ιστό.

Μικροσκοπικά, το διαγνωστικό γνώρισμά τους είναι ο γλαυκοφανής που αναγνωρίζεται με μεγάλη ευκολία λόγω των οπτικών του ιδιοτήτων και κυρίως λόγω του κυανού-ιώδους χρώματός του. Στην ορυκτολογική σύσταση μπορεί να συμμετέχουν χλωρίτης, λοσονίτης, αλβίτης, γρανάτης, χαλαζίας και ακτινόλιθος ενώ συχνά μπορεί να υπάρχει τιτανίτης, μοσχοβίτης, ρουτίλιο και πυρόξενος (Δημητριάδης 1988). Στην εικόνα 3.2 παρουσιάζονται δείγματα του πετρώματος από λεπτή τομή σε πολωτικό μικροσκόπιο.



Εικόνα 3.2: Μικροσκοπικό δείγμα γλαυκοφανιτικού σχιστόλιθου με (α) παράλληλα και (β) διασταυρωμένα Nicols. Στην εικόνα (α) διακρίνεται ο γλαυκοφανής με το χαρακτηριστικό κυανό-ιώδες χρώμα (https://www.virtualmicroscope.org/rock_sample?asset=s339_14/index.html?x=12.55&y=4.93&zoom=0&s=0&rot=1°=0).

3.4 Αντιδράσεις και συνθήκες σχηματισμού - μετάβαση στην γλαυκοφανιτική φάση μεταμόρφωσης

ΠΡΟΪΟΥΣΑ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ

Οι γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι μπορούν να προκύψουν από την εξέλιξη μεταμορφωμένων πετρωμάτων της πρασινοσχιστολιθικής ή της πρενιτικής – πουμπελλυϊτικής φάσης με αύξηση κυρίως της πίεσης. Κατά την μεταμόρφωση του πρωτόλιθου λαμβάνουν χώρα διαρκώς αντιδράσεις μεταξύ των ορυκτών του με ταυτόχρονο σχηματισμό νέων ορυκτών σταθερών στις συνθήκες της φάσης στην οποία

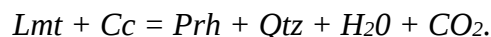
μεταβαίνει το πέτρωμα. Οι τυπικοί γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι έχουν ως πρωτόλιθο κάποιο βασική σύστασης πυριγενές πέτρωμα που αποτελείται από άνυδρα ορυκτά και κυρίως ολιβίνη, πυροξένους και πλαγιόκλαστα. Η έναρξη της μεταμόρφωσης του πρωτόλιθου στην ζεολιθική φάση σηματοδοτείται από την ενυδάτωση των ορυκτών του (Winter 2001).

Στον πίνακα 3.1 παρουσιάζονται τα ορυκτά που θα αναφερθούν στις αντιδράσεις παρακάτω με την συντομογραφία τους και την χημική τους σύσταση.

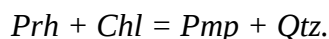
Πίνακας 3.1: Πετρογενετικά ορυκτά που συναντώνται στους μεταβασίτες της πρενιτικής - πουμπελλυϊτικής, της πρασινοσχιστολιθικής και της γλαυκοφανιτικής φάσης μεταμόρφωσης με τον συμβολισμό και την χημική σύσταση του κάθε ορυκτού (Σολδάτος & Χριστοφίδης 2013).

ΟΡΥΚΤΟ	ΣΥΜΒΟΛΙΣΜΟΣ	ΧΗΜΙΚΟΣ ΤΥΠΟΣ
Χαλαζίας	Qtz	SiO ₂
Αλβίτης	Ab	NaAlSi ₃ O ₈
Ανορθίτης	An	CaAl ₂ Si ₂ O ₈
Λομοντίτης	Lmt	CaAl ₂ Si ₄ O ₁₂ ·4H ₂ O
Πρενίτης	Prh	Ca ₂ Al(AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂
Πουμπελλυίτης	Pmp	Ca ₂ (Mg,Fe)Al ₂ (OH) ₂ SiO ₄ Si ₂ O ₇ ·(H ₂ O)
Ασβεστίτης	Cc	CaCO ₃
Χλωρίτης	Chl	(Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂
Επίδοτο/Κλινοζοϊσίτης	Ep/Czoī	Ca ₂ Al ₂ (Fe ⁺³ ,Al)(SiO ₄)(Si ₂ O ₇)O(OH)
Ακτινόλιθος/Τρεμολίτης	Act/Tr	Ca ₂ (Mg, Fe) ₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂
Βιοτίτης	Bt	K(Mg,Fe) ₃ (AlSi ₃)O ₁₀ (OH) ₂
Τιτανίτης	Tit	CaTiSiO ₅
Γλαυκοφανής	Gl	Na ₂ (Mg,Fe) ₃ Al ₂ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂
Λοσονίτης	Lws	CaAl ₂ Si ₂ O ₇ (OH) ₂ ·H ₂ O

Σύμφωνα με τους Bucher & Grapes (2011), κατά την έναρξη της μεταμόρφωσης των βασικών πυριγενών πετρωμάτων στην ζεολιθική φάση γίνεται ενυδάτωση και μετατροπή των αστρίων σε ζεολίθους και κυρίως σε λομοντίτη. Ταυτόχρονα, οι πυρόξενοι μετατρέπονται σε χλωρίτη και το Ca των πλαγιокλάστων μπορεί να σχηματίσει ασβεστίτη, εφόσον υπάρχει CO₂ στη ρευστή φάση. Με περαιτέρω αύξηση του βαθμού μεταμόρφωσης μεταβαίνουμε στην πρενιτική – πουμπελλυϊτική φάση μεταμόρφωσης όπου διασπάται ο λομοντίτης και σχηματίζεται πρενίτης σύμφωνα με την εξίσωση:



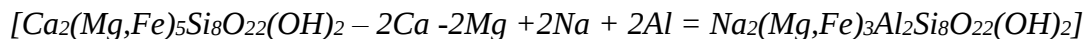
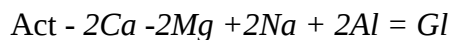
Ακολουθεί η αντίδραση



Η είσοδος στην πρασινοσχιστολιθική φάση σηματοδοτείται από την διάσπαση του πρενίτη και του πουμπελλυϊτη και τον σχηματισμό επιδότου και ακτινόλιθου. Οι τυπικές επομένως παραγενέσεις είναι:

- $Prh + Pmp + Chl + Qtz + Cc$ για τους μεταβασίτες στην πρενιτική – πουμπελλυϊτική φάση μεταμόρφωσης, και
- $Ab + Ep$ (ή Czo) + $Act + Chl + Qtz \pm Cc \pm Bt \pm Tit \pm$ Στιλπνομέλας για τους μεταβασίτες στην πρασινοσχιστολιθική φάση μεταμόρφωσης.

Κατά την μετάβαση στην γλαυκοφανιτική φάση τα ορυκτά της πρενιτικής – πουμπελλυϊτικής ή της πρασινοσχιστολιθικής φάσης αντιδρούν μεταξύ τους και προκύπτει νέα σταθερή παραγένεση. Κατά την διάρκεια αυτών των αντιδράσεων, λαμβάνει χώρα η γλαυκοφανιτική υποκατάσταση (Δημητριάδης 1988, Mason 2012) που είναι μια διαδικασία αντικατάστασης του Ca από Na στο πλέγμα των αμφιβόλων με ταυτόχρονη αντικατάσταση Mg από Al σύμφωνα με την εξίσωση



Αυτή η αντικατάσταση συμβαίνει κυρίως στον ακτινόλιθο και τον τρεμολίτη και οδηγεί στο σχηματισμό νατριούχων αμφιβόλων οι οποίες είναι μια υποομάδα ένυδρων νατριούχων σιδηρομαγνησιούχων ορυκτών με γενική σύσταση $Na_2(Mg,Fe)_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$ που περιλαμβάνει τα ακραία μέλη γλαυκοφανή και ρειβεκίτη με σύσταση $Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$ και $Na_2Fe_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$, αντίστοιχα. Στην πράξη οι γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι περιέχουν στην ορυκτολογική τους σύσταση ένα ενδιάμεσο μέλος αυτής της σειράς που ονομάζεται κροσσίτης και περιέχει τόσο Fe όσο και

Mg στη σύστασή του. Επειδή κατά την αντίδραση αυτή απελευθερώνεται Ca, σχηματίζεται και λοσονίτης (Δημητριάδης 1988).

Στα πετρώματα της πρενιτικής-πουμελλυϊτικής φάσης πρώτα λαμβάνει χώρα η διάσπαση του πουμελλυϊτη προς ακτινόλιθο και επίδοτο πριν την γλαυκοφανιτική υποκατάσταση.

Οι αντιδράσεις μετάβασης (Bucher & Grapes 2011) από την μια φάση στην άλλη είναι οι εξής:

- $Act (ή Tr) + 10Ab + 2Chl = 2Lws + 5Gl$
για μετάβαση από την πρενιτική-πουμελλυϊτική φάση στην γλαυκοφανιτική
- $6Act (ή Tr) + 50Ab + 9Chl = 25Gl + 6Czo + 7Qtz + 14H_2O$
 $13Ab + 3Chl + Qtz = 5Gl + 3 παραγωνίτης + 4 H_2O$
για μετάβαση από την πρασινοσχιστολιθική φάση στην γλαυκοφανιτική.

Στα σχήματα 3.1 και 3.2 παρουσιάζονται οι διαδοχικές ορυκτολογικές αλλαγές κατά την προϊούσα μεταμόρφωση των μεταβασιτών.

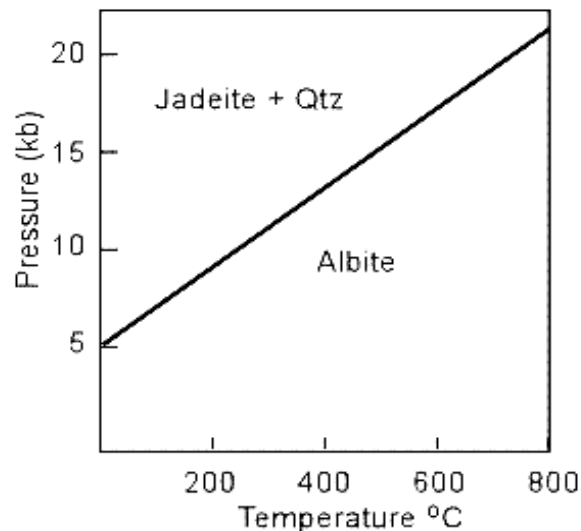
Original Minerals	Greenschist Facies	Blueschist Facies	Eclogite Facies
Orthopyroxene	Actinolite	Na-amphibole increasing P deep purple → lavender	
Augite			
Olivine	Chlorite	Garnet (low P) → Garnet (high P)	Garnet
Anorthite	Epidote	Epidote Lawsonite (hi P, low T)	Epidote (low T)
Albite	Albite	Na Pyroxene	Na Pyroxene
Other	± Quartz	± Quartz	± Quartz ± Kyanite ± Muscovite

Σχήμα 3.1: Σχηματική αναπαράσταση των ορυκτολογικών τροποποιήσεων των μεταβασιτών κατά την μεταμόρφωσή τους στην γλαυκοφανιτική φάση μεταμόρφωσης
(https://www3.nd.edu/~asimonet/CE30540/SP2017/Lecture_21_new_Meta_Facies_2_SP2017_web_based.pdf).

Facies	Zeolite	Prehnite-Pumpellyite	Blueschist	Eclogite
Quartz				
Albite			---	---
Laumontite				
Other zeolites				
Prehnite	---	---		
Pumpellyite	---		---	---
Lawsonite				---
Epidote			---	
Clinopyroxene			--- Jd ---	Omp
Glaucophane			---	---
Actinolite		---	---	
Garnet			---	
Chlorite			---	
Stilpnomelane		---	---	---
Phengite	---	---	---	---
Titanite				---
Rutile				
Calcite				
Aragonite				

Σχήμα 3.2: Σχηματική αναπαράσταση των ορυκτολογικών τροποποιήσεων των μεταβασιτών κατά την προϊούσα μεταμόρφωσή τους στην γλαυκοφανιτική φάση μεταμόρφωσης. Διακρίνονται τα πεδία σταθερότητας του κάθε ορυκτού (μαύρη γραμμή) (Bucher & Grapes 2011).

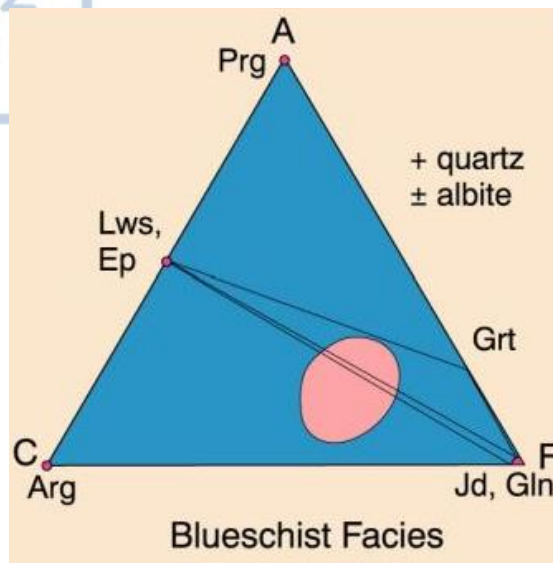
Περαιτέρω αύξηση του βαθμού μεταμόρφωσης οδηγεί στην εκλογιτική φάση μεταμόρφωσης με χαρακτηριστική παραγένεση γρανάτης + πυρόξενος (Ομφακίτης). Στους γλαυκοφανιτικούς σχιστόλιθους που έχουν μεταμορφωθεί σε πολύ υψηλές πιέσεις και μέτριες θερμοκρασίες, δηλαδή στο άνω όριο της φάσης αυτής, λαμβάνουν χώρα αντιδράσεις που έχουν ως προϊόν πυρόξενο και συγκεκριμένα ιαδεΐτη, ο οποίος σηματοδοτεί την μετάβαση στην εκλογιτική φάση μεταμόρφωσης (Bucher & Grapes 2011). Στο σχήμα 3.3 διακρίνεται η ισόβαθμη αυτής της αντίδρασης.



Σχήμα 3.3: Ισόβαθμη της αντίδρασης διάσπασης του αλβίτη προς ιαδεΐτη και χαλαζία. Όταν οι συνθήκες μεταμόρφωσης αυξηθούν και τείνουν σε αυτές της εκλογιτικής φάσης, ο αλβίτης διασπάται προς ιαδεΐτη και χαλαζία και έτσι σχηματίζεται ιαδεΐτης που είναι μεταβατικό πέτρωμα από τους γλαυκοφαντικούς σχιστόλιθους προς τον εκλογίτη. (<https://www.tulane.edu/~sanelson/eens211/inosilicates.htm>)

Πολύ συχνά, όπως προαναφέρθηκε, στους γλαυκοφαντικούς σχιστόλιθους είναι δυνατόν να συναντηθούν παραγενέσεις μεταβατικές ανάμεσα σε δύο φάσεις. Έτσι για παράδειγμα μπορεί να συνυπάρχουν στο ίδιο πέτρωμα γλαυκοφανής και ακτινόλιθος, γεγονός που υποδηλώνει ότι δεν έχει ολοκληρωθεί η μετάβαση από την πρασινοςχιστολιθική στην γλαυκοφανιτική φάση μεταμόρφωσης ή μπορεί να συνυπάρχει γλαυκοφανής και ιαδεΐτικός πυρόξενος όταν έχει αρχίσει η μετάβαση προς την εκλογιτική φάση μεταμόρφωσης (Bucher & Grapes 2011).

Στο τριγωνικό διάγραμμα (σχ. 3.4) παρουσιάζονται οι δυνητικές παραγενέσεις των γλαυκοφανιτικών σχιστόλιθων όπως προκύπτουν από το τριγωνικό διάγραμμα ACF.

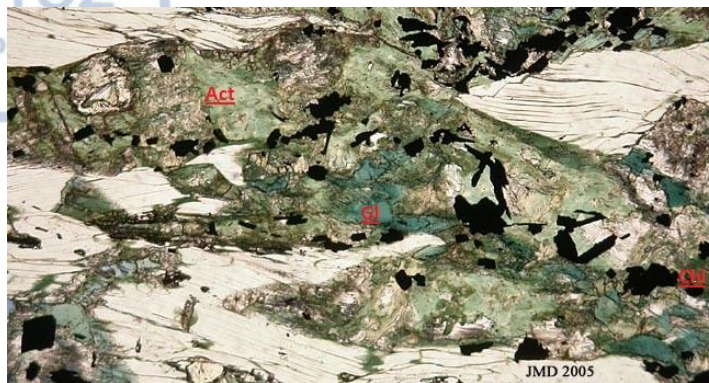


Σχήμα 3.4: Τριγωνικό διάγραμμα ACF για μεταβασίτες στην γλαυκοφανιτική φάση μεταμόρφωσης όπου διακρίνεται το σύνολο των δυνητικών παραγενέσεων (http://campus.unibo.it/18432/1/7a_Met_Mafic_Rocks.pdf).

ΑΝΑΔΡΟΜΗ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ

Όταν οι κύριοι μεταμορφικοί παράγοντες, πίεση και θερμοκρασία, μειωθούν τότε λαμβάνει χώρα ανάδρομη μεταμόρφωση στο πέτρωμα. Στους γλαυκοφανιτικούς σχιστόλιθους η θερμοκρασία σχηματισμού είναι χαμηλή και έτσι δεν παρατηρείται έντονη ανάδρομη μεταμόρφωση και οι όποιες αλλαγές συμβαίνουν οφείλονται σε ελάττωση της πίεσης (Δημητριάδης 1988).

Αυτές οι ορυκτολογικές τροποποιήσεις περιλαμβάνουν την μετατροπή του γλαυκοφανή στην περιφέρειά του σε ένα ανοιχτοπράσινο μίγμα αποτελούμενο από αλβίτη και ακτινόλιθο (εικ. 3.3) και την χλωριτίωση των γρανατών. Στην περίπτωση που το πέτρωμα έχει μεταμορφωθεί σε υψηλότερες συνθήκες και υπάρχει ιαδείτης τότε κατά την ανάδρομη μεταμόρφωση αυτός αντιδρά με χαλαζία προς σχηματισμό αλβίτη (Δημητριάδης 1988).



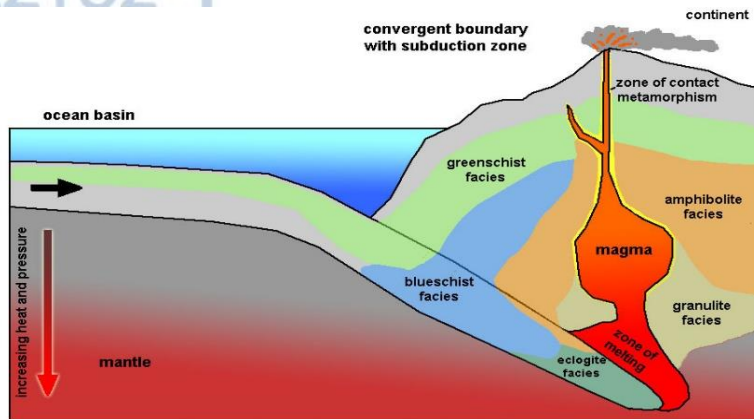
Εικόνα 3.3: Λεπτή τομή γλαυκοφανιτικού σχιστόλιθου όπου διακρίνεται η μετατροπή του γλαυκοφανή σε χλωρίτη και ακτινόλιθου (Gl:Γλαυκοφανής, Act:Ακτινόλιθος, Chl:Χλωρίτης) (http://jmd-derochette.be/Spectrometer/alteration_of_glaucophane.htm).

3.5 Γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού

Οι γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι χρειάζονται πολύ συγκεκριμένο γεωτεκτονικό περιβάλλον για να σχηματιστούν καθώς ο συνδυασμός υψηλής πίεσης - χαμηλής θερμοκρασίας είναι δύσκολο να επιτευχθεί. Αυτές οι συνθήκες μπορούν να αναπτυχθούν σε περιοχές όπου υπάρχει σύγκλιση δύο λιθοσφαιρικών πλακών και υποβύθιση της μίας κάτω από την άλλη (Mason 2012, Μουντράκης 2010). Διακρίνονται δύο τύποι υποβύθισης: υποβύθιση ωκεάνιας πλάκας κάτω από ηπειρωτική ή υποβύθιση ηπειρωτικής πλάκας κάτω από ηπειρωτική.

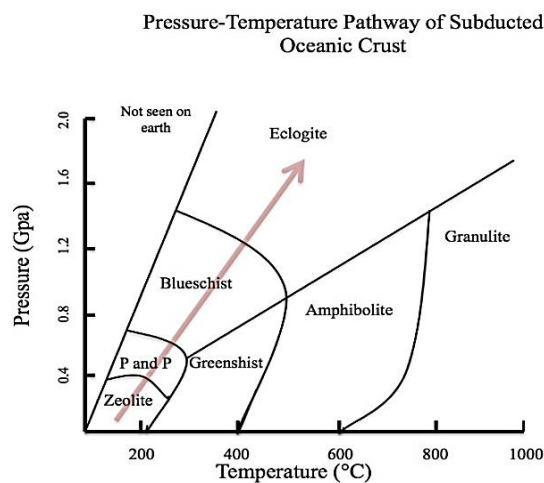
- 1^{ος} τρόπος σχηματισμού

Κατά την περίπτωση όπου συντελείται υποβύθιση ωκεάνιας πλάκας κάτω από ηπειρωτική (σχ. 3.5), ο ωκεάνιος φλοιός με τα συνοδά ιζήματα συμπαρασύρονται και αρχίζουν να κινούνται προς το εσωτερικό της γης όπου επικρατούν υψηλές πιέσεις και θερμοκρασίες. Επειδή ωστόσο η καταδυόμενη πλάκα περιλαμβάνει ένυδρα ορυκτά και ιζήματα, έχει μικρή τιμή θερμικής αγωγιμότητας και έτσι ο ρυθμός θέρμανσής της είναι μικρός (Μουντράκης 2010). Στο σχήμα 3.6 δίνεται η πορεία μεταμόρφωσης της ωκεάνιας πλάκας κατά την υποβύθισή της σε διάγραμμα P-T.



Σχήμα 3.5: Σχηματική αναπαράσταση του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος δημιουργίας των γλαυκοφανιτικών σχιστόλιθων (<http://www.geologyin.com/2016/01/what-is-relationship-between.html>).

Με αυτόν τον τρόπο επιτυγχάνεται ο σχηματισμός γλαυκοφανιτικών σχιστόλιθων καθώς σε αυτή την θέση η πίεση αυξάνει με μεγαλύτερο ρυθμό από ότι η θερμοκρασία. Με περαιτέρω υποβύθιση και αύξηση του βάθους οι συνθήκες σταδιακά περιλαμβάνουν αύξηση της πίεσης και της θερμοκρασίας και έτσι γίνεται η μετάβαση από τους γλαυκοφανιτικούς σχιστόλιθους στους εκλογίτες, με μεσολάβηση του μεταβατικού ιαδείτιτικού πετρώματος. Για τον λόγο αυτό οι γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι είναι δύσκολο να βρεθούν καθώς η μεταμόρφωση συνήθως συνεχίζει μέχρι τον σχηματισμό του εκλογίτη. Στην επιφάνεια της γης, οι δύο αυτοί λιθολογικοί τύποι συναντώνται συχνά μαζί σε μικρή γεωγραφική κλίμακα (Μουντράκης 2010).



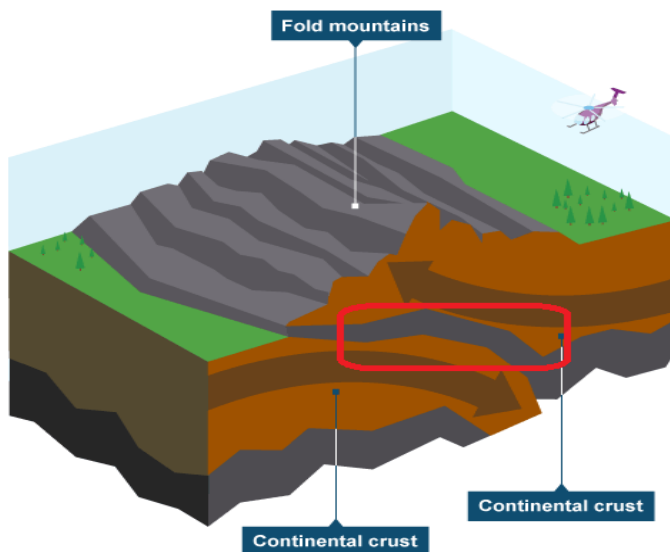
Σχήμα 3.6: Πορεία μεταμόρφωσης της ωκεάνιας πλάκας κατά την υποβύθισή της σε διάγραμμα P-T (https://en.wikipedia.org/wiki/Subduction_zone_metamorphism#/media/File:Metamorphic_pathway_of_pressure-temperature_conditions_in_subduction_zones.jpg).

Λόγω της θέσης δημιουργίας τους, όπου επικρατούν έντονες παραμορφωτικές τάσεις, οι γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι συχνά εμφανίζονται στην ύπαιθρο αναμεμειγμένοι με διάφορους λιθολογικούς τύπους όπως σερπεντινίτες, τμήματα πρασινοσχιστόλιθων και νηριτικά ανθρακικά ιζήματα. Αυτό το μείγμα πετρωμάτων ονομάζεται στην βιβλιογραφία «mélange» και η παρουσία του υποδεικνύει κάποια αρχαία ζώνη υποβύθισης (Μουντράκης 2010).

- 2^{ος} τρόπος σχηματισμού

Σε αυτή την κατηγορία υποβύθισης συντελείται σύγκρουση δύο ηπειρωτικών τεμαχών και υποβύθιση του ενός κάτω από το άλλο χωρίς την παρουσία ωκεάνιου φλοιού. Αυτού του τύπου η υποβύθιση ονομάζεται και υποβύθιση α' τύπου και έχει συμβεί κατά το γεωλογικό παρελθόν και στον Ελλαδικό χώρο (Μουντράκης 2010).

Κατά την σύγκρουση των ηπειρωτικών τεμαχών λόγω των έντονων συμπιεστικών τάσεων προκαλείται πάχυνση του φλοιού και η συσσώρευση καλυμμάτων επάνω στο 'παθητικό' τεμάχος (σχ. 3.7). Λόγω όμως της έντονης πίεσης που ασκείται στα πετρώματα στο σημείο επαφής των δύο τεμαχών και της χαμηλής θερμοκρασίας σε εκείνη τη θέση, ευνοείται ο σχηματισμός γλαυκοφανιτικών σχιστόλιθων (Μουντράκης 2010).



Σχήμα 3.7: Σχηματική αναπαράσταση της σύγκρουσης δύο ηπειρωτικών τεμαχών και της διαδικασίας της συσσώρευσης των τεκτονικών καλυμμάτων. Λόγω της συσσώρευσης των τεκτονικών καλυμμάτων προκαλείται αύξηση της πίεσης ανάμεσα στα δύο ηπειρωτικά τεμάχη και κατ' επέκταση δημιουργούνται συνθήκες γλαυκοφανιτικής φάσης μεταμόρφωσης. Με το κόκκινο περίγραμμα σημειώνεται η θέση σχηματισμού των γλαυκοφανιτικών σχιστόλιθων (<https://www.quora.com/How-do-collision-boundaries>, τροποποιημένο).

4. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

4.1 Γενικά

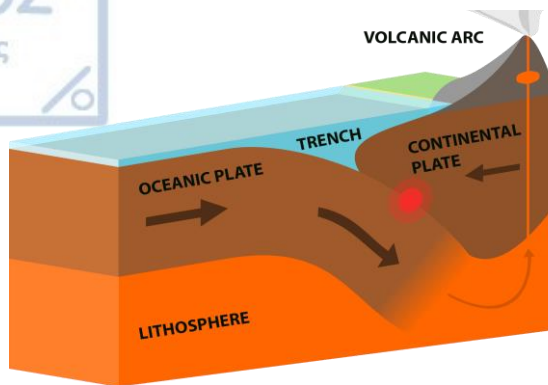
Κατά την περίοδο του Μεσοζωικού και Καινοζωικού αιώνα σε όλο το βόρειο ημισφαίριο λάμβανε χώρα η Αλπική ορογένεση. Η ορογένεση αυτή ξεκίνησε στο Τριαδικό, κορυφώθηκε στο Τριτογενές και εκτυλίσσεται έως σήμερα. Η Αλπική ορογένεση προκάλεσε την ανάδυση όλων των οροσειρών στον Ευρωπαϊκό και τον Ασιατικό χώρο από τα Πυρηναία όρη έως και τα Ιμαλάια. Τα γεγονότα που σηματοδοτούν την έναρξη της Αλπικής ορογένεσης είναι η διάσπαση της Παγγαίας και η διάνοιξη του ωκεανού της Τηθύος. Εντός της Τηθύος αναπτύχθηκαν τάφροι στις οποίες, κατά τη διάρκεια του Μεσοζωικού, αποτίθονταν ιζήματα. Στο Τριτογενές που έγινε η καταστροφή του ωκεάνιου αυτού χώρου τα πετρώματα αυτά πτυχώθηκαν σχηματίζοντας τις αλπικές οροσειρές. Για αυτό το ορογενετικό σύστημα έχει επικρατήσει η ονομασία Αλπικό ορογενετικό σύστημα ή ορογενετικό σύστημα της Τηθύος (Μουντράκης 2010).

Ο Ελληνικός χώρος έχει ιδιαίτερα σημαντική θέση σε αυτό το ορογενετικό σύστημα και πολλά μοντέλα έχουν προταθεί για την ερμηνεία της παλαιογεωγραφίας και της γεωτεκτονικής εξέλιξής του.

4.2 Ελληνίδες γεωτεκτονικές ζώνες

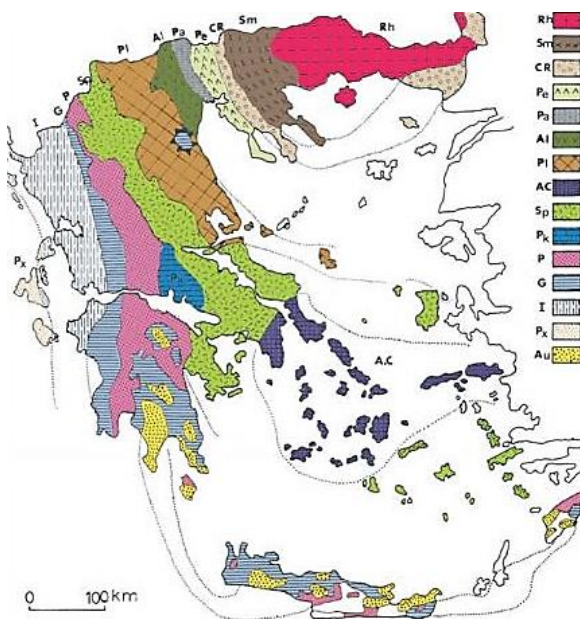
Ο χώρος της Ελλάδας δομείται στο σύνολό του από πετρώματα και ιζήματα με ποικίλες ηλικίες. Στη βιβλιογραφία, τα πετρώματα και ιζήματα με παλαιοζωική ηλικία ονομάζονται προαλπικά, με ηλικία μεσοζωικού έως Τριτογενούς αλπικά και τα πρόσφατα, μετά το Τριτογενές, μετααλπικά (Μουντράκης 2010, Κουκουβέλας 2018, Παπανικολάου 2015).

Ο φλύσχη είναι ένας σχηματισμός αποτελούμενος κυρίως από εναλλαγές ιλυολιθικών και ψαμμιτικών στρώσεων και θεωρείται ως το τελευταίο ίζημα που αποτίθεται κατά την ορογένεση και για αυτό το λόγο είναι συνυφασμένος με την διαδικασία πτύχωσης και ανάδυσης μιας περιοχής. Η θέση σχηματισμού του φλύσχη είναι η τάφρος που αναπτύσσεται μπροστά από το μέτωπο της ορογένεσης επάνω στην ηπειρωτική κατωφέρεια (σχ. 4.1). Λόγω των έντονων διεργασιών που εκτυλίσσονται στην θέση σχηματισμού του φλύσχη, εμφανίζεται πάντα με έντονη τεκτονική παραμόρφωση. Στον Ελληνικό χώρο η ηλικία του φλύσχη είναι μεγαλύτερη στα ανατολικά τμήματα, γεγονός που υποδηλώνει ότι η ορογενετική διαδικασία που επέδρασε στην Ελλάδα ξεκίνησε από τα ανατολικά και επεκτάθηκε προς τα δυτικά (Μουντράκης 2010).



Σχήμα 4.1: Σχηματική απεικόνιση ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου όπου διακρίνεται η τάφρος που αποτελεί την θέση σχηματισμού του φλύσχη (<https://www.thoughtco.com/convergent-plate-boundaries-3866818>).

Η διάταξη των Ελληνικών οροσειρών είναι ΒΒΔ-ΝΝΑ και με βάση τον παλαιογεωγραφικό χαρακτήρα της κάθε περιοχής, όπως αυτός αντικατοπτρίζεται από τον χαρακτήρα των Αλπικών ιζημάτων, προτάθηκε ο διαχωρισμός του Ελληνικού ορογενούς σε γεωτεκτονικές ζώνες με κοινά παλαιογεωγραφικά χαρακτηριστικά και παρόμοια γεωτεκτονική εξέλιξη. Οι Ελληνίδες γεωτεκτονικές ζώνες (σχ. 4.2), όπως έχει επικρατήσει να αναφέρονται, διακρίνονται σε εσωτερικές και σε εξωτερικές. Κριτήριο διαχωρισμού αυτών των δύο είναι ο διαφορετικός βαθμός τεκτονικής παραμόρφωσης καθώς οι εσωτερικές ζώνες έχουν υποστεί δύο ορογενετικά επεισόδια ενώ οι εξωτερικές μόνο ένα (Μουντράκης 2010).



Σχήμα 4.2: Σχηματική απεικόνιση των Ελληνίδων γεωτεκτονικών ζωνών (Μουντράκης 2010).

4.2.1 Εσωτερικές Ελληνίδες ζώνες

Οι εσωτερικές Ελληνίδες ζώνες περιλαμβάνουν από τα ανατολικά προς τα δυτικά τη μάζα της Ροδόπης, τη Σερβομακεδονική μάζα, την Περιοδοπική ζώνη, τη ζώνη Αξιού, την Πελαγονική ζώνη, την Αττικοκυκλαδική ζώνη και την Υποπελαγονική ζώνη (Μουντράκης 2010, Παπανικολάου 2015).

Η μάζα της Ροδόπης συνίσταται από μεταμορφωμένα πετρώματα Παλαιοζωικής ηλικίας που υποδηλώνουν τον ηπειρωτικό χαρακτήρα της. Τα αλπικά ιζήματα απουσιάζουν από αυτήν, ωστόσο η τεκτονική παραμόρφωση που έχει δεχτεί είναι ίδια με των υπολοίπων εσωτερικών ζωνών και για αυτό το λόγο συγκαταλέγεται σε αυτές (Μουντράκης 2010).

Η Σερβομακεδονική μάζα αποτελείται επίσης από μεταμορφωμένα πετρώματα και έχει ηπειρωτικό χαρακτήρα. Τα πετρώματα που συναντώνται στο δυτικό άκρο της υποδεικνύουν μια σταδιακή μετάβαση από χερσαίο ηπειρωτικό περιβάλλον σε περιβάλλον ηπειρωτικής κατωφέρειας (Μουντράκης 2010).

Η Περιοδοπική ζώνη δομείται από αλπικά ιζήματα και έχει χαρακτήρα μεταβατικό από την χέρσο της Σερβομακεδονικής στα ανατολικά προς τον ωκεάνιο χώρο στα δυτικά της. Ιδιαίτερο γνώρισμά της είναι η παρουσία μιας ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς πετρωμάτων με χαρακτηριστική δυαδική (bimodal) ηφαιστειότητα που υποδεικνύει ηπειρωτική διάρρηξη καθώς και ο φλύσχος της 'Σβούλας' που είναι ο παλαιότερος στην Ελλάδα (Μουντράκης 2010).

Η ζώνη Αξιού χαρακτηρίζεται από την παρουσία μεγάλων οφειολιθικών μαζών που υποδηλώνουν τον ωκεάνιο χαρακτήρα αυτής της ζώνης. Εντός αυτής εμφανίζεται το όρος Πάικο που θεωρείται ότι έχει προκύψει από ενδοωκεάνια υποβύθιση εντός της ζώνης Αξιού και συνιστά νησιωτικό τόξο. Η άποψη ότι το Πάικο συνιστά νησιωτικό τόξο, στηρίζεται στην παρουσία πυριγενών πετρωμάτων βασικής – ενδιάμεσης σύστασης Ιουρασικής ηλικίας, χαρακτηριστικά νησιωτικών τόξων (Μουντράκης 2010).

Η Πελαγονική ζώνη αποτελείται από ένα μεταμορφωμένο υπόβαθρο ηπειρωτικού χαρακτήρα καθώς και από ημιμεταμορφωμένα αλπικά ιζήματα στο μεγαλύτερο μέρος της. Στο δυτικό άκρο της υπάρχει μια ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά πετρωμάτων με δυαδική (bimodal) ηφαιστειότητα χαρακτηριστική για ηπειρωτική διάρρηξη. Χαρακτηρίζεται και ως Κιμμερικό ηπειρωτικό τέμαχος που παρεμβάλλεται ανάμεσα στους ωκεάνιους χώρους του Αξιού και της Υποπελαγονικής (Μουντράκης 2010).

Η Αττικοκυκλαδική ζώνη είναι μια ζώνη ετερογενούς σύστασης στην οποία συναντώνται μεταμορφωμένα πετρώματα ηπειρωτικού φλοιού ανάλογα της Πελαγονικής καθώς και μεταμορφωμένα αλπικά ιζήματα, με τεκτονικές σχέσεις μεταξύ τους (Κουκουβέλας 2018, Μουντράκης 2010).

Η Υποπελαγονική ζώνη αποτελείται και αυτή από μεγάλες οφειολιθικές μάζες και από τα συνοδά σχιστοκερατολιθικά τους ιζήματα που υποδηλώνουν τον ωκεάνιο χαρακτήρα της (Μουντράκης 2010).

4.2.2 Εξωτερικές Ελληνίδες ζώνες

Οι εξωτερικές ζώνες περιλαμβάνουν από τα ανατολικά προς τα δυτικά την ζώνη Παρνασσού – Γκιώνας, την ζώνη Ωλονού – Πίνδου, την ζώνη Γαβρόβου – Τρίπολης, την Ιόνιο ζώνη και την ζώνη Παξών. Σε όλες τις εξωτερικές Ελληνίδες, οι έρευνες δεν έχουν βρει μεταμορφωμένα πετρώματα υποβάθρου παρά μόνο αλπικά ιζήματα, αν και οι ερευνητές υποθέτουν την ύπαρξή τους (Μουντράκης 2010, Παπανικολάου 2015, Κουκουβέλας 2018).

Η ζώνη Παρνασσού – Γκιώνας κατά το γεωλογικό παρελθόν αποτελούσε ένα ύβωμα εντός του ευρύτερου ωκεάνιου χώρου της Υποπελαγονικής ζώνης και για αυτό το λόγο συνίσταται κυρίως από αλπικά νηριτικά ιζήματα. Χαρακτηριστικά είναι επίσης τα κοιτάσματα βωξιτών που υπάρχουν σε αυτήν και τα οποία έχουν σχηματιστεί από την λατεριτική αποσάθρωση των οφειολίθων της Υποπελαγονικής (Μουντράκης 2010).

Η ζώνη Ωλονού – Πίνδου αποτελείται από πελαγικά και αβυσσικά ιζήματα. Ιδιαίτερο γνώρισμά της είναι η παρουσία σχιστοκερατολιθικής διάπλασης ενώ, οι οφειόλιθοι που συναντώνται σήμερα στον χώρο της ζώνης Πίνδου, θεωρείται ότι προέρχονται από τον χώρο της Υποπελαγονικής και ότι λόγω της Τριτογενούς κατάρρευσης του ορογενούς, ολίσθησαν από το Δυτικό Πελαγονικό περιθώριο προς τον χώρο της ζώνης Πίνδου. Η ζώνη αυτή παρουσιάζει επίσης την εντονότερη τεκτονική παραμόρφωση μεταξύ των Ελληνίδων ζωνών (Μουντράκης 2010).

Η ζώνη Γαβρόβου – Τρίπολης αποτελείται από νηριτικά ανθρακικά ιζήματα και η σταθερότητα στις συνθήκες ιζηματογένεσης ενισχύουν την άποψη ότι αποτελούσε μια ηπειρωτική πλατφόρμα που δεχόταν συνεχή ιζηματογένεση (Μουντράκης 2010).

Η Ιόνιος ζώνη θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει μια παλαιά ενδοηπειρωτική λεκάνη καθώς τα ιζήματα ηλικίας παλαιότερης του Ιουρασικού είναι νηριτικά ενώ από το Ιουρασικό και μετά παρατηρείται αλλαγή και βάθυνση των συνθηκών ιζηματογένεσης με παρουσία αρχικά μαύρων αργιλικών σχιστολίθων και στην συνέχεια πελαγικών ασβεστολίθων με κερατολιθικές ενστρώσεις. Ο φλύσχος αυτής της ζώνης είναι ο νεότερος στον Ελληνικό χώρο (Μουντράκης 2010, Παπανικολάου 2015).

Η ζώνη Παξών δομείται εξολοκλήρου από νηριτικά ανθρακικά ιζήματα και ιδιαίτερο γνώρισμά της είναι η απουσία του φλύσχη καθώς δεν έχει ολοκληρωθεί ακόμα και σήμερα η ανάδυσή της (Μουντράκης 2010).

Οι ζώνες Παξών, Ιόνιος και Γαβρόβου – Τρίπολης θεωρείται ότι έχουν αναπτυχθεί επάνω στην ηπειρωτική πλατφόρμα της Απουλίας πλάκας όπου επικρατούσαν ήρεμες συνθήκες ιζηματογένεσης (Μουντράκης 2010, Παπανικολάου 2015, Κουκουβέλας 2018).

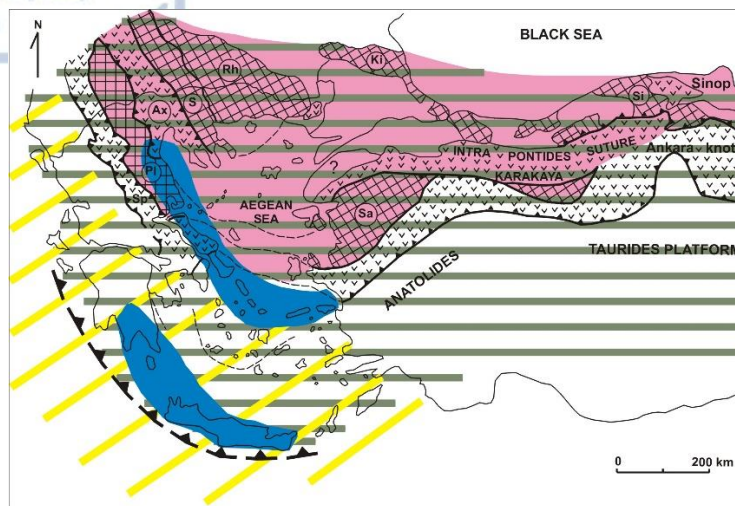
4.2.3 Σχέση Εσωτερικών – Εξωτερικών ζωνών

Στα πετρώματα των εσωτερικών ζωνών είναι εμφανή τα σημάδια δύο ορογενετικών επεισοδίων. Συγκεκριμένα τα πετρώματα που είναι παλαιότερα του Ιουρασικού συναντώνται πτωχόμενα και με γωνιώδη σχέση ως προς τα πετρώματα που είναι Τριαδικής και νεότερης ηλικίας, γεγονός που υποδηλώνει ότι κατά την περίοδο Άνω Ιουρασικού – Κάτω Κρητιδικού έλαβε χώρα μια ορογενετική διαδικασία που επηρέασε αυτές τις ζώνες και προκάλεσε την παροδική πτύχωση και ανάδυσή τους. Η πρώτη αυτή ορογένεση, όπως αναφέρεται στην βιβλιογραφία, θεωρείται ότι οφείλεται στο κλείσιμο και την καταστροφή των ωκεάνιων χώρων στην θέση της ζώνης Αξιού και της Υποπελαγονικής, καθώς κατά την καταστροφή αυτών των ωκεάνιων χώρων, έλαβε χώρα η σύγκρουση Ευρασίας και Κιμμέριας ηπείρου που προκάλεσε την πρώτη ορογένεση. Ταυτόχρονα έγινε και η επώθηση των οφειολίθων στα περιθώρια της Πελαγονικής ζώνης. Η πρώτη αυτή ορογένεση αναφέρεται στην βιβλιογραφία και ως Κιμμερική ορογένεση (Μουντράκης 2010).

Οι εσωτερικές ζώνες δεν επηρεάστηκαν μόνο από την πρώτη ορογένεση αλλά και από την τελική ορογένεση που έλαβε χώρα κατά το Τριτογενές. Αυτή η ορογένεση επηρέασε και τις εξωτερικές ζώνες και προκάλεσε την οριστική ανάδυση όλων των Ελληνίδων οροσειρών. Η τελική ορογένεση προκλήθηκε από την σύγκρουση των ηπειρωτικών τεμαχών της Απουλίας πλάκας και του ηπειρωτικού τεμάχους που είχε διαμορφωθεί από τη σύγκρουση της Κιμμερικής με την Ευρασία. Ως αποτέλεσμα είχε την λεπίωση και επώθηση όλων των ζωνών προς τα δυτικά καθώς και την επώθηση του συνόλου των εξωτερικών ζωνών επάνω στις εσωτερικές (Μουντράκης 2010).

Στον Ελληνικό χώρο υπάρχουν πετρώματα HP-LT τα οποία εμφανίζονται σε τοξοειδή διάταξη σε δύο θέσεις (σχ. 4.2). Το πρώτο τόξο περιλαμβάνει τους τυπικούς βασικής προέλευσης γλαυκοφανιτικούς σχιστόλιθους της Πελαγονικής και της Αττικοκυκλαδικής με Ηωκαινική ηλικία 45 εκατ. χρόνια ενώ το δεύτερο τόξο περιλαμβάνει τις μεταπηλιτικές φυλλιτικές - χαλαζιτικές εμφανίσεις και τους πλακώδεις ασβεστολίθους (ενότητα Plattenkalk) στην Πελοπόννησο και την Κρήτη με Άνω Ολιγοκαινική – Μειοκαινική ηλικία 25 εκατ. χρόνια (Μουντράκης 2010).

Πέραν των χαρακτηριστικών αυτών εμφανίσεων των πετρωμάτων HP-LT, έχουν βρεθεί και υπολείμματα παραγενέσεων γλαυκοφανιτικής φάσης μεταμόρφωσης στα Περιοδοπιαδικά πετρώματα της Περιοδοπιαδικής ζώνης (Michard et al. 1994) αλλά και στην ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά της 'Κρώμνης' στην υποζώνη Πάικου της ζώνης Αξιού (Baroz et al. 1987).



Σχήμα 4.2: Σκαριφηματική απεικόνιση των δύο ζωνών όπου εμφανίζονται πετρώματα HP-LT στο Ελληνικό ορογενές. Στο σχήμα απεικονίζεται επίσης η αλληλοεπικάλυψη των παραμορφώσεων των ορογενετικών διαδικασιών. Με μωβ χρώμα απεικονίζεται ο χώρος που επηρεάστηκε από την πρώιμη ορογενετική διαδικασία, με πράσινες γραμμές ο χώρος που επηρεάστηκε από την ορογένεση του Τριτογενούς και με κίτρινο χρώμα ο χώρος που επηρεάζεται από την σημερινή υποβύθιση του ωκεάνιου υπολείμματος της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την ενιαία Ευρασιατική (Mountrakis & Robertson 2006).

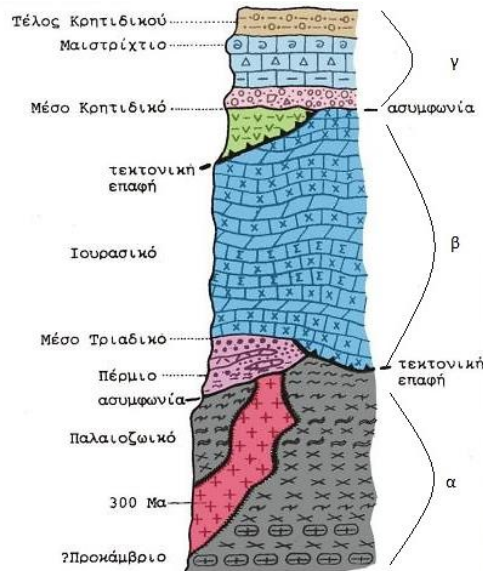
4.3 Πελαγονική ζώνη

Η Πελαγονική ζώνη ανήκει στις εσωτερικές Ελληνίδες και εξαπλώνεται από την περιοχή των Σκοπίων έως το Πήλιο και την Βόρεια Εύβοια με διάταξη ΒΒΔ-ΝΝΑ ενώ στον χώρο του Αιγαίου κάμπτεται και προεκτείνεται στην Μικρά Ασία με διάταξη Α-Δ. Στον Ελληνικό χώρο εμφανίζεται στα όρη Βόρας, Βέρμιο, Βέρνο, στα Πιέρια όρη, στον Όλυμπο, στην Όσσα και στο Πήλιο. (σχ. 4.1). Χαρακτηριστικό της γνώρισμα αποτελούν τα πολυάριθμα τεκτονικά παράθυρα που εμφανίζονται κατά μήκος της και σε αυτά αποκαλύπτονται ορίζοντες γλαυκοφανιτικών πετρωμάτων (Μουντράκης 2010, Παπανικολάου 2015).

4.3.1 Λιθοστρωματογραφία της ζώνης

Τα πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης με βάση την ηλικία τους αλλά και την γεωτεκτονική εξέλιξη που έχουν υποστεί, μπορούν να χωριστούν σε τρεις κατηγορίες. Έτσι, διακρίνουμε το μεταμορφωμένο υπόβαθρο της ζώνης, τα αλπικά ιζήματα που επηρεάστηκαν από την Κιμμερική ορογένεση στο Άνω Ιουρασικό και την Αλπική ορογένεση του Τριτογενούς και τα επικλυσιογενή αλπικά ιζήματα που επηρεάστηκαν μόνο

από την τελική ορογένεση του Τριτογενούς. Στο σχήμα 4.3 παρουσιάζεται η λιθοστρωματογραφική στήλη της Πελαγονικής ζώνης.



Σχήμα 4.3: Λιθοστρωματογραφική στήλη της Πελαγονικής ζώνης. Διακρίνονται οι τρεις κατηγορίες των πετρωμάτων της: α) Το παλαιοζωικό μεταμορφωμένο υπόβαθρο της ζώνης, β) τα αλπικά ιζήματα που έχουν μετάσχει στην πρώτη ορογενετική φάση και γ) τα αλπικά ιζήματα που έχουν υποστεί μόνο την Τριτογενή ορογένεση (Mountrakis 1984).

Το μεταμορφωμένο υπόβαθρο της ζώνης αποτελείται κυρίως από σχιστόλιθους και γνευσίους και θεωρείται ότι αποτελεί τμήμα ηπειρωτικού φλοιού και συγκεκριμένα της Κιμμέριας ηπείρου. Εντός των μεταμορφωμένων πετρωμάτων του υποβάθρου εντοπίζονται γνευσιωμένα γρανιτικά σώματα η ηλικία των οποίων έχει προσδιοριστεί ως Άνω Λιθανθρακοφόρος – 300 εκατ. χρόνια (Mountrakis 1984).

Στο δυτικό άκρο της Πελαγονικής το μεταμορφωμένο υπόβαθρο τελειώνει με μια σειρά πετρωμάτων ηφαιστειοϊζηματογενούς προέλευσης ηλικίας Περμίου – Κάτω Τριαδικού με δυαδική (bimodal) ηφαιστειότητα η οποία ωστόσο απουσιάζει στο ανατολικό άκρο της. Στην συνέχεια, η υπόλοιπη στρωματογραφία της ζώνης έως το Μέσο - Άνω Ιουρασικό συνίσταται εξολοκλήρου από νηριτικά ανθρακικά πετρώματα, τα οποία εμφανίζονται ελαφρώς μεταμορφωμένα. Επάνω από την ανθρακική σειρά της Πελαγονικής, εντοπίζονται οφειολιθικές μάζες με τα συνοδά τους σχιστοκερατολιθικά ιζήματα, με προέλευση τους ωκεάνιους χώρους εκατέρωθεν της ζώνης αυτής (Mountrakis 1984, Παπανικολάου 2015).

Η στρωματογραφία της ζώνης συνεχίζει με επικλυσιογενή ιζήματα ηλικίας Κενομανίου, στη μέση της Τριαδικής περιόδου. Συγκεκριμένα, αποτελούνται από ανθρακικά

κροκαλοπαγή που εξελίσσονται σε κλαστικούς ασβεστόλιθους και επικάθονται ασύμφωνα επάνω στα παλαιότερα πετρώματα. Τα αλπικά ιζήματα της ζώνης ολοκληρώνει ο φλύσχος με ηλικία Άνω Κρητιδικού – Κάτω Παλαιόκαινου (Mountrakis 1984).

4.3.2 Τεκτονική εξέλιξη

Τα πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης στο σύνολό τους έχουν υποστεί πολλαπλές έντονες τεκτονικές παραμορφώσεις. Η πρώτη τεκτονική παραμόρφωση συντελέστηκε στον Παλαιοζωικό αιώνα και πρόκειται για την Ερκύνια ορογένεση. Τα σημάδια της διατηρούνται μέχρι και σήμερα σε ορισμένες θέσεις του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου της (Μουντράκης 2010).

Στο Πέρμιο και στο Κάτω Τριαδικό στο δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής επικρατούσαν συνθήκες ηπειρωτικής διάρρηξης όπως αυτό γίνεται αντιληπτό από την ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά με τη δυαδική (bimodal) ηφαιστειότητα αυτής της ηλικίας. Η εφελκυστική τεκτονική εκείνης της περιόδου προκάλεσε μια δεύτερη παραμόρφωση στα πετρώματα της ζώνης (Μουντράκης 2010).

Κατά την περίοδο Άνω Ιουρασικού – Κάτω Κρητιδικού, έλαβε χώρα η Κιμμερική ορογένεση που επηρέασε τις εσωτερικές Ελληνίδες. Σε αυτήν την ορογένεση αφενός οφείλεται η τοποθέτηση των οφειολίθων στα ανθρακικά πετρώματα της Πελαγονικής και αφετέρου η πτύχωση, η προσωρινή ανάδυση και η ασυμφωνία μεταξύ των ανθρακικών και των επικλυσισγενών πετρωμάτων (Μουντράκης 2010).

Η κυρίως Αλπική ορογένεση του Τριτογενούς είναι αυτή που άφησε τα εντονότερα σημάδια στην Πελαγονική. Όλες σχεδόν οι πτυχές και οι τεκτονικές δομές που είναι εμφανείς σήμερα στα πετρώματά της, δημιουργήθηκαν κατά το Τριτογενές. Λόγω αυτών των έντονων συμπίεστικών τάσεων, σε ορισμένες θέσεις είναι πιθανόν να παρατηρείται μια αναστροφή των σχηματισμών στην ύπαιθρο (Μουντράκης 2010).

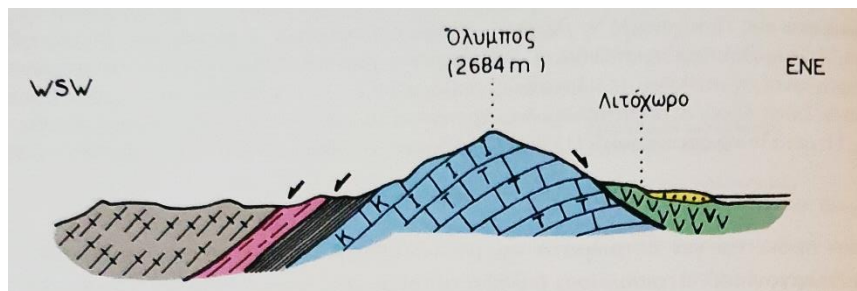
Η τελευταία παραμόρφωση που υπέστη η ζώνη αυτή έλαβε χώρα στο Άνω Ολιγόκαινο - Μειόκαινο. Πρόκειται για εφελκυστική τεκτονική παραμόρφωση που οφείλεται στην μετανάστευση του ορογενούς και προκάλεσε την κατάρρευσή του στον χώρο της Πελαγονικής. Αποτέλεσμα αυτής της παραμόρφωσης είναι τα κανονικά ρήγματα μικρής (ρήγματα αποκόλλησης) και μεγάλης γωνίας κλίσης. Στην κατάρρευση του ορογενούς οφείλεται και η δημιουργία των πολυάριθμων τεκτονικών παραθύρων που εμφανίζονται στην Πελαγονική (Μουντράκης 2010, Παπανικολάου 2015).

4.3.3 Τεκτονικά παράθυρα

Ιδιαίτερα σημαντική είναι η παρουσία των τεκτονικών παραθύρων στον χώρο της Πελαγονικής. Τα σημαντικότερα τεκτονικά παράθυρα αναπτύσσονται στα Ριζώματα, στον Ολύμπο, στην Όσσα, στην Κρανιά και στο Πήλιο, με τα πιο γνωστά και μελετημένα παράθυρα να είναι αυτά του Ολύμπου, της Όσσας και της Κρανιάς (Μουντράκης 2010).

Το 1968 ο Γάλλος τεκτονικός Godfriaux κατά την διάρκεια εργασιών στην περιοχή του Ολύμπου, διαπίστωσε ότι το όρος δομείται από αμεταμόρφωτα ανθρακικά πετρώματα και περιβάλλεται από τα μεταμορφωμένα πετρώματα της Πελαγονικής (Godfriaux 1978). Αυτό ήταν το έναυσμά του για περαιτέρω μελέτη της περιοχής μέσω της οποίας βρέθηκε ότι τα ανθρακικά πετρώματα του Ολύμπου έχουν χαρακτήρες των εξωτερικών και όχι των εσωτερικών Ελληνίδων. Συγκεκριμένα τα ανθρακικά πετρώματα του Ολύμπου παρουσιάζουν στοιχεία συνεχούς ιζηματογένεσης χωρίς διακοπή στο Ιουρασικό και μαζί με τους ασβεστόλιθους συναντάται και φλύσχης ηλικίας Ηωκαίνου, ηλικία πολύ μεταγενέστερη του φλύσχη της Πελαγονικής (Μουντράκης 2010, Παπανικολάου 2015).

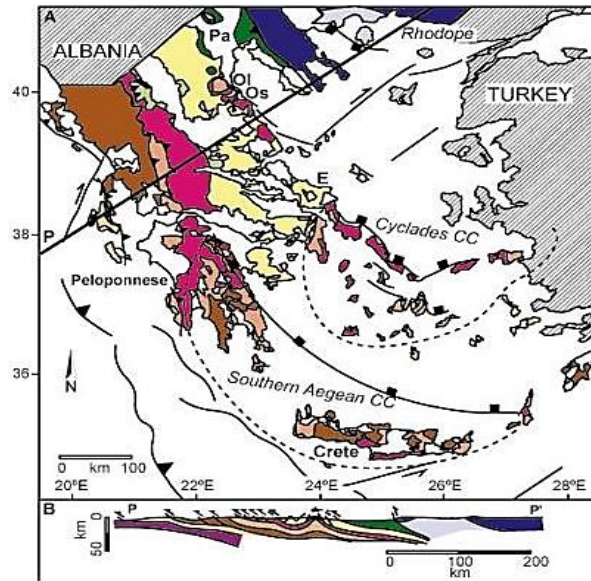
Από την μελέτη των πετρωμάτων των εξωτερικών Ελληνίδων έγινε η διαπίστωση ότι τα ανθρακικά πετρώματα του τεκτονικού παραθύρου του Ολύμπου (σχ. 4.4) είναι ανάλογα με αυτά της ζώνης Γαβρόβου – Τρίπολης στην οποία και αποδόθηκαν. Αυτή η διαπίστωση οδήγησε στο συμπέρασμα ότι η Πελαγονική ζώνη μαζί με το σύνολο των εσωτερικών Ελληνίδων έχουν επωθηθεί κατά το Τριτογενές επάνω στις εξωτερικές Ελληνίδες (σχ. 4.5) και στον χώρο που καλύπτεται σήμερα από τα πετρώματα της Πελαγονικής, έχουμε αποκάλυψη των βαθύτερων οριζόντων υπό μορφή τεκτονικών παραθύρων (Μουντράκης 2010).



Σχήμα 4.4: Σχηματική γεωλογική τομή του τεκτονικού παραθύρου του Ολύμπου.

Στην δυτική πλευρά των τεκτονικών παραθύρων του Ολύμπου και της Όσσας εντοπίζονται τυπικοί γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι βασικής προέλευσης οι οποίοι έχουν ονομαστεί 'σειρά Αμπελάκια'. Η δημιουργία τους οφείλεται στην σύγκρουση των εσωτερικών με τις εξωτερικές Ελληνίδες ζώνες καθώς κατά την επώθηση των εσωτερικών ζωνών επάνω στις εξωτερικές δημιουργήθηκαν οι ευνοϊκές συνθήκες για την μεταμόρφωση HP-LT και τον σχηματισμό των γλαυκοφανιτικών σχιστόλιθων μέσω

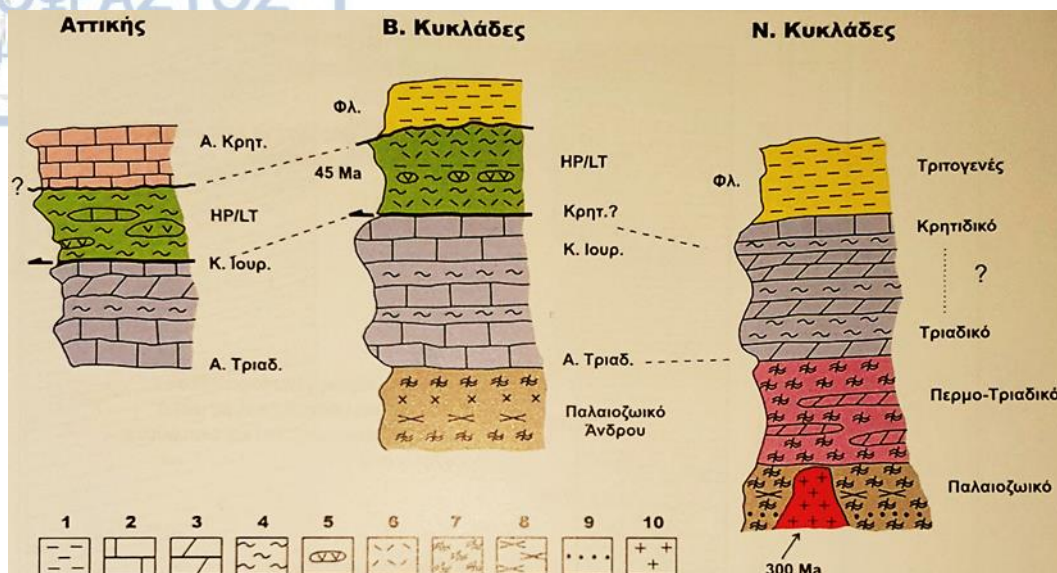
υποβύθισης τύπου α' ανάμεσα στα ηπειρωτικά τεμάχια της Απουλίας και της ενιαίας Κιμμερικής – Ευρασιατικής πλάκας. Οι εμφανίσεις των γλαυκοφανιτικών σχιστόλιθων των Αμπελακίων ενέχουν ερωτηματικά καθώς η προέλευση τους δεν είναι αποσαφηνισμένη και έχουν προταθεί διάφορες απόψεις αναφορικά με τον πρωτόλιθό τους (Μουντράκης 2010).



Σχήμα 4.5: Σχηματική απεικόνιση της επώθησης των εσωτερικών Ελληνίδων ζωνών επάνω στις εξωτερικές. Διακρίνεται η εμφάνιση της ζώνης Γαβρόβου υπό μορφή τεκτονικού παραθύρου στην περιοχή της Πελαγονικής (Douwe et al. 2005).

4.4 Αττικοκυκλαδική ζώνη

Η Αττικοκυκλαδική ζώνη ανήκει στις εσωτερικές Ελληνίδες και περιλαμβάνει τα νησιά των Κυκλάδων, τμήμα του νομού Αττικής και της Νότια Εύβοιας καθώς και τα νησιά Σάμο και Ικαρία (σχ. 4.1). Χαρακτηριστικό της γνώρισμα αποτελούν οι μεταμορφικοί πυρήνες (metamorphic core complexes) που εμφανίζονται σε πολλά νησιά των Κυκλάδων και στους οποίους αποκαλύπτονται ορίζοντες γλαυκοφανιτικών πετρωμάτων. Η διαφορά των μεταμορφικών πυρήνων από τα τεκτονικά παράθυρα έγκειται στο γεγονός ότι τα πετρώματα των παραθύρων είναι αμεταμόρφωτα σε αντίθεση με τους μεταμορφικούς πυρήνες (Μουντράκης 2010). Επειδή η ζώνη αυτή συνίσταται κυρίως από μεταμορφωμένα πετρώματα, ενίοτε στην βιβλιογραφία χρησιμοποιείται και η περιγραφή της ως Αττικοκυκλαδική μάζα (Κουκουβέλας 2018).



Σχήμα 4.6: Σχηματική αναπαράσταση των λιθοστρωματογραφικών στηλών των τριών ενοτήτων της Αττικοκυκλαδικής (Μουντράκης 2010).

4.4.2 Τεκτονική εξέλιξη

Όπως όλα τα πετρώματα του Ελληνικού χώρου, έτσι και τα πετρώματα της Αττικοκυκλαδικής έχουν υποστεί πολλαπλές τεκτονικές παραμορφώσεις. Η πρώτη εμφανής παραμόρφωση είναι συμπιεστική και ανάγεται στο Άνω Ιουρασικό – Κάτω Κρητιδικό και διακρίνεται κυρίως στα μάρμαρα της ζώνης αυτής (Μουντράκης 2010). Άλλοι ερευνητές ωστόσο τοποθετούν αυτήν την παραμόρφωση νωρίτερα στον Παλαιοζωικό αιώνα (Κουκουβέλας 2018).

Η επόμενη συμπιεστική τεκτονική παραμόρφωση συντελέστηκε στο Ηώκαινο (45 εκατ. χρόνια) και είναι συμμεταμορφική ως προς την γλαυκοφανιτική – εκλογιτική φάση μεταμόρφωσης των πετρωμάτων της Αττικοκυκλαδικής. Πρόκειται για την επικρατούσα παραμόρφωση των πετρωμάτων της ζώνης, όπως γίνεται εμφανής από την ανάπτυξη της κύριας σχιστότητας των πετρωμάτων (Μουντράκης 2010).

Κατά την κύρια φάση ορογένεσης στο Τριτογενές προκλήθηκε η έντονη λεπίωση και συσσώρευση τεκτονικών καλυμμάτων της ζώνης. Αυτή η συμπιεστική παραμόρφωση διακρίνεται στις πτυχές τύπου Knick που συναντώνται στα πετρώματα της Αττικοκυκλαδικής και είναι χαρακτηριστικές (Μουντράκης 2010).

Από το Μειόκαινο, μετά το πέρας της ορογένεσης και μέχρι σήμερα, άρχισε η τέταρτη και τελευταία φάση τεκτονικής παραμόρφωσης της ζώνης. Η εφελκυστική τεκτονική αυτής της φάσης προκάλεσε τον σχηματισμό των κανονικών ρηγμάτων μικρής (ρήγματα αποκόλλησης) και μεγάλης γωνίας κλίσης. Στην κατάρρευση του ορογενούς οφείλεται και

η εκταφή των βαθύτερων οριζόντων της ζώνης υπό μορφή μεταμορφικών πυρήνων. Στο Πλειόκαινο και το Τεταρτογενές λόγω της ενεργούς υποβύθισης που συνεχίζει έως και σήμερα, σχηματίστηκαν οι τάφροι και τα νησιά των Κυκλάδων τα οποία αποτελούν μεμονωμένα τεκτονικά κέρατα (Μουντράκης 2010, Κουκουβέλας 2018).

4.4.3 Μεταμορφικοί πυρήνες

Όπως και στην Πελαγονική ζώνη έτσι και στην Αττικοκυκλαδική, ο εφελκυσμός που ακολούθησε μετά την κύρια φάση της ορογένεσης του Τριτογενούς, προκάλεσε την εκταφή των βαθύτερων οριζόντων πετρωμάτων υπό μορφή μεταμορφικών πυρήνων. Οι σημαντικότεροι μεταμορφικοί πυρήνες διακρίνονται στα όρη Υμηττός και Πεντέλη στην Αττική, στον Προφήτη Ηλία της Σαντορίνης, στο όρος Κερκετέας της Σάμου ενώ επίσης μεταμορφικοί πυρήνες έχουν χαρακτηριστεί τα νησιά Νάξος, Πάρος, Τήνος, Σέριφος, Σίκινος κ.α. (Μουντράκης 2010, Κουκουβέλας 2018).

Αναφορικά με την γεωλογική δομή τους, οι μεταμορφικοί πυρήνες αποτελούνται κυρίως από ορθογενέσιους και μιγματίτες ενώ υπάρχουν και νησίδες μαρμάρων και μεταπηλιτών (Μουντράκης 2010).

5. ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΕΛΛΗΝΙΚΩΝ ΕΜΦΑΝΙΣΕΩΝ ΓΛΑΥΚΟΦΑΝΙΤΙΚΩΝ ΣΧΙΣΤΟΛΙΘΩΝ

5.1 Πρωτόλιθοι

Πρωταρχικό ερώτημα των επιστημόνων αποτελεί η προέλευση των πετρωμάτων από τα οποία έχουν σχηματιστεί οι Ελληνικοί γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι.

Στην περίπτωση της ενότητας φυλλιτών – χαλαζιτών και της ενότητας των πλακωδών ασβεστολίθων στην Πελοπόννησο και την Κρήτη η επικρατούσα άποψη είναι ότι αποτελούν τμήματα της Ιονίου ζώνης, τα οποία κατά την επώθηση της ζώνης Γαβρόβου επάνω στην Ιόνιο, που συνέβη κατά το Μειόκαινο, μεταμορφώθηκαν σε συνθήκες HP-LT. Έτσι η ενότητα φυλλιτών - χαλαζιτών θεωρείται ότι προέρχεται από μεταμόρφωση του Ολιγοκαινικού - Μειοκαινικού φλύσχη της Ιονίου ζώνης και οι πλακώδεις ασβεστόλιθοι προέρχονται από την μεταμόρφωση των πελαγικών ασβεστολίθων Μεσοζωικού έως Τριτογενούς της Ιονίου. Αυτή η άποψη ενισχύεται από την υπαίθρια παρατήρηση στην Νότια Πελοπόννησο, τα Κύθηρα και την Κρήτη όπου οι πλακώδεις ασβεστόλιθοι

αποκαλύπτονται υπό μορφή διπλού μεταμορφικού πυρήνα κάτω από τα πετρώματα της ζώνης Γαβρόβου (Μουντράκης 2010).

Η μελέτη των γλαυκοφανιτικών σχιστόλιθων στην Περιοδοπική ζώνη, προσδιόρισε Άνω Ιουρασική ηλικία μεταμόρφωσης γεγονός που υποδεικνύει ότι σχηματίστηκαν κατά την πρώιμη ορογενετική περίοδο του Άνω Ιουρασικού – Κάτω Κρητιδικού. Οι Michard et al. (1994) που μελέτησαν αυτούς τους γλαυκοφανιτικούς σχιστόλιθους, θεωρούν ότι οι πρωτόλιθοι αυτών των πετρωμάτων είναι τα πετρώματα της μαγματικής σειράς Χορτιάτη τα οποία μεταμορφώθηκαν σε συνθήκες γλαυκοφανιτικής φάσης μεταμόρφωσης στο Άνω Ιουρασικό, κατά το κλείσιμο και την καταστροφή του ωκεανού του Αξιού. Στην συνέχεια, στο Ανώτερο Ιουρασικό – Κάτω Κρητιδικό κατά την πρώιμη ορογένεση, δέχτηκαν ανάδρομη μεταμόρφωση σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωσης. Οι συνθήκες αυτές επικρατούν στα πετρώματα της Περιοδοπικής ζώνης.

Σε έναν στρωματογραφικό ορίζοντα των πετρωμάτων της υποζώνης Πάικου της ζώνης Αξιού, έχει βρεθεί παραγένεση με Λοσονίτη, ορυκτό διαγνωστικό για την γλαυκοφανιτική φάση μεταμόρφωσης. Οι πρωτόλιθοι είναι πετρώματα της ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς της 'Κρώμνης' ωστόσο η συνολική παραγένεση αποτελείται από αλβίτη, χλωρίτη, λοσονίτη, στίλπινομέλανα και ακτινόλιθο γεγονός που υποδεικνύει ότι οι συνθήκες μεταμόρφωσης προσομοιάζουν περισσότερο στην άνω πρασινοσχιστολιθική φάση μεταμόρφωσης και όχι στην τυπική γλαυκοφανιτική (Baroz et al 1987).

Τα γλαυκοφανιτικά πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης είναι ίσως τα πιο μελετημένα στον Ελλαδικό χώρο και η γεωτεκτονική εξέλιξη της ζώνης αυτής είναι αρκετά σαφής στα διάφορα μοντέλα που έχουν προταθεί για την συνολική εξέλιξη του Ελληνικού χώρου. Οι πρωτόλιθοι αυτών των πετρωμάτων θεωρείται ότι είναι είτε πετρώματα της Περμοτριάδικης ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς της Πελαγονικής είτε βασικά πυριγενή πετρώματα προέλευσης από τον ωκεάνιο χώρο της Υποπελαγονικής (Godfriaux 1978). Σύμφωνα με τους Kiliass & Mountrakis (1989) η μεταμόρφωση HP-LT εμφανίζεται και στα πετρώματα του υποβάθρου της Πελαγονικής ζώνης και έτσι ενισχύεται η άποψη ότι τα Περμοτριάδικα πετρώματα με τη δυαδική ηφαιστειότητα μεταμορφώθηκαν προς γλαυκοφανιτικούς σχιστόλιθους κατά την σύγκρουση Απουλίας – Ευρασιατικής στο Ηώκαινο.

Οι εμφανίσεις γλαυκοφανιτικών σχιστόλιθων της Αττικοκυκλαδικής παρουσιάζουν αρκετές ομοιότητες με τους αντίστοιχους γλαυκοφανιτικούς σχιστόλιθους της Πελαγονικής. Η τεκτονική σχέση μεταξύ των ενοτήτων της Αττικοκυκλαδικής είναι ανάλογη με αυτή της Πελαγονικής και συγκεκριμένα, οι γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι βρίσκονται σε αντίστοιχο στρωματογραφικό ορίζοντα, υπερκείμενοι ανθρακικών πετρωμάτων και υποκείμενοι πηλινικών (Μουντράκης 2010).

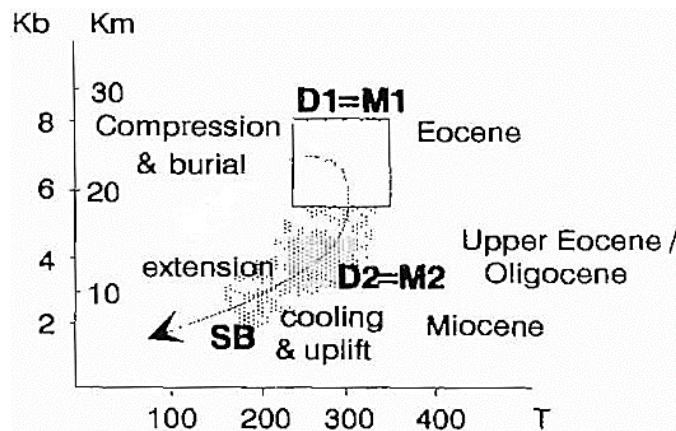
Στη συνέχεια γίνεται σύγκριση μόνο μεταξύ των γλαυκοφανιτικών σχιστόλιθων της Πελαγονικής και της Αττικοκυκλαδικής ζώνης.

5.2 Ομοιότητες και διαφορές γλαυκοφανιτικών Πελαγονικής – Αττικοκυκλαδικής

Οι γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι της Πελαγονικής και της Αττικοκυκλαδικής έχουν υπάρξει αντικείμενο μελέτης από τεκτονικούς γεωλόγους με σκοπό την εξαγωγή συμπερασμάτων αναφορικά με την εξέλιξη του Ελληνικού ορογενούς. Οι αναλύσεις που έχουν γίνει στα πετρώματα αυτά, είναι κυρίως τεκτονικές και σε μικρότερο βαθμό πετρολογικές.

5.2.1 Τεκτονικά κριτήρια

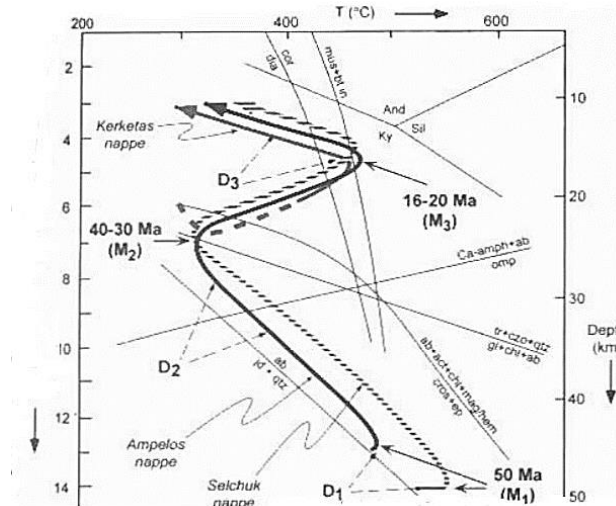
Σε όλα τα πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης έχουν προσδιοριστεί δύο παραμορφωτικά επεισόδια, τα οποία συνοδεύονται από συντεκτονική μεταμόρφωση και έχουν ονομαστεί D1 και D2. Η παραμόρφωση D1 διασώζεται σε λίγες μόνο θέσεις καθώς η νεότερη παραμόρφωση D2 έχει σχεδόν εξαλείψει τα σημάδια της πρώτης και είναι αυτή που επικρατεί σήμερα στα πετρώματα της Πελαγονικής. Η ηλικία αυτών των παραμορφώσεων θεωρείται Ηωκαινική και Άνω Ηωκαινική – Κάτω Ολιγοκαινική αντίστοιχα και έχει συμβεί σε πλαστικές συνθήκες (σχ. 5.1) (Kilias et al 1991b).



Σχήμα 5.1: Πορεία μεταμόρφωσης των γλαυκοφανιτικών σχιστόλιθων της Πελαγονικής ζώνης σε διάγραμμα P-T (Kilias et al 1991b).

Στα πετρώματα της Αττικοκυκλαδικής, έχουν προσδιοριστεί τρία παραμορφωτικά επεισόδια που συνοδεύονται από συντεκτονική μεταμόρφωση και έχουν ονομαστεί D1, D2 και D3. Όπως και στα πετρώματα της Πελαγονικής, έτσι και στα πετρώματα της Αττικοκυκλαδικής, το παραμορφωτικό επεισόδιο D2 έχει σχεδόν εξαλείψει το επεισόδιο

D1. Η ηλικία των παραμορφώσεων έχει προσδιοριστεί επίσης ως Ηωκαινική, Άνω Ηωκαινική - Ολιγοκαινική και Μειοκαινική, αντίστοιχα. Οι δύο πρώτες παραμορφώσεις έχουν συμβεί σε πλαστικές συνθήκες και η τελευταία σε συμβεί σε ημιθραυσιγενείς συνθήκες (σχ. 5.2) (Ring 1998).



Σχήμα 5.2: Πορεία μεταμόρφωσης των γλαυκοφανιτικών σχιστόλιθων της Αττικοκυκλαδικής ζώνης σε διάγραμμα P-T (Ring 1998).

Από τεκτονικής άποψης, τα πετρώματα των δυο ζωνών έχουν υποστεί ταυτόχρονα κατά τη διάρκεια του Ηωκαίνου και Άνω Ηωκαίνου – Κάτω Ολιγοκαίνου τεκτονικές παραμορφώσεις σε πλαστικές συνθήκες. Ωστόσο στα πετρώματα της Αττικοκυκλαδικής διακρίνεται ένα επιπλέον παραμορφωτικό γεγονός ηλικίας Μειόκαινου σε ημιθραυσιγενείς συνθήκες που προκάλεσε τον σχηματισμό knick πτυχών στα πετρώματα της ζώνης.

5.2.2 Πετρολογικά κριτήρια - Συνθήκες μεταμόρφωσης και παραγενέσεις

Οι γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι της Πελαγονικής ζώνης που εμφανίζονται στα τεκτονικά παράθυρά της, έχουν υποστεί δυο μεταμορφώσεις που ονομάζονται M1 και M2 ταυτόχρονα με τα παραμορφωτικά επεισόδια D1 και D2. Το μεταμορφικό γεγονός M1 περιλαμβάνει συνθήκες γλαυκοφανιτικής φάσης, σε πιέσεις 5-8 Kbar και θερμοκρασίες 300-350°C, ενώ το μεταμορφικό γεγονός M2 περιλαμβάνει συνθήκες πρσινοσχιστολιθικής φάσης, σε πιέσεις 3-4 Kbar και θερμοκρασίες 250-300°C (σχ 5.1). Η μεταμόρφωση M2 είναι ανάδρομη της M1 και συνδέεται με την άνοδο και την εκταφή των γλαυκοφανιτικών σχιστόλιθων λόγω της Τριτογενούς κατάρρευσης του ορογενούς.

Στην ύπαιθρο, λόγω της ανάδρομης μεταμόρφωσης, οι γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι παρουσιάζουν πρασινωπή χροιά λόγω της μετατροπής του γλαυκοφανούς σε ακτινόλιθο και χλωρίτη (Kiliyas et al 1991b).

Οι γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι της Αττικοκυκλαδικής ζώνης έχουν υποστεί και αυτοί πολλαπλά μεταμορφικά γεγονότα που έχουν ονομαστεί M1, M2 και M3 και έχουν συμβεί ταυτόχρονα με τα παραμορφωτικά επεισόδια D1, D2 και D3. Το μεταμορφικό γεγονός M1 περιλαμβάνει συνθήκες εκλογιτικής φάσης μεταμόρφωσης σε πιέσεις 12-14 Kbar και θερμοκρασίες 420-490°C καθώς έχουν βρεθεί εκλογίτες (εικ. 5.1) αλλά και γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι με ιαδείτικο πυρόξενο, γρανάτη και χαλαζία που χαρακτηρίζουν τη μετάβαση από τη γλαυκοφανιτική προς την εκλογιτική φάση μεταμόρφωσης (Okrusch et al. 1984).



Εικόνα 5.1 : Εκλογιτικοί όγκοι (αερόλιθοι) από την Σύρο (<https://www.apanomeria.org>).

Το μεταμορφικό γεγονός M2 περιλαμβάνει μεταμόρφωση σε συνθήκες γλαυκοφανιτικής φάσης μεταμόρφωσης με πιέσεις 6,5-7,5 Kbar και θερμοκρασίες περίπου 280-320°C, ενώ το μεταμορφικό γεγονός M3 περιλαμβάνει συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωσης με πιέσεις 3-5 Kbar και θερμοκρασίες 400-450°C (σχ. 5.2) (Ring 1998).

Αναφορικά με τις συνθήκες μεταμόρφωσης, και στις δύο ζώνες συναντώνται πετρώματα γλαυκοφανιτικής φάσης, βασικής προέλευσης που έχουν υποστεί ανάδρομη πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωση. Ωστόσο, οι συνθήκες μεταμόρφωσης, ως προς τις τιμές πίεσης και θερμοκρασίας, διαφέρουν από τη μια ζώνη στην άλλη. Επιπλέον, στην Αττικοκυκλαδική ζώνη εμφανίζονται και πετρώματα υψηλότερων συνθηκών μεταμόρφωσης, εκλογιτικής φάσης, τα οποία απουσιάζουν από την Πελαγονική.

5.3 Συμπεράσματα

Τόσο στα γλαυκοφανιτικά πετρώματα της Πελαγονικής όσο και στα γλαυκοφανιτικά πετρώματα της Αττικοκυκλαδικής έχουν πραγματοποιηθεί πολυάριθμες μελέτες αναφορικά με την τεκτονική παραμόρφωση και τις συνθήκες μεταμόρφωσής τους. Από τεκτονικής άποψης, τα πετρώματα της Πελαγονικής και της Αττικοκυκλαδικής έχουν υποστεί δύο παραμορφωτικά επεισόδια παρόμοιας ηλικίας ωστόσο στην Αττικοκυκλαδική εντοπίζεται ένα επιπλέον παραμορφωτικό γεγονός σε ημιθραυσιγενείς συνθήκες ηλικίας Μειοκαίνου που δεν εμφανίζεται στα πετρώματα της Πελαγονικής.

Από πετρολογικής άποψης στην Πελαγονική ζώνη οι γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι έχουν μεταμορφωθεί σε συνθήκες τυπικής γλαυκοφανιτικής μεταμόρφωσης σε πίεση 5-8 kbar και θερμοκρασία 300-350° C ενώ οι γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι της Αττικοκυκλαδικής έχουν μεταμορφωθεί σε υψηλότερες συνθήκες εκλογιτικής φάσης, ενώ ενδεικτικά αναφέρεται ότι στην Σύρο η μεταμόρφωση έγινε σε συνθήκες πίεσης 12-14 kbar και θερμοκρασία 420-490° C. Σύμφωνα με τον Μουντράκη (2010), η ενότητα Βορείων Κυκλάδων περιλαμβάνει πετρώματα υψηλότερου βαθμού μεταμόρφωσης, εκλογιτικής φάσης, σε σχέση με τις ενότητες Νοτίων Κυκλάδων και Αττικής που περιλαμβάνουν πετρώματα γλαυκοφανιτικής φάσης, χωρίς ωστόσο να είναι γνωστά τα αίτια αυτής της διαφοροποίησης ανάμεσα στις επιμέρους ενότητες της ζώνης.

Αν και οι γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι των δύο ζωνών παρουσιάζουν πολλές τεκτονικές και πετρολογικές ομοιότητες, εντούτοις υπάρχουν και κάποιες διαφορές από ζώνη σε ζώνη. Η διαθέσιμη βιβλιογραφία για την Πελαγονική ζώνη μπορεί να δώσει μια σαφή εικόνα για το γεωλογικό πλαίσιο σχηματισμού των γλαυκοφανιτικών σχιστόλιθων όμως στην περίπτωση της Αττικοκυκλαδικής, η διαθέσιμη βιβλιογραφία περιορίζεται μόνο σε συγκεκριμένες εμφανίσεις και όχι στο σύνολο της ζώνης και συνεπώς δεν μπορούν να εξαχθούν ασφαλή συμπεράσματα. Για τον λόγο αυτό χρειάζεται περεταίρω συστηματική μελέτη των εμφανίσεων των γλαυκοφανιτικών σχιστόλιθων στην Αττικοκυκλαδική καθώς και συγκριτική μελέτη ανάμεσα στις διάφορες εμφανίσεις από νησί σε νησί.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Για την γεωτεκτονική εξέλιξη του συνόλου του Ελληνικού χώρου έχουν προταθεί διάφορα γεωδυναμικά μοντέλα τα οποία χρησιμοποιούν τους γλαυκοφαντικούς σχιστόλιθους ως πετρώματα δείκτες παλαιών γεωλογικών διεργασιών υποβύθισης. Στον Ελληνικό χώρο τυπικά γλαυκοφαντικά πετρώματα βασικής προέλευσης εμφανίζονται κυρίως σε δύο θέσεις, στην Πελαγονική ζώνη και στην Αττικοκυκλαδική ζώνη. Λόγω του συγκεκριμένου γεωτεκτονικού περιβάλλοντος σχηματισμού τους, οι γλαυκοφαντικοί σχιστόλιθοι χρησιμοποιούνται ως δείκτες για την γεωτεκτονική εξέλιξη του Ελληνικού χώρου. Με βάση τεκτονικά κριτήρια οι δύο αυτές ζώνες, Πελαγονική και Αττικοκυκλαδική, έχουν υποστεί δύο ανάλογες τεκτονικές παραμορφώσεις σε πλαστικές συνθήκες, μία στο Ηώκαινο και μία στο Άνω Ηώκαινο – Ολιγόκαινο ενώ με βάση πετρολογικά κριτήρια, τα πετρώματα και των δύο ζωνών εμφανίζουν ανάδρομη πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωση. Στα πετρώματα της Αττικοκυκλαδικής ωστόσο, διακρίνεται ένα επιπλέον παραμορφωτικό επεισόδιο σε ημιθραυσιγενείς συνθήκες ηλικίας Μειοκαίνου και υπάρχουν εμφανίσεις πετρωμάτων υψηλότερου βαθμού μεταμόρφωσης εκλογιτικής φάσης, κυρίως στην ενότητα των Βορείων Κυκλάδων. Για τον χώρο της Αττικοκυκλαδικής ωστόσο τα δεδομένα δεν είναι πλήρη καθώς έχουν γίνει μελέτες μόνο σε μεμονωμένα νησιά των Κυκλάδων και συνεπώς δεν μπορεί να εξαχθεί ένα ασφαλές συμπέρασμα για την γεωδυναμική εξέλιξη του συνόλου της Αττικοκυκλαδικής. Για το λόγο αυτό απαιτείται περαιτέρω συστηματική μελέτη των γλαυκοφαντικών σχιστόλιθων της Αττικοκυκλαδικής.

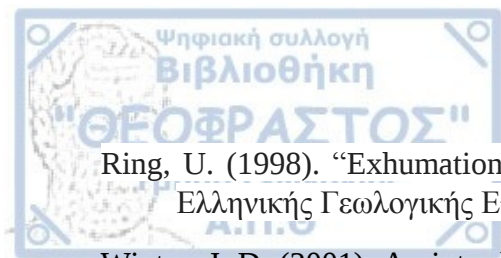
ABSTRACT

According to the geotectonic evolution of Greece, several geodynamic models have been suggested. These models use blueschists as indicators of ancient subduction zones. In Greece typical blueschists are preserved in the Pelagonian belt and in the Atticocycladic belt. Due to the geotectonic setting in which blueschists are formed, they are used as indicators to represent the geodynamic evolution of Greece. Tectonic criteria indicate that the two tectonic deformations that are preserved in both belts happened under ductile conditions in Eocene and Late Eocene – Oligocene. Based on petrologic criteria the blueschists are affected by retrograde greenschist facies metamorphism. However in the Atticocycladic belt a third tectonic deformation under semi-ductile conditions is preserved and eclogites, rocks of higher pressure metamorphism, also exist, mainly in the unit of Northern Cyclades. In Atticocycladic belt researches have been restricted to specific islands and thus a conclusion about the geodynamic evolution of the whole Atticocycladic belt is not possible. Further investigation needs to be conducted in the blueschists of the Atticocycladic belt.



ΞΕΝΟΓΛΩΣΣΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Baroz, F., Bebieen, J., & Ikenne, M. (1987). "An example of high-pressure low-temperature metamorphic rocks from an island-arc: the Paikon Series (Innermost Hellenides, Greece)". *Journal of Metamorphic Geology*, 5(4), 509-527.
- Bucher, K., & Frey, M. (2002). "Petrogenesis of metamorphic rocks". Springer Science & Business Media.
- Bucher, K., & Grapes, R. (2011). "Petrogenesis of metamorphic rocks". Springer Science & Business Media.
- Douwe van Hinsbergen, J. J., Hafkenscheid, E., Spakman, W., Meulenkamp, J. E., & Wortel, R. (2005). Nappe stacking resulting from subduction of oceanic and continental lithosphere below Greece. *Geology*, 33(4), 325-328.
- Frost, B. R., & Frost, C. D. (2014). *Essentials of igneous and metamorphic petrology*. Cambridge University Press.
- Godfriaux, I. (1978). " Etude geologique de la region de l'Olympe (Grece) "
- Fyfe, W. S., & Turner, F. J. (1966). "Reappraisal of the metamorphic facies concept". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 12(4), 354-364.
- Kilias, A., Frisch, W., Ratschbacher, L. & Sfeikos, A. (1991b). " Structural evolution and metamorphism of blueschists, Ampelakia nappe, eastern Thessaly, Greece" *Bull. Geol. Soc. Of Greece*, 25/1, 81-99, *Geol. Soc. of Greece, Thessaloniki*.
- Kilias, A., & Mountrakis, D. (1989). The Pelagonian nappe. Tectonics, metamorphism and magmatism. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 23(1), 29-46.
- Mason, R. (2012). *Petrology of the metamorphic rocks* (Vol. 230). London: Unwin Hyman.
- Michard, A., Goffe, B., Liati, A. & Mountrakis, D. (1994). "Blueschist – facies assemblages in the Perirhodopian zone and hints for an eohellenic HP – LT belt in Northern Greece". *Bulletin of Geological Society of Greece*, 30, p. 185 - 192
- Mountrakis, D. (1984). "Structural evolution of the Pelagonian zone in Northwestern Macedonia, Greece". *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 581-590.
- Mountrakis, D. & Robertson, A. H. (2006). "Tectonic development of the Eastern Mediterranean region: an introduction". *Geological Society, London, Special Publications*, 260(1), 1-9.
- Okrusch, A. Richter, P., Katsikatsos, G. (1984). "High-pressure rocks of Samos, Greece". *Geological Society of London, Special Publications*, 17, 529-536.



Ring, U. (1998). “Exhumation of blueschists from Samos island, Greece”. Δελτίον της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, 32(1), 97-104.

Winter, J. D. (2001). An introduction to igneous and metamorphic petrology (Vol. 697). New Jersey: Prentice hall.

ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Δημητριάδης, Σ. (1988). “Εισαγωγή στην πετρολογία των μεταμορφωμένων πετρωμάτων”, Εκδόσεις: Γιαχούδη Γιαπούλη

Κουκουβέλας, Ι. (2018). “Γεωλογία Ελλάδας”, Εκδόσεις: Liberal Books

Μουντράκης, Δ. (2010). “Γεωλογία και γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας”, Εκδόσεις: University Studio Press

Παπαζάχος, Κ. (2008). “Εισαγωγή στη Γεωφυσική”, Εκδόσεις: Ζήτη

Παπανικολάου, Δ. (2015). “Γεωλογία της Ελλάδας”, Εκδόσεις: Πατάκη

Σολδάτος, Τρ. & Χριστοφίδης, Γ. (2013). “Οπτική ορυκτολογία”, Εκδόσεις: Γιαχούδη Γιαπούλη

ΙΣΤΟΛΟΓΙΟ

https://www.tulane.edu/~sanelson/eens211/mineral_stability.htm

https://www3.nd.edu/~asimonet/CE30540/SP2017/Lecture_21_new_Meta_Facies_2_SP2017_web_based.pdf

https://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/triangular_plots_metamorphic_petrology.htm

https://en.wikipedia.org/wiki/Metamorphic_facies#/media/File:AFM_triangles_EN.svg

<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.1525-1314.1991.tb00542.x>

<https://www.virtualmicroscope.org/content/s339-14-glaucophane-schist>



https://www.virtualmicroscope.org/rock_sample?asset=s339_14/index.html?x=12.55&y=4.93&zoom=0&s=0&rot=1°=0

<https://www.tulane.edu/~sanelson/eens211/inosilicates.htm>

http://campus.unibo.it/18432/1/7a_Met_Mafic_Rocks.pdf

http://jm-derochette.be/Spectrometer/alteration_of_glaucophane.htm

<http://www.geologyin.com/2016/01/what-is-relationship-between.html>

https://en.wikipedia.org/wiki/Subduction_zone_metamorphism#/media/File:Metamorphic_pathway_of_pressure-temperature_conditions_in_subduction_zones.jpg

<https://www.quora.com/How-do-collision-boundaries>

<https://www.thoughtco.com/convergent-plate-boundaries-3866818>