



Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης



Σχολή Θετικών Επιστημών

Τμήμα Γεωλογίας

Τομέας Πετρολογίας - Ορυκτολογίας



---

ΛΙΛΙΑ ΧΑΡΟΥΤΙΟΥΝΙΑΝ

Μεταμόρφωση Υπερβασικών Πετρωμάτων

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



---

Θεσσαλονίκη 2020





ΛΙΛΙΑ ΧΑΡΟΥΤΙΟΥΝΙΑΝ  
Φοιτήτρια του Τμήματος Γεωλογίας, ΑΕΜ : 5493

ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ ΥΠΕΡΒΑΣΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας  
Τομέας Πετρολογίας - Ορυκτολογίας

**Επιβλέπων Καθηγητής :**

Κα. Λαμπρινή Παπαδοπούλου, Αναπληρώτρια Καθηγήτρια



© Λίλια Χαρουτιουνιάν, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Ορυκτολογίας - Πετρολογίας, 2020  
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.  
ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ ΥΠΕΡΒΑΣΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ – *Διπλωματική Εργασία*

© Lilya Harutyunyan, School of Geology, Department of Mineralogy - Petrology, 2020  
All rights reserved.  
METAMORPHISM OF ULTRAMAFIC ROCKS – *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.

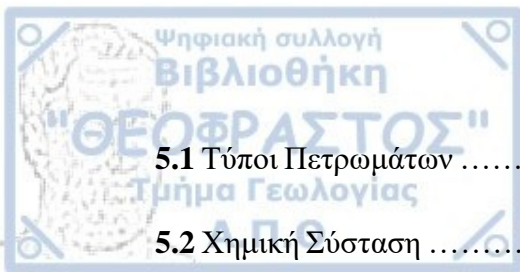
Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευθεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.

*Εικόνα Εξωφύλλον:* Σκούρο υπερβασικό πέτρωμα με μεγάλους κρυστάλλους γρανάτη. Μήκος δείγματος 18εκ., Νορβηγία (Πηγή: <http://www.sandatlas.org/rocks-of-norway>)



## Περιεχόμενα

Περίληψη .....	i
Abstract .....	ii
Πρόλογος .....	iii
<b>1. Εισαγωγή .....</b>	<b>1</b>
<b>2. Ορυκτολογία .....</b>	<b>2 – 3</b>
<b>2.1 Ομάδα Νησοπυριτικών Ορυκτών .....</b>	<b>3 – 4</b>
<b>2.2 Ομάδα Σωροπυριτικών Ορυκτών .....</b>	<b>5</b>
<b>2.3 Ομάδα Κυκλοπυριτικών Ορυκτών .....</b>	<b>5</b>
<b>2.4 Ομάδα Ινοπυριτικών Ορυκτών .....</b>	<b>5</b>
<b>2.5 Ομάδα Φυλλοπυριτικών Ορυκτών .....</b>	<b>6</b>
<b>2.6 Ομάδα Τεκτοπυριτικών Ορυκτών .....</b>	<b>6 – 7</b>
<b>3. Πυριγενή Πετρώματα .....</b>	<b>8</b>
<b>3.1 Μαγματισμός .....</b>	<b>8 – 9</b>
<b>3.2 Ορυκτολογική Σύσταση .....</b>	<b>9 – 10</b>
<b>3.3 Κατηγοριοποίηση Πυριγενών Πετρωμάτων .....</b>	<b>10 – 11</b>
<b>4. Μεταμόρφωση .....</b>	<b>12</b>
<b>4.1 Παράγοντες που Επηρεάζουν τη Μεταμόρφωση .....</b>	<b>13 – 15</b>
<b>4.2 Είδη Μεταμόρφωσης .....</b>	<b>15 – 18</b>
<b>4.3 Μεταμορφικές Φάσεις .....</b>	<b>18 – 19</b>
<b>5. Υπερβασικά Πετρώματα .....</b>	<b>20 – 21</b>



5.1 Τύποι Πετρωμάτων .....	21 – 23
5.2 Χημική Σύσταση .....	23 – 25
6. Μεταμόρφωση στο MSH Σύστημα .....	26
6.1 Διάγραμμα Συστάσεων στο MSH Σύστημα .....	26 – 27
6.2 Μεταμόρφωση Ενυδατωμένου Χαρτσβουργίτη .....	27 – 31
7. Μεταμόρφωση στο CMASH Σύστημα .....	32
7.1 Μεταμόρφωση Ενυδατωμένου Αργλικού Λερζόλιθου .....	32 – 33
7.2 Αποτελέσματα Ραγδαίας Αποσυμπίεσης – Ανύψωσης .....	34
8. Ισόβαθμες Υπερβασικών Πετρωμάτων .....	35 – 36
9. Ορυκτολογικές Παραγενέσεις Ανώτερου Μανδύα .....	37 – 38
10. Σερπεντινίωση Περιδοτίτη .....	39 – 40
11. Υπερβασικά Πετρώματα σε Υψηλές Θερμοκρασίες .....	41
12. Θερμομετρία και Γεωβαρομετρία .....	42
13. Ανθρακικά Υπερβασικά Πετρώματα .....	43
13.1 Μεταμόρφωση Οφιτανθρακικών Πετρωμάτων .....	43 – 46
13.2 Σαπωνόλιθος και Σαγκβανδίτης .....	46 – 48
14. Αντιδράσεις Ανοιχτού Τύπου .....	49 – 50
15. Γεωλογία Ελλάδας .....	51 – 52
16. Σύμπλεγμα Υπερβασικών Πετρωμάτων Λιβαδιού .....	53 – 71
17. Μεταμόρφωση Υπερβασικών Πετρωμάτων Νάξου .....	72 – 83
18. Βιβλιογραφία .....	84 – 87
19. Παράρτημα .....	88



Η παρούσα διπλωματική εργασία πραγματεύεται το θέμα της μεταμόρφωσης των υπερβασικών πετρωμάτων. Υπερβασικά ονομάζουμε τα πετρώματα, των οποίων η ποσοστιαία περιεκτικότητα σε  $\text{SiO}_2$  είναι μικρότερη του 45%. Μεταμόρφωση ονομάζουμε τη διαδικασία, με την οποία ένα πέτρωμα τροποποιείται ορυκτολογικά, χημικά ή/και ιστολογικά, παραμένοντας στη στερεή του κατάσταση.

Η εισαγωγή περιγράφει τις έννοιες πέτρωμα – ορυκτό και γίνεται μια αναφορά στις υποκατηγορίες των πυριτικών ορυκτών, προσδιορίζοντας ταυτόχρονα και τα ορυκτά που αναφέρονται στην εργασία. Αναλύεται σε γενικό πλαίσιο η διαδικασία της μεταμόρφωσης και τα σημεία στα οποία πραγματοποιείται αυτή.

Στο κεφάλαιο 5 αναλύονται οι τύποι των υπερβασικών πετρωμάτων, καθώς και οι χημικές συστάσεις αυτών. Όσον αφορά τη μεταμόρφωση, αρχικά μελετάται η μεταμόρφωση στο MSH σύστημα του χαρτσβουργίτη. Στη συνέχεια, εξηγείται ο τρόπος με τον οποίο μεταμορφώνονται οι αργιλικόι λερζόλιθοι στο CMASH σύστημα. Στο κεφάλαιο 10 περιγράφεται η διαδικασία της σερπεντινίωσης του περιδοτίτη και στο κεφάλαιο 13 η μεταμόρφωση των οφιτανθρακικών πετρωμάτων.

Στο κεφάλαιο 15 γίνεται μια σύντομη αναφορά του διαχωρισμού της Ελλάδας σε γεωτεκτονικές ζώνες. Τέλος, απεικονίζονται δύο περιοχές της Ελλάδας, όπου παρατηρείται μεταμόρφωση υπερβασικών πετρωμάτων. Οι περιοχές αυτές είναι το νησί Νάξος και το χωριό Λιβάδι.



## Abstract

This bachelor thesis deals with the subject of metamorphism of ultramafic rocks. A rock can be characterized as ultramafic, when its percentage content of  $\text{SiO}_2$  is smaller than 45%. Metamorphism is the process, where a rock is altered chemically, minerally and/ or structurally, while remaining in its solid state.

The introduction describes the concepts of rock – mineral and there is a reference of the subcategories of the silica minerals, naming simultaneously the minerals, that will be mentioned in this thesis. The procedure of metamorphism is analyzed, as well as the places where it occurs.

In chapter 5 the types of ultramafic rocks are mentioned, as well as their chemical composition. As far as metamorphosis goes, firstly the metamorphosis of harzburgite in the MSH system is investigated. Then, the way in which the Al – bearing lherzolite is being metamorphosed in the CMASH system is explained. In chapter 10, the process of serpentinization of peridotite is analyzed and in chapter 13 the metamorphosis of ophicarbonatite rocks.

In chapter 15, there is a short mention of the division of Greece in geotectonic zones. Finally, two places in Greece are mentioned as an example of the metamorphosis of such rocks. These two places are the island Naxos and the Livadi village.





## Πρόλογος

Η παρούσα διπλωματική εργασία με τίτλο “ Μεταμόρφωση Υπερβασικών Πετρωμάτων ” πραγματοποιήθηκε στο πλαίσιο του προγράμματος προπτυχιακών σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας της Σχολής Θετικών Επιστημών, του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης κατά τη χειμερινή περίοδο του Ακαδημαϊκού έτους 2020 – 2021. Σκοπός της εργασίας είναι η ανάλυση και η εις βάθος κατανόηση της διαδικασίας της μεταμόρφωσης που υφίστανται τα υπερβασικά πετρώματα, καθώς και το τελικό αποτέλεσμα της διαδικασίας αυτής.

Στα πλαίσια της εργασίας έγινε αναζήτηση πληροφοριών για τον ορισμό των υπερβασικών πετρωμάτων και της έννοιας της μεταμόρφωσης. Στη συνέχεια αναλύθηκε η όλη διαδικασία της μεταμόρφωσης αυτού του είδους του πετρώματος. Επιπλέον, γίνεται αναφορά σε δύο σημεία της Ελλάδας, που αναδεικνύουν μεταμόρφωση υπερβασικών πετρωμάτων.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω την αναπληρώτρια καθηγήτρια του Τμήματος Γεωλογίας, του τομέα Ορυκτολογίας - Πετρολογίας, κα. Λαμπρινή Παπαδοπούλου για την ανάθεση του θέματος, καθώς και για τη πολύτιμη βοήθεια και καθοδήγησή της, σε όλα τα στάδια της συγγραφής της παρούσας διπλωματικής εργασίας.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένειά μου για την υποστήριξη που μου παρείχαν και την κατανόηση καθ’ όλη την περίοδο εκπόνησης της εργασίας αυτής.

## 1. Εισαγωγή

Ο τομέας Ορυκτολογίας - Πετρολογίας ασχολείται με τη μελέτη των ορυκτών και των πετρωμάτων αντίστοιχα. Κατά καιρούς έχουν προταθεί διάφοροι ορισμοί, οι πιο διαδεδομένοι των οποίων παραμένουν οι εξής (Χριστοφίδης, 2002):

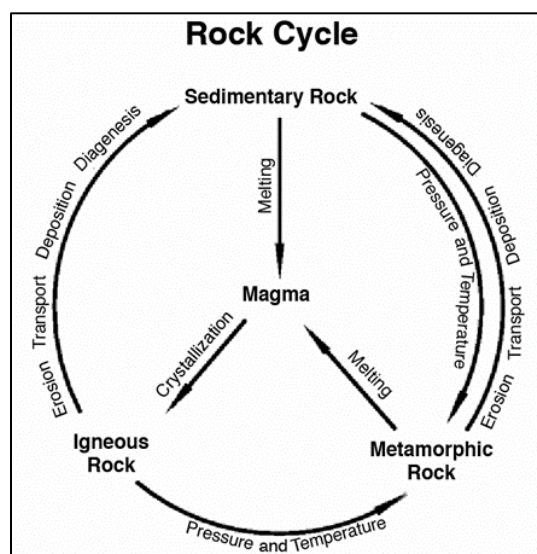
“ Ορυκτό ονομάζεται ένα ομογενές στερεό, που έχει σχηματιστεί με φυσικές διεργασίες, η χημική σύσταση και οι φυσικές ιδιότητες του οποίου διακυμαίνονται εντός συγκεκριμένων ορίων. Επιπλέον, η ατομική διάταξή του ορίζεται ως υψηλού βαθμού, εφόσον τα άτομα που βρίσκονται στο εσωτερικό αυτού, είναι τοποθετημένα σε μια κανονική γεωμετρική διάταξη. ”

“ Τα πετρώματα αποτελούνται από ένα ή περισσότερα ορυκτά και στο σύνολό τους συγκροτούν το στερεό φλοιό της Γης. Επιπλέον, η ορυκτολογική και χημική σύσταση αυτών κυμαίνεται εντός ορισμένων ορίων. Όταν αυτά αποτελούνται από δύο ή περισσότερα είδη ορυκτών τότε ονομάζονται πολύμεικτα, ενώ στην ειδική περίπτωση που το πέτρωμα αποτελείται από ένα και μόνο ορυκτό, τότε χαρακτηρίζεται ως μονόμεικτο.”

Στον Πίνακα 1.1 απεικονίζεται η ταξινόμηση των πετρωμάτων με βάση την ποσοστιαία περιεκτικότητά τους σε SiO<sub>2</sub>.

**Πίνακας 1.1:** Ταξινόμηση πετρωμάτων με βάση την περιεκτικότητά τους σε SiO<sub>2</sub> (Θεοδωρίκας, 2013)

Χαρακτηρισμός πετρώματος	Ποσοστιαία περιεκτικότητα (%)
Όξινα	> 66
Ενδιάμεσα	52 – 66
Βασικά	45 - 52
Υπερβασικά	< 45



**Σχήμα 1.1:** Κύκλος των πετρωμάτων  
([https://en.m.wikipedia.org/wiki/Geology#/image/File:Rock\\_cycle.gif](https://en.m.wikipedia.org/wiki/Geology#/image/File:Rock_cycle.gif))

Τα πετρώματα ανάλογα με τον τρόπο δημιουργίας τους χωρίζονται σε τρεις κατηγορίες (Σχήμα 1.1):



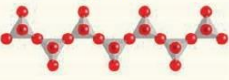
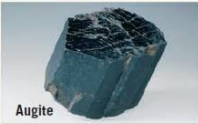
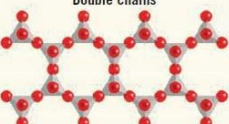

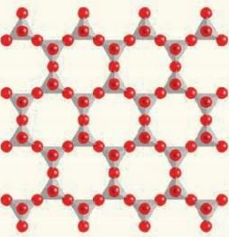


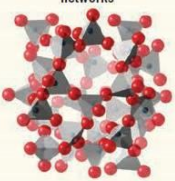


- Ιζηματογενή πετρώματα (Sedimentary Rocks)**  
Τα ιζηματογενή πετρώματα απαρτίζονται από υλικά, τα οποία βρίσκονταν είτε σε αιώρηση είτε διαλυμένα σε ένα ρευστό μέσο. Η συγκόλληση των υλικών αυτών οδηγεί στη δημιουργία των πετρωμάτων αυτών. Τα ιζηματογενή πετρώματα ανάλογα με τον τρόπο δημιουργίας τους διακρίνονται σε : κλαστικά, χημικά και βιογενή.
- Πυριγενή πετρώματα (Igneous Rocks)**
- Μεταμορφωμένα πετρώματα (Metamorphic Rocks)**

## 2. Ορυκτολογία

Τα ορυκτά διακρίνονται σε πυριτικά και μη πυριτικά. Το τετράεδρο του πυριτίου είναι μεγάλης σημασίας, καθώς αποτελεί το βασικό συστατικό των πυριτικών ορυκτών. Το τετράεδρο αυτό αποτελείται από ένα άτομο πυριτίου που βρίσκεται στο κέντρο και στα άκρα του συνδέονται άτομα οξυγόνου (Θεοδωρίκας, 2014). Τα πυριτικά ορυκτά με βάση την αναλογία ατόμων Si:O διακρίνονται σε (Πίνακας 2.1):

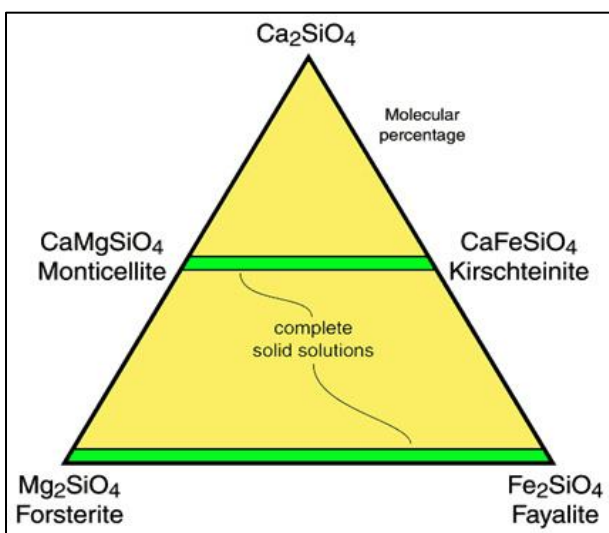
- Νησοπυριτικά
- Σωροπυριτικά
- Κυκλοπυριτικά
- Ινοπυριτικά
- Φυλλοπυριτικά
- Τεκτοπυριτικά

**Πίνακας 2.1:** Απεικόνιση της κατηγοριοποίησης των πυριτικών ορυκτών (<https://quizlet.com/305895257/praxis-ii-5571-common-silicate-mineral-diagram/>)

Common Silicate Minerals and Mineral Groups			
Mineral/Formula	Cleavage	Silicate Structure	Example
<b>Olivine group</b> (Mg,Fe) <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	None	Single tetrahedra 	 Olivine
<b>Pyroxene group (Augite)</b> (Mg,Fe,Ca,Na)AlSiO <sub>3</sub>	Two planes at 90°	Single chains 	 Augite
<b>Amphibole group (Hornblende)</b> Ca <sub>2</sub> (Fe,Mg) <sub>5</sub> Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>	Two planes at 60° and 120°	Double chains 	 Hornblende
<b>Micas</b>	One plane	Sheets 	<b>Biotite</b> K(Mg,Fe) <sub>3</sub> AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>  Biotite
			<b>Muscovite</b> KAl <sub>2</sub> (AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> )(OH) <sub>2</sub>  Muscovite
<b>Feldspars</b>	Two planes at 90°	Three-dimensional networks 	<b>Potassium feldspar (Orthoclase)</b> KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>  Potassium feldspar
			<b>Plagioclase</b> (Ca,Na)AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
<b>Quartz</b> SiO <sub>2</sub>	None	 Quartz	

Τα μη πυριτικά ορυκτά με τα οποία θα ασχοληθούμε είναι:

- ❖ *Ασβεστίτης*  
Ο χημικός του τύπος είναι  $\text{CaCO}_3$ . Εμφανίζεται κυρίως στα ιζηματογενή πετρώματα, αλλά εντοπίζεται σε μικρότερο βαθμό τόσο στα μεταμορφωμένα όσο και στα πυριγενή πετρώματα.
- ❖ *Μαγνησίτης*  
Ο χημικός του τύπος είναι  $\text{MgCO}_3$ . Εμφανίζεται σε φλέβες, η ύπαρξη των οποίων οφείλεται σε αλλοίωση μεταμορφωμένων και πυριγενών πετρωμάτων με υψηλή περιεκτικότητα μαγνησίου.
- ❖ *Δολομίτης*  
Ο χημικός του τύπος είναι  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ . Εμφανίζεται κυρίως σε ιζηματογενή πετρώματα και σε δολομιτικά μάρμαρα.
- ❖ *Μαγνητίτης*  
Ο χημικός του τύπος είναι  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ . Εμφανίζεται σε πυριγενή και μεταμορφωμένα πετρώματα ως επουσιώδες ορυκτό.
- ❖ *Βρουσίτης*  
Ο χημικός του τύπος είναι  $\text{Mg}(\text{OH})_2$ . Εμφανίζεται μαζί με σερπεντίνη, δολομίτη, χρωμίτη και μαγνησίτη.
- ❖ *Χρωμίτης*  
Ο χημικός του τύπος είναι  $\text{Fe}^{2+}\text{Cr}_2\text{O}_4$ . Αποτελεί κύριο ορυκτό υπερβασικών πετρωμάτων και ειδικότερα των περιδοτιτών.
- ❖ *Σπινέλλιος*  
Ο χημικός του τύπος είναι  $\text{MgAl}_2\text{O}_4$ . Αποτελεί διαγνωστικό ορυκτό υψηλής θερμοκρασίας. Εμφανίζεται σε μεταμορφωμένα πετρώματα και ειδικότερα σε αυτά που προέρχονται από μεταμόρφωση επαφής.
- ❖ *Ιλμενίτης*  
Ο χημικός του τύπος είναι  $\text{FeTiO}_3$ . Εμφανίζεται κυρίως σε διορίτες, ανορθοσίτες, πηγματίτες, φλέβες με υψηλή θερμοκρασία και γάββρους.



**Σχήμα 2.1:** Η σύσταση του ολιβίνης  
(<https://skyfallmeteorites.com/education-research/glossary/olivine/>)

## 2.1 Ομάδα Νησοπυριτικών Ορυκτών

Στα νησοπυριτικά ορυκτά η αναλογία Si:O είναι 1:4. Από αυτή την ομάδα ορυκτών εμείς θα ασχοληθούμε με (Θεοδωρίκας, 2013):

- ❖ *Τα ορυκτά της ομάδας του ολιβίνης*  
Ο χημικός τους τύπος είναι  $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ . Η σύσταση του ολιβίνης απεικονίζεται στο Σχήμα 2.1. Τα ακραία μέλη της ομάδας αυτής είναι ο φαυαλίτης ( $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ) και ο φορστερίτης ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ). Ο ολιβίνης εμφανίζεται στο δουνίτη ως το μοναδικό ορυκτό αυτού, ενώ αποτελεί κύριο ορυκτό τόσο των βασικών όσο και των υπερβασικών πετρωμάτων. Επίσης, εμφανίζεται πολύ συχνά σε

μεταμορφωμένα πετρώματα είτε σαν κύριο είτε σαν επουσιώδες ορυκτό,

**Πίνακας 2.2:** Οι μορφές του σερπεντίνη

Μορφές Σερπεντίνη	Μορφή
Αντιγορίτης	Πλακώδης
Λιζαρδίτης	Φυλλώδης
Χρυσότιλος	Ινώδης

και πιο συγκεκριμένα σε δολομίτες, αμφιβολίτες, πυροξενίτες και εκλογίτες. Η σερπεντινίωση του ολιβίνης οδηγεί στο σχηματισμό του σερπεντίνη. Ο σερπεντίνης έχει χημικό τύπο  $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ . Στον Πίνακα 2.2 δίνονται οι μορφές του σερπεντίνη.

❖ *Τα ορυκτά της ομάδας του γρανάτη*

Ο χημικός τους τύπος είναι  $A_3B_2(SiO_4)_3$ , όπου  $A = Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Ca^{2+}$  και  $B = Al^{3+}, Fe^{3+}, Cr^{3+}, Ti^{3+}, V^{3+}, Zr^{3+}$ . Στον Πίνακα 2.3 δίνονται τα ακραία μέλη της ομάδας των γρανάτων, καθώς και η περιοχική εμφάνισή τους.

**Πίνακας 2.3:** Οι χημικοί τύποι των ορυκτών της ομάδας του γρανάτη, καθώς και τα είδη των πετρωμάτων, στα οποία εμφανίζονται

Όνομα Ορυκτού	Χημικός Τύπος	Που εμφανίζεται
Πυρωπό	$Mg_3Al_2(SiO_4)_3$	Υψηλού βαθμού μεταμορφωμένα πετρώματα
Αλμανδίνης	$Fe_3Al_2(SiO_4)_3$	Περιοχική μεταμόρφωση αργιλικών πετρωμάτων
Σπεςσαρτίνης	$Mn_3Al_2(SiO_4)_3$	Κοιτάσματα skarn και πετρώματα υψηλής συγκέντρωσης Mn
Γροσσουλάριος	$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$	Περιοχική μεταμόρφωση και μεταμόρφωση επαφής
Ανδραδίτης	$Ca_3Fe_2(SiO_4)_3$	Μεταμόρφωση πυριτιούχων ασβεστόλιθων
Ουβαροβίτης	$Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$	Σερπεντινίτες

❖ *Σιλλιμανίτης – Κνανίτης*

Ο χημικός τους τύπος είναι  $Al_2SiO_5$ . Ο σιλλιμανίτης αποτελεί ορυκτό, που εμφανίζεται σε αργιλικά πετρώματα, τα οποία έχουν υποστεί μεταμόρφωση υπό υψηλές θερμοκρασίες, και σε πετρώματα, που προέρχονται από περιοχική μεταμόρφωση. Ο κνανίτης εμφανίζεται σε αργιλικά μεταμορφωμένα πετρώματα, που είναι μέσου – υψηλού βαθμού.

❖ *Σταυρόλιθος*

Ο χημικός του τύπος είναι  $Fe_2^{2+}Al_9O_6(O, OH)_2(SiO_4)_4$ . Εμφανίζεται σε πετρώματα με υψηλή περιεκτικότητα σε αργίλιο, που έχουν υποστεί περιοχική μεταμόρφωση.

## 2.2 Ομάδα Σωροπυριτικών Ορυκτών

Στα σωροπυριτικά ορυκτά η αναλογία Si:O είναι 2:7. Από αυτή την ομάδα ορυκτών εμείς θα ασχοληθούμε με (Θεοδωρίκας, 2013):

❖ *Τα ορυκτά της ομάδας του επιδότου*

### 1. Επίδοτο

Ο χημικός του τύπος είναι  $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ . Αναπτύσσεται σε πετρώματα, που προέρχονται από περιοχική μεταμόρφωση ή μεταμόρφωση επαφής.

### 2. Ζοϊσίτης

Ο χημικός του τύπος είναι  $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ . Εμφανίζεται σε πετρώματα που έχουν μεταμορφωθεί σε συνθήκες πρσινοσχιστολιθικής – αμφιβολιτικής φάσης μεταμόρφωσης.

### 3. Κλινοζοϊσίτης

Ο χημικός του τύπος είναι  $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ . Εμφανίζεται και αυτός σε πετρώματα πρσινοσχιστολιθικής – αμφιβολιτικής φάσης μεταμόρφωσης.

## 2.3 Ομάδα Κυκλοπυριτικών Ορυκτών

Στα κυκλοπυριτικά ορυκτά η αναλογία Si:O είναι 1:3. Δε θα ασχοληθούμε με κυκλοπυριτικά ορυκτά, αλλά επιγραμματικά τα κυριότερα ορυκτά αυτής της κατηγορίας είναι (Θεοδωρίκας, 2013):

❖ *Αζινίτης*  $(\text{Ca}, \text{Fe}, \text{Mn})_3\text{Al}_2(\text{BO}_3)(\text{Si}_4\text{O}_{12})(\text{OH})$

❖ *Βήρυλλος*  $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$

❖ *Τουρμαλίνης*  $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Li}, \text{Mg}, \text{Al})(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Mn})_6(\text{BO}_3)_3(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{OH})_4$

❖ *Κορδιερίτης*  $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18} \cdot n\text{H}_2\text{O}$

## 2.4 Ομάδα Ινοπυριτικών Ορυκτών

Στα ινοπυριτικά ορυκτά η αναλογία Si:O είναι 4:11 ή 1:3. Από αυτή την ομάδα ορυκτών εμείς θα ασχοληθούμε με τα ορυκτά (Θεοδωρίκας, 2013):

❖ *Διοψίδιος*

Ο χημικός του τύπος είναι  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ . Εμφανίζεται σε ιζηματογενή πετρώματα, που έχουν υποστεί περιοχική μεταμόρφωση και σε πυριγενή που έχουν υποστεί μεταμόρφωση υψηλού βαθμού.

❖ *Ανθοφυλλίτης*

Ο χημικός του τύπος είναι  $\text{Mg}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ . Εμφανίζεται σε πετρώματα περιοχικής μεταμόρφωσης και πιο συγκεκριμένα υπό συνθήκες κάτω – αμφιβολιτικής φάσης.

❖ *Τρεμολίτης*

Ο χημικός του τύπος είναι  $\text{CaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ . Εντοπίζεται σε ανθρακικά που έχουν υποστεί θερμική μεταμόρφωση.

❖ *Ακτινόλιθος*

Ο χημικός του τύπος είναι  $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5(\text{OH})_2\text{Si}_8\text{O}_{22}$ . Αποτελεί χαρακτηριστικό ορυκτό της πρσινοσχιστολιθικής φάσης.

## 2.5 Ομάδα Φυλλοπηριτικών Ορυκτών

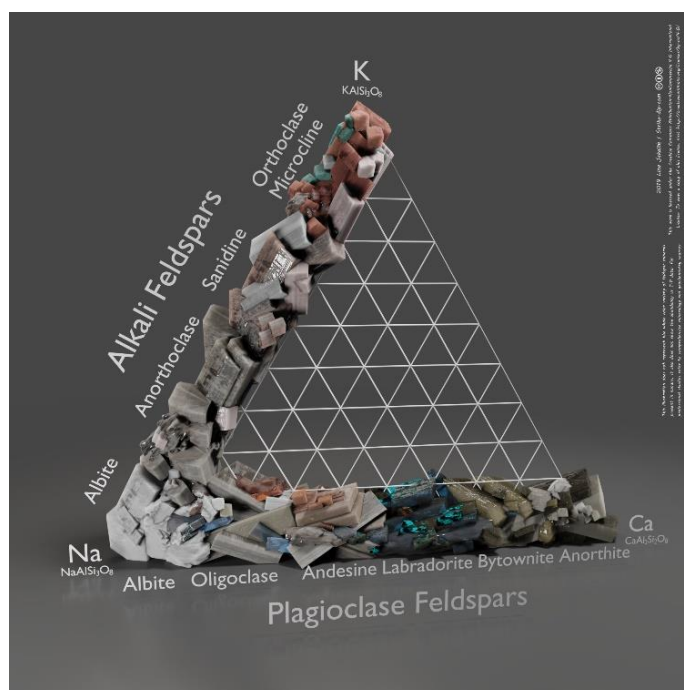
Στα φυλλοπηριτικά ορυκτά η αναλογία Si:O είναι 4:10. Από αυτή την ομάδα ορυκτών εμείς θα ασχοληθούμε με τα ορυκτά (Θεοδωρίκας, 2013):

- ❖ *Μοσχοβίτης*  
Ο χημικός του τύπος είναι  $KAl_2(OH,F)_2(AlSi_3O_{10})$ . Εμφανίζεται σε μεταμορφωμένα πετρώματα μέχρι και την άνω αμφιβολιτική φάση.
- ❖ *Βιοτίτης*  
Ο χημικός του τύπος είναι  $K(Mg, Fe^{2+})_3(OH)_2(AlSi_3O_{10})$ . Εμφανίζεται σε υπερβασικά πετρώματα, που προέρχονται από περιοχική μεταμόρφωση ή μεταμόρφωση επαφής. Το μαγνησιούχο μέλος εντοπίζεται σε υπερβασικά πετρώματα.
- ❖ *Τάλκης*  
Ο χημικός του τύπος είναι  $Mg_6(OH)_4Si_8O_{20}$ . Σαπωνόλιθος ονομάζεται το πέτρωμα, που έχει ως κύριο ορυκτολογικό συστατικό τον τάλκη.

## 2.6 Ομάδα Τεκτοπηριτικών Ορυκτών

Στα τεκτοπηριτικά ορυκτά η αναλογία Si:O είναι 1:2 (Θεοδωρίκας, 2013). Από αυτή την ομάδα ορυκτών εμείς θα ασχοληθούμε με:

- ❖ *Τα ορυκτά της ομάδας των αστρίων*  
Οι άστριοι απεικονίζονται με ένα τρίγωνο (Σχήμα 2.2) στις κορυφές του οποίου βρίσκονται ο ανορθίτης – An ( $CaAl_2Si_2O_8$ ), ο αλβίτης – Ab ( $NaAlSi_3O_8$ ) και το ορθόκλαστο – Or ( $KAlSi_3O_8$ ). Ο αλβίτης και ο ανορθίτης αποτελούν τα ακραία μέλη της σειράς των πλαγιοκλαστών (Πίνακας 2.4), ενώ ο αλβίτης και το ορθόκλαστο των αλκαλιούχων αστρίων.



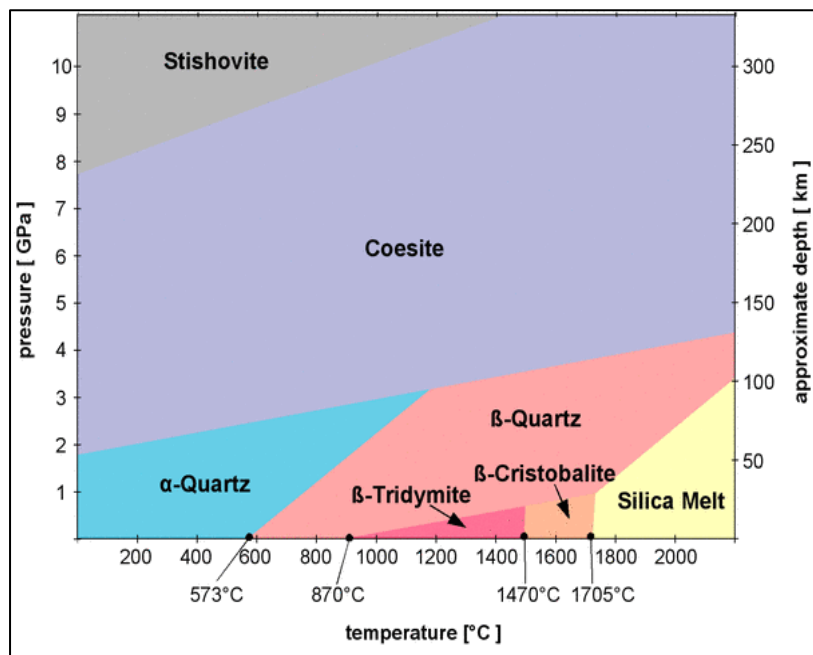
Σχήμα 2.2: Ονομασία πλαγιοκλαστών και αλκαλιούχων αστρίων. (<https://strike-dip.com/feldspars>)

Απουσιάζουν στα υπερβασικά πυριγενή πετρώματα οι άστριοι. Οι αλκαλιούχοι άστριοι εμφανίζονται σε πετρώματα θερμικής και περιοχικής μεταμόρφωσης.

Μια ιδιαίτερη κατηγορία είναι τα πολύμορφα ορυκτά του  $\text{SiO}_2$ , στην οποία ανήκει ο χαλαζίας. Οι φάσεις του χαλαζία (Σχήμα 2.3) είναι ο κοεσίτης, α - χαλαζίας, β - χαλαζίας, τριδυμίτης, χριστοβαλίτης, οπάλιος και στισοβίτης.

**Πίνακας 2.4:** Τα μέλη των πλαγιοκλαστών με βάση την περιεκτικότητά τους σε αλβίτη και ανορθίτη (Θεοδωρίκας, 2013)

Μέλος Πλαγιοκλάστων	% Αλβίτη	% Ανορθίτη
Αλβίτης	100-90	0-10
Ολιγόκλαστο	90-70	10-30
Ανδεσίνης	70-50	30-50
Λαβραδόριο	50-30	50-70
Βυτοβνίτης	30-10	70-90
Ανορθίτης	0-10	90-100



**Σχήμα 2.3:** Διάγραμμα θερμοκρασίας - πίεσης - βάθους για τις φάσεις του χαλαζία ([http://www.quartzpage.de/gen\\_mod.html](http://www.quartzpage.de/gen_mod.html))





### 3. Πυριγενή Πετρώματα

Τα πυριγενή πετρώματα σχηματίζονται από την κρυστάλλωση μάγματος. Απαρτίζουν μεγάλο ποσοστό των πετρωμάτων του φλοιού της Γης (67,4%). Ως μάγμα ονομάζουμε το φυσικό πυριτικό τήγμα που αποτελείται από διαλυμένα αέρια ή και στερεά υλικά (π.χ. κρυστάλλους, υπολείμματα πετρωμάτων). Το μάγμα σχηματίζεται είτε στο φλοιό είτε στον ανώτερο μανδύα σε βάθος μέχρι 400 km. Εάν η στερεοποίηση αυτή πραγματοποιήθηκε μέσα στο φλοιό και σε μεγάλο βάθος, τότε τα πετρώματα που προκύπτουν ονομάζονται πλουτωνίτες. Εάν αυτή έλαβε μέρος κοντά στην επιφάνεια της Γης τότε τα πετρώματα ονομάζονται ηφαιστίτες.

#### 3.1 Μαγματισμός

Το μάγμα μπορεί να σχηματιστεί με δύο τρόπους (Κορωναίος, 2016):

- ❖ Με μερική τήξη πετρωμάτων που ήδη υπήρχαν, στην οποία περίπτωση ονομάζεται πρωτογενές. Μερική τήξη λέγεται η διαδικασία όπου το αρχικό πέτρωμα δεν τήκεται πλήρως. Η μερική τήξη επηρεάζεται από την παρουσία ρευστών, τη θερμοκρασία και την πίεση.
- ❖ Με τροποποίηση μάγματος που ήδη υπήρχε, στην οποία περίπτωση ονομάζεται δευτερογενές.

Το γεγονός ότι από ένα ομογενές μάγμα μπορεί να προκύψουν διαφορετικά πετρώματα, μας οδηγεί στο συμπέρασμα πως το μάγμα διαφοροποιείται με παραπάνω από έναν τρόπο. Οι τρόποι διαφοροποίησης του μάγματος είναι οι εξής:

- i. Με επίδραση της βαρύτητας
- ii. Με διαχωρισμό υγρών
- iii. Με ιοντική διάχυση και μετανάστευση
- iv. Με αφομοίωση
- v. Με κλασματική κρυστάλλωση
- vi. Με επίδραση πτητικών συστατικών
- vii. Με μίξη μαγμάτων

Το μάγμα γεννιέται σε συγκεκριμένα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα, που σχετίζονται με τις κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών (Κορωναίος, 2020). Πιο συγκεκριμένα:

- A.** Αποκλίνοντα περιθώρια λιθοσφαιρικών πλακών
  - i. Μεσωκεάνιες ράχες
  - ii. Οπισθοτόξιες λεκάνες
- B.** Συγκλίνοντα περιθώρια λιθοσφαιρικών πλακών
  - i. Νησιωτικά τόξα

- ii. Ηφαιστειακά τόξα
- iii. Σύγκρουση πλακών

**C. Ωκεάνιες θέσεις στο εσωτερικό των πλακών**

- i. Ωκεάνια νησιά

**D. Ηπειρωτικές θέσεις στο εσωτερικό των πλακών**

- ii. Ηπειρωτικά καλύμματα βασαλτών
- iii. Ζώνες ηπειρωτικής διάρρηξης
- iv. Θέσεις αλκαλικού και υπεραλκαλικού μαγματισμού

**3.2 Ορυκτολογική Σύσταση**

Οι βασικές ορυκτολογικές ομάδες που εντοπίζονται στα πυριγενή πετρώματα είναι οι εξής (Θεοδωρίκας, 2013):

- Ολιβίνης
- Πυρόξενοι
- Αμφίβολοι
- Μαρμαρυγίες
- Άστριοι
- Αστριοειδή
- Χαλαζίας

**Πίνακας 3.1:** Η μέση δυνητική σύσταση που υπολογίστηκε από τη μέση χημική σύσταση των πυριγενών πετρωμάτων (Mason, 1966) (Θεοδωρίκας, 2013)

Δυνητικά Ορυκτά	Σύμβολο	Μέση Δυνητική Σύσταση (Norm)
Χαλαζίας	Qz	10,02%
Ορθόκλαστο	Or	18,35%
Αλβίτης	Ab	32,49%
Ανορθίτης	An	15,29%
Διοψίδιος	Di	6,45%
Υπερσθενής	Hy	8,64%
Μαγνητίτης	Mt	4,41%
Ιλμενίτης	Il	1,98%
Απατίτης	Ap	0,67%
Λοιπά Ορυκτα		1,7%

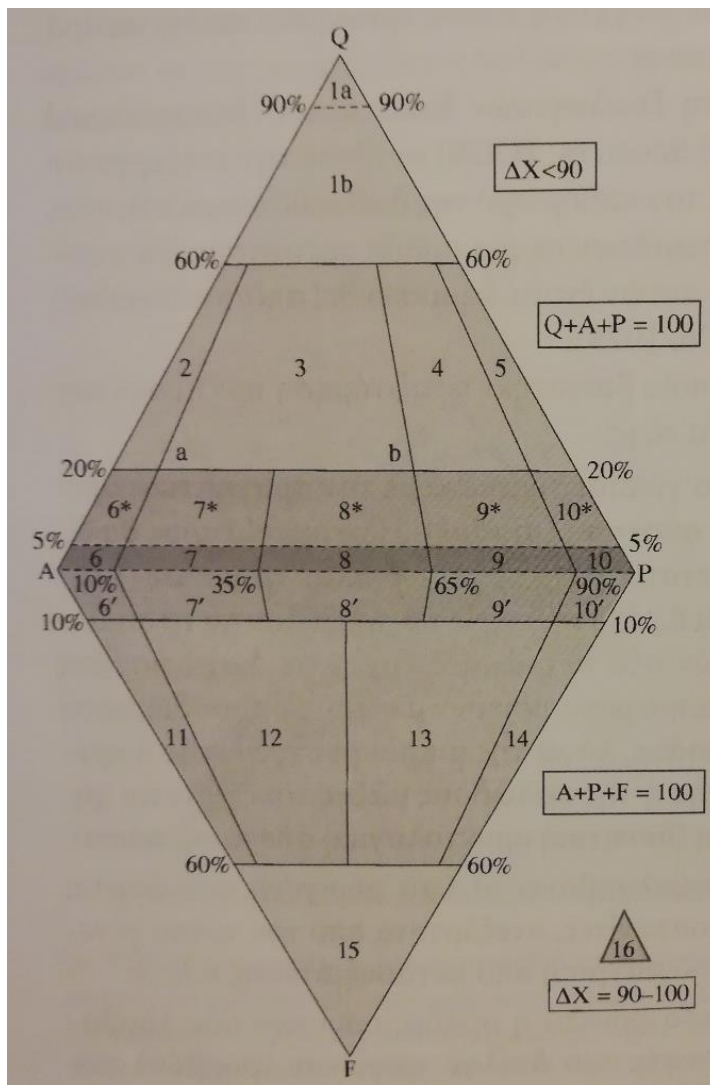
**Πίνακας 3.2:** Μέση Ορυκτολογική Σύσταση 700 πυριγενών πετρωμάτων (Mason, 1966) (Θεοδωρίκας, 2013)

Ορυκτά πυριγενών πετρωμάτων	Μέση Ορυκτολογική σύσταση (modus)
Χαλαζίας	12%
Άστριοι	59,5%
Πυρόξενοι και αμφίβολοι	16,8%
Βιοτίτης	3,8%
Ορυκτά Τιτανίου	1,5%
Απατίτης	0,6%
Άλλα επουσιώδη ορυκτά	5,8%

Η μέση ορυκτολογική σύσταση του Πίνακα 3.2 προκύπτει από την πετρογραφική μελέτη εφτακοσίων πυριγενών πετρωμάτων, ενώ η μέση δυνητική σύσταση του Πίνακα 3.1 προκύπτει από τη σύγκριση της μέσης ορυκτολογικής σύστασης με τη δυνητική σύσταση (Θεοδωρίκας, 2013)

### 3.3 Κατηγοριοποίηση Πυριγενών Πετρωμάτων

Η γενική κατηγοριοποίηση των πυριγενών πετρωμάτων πραγματοποιήθηκε από τον Streckeisen μετά από απόφαση της Διεθνούς Ένωσης Γεωλογικών Επιστημών (International Union of Geological Sciences, IUGS). Σε αυτήν την ταξινόμηση περιλαμβάνονται όλα τα πυριγενή πετρώματα.



Σχήμα 3.1: Ταξινόμηση και ονομασία πλουτωνιτών κατά IUGS (Streckeisen, 1976) (Θεοδωρίκας, 2013)

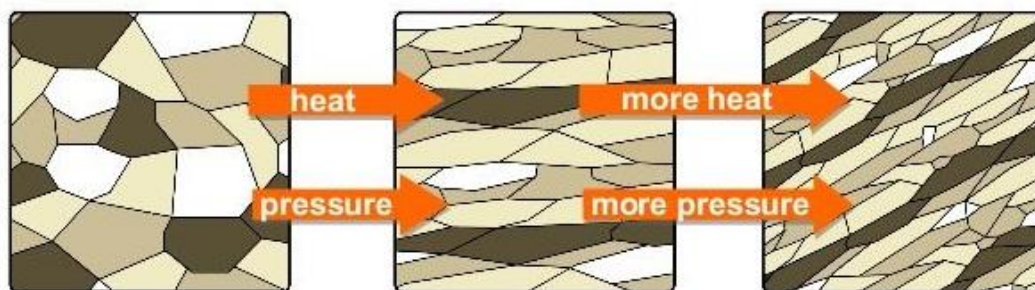
1a	χαλαζιόλιθος (σιλεξίτης)
1b	γρανιτοειδής γρανодиορίτης πλούσιος σε χαλαζία
2	αλκαλι – αστριούχος γρανίτης
3	γρανίτης
4	γρανодиορίτης
5	τοναλίτης
6*	αλκαλι – αστριούχος χαλαζιακός συνηίτης
7*	χαλαζιακός συνηίτης
8*	χαλαζιακός μονζονίτης
9*	χαλαζιακός μονζοδιορίτης – χαλαζιακός μονζογάββρος
10*	χαλαζιακός διορίτης – χαλαζιακός γάββρος, χαλαζιακός ανορθοσίτης
6	αλκαλι – αστριούχος συνηίτης
7	συνηίτης
8	μονζονίτης
9	μονζοδιορίτης - μονζογάββρος
10	διορίτης – γάββρος - ανορθοσίτης
6'	αλκαλι – αστριούχος συνηίτης με αστριοειδή
7'	συνηίτης με αστριοειδή
8'	μονζονίτης με αστριοειδή
9'	μονζοδιορίτης – μονζογάββρος με αστριοειδή
10'	διορίτης – γάββρος με αστριοειδή
11	αστριοειδικός συνηίτης
12	αστριοειδικός μονζοσυνηίτης
13	αστριοειδικός – μονζοδιορίτης – μονζογάββρος
14	αστριοειδικός διορίτης – αστριοειδικός γάββρος
15	αστριοειδοειδής – φοϊντολίτης
16	υπερβασικά πετρώματα



## 4. Μεταμόρφωση

Ένα μεταμορφωμένο πέτρωμα προέρχεται από ένα άλλο είδος πετρώματος, το οποίο άλλαξε μέσα στο εσωτερικό της Γης και μετατράπηκε σε ένα καινούργιο είδος. Το αρχικό πέτρωμα λέγεται πρωτόλιθος, ενώ ο όρος μεταμόρφωση αποδίδεται στο σύνολο των διεργασιών που άλλαξαν τον πρωτόλιθο ιστολογικά, χημικά ή/και ορυκτολογικά. Τα πετρώματα δεν τήκονται κατά τη διάρκεια των περισσότερων μεταμορφικών διεργασιών. Αν και ένα πέτρωμα που υφίσταται μεταμόρφωση παραμένει συμπαγές καθ' όλη τη διαδικασία, ρευστά υπάρχουν μέσα στα μικροσκοπικά κενά ανάμεσα στα ορυκτά (Δημητριάδη, 1988). Η ρευστή φάση ίσως να παίζει σημαντικό ρόλο στις χημικές αντιδράσεις, οι οποίες είναι σημαντικό κομμάτι της μεταμόρφωσης. Η ρευστή φάση αποτελείται κυρίως από νερό.

Τα μεταμορφωμένα πετρώματα μπορεί να προέρχονται είτε από πυριγενή, είτε από ιζηματογενή, είτε από μεταμορφωμένα πετρώματα. Τα πετρώματα αλλάζουν κατά τη μεταμόρφωση διότι τα ορυκτά πρέπει να σταθεροποιηθούν υπό τις καινούργιες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας. Η υψηλή πίεση οδηγεί στη φολίδωση, δηλαδή επίπεδη υφή που αποτελείται από φυλλώδεις ή πλακώδεις κρυστάλλους ορυκτών διατεταγμένους υποπαράλληλα (Εικόνα 4.1). Η φολίδωση δημιουργείται όταν η πίεση ασκείται κατά μία διεύθυνση. Τα μεταμορφωμένα πετρώματα μπορεί και να έχουν υποστεί φολίδωση.



**Εικόνα 4.1:** Ο τρόπος με τον οποίο αλλάζουν τα ορυκτά ενός πετρώματος όταν υπόκεινται σε υψηλή πίεση και θερμοκρασία (<https://www.tes.com/lessons/h1xZ155GNSdTQg/metamorphic-rocks>)

Τα μεταμορφωμένα πετρώματα μας παρέχουν ένα αρχείο των διεργασιών που έλαβαν μέρος στο εσωτερικό της Γης. Αυτό δίνει στο γεωλόγο πληροφορίες για το τι συμβαίνει στο εσωτερικό της Γης κατά τη διάρκεια διαδικασιών όπως η σύγκρουση ηπείρων, η υποβύθιση ωκεάνιων πλακών κ.α..

Επομένως, για να χαρακτηριστεί ένα πέτρωμα ως μεταμορφωμένο θα πρέπει να έχει υποστεί τουλάχιστον μία βασική θεμελιώδη μεταμορφική διεργασία. Οι κυριότερες είναι δύο (Δημητριάδη, 1988):

- a. Νεοορυκτογένεση  
Η δημιουργία καινούργιων ορυκτών, τα οποία απουσιάζουν από τον πρωτόλιθο και γενικά σχετίζεται με την εξαφάνιση κάποιων ορυκτών του πρωτόλιθου
- b. Ιστολογική μετάπλαση  
Η παραμόρφωση των ορυκτών του πρωτόλιθου και διάταξη είτε αυτών είτε των καινούργιων ορυκτών κατά ένα συγκεκριμένο προσανατολισμό

#### 4.1 Παράγοντες που Επηρεάζουν τη Μεταμόρφωση

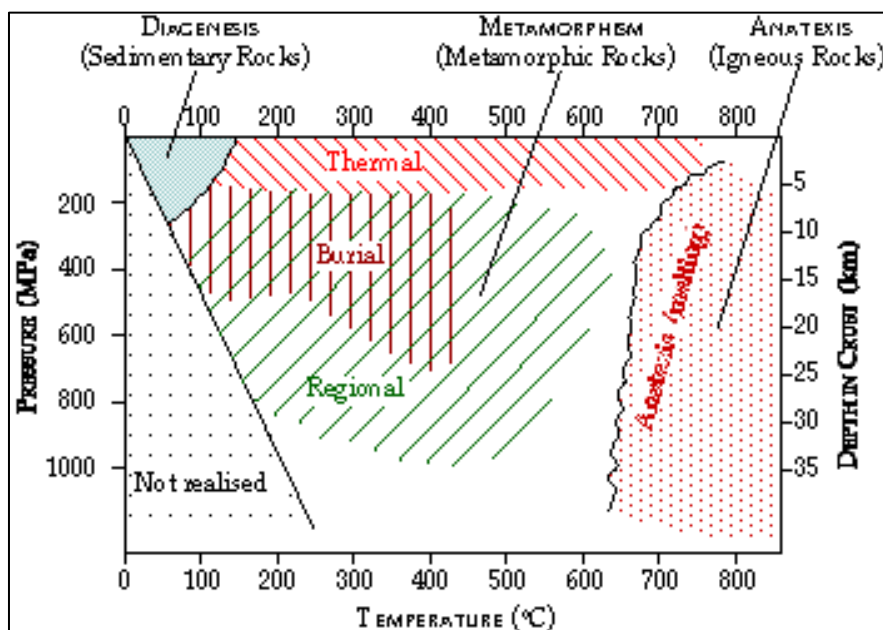
Ο λόγος που τα πετρώματα υφίστανται μεταμόρφωση είναι ότι τα ορυκτά ενός πετρώματος είναι σταθερά μόνο κάτω από ένα περιορισμένο εύρος πίεσης, θερμοκρασίας και χημικών συνθηκών. Όταν τα πετρώματα υπόκεινται σε μεγάλες αλλαγές αυτών των παραμέτρων, τα ορυκτά υπόκεινται σε χημικές αντιδράσεις που έχουν σαν αποτέλεσμα την αντικατάστασή τους από καινούργια ορυκτά που είναι σταθερά στις καινούργιες συνθήκες (<https://courses.lumenlearning.com/wmopen-geology/chapter/outcome-metamorphic-rocks/>). Οι παράγοντες που επηρεάζουν τη μεταμόρφωση των πετρωμάτων είναι:

##### 1. Χημική Σύσταση του Πρωτόλιθου

Το είδος του πετρώματος που μεταμορφώνεται παίζει μεγάλο ρόλο στον καθορισμό του είδους του μεταμορφωμένου πετρώματος που θα προκύψει. Μια ρευστή φάση μπορεί να εισάγει ή να απομακρύνει χημικά στοιχεία μέσα ή έξω από το πέτρωμα κατά τη μεταμόρφωση. Στα περισσότερα πετρώματα, το μεγαλύτερο ποσοστό των ατόμων του πρωτόλιθου μπορεί να βρεθεί στο πέτρωμα αφού μεταμορφωθεί, με τη διαφορά ότι θα έχουν αναδιαταχθεί σε νέα ορυκτά. Το γεγονός ότι τα περισσότερα μεταμορφωμένα πετρώματα διατηρούν μεγάλο αριθμό των αρχικών ατόμων, σημαίνει ότι ακόμα και αν το τελικό πέτρωμα δεν μοιάζει καθόλου με τον πρωτόλιθο, το πέτρωμα μπορεί να αναλυθεί ως προς τη χημική του σύσταση για να καθοριστεί ο πρωτόλιθος, εφόσον οι μεταμορφικές διαδικασίες γίνουν σε ένα κλειστό σύστημα.

##### 2. Θερμοκρασία

Αν τα πετρώματα είναι θαμμένα στο εσωτερικό της Γης, όσο βαθύτερα είναι, τόσο υψηλότερες είναι και οι θερμοκρασίες. Αυτό συμβαίνει διότι η θερμοκρασία στο εσωτερικό της Γης

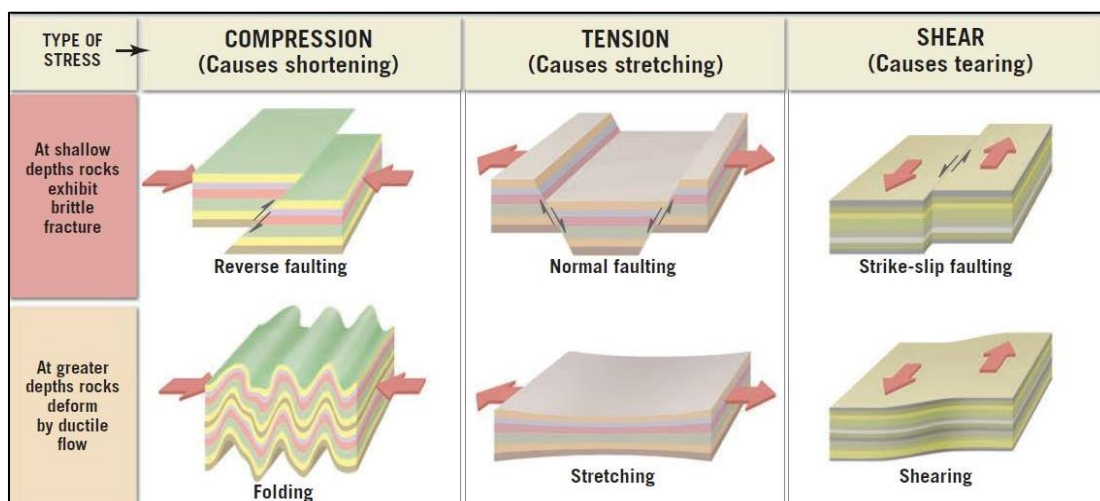


**Σχήμα 4.1:** Διάγραμμα πίεσης – θερμοκρασίας – βάθους για τα κύρια είδη μεταμόρφωσης ([http://ees2.geo.rpi.edu/Geo1/lectures/lecture8/metrx\\_01b.html](http://ees2.geo.rpi.edu/Geo1/lectures/lecture8/metrx_01b.html))

αυξάνεται με αύξηση του βάθους με βάση τη γεωθερμική βαθμίδα. Οι τεκτονικές διεργασίες αποτελούν έναν άλλο τρόπο με τον οποίο τα πετρώματα μεταφέρονται βαθύτερα. Η ρηγματώση και πτύχωση των πετρωμάτων του φλοιού, μετακινούν πετρώματα σε μεγαλύτερο βάθος σε αντίθεση με μια απλή θαπτική μεταμόρφωση. Ένας ακόμα τρόπος αύξησης της θερμοκρασίας είναι με διείδυση μάγματος. Πιο συγκεκριμένα, το μάγμα έχει μεγάλη θερμοκρασία και άρα η θερμοκρασία των περιβαλλόντων πετρωμάτων θα αυξηθεί σημαντικά, όταν έρθουν σε επαφή. Στο Σχήμα 4.1 δίνεται το διάγραμμα πίεσης – θερμοκρασίας – βάθους για τα κύρια είδη μεταμόρφωσης.

### 3. Λιθοστατική Πίεση – Τάση

Λιθοστατική πίεση ονομάζουμε την πίεση που ασκείται σε ένα πέτρωμα από τα υπερκείμενα πετρώματα και αυξάνεται με αύξηση του βάθους. Η πηγή της πίεσης αυτής είναι το φορτίο των υπερκείμενων πετρωμάτων. Ως τάση ονομάζουμε το αποτέλεσμα των εξωτερικών δυνάμεων που ασκούνται στο πέτρωμα. Η ολική τάση διακρίνεται σε κάθετη τάση και διατμητική τάση ή αλλιώς τάση ολίσθησης. Η κάθετη τάση μπορεί να είναι είτε εφελκυστική είτε συμπιεστική. Το σύνολο των κάθετων τάσεων ταυτίζεται με τον όρο λιθοστατική πίεση. Κάθε παραμόρφωση προκύπτει από το σύνολο των τάσεων που ασκούνται και είναι ελαστικές ή πλαστικές. Η ελαστική απαιτεί μικρό χρόνο και πολύ ισχυρές τάσεις, ενώ η πλαστική λιγότερο ισχυρές τάσεις και πολύ χρόνο. Στην Εικόνα 4.2 απεικονίζονται οι τρόποι, με τους οποίους συμπεριφέρονται τα πετρώματα όταν σε αυτά δρουν συμπιεστικές (compression), εφελκυστικές (tension) και διατμητικές (shear) τάσεις.



Εικόνα 4.2: Ο τρόπος συμπεριφοράς των πετρωμάτων στις τάσεις (<http://geologyengineering.com/>)

### 4. Ρευστή Φάση

Η ρευστή φάση κατά κανόνα έχει αέρια μορφή και εντοπίζεται μέσα στο δίκτυο των επιφανειών ασυνέχειας, μέσα στα ρήγματα ή στο κενό χώρο που υπάρχει ανάμεσα στα ορυκτά ενός πετρώματος. Εάν η πίεση της ρευστής φάσης υπερβεί τη λιθοστατική πίεση, τότε το

πέτρωμα θα θρυμματιστεί και θα δημιουργηθούν καινούργιες ρωγμές σε αυτό. Βασικό συστατικό της ρευστής φάσης είναι το νερό. Αυτό μπορεί να υπάρχει στο πρωτόλιθο ανάμεσα στους ιζηματογενείς κόκκους ή να απελευθερώνεται μέσω χημικών αντιδράσεων ή να παρέχεται από το περιβάλλον. Επιπρόσθετα, το διοξείδιο του άνθρακα παίζει σημαντικό ρόλο και σε δευτερεύοντα ρόλο είναι το φθόριο, οξυγόνο κ.α. (<https://courses.lumenlearning.com/wmopen-geology/chapter/outcome-metamorphic-rocks/>).

## 5. Χρόνος

Μεγάλος πλήθος των μεταμορφώσεων των πετρωμάτων πραγματοποιείται στο εσωτερικό της Γης σε μεγάλο χρονικό διάστημα. Η περιοχική μεταμόρφωση πραγματοποιείται σε χρονικό διάστημα εκατομμυρίων ετών. Η μεταμόρφωση συνήθως περιλαμβάνει αργές αλλαγές σε πετρώματα που βρίσκονται σε στερεά φάση, καθώς τα άτομα και τα ιόντα απομακρύνονται από ασταθή ορυκτά, τα οποία διασπώνται κάτω από τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας που επικρατούν και μεταναστεύουν σε νέα σταθερά ορυκτά. Αυτού του είδους οι χημικές αντιδράσεις απαιτούν πολύ χρόνο.

## 4.2 Είδη Μεταμόρφωσης

### A. Θερμική Μεταμόρφωση (Contact Metamorphism)

Θερμική μεταμόρφωση συμβαίνει σε ένα πέτρωμα που βρίσκεται δίπλα σε ένα πυριγενές όγκο και προκαλείται από θερμότητα που μεταφέρεται από το μάγμα. Επειδή δεν έχουμε αλλαγές στην πίεση και στις τάσεις, τα πετρώματα δεν εμφανίζουν φολίδωση (<https://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/typesmetamorph.htm>). Εάν η μεταμόρφωση επαφής έχει επηρεάσει τα πετρώματα που περιβάλλουν τον πυριγενές όγκο σε μεγάλη απόσταση, τότε έχουμε το σχηματισμό ζώνης επαφής ή άλως επαφής περιμετρικά της διείδυσης. Το πλάτος της ζώνης εξαρτάται από:

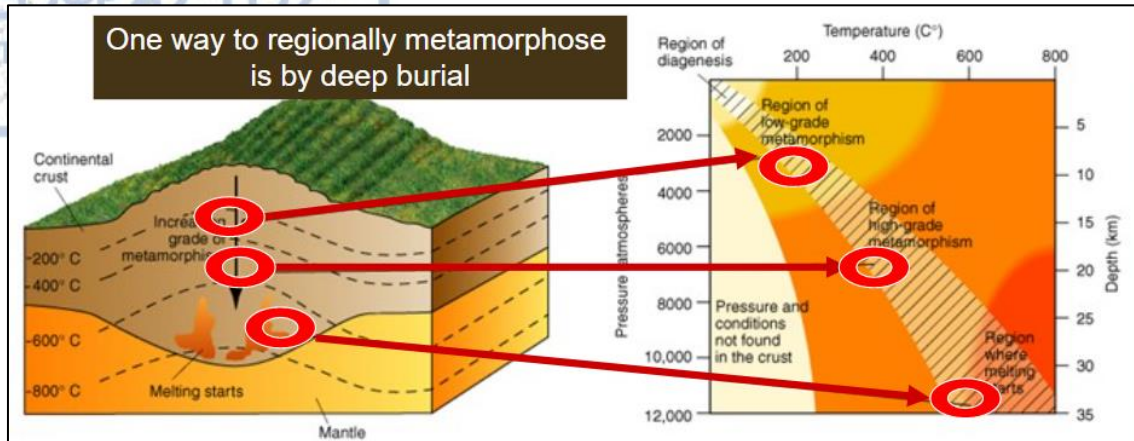
- Τον όγκο και τη φύση του πυριγενούς όγκου
- Τη φύση του πετρώματος που περιβάλλει τον πυριγενές όγκο
- Το βάθος στο οποίο έγινε η διείδυση
- Τη κλίση της επιφάνειας επαφής

### B. Περιοχική Μεταμόρφωση (Regional Metamorphism)

Η περιοχική μεταμόρφωση (Εικόνα 4.3) πραγματοποιείται σε μεγάλη έκταση και συνοδεύεται με παραμόρφωση υπό μη – υδροστατικές συνθήκες και έντονες παραμορφωτικές τάσεις. Επομένως, σχηματίζονται μεταμορφωμένα πετρώματα που εμφανίζουν φολίδωση ή/και γνευσιακή υφή, όπως είναι οι γνεύσιοι, σχιστόλιθοι κ.α.. Τα πετρώματα μεταμορφώνονται καθώς μεταφέρονται τεκτονικά σε καινούρια θέση, που βρίσκεται στο εσωτερικό του φλοιού. Η περιοχική μεταμόρφωση διακρίνεται σε:

- Ανάδρομη όταν η θερμοκρασία της νέας θέσης είναι χαμηλότερη της αρχικής
- Προϊούσα όταν η θερμοκρασία της νέας θέσης είναι υψηλότερη της αρχικής





Εικόνα 4.3: Απεικόνιση περιοχικής μεταμόρφωσης (<https://slideplayer.com/slide/3718801/>)

αλλαγές στην ορυκτολογική σύσταση και στις δύο κατηγορίες γίνεται κυρίως μέσω χημικών αντιδράσεων, όπου η θερμοκρασία παίζει μεγάλο ρόλο στην κινητικότητα αυτών. Οι αντιδράσεις της προϊούσας μεταμόρφωσης είναι κυρίως αφυδάτωσης. Οι θέσεις στις οποίες λαμβάνει μέρος η περιοχική μεταμόρφωση είναι:

- Ορογενετικές ζώνες
- Ζώνες ηπειρωτικής σύγκρουσης
- Ενεργά ηπειρωτικά κράσπεδα
- Ζώνες υποβύθισης
- Ζώνες εφελκυσμού του ηπειρωτικού φλοιού

### C. Δυναμική Μεταμόρφωση (Cataclastic Metamorphism)

Η δυναμική μεταμόρφωση πραγματοποιείται σαν αποτέλεσμα μηχανικών παραμορφώσεων, όπως για παράδειγμα όταν δύο πετρώματα ολισθαίνουν κατά μήκος ενός ρήγματος. Θερμότητα παράγεται από την τριβή κατά μήκος της ζώνης ολίσθησης και τα πετρώματα τείνουν να παραμορφώνονται μηχανικά, να σπάνε και να συντρίβονται λόγω της ολίσθησης. Η δυναμική μεταμόρφωση περιορίζεται σε στενή ζώνη όπου πραγματοποιήθηκε η ολίσθηση.

### D. Υδροθερμική Μεταμόρφωση (Hydrothermal Metamorphism)

Κατά την υδροθερμική μεταμόρφωση τα πετρώματα μεταμορφώνονται υπό υψηλές θερμοκρασίες και ήπιες πιέσεις από υδροθερμικά ρευστά. Πιο συγκεκριμένα, μετατρέπεται άνυδρα ορυκτά σε ένυδρα ορυκτά πλούσια σε Mg-Fe, όπως είναι ο τάλκης, χλωρίτης, σερπεντίνης, ακτινόλιθος, τρεμολίτης, ζεόλιθοι και αργιλικά ορυκτά. Αυτού του είδους μεταμόρφωση είναι συνήθης στα βασαλτικά πετρώματα που δεν περιέχουν ένυδρα ορυκτά.

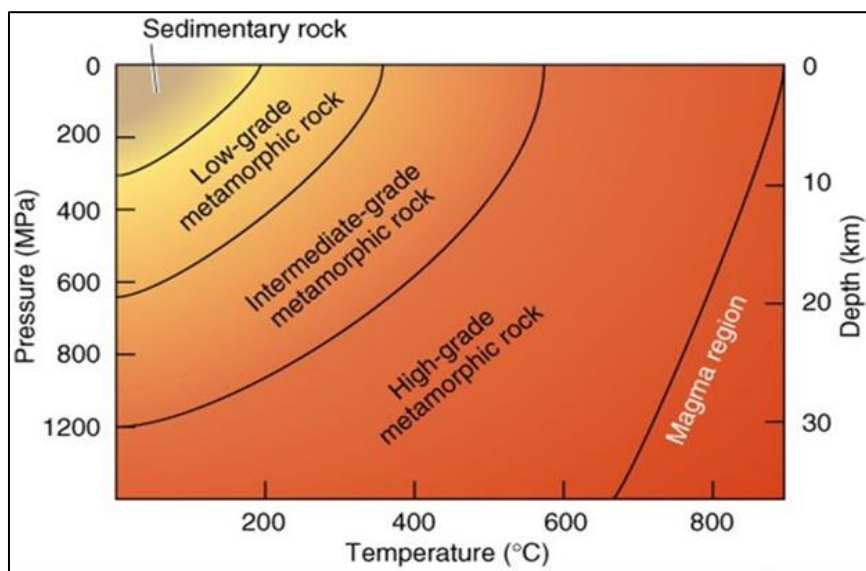
### E. Ωκεάνια Μεταμόρφωση (Seafloor Metamorphism)

Σε αυτήν την κατηγορία τοποθετείται οποιοδήποτε μεταμορφικό φαινόμενο που σχετίζεται με δημιουργία και κίνηση του ωκεάνιου φλοιού. Οι θέσεις στις οποίες λαμβάνει μέρος η ωκεάνια μεταμόρφωση είναι:

- Μεσσοκεάνιες ράχες
- Ρήγματα μετασχηματισμού
- Ρήγματα επώθησης του ωκεάνιου φλοιού

#### F. Θαπτική Μεταμόρφωση (Burial Metamorphism)

Όταν ιζηματογενή πετρώματα θάβονται σε βάθος μερικών χιλιομέτρων, θερμοκρασίες υψηλότερες των 300°C είναι πιθανόν να αναπτυχθούν λόγω απουσίας τάσεων. Νέα ορυκτά σχηματίζονται, αλλά το πέτρωμα δεν φαίνεται να έχει μεταμορφωθεί. Τα κύρια νέα ορυκτά

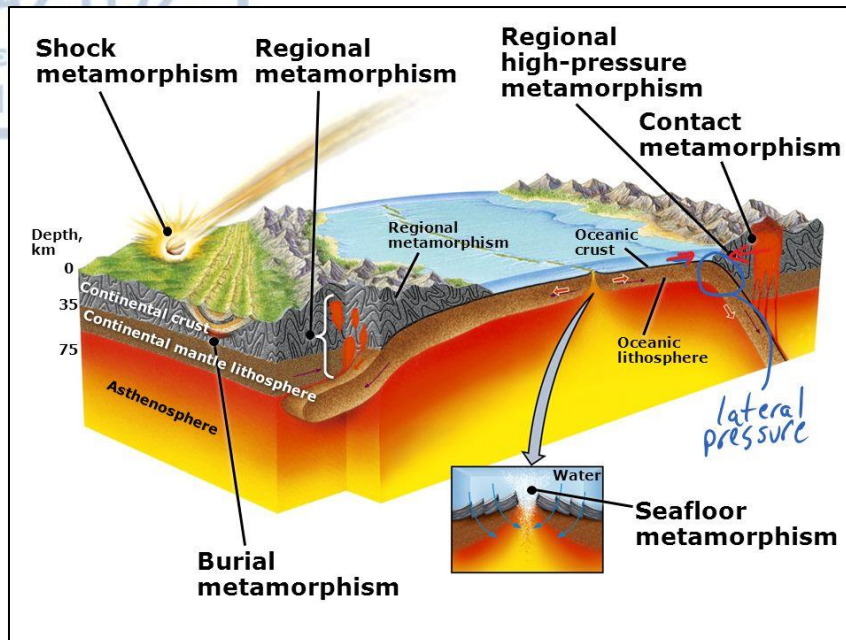


**Σχήμα 4.2:** Διάγραμμα πίεσης – θερμοκρασίας – βάθους για πετρώματα όλων των βαθμίδων μεταμόρφωσης (<https://slideplayer.com/slide/4136408/>)

είναι οι ζεόλιθοι. Η θαπτική μεταμόρφωση έως κάποιο βαθμό συμπίπτει με τη διαγένεση και μετατρέπεται σε περιοχική μεταμόρφωση καθώς αυξάνει η πίεση και η θερμοκρασία. Στο Σχήμα 4.2 δίνεται το διάγραμμα πίεσης – θερμοκρασίας – βάθους για πετρώματα όλων των βαθμίδων μεταμόρφωσης.

#### G. Μεταμόρφωση Επαφής (Shock Metamorphism)

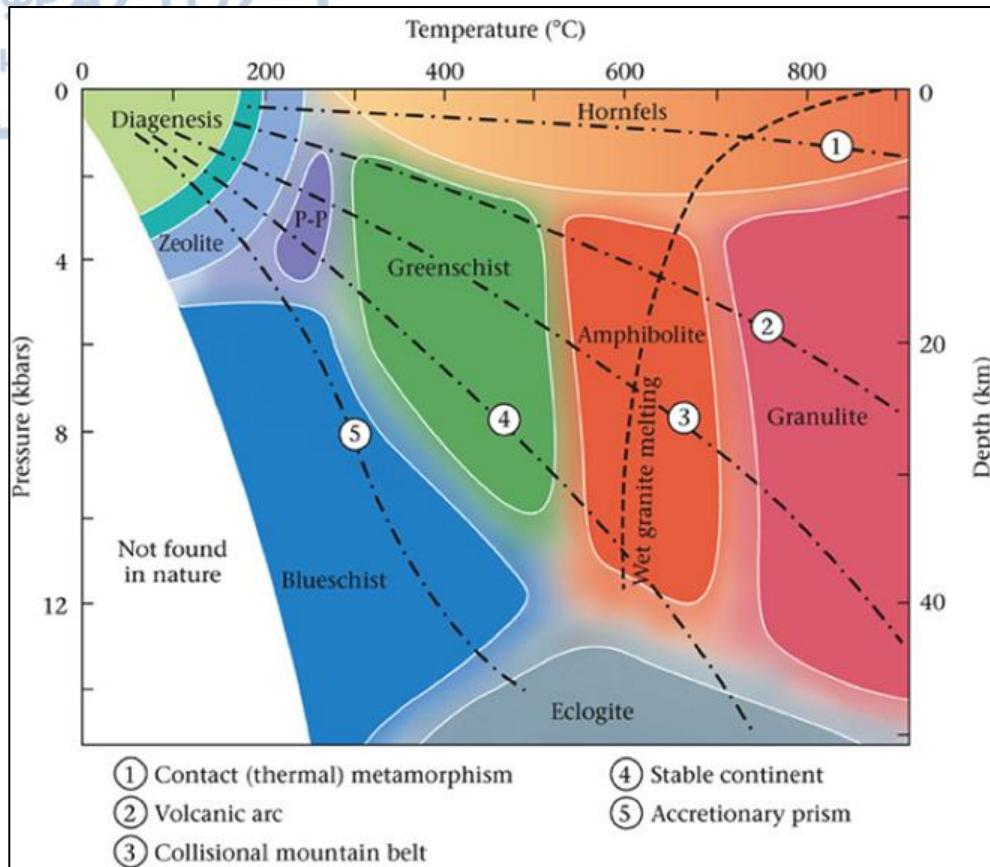
Όταν ένα εξωγήινο σώμα, όπως είναι ο μετεωρίτης ή ο κομήτης πέφτει στο φλοιό της Γης ή αν υπήρξε μια μεγάλη έκρηξη ηφαιστείου (Εικόνα 4.4), πολύ υψηλές πιέσεις αναπτύσσονται στο πέτρωμα με το οποίο συγκρούονται. Αυτές οι πιέσεις οδηγούν στο σχηματισμό ορυκτών που βρίσκονται σε ισορροπία μόνο υπό πολύ υψηλές πιέσεις, όπως είναι ο κοεσίτης (<https://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/typesmetamorph.htm>).



Εικόνα 4.4: Απεικόνιση ειδών μεταμόρφωσης (<https://slideplayer.com/slide/10707660/>)

### 4.3 Μεταμορφικές Φάσεις

Γενικά, τα μεταμορφωμένα δεν αλλάζουν δραστικά τη χημική τους σύσταση κατά τη διάρκεια της μεταμόρφωσης, με εξαίρεση τις περιπτώσεις όπου παίρνει μέρος και η μετασωμάτωση. Οι αλλαγές στις ορυκτολογικές παραγενέσεις οφείλονται σε αλλαγές των συνθηκών πίεσης και θερμοκρασίας της μεταμόρφωσης (<https://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/typesmetamorph.htm>). Το περιβάλλον αυτό πίεσης και θερμοκρασίας αναφέρεται ως μεταμορφική φάση. Έχουν διακριθεί 7 μεταμορφικές φάσεις που απεικονίζονται στο Σχήμα 4.3. Η χαμηλότερη βαθμίδα είναι η ζεολιθική φάση (zeolite). Ονομάζεται έτσι, διότι τα πετρώματα που συναντάμε στη φάση αυτή περιέχουν ζεολιθικά ορυκτά. Τα πετρώματα που σχηματίζονται μέσω θερμικής μεταμόρφωσης κατατάσσονται στην κερατιτική φάση (hornfels). Χαρακτηρίζονται ως υψηλής θερμοκρασίας και χαμηλής πίεσης (Δημητριάδη, 1988). Από την άλλη πλευρά του Σχήματος 4.3 παρατηρούμε τη γλαυκοφανιτική φάση που χαρακτηρίζεται από υψηλές πιέσεις και χαμηλές θερμοκρασίες. Αποτελούνται κυρίως από σχιστόλιθους, χρώματος μπλε. Το χρώμα του πετρώματος οφείλεται στα ορυκτά που περιέχει (γλαυκοφανής). Η πρασινοσχιστολιθική (greenschist) φάση περιέχει πετρώματα με χλωρίτη και επίδοτο. Η αμφιβολιτική (amphibolite) φάση περιλαμβάνει πετρώματα υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης όπως είναι ο μαρμαρυγιακός σχιστόλιθος και ο αμφιβολιτικός σχιστόλιθος. Η γρανουλιτική (granulite) φάση αποτελείται από πολύ υψηλού βαθμού όπως είναι οι γνεύσιοι και οι γρανουλίτες. Η εκλογιτική (eclogite) φάση απαρτίζεται κυρίως από εκλογίτες και άλλα μεταμορφωμένα πετρώματα πάρα πολύ υψηλού βαθμού. Υπάρχει και μια όγδοη μεταμορφική φάση που είναι η πρενιτική – πουμπελυϊτική (p – p) χαμηλής πίεσης και θερμοκρασίας.

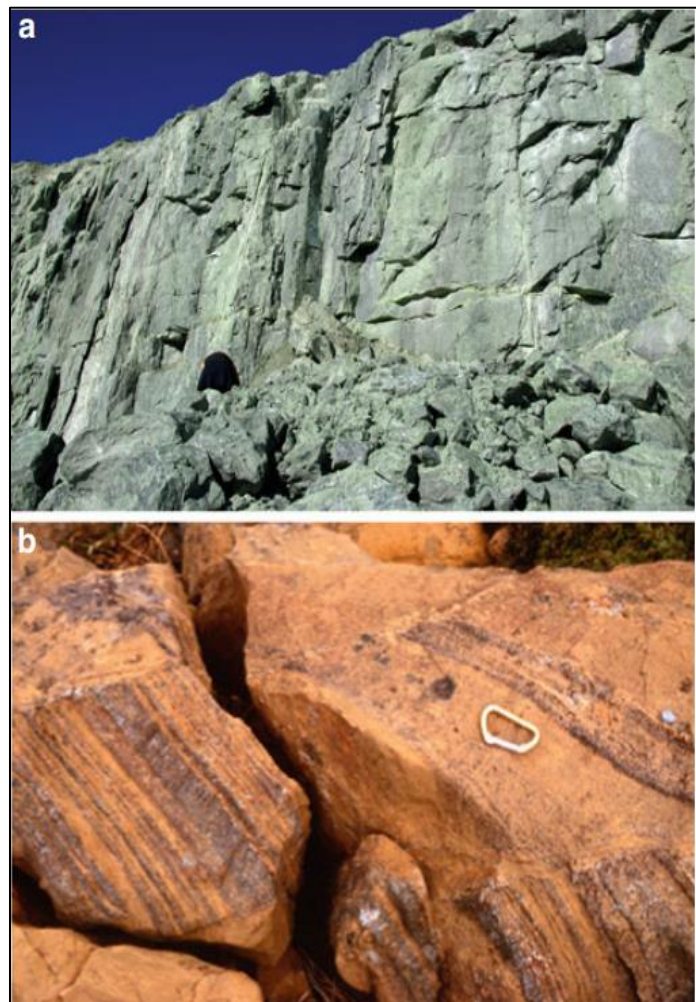


**Σχήμα 4.3:** Απεικόνιση μεταμορφικών φάσεων ως προς την πίεση, θερμοκρασία και βάθος (<http://www.luckysci.com/2014/08/metamorphic-rocks-minerals-grade-and-facies>)

## 5. Υπερβασικά Πετρώματα

Θραύσματα υπερβασικών πετρωμάτων μανδυακής προέλευσης υπόκεινται σε έντονες δομικές και ορυκτολογικές τροποποιήσεις κατά την τοποθέτησή τους στο φλοιό και την επακόλουθη φλοιϊκή παραμόρφωση και μεταμόρφωση. Δύο είναι τα πιθανά σενάρια (Bucher K., Frey M., 2002):

**A.** Θραύσματα του μανδύα μπορεί να διατηρούν κάποια από τα αρχικά ορυκτά και δομή. Η ισορροπία (equilibration) μπορεί να είναι ατελής λόγω της περιορισμένης πρόσβασης σε νερό ή της μικρής ταχύτητας αντίδρασης υπό χαμηλές θερμοκρασίες. Τα υπερβασικά πετρώματα είναι πιθανό να μην παρουσιάζουν (ή μόνο μερικώς) παραγενέσεις ορυκτών που ισορρόπησαν στις ίδιες συνθήκες όπως τα περιβάλλοντα πετρώματα του φλοιού. Τέτοια υπερβασικά πετρώματα ονομάζονται αλλοφασικά και αποτελούν κύρια μέλη των οφιολιθικών συμπλεγμάτων, που μεταμορφώνονται σε συνθήκες χαμηλού βαθμού.



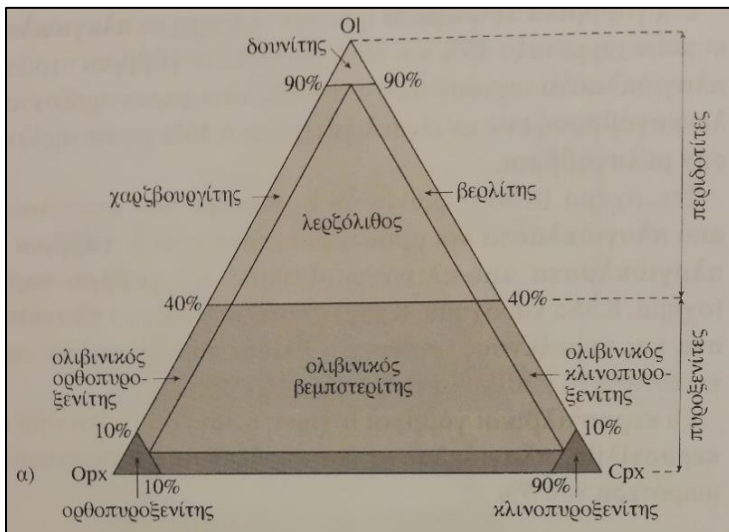
**Εικόνα 5.1:** (a) Μεγαλύτερο ορυχείο ολιβίνη στον κόσμο, Almklovdalen, Νορβηγία. Αλπικού τύπου περιδοτίτης του Καληδονικού ηπειρωτικού υποβάθρου. Η επιφάνεια του λατομείου ύψους 8μ. αποτελείται από αδρόκοκκο πέτρωμα ολιβινικής σύστασης και χρώματος πράσινου. (b) Στρώσεις περιδοτίτη μέσα σε γαββρικό μαγματικό θάλαμο, Νησί Leka Νορβηγία (Bucher K., Frey M., 2002)

**Β.** Τα υπερβασικά πετρώματα μπορούν να ισορροπήσουν (equilibrate) στις ίδιες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας όπως τα περιβάλλοντα φλοιϊκά πετρώματα. Συνήθως εμφανίζουν σπάνια υπολείμματα των αρχικών ορυκτών και δομής. Λόγω των παραπάνω χαρακτηριστικών χαρακτηρίζονται ως ισοφασικά. Τα περισσότερα υπερβασικά σε περιοχές υψηλού βαθμού διατηρούν ελάχιστα υπολείμματα του αρχικού πρωτόλιθου.

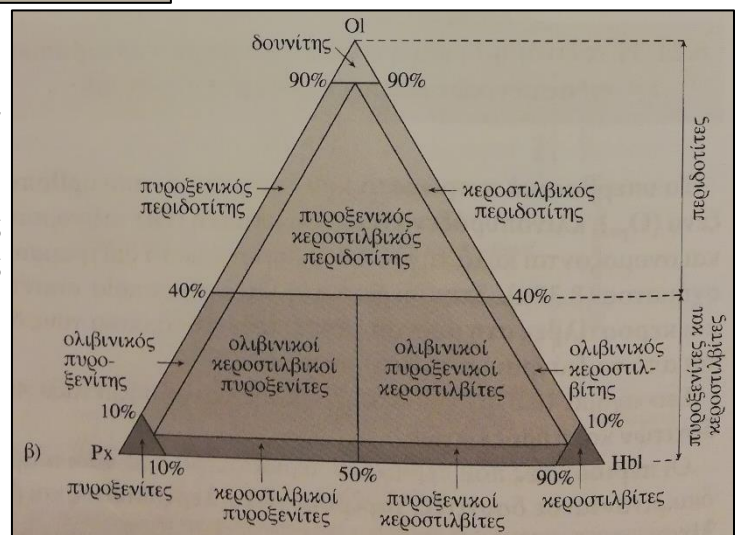
### 5.1 Τύποι Πετρωμάτων

Τα κύρια ορυκτά των υπερβασικών πυριγενών πετρωμάτων είναι ο πυρόξενος – Px (ορθοπυρόξενος – Opx, κλινοπυρόξενος – Cpx), η κερροσίλβη – Hbl και ο ολιβίνης – Ol. Επομένως, για την ταξινόμηση αυτών κατά IUGS (Θεοδωρίκας, 2013) χρησιμοποιούνται δύο τρίγωνα (Σχήμα 5.1), οι κορυφές των οποίων θα είναι οι εξής:

1. Ol + Cpx + Opx
2. Ol + Px + Hbl



**Σχήμα 5.1:** Ταξινόμηση και ονομασία υπερβασικών πετρωμάτων κατά IUGS (Streckeisen, 1977) α) με βάση τα ορυκτά ολιβίνης – ορθοπυρόξενος – κλινοπυρόξενος και β) με βάση τα ορυκτά ολιβίνης – πυρόξενος – κερροσίλβη (Θεοδωρίκας, 2013)



Στην περίπτωση που η περιεκτικότητα του γρανάτη και σπινελίου ξεπεράσει το 5% τότε τα πετρώματα χαρακτηρίζονται ως γρανατούχοι περιδοτίτες και σπινελλιούχοι περιδοτίτες αντίστοιχα. Οι οφιολίθοι (ophiolite) αποτελούν μια ειδική κατηγορία βασικών και υπερβασικών πλουτωνιτών και έχουν άμεση σχέση με το αρχικό μαγματικό στάδιο. Με βάση την ηλικία τους χωρίζουμε σε:

#### A. Αλπικούς

Έχουν ηλικία Ιουρασικό μέχρι Κρητιδικό. Κυρίως αποτελούνται από:

- a. Γάββρους
- b. Πυροξενίτες
- c. Περιδοτίτες (Εικόνα 5.1)
- d. Σπηλίτες
- e. Διαβάσεις
- f. Pillow λάβες

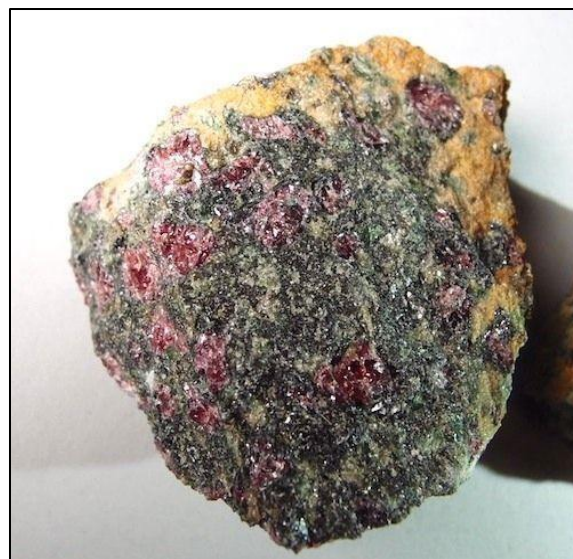
Τα πετρώματα εμφανίζονται ως μαγματικές διεισδύσεις και εκχύσεις στο Αλπικό γεωσύγκλινο. Η ιδιαιτερότητα αυτής της κατηγορίας πετρωμάτων είναι πως συνδέονται άμεσα με μεταλλογέννεση, πιο συγκεκριμένα με κοιτάσματα που περιέχουν μαγνησίτη, χρωμίτη κ.α. Στον ελλαδικό χώρο απαντώνται στην Αργολίδα, Ροδιανή, Ρόδο κ.α..

#### B. Προαλπικούς

Έχουν ηλικία Παλαιοζωικό. Αποτελούνται κυρίως από τους εξής σχιστόλιθους:

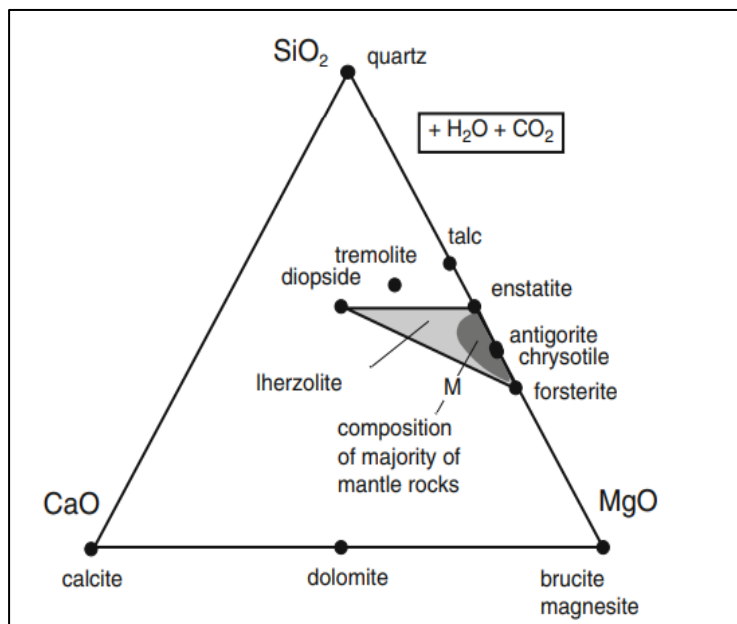
- a. Σερπεντινικούς
- b. Χλωριτικούς
- c. Αμφιβολιτικούς
- d. Ταλκικούς

Στην Ελλάδα τέτοια πετρώματα συναντούμε στη Νιγρίτα, στην Άνδρο, Τήνο κ.λ.π.



**Εικόνα 5.2:** Περιδοτίτης με μεγάλη συγκέντρωση γρανάτη. Με πράσινο απεικονίζεται ο ολιβίνης και με κόκκινο ο γρανάτης. Μήκος δείγματος 4 εκ. ,Almklovdalen, Nordfjord, Norway (Bucher K., Frey M., 2002)

Οι σερπεντινίτες είναι άστρωτα ή σχιστώδη πετρώματα που περιέχουν άφθονα ορυκτά της ομάδας του σερπεντίνης. Αντιπροσωπεύουν ενυδατωμένες, χαμηλής – θερμοκρασίας εκδοχές των λερζολίθων, δουνιτών ή χαρτσβουργιτών του μανδύα. Ο όρος περιδοτίνης χρησιμοποιείται για τον χαρακτηρισμό πλούσιων σε ολιβίνη υπερβασικών πετρωμάτων του μανδύα. Περιλαμβάνουν τις ποικιλίες σπινελλιούχου περιδοτίνης και γρινατούχου περιδοτίνης (Εικόνα 5.2). Ο μερικώς



**Σχήμα 5.2:** Διάγραμμα συστάσεων του συστήματος CMS-HC προβαλλόμενο από CO<sub>2</sub> και H<sub>2</sub>O μέσα στο επίπεδο CaO–MgO–SiO<sub>2</sub>, δείχνοντας τυπικά υπερβασικά πετρώματα και ορυκτολογικές συστάσεις (Bucher K., Frey M., 2002)

σερπεντινωμένος αλλοφασικός μανδυακός περιδοτίνης χαρακτηρίζεται ως περιδοτίνης, ενώ ο ανακρυσταλλωμένος, ισοφασικός, σχιστολιθικός αντιγορίτης που περιέχει ολιβίνη χαρακτηρίζεται ως σερπεντινίτης. Πετρώματα που περιέχουν μεταμορφικό ολιβίνη και ενστατίτη ονομάζονται ενστατιτικά – φορστεριτικά πετρώματα. Οι ανθρακικοί σερπεντινίτες είναι γνωστοί ως οφιτανθρακικά πετρώματα. Ο ανθρακικός σχιστολιθικός τάλκης είναι γνωστός ως σαπωνόλιθος. Ο σαπωνόλιθος από τα αρχαία κιάλας χρόνια χρησιμοποιούνταν για τη κατασκευή φούρνων και εργαλείων της κουζίνας. Τα πετρώματα, που περιέχουν ανθρακικά ορυκτά και ενστατίτη είναι γνωστά με τον όρο σαγκβανδίτης (sagvandite).

## 5.2 Χημική Σύσταση

Τα υπερβασικά πετρώματα αποτελούνται κυρίως από σιδηρομαγνησιούχα πυριτικά ορυκτά. Άνυδρα υπερβασικά περιέχουν τρία ορυκτά, ολιβίνη (Ol), ορθοπυρόξενο (Opx) και ασβεστούχο κλινοπυρόξενο (Cpx) σε ποικίλες αναλογίες. Οι Ol, Opx και Cpx μαζί αποτελούν την ορυκτολογική σύσταση των άνυδρων υπερβασικών πετρωμάτων (Bucher K., Frey M., 2002). Επομένως, τα κύρια συστατικά των ορυκτών αυτών, SiO<sub>2</sub>, FeO, MgO και CaO αποτελούν > 95% σχεδόν όλων των άνυδρων υπερβασικών. Ο σίδηρος αντιπροσωπεύει ένα σημαντικό συστατικό των περισσότερων



υπερβασικών πετρωμάτων. Μεγάλο ποσοστό αυτού βρίσκεται στη σπινελλιούχα φάση (μαγνητίτης, χρωμίτης, σπινέλλιος) και συνεπώς ο Fe προκύπτει σε δύο διαφορετικές φάσεις οξείδωσης. Στα πυριτικά, η Fe – Mg αντικατάσταση σε Ol και Orx σπάνια ξεπερνά το 5 – 15%. Άρα σε πρώτο στάδιο, τα συστήματα που αντιπροσωπεύουν τα υπερβασικά πετρώματα δεν περιέχουν Fe. Τα περισσότερα υπερβασικά περιέχουν ένυδρα και συχνά ανθρακικά ορυκτά, ενσωματώνοντας έτσι το H<sub>2</sub>O και CO<sub>2</sub> στα συστατικά, που περιγράφουν τις μερικώς ή πλήρως ενυδατωμένες (ή/και ανθρακικά) εκδοχές των Ol + Orx + Crx πετρωμάτων.

Το σύστημα SiO<sub>2</sub>–MgO–CaO–H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> (CMS – HC σύστημα) είναι επαρκές για τη συζήτηση της μεταμόρφωσης των υπερβασικών πετρωμάτων. Το Σχήμα 5.2 δείχνει το διάγραμμα συστάσεων

Composition of phase components			
Chrysotile	Ctl		Mg <sub>3</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (OH) <sub>4</sub>
Antigorite	Atg		Mg <sub>48</sub> Si <sub>134</sub> O <sub>85</sub> (OH) <sub>62</sub>
Brucite	Brc		Mg(OH) <sub>2</sub>
Talc	Tlc		Mg <sub>3</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
Forsterite	Fo		Mg <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>
Enstatite	En		Mg <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>
Anthophyllite	Ath		Mg <sub>7</sub> Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>
Diopside	Di		CaMgSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>
Tremolite	Tr		Ca <sub>2</sub> Mg <sub>5</sub> Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>
Chlorite	Chl		Mg <sub>5</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>8</sub>
Anorthite	An		CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>
Pyrope	Py		Mg <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub>
<b>MSH</b>	15Ctl + Tlc ⇒ Atg	(5.1)	First antigorite
	17Ctl ⇒ Atg + 3Brc	(5.2)	Last chrysotile
	Atg + 20Brc ⇒ 34Fo + 51H <sub>2</sub> O	(5.3)	First forsterite (low T limit of olivine)
	Atg ⇒ 18Fo + 4Tlc + 27H <sub>2</sub> O	(5.4)	Last antigorite (high T-limit of serpentinites)
	9Tlc + 4Fo ⇒ 5Ath + 4H <sub>2</sub> O	(5.5)	Tlc-out (at lower P)
	2Tlc + 2Fo ⇒ 5En + 2H <sub>2</sub> O	(5.6)	Tlc-out (at higher P)
	2Ath + 2Fo ⇒ 9En + 2H <sub>2</sub> O	(5.7)	Ath-out
	Atg ⇒ 10En + 14Fo + 31H <sub>2</sub> O	(5.8)	Last antigorite at high pressures
<b>CMSH</b>	Atg + 8Di ⇒ 18Fo + 4Tr + 27H <sub>2</sub> O	(5.9)	Upper limit of Di in serpentinites
	2Tr + 2Fo ⇒ 5En + 4Di + 2H <sub>2</sub> O	(5.10)	Tremolite-out, lherzolite assemblage
<b>MASH</b>	Chl ⇒ Fo + En + Spl + 4H <sub>2</sub> O	(5.11)	Chlorite-out
	Py + Fo ⇒ 2En + Spl	(5.12)	Garnet-spinel boundary
<b>CMASH</b>	En + Di + Spl ⇒ 2Fo + An	(5.13)	Spinel-plagioclase boundary
	4Spl + 2Tr ⇒ 6Fo + En + 4An + 2H <sub>2</sub> O	(5.14)	Tr + Spl-out

Σχήμα 5.3: Αντιδράσεις στα υπερβασικά πετρώματα (Bucher K., Frey M., 2002)

του CMS-HC συστήματος προβαλλόμενο από H<sub>2</sub>O και CO<sub>2</sub> μέσα στο SiO<sub>2</sub>–CaO–MgO πεδίο. Η σύσταση των πετρωμάτων του μανδύα με την άνυδρη παραγένεση Ol + Orx + Crx είναι περιορισμένη σε μια σκιασμένη περιοχή, που ορίζεται από το φορστερίτη (Fo), ενστατίτη (En) και διοψίδιο (Di). Πετρώματα που βρίσκονται στο εσωτερικό του τριγώνου Fo–En–Di ορίζονται ως λερζόλιθοι. Πετρώματα που εντοπίζονται κατά μήκος της σύνδεσης Fo–En λέγονται χαρτσβουργίτες, ενώ αυτά που εντοπίζονται κοντά στη Fo – γωνία, δουνίτες. Οι πυροξενίτες είναι πετρώματα με σύσταση κατά μήκος της σύνδεσης Di–En (συμπεριλαμβανομένου των Di- και En γωνιών).

Το μεγαλύτερο ποσοστό του προσβάσιμου μανδουακού υλικού (τεκτονικά τμήματα του φλοιού, ξενόλιθοι μέσα σε βασάλτες και άλλα ηφαιστειογενή πετρώματα μανδουακής προέλευσης) και του

σωρευτικού υπερβασικού υλικού είναι ολιβινικό. Επιπρόσθετα, οι μανδουακοί λερζόλιθοι συχνά είναι πλούσιοι σε OI + Orx, ενώ ο Crx (Di) απαντάται σε ποσοστό μικρότερο του 20 - 30%. Η σύσταση της πλειοψηφίας των πετρωμάτων του μανδύα αναπαρίσταται στο Σχήμα 5.2 με τη σκούρα σκιασμένη περιοχή M.

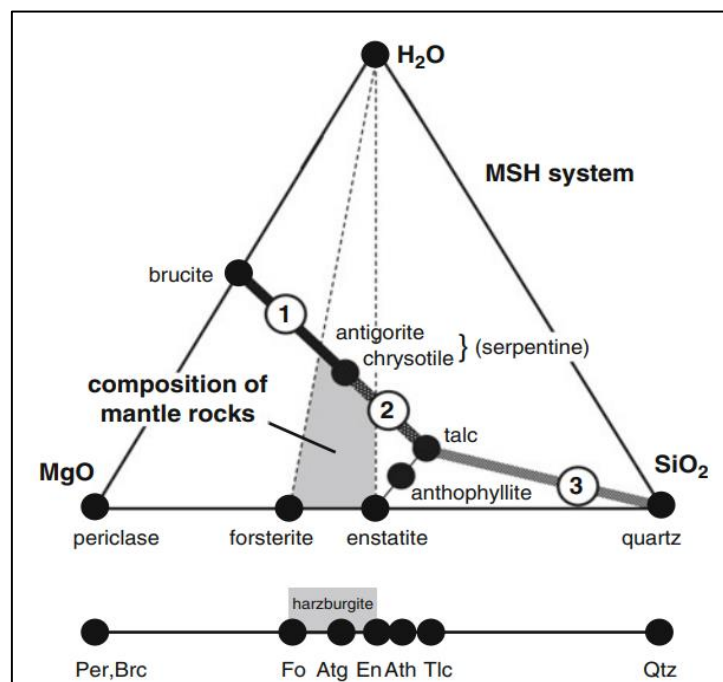
Όλα τα σημαντικά ορυκτά που εμφανίζονται στα υπερβασικά πετρώματα βρίσκονται στο Σχήμα 5.2. Τα ορυκτά χρυσοτίλης (CtI) και λιζαρδίτης (Lz) είναι ορυκτά της ομάδας του σερπεντίνη με παρόμοια σύσταση, ενώ ο αντιγορίτης (Atg) που αποτελεί μία τρίτη μορφή του σερπεντίνη, είναι ελαφρά λιγότερο μαγνησιούχος. Τα ορυκτά της ομάδας του σερπεντίνη συσχετίζονται με την αντίδραση 5.2 του Σχήματος 5.3. Οι CtI και Lz αντιπροσωπεύουν τα χαμηλής θερμοκρασίας ορυκτά της ομάδας του σερπεντίνη και τυπικά εμφανίζονται κάτω από τη μέση πρασινοσχιστολιθική φάση. Ο Atg είναι το τυπικό ορυκτό σερπεντίνη των εξής φάσεων: πρασινοσχιστολιθικής, γλαυκοφανιτικής, εκλογιτικής και κάτω – αμφιβολιτικής. Τα τρία ανθρακικά ορυκτά ασβεστίτης (Cal), δολομίτης (Dol), μαγνησίτης (Mgs) του Σχήματος 5.2 εμφανίζονται στα υπερβασικά πετρώματα. Είναι εμφανές από το Σχήμα 5.2 πως ένα μεγάλο ποσοστό πιθανών ορυκτολογικών παραγενέσεων αποκλείονται.

## 6. Μεταμόρφωση στο MSH Σύστημα

### 6.1 Διάγραμμα Συστάσεων στο MSH Σύστημα

Το διάγραμμα συστάσεων των τριών συστατικών του MSH συστήματος παριστάνεται στο Σχήμα 6.1. Η γραμμή βάσης είναι άνυδρη. Η χημική σύσταση των μανδυακών πετρωμάτων συχνά περιορίζεται μεταξύ Fo και En (= χαρτσβουργίτη) και οι ένυδρες ποικιλίες του χαρτσβουργίτη καταλαμβάνουν το χώρο χρώματος γκρι του Σχήματος 6.1. Το νερό του συστήματος είναι αποθηκευμένο μέσα σε (Bucher K., Frey M., 2002):

- ένυδρα, στερεά ορυκτά, όπως για παράδειγμα αμφίβολοι (ορθοαμφίβολοι, ανθοφυλλίτης), πυριτικά ορυκτά (τάλκης, αντιγορίτης),
- υδροξείδιο (βρουσίτης)
- ελεύθερη ρευστή φάση, ανάλογα με τις συνθήκες πίεσης – θερμοκρασίας και της υδρολογικής κατάστασης.



**Σχήμα 6.1:** Διάγραμμα συστάσεων του συστήματος MSH, το οποίο δείχνει τις ορυκτολογικές συστάσεις που σχετίζονται με τα μεταμορφωμένα πετρώματα χαρτσβουργιτικής προέλευσης (Bucher K., Frey M., 2002)

Σε κατάσταση ισορροπίας, είναι πιθανόν να υπάρχουν πολλές παραγενέσεις τριών φάσεων που αντιπροσωπεύουν ένυδρα υπερβασικά πετρώματα. Κάποιες από αυτές περιέχουν τρεις στερεές φάσεις και καθόλου ρευστή φάση και κάποιες περιέχουν δύο στερεές και μία ένυδρη ρευστή φάση (Bucher K., Frey M., 2002). Για παράδειγμα, τα τρία ορυκτά Fo + Tlc + Atg ίσως να αναπαριστούν τη σύσταση ενός υπερβασικού πετρώματος που περιέχει H<sub>2</sub>O. Η ίδια σύσταση μπορεί να προκύψει από Fo + Tlc + H<sub>2</sub>O. Στην πρώτη περίπτωση απουσιάζει η ελεύθερη ρευστή φάση, ενώ στη δεύτερη το νερό είναι παρών ως μια ευδιάκριτη ρευστή φάση. Παρακάτω εμείς θα ασχοληθούμε μόνο με μεταμόρφωση παρουσίας νερού.

Οι μανδουακοί χαρτσβουργίτες ίσως, κατά τη διάρκεια της διάβρωσης ή άλλων επιφανειακών, ενυδατικών διαδικασιών, φτάσουν μια κατάσταση μέγιστης ενυδάτωσης. Τρεις παραγενέσεις μέγιστης ενυδάτωσης είναι πιθανές στο σύστημα MSH. Αυτές είναι διακριτές στο Σχήμα 6.1:

- a. Brc + Ctl
- b. Ctl + Tlc
- c. Tlc + Qtz

Η τελευταία παραγένεση είναι εκτός της μετά-χαρτσβουργιτικής σύστασης. Ωστόσο, μια πολύ – ενυδατική παραγένεση Ctl + Qtz περιστασιακά εμφανίζεται σε επιφανειακές τροποποιήσεις του χαρτσβουργίτη και είναι μετασταθής κάτω από όλες τις γεωλογικές συνθήκες σχετικές με Ctl + Tlc. Ο Evans (2004) πρότεινε ότι το ορυκτό χρυσοτίλης είναι θερμοδυναμικά μια μετασταθής φάση και επομένως όλες οι παραγενέσεις που το περιέχουν θα είναι και αυτές μετασταθείς. Η παραγένεση Brc + Qtz είναι ακόμα πιο ένυδρη από τη Ctl + Qtz και είναι σίγουρα μετασταθής κάτω από μεταμορφικές συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας. Οι τρεις αυτές ένυδρες παραγενέσεις συνυπάρχουν με ελεύθερο νερό σε υποκρίσιμες συνθήκες.

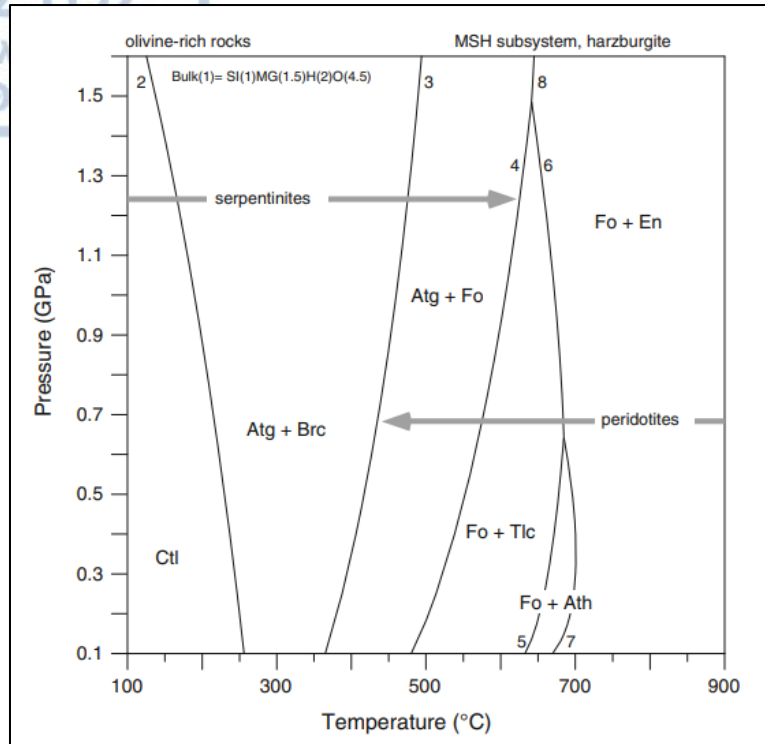
Οι μετά-χαρτσβουργίτες συνήθως αναφέρονται χρησιμοποιώντας προβολές μέσα στο δυαδικό σύστημα MgO–SiO<sub>2</sub> από H<sub>2</sub>O. Το Σχήμα 6.1 δείχνει μια τέτοια προβολή δυαδικού συστήματος της χημικής σύστασης των σχετικών φάσεων του συστήματος MSH για συνθήκες περίσσειας H<sub>2</sub>O.

## 6.2 Μεταμόρφωση Ενυδατωμένου Χαρτσβουργίτη

Η κατανόηση της προϊούσας μεταμόρφωσης των υπερβασικών πετρωμάτων είναι δυσκολότερη σε σχέση με τη μεταμόρφωση των ιζηματογενών πετρωμάτων. Τα περισσότερα ιζηματογενή πετρώματα είναι κανονικά σε κατάσταση μέγιστης ενυδάτωσης όταν σχηματίζονται και η προϊούσα μεταμόρφωση σταδιακά μειώνει την περιεκτικότητα νερού σε αυτά, καθώς οι συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας συστηματικά αυξάνονται (Bucher K., Frey M., 2002). Αντιθέτως, τα υπερβασικά πετρώματα είναι συνήθως άνυδρα πετρώματα του μανδύα και αρχικά μετατρέπονται σε ένυδρους χαμηλού – βαθμού σερπεντινίτες. Η σερπεντινίωση είναι μια ανάδρομη διαδικασία και κανονικά πραγματοποιείται στον πυθμένα του ωκεανού. Σαν αποτέλεσμα άνυδρες ή μερικώς ένυδρες παραγενέσεις του μανδύα σε πρώτο στάδιο μετατρέπονται σε ισοδύναμα μέγιστης ενυδάτωσης ((1), (2) και (3) του Σχήματος 6.1), πριν την έναρξη της προϊούσας μεταμόρφωσης. Αυτό με τη σειρά του σημαίνει ότι η προϊούσα μεταμόρφωση των σερπεντινιτών πάντα επηρεάζει τα πετρώματα, που έχουν ήδη υποστεί μεταμόρφωση (ή μετασωμάτωση).

Ας εξετάσουμε την προϊούσα μεταμόρφωση των 2 εκδοχών μέγιστης ενυδάτωσης του χαρτσβουργίτη. Τα πετρώματα υποθέτουμε ότι βρίσκονται σε χημική και δομική ισορροπία σε συνθήκες χαμηλού βαθμού. Δύο παραγενέσεις είναι πιθανές: Brc + Ctl και Ctl + Tlc, αντίστοιχα.

Η παραγένεση Ctl + Tlc αντικαθίσταται από Atg (+ Tlc) στην αρχή της προϊούσας μεταμόρφωσης (αντίδραση 5.1 του Σχήματος 5.3). Ο αντιγορίτης σχηματίζεται σε θερμοκρασία χαμηλότερη των 200°C. Στους 250 – 300°C που είναι η μέγιστη θερμοκρασία του χρυσοτίλη, ο ινώδης σερπεντίνης αντικαθιστάται από τον αντιγορίτη (αντίδραση 5.2 του Σχήματος 5.3). Ο χρυσοτίλης αντιπροσωπεύει ένα προϊόν διάβρωσης χαμηλής θερμοκρασίας ή τροποποίησης υπερβασικών πετρωμάτων. Η σταθερή μορφή σερπεντίνη υπό τις συνθήκες που επικρατούν κατά την αρχή της

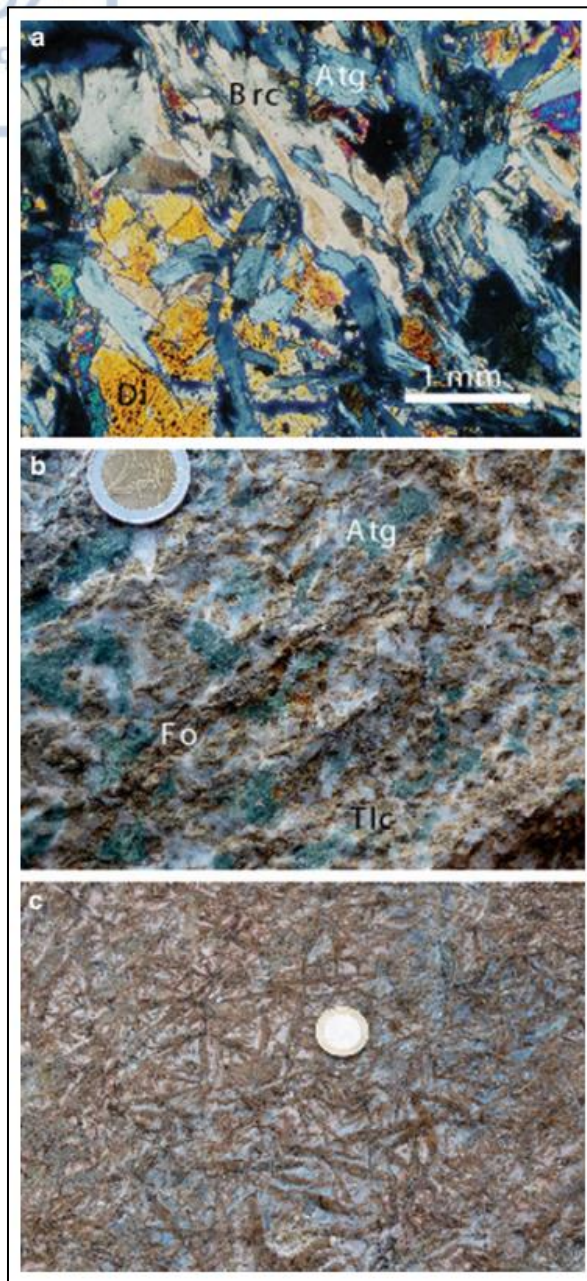


**Σχήμα 6.2:** Διάγραμμα σταθερότητας παραγενέσεων για χαρτσβουργίτες που δείχνει την ισορροπία στο MSH σύστημα (αντιδράσεις (5.1) – (5.9), Σχήμα 5.1) Το διάγραμμα ισχύει μόνο αν είναι παρόν καθαρό H<sub>2</sub>O σε υγρή φάση (Bucher K., Frey M., 2002)

πρασινοσχιστολιθικής φάσης είναι ο αντιγορίτης. Ο χρυσοτύλης και ο αντιγορίτης μπορούν να εμφανιστούν ταυτόχρονα μέσα σε ένα θερμοκρασιακό εύρος των 100°C στην κάτω πρασινοσχιστολιθική φάση. Οι σερπεντινίτες σε χαμηλού – βαθμού αλπικά οφιολιθικά συμπλέγματα ίσως να περιέχουν χρυσοτύλη και αντιγορίτη.

Οι αντιγοριτικοί σερπεντινίτες προκύπτουν μέσα σε μεγάλο εύρος θερμοκρασίας (Σχήμα 6.2). Το κατώτερο όριο δίνεται από την αντίδραση (5.2) και οι αντιδράσεις διάσπασης του αντιγορίτη (5.4) και (5.8) σηματοδοτούν το ανώτερο όριο. Στην ορογενετική μεταμόρφωση, αντιγοριτικοί σχιστόλιθοι μπορεί να προκύψουν σε θερμοκρασιακό μεσοδιάστημα μεγαλύτερο των 300°C. Πάνω από 250°C MSH πετρώματα μπορεί να περιέχουν δύο διαφορετικές παραγενέσεις ανάλογα με την ολική σύσταση του πετρώματος (bulk composition) : Brc + Atg και Atg + Tlc. Ο χαρτσβουργίτης με αναλογία Fo/En > 0.7 θα περιέχει Brc + Atg, ενώ ο χαρτσβουργίτης με αναλογία Fo/En < 0,7 θα περιέχει Atg + Tlc και τέλος αν Fo/En = 0,7 ο χαρτσβουργίτης θα προκύψει ως αντιγοριτικός σερπεντινίτης.

Στην περιοχική μεταμόρφωση, η παραγένεση Brc + Atg αντικαθίσταται από Fo + Atg στους 400°C (αντίδραση (5.3), Σχήμα 5.3). Οι βρουσιτικοί – αντιγοριτικοί σχιστόλιθοι είναι διαγνωστικά πετρώματα της κατώτερης – μέσης πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Πρέπει να σημειωθεί πως οι αντιγοριτικοί σχιστόλιθοι που περιέχουν βρουσίτη, συνήθως περιέχουν μικρή ποσότητα βρουσίτη και επομένως εκτενής μικροσκοπική εξέταση είναι απαραίτητη έτσι ώστε να μην παραβλέψουμε το ορυκτό (Εικόνα 6.1.α). Η μικρή περιεκτικότητα του βρουσίτη σε Brc – Atg σχιστόλιθους είναι αποτέλεσμα των χημειογραφικών σχέσεων που απεικονίζονται στο Σχήμα 6.1. Η ισοχημική σερπεντινίωση του δουνίτη παράγει ικανοποιητική ποσότητα βρουσίτη. Η έλλειψη Mg – υδροξειδίου



**Εικόνα 6.1:** (a) Χαμηλής πρασινοσχιστολιθικής φάσης σερπεντινίτης με διαγνωστική παραγένεση βρουσίτη-αντιγορίτη-διοψίδιου. Sognefjell, Jotunheimen, Νορβηγία, λεπτή τομή κάτω από το μικροσκόπιο με διασταυρωμένα Nicols, (b) Διάσπαση αντιγορίτη σε τάλκη και ολιβίνη (αντίδραση (5.4) ). Υπολείμματα αντιγορίτη παραμένουν και απεικονίζονται με πράσινο χρώμα. Alpe Zocca, Val Ventina, Ιταλικές Άλπεις. (c) Βελονοειδής ολιβίνης που σχηματίζεται επειδή ξεπεράστηκε το όριο της αντίδρασης (5.4) (Bucher K., Frey M., 2002)

πιθανόν να προκλήθηκε στους μετα – δουνίτες λόγω της διάλυσής του σε θερμό νερό ή της αντίδρασής του με διαλυμένο  $\text{SiO}_{2\text{aq}}$  μέσα στο ρευστό έτσι ώστε να σχηματιστεί σερπεντίνη.

Η παραγένεση  $\text{Fo} + \text{Atg}$  είναι διαγνωστική για συνθήκες άνω πρασινοσχιστολιθικής με κάτω αμφιβολιτικής φάσης. Το ανώτερο όριο θερμοκρασίας της παραγένεσης  $\text{Fo} + \text{Atg}$  σε ορογενετική μεταμόρφωση είναι  $570\text{-}620^\circ\text{C}$  ανάλογα με την πίεση. Επομένως, αντιγοριτικοί σερπεντινίτες

σχηματίζονται κάτω από συνθήκες μέσης αμφιβολιτικής φάσης, αλλά και κάτω από συνθήκες γλαυκοφανιτικής και χαμηλής θερμοκρασίας εκλογιτικής φάσης (Σχήμα 6.2). Για παράδειγμα στους αλπικούς οφιόλιθους έχουν υποστεί μεταμόρφωση σε ζώνης υποβύθισης, οι σερπεντινίτες εμφανίζονται μαζί με εκλογίτες και γλαυκοφανιτικούς σχιστόλιθους. Αυτές είναι ισοφασικές εμφανίσεις και όλοι οι τύποι πετρωμάτων σχηματίζονται σε ίδιες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας.

Η αντίδραση (5.3) αντιπροσωπεύει το όριο χαμηλής θερμοκρασίας του φορστερίτη υπό την παρουσία υδατικής φάσης. Ο ολιβίνης αντιπροσωπεύει ένα σταθερό ορυκτό μέσα σε υπερβασικά πετρώματα σε συνθήκες τόσο χαμηλές όσο είναι η μέση πρασινοσχιστολιθική φάση (400°C) ακόμα και όταν είναι παρών το νερό. Ο καθαρός δουνίτης δεν θα αναπτύξει κάποια καινούργια ορυκτολογική παραγένεση και δεν θα υποστεί σερπεντινίωση πάνω από την καμπύλη αντίδρασης (5.3). Αυτό φαίνεται από το βέλος του περιδοτίτη στο Σχήμα 6.2.

Είναι σημαντικό να θυμόμαστε πως η αντίδραση (5.3) επηρεάζει μόνο πετρώματα με αναλογία  $Fo/En > 0.7$ . Καθώς η διαδεδομένη παραγένεση  $Atg + Tlc$  δεν επηρεάζεται από την αντίδραση (5.3), τέτοια πετρώματα είναι, σε αντίθεση με  $Brc + Atg$  πετρώματα, ακατάλληλα για εντοπισμό του ορίου των 400°C σε περιοχές με αφθονία υπερβασικών πετρωμάτων.

Το ανώτερο θερμοκρασιακό όριο του αντιγορίτη δίνεται από τις αντιδράσεις (5.4) και (5.8). Το όριο υψηλής θερμοκρασίας του σερπεντινίτη είναι περίπου 620°C για μεταμόρφωση σε ζώνες υποβύθισης, 570°C για περιοχική ορογενετική μεταμόρφωση, 550°C για μεταμόρφωση χαμηλής πίεσης – υψηλής θερμοκρασίας και 510°C σε ζώνη επαφής (contact aureoles) υπό πίεση 200MPa. Η αντίδραση διάσπασης του αντιγορίτη (5.4) μπορεί να δημιουργήσει εκπληκτικές δομές που αναγνωρίζονται εύκολα με το μάτι (Εικόνα 6.1.b, c). Γενικά, οι τελευταίοι σερπεντινίτες εξαφανίζονται σε ορογενετικές ζώνες υπό συνθήκες μέσης αμφιβολιτικής φάσης. Όμως, λόγω της θετικής κλίσης της ισορροπίας (5.4) στο Σχήμα 6.2, οι σερπεντινίτες είναι σταθεροί σε υψηλές θερμοκρασίες, εάν η πίεση είναι υψηλή. Σε υψηλής πίεσης – χαμηλής θερμοκρασίας οφιολιθικά συμπλέγματα, που σχηματίζονται από την υποβύθιση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας, οι αντιγοριτικοί σχιστόλιθοι συχνά προκύπτουν σε ισοφασικές συσχετίσεις με εκλογίτη, θερμοκρασίας 600-650°C.

Η αντίδραση (5.8) καθορίζει το όριο υψηλής θερμοκρασίας του αντιγορίτη υπό πίεση μεγαλύτερη των 1.4 GPa. Η αντίδραση σχηματίζει ενστατίτη από αντιγορίτη. Η παραγένεση  $Atg + En$  δεν έχει καταγραφεί ως σταθερή παραγένεση ισορροπίας.

Η παραγένεση  $Fo + Tlc$  καταλαμβάνει ένα ευρύ θερμοκρασιακό φάσμα 100-150°C κατά μήκος τυπικών τιμών πίεσης και θερμοκρασίας της περιοχικής ορογενετικής μεταμόρφωσης. Η  $Tlc + Fo$  αποτελεί τη χαρακτηριστική παραγένεση σε συνθήκες μέσης αμφιβολιτικής φάσης. Αντικαθιστάται είτε από  $En + Fo$  (αντίδραση (5.6)) είτε από  $Fo + Ath$  (αντίδραση (5.5)), ανάλογα με την πορεία της πίεσης – θερμοκρασίας κατά την προϊούσα μεταμόρφωση. Το ανώτερο όριο θερμοκρασίας της παραγένεσης  $Tlc + Fo$  είναι κοντά στους 670°C και ανεξάρτητο της πίεσης.

Το αμετάβλητο σημείο της τομής των αντιδράσεων (5.5), (5.6) και (5.7) ορίζει τη μέγιστη πίεση για ανθοφυλλίτες μέσα σε μετάχαρτσβουργίτες. Η ακριβής τιμή της πίεσης για το αμετάβλητο αυτό σημείο εξαρτάται και από άλλους παράγοντες, όπως της ποσότητας  $Fe - Mg$  που ανταλάσσουν τα εμπλεκόμενα ορυκτά. Η επίδραση είναι πολύ μικρή στην τιμή της θερμοκρασίας της ισορροπίας των αντιδράσεων (5.5), (5.6) και (5.7). Παρόλα αυτά, λόγω της μικρής γωνίας της τομής των ισορροπιών (5.5) και (5.7), το αμετάβλητο σημείο μπορεί να μετατοπιστεί κατά μερικές εκατοντάδες MPa κατά μήκος της μετατοπισμένης ισορροπίας (5.6).

Ανθοφυλλιτικά + φορστεριτικά πετρώματα προκύπτουν σε ζώνη επαφής και μεταμόρφωση χαμηλής πίεσεως. Η παραγένεση συνήθως σχετίζεται με μερική ενυδάτωση των  $En + Fo$  πετρωμάτων

κατά την ψύξη και ανύψωση σε περιοχική ορογενετική μεταμόρφωση. Σε τυπικές ζώνες σύγκρουσης, σχηματίζεται ενστατίτης από την παραγένεση Fo + Tlc και ανθοφυλλίτης ως προϊόν ανάδρομης μεταμόρφωσης. Οι αντιδράσεις (5.5) και (5.6) σηματοδοτούν την αρχή της άνω – αμφιβολιτικής φάσης.

Σε ζώνες επαφής, ο ανθοφυλλίτης διασπάται παρουσία φορστερίτη, με βάση την αντίδραση (5.7) υπό θερμοκρασίες κοντά στους 700°C. Η παραγένεση χαρτσβουργίτη En + Fo έχει όριο χαμηλής θερμοκρασίας (670°C) παρουσία ρευστού. Το όριο καθορίζεται από τις αντιδράσεις (5.6) και (5.7). Προς υψηλότερες θερμοκρασίες, η παραγένεση Fo + En παραμένει σταθερή σε όλες τις γεωλογικά πιθανές θερμοκρασίες του φλοιού (Bucher K., Frey M., 2002).

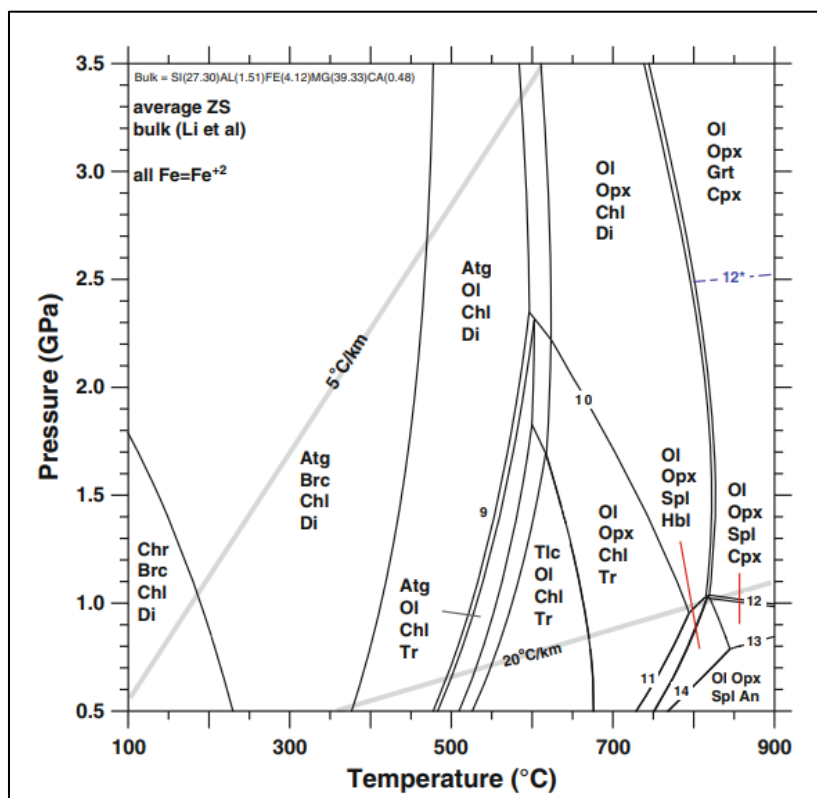


## 7. Μεταμόρφωση στο CMASH Σύστημα

### 7.1 Μεταμόρφωση Ενυδατωμένου Αργιλικού Λερζόλιθου

Η σταθερότητα των παραγενέσεων και η ισορροπία CMASH, που είναι κατάλληλη για τα υπερβασικά πετρώματα παρουσιάζονται στο διάγραμμα του Σχήματος 7.1 για τη μέση σύσταση των σερπεντινιτών από μεταοφιόλιθους Zermatt-Saas (Li et al. 2004). Το ασβέστιο, άμα υπάρχει, είναι αποθηκευμένο στα υπερβασικά πετρώματα μέσα σε τρία ορυκτά: τρεμολίτη (Tr), διοψίδιο (Di), και κάτω από ακραίες συνθήκες πλαγιόκλαστο (An). Σε χαμηλές θερμοκρασίες υπό ή πρασινοσχιστολιθικής φάσης, η παρουσία του πυροξενικού διοψιδίου είναι κάπως αναπάντεχη. Όμως, χημικά καθαρός, λευκού χρώματος διοψίδιος είναι ευρέως διαδεδομένος σε σερπεντινίτες και εμφανίζεται σε Atg + Brc, Atg + Tlc και Atg + Fo σχιστόλιθους. Επομένως, μεταμορφικός διοψίδιος χαμηλής θερμοκρασίας δεν θα πρέπει να εκλαμβάνεται ως υπόλειμμα ανιγικού κλινοπυρόξενου, που είναι παρών σε τέτοια πετρώματα (Bucher K., Frey M., 2002). Ο τελευταίος, που εμφανίζει και λαμέλλες διαλλαγούς, αντιπροσωπεύει ένα υπολειμματικό ορυκτό της μανδουακής παραγένεσης.

Ο διοψίδιος καταναλώνεται από την αντίδραση (5.9) σε 20–30°C χαμηλότερα από το ανώτερο όριο του αντιγορίτη. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τα πετρώματα, που περιέχουν την παραγένεση, που αποτελεί το προϊόν της αντίδρασης (5.9), ειδικότερα Atg + Fo + Tr, να είναι διαγνωστικά για ένα



**Σχήμα 7.1:** Διάγραμμα σταθερότητας των παραγενέσεων για μια συνηθισμένη σύσταση σερπεντινίτη του Zermatt–Saas οφιόλιθου (Bucher K., Frey M., 2002)

μικρό εύρος θερμοκρασίας. Η θερμοκρασία για αυτή την παραγένεση είναι στους 540°C σε περιοχική ορογενετική μεταμόρφωση και 500°C σε ζώνη επαφής υπό πίεση 200MPa.

Ο τρεμολίτης είναι το μόνο ασβεστίτικο ορυκτό σε ισοφασικά υπερβασικά πετρώματα της αμφιβολιτικής φάσης και εξαφανίζεται στα En + Fo πετρώματα στην αρχή της γρανουλιτικής φάσης. Ο τρεμολίτης αντικαθιστάται από το διοψίδιο στα λερζολιθικά πετρώματα με βάση την αντίδραση (5.10) και το προϊόν αυτής της αντίδρασης είναι η παραγένεση Fo + En + Di, η οποία αντιστοιχεί στα αρχικά ορυκτά του μανδουακού λερζόλιθου, Ol + Orx + Crx. Η αρχή του σχηματισμού Crx στο σύστημα CMASH γίνεται περίπου στους 800°C. Όμως, παραδείγματα καθαρών CMASH υπερβασικών είναι σπάνια. Η παρουσία ελαχίστων ποσοτήτων Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO (Chl, Spl), TiO<sub>2</sub> (Ilm), Na<sub>2</sub>O (ρευστή φάση) και άλλων στοιχείων σε λερζόλιθους, έχει ως αποτέλεσμα οι ασβεστούχοι αμφίβολοι να γίνονται εξαιρετικά αργιλούχοι, νατριούχοι και τιτανιούχοι υπό υψηλές θερμοκρασίες. Επιπλέον, ο Crx ως προϊόν της αντίδρασης (5.10) δεν θα είναι καθарός διοψίδιος. Ο διαχωρισμός των επιπλέον συστατικών μεταξύ της Ca-αμφιβόλου και του κλινοπυρόξενου έχει ως συνέπεια μια σημαντική μετατόπιση του πεδίου της αμφιβόλου προς υψηλότερες θερμοκρασίες, έτσι ώστε η ακριβής θέση της ισορροπίας (5.10) να εξαρτάται από τη σύσταση. Η αντίδραση (5.10) σηματοδοτεί τη μετάβαση από αμφιβολιτική σε γρανουλιτική φάση στα υπερβασικά πετρώματα.

Το αργίλιο, εάν υπάρχει, βρίσκεται αποκλειστικά σε Mg-χλωρίτες σε χαμηλής θερμοκρασίας, ένυδρα υπερβασικά πετρώματα. Ο Mg-χλωρίτης είναι ένα πολύ σταθερό ορυκτό σε πετρώματα, στα οποία απουσιάζει ο χαλαζίας όπως είναι τα υπερβασικά πετρώματα. Σε πίεση 1 GPa, που αντιστοιχεί στη βάση του φλοιού, ο Mg-χλωρίτης είναι σταθερός σε θερμοκρασίες που ξεπερνούν τους 800°C, θερμοκρασία που αντιστοιχεί σε συνθήκες γρανουλιτικής φάσης. Κατά τη διάρκεια της ορογενετικής μεταμόρφωσης και μεταμόρφωσης επαφής, διασπάται σε Fo + En και σπινέλλιο με βάση την αντίδραση (5.11) του συστήματος MASH. Όμως, η παρουσία των επιπλέον συστατικών έχει μεγάλη επίδραση στη θερμική σταθερότητα του χλωρίτη. Στην περίπτωση της διάσπασης του χλωρίτη, ο σίδηρος εισέρχεται στη φάση του σπινελλίου ( ως συστατικό του ερκυνίτη και μαγνητίτη), έτσι ώστε η ισορροπία (5.11) να γίνει διμεταβλητή. Οι παραγενέσεις Fo + Orx + Tr + Chl και Fo + Orx + Tr + Spl διαχωρίζονται από ένα διμεταβλητό πεδίο παραγενέσεων Fo + Orx + Tr + Chl + Spl, που φαίνεται στο Σχήμα 7.1. Ο πρόδρομος σπινέλλιος συχνά είναι παρών ως σπινελλιούχος ερκυνίτης, που αναπτύσσεται γύρω από χαμηλού βαθμού μαγνητίτη, που έχει σχηματιστεί αρχικά από σερπεντινίωση.

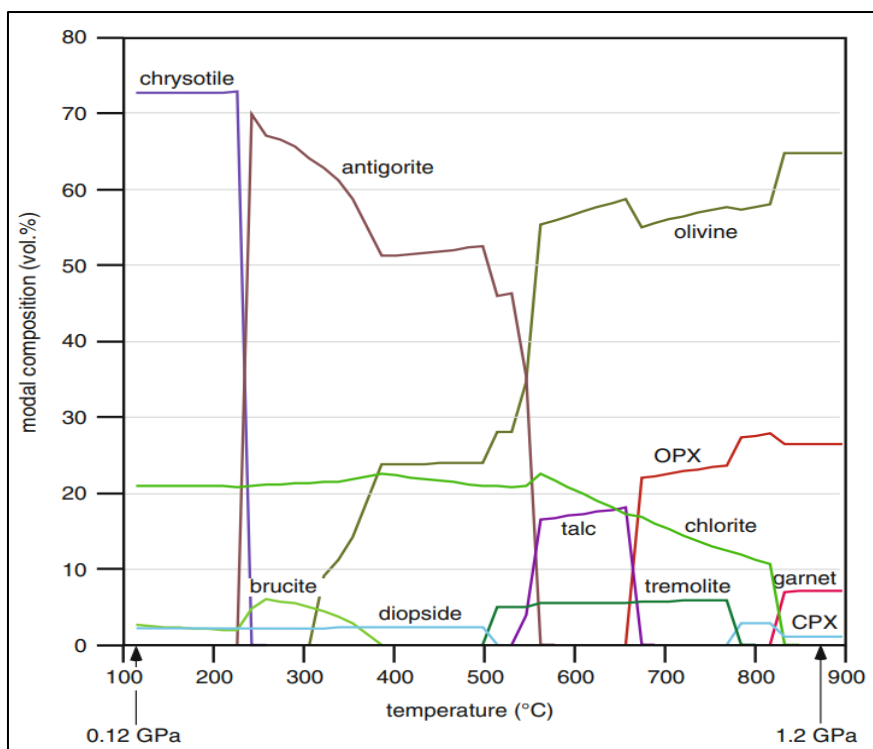
Σε περιοχική ορογενετική μεταμόρφωση, σε υψηλές πιέσεις, ο χλωρίτης ξεκινά να διασπάται κοντά στους 700°C και οι αμφίβολοι δεν απομακρύνονται από τα υπερβασικά πετρώματα σε θερμοκρασία χαμηλότερη από αυτή των 850°C. Τα αποτελέσματα των πειραμάτων δείχνουν πως ο καθарός τρεμολίτης αποσυντίθεται σε θερμοκρασία 50°C χαμηλότερη από αυτή των καθαρών Mg – κλινοχλωριτών, αλλά σε πετρώματα, ο χλωρίτης ξεκινά να αποσυντίθεται 150°C νωρίτερα από τη στιγμή που εξαφανίζεται η τελευταία αμφίβολος. Τα επιπλέον συστατικά μέσα στα υπερβασικά πετρώματα έχουν αντίθετα αποτελέσματα στις αντιδράσεις τρεμολίτη και χλωρίτη, αντίστοιχα. Έχουν την τάση να αυξάνουν το ανώτατο όριο για Ca-αμφίβολους, αλλά να μειώνουν το ανώτερο όριο σταθερότητας του χλωρίτη. Στην περιοχή χαμηλής πίεσης και υψηλής θερμοκρασίας του Σχήματος 7.1, επιπλέον αντιδράσεις ορίζουν το πεδίο του πλαγιόκλαστου στα υπερβασικά πετρώματα. Ένδειξη για τις αντιδράσεις (5.13) και (5.14) σε πετρώματα που περιέχουν ολιβίνη, επισημαίνεται από την διαδεδομένη εμφάνιση συμπλεκτικών και ζωνών Spl + Crx και Spl + Cam +/- Chl γύρω από υπολειμματικό πλαγιόκλαστο. Πλαγιόκλαστο + ολιβίνης αρχικά σχηματίζονται από την κρυστάλλωση ενός βασικού τήγματος και η παραγένεση Pl + Ol είναι διαδεδομένη σε βασάλτες και γάββρους. Οι ίδιες αντιδράσεις (5.13) και (5.14) περιορίζουν το ορυκτολογικό αυτό ζεύγος στα πετρώματα αυτά.

## 7.2 Αποτελέσματα Ραγδαίας Αποσυμπίεσης – Ανύψωσης

Σε πολλές ορογενετικές ζώνες τα μεταμορφωμένα πετρώματα υποβάλλονται σε μια περίοδο ραγδαίας αποσυμπίεσης και ανύψωσης μετά την ισορροπία στη μέγιστη θερμοκρασία (Bucher K., Frey M., 2002). Πιθανά αποτελέσματα σχετιζόμενα με τη ραγδαία αποσυμπίεση πρέπει πάντα να τα λαμβάνουμε υπόψη. Ας υποθέσουμε ότι ένα τεκτονικά – τοποθετημένο ισοφασικό υπερβασικό πέτρωμα ισορροπεί (Σχήμα 7.1) στους 700°C και 800MPa και περιέχει τη παραγένεση  $O1 + Orx + Tr + Chl$ . Το πέτρωμα μπορεί έπειτα να ακολουθήσει το μονοπάτι μιας ισόθερμης αποσυμπίεσης. Σε αυτή την περίπτωση, η αντίδραση διάσπασης του χλωρίτη (5.11) μπορεί να ξεκινήσει να παράγει  $Mg - Fe$  σπινέλλιο υπό πίεση χαμηλότερη των 600MPa. Η διαδρομή αποσυμπίεσης και ψύξης είναι πιθανόν να διασχίσει το πεδίο ισορροπίας της παραγένεσης  $Ath + Fo$ , που απαιτεί πρόσβαση σε  $H_2O$ . Όντως η τελευταία παραγένεση  $Ath + Fo$  συχνά αναπτύσσεται κατά μήκος ρωγμών και φλεβών που παρέχουν πρόσβαση σε ρευστά κατά τη διάρκεια της αποσυμπίεσης και ψύξης μιας περιοχικά μεταμορφωμένης περιοχής.

## 8. Ισόβαθμες Υπερβασικών Πετρωμάτων

Ένα Domino/Theriak μοντέλο για προϊύσα μεταμόρφωση των υπερβασικών πετρωμάτων στο σύστημα CMASH φαίνεται στο Σχήμα 8.1. Περιγράφει την ανάπτυξη της σύστασης ως αποτέλεσμα των αντιδράσεων κατά μήκος της 20°C/km για την ίδια σύσταση του αρχικού σερπεντινίτη που χρησιμοποιήθηκε στο Σχήμα 7.1. Η μεταμόρφωση ξεκινά με ένα σερπεντινίτη που περιέχει χρυσοτίλη, χλωρίτη, βρουσίτη, διοψίδιο και μαγνητίτη (Bucher K., Frey M., 2002). Οι παραγενέσεις διαδοχικά αντικαθιστούν η μία την άλλη, καθώς η πίεση και θερμοκρασία σταδιακά αυξάνονται. Το τελικό προϊόν είναι ένας περιδοτίτης που περιέχει ολιβίνη, ενστατίτη, γρανάτη και διοψίδιο. Στο Σχήμα 8.1 φαίνεται καθαρά πως κάποιες αλλαγές γίνονται βαθμιαία, ενώ άλλες γίνονται μέσα σε ένα μικρό διάστημα πίεσης – θερμοκρασίας και οι αλλαγές είναι απότομες. Αυτές οι ασυνέχειες στη σύσταση του πετρώματος μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να ορίσουμε τις ισόβαθμες

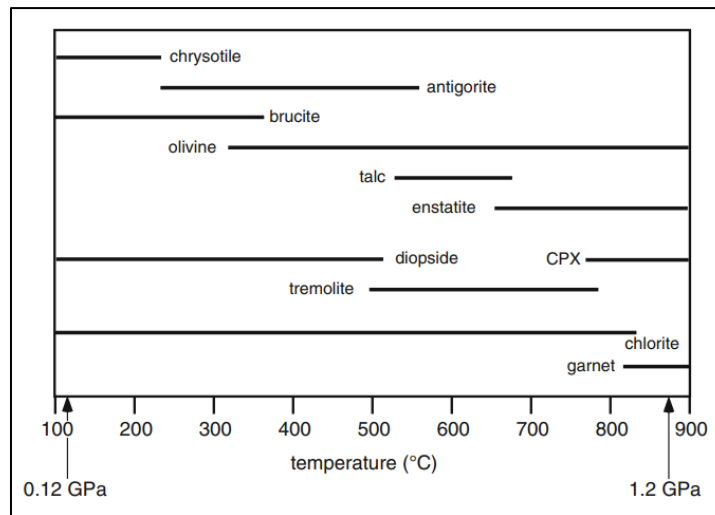


**Σχήμα 8.1:** Μοντέλο μεταμόρφωσης της σύστασης που χρησιμοποιήθηκε στο Σχήμα 7.1 με γεωθερμική βαθμίδα 20°C/km (Bucher K., Frey M., 2002)

στα υπερβασικά πετρώματα (Σχήμα 8.1).

Η διαδοχική παρουσία διαφορετικών ορυκτών σε υπερβασικά πετρώματα προϊύσας μεταμόρφωσης αποτυπώνεται στο Σχήμα 8.2, χρησιμοποιώντας τα δεδομένα του Σχήματος 8.1. Τα διακεκομμένα όρια των παραγενέσεων του Σχήματος 8.1 είναι κατάλληλα για τη χαρτογράφηση και την οριοθέτηση των ισόβαθμων. Είναι ανάλογα των ισόβαθμων αντίδρασης, γιατί όλα τα όρια σχετίζονται με αντιδράσεις σε απλά χημικά συστήματα (Σχήμα 5.3). Όπως συζητήθηκε παραπάνω, κάποια πεδία του χλωρίτη και σπινέλλιου συμπίπτουν, καθώς και κάποια πεδία του τρεμολίτη και

διοψιδίου. Σε μεταμόρφωση χαμηλής πίεσης οι ισόβαθμες αντίδρασης των χαμηλότερων βαθμίδων μετατοπίζονται σε χαμηλότερες θερμοκρασίες και ένα πεδίο Ath + Fo μπορεί να εμφανιστεί κοντά



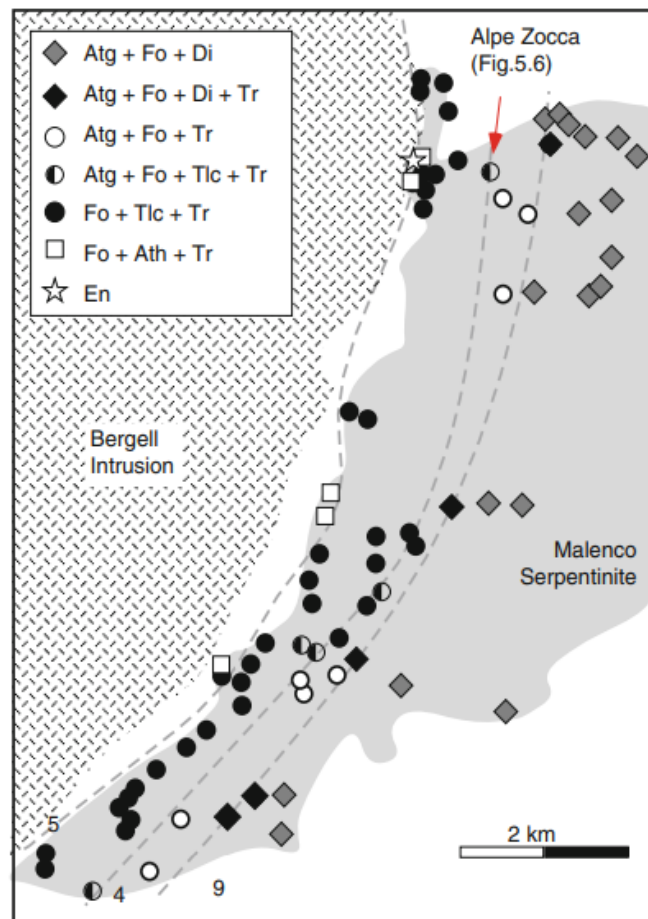
Σχήμα 8.2: Ορυκτολογικές ζώνες και ισόβαθμες σε Al-λερζόλιθο (Bucher K., Frey M., 2002)

στους 700°C. Σε τέτοιες συνθήκες, η αμφίβολος αποσυντίθεται σε μεγαλύτερες θερμοκρασίες από αυτές που απεικονίζονται στο Σχήμα 8.1.

Οι σχέσεις των πεδίων παρουσιάζονται στο Σχήμα 9.1. Τα πετρώματα χαμηλού βαθμού χαρακτηρίζονται από την παραγένεση Atg + Brc + Di. Η παραγένεση αυτή βρίσκεται εκτός του χάρτη του Σχήματος 9.1. Σχηματίζονται διαδοχικά Atg + Ol + Di, Atg + Ol + Tr, Tlc + Ol + Tr και Ath + Ol + Tr προς την επαφή με το γρανίτη. Η διαδοχή αυτή εξηγείται από τις αντιδράσεις (5.4), (5.5) και (5.9) αντίστοιχα, του Σχήματος 5.3 και μια ισοβαρή πορεία θερμοκρασίας μεταξύ 450°C και 650°C και πίεσης 300MPa (Σχήμα 6.2). Η διάσπαση του αντιγορίτη σε τάλκη και φορστερίτη με βάση την αντίδραση (5.4) διατηρείται στο Alpe Zocca. Η τελική παραγένεση χαρακτηρίζεται από επιμηκυμένους κρυστάλλους ολιβίνη.

## 9. Ορυκτολογικές Παραγενέσεις Ανώτερου Μανδύα

Το ανώτερο μέρος του άνω μανδύα βρίσκεται σε βάθος 30-40 km κάτω από σταθερό ηπειρωτικό φλοιό (Bucher K., Frey M., 2002). Σε τεκτονικά ενεργές περιοχές (υποβύθιση, σύγκρουση, διαμπερής ρήξη), το όριο του άνω μανδύα μπορεί να βρεθεί οπουδήποτε μεταξύ της επιφάνειας και 70 km βάθος ή και πιο βαθιά. Η ακριβής θέση του ορίου φλοιός – μανδύας εξαρτάται από τη γεωλογική ιστορία και κατάσταση της ηπείρου. Ο μέσος όρος του βάθους σε σταθερές ηπειρωτικές περιοχές αντιστοιχεί σε πίεση περίπου 1 GPa. Εφόσον ο υποηπειρωτικός μανδύας αποτελείται από χαρτσβουργίτες με δευτερεύον λερζόλιθο, ένα σύνολο από ενδιαφέροντα συμπεράσματα μπορούν να προκύψουν, τα οποία αφορούν την πετρολογία του μανδύα από το Σχήμα 7.1.



**Σχήμα 9.1:** Χάρτης που δείχνει τη διανομή των ισόβαθμων αντίδρασης μέσα σε αντιγοριτικούς σχιστόλιθους που υπέστησαν μεταμόρφωση επαφής υπό πίεση 300MPa από τοναλίτη της διείδυσης Bergell (Bucher K., Frey M., 2002)

Η ισοβαρής 1 GPa του ορίου ήπειρος – μανδύας στο Σχήμα 7.1 υπονοεί πως ο σπινελλιούχος λερζόλιθος δεν είναι σταθερός παρουσία  $H_2O$  σε θερμοκρασίες χαμηλότερες των  $820^{\circ}C$ . Τέτοιες ασυνήθιστα υψηλές θερμοκρασίες εμφανίζονται σε ενεργές ζώνες ρήξης ή σε άλλες ανώμαλα θερμές περιοχές. Ο χαρτσβουργίτης στο MSH σύστημα (Orp – Ol) δεν είναι σταθερός κάτω από  $670^{\circ}C$  εάν ένα ρευστό πλούσιο σε  $H_2O$  είναι παρών σε βάθος 35km. Για παράδειγμα, η θερμοκρασία του ορίου

φλοιός – μανδύας στην κεντρική Ευρώπη είναι 600-700°C. Οποιοδήποτε νερό που φθάνει στο μανδύα σε θερμοκρασία μικρότερη των 670°C θα καταναλωθεί από την αντίδραση (5.6). Η παραγένεση Tlc + Fo + Tr + Chl αντιπροσωπεύει τη σταθερή παραγένεση μανδύα υπό συνθήκες παρουσίας ρευστού (H<sub>2</sub>O υγρό) κάτω από τις ηπειρωτικές περιοχές με τη μικρότερη ηλικία. Κάτω από τις Προκάμβριες ασπίδες, η θερμοκρασία του άνω μανδύα κυμαίνεται μεταξύ 350°C και 450°C (συνθήκες γλαυκοφανιτικής φάσης). Επομένως, τα πετρώματα του άνω μανδύα θα μετατραπούν σε σταθερούς σερπεντινίτες (Brc + Atg; Atg + Tlc; Atg + Fo) εάν το νερό περάσει το όριο φλοιός – μανδύας κατά μήκος ρηγμάτων και ζωνών διάτμησης.

Κάτω από τις περισσότερες ηπειρωτικές περιοχές υπάρχουν δύο είδη μανδυακών πετρωμάτων:

1. Ελάχιστα ενυδατωμένοι ή τελείως άνυδροι περιδοτίτες μπορεί να εμφανιστούν σε συνθήκες όπου απουσιάζουν τα ρευστά ή σε περιοχές με ανώμαλα υψηλές γεωθερμικές βαθμίδες
2. Μερικώς ή πλήρως ενυδατωμένα υπερβασικά πετρώματα (σερπεντινίτες και ταλκικοί σχιστόλιθοι) υπό συνθήκες παρουσίας ρευστού.

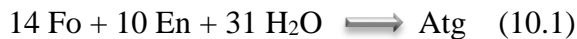
## 10. Σερπεντινίωση Περιδοτίτη

Η σερπεντινίωση των μανδουακών πετρωμάτων λαμβάνει χώρα σε τρία διαφορετικά περιβάλλοντα (Bucher K., Frey M., 2002):

- Σε ωκεάνια οφιολιθικά συμπλέγματα, όπου η σερπεντινίωση σχετίζεται με ωκεάνια μεταμόρφωση
- Στον φλοιό κατά το σχηματισμό ζωνών ηπειρωτικής σύγκρουσης
- Μέσα στο μανδύα

Η τροποποίηση χαμηλής θερμοκρασίας του περιδοτίτη μέσα σε οφιόλιθους είναι μια διαδικασία ανάδρομης μεταμόρφωσης και ενυδάτωσης.

Γενικά, αν ένα υπερβασικό πέτρωμα βρίσκεται εκτεθειμένο σε συνθήκες αριστερά των αντιδράσεων (5.4) και (5.8) του Σχήματος 6.2 και του Σχήματος 7.1, θα σερπεντινωθεί πλήρως ή μερικώς υπό την παρουσία ρευστού. Από την εικόνα 6.1 συμπεραίνουμε πως ο πρώτος σερπεντινίωση σχηματίζεται μεταξύ 620°C (2,5 GPa) και 520°C (0,5 GPa). Σε πίεση 100 MPa η πρώτη σερπεντινίωση πραγματοποιείται στους 580°C (Σχήμα 6.2). Η αντίδραση (5.4) περιγράφει τη διαδικασία σερπεντινίωσης υπό χαμηλή πίεση, όπου ο ενστατίτης έχει ενυδατωθεί πλήρως στη παραγένεση Tlc + Fo κατά τη ψύξη (αντίδραση (5.6)). Αν το νερό εισέρθει σε άνυδρο περιδοτίτη (Fo + En) σε θερμοκρασία κατώτερη της αντίδρασης ισορροπίας (5.4), η σερπεντινίωση του ενστατίτη υπό χαμηλή πίεση γίνεται μέσω της μετασταθούς αντίδρασης (10.1):



Η σερπεντινίωση μέσω της αντίδρασης (10.1) παράγει είτε Atg + En (Fo έχει χρησιμοποιηθεί πλήρως) είτε Atg + Fo (En έχει χρησιμοποιηθεί πλήρως). Η παραγένεση Atg + En είναι μετασταθής σε πιέσεις όπου πραγματοποιείται σερπεντινίωση. Ο υπόλοιπος En στη συνέχεια απομακρύνεται μέσω της μετασταθούς αντίδρασης (10.2):



Αν το προϊόν της αντίδρασης (10.1) είναι η παραγένεση Atg + Fo, τότε ο ολιβίνης απομακρύνεται μέσω της αντίδρασης (5.3) (Σχήμα 5.3):



Η ισορροπία της αντίδρασης (5.3) επιτυγχάνεται στους 400°C και σε χαμηλές πιέσεις (Σχήμα 5.3). Ο τελευταίος ολιβίνης δεν σερπεντινιώνεται πριν τη ψύξη του περιδοτίτη, η οποία πραγματοποιείται σε συνθήκες χαμηλής πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Πολύ σύνηθες είναι μερικά τμήματα μαδουακού περιδοτίτη να παραμένουν άνυδρα και να ψύχονται σε θερμοκρασίες που επικρατούν κοντά στην επιφάνεια. Η σερπεντινίωση του περιδοτίτη σε περιβάλλον πολύ χαμηλής θερμοκρασίας αρχικά πραγματοποιείται μέσω της μετασταθούς αντίδρασης (10.3) που παράγει το μετασταθές χαμηλής θερμοκρασίας ορυκτό του σερπεντινίτη, χρυσοτίλη:







## 11. Υπερβασικά Πετρώματα σε Υψηλές Θερμοκρασίες

Σε θερμοκρασίες υψηλότερες των 700°C τα υπερβασικά πετρώματα περιέχουν κάποιες πολύ χαρακτηριστικές παραγενέσεις ορυκτών (Bucher K., Frey M., 2002). Η σταθερότητα κάποιων από αυτών των παραγενέσεων απεικονίζονται στο Σχήμα 7.1. Τα υπερβασικά πετρώματα με χαρακτηριστικές άνυδρες, υψηλής – θερμοκρασίας παραγενέσεις καταλαμβάνουν τρία πεδία θερμοκρασίας – πίεσης στο Σχήμα 7.1. Όλα περιέχουν την παραγένεση Ol – Orx – Crx, αλλά τρία διαφορετικά Al – ορυκτά: γρανάτη σε υψηλή πίεση, σπινέλλιο σε μέτρια πίεση και ανορθίτη σε χαμηλή πίεση. Αυτά τα πετρώματα αναφέρονται αντίστοιχα ως γρανατούχος λερζόλιθος, σπινελλίουχος λερζόλιθος και πλαγιοκλαστικός λερζόλιθος. Αν ο περιδοτίτης δεν περιέχει Ca, ο σπινέλλιος είναι το Al – ορυκτό και σε χαμηλή πίεση. Προς χαμηλότερες θερμοκρασίες, οι τρεις αυτές άνυδρες παραγενέσεις περιορίζονται από αντιδράσεις ενυδάτωσης, που παράγουν χλωρίτη από το αντίστοιχο Al – ορυκτό και αμφίβολο από κλινοπυρόξενο.

Τα πετρώματα που περιέχουν ολιβίνη + πλαγιόκλαστο είναι διαγνωστικά σχηματισμού υπό χαμηλή πίεση. Επειδή η παραγένεση απαιτεί πολύ υψηλές θερμοκρασίες (>800°C), ολιβίνη + πλαγιόκλαστο πετρώματα κανονικά εντοπίζονται σε βασικές διεισδύσεις στο φλοιό (<600MPa) που απαρτίζονται από ολιβινικό γάββρο και τροκτόλιθο και γι' αυτό πρόκειται για πυριγενή πετρώματα.

Οι σπινελλίουχοι λερζόλιθοι περιέχουν Sprl + Crx επιπλέον του Orx + Ol και σχετίζονται με πλαγιοκλαστικούς λερζόλιθους με την αντίδραση (5.13). Τέτοια πετρώματα είναι άφθονα σε περιοχές γρανουλιτικής φάσης και σε θερμές περιοχές του άνω μανδύα.

Ο γρανάτης αντικαθιστά το σπινέλλιο ως την αργιλούχο φάση σε άνυδρα υπερβασικά πετρώματα σε υψηλότερες πιέσεις. Η αντίδραση (5.12) οριοθετεί τη σταθερότητα χαμηλής πίεσης του Grt + Ol σε Al – χαρτσβουργίτες. Η παρουσία ασβεστίου σε λερζόλιθους έχει ως συνέπεια ότι ο γρανάτης, που είναι αντιδρών στην αντίδραση (5.12), περιέχει ασβέστιο κι άρα έχει στη σύστασή του και γροσσουλάριο και επομένως επεκτείνεται το πεδίο σταθερότητας για Ca – Mg – γρανάτη + ολιβίνη. Όμως, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Zn, Cr και κάποια άλλα στοιχεία, που είχαν δεσμευτεί στο χλωρίτη σε χαμηλό βαθμό, εισχωρούν στη σπινελλίουχο φάση. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα η σταθερότητα παραγένεσης του σπινελλίουχου λερζόλιθου να επεκταθεί σε υψηλότερες πιέσεις από αυτές που απεικονίζονται στο Σχήμα 7.1. Κανονικά, οι γρανατούχοι περιδοτίτες σχετίζονται με πιέσεις 3GPa και παραπάνω, που αντιστοιχεί σε μανδυακό βάθος 80 – 100 km, αλλά μπορεί να σχηματίζονται υπό πίεση 2 GPa και χαμηλότερα σε καθαρά MASH πετρώματα.

Οι γρανατούχοι λερζόλιθοι που προέρχονται από βάθος > 50 km ή ακόμα και > 100 km, εμφανίζονται σποραδικά σε ορογενετικές ζώνες. Πολλοί από αυτούς τους γρανατούχους περιδοτίτες διατηρούν ορυκτολογικά στοιχεία μιας πολύ υψηλής πίεσης μεταμόρφωση ( P > 6 GPa). Αυτοί οι υπερυψηλής πίεσης περιδοτίτες συνδέονται με βαθιά υποβύθιση ηπειρωτικού φλοιού.

## 12. Θερμομετρία και Γεωβαρομετρία

Τα γεωθερμοβαρόμετρα που εφαρμόζονται στα υπερβασικά πετρώματα περιλαμβάνουν (Bucher K., Frey M., 2002):

- ❖ Ενδοκρυσταλλική (intercrystalline) ανταλλαγή Fe – Mg μεταξύ οποιοδήποτε ζεύγους ανυδρών Fe – Mg φάσεων μέσα σε υπερβασικά πετρώματα,
- ❖ Ενδοκρυσταλλική ανταλλαγή Fe – Mg σε Cpx,
- ❖ Θερμοκρασιακή εξάρτηση του χάσματος μίξης ανάμεσα En – Di,
- ❖ Mg – Τσερμακίτιο περιεχόμενο σε ορθοπυρόξενους των ποικίλων παραγενέσεων
- ❖ Ca – Τσερμακίτιο περιεχόμενο σε κλινοπυρόξενους των διαφόρων παραγενέσεων

Τα περισσότερα γεωθερμοβαρόμετρα προφανώς μπορούν να χρησιμοποιηθούν μόνο για την εκτίμηση της πίεσης και θερμοκρασίας σε κατάσταση ισορροπίας για υπερβασικά πετρώματα, που έχουν μεταμορφωθεί στην εκλογιτική – γρανουλιτική φάση, αλλά στα υπερβασικά πετρώματα της πρασινοσχιστολιθικής – αμφιβολιτικής φάσης απουσιάζουν τα θερμοβαρόμετρα. Οι εκτιμήσεις πίεσης – θερμοκρασίας από τέτοια πετρώματα εξαρτώνται πλήρως από πετρογενετικά δίκτυα και αντιδράσεις που αφορούν ασταθή είδη και αυτό απαιτεί υποθέσεις ή εκτιμήσεις των ενεργοτήτων των ασταθών ειδών (H<sub>2</sub>O). Για προϊούσα μεταμόρφωση, συνήθως εκτιμώνται συνθήκες κορεσμένες σε H<sub>2</sub>O, αλλά σε περιοχές με πολυμεταμορφική εξέλιξη, είναι δύσκολο να εκτιμήσουμε την ενεργότητα του H<sub>2</sub>O κατά την ισορροπία των υπερβασικών πετρωμάτων. Σε πολλά υπερβασικά πετρώματα η παρουσία ανθρακικών ορυκτών (μαγνησίτης, δολομίτης) δείχνει πως το ρευστό δεν μπορεί να αντιμετωπιστεί ως καθαρό ρευστό H<sub>2</sub>O.

Το πρόβλημα ίσως να μην είναι τόσο σοβαρό όσο φαίνεται εξ αρχής. Ένα συγκεκριμένο παράδειγμα αποτελεί το εξής: ένα Fo–En πέτρωμα περιέχει διασκορπισμένα φύλλα τάλκη, τα οποία προφανώς αντικαθιστούν ενστατίτη και δεν περιέχει ανθρακικά ορυκτά. Το πέτρωμα ακόμα περιέχει φλέβες τάλκη, το οποίο σημαίνει ότι ο σχηματισμός τάλκη σχετίζεται με τη διείσδυση ενός ρευστού πλούσιου σε H<sub>2</sub>O. Έχοντας υπόψιν το Σχήμα 6.2, ο απευθείας σχηματισμός τάλκη από ενστατίτη μέσω της αντίδρασης (5.6) απαιτεί πίεση τουλάχιστον 600 MPa και θερμοκρασίες χαμηλότερες των 640 – 670°C. Η ελάχιστη θερμοκρασία δίνεται από τη θέση της αντίδρασης (5.4) στο Σχήμα 6.2, διότι η τροποποίηση δεν είχε ως αποτέλεσμα την παραγωγή αντιγορίτη.

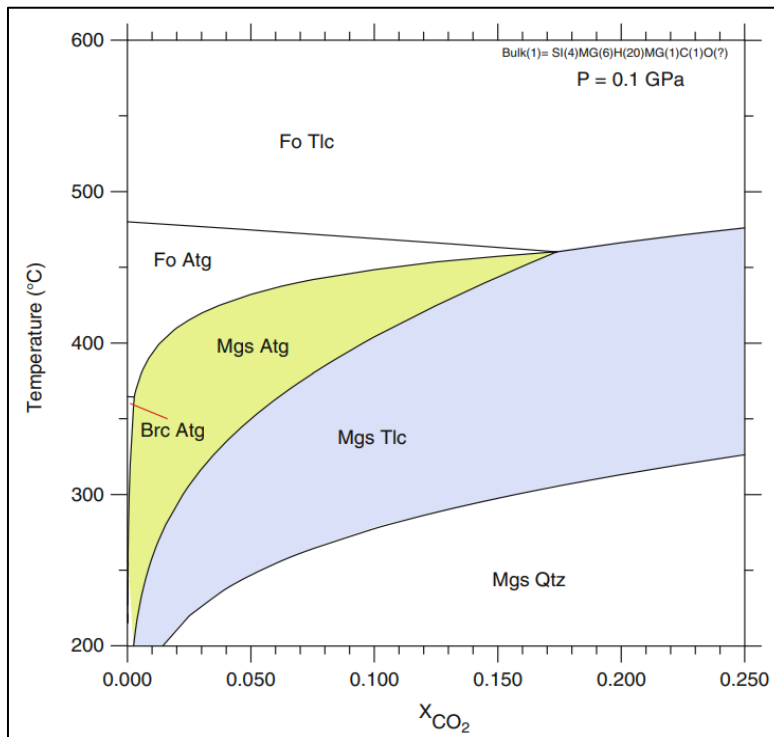
## 13. Ανθρακικά Υπερβασικά Πετρώματα

Ανθρακικά ορυκτά (μαγνησίτη, ασβεστίτης και δολομίτης) εντοπίζονται σε πολλά υπερβασικά πετρώματα. Αν και σε μερικές περιπτώσεις τα ανθρακικά ορυκτά έχουν μανδυακή προέλευση, τα περισσότερα υπερβασικά πετρώματα του φλοιού ενανθρακώνονται με τον ίδιο τρόπο που ενυδατώνονται. Η διείδυση CO<sub>2</sub> από το περιβάλλον μέσα σε υπερβασικά πετρώματα οδηγεί στην παραγωγή ανθρακικών ορυκτών (Bucher K., Frey M., 2002). Πλήρως ενυδατωμένες και ενανθρακωμένες χαμηλής θερμοκρασίας ποικιλίες των υπερβασικών πετρωμάτων όπως πετρώματα με τάλκης + μαγνησίτης + δολομίτης ή αντιγορίτης + τάλκης + δολομίτης εμπεριέχονται στο πεδίο σύστασης των τυπικών μανδυακών πετρωμάτων (Εικόνα 5.2).

Οι σχέσεις φάσεων σε ανθρακικά υπερβασικά πετρώματα είναι σχετικά πολύπλοκες και είναι ικανές να παρέχουν εξαιρετικές πληροφορίες για την πίεση και θερμοκρασία μιας συγκεκριμένης μεταμορφικής περιοχής. Δύο συγκεκριμένα γεωλογικά περιβάλλοντα θα χρησιμοποιηθούν για την ανάδειξη της χρησιμότητας της ανάλυσης των σχέσεων φάσης μέσα σε ανθρακικά υπερβασικά πετρώματα.

### 13.1 Μεταμόρφωση Οφιτανθρακικών Πετρωμάτων

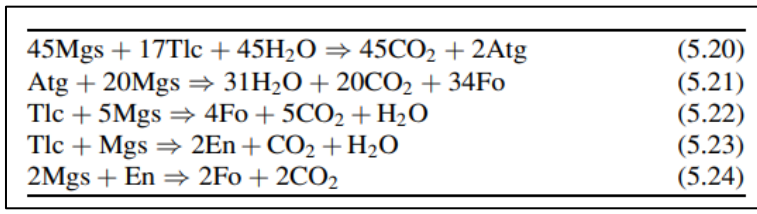
Οι σερπεντινίτες που περιέχουν ανθρακικά ορυκτά σε σημαντικά ποσοστά αναφέρονται ως οφιτανθρακικά πετρώματα (orhicarbonates), που σχηματίζονται από μη-ανθρακικούς σερπεντινίτες μέσω αντίδρασης αυτών με CO<sub>2</sub> του φλοιού, το οποίο προέρχεται από προϊούσες αντιδράσεις



**Σχήμα 13.1:** Διάγραμμα σταθερότητας των παραγενέσεων για υπερβασικά πετρώματα που περιέχουν μαγνησίτη στο σύστημα MSHC υπό πίεση 100MPa. Οι οφιομαγνησιτικές παραγενέσεις απεικονίζονται με πράσινο χρώμα και οι σαπωνόλιθοι με γαλαζο (Bucher K., Frey M., 2002)

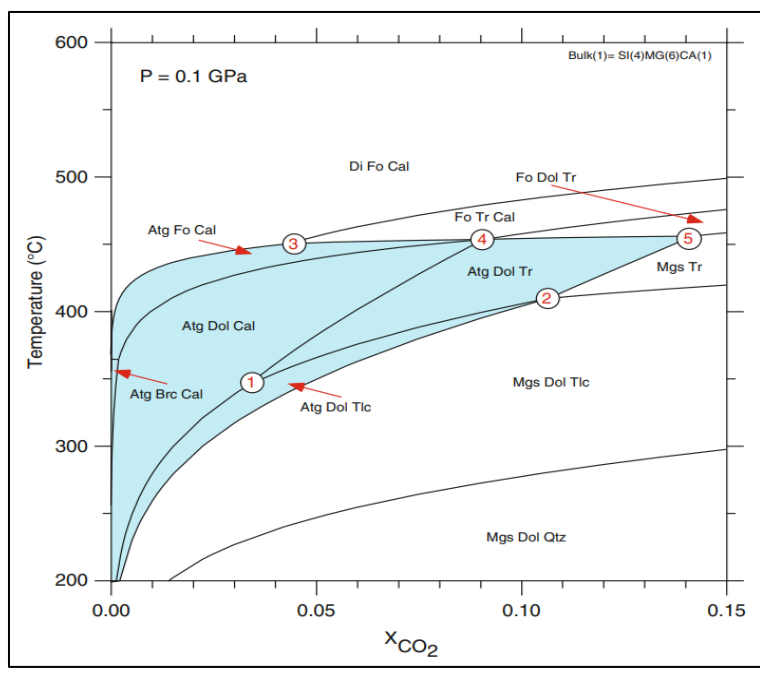
διαφυγής CO<sub>2</sub> από ανθρακικά μεταϊζήματα (Bucher K., Frey M., 2002). Οι σερπεντινίτες σε μεγάλο βαθμό ρυθμίζουν το CO<sub>2</sub>. Μικρές ποσότητες CO<sub>2</sub> σε ένα ρευστό είναι αρκετές για να μετατρέψουν παραγενέσεις σερπεντίνη σε ανθρακικές παραγενέσεις.

Σαν παράδειγμα, το Σχήμα 13.1 αναπαριστά τα πεδία σταθερότητας των παραγενέσεων σε διάγραμμα T-X υπό σταθερή πίεση 100 MPa, που σχετίζεται με οφιμαγνησιτικά (orhimagnesite)



**Σχήμα 13.2:** Επιλεγμένες ανθρακικές αντιδράσεις των σερπεντινίτη, σαπωνόλιθο και σαγκβανδίτη (Bucher K., Frey M., 2002)

πετρώματα. Οι στοιχειομετρικές κάποιων ανθρακικών αντιδράσεων δίνονται στο Σχήμα 13.2 και δύο αντιδράσεις αφυδάτωσης σχετικές με το Σχήμα 13.1, που περιέχουν αντιγορίτη. Το T-X<sub>CO2</sub> διάγραμμα δείχνει πεδία για την οφιμαγνησιτική Atg + Mgs παραγένεση με πράσινο χρώμα και για την παραγένεση σαπωνόλιθου Tlc + Mgs με μπλε. Από το Σχήμα 13.1 συμπεραίνουμε πως Atg + Brc δεν περιέχουν σχεδόν καθόλου CO<sub>2</sub> και μετατρέπεται σε Atg + Mgs υπό πολύ χαμηλά επίπεδα CO<sub>2</sub> μέσα στο ρευστό. Η οφιμαγνησιτική παραγένεση Atg + Mgs αντιδρά με CO<sub>2</sub> σε σαπωνόλιθο. Επίσης, Atg + Fo δεν είναι σταθερό σε ρευστά με X<sub>CO2</sub> > 0.17 και αντιδρά με CO<sub>2</sub> για να προκύψει Tlc + Mgs.



**Σχήμα 13.3:** Διάγραμμα σταθερότητας παραγενέσεων για ανθρακικά υπερβασικά πετρώματα στο σύστημα CMS-HC σε πίεση 100 MPa. Οι οφιτανθρακικές παραγενέσεις απεικονίζονται με γαλάζιο χρώμα (Bucher K., Frey M., 2002)

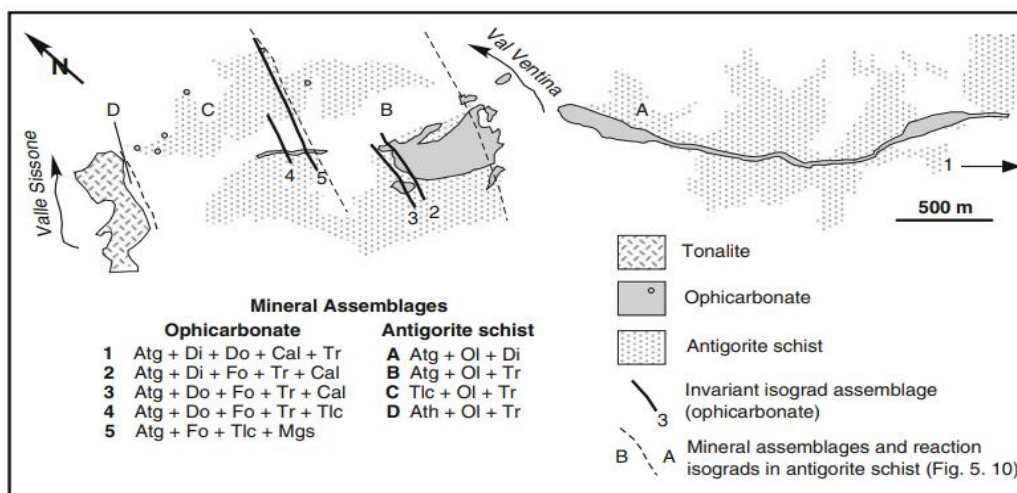
Από την άλλη, ο σαπωνόλιθος αποσυντίθεται σε οφιμαγνησίτη με  $X_{CO_2} < 0.17$  και σε Tlc + Fo υπό υψηλότερα επίπεδα  $CO_2$  μέσα στο ρευστό κατά τη διάρκεια της προϊούσας μεταμόρφωσης.

Οι θέσεις ισορροπίας μετατοπίζονται σε υψηλότερες θερμοκρασίες με αυξανόμενη πίεση, ενώ σε χαμηλότερες πιέσεις άλλες τοπολογικές παράμετροι μπορεί να σταθεροποιούνται, έτσι ώστε το μοντέλο να πρέπει να επαναπροσδιοριστεί για περιοχές υψηλών ή χαμηλών πιέσεων.

Το Σχήμα 13.3 αποτελεί ένα παράδειγμα διαγράμματος σταθερότητας παραγενέσεων για πετρώματα του CMS – HC συστήματος υπό πίεση 100 MPa. Το γαλάζιο πεδίο του Σχήματος 13.3 δείχνει ότι τα πετρώματα που περιέχουν αντιγορίτη είναι σταθερά σε θερμοκρασία μικρότερη των  $450^\circ C$  και  $X_{CO_2} < 0.14$  (σημείο 1). Η προϊούσα μεταμόρφωση αντικαθιστά τις παραγενέσεις που περιέχουν αντιγορίτη με τρεις διαφορετικές ανθρακικές παραγενέσεις, οι οποίες εμπεριέχουν ολιβίνη και ένα Ca – πυριτικό ορυκτό (τρεμολίτη ή διοψίδιο). Επειδή ο αντιγορίτης είναι σταθερός μόνο υπό συνθήκες χαμηλής περιεκτικότητας  $CO_2$  στη ρευστή φάση, οι σερπεντινίτες, που είναι τοποθετημένοι στο φλοιό, μπορούν να απορροφήσουν αποτελεσματικά  $CO_2$  με το οφιτανθρακικό πεδίο γαλάζιου χρώματος να διαχωρίζεται από τους μη ανθρακικούς σερπεντινίτες κατά μήκος του άξονα  $H_2O$  του Σχήματος 13.3. Η παραγένεση αντιγορίτης + ασβεστίτης αποτελεί διαγνωστική για ρευστά πλούσια σε  $H_2O$  (Bucher K., Frey M., 2002).

Τα αμετάβλητα σημεία που απεικονίζονται στο Σχήμα 13.3 αποτελούνται από πέντε ορυκτά το καθένα. Αυτές οι ισοβαρικές σταθερές παραγενέσεις χρησιμοποιούνται για να χαρτογραφήσουμε τις ισοβαθμες στα οφιτανθρακικά πετρώματα. Οι ισοβαθμες θερμοκρασίες υπό πίεση 100 MPa για τις ισοβαρικές σταθερές συγκεντρώσεις στο Σχήμα 13.3 είναι:

1.  $350^\circ C$ : Atg–Tlc–Tr–Dol–Cal
2.  $410^\circ C$ : Atg–Tlc–Tr–Mgs–Dol
3.  $450^\circ C$ : Atg–Fo–Tr–Di–Cal
4.  $455^\circ C$ : Atg–Fo–Tr–Dol–Cal
5.  $450^\circ C$ : Atg–Fo–Tr–Mgs–Dol



**Σχήμα 13.4:** Χάρτης που δείχνει τη διανομή των ισοβαρών, σταθερών παραγενέσεων των ισοβαθμών σε οφιοανθρακικά και των ισοβαθμών αντίδρασης σε ξενιστή αντιγοριτικό σχιστόλιθο (Bucher K., Frey M., 2002)

Η ακρίβεια των θερμοκρασιών των ισόβαθμων θεωρείται ότι κυμαίνεται μεταξύ μερικών βαθμών Κελσίου. Αξίζει να σημειωθεί πως η ισοβαρική σταθερή παραγένεση (2) του Σχήματος 13.4 αντιστοιχεί στη παραγένεση (3) του Σχήματος 13.3 και ότι η παραγένεση (3) του Σχήματος 13.4 είναι ίδια με τη παραγένεση (4) του Σχήματος 13.3. Οι υπόλοιπες χαρτογραφημένες παραγενέσεις ισόβαθμων του Σχήματος 13.4 δεν απεικονίζονται στο Σχήμα 13.3, γιατί η εκτιμώμενη πίεση στην άλω Bergell είναι στα 300 MPa και όχι 100 MPa, όπως είναι στο Σχήμα 13.3. Αυτό δείχνει πως για λεπτομερή ανάλυση των οφιτανθρακικών πετρωμάτων, πρέπει να σχεδιαστούν διαγράμματα σταθερότητας παραγενέσεων υπό τη σωστή πίεση.

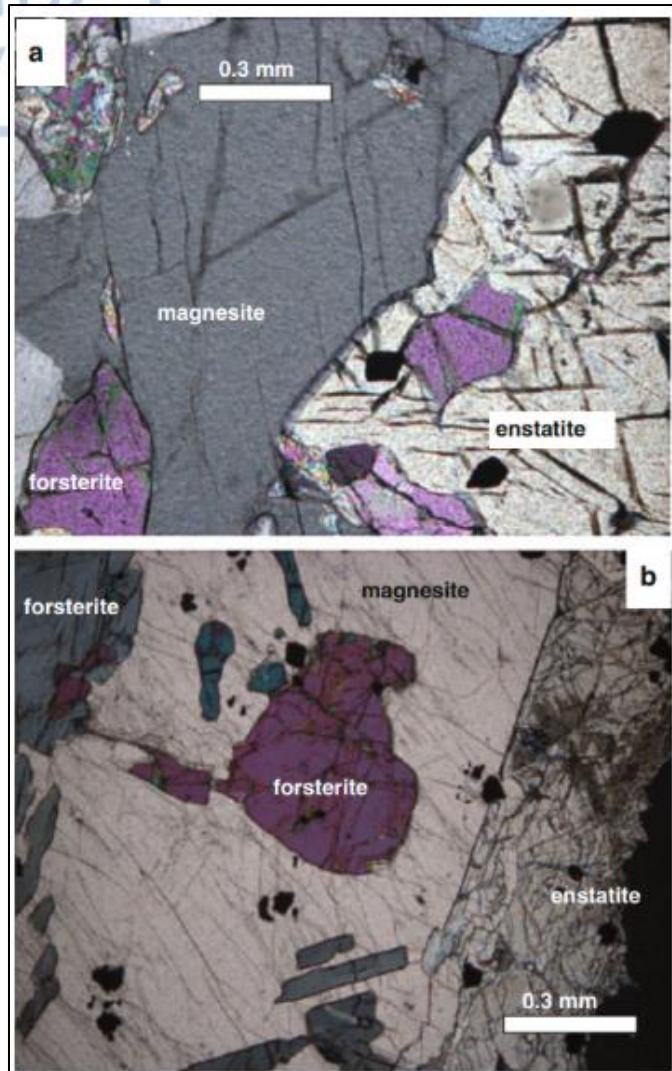
### 13.2 Σαπωνόλιθος και Σαγκβανδίτης

Ο σαπωνόλιθος είναι ένα υπερβασικό πέτρωμα που περιέχει κυρίως τάλκη + μαγνησίτη (ή δολομίτη). Ο σαγκβανδίτης είναι ένα υπερβασικό πέτρωμα που αποτελείται από άφθονο ενστατίτη + μαγνησίτη (Εικόνα 13.1). Τα δύο αυτά πετρώματα συνήθως σχηματίζονται από μη – ανθρακικά υπερβασικά πετρώματα από αλληλεπίδραση με  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  ρευστή φάση, η οποία προήλθε εξωτερικά του πετρώματος (Bucher K., Frey M., 2002). Θραύσματα των υπερβασικών μανδουακών πετρωμάτων, που είναι τοποθετημένα στο φλοιό, κανονικά συνοδεύονται με μερικώς ανθρακικές εκδοχές των πετρωμάτων αυτών.

Σχετικές αντιδράσεις του χατσβουργίτη που περιλαμβάνει ένα  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  ρευστό, απεικονίζονται σε δύο ισοθερμικά P- $X_{\text{CO}_2}$  διαγράμματα στους 650°C και 675°C, αντίστοιχα (Σχήμα 13.5). Ο μαγνησίτης είναι το μοναδικό ανθρακικό ορυκτό που λαμβάνουμε υπόψιν. Τα δύο διαγράμματα δείχνουν την κατανομή των διαγνωστικών παραγενέσεων για συστάσεις χατσβουργιτικών (Fo + En) πετρωμάτων υπό θερμοκρασία μέσης αμφιβολιτικής φάσης ως συνάρτηση της πίεσης (βάθος). Τρία κύρια είδη ανθρακικών υπερβασικών πετρωμάτων είναι Atg + Mgs (οφιμαγνησίτης), Tlc + Mgs (σαπωνόλιθος) και En + Mgs (σαγκβανδίτης). Οι οφιτασβεστίτες συνδέονται με τους σαπωνόλιθους μέσω της αντίδρασης (5.20) (Σχήμα 13.2).

Σε υψηλότερες πιέσεις, μη – ανθρακικά πετρώματα συνυπάρχουν με ρευστά πλούσια σε  $\text{H}_2\text{O}$  και μαγνησίτη σχηματίζεται εις βάρος του φορστερίτη εάν το ρευστό περιέχει  $\text{CO}_2$ . Με αυξανόμενη πίεση, η διάσπαση του φορστερίτη σε ρευστά που περιέχουν  $\text{CO}_2$  παράγει αρχικά ενστατίτη (αντίδραση 5.24), στη συνέχεια τάλκη (αντίδραση 5.22) και τέλος αντιγορίτη (αντίδραση 5.21). Στα περισσότερα ανθρακικά υπερβασικά πετρώματα η σύσταση της ρευστής φάσης ελέγχεται από τις αντιδράσεις (5.21), (5.22) και (5.24). Μαγνησίτη + χαλαζία παραγενέσεις είναι εξαιρετικά σπάνιες, το οποίο σημαίνει πως στα περισσότερα μεταμορφωμένα υπερβασικά πετρώματα ο φορστερίτης δεν εξατλείται πλήρως από τις τρεις αντιδράσεις που αναφέρθηκαν παραπάνω.

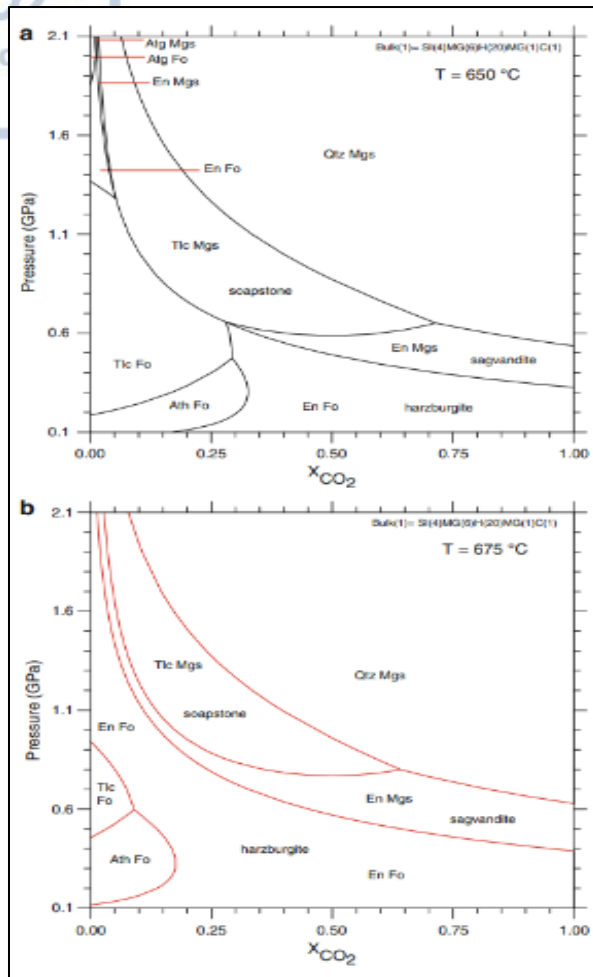
Στους 650°C υπάρχει ένα ισοθερμικό αμετάβλητο σημείο σε πίεση 600 MPa και  $X_{\text{CO}_2} = 0.45$ . Η σταθερή παραγένεση Fo + En + Tlc + Mgs είναι ευρέως διαδεδομένη σε αλπικού τύπου υπερβασικά πετρώματα, που σχηματίζονται σε πολλές ορογενετικές ζώνες. Με αυξανόμενη πίεση, ο χατσβουργίτης ίσως, υπό την παρουσία ενός  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  ρευστού, να υποβληθεί σε μερική ανθράκωση μέσω της αντίδρασης (5.24) για να παράγει En + Mgs από Fo (Εικόνα 13.1). Η προοδευτική αντίδραση ρυθμίζει τη σύσταση του ρευστού σε αμετάβλητο σημείο και τελικά η αμετάβλητη αντίδραση παράγει Tlc. Σε αντίθεση, ο σαπωνόλιθος και ένα  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  ρευστό ίσως να φτάσουν στην αντίδραση (5.23) κατά την αποσυμπίεση, όπου σχηματίζεται ενστατίτης. Το πέτρωμα τελικά μπορεί να φτάσει στο αμετάβλητο σημείο της αντίδρασης, όπου νέος φορστερίτης θα σχηματιστεί.



**Εικόνα 13.1:** (α) Φορστερίτης που καταναλώνεται μέσα σε ενστατίτη, (β) Φορστερίτης που καταναλώνεται μέσα σε ενστατίτη, Nordland, Νορβηγία (Bucher K., Frey M., 2002)

Σε θερμοκρασία που είναι μόλις 25°C υψηλότερη, για παράδειγμα 675°C, η σταθερή παραγένεση βρίσκεται υπό πολύ υψηλή πίεση και εκτός του παραθύρου P–X που ενδείκνυται για τους 650°C. Η σημαντική διαφορά μεταξύ των δύο T – X<sub>CO2</sub> διαγραμμάτων φαίνεται όταν επικεντρωθούμε στο πεδίο σταθερότητας του Fo + En (χαρτσβουργίτης). Στους 650°C ο χαρτσβουργίτης δεν είναι σταθερός σε μανδυακό βάθος υπό την παρουσία ρευστής φάσης. Αυτό σημαίνει πως μέσα στο μανδύα ο χαρτσβουργίτης θα δεσμεύσει αποτελεσματικά όλα τα CO<sub>2</sub> – H<sub>2</sub>O ρευστά και θα μετατραπεί σε σαπωνόλιθο ή οφίτασβεστίτη ανάλογα με το βάθος. Επιπλέον, σημαίνει ότι υπό αυτή τη θερμοκρασία μέσα στο μανδύα δεν υπάρχει ρευστή φάση (λόγω της αφθονίας φορστερίτη). Σε αντίθεση, στους 675°C ο χαρτσβουργίτης σε μανδυακό βάθος μπορεί να συνυπάρξει με ρευστή φάση, αλλά η σύσταση του ρευστού είναι πλούσια σε H<sub>2</sub>O. Ρευστά πλούσια σε CO<sub>2</sub> θα καταναλωθούν από την αντίδραση (5.24) για να σχηματίσουν σαγκβανδίτη. Ρευστά πλούσια σε CO<sub>2</sub> δεν μπορούν να επιβιώσουν μέσα στο μανδύα υπό τέτοιες συνθήκες. Αν το τυπικό όριο φλοιού – μανδύα είναι περίπου υπό πίεση 1 GPa,





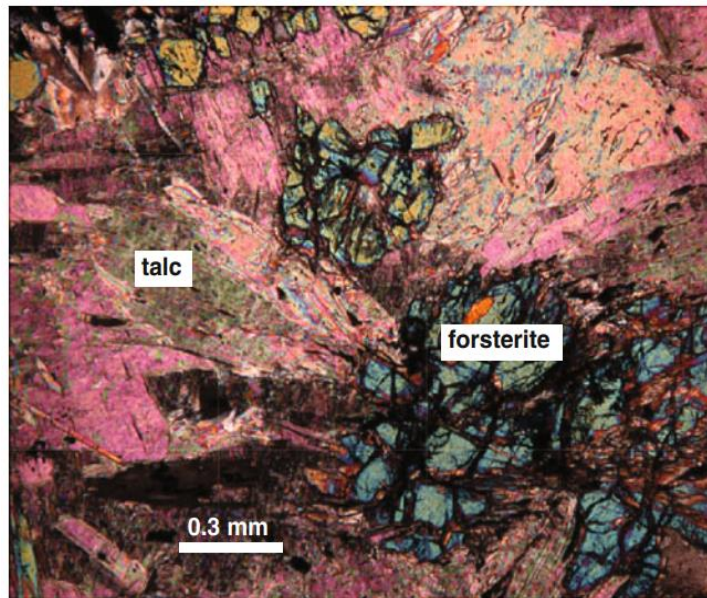
**Σχήμα 13.5:** Υπερβασικά πετρώματα που περιέχουν μαγνησίτη. (α) ισοθερμικό τμήμα στους 650°C : σαγκβανδίτης = En + Mgs; σαπωνόλιθος = Tlc + Mgs; οφίτασβεσίτης = Atg + Mgs, (β) ισοθερμικό τμήμα στους 675°C. Οι χατσβουργίτες δεν είναι σταθεροί υπό πίεση που υπάρχει μέσα στο μανδύα και παρουσία ρευστής φάσης σε θερμοκρασία T = 650°C και χαμηλότερα. Σε T=650°C, οι χατσβουργίτες μπορεί να συνυπάρχουν με ένα εξαιρετικά πλούσιο σε H<sub>2</sub>O ρευστό σε βάθος μανδύα (Bucher K., Frey M., 2002)

το θερμοκρασιακό εύρος 650-675°C είναι ένα σημαντικό μεσοδιάστημα για τη μετάβαση από απουσία ρευστού σε παρουσία ρευστού συνθήκες στον άνω μανδύα. Θερμοκρασίες των 650-675°C στο όριο φλοιού – μανδύα είναι χαρακτηριστικές για νεότερες ηπειρωτικές περιοχές, αλλά κάτω από τις Προκάμβριες ασπίδες η θερμοκρασία είναι πολύ χαμηλότερη και σε περιοχές που υφίστανται ενεργό εφελκυσμό και ρώγμωση η θερμοκρασία είναι υψηλότερη.

Η παραπάνω συζήτηση των ορυκτολογικών αντιδράσεων και φασικών σχέσεων στους σαπωνόλιθους και σαγκβανδίτες περιορίζεται στο MS – HC σύστημα (Bucher K., Frey M., 2002). Υπερβασικά πετρώματα που περιέχουν Ca αυξάνουν τον αριθμό των επιπλέον αντιδράσεων και διαγνωστικών παραγενέσεων, ιδιαίτερης σημασίας των οποίων είναι οι αντιδράσεις που περιλαμβάνουν δολομίτη, τρεμολίτη και διοξείδιο. Όμως, οι σχέσεις, αντιδράσεις και παραγενέσεις, που παρουσιάστηκαν παραπάνω για το MS – HC σύστημα, έχουν ισχύ και σε πιο περίπλοκα συστήματα και η φασική ισορροπία των συστάσεων του ανθρακικού σπινελλίουχου λερζόλιθου είναι πολύ χρήσιμη για αποκωδικοποίηση λεπτομερειών της μεταμορφικής εξέλιξης μιας περιοχής.

## 14. Αντιδράσεις Ανοιχτού Τύπου

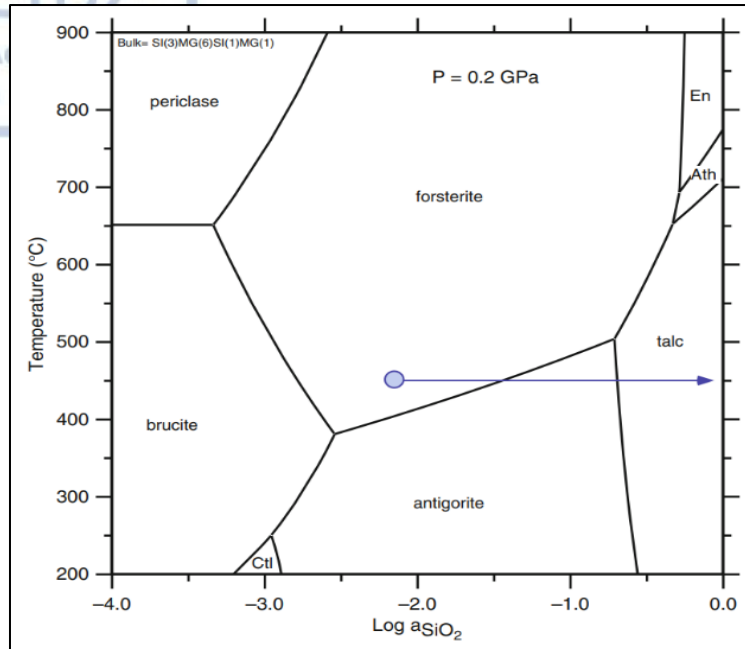
Οι αλπικού – τύπου περιδοτίτες που υπάρχουν στις ζώνες σύγκρουσης είναι χημικά ανόμοια με τους γενέσιους και γρανίτες, οι οποίοι τους περιβάλλουν (Bucher K., Frey M., 2002). Ως παράδειγμα, φακοί υπερβασικών πετρωμάτων είναι ευαίσθητοι σε μετασώματωση και αντιδράσεις ανοιχτού τύπου. Κατά μήκος των επαφών των θραυσμάτων υπερβασικών πετρωμάτων με τα φλοιϊκά πετρώματα έχουμε ανταλλαγή συστατικών μεταξύ των ανόμοιων πετρωμάτων, το οποίο οδηγεί στο σχηματισμό “blackwalls”. Κανονικά  $\text{SiO}_2$  προστίθεται στα υπερβασικά πετρώματα σαν  $\text{SiO}_{2\text{aq}}$ , που είναι διαλυμένο μέσα σε ρευστά του φλοιού και τα υπερβασικά πετρώματα αποδίδουν μαγνήσιο, το οποίο στη συνέχεια μεταναστεύει στα φλοιϊκά πετρώματα. Χαρακτηριστικά παραδείγματα αντιδράσεων ανοιχτού τύπου (αλλοχημικά) είναι: σερπεντινίωση του φορστερίτη μέσω της αντίδρασης (5.19), ταλκοποίηση του φορστερίτη μέσω της αντίδρασης (14.1) (Εικόνα 14.1):



**Εικόνα 14.1:** Μετατροπή ολιβίνη σε τάλκη μέσω της αντίδρασης του ανοιχτού συστήματος  $\text{Fo} + \text{SiO}_{2\text{aq}} + \text{H}_2\text{O} = \text{Tlc}$ . Murusj en, N-Tr ndelag, Νορβηγία (Bucher K., Frey M., 2002)

Πολύ ισχυρά απορροφούμενος φορστερίτης αντικαθιστάται από τον τάλκη και η αντίδραση ενισχύεται από την παροχή  $\text{SiO}_{2\text{aq}}$  διαλυμένου σε ένυδρο ρευστό που έχει εισχωρήσει.

Το Σχήμα 14.1 απεικονίζει τις συνθήκες ισορροπίας των αντιδράσεων (5.19) (όριο μεταξύ Fo και Atg αν σχηματίζει σταθερό Atg αντί για μη – σταθερό Ctl) και (14.1) (όριο μεταξύ Fo και Tlc). Ο κορεσμός σε χαλαζία πραγματοποιείται κατά μήκος του άξονα y στη δεξιά πλευρά του Σχήματος 14.1. Από το Σχήμα 14.1 συμπεραίνουμε ότι η ταλκοποίηση του φορστερίτη περιορίζεται σε θερμοκρασίες μεταξύ  $650^\circ\text{C}$  και  $500^\circ\text{C}$  κατά τη διάρκεια ψύξης του περιδοτίτη (υπό πίεση 200 MPa). Η

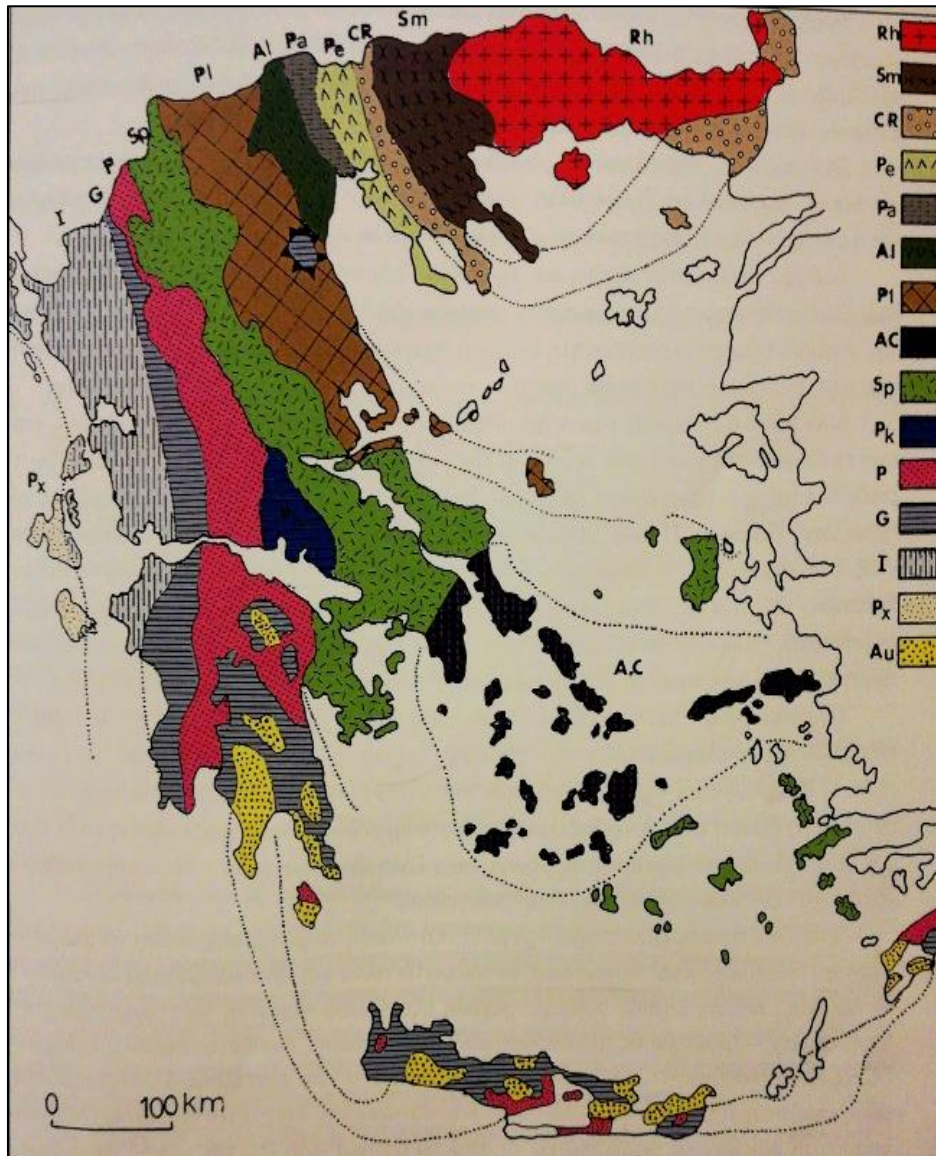


**Σχήμα 14.1:** T– $a_{\text{SiO}_2\text{aq}}$  διάγραμμα σε 0,2 GPa για ισορροπία στο σύστημα MSH (Bucher K., Frey M., 2002)

ταλκοποίηση του φορστερίτη πραγματοποιείται κατά μήκος του ορίου Fo – Tlc και ρυθμίζει το  $a_{\text{SiO}_2}$  σε προοδευτικά χαμηλότερες τιμές κατά τη ψύξη. Σε θερμοκρασία μικρότερη των 500°C (αμετάβλητη παραγένεση Fo – Tlc – Atg), ο φορστερίτης μετατρέπεται σε αντιγορίτη μέσω της αντίδρασης (5.19). Η σερπεντινίωση του φορστερίτη ξεκινά στους 500°C και προχωράει μέχρι τους 400°C (αντίδραση (5.2)), ρυθμίζοντας το  $a_{\text{SiO}_2}$  σε πολύ χαμηλές τιμές. Όμως, οι αντιδράσεις ανοιχτού τύπου είναι κανονικά μικρού χρονικού διαστήματος ισοβαρικές και ισοθερμικές διαδικασίες (Bucher K., Frey M., 2002). Αυτό σημαίνει πως ένα φορστεριτικό πέτρωμα, στο οποίο εισχωρεί ένα ρευστό πλούσιο σε  $\text{SiO}_2$  για παράδειγμα σε θερμοκρασία 600°C, φτάνει την αντίδραση σχηματισμού του τάλκη σε  $\log a_{\text{SiO}_2}$  περίπου -0,4. Η μετατροπή του φορστερίτη σε τάλκη ρυθμίζει το  $a_{\text{SiO}_2}$  σε αυτή την τιμή. Αν ο φορστερίτης τελικά εξαφανιστεί από το πέτρωμα,  $a_{\text{SiO}_2}$  ίσως συνεχίσει να αυξάνει μέσα στο ταλκικό πέτρωμα. Μια παρόμοια διαδικασία περιγράφει την ισοθερμική σερπεντινίωση του φορστερίτη. Όμως, με αυξανόμενο  $a_{\text{SiO}_2}$  ο νέο – σχηματισμένος αντιγορίτης μετατρέπεται σε τάλκη. Η διαδρομή της  $\text{SiO}_2$  μετασωμάτωσης του δουνίτη, για παράδειγμα στους 450°C, απεικονίζεται στο Σχήμα 14.1 με το μπλε βέλος.

## 15. Γεωλογία Ελλάδας

Η γεωλογία της Ελλάδας περιγράφεται με ένα σύνολο γεωτεκτονικών ζωνών με διεύθυνση ΒΒΔ-NNA, η καθεμία από τις οποίες παρουσιάζει διαφορετικά δομικά χαρακτηριστικά. Οι γεωτεκτονικές ζώνες της Ελλάδας από Ανατολικά προς Δυτικά είναι οι εξής (Σχήμα 15.1):



**Σχήμα 15.1:** Διάκριση Ελλάδας σε γεωτεκτονικές ζώνες. Rh = Ροδόπη, Sm = Σερβομακεδονική, CR = Περιροδοπική, Pe = Παιονία, Pa = Πάικο, Al = Αλμωπία, Pl = Πελαγονική, AC = Αττικο – Κυκλαδική, Sp = Υποπελαγονική, Pk = Παρνασσού – Γκιώνας, P = Πίνδου, G = Γαβρόβου – Τρίπολης, I = Ιόνιος, Px = Παξών, Au = Ταλέα Όρη (Μουντράκης, 2010)

A. Εσωτερικές Ελληνίδες

- 1) Μάζα Ροδόπης
- 2) Σερβομακεδονική Μάζα
- 3) Περιοδοπική Ζώνη
- 4) Ζώνη Αξιού
  - a. Υποζώνη Παιονίας
  - b. Υποζώνη Πάικο
  - c. Υποζώνη Αλμωπίας
- 5) Πελαγονική Ζώνη
- 6) Αττικο – Κυκλαδική Ζώνη
- 7) Υποπελαγονική Ζώνη

B. Εξωτερικές Ελληνίδες

- 1) Ζώνη Παρνασσού – Γκίωνα
- 2) Ζώνη Ωλονού – Πίνδου
- 3) Ζώνη Γαβρόβου – Τρίπολης
- 4) Ιόνιος Ζώνη
- 5) Ζώνη Παξών

Οι εσωτερικές ελληνίδες κατέχουν τα εσωτερικά τόξα των ελληνικών οροσειρών, ενώ οι εξωτερικές τα εξωτερικά τόξα. Επιπλέον, οι εσωτερικές υπέστησαν τη δράση μιας Α. Ιουρασικής – Κ. Κρητιδικής πρώιμης ορογενετικής δράσης, η επίδραση της οποίας απουσιάζει από τις εξωτερικές ελληνίδες (Μουντράκης, 2010). Οι εσωτερικές ελληνίδες αποτελούνται από μεταμορφωμένα πετρώματα, που αντιπροσωπεύουν προαλπικά πετρώματα αλλά και αλπικά ιζήματα Τριαδικού – Ιουρασικού, καθώς υπάρχει μεγάλη εξάπλωση πυριγενών πετρωμάτων τόσο Μεσοζωικής – Τριτογενούς ηλικίας όσο και Παλαιοζωικής. Σε αντίθεση, στις εξωτερικές ελληνίδες απουσιάζουν τα μεταμορφωμένα πετρώματα του προαλπικού υπόβαθρου (εξαιρέση αποτελούν οι φυλλίτες και οι χαλαζίτες) και τα πυριγενή (εξαιρέση αποτελεί η ζώνη Ωλονού – Πίνδου).

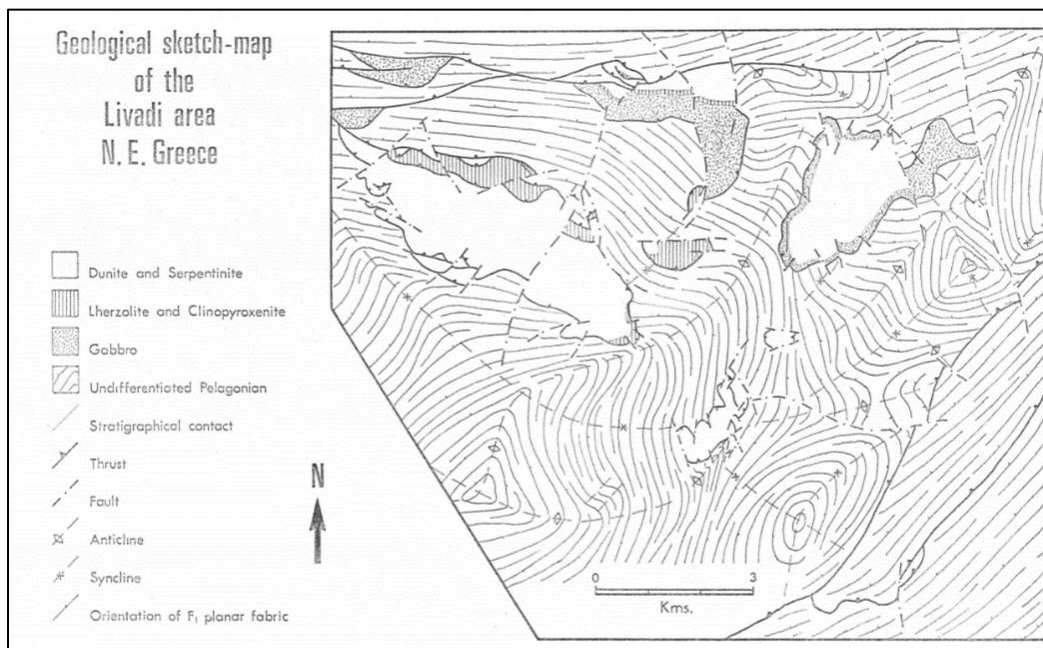
## 16. Σύμπλεγμα Υπερβασικών Πετρωμάτων Λιβαδιού

Το σύμπλεγμα βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων του συμπλέγματος Λιβαδιού βρίσκεται στο κέντρο της ΒΔ-ΝΑ Πελαγονικής ζώνης (Σχήμα 16.1) και αποτελείται από ένα σύνολο από μικρά κλίππεν, τα οποία έχουν τοποθετηθεί τεκτονικά πάνω στα μετα – πυριγενή και μετα – ιζηματογενή πετρώματα της βάσης της Πελαγονικής ζώνης. Τα υπερβασικά πετρώματα του συμπλέγματος αυτού είναι:

- a. Μετα – δουνίτες
- b. Αποθέσεις χρωμίτη
- c. Μετα – χαρτσβουργίτες
- d. Μετα – λερζόλιθοι

Τα βασικά πετρώματα είναι:

- i. Μετα – γάββροι
- ii. Μετα – ροδιγκίτης



Σχήμα 16.1: Γεωλογικός χάρτης του Λιβαδιού (Nance, 1976)

Τα πετρώματα αυτού του συμπλέγματος έχουν υποστεί μια σειρά μεταμορφικών διεργασιών, οι οποίες επηρέασαν την ορυκτολογία τους. Οι μεταμορφικές αυτές διεργασίες χωρίζονται σε τρεις φάσεις (Nance, 1976):

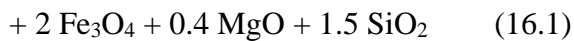
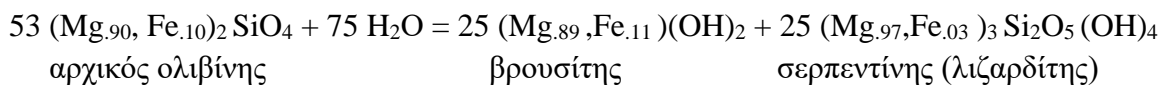
### I. Μια πρόιμη περίοδο σερπεντινίωσης

Η παρουσία μεταμορφικού ολιβίνη στους μετα – δουνίτες και μετα – χαρτσβουργίτες του συμπλέγματος Λιβαδιού απαιτεί μια περίοδο σερπεντινίωσης πριν την περιοχική

μεταμόρφωση αυτού. Οι μεταμορφικοί ολιβίνες παρουσιάζουν ένα εύρος σύστασης  $F_{089}$  με  $F_{097}$  και άρα είναι πιο μαγνησιούχοι σε σχέση με τους αρχικούς ολιβίνες ( $F_{089}$  με  $F_{092}$ ). Αυτό σημαίνει πως το μεγαλύτερο μέρος του  $Fe^{2+}$ , που περιέχεται στους αρχικούς ολιβίνες, οξειδώθηκε σε  $Fe^{3+}$  και ενσωματώθηκε στο μαγνητίτη κατά τη διάρκεια της αρχικής σερπεντινίωσης.

Πολλά από τα υπάρχοντα μη – σερπεντινωμένα μετά – υπερβασικά πετρώματα είναι ουσιαστικά καθαροί δουνίτες ως προς τη σύσταση, με το μεταμορφικό ολιβίνη να συνιστά το 95%. Η παραγωγή ενός τέτοιου πετρώματος μέσω μεταμορφικής αφυδάτωσης του σερπεντινίτη απαιτεί η αρχική περίοδο της σερπεντινίωσης να είναι κυρίως ισοχημική και ο βρουσίτης να είναι παρών στην αρχική παραγένεση σερπεντινίτη.

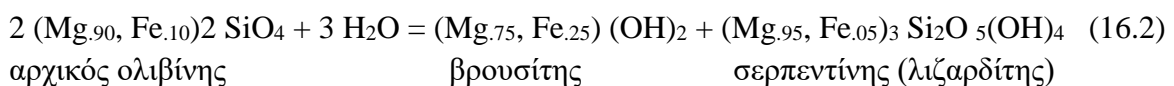
Οι Hostetler et al (1966) έδειξαν ότι η σερπεντινίωση αλπικού τύπου δουνιτών και ολιβινικών περιδοιτών παράγει μια λιζαρδιτική – βρουσιτική παραγένεση, στην οποία ο λιζαρδίτης περιέχει λιγότερο σίδηρο και ο βρουσίτης παραπάνω σίδηρο, σε σχέση με τον αρχικό ολιβίνη. Υποθέτοντας το  $F_{090}$  ως τη σύσταση του ολιβίνη σε αλπικού – τύπου δουνίτη, η αρχική περίοδο σερπεντινίωσης προχώρησε μέσω της αντίδρασης:



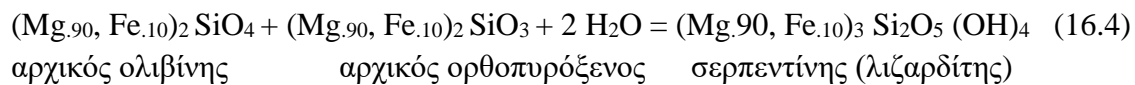
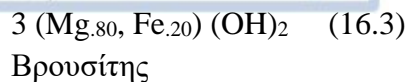
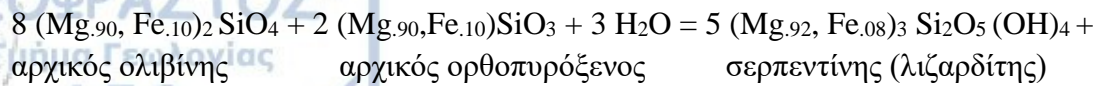
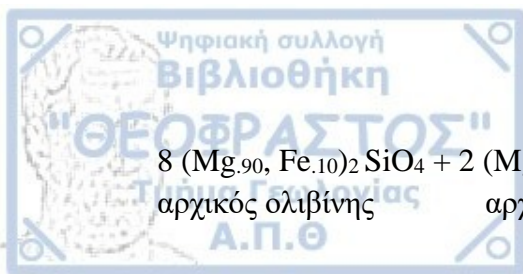
μαγνητίτης

σε περιοχές όπου οι παραγόμενοι μεταμορφικοί ολιβίνες είναι εξαιρετικά μαγνησιούχοι. Η επιπλέον ποσότητα μαγνησίου χρησιμοποιείται για το σχηματισμό μαγνησιοφερροσιλίτη.

Οι Hostetler et al προτείνουν ότι ίσως να υπάρχει μια θετική συσχέτιση μεταξύ φαυαλίτη του αρχικού ολιβίνη και Fe – σερπεντίνη του λιζαρδίτη. Επομένως, σε περιοχές όπου οι παραγόμενοι μεταμορφικοί ολιβίνες είναι όμοιας σύστασης με τους αρχικούς ολιβίνες, η μείωση της ποσότητας μαγνητίτη που παράγεται κατά τη σερπεντινίωση εξισορροπείται με αύξηση της αναλογίας Fe/Mg στους βρουσίτες:

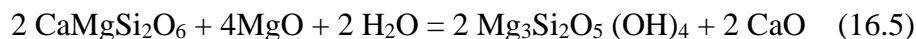


Υποθέτοντας ότι η αρχική σερπεντινίωση των χαρτσβουργιτικών λιθολογιών είναι ισοχημική, η τωρινή ορυκτολογία (ολιβίνης + τάλκης + ελάχιστος τρεμολίτης) υποδηλώνει μια αρχική παραγένεση ολιβίνη + ορθοπυρόξενος + ελάχιστος κλινοπυρόξενος. Εκτιμάται ότι η αναλογία του αρχικού ολιβίνη προς ορθοπυρόξενου για αυτές τις λιθολογίες κυμαίνεται μεταξύ 80:20 και 50:50, η πλήρης ενυδάτωση των οποίων, με βάση το χημειογραφικό σύστημα  $MgO + FeO - SiO_2 - H_2O$  (Σχήμα 16.5), οδηγεί στην παραγωγή 11% και 0% βρουσίτη αντίστοιχα:

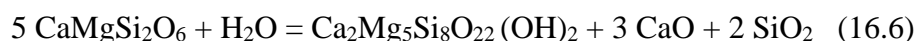


Η ενυδάτωση του χαρτσβουργίτη, η οποία περιέχει περισσότερο από 50% ορθοπυρόξενο, θα παράγει σερπεντίνη και τάλκη.

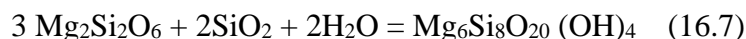
Αν και ο τρεμολίτης είναι μια υπάρχουσα φάση μέσα σε πολλές χαρτσβουργιτικές λιθολογίες, μερική απώλεια CaO κατά την αρχική φάση της σερπεντινίωσης, επισημαίνεται από τη σύνδεσή τους με μετα – ροδιγγίτες. Η καταπονεμένη φύση των ροδιγγιτικών φάσεων, και ειδικότερα του χλωρίτη, υπονοεί ότι η ροδιγγιτίωση συνέβη πριν την τελική τεκτονική τοποθέτηση του συμπλέγματος και τη συνεπαγόμενη τελική φάση της σερπεντινίωσης. Το CaO δεν μπορεί να υπάρχει στο πλέγμα του σερπεντίνης και άρα πρέπει είτε να απομακρυνθεί από τα ρευστά της σερπεντινίωσης είτε να ενσωματωθεί με τα γειτονικά Al – πυριτικά ορυκτά έτσι ώστε να σχηματιστεί ένα μέρος της παραγένεσης του ροδιγγίτη. Αν και ο ολιβίνης και ο ορθοπυρόξενος ίσως να περιέχουν ελάχιστες ποσότητες CaO, αυτό το ασβέστιο υποθέτουμε ότι παράχθηκε από τις μικρές ποσότητες κλινοπυρόξενου (διοψίδιος) ή ως αποτέλεσμα της μερικής σερπεντινίωσης αυτού :



Το MgO προέρχεται από τον ολιβίνης εις βάρος του σχηματισμού βρουσίτη, ή μέσω του σχηματισμού τρεμολίτη κατά τη διάρκεια της σερπεντινίωσης:



Το επιπλέον διοξείδιο του πυριτίου βοηθάει στο σχηματισμό τάλκη από ορθοπυρόξενο:



Οι βασικές ασβεστιτικές φάσεις στον τελικό ροδιγγίτη είναι επίδοτο, υδρογροσσουλάριος, διοψίδιος και ασβεστίτης, με τον χλωρίτη ως το βασικό μαγνησιούχο ορυκτό.

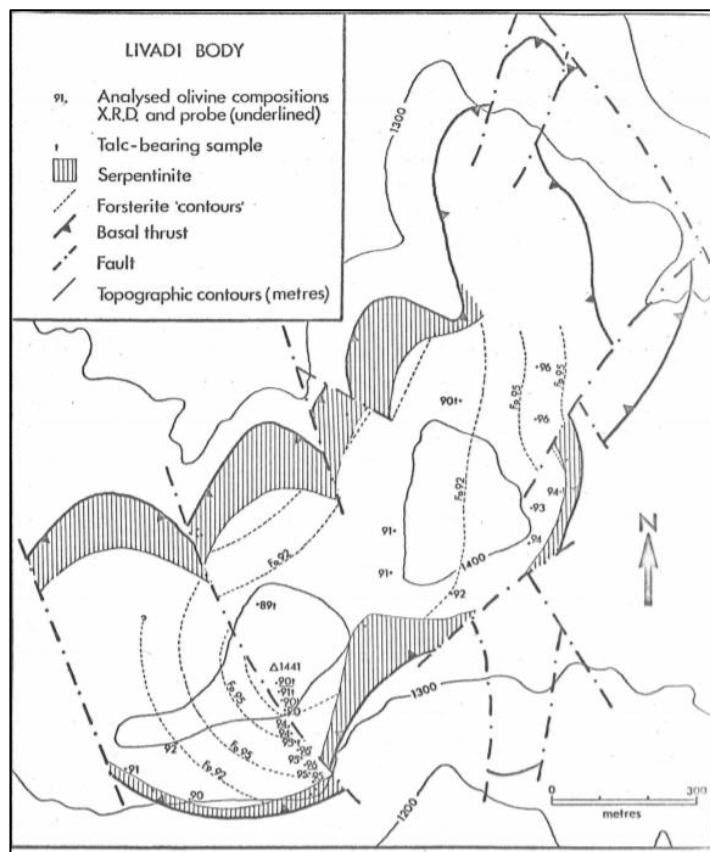
Η συστηματική αλλαγή στη σύσταση του μεταμορφικού ολιβίνης μέσα στο σύμπλεγμα Λιβαδιού (Σχήμα 16.2) σημαίνει διακυμάνσεις στη μερική πίεση του οξυγόνου (oxygen fugacity) κατά τη διάρκεια της αρχικής σερπεντινίωσης. Μια μείωση στη μερική πίεση του οξυγόνου των ρευστών θα έχει ως αποτέλεσμα τη μείωση της ποσότητας παραγωγής του μαγνητίτη και άρα μια αύξηση της ποσότητας  $\text{Fe}^{2+}$  που είναι διαθέσιμο για επανανάπτυξη ολιβίνης. Ποικίλοι παράγοντες, συμπεριλαμβανομένου της θερμοκρασίας, της αναλογίας ρευστό – πέτρωμα και το ρυθμό κίνησης του ρευστού, ίσως να ελέγχουν την επίδραση της  $f\text{O}_2$  του ρευστού στην ορυκτολογία του σερπεντίνης και σε ένα τεκτονικό περιβάλλον αναμένεται



να αυξάνονται με μείωση της δομικού ύψους. Επομένως, οι ισοϋψείς του Fo του Σχήματος 16.2 απεικονίζουν το δομικό ύψος μέσα στην τεκτονική πλάκα, οι πιο μαγνησιούχοι ολιβίνες βρίσκονται πιο κοντά στην αρχική επιφάνεια εφίπλευσης. Η μερική πίεση του διοξειδίου του άνθρακα των αρχικών ρευστών σερπεντινίωσης είναι πιθανόν να είναι χαμηλή, αφού ο ασβεστίτης είναι σπάνιος και ο βρουσίτης είναι σταθερός σε ρευστή φάση με χαμηλή περιεκτικότητα σε CO<sub>2</sub>. Παραπάνω από 0,5 mol% CO<sub>2</sub> μέσα σε ένα ρευστό και υπό πίεση 2 kbar και θερμοκρασία 400°C, ο βρουσίτης διασπάται σε μαγνησίτη:



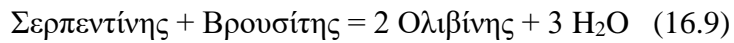
Παρόμοια, χαμηλή περιεκτικότητα θείου οφείλεται σε έλλειψη νικελιούχων σουλφιδίων και την ανώμαλη τάση του νικελίου στους μεταμορφικούς ολιβίνες (Σχήμα 16.3).



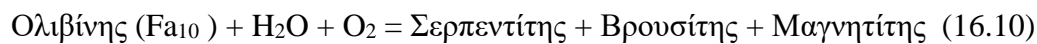
**Σχήμα 16.2:** Η διακύμανση της σύστασης του ολιβίνης και η κατανομή του σερπεντινίτη στο Λιβάδι (Nance, 1976)

Σε σερπεντινίτες με χαμηλή περιεκτικότητα θείου, το νικέλιο που απελευθερώνεται από τους ολιβίνες κατά τη σερπεντινίωση διανέμεται μεταξύ μαγνητίτη και σερπεντίνη. Άρα, η αντικατάσταση νικελίου θα πρέπει να μειώνεται στους πιο φορστεριτικούς μεταμορφικούς ολιβίνες, καθώς οι τελευταίοι σχετίζονται με αύξηση του μαγνητίτη.

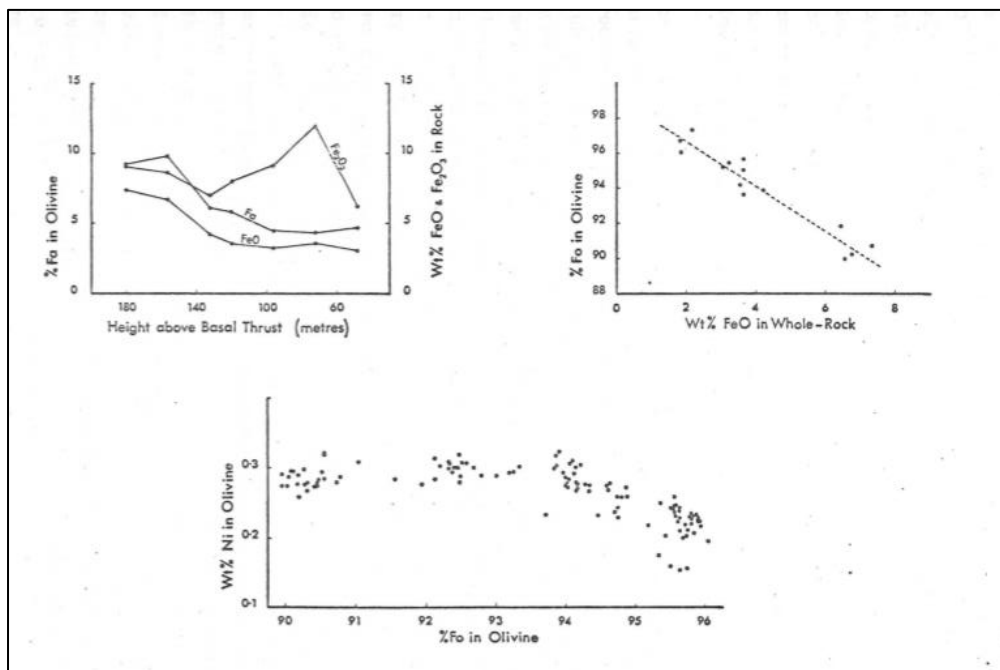
Η αναγκαιότητα του βρουσίτη στην παραγένεση της αρχικής σερπεντινίωσης συνεπάγεται από το γεγονός ότι οι συνθήκες πίεσης – θερμοκρασίας κατά τη σερπεντινίωση είναι χαρακτηριστικές της μονομεταβλητής αντίδρασης :



Οι θερμοκρασίες κατά την ισορροπία αυτής της αντίδρασης έχουν διατυπωθεί πειραματικά από τον Johannes (1968), ο οποίος συμπέρανε πως η μετατροπή πραγματοποιείται στους 350°C, 0,5 kbar και 400°C, 3,5 kbar για καθαρό φορστερίτη. Η προσθήκη 10 mol% φαϊάλιτη θα μειώσει τη θερμοκρασία κατά 20-30°C :



Η συνέπεια της προσθήκης  $\text{Fe}^{2+}$  στο πεδίο σταθερότητας του βρουσίτη έχει μελετηθεί από τον Page (1967), που σχεδίασε μια καμπύλη θερμοκρασίας – σύστασης για τη διάσπαση του σιδηρούχου βρουσίτη:



**Σχήμα 16.3:** Διακύμανση των τιμών των ολιβινικών φορστεριτών με  $\text{FeO}$  και  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ολικού πετρώματος και περιεκτικότητα ολιβίνη – νικελίου στο Λιβιάδι (Nance, 1976)

Σε πίεση 1atm οι υπολογισμοί του έδειχναν θερμοκρασίες των 1300°C για τη σύσταση του βρουσίτη ( $\text{Mg}_{0.8}, \text{Fe}_{0.2}$ )  $(\text{OH})_2$  και 1500°C για τη σύσταση ( $\text{Mg}_{0.9}, \text{Fe}_{0.1}$ )  $(\text{OH})_2$ . Ο σιδηρούχος βρουσίτης θα γίνει πιο σταθερός με αυξανόμενη πίεση.

Αν και τέτοιες εκτιμήσεις είναι σύμφωνες με θερμοκρασίες της σερπεντινίωσης του λιζαρδίτη/χρυσοσίτη με βάση την  $O^{18}/O^{16}$  κλασματοποίηση μεταξύ συνυπαρχόντων σερπεντίνη και μαγνητίτη, τα δεδομένα ισοτόπων οξυγόνου στον αντιγορίτη δηλώνουν ότι και αυτό σχηματίζεται σε σχετικά χαμηλές θερμοκρασίες (230-450°C). Μια αρχική παραγένεση αντιγορίτη – βρουσίτη δεν μπορεί να αποκλειστεί, αν και οι απαιτούμενες πιέσεις για την συνύπαρξη του αντιγορίτη με σιδηρούχο βρουσίτη ίσως να είναι υψηλές. Ο αντιγορίτης ήταν σίγουρα σταθερός κατά τη διάρκεια του σχηματισμού σιδηροχρωμίτη. Ωστόσο, η σύγκριση των τάσεων τροποποίησης του σιδηροχρωμίτη με τις θεωρητικές ισοβαρικές και ισοδυναμικές επιφάνειες (Irvine, 1965) οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η παραγένεση του σιδηροχρωμίτη πραγματοποιήθηκε κάτω από συνθήκες διαφορετικής μερικής πίεσης οξυγόνου σε σχέση με το σχηματισμό του μαγνητίτη, και σε χρονική περίοδο όπου ούτε ο μαγνητίτης ούτε ο χρωμίτης ήταν σταθεροί. Η παραγένεση τόσο του αντιγορίτη όσο και του σιδηροχρωμίτη θεωρείται τυχαία ως προς την περιοχική μεταμόρφωση του συμπλέγματος.

Η ύπαρξη του βρουσίτη στην αρχική παραγένεση σερπεντινίτη απαιτεί την πραγματοποίηση της σερπεντινίωσης σε ίδιο όγκο και την απομάκρυνση τεραστίων ποσοτήτων μαγνησίου και πυριτίου σε διάλυμα από το υπερβασικό σώμα (Hostetler et al, 1966). Αυτό θεωρείται απίθανο, καθώς η έκπλυση πυριτίου θα χρειαζόταν τεράστιο όγκο νερού και μια πιθανή χημική βαθμίδα για το πυρίτιο εκτός του υπερβασικού όγκου, το οποίο είναι ακόρεστο ως προς  $SiO_2$ , και προς πετρώματα που δεν περιέχουν χαλαζία. Επιπλέον, η μεταμορφική επανανάπτυξη του δουνίτη θα ήταν αδύνατη εκτός εάν παρόμοιες ποσότητες  $MgO$  και  $SiO_2$  είχαν αποκτηθεί από πηγές εξωτερικές του υπερβασικού σώματος κατά τη μεταμόρφωση.

Η συνεχής σερπεντινίωση της σύστασης από την άλλη πλευρά απαιτεί σημαντικές αυξήσεις στον όγκο (volume). Χρησιμοποιώντας τις υποθετικές πυκνότητες (Deer et al, 1966) : ολίβινης – 3,3, ορθοπυρόξενος – 3,28, λιζαρδίτης – 2,55, βρουσίτης – 2,4 και μαγνητίτης – 5,2, οι αυξήσεις στον όγκο των αντιδράσεων που είναι χαρακτηριστικών της σερπεντινίωσης των δουνιτών και των χαρτσβουργιτών είναι: 47,5% (αντίδραση 16.1) , 55% (αντίδραση 16.2) , 53% (αντίδραση 16.3) , and 45% (αντίδραση 16.4).

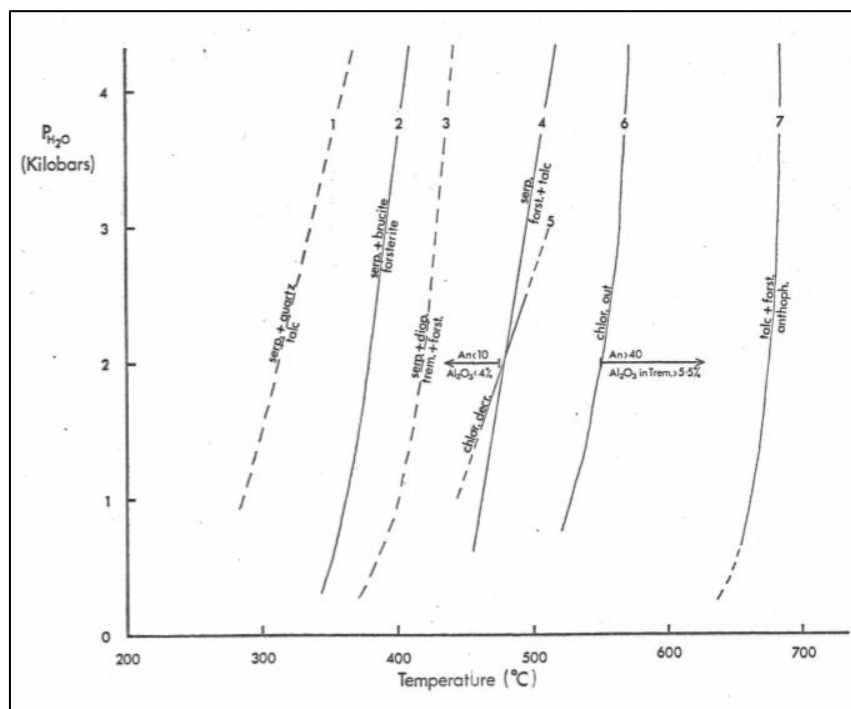
Η αρχική in – situ σερπεντινίωση του συμπλέγματος Λιβαδιού με νερό που προέρχεται από τα γειτονικά πετρώματα, είναι μη ρεαλιστική, διότι τα γειτονικά πετρώματα δεν μπορούν να φιλοξενούν τόσο μεγάλες ποσότητες νερού.

## II. Μια περίοδο περιοχικής μεταμόρφωσης

Οι μεταμορφικές παραγενέσεις που αναγνωρίζονται στα υπερβασικά πετρώματα του συμπλέγματος Λιβαδιού συμπίπτουν με αυτές που έχουν αναφερθεί και από περιοχικά μεταμορφωμένα και από μεταμορφωμένα από επαφή, υπερβασικά πετρώματα και μπορούν να εξηγηθούν μέσω της αφυδάτωσης και ανακρυστάλλωσης των δουνιτικών και περιδοιτικών σερπεντινιτών. Στους δουνίτες και χαρτσβουργίτες, οι φυσικές παραγενέσεις προσεγγίζουν το σύστημα  $MgO - SiO_2 - H_2O$  (Σχήμα 16.5), αφού ελάχιστες ποσότητες σιδήρου είναι παρούσες στην πυριτική φάση. Οι φυσικές παραγενέσεις στους λερζόλιθους ουσιαστικά περιγράφονται από το σύστημα  $CaO - MgO - SiO_2 - H_2O$ . Παρόμοια και στους γάββρους, οι μεταμορφικές φάσεις είναι συμβατές με περιοχική μεταμόρφωση σε ένα βασαλτικό σύστημα.

Η παρουσία ένυδρης φάσης (τάλκης, τρεμολίτης, επίδοτο) στην πλειοψηφία των μεταμορφικών ορυκτολογικών παραγενέσεων, δείχνει ότι μια ρευστή φάση είναι πάντα παρούσα. Η επικράτηση του  $H_2O$  μέσα στο ρευστό είναι αναμενόμενο, αφού η μεταμόρφωση ενός σερπεντινίτη περιλαμβάνει μια σειρά αντιδράσεων αφυδάτωσης, ενώ η σπανιότητα των ανθρακικών ορυκτών σημαίνει πως η  $P_{CO_2}$  είναι χαμηλή (Greenwood, 1967, Johannes, 1969).  
Μεταμόρφωση δουνιτών και χαρτσβουργιτών

Η χαρακτηριστική σταθερή ορυκτολογική παραγένεση των μετα – δουνιτών είναι ολιβίνης – σιδηροχρωμίτης, η οποία, αν οι συνθήκες πίεσης – θερμοκρασίας της μεταμόρφωσης είναι κάτω από το ανώτερο όριο σταθερότητας του σερπεντινίτη, ίσως να έχει συνυπάρξει με τον αντιγορίτη, το σταθερό ορυκτό σερπεντινίτη σε μεταμορφικές θερμοκρασίες.



**Σχήμα 16.4:** Γραφική παράσταση πίεσης – θερμοκρασίας των συσχετίσεων των φάσεων στα βασικά και υπερβασικά συστήματα (Nance, 1976)

Η διατήρηση τέτοιων φτωχών σε πυρίτιο παραγενέσεων σημαίνει ότι η μεταμόρφωση είναι κυρίως ισοχημική, ενώ η ομοιογένεια της σύστασης των μεταμορφικών ολιβινών και η έλλειψη εσωτερικών παραλλαγών σημαίνει ότι οι συνθήκες ισορροπίας είχαν επιτευχθεί κατά την ανακρυστάλλωση (Nance, 1976).

Η μεταμορφική επανανάπτυξη του δουνίτη απαιτεί την παρουσία βρουσίτη στον αρχικό σερπεντινίτη και οι μεταμορφικοί ολιβίνες να σχηματίζονται εις βάρος των ορυκτών σερπεντινίτη και βρουσίτη. Πιθανές παραλλαγές της σύστασης της αρχικής παραγένεσης σερπεντινίτη έχουν ήδη αναφερθεί, έτσι ώστε η αντίστροφη αντίδραση 16.1 θα παράγει μαγνησιούχους ολιβίνες:

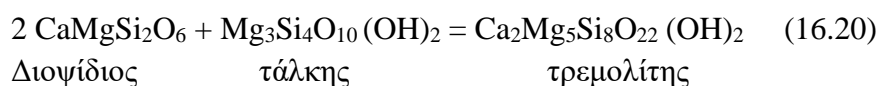
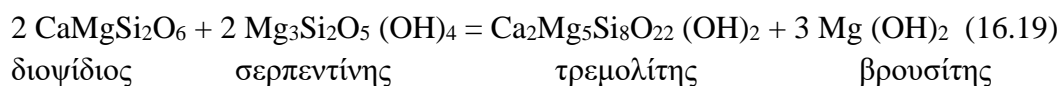




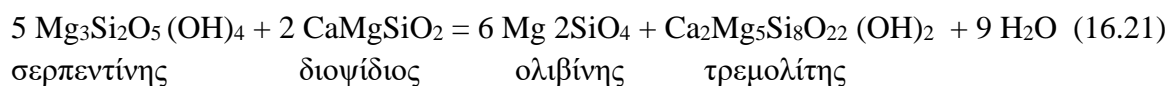
**Πίνακας 16.1:** Η πορεία των ορυκτών ξεκινώντας από τη серπεντινίωση και καταλήγοντας στη μεταμόρφωση (Nance, 1976)

Серπεντινίωση		Μεταμόρφωση
διοψίδιος + ολιβίνης	= διοψίδιος + серπεντίνης	= διοψίδιος + ολιβίνης
διοψίδιος + ολιβίνης + ορθοπυρόξενος	= διοψίδιος + серπεντίνης	= διοψίδιος + ολιβίνης + τρεμολίτης
διοψίδιος + ορθοπυρόξενος	= διοψίδιος + серπεντίνης + τάλκης	= διοψίδιος + τρεμολίτης + ελάχιστος ολιβίνης

Στους κλινοπυροξενίτες, άρα η απουσία ολιβίνη και ορθοπυρόξενου είναι ο λόγος που η αρχική ορυκτολογία έχει παραμείνει ίδια σε μεγάλο βαθμό κατά την αρχική серпεντινίωση και την επακόλουθη μεταμόρφωση. Από τις παραπάνω παραγενέσεις φαίνεται πως ο τρεμολίτης ίσως να σχηματιστεί ως αποτέλεσμα ισορροπίας, που περιλαμβάνει είτε серпεντίνη είτε τάλκη:



Όμως, η εμφάνιση серпεντίνη + διοψίδιος και η ασυμβατότητα του διοψίδιος + τάλκης στους μετα – δολομίτες, φανερώνει θετικό ΔG (ελεύθερη ενέργεια) για την αντίδραση 16.19 και αρνητικό ΔG για την αντίδραση 16.20. Αυτό υποστηρίζεται από θερμοχημικά δεδομένα, έτσι ώστε το σημείο ισορροπίας:









Χλωρίτης + Τιτανίτης + Χαλαζίας = Αργιλούχος Αμφίβολος + Ιλμενίτης (16.31)

πιστεύεται ότι αντιπροσωπεύει το όριο του χλωρίτη και άρα δεν επιτεύχθηκε κατά τη διάρκεια της περιοχικής μεταμόρφωσης. Η έλλειψη του χλωρίτη σημαίνει ότι υπερβήκαμε την καμπύλη του χλωρίτη:

Αλβίτης + Επίδοτο + Χλωρίτης + Χαλαζίας = Ολιγόκλαστο +  $Fe_3O_4$  + Τσερμακίτης +  $H_2O$  (16.32)

### Συμπεράσματα

Στα πετρώματα γαββρικής σύστασης, ένας αριθμός ορυκτολογικών κριτηρίων ξεχωρίζουν τις παραγενέσεις της πρασινοσχιστολιθικής φάσης από αυτά της αμφιβολιτικής φάσης. Ο γρανάτης, η κεροσίλβη και το πλαγιόκλαστο αποτελούν συνηθισμένα ορυκτά της αμφιβολιτικής φάσης, αλλά εντοπίζονται σπάνια στην πρασινοσχιστολιθική φάση. Στην πρασινοσχιστολιθική φάση τα ορυκτά αλβίτης, κλινοζοϊσίτης, χλωρίτης και ακτινόλιθος είναι συνήθεις φάσεις σε αντίθεση με την αμφιβολιτική. Οι ορυκτολογικές αλλαγές, που συνοδεύουν τη μετάβαση από μια φάση στην άλλη, αντιπροσωπεύουν ένα πεδίο πίεσης – θερμοκρασίας, μέσα στο οποίο ένας αριθμός κριτικών ισορροπιών είναι τοποθετημένες με μικρή απόσταση μεταξύ τους και διασταυρώνονται μεταξύ τους. Αυτή η περιοχή, που βρίσκεται μεταξύ  $475^\circ C$  και  $550^\circ C$  υπό πίεση 2 kbar, έχει ονομαστεί ως η μεταβατική φάση από πρασινοσχιστολιθική σε αμφιβολιτική και χαρακτηρίζεται από μια αύξηση περιεκτικότητας ανορθίτη των πλαγιόκλαστων και μια αυξανόμενη περιεκτικότητα σε  $Al_2O_3$  των αμφιβόλων σε σχέση με τα αντίστοιχα της πρασινοσχιστολιθικής φάσης.

Στους γάββρους του συμπλέγματος Λιβαδιού, η απουσία του πυρόξενου και πλαγιόκλαστου πιο ασβεστιτικού από  $An_{25}$ , δείχνει ότι οι συνθήκες αμφιβολιτικής φάσης δεν επιτεύχθηκαν, ενώ η σπανιότητα του χλωρίτη και η παρουσία τρεμολίτη και ολιγοκλάστου, υποδεικνύουν θερμοκρασίες υψηλότερες από αυτές, που ισχύουν κανονικά για την πρασινοσχιστολιθική φάση (Nance, 1976). Αυτό υποστηρίζεται από εκτιμήσεις θερμοκρασιών, που βασίζονται σε συστάσεις πλαγιόκλαστων και τρεμολιτών ( $480-490^\circ C$  υπό πίεση 2 kbar), και βρίσκονται εντός της μεταβατικής φάσης πρασινοσχιστολιθική – αμφιβολιτική. Η παρουσία του τρεμολίτη, σε αντίθεση με τον ακτινόλιθο, αντανακλά τη χαμηλή περιεκτικότητα των γάββρων σε σίδηρο.

Η παρουσία του τάλκη στους μετα – χαρτσβουργίτες απαιτεί θερμοκρασία μεταμόρφωσης τουλάχιστον  $480^\circ C$  υπό πίεση 2 kbar για τα υπερβασικά, που περιέχουν ολιβίνη. Ο αριθμός αυτός είναι κοντά στις εκτιμώμενες μεταμορφικές θερμοκρασίες των γάββρων και σημαίνει πως οι μεταμορφικές συνθήκες είναι ομοιόμορφες σε όλη την έκταση του συμπλέγματος υπό θερμοκρασία  $480-500^\circ C$  και πίεση 2 kbar. Αν και οι εκτιμώμενες ελάχιστες θερμοκρασίες για το σχηματισμό ολιβίνης και τρεμολίτη ανήκουν στη πρασινοσχιστολιθική φάση, και τα δύο ορυκτά θα παραμείνουν σταθερά σε υψηλότερες θερμοκρασίες.

Μια μεταβατική πρασινοσχιστολιθική – αμφιβολιτική φάση περιοχικής μεταμόρφωσης στο σύμπλεγμα βασικών – υπερβασικών Λιβαδιού μπορεί να συγκριθεί με τα υποκείμενα

μεταμορφωμένα Πελαγονικής ζώνης, καθώς η αρχική μεταμόρφωση αυτών ήταν του ίδιου βαθμού.

Η αρχική περίοδος μεταμόρφωσης στην Πελαγονική ζώνη της περιοχής του Λιβαδιού είναι σύγχρονη με την ανάπτυξη του επιπέδου F1 και των σχετικών μυλωνιτικών ζωνών. Μια Κάτω – Κρητιδική ηλικία για αυτή τη μεταμόρφωση είναι σύμφωνη με παρατηρήσεις σε άλλες περιοχές της Πελαγονικής ζώνης. Η τοποθέτηση του συμπλέγματος Λιβαδιού στη σημερινή του θέση είναι ηλικίας Κάτω – Τριτογενούς και είναι μεταγενέστερη των δομών F1. Η παρουσία προ – Τριτογενούς μεταμόρφωσης στο σύμπλεγμα Λιβαδιού και μια Κάτω – Κρητιδική μεταμόρφωση ίδιου βαθμού στα υπερκείμενα μεταμορφωμένα, αποδεικνύει ότι τα δύο αυτά γεγονότα είναι σύγχρονα. Η τοποθέτηση του συμπλέγματος έχει διεύθυνση ΒΑ. Κατά την περίοδο Κάτω – Κρητιδικό, το σύμπλεγμα θα βρίσκεται ΝΔ της σημερινής του θέσης. Αν και οι συνθήκες πίεσης για τη μεταμόρφωση του συμπλέγματος Λιβαδιού δεν μπορούν να καθοριστούν με ακρίβεια, είναι απίθανο να ξεπερνούν τα 3 kbar, το οποίο σημαίνει μια θερμική βαθμίδα 50°C/km. Η αρχική περίοδο τεκτονικής κίνησης ίσως σχετίζεται με την αρχική φάση της σερπεντινίωσης.

Αν η τελική τοποθέτηση του συμπλέγματος περιοριζόταν στο Κάτω – Τριτογενές, ρυθμοί κίνησης της τάξης των 5mm/έτος είναι απαραίτητοι για την επεξήγηση της σημερινής θέσης του συμπλέγματος.

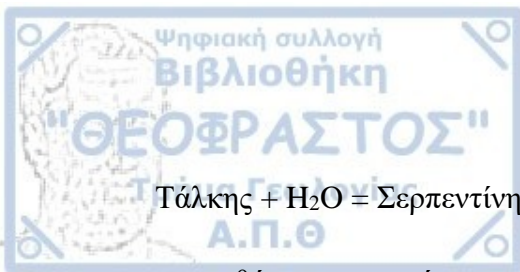
### III. Μια περίοδο διατμητικής παραμόρφωσης, που σχετίζεται και προηγείται μιας τελικής φάσης σερπεντινίωσης

Επακόλουθο της περιοχικής μεταμόρφωσης, το βασικό – υπερβασικό σύμπλεγμα Λιβαδιού υποβάλλεται σε μια περίοδο παραμόρφωσης και σερπεντινίωσης, που σχετίζεται με τεκτονική κίνηση, η οποία μετακίνησε το σύμπλεγμα στη σημερινή θέση. Αρχικά, διατμητική παραμόρφωση έλαβε μέρος κάτω από σχετικά άνυδρες συνθήκες, που είχε ως αποτέλεσμα την ανακρυστάλλωση των προγενέστερων μεταμορφικών παραγενέσεων. Όμως, η εισαγωγή του νερού, μέσω ρωγμών, οδήγησε σε σερπεντινίωση.

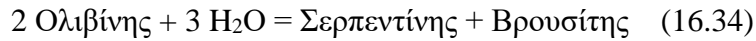
#### Ανακρυστάλλωση

Η αρχή της τεκτονικής κίνησης ανιπροσωπεύεται από την ανάπτυξη ενδοκοκκικών ορίων και ελασμάτων παραμόρφωσης (deformation lamellae) στους μεγαλύτερους μεταμορφικούς ολιβίνες και τρεμολίτες (Nance, 1976). Η τοπική αυτή παραμόρφωση στη συνέχεια προκάλεσε ζώνες διάτμησης μικρής κλίμακας, κατά μήκος των οποίων η ανακρυστάλλωση σχετίστηκε με την ανάπτυξη καινούργιων ορυκτών.

Η τοπική μυλωνιτίωση των μετα – δουνιτών σχηματίζει μικρούς ανακρυσταλλωμένους ολιβίνες, οι οποίοι μπορεί να είναι επιμηκυσμένοι και ευθυγραμμισμένοι με σιγμοειδή μορφή, αλλά τυπικά παρουσιάζουν πολυγωνική ή γρανοβλαστική υφή. Αυτοί οι ανακρυσταλλωμένοι ολιβίνες είναι γενικά πανομοιότυποι ως προς τη σύσταση με τους μητρικούς τους. Παρόμοιες υφές εντοπίζονται στους μετα – χαρτσβουργίτες, όπου η ανακρυστάλλωση του ολιβίνου συνοδεύεται με αυτήν του τάλκη. Η διατήρηση του τάλκη κατά την επακόλουθη σερπεντινίωση σημαίνει πως οι θερμοκρασίες είναι πάνω από τον κατώτερο όριο σταθερότητας παρουσία νερού:

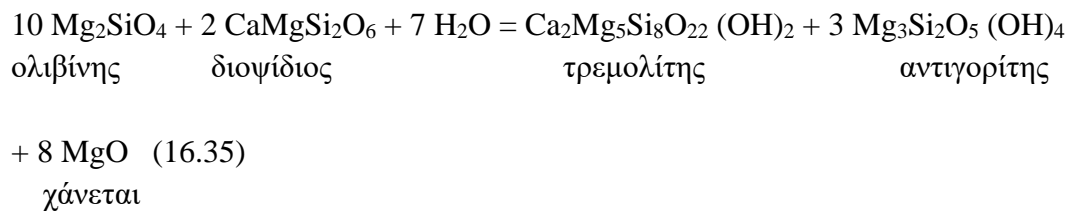


οι συνθήκες ισορροπίας της οποίας έχουν καθοριστεί στους 300°C, 1,5 kbar (Johannes, 1968). Σε μερικούς μετα – χαρτσβουργίτες, οι ανακρυσταλλωμένοι ολιβίνες είναι σημαντικά πιο φορστεριτικοί σε σύγκριση με τους μητρικούς. Αυτό σηματοδοτεί μια περίοδο σερπεντινώσης και θα ισχύουν θερμοκρασίες τουλάχιστον τόσο υψηλές όσο ισχύουν στο ανώτερο όριο σταθερότητας του σερπεντίνη παρουσία βρουσίτη:

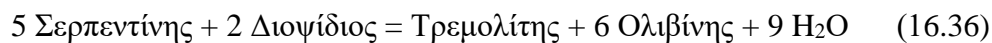


που είναι 3600°C υπό πίεση 1 kbar (Johannes, 1968).

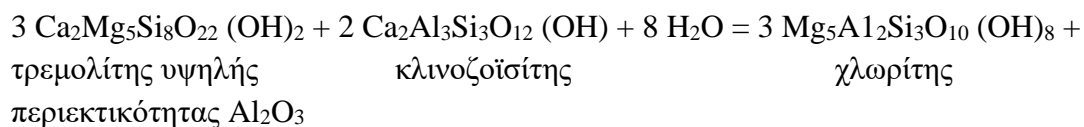
Η παραμόρφωση των υπερβασικών πετρωμάτων, που περιέχουν κλινοπυρόξενο, κατά τη διάρκεια της τελικής τοποθέτησης του συμπλέγματος, περιορίζεται σε στενές ζώνες ακριβώς πάνω από τη βασική επιφάνεια εφίππευσης, όπου ο διοψίδιος και η περιφέρεια του τρεμολίτη κάμπτονται ή σπάνε. Σε άλλες περιοχές, αυτού του είδους τα πετρώματα είναι αμεταμόρφωτα. Σε μια τεκτονική ζώνη, η ανάπτυξη τρεμολίτη, που δεν περιέχει μεγάλη συγκέντρωση  $\text{Al}_2\text{O}_3$  κατά μήκος των θραυσμένων ορίων, προδίδει μια αντίδραση μεταξύ μεταμορφικού ολιβίνης και διοψιδίου παρουσία νερού:



Η τελευταία παραγένεση του τρεμολίτη απαιτεί θερμοκρασία περίπου 400°C υπό πίεση 1 kbar, καθώς χαμηλότερα από αυτή ο σερπεντίνης θα είναι σταθερός παρουσία διοψιδίου:



Οι γάββροι, ειδικά αυτοί σε κοντινή απόσταση με τις βασικές επιφάνειες εφίππευσης, σηματοδοτούν μια αλλαγή στην ορυκτολογία και την ορυκτολογική χημεία. Οι περιοχικά μεταμορφωμένοι αργιλούχοι τρεμολίτες και κλινοζοϊσίτες παραμορφώνονται και αντικαθίστανται από τρεμολίτες χαμηλής περιεκτικότητας  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , χλωρίτη και μοσχοβίτη. Η ευρέως διαδεδομένη σταθερότητα του χλωρίτη δείχνει πως η καμπύλη του χλωρίτη (Liou et al, 1974) δεν ξεπεράστηκε, και άρα οι θερμοκρασίες δεν ξεπερνούν τους 450°C υπό πίεση 1 kbar. Αυτό υποστηρίζεται από τη χαμηλή περιεκτικότητα αργιλίου στους τελικούς τρεμολίτες:



$21 \text{ SiO}_2 + 10 \text{ CaO}$  (+ τρεμολίτης χαμηλής περιεκτικότητας σε  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) (16.37)  
χαλαζίας χάνεται

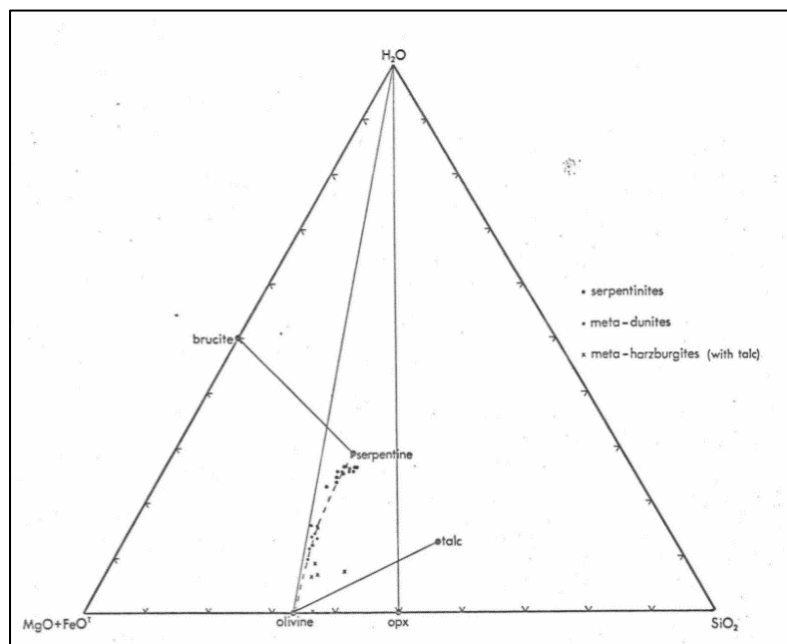
Ο μοσχοβίτης είναι ένα μη αναμενόμενο ορυκτό, καθώς ο διοψίδιος και τα ασβεστιτικά πλαγιόκλαστα έχουν χαμηλή περιεκτικότητα σε κάλιο και άρα πιθανόν να φιλοξενείται στον τρεμολίτη (Nance, 1976). Επιπλέον, αναλύσεις αποκαλύπτουν ότι οι γάββροι, που περιέχουν μοσχοβίτη, περιέχουν περίπου 2% περισσότερο κάλιο σε σχέση με αυτούς που δεν περιέχουν μοσχοβίτη. Επομένως, μια μετασωματική διαδικασία υπονοείται, ο σχηματισμός του μοσχοβίτη στη θέση του χλωρίτη μπορεί να θεωρηθεί αποτέλεσμα της εισαγωγής καλίου, το οποίο προέρχεται από τα πλούσια σε κάλιο μεταμορφωμένα της Πελαγονικής:

$4 \text{ Mg}_4\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8 + 2\text{K}_2\text{O} + \text{O}_2 = 2 (\text{K}_2\text{Al}_4)(\text{Si}_6\text{Al}_2)\text{O}_{20}(\text{OH})_4 + 6 \text{ H}_2\text{O} + \text{MgO}$  (16.38)  
χλωρίτης μοσχοβίτης

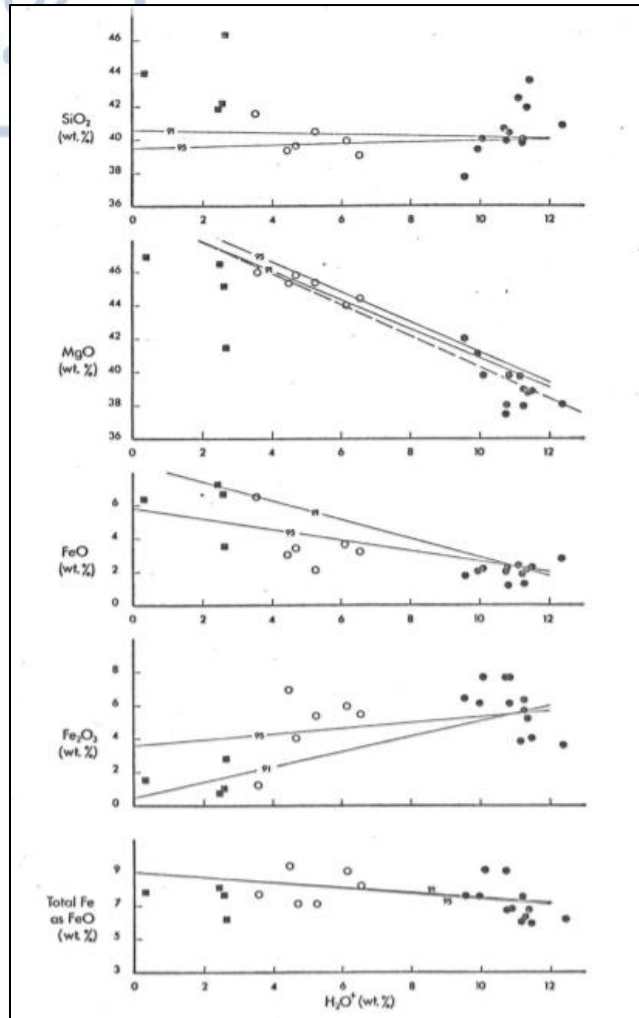
Η σταθερότητα του μοσχοβίτη κατά την τεκτονική κίνηση ίσως προδίδει θερμοκρασίες υψηλότερες των  $390^\circ\text{C}$ , 1 kbar (Winkler, 1967). Όμως, η υψηλή περιεκτικότητα  $\text{Si}^{4+}$  των μαρμαρυγιών ίσως σημαίνει σταθερότητα σε πολύ χαμηλότερες θερμοκρασίες (Velde, 1967).

### Σερπεντινίωση

Η μερική αντικατάσταση από σερπεντίνη των επιμηκυσμένων ανακρυσταλλωμένων ολιβινών στους μετα – δουνίτες και η εμφάνιση τρεμολίτη και χλωρίτη στους γάββρους,



**Σχήμα 16.5 :** Διανομή των αναλύσεων του σερπεντινίτη, μετα – δουνίτη και μετα – χαρτσβουργίτη στο στο χημειογραφικό σύστημα  $\text{MgO} + \text{FeO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  (Nance, 1976)



**Σχήμα 16.6:** Διακυμάνσεις στα βασικά οξείδια των μετα – δουνιτών και σερπεντινιτών με αυξανόμενη σερπεντινίωση (Nance, 1976)

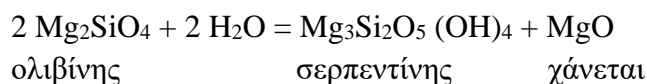
δείχνει ότι αμέσως μετά την περίοδο παραμόρφωσης και μυλωνιτικής ανακρυστάλλωσης, το νερό εισήχθη μέσα στις ζώνες διάτμησης και ανάδρομες ένυδρες φάσεις παράχθηκαν.

Ως αποτέλεσμα της εισαγωγής του νερού, οι μεταμορφικοί ολιβίνες σε όλο το σύμπλεγμα αντικαταστάθηκαν είτε μερικώς είτε εξ ολοκλήρου από τον αντιγορίτη. Στα υπερβασικά πετρώματα, που περιέχουν κλινοπυρόξενο, αυτή η σερπεντινίωση έχει πραγματοποιηθεί πλήρως, με αποτέλεσμα λίγες πληροφορίες να μπορούν να ληφθούν για τις χημικές διεργασίες που έλαβαν μέρος, αφού η σύσταση του αρχικού μεταμορφικού ολιβίνης δεν είναι γνωστή. Όμως, η παρουσία των διατηρημένων μεταμορφικών ολιβινών στους μετα – δουνίτες και μετα – χαρτσβουργίτες επιτρέπει τη διεργασία σε αυτές τις λιθολογίες να μελετηθεί διεξοδικά.

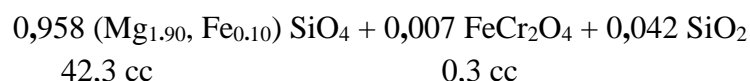
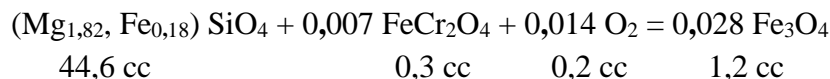
Η μετατροπή των μετα – δουνιτών σε αντιγοριτικό σερπεντινίτη, στον οποίο απουσιάζει ο βρουσίτης, δείχνει ότι η τελική φάση της σερπεντινίωσης δεν ήταν ισοχημική. Το γεγονός αυτό φαίνεται από την κατανομή των μερικώς και πλήρως σερπεντινωμένων μετα – δουνιτών στο χημειογραφικό σύστημα  $MgO + FeO - SiO_2 - H_2O$  (Σχήμα 16.5). Με συνεχή



αύξηση της ενυδάτωσης, οι αναλύσεις προβάλλονται κατά μήκος μιας καμπύλης, η οποία δείχνει μείωση MgO + FeO και/ή αύξηση πυριτίου, και η αντίδραση της οποίας είναι:

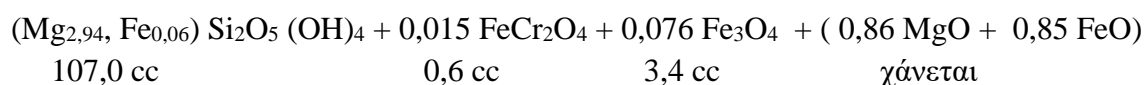
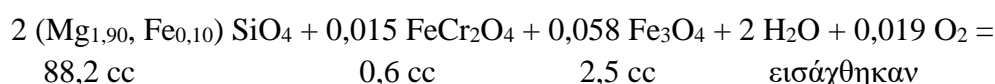


Η πραγματική διεργασία σερπεντινίωσης ήταν πολύ πιο πολύπλοκη, αφού η ποσότητα MgO και FeO στον αρχικό μετα – δουνίτη εξαρτάται από τη σύσταση του μεταμορφικού ολιβίνη και την ποσότητα του μαγνητίτη, που σχηματίζεται κατά την αρχική περίοδο σερπεντινίωσης. Τα διάσπαρτα σημεία του Σχήματος 16.6 παρουσιάζουν τη διακύμανση της σύστασης των αρχικών μετα – δουνιτών μετά την αρχική περίοδο της σερπεντινίωσης. Παρατηρούμε πως η σερπεντινίωση των μετα – δουνιτών, που περιέχουν ολιβίνες με υψηλή περιεκτικότητα μαγνησίου, διαφέρει από τη σερπεντινίωση μετα – δουνιτών, που περιέχουν ολιβίνες με χαμηλή περιεκτικότητα μαγνησίου. Επομένως, για να καθορίσουμε τις χημικές αντιδράσεις της τελικής σερπεντινίωσης, εκτιμήσεις πρέπει να γίνουν ως προς τη σύσταση του αρχικού δουνίτη και τα μεταμορφικά παράγωγα αυτού (Nance, 1976). Η παραγωγή του μετα – δουνίτη, που περιέχει ολιβίνη με υψηλή περιεκτικότητα μαγνησίου, ως αποτέλεσμα της αρχικής σερπεντινίωσης και της περιοχικής μεταμόρφωσης του αρχικού δουνίτη, μπορεί να συνοψιστεί ως εξής:



το οποίο σημαίνει ότι η σύσταση του μετα – δουνίτη θα αποτελείται από 94,5% ολιβίνη, 1% χρωμίτη και 4,5% μαγνητίτη.

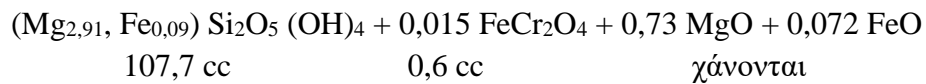
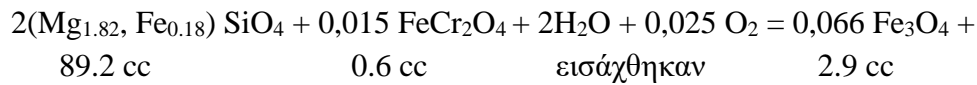
Κατά τη διάρκεια της τελικής σερπεντινίωσης, η συγκέντρωση του SiO<sub>2</sub> παραμένει σταθερή, ενώ η μικρή διακύμανση της αναλογίας Mg / (Mg + Fe), που παρουσιάζεται στους περισσότερους μετα – δουνίτες και σερπεντινίτες, σημαίνει ότι το Fe και Mg χάθηκαν με τέτοιο τρόπο έτσι ώστε να διατηρηθεί ίδια η αναλογία Mg / (Mg + Fe<sup>2+</sup>) του αρχικού δουνίτη. Η τελική σερπεντινίωση του παραπάνω μετα – δουνίτη θα παρουσιαστεί ως εξής:



Μια τέτοια αντίδραση θα παράγει ένα σερπεντινίτη, που απαρτίζεται από 93,1% αντιγορίτη, 1% χρωμίτη και 5,9% μαγνητίτη.



Η σύσταση των μετα – δουνιτών, που περιέχουν ολιβίνες με χαμηλή περιεκτικότητα μαγνησίου πρέπει να είναι παρόμοια με αυτήν του αρχικού δουνίτη, αφού ελάχιστος ή και μηδαμινός μαγνητίτης έχει σχηματιστεί κατά την αρχική σερπεντινίωση. Η τελική σερπεντινίωση αυτού του είδους μετα – δουνιτών θα έχει την εξής μορφή:



### Συμπεράσματα

Η δομή των υπερκείμενων Πελαγονικών μεταμορφωμένων πετρωμάτων, τα οποία έπονται της Κάτω – Κρητιδικής μεταμόρφωσης, δείχνει την ηλικία της τελικής τοποθέτησης του συμπλέγματος Λιβαδιού μετά Κάτω – Κρητιδικό. Η κατόπιν ανάδρομη μεταμόρφωση της Πελαγονικής είναι πιθανόν να είναι Κάτω – Τριτογενούς ηλικίας, σύγχρονη άρα με την τοποθέτηση της Πελαγονικής πάνω στον Όλυμπο. Αυτή η περίοδος σχετίζεται με τεράστια οριζόντια κίνηση, η οποία στην περίπτωση της Πελαγονικής έχει δείξει διεύθυνση ΒΑ.

Η παραγένεση του μεταμορφικού ορυκτού αντιγορίτη, τρεμολίτη χαμηλής περιεκτικότητας  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , χλωρίτη και μοσχοβίτη κατά τη διάρκεια της τελικής τοποθέτησης, δείχνει ότι η τεκτονική αυτή κίνηση συνδέεται με υψηλές θερμοκρασίες. Η παρουσία τρεμολίτη χαμηλής περιεκτικότητας  $\text{Al}_2\text{O}_3$  στα υπερβασικά πετρώματα, που περιέχουν κλινοπυρόξενο, ορίζει την ελάχιστη θερμοκρασία στους  $380^\circ\text{C}$  υπό 0,5 kbar και  $400^\circ\text{C}$  υπό 1 kbar (Evans και Trommsdorff, 1970). Η σταθερότητα του χλωρίτη και η παρουσία τρεμολίτη χαμηλής περιεκτικότητας  $\text{Al}_2\text{O}_3$  στους γάββρους απαιτεί θερμοκρασία μικρότερη των  $430^\circ\text{C}$  -  $450^\circ\text{C}$  υπό 0,5-1 kbar (Liou et al, 1974). Το εύρος αυτό βρίσκεται εντός των ευρύτερων πεδίων σταθερότητας του αντιγορίτη και του μοσχοβίτη, και είναι συμβατό με τα αποτελέσματα του Barton (1975) για τη βάση της Πελαγονικής στον Όλυμπο. Στη βάση του ανθρακικού δολομίτη, ο Barton εντόπισε θερμοκρασίες της τάξης των  $360$ - $440^\circ\text{C}$ .

Οι ποικίλες μεταμορφικές ισορροπίες φαίνονται να παραμένουν ανεπηρέαστες σε αλλαγές της πίεσης. Ο Godfriaux (1968) καθόρισε το πάχος της Πελαγονικής ζώνης στα 5 km:

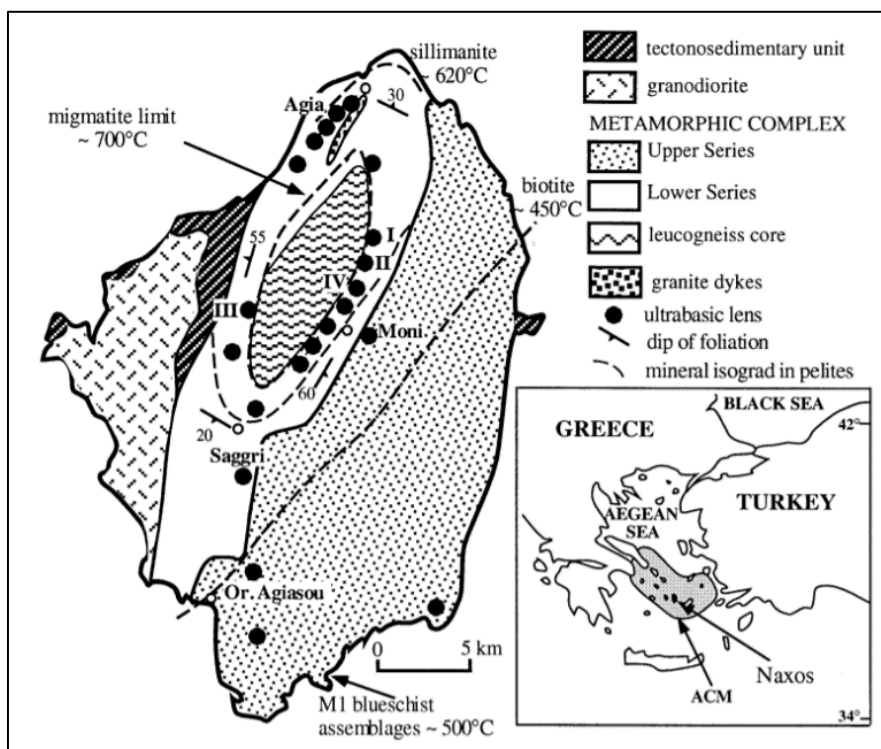
Ασβεστόλιθοι Κρητιδικού	500 m.
Οφιόλιθοι Ιουρασικού	500 m.
Ασβεστόλιθοι Τριαδικού – Ιουρασικού	1000 m.
Μεταμορφωμένα Προ – Μεσοζωικού	3000 m.

αν και το πάχος των μεταμορφωμένων ίσως να έχει αυξηθεί μέσω τεκτονικής επανάληψης. Το σύμπλεγμα Λιβαδιού είναι πάχους 50 m και σήμερα είναι τοποθετημένο τεκτονικά κάτω από τους ασβεστόλιθους ηλικίας Τριαδικό – Ιουρασικό.



## 17. Μεταμόρφωση Υπερβασικών Πετρωμάτων Νάξου

Η γεωλογική εξέλιξη της Νάξου κυριαρχείται από ένα Μειοκαινικό γεγονός, υψηλής θερμοκρασίας, τύπου Barrovia, που ονομάζεται γεγονός M2. Το γεγονός αυτό επικάλυψε και κατέστρεψε σχεδόν ολοκληρωτικά τις παραγενέσεις που σχηματίστηκαν κατά τη διάρκεια νεότερης Ηωκαινικής υψηλής πίεσης – θερμοκρασίας μεταμόρφωσης (M1), που σχετίζεται με τη σύγκρουση της Απουλίας πλάκας και της Ευρωπαϊκής πλάκας. Τα υπερβασικά πετρώματα είναι τοποθετημένα σε διαφορετικά δομικά επίπεδα στο εσωτερικό του συμπλέγματος της Νάξου, και διακυμαίνονται από χαμηλότερου – βαθμού M2 πετρώματα σε υψηλά δομικά επίπεδα, μέχρι πετρώματα άνω – αμφιβολιτικής φάσης στο λευκογενευσιακό πυρήνα (Katzir, Avigad, Matthews, Garfunkel, Evans, 1999). Μελέτες δείχνουν ότι τα υπερβασικά πετρώματα μεταμορφώθηκαν μαζί με τα περιβάλλοντα πετρώματα κατά το M2 γεγονός, και ότι πολλά από τα υπερβασικά πετρώματα έχουν υποστεί μετασώματωση.



Σχήμα 17.1: Γεωλογικός χάρτης της Νάξου (Katzir, Avigad, Matthews, Garfunkel, Evans, 1999)

### Γεωλογικό υπόβαθρο της περιοχής

Η Αττικό – Κυκλαδική ζώνη καταγράφει την πύκνωση ενός κύκλου αλπικού ορογενούς, όπου ακολουθεί μια εκτενής κατάρρευση, χάρη στην οποία εμφανίζονται χαμηλής – πίεσης μεταμορφωμένα και αμεταμόρφωτα πετρώματα πάνω σε μονάδες που χαρακτηρίζονται από υψηλή πίεση – θερμοκρασία. Η ΒΔ κυκλαδική ακολουθία υψηλής πίεσης – θερμοκρασίας αποτελείται κυρίως από

φτωχά σε χαλαζία κλαστικά και ηφαιστειακούς πρωτόλιθους Μεσοζωϊκής ηλικίας. Η παρουσία οφιολίθων μέσα στην ακολουθία αυτή σημαίνει πως μια ωκεάνια λεκάνη υπήρχε δίπλα στα κλαστικά και ηφαιστειακά τμήματα. Στο κεντρικό τμήμα των Κυκλάδων (Νάξος και Πάρος) οι πρωτόλιθοι είναι ηπειρωτικής προέλευσης και αποτελούνται από προαλπικά γρανιτικά/χαλαζιοαστριούχα ως βάση και πάνω από αυτά Μεσοζωϊκής ηλικίας ακολουθία ιζηματογενών πετρωμάτων. Τα ενεργά και τα ανενεργά ηπειρωτικά περιθώρια μοιράζονται μια παρόμοια τριτογενή μεταμορφική εξέλιξη, η οποία περιλαμβάνει ένα Ηωκαινικό γεγονός υψηλής πίεσης – θερμοκρασίας (M1), ακολουθώντας ένα Κάτω – Μειοκαινικό χαμηλή πίεσης μεταμορφικό γεγονός (M2). Το μεταμορφικό γεγονός υψηλής πίεσης οφείλεται στο κλείσιμο του ωκεανού της Νέο – Τηθύος, που είναι το αποτέλεσμα της σύγκρουσης των πλακών Απουλίας και Πελαγονική.

Το μεταμορφικό σύμπλεγμα της Νάξου σχηματίζει ένα B – N επιμηκυσμένο, θερμικό και δομικό θόλο (Σχήμα 17.1). Ο πυρήνας του θόλου αποτελείται από M2 μιγματικά και μετα – πηλιτικά πετρώματα. Ο λευκογενεσιακός πυρήνας επικαλύπτεται από ένα μετα – ιζηματογενές κάλυμμα πάχους 7 km, το οποίο αποτελείται από πυριτιοκλαστικούς σχιστόλιθους και γνεύσιους στο κατώτερο τμήμα του, ενώ στο ανώτερο από βωξιτικά μάρμαρα. Ο βαθμός της M2 μεταμόρφωσης αυξάνεται μέσω μιας σειράς ισόβαθμων από χαμηλού – βαθμού πετρώματα, που περιέχουν παραγενέσεις υψηλής πίεσης M1 μέχρι πετρώματα αμφιβολιτικής φάσης και μιγματίτες μερικής τήξης στον πυρήνα. Οι Jansen και Schuiling (1976) εκτίμησαν ότι οι M2 μεταμορφικές συνθήκες κυμαίνονται μεταξύ 400°C και 5 kbar στην κορυφή της ακολουθίας στα NA της Νάξου, και 700°C και 7 kbar στον πυρήνα (Katzir, Avigad, Matthews, Garfunkel, Evans, 1999). Παρατηρήσεις στην υφή, πίεση και θερμοκρασία των μεταπηλιτικών δομών στο εσωτερικό του πυρήνα οδήγησε τους Buick και Holland (1989) στο συμπέρασμα ότι η αποσυμπίεση από 8-6 kbar πραγματοποιήθηκε όταν τα πετρώματα M2 θερμαίνονταν από 600°C σε 670°C. Υπολείμματα της παλαιότερης υψηλής πίεσης / θερμοκρασίας ορυκτολογίας δεν έχουν βρεθεί στο λευκογενεσιακό πυρήνα και στις κατώτερες σειρές. Όμως, μια πρόσφατη εμφάνιση γλαυκοφανιτικού σχιστολίθου, που περιέχει ιαδείτη, στα NA της Νάξου σημαίνει ελάχιστες πιέσεις των τάξεων 10 +/- 12 kbar και μέγιστες θερμοκρασίες της τάξης των 500°C για το M1 γεγονός, αποδεικνύοντας ότι η αποσυμπίεση υπό M2 συνθήκες απαιτεί ψύξη στη NA Νάξο.

Οι Urai et al. (1990) και Buick (1991) πρότειναν ότι η M2 μεταμόρφωση πραγματοποιήθηκε κατά τη διάρκεια πλαστικού εφελκυσμού σε μια ρηχή, βόρειο – βυθιζόμενη ζώνη διάτμησης. Ο εφελκυσμός συνεχίστηκε κατά τη διείσδυση ενός γρανοδιορίτη κατά μήκος του δυτικού περιθωρίου του νησιού (Σχήμα 17.1). Ο διαρκής εφελκυσμός μπορεί να είναι υπεύθυνος για την τεκτονική τοποθέτηση των αμεταμόρφωτων ιζηματογενών μονάδων Τριτογενούς ηλικίας πάνω στο γρανοδιορίτη και στο μεταμορφικό σύμπλεγμα (Jansen, 1977; Roesler, 1978; Lister et al., 1984; Lisker, 1993).

Τα υπερβασικά πετρώματα εντοπίζονται σε τέσσερα διαφορετικά στρωματογραφικά και δομικά επίπεδα μέσα στη μεταμορφική ακολουθία (Σχήμα 17.1):

- 1) Μέσα σε πετρώματα υψηλού βαθμού στο όριο μεταξύ λευκογενεσιακού πυρήνα και των κατώτερων σειρών (κύριος ορίζοντας)
- 2) Ο υπερβασικός ορίζοντας Αγιά μέσα σε σιλλιμανιτικά πετρώματα της κατώτερης σειράς
- 3) Μέσα σε σταυρολιθικά +/- κวานιτικά πετρώματα στο μεταβατικό σημείο της κατώτερης σειράς με την ανώτερη σειρά
- 4) Μέσα σε πετρώματα χαμηλού βαθμού της ανώτερης σειράς

Οι ενδείξεις υπαίθρου, που υποδεικνύουν ότι τα υπερβασικά πετρώματα υπέστησαν τη M2 μεταμόρφωση, περιλαμβάνουν τις δομικές συμφωνίες με τα περιβάλλοντα πετρώματα και τη καλά ανεπτυγμένη μετασωματική ζώνωση στην επαφή με τα περιβάλλοντα σαλικά πετρώματα. Οι πετρογραφικές μελέτες του Jansen's (1977) προτείνουν ότι ο βαθμός μεταμόρφωσης των υπερβασικών πετρωμάτων των μετασωματικών ζωνών αυξάνει καθώς πλησιάζουμε τον πυρήνα σύμφωνα με το M2 βαθμό μεταμόρφωσης των περιβαλλόντων πετρωμάτων.

### Εξέλιξη της ορυκτολογίας και υφής των υπερβασικών παραγενέσεων

Ο βασικός και στρωματογραφικά κατώτερος ορίζοντας υπερβασικών πετρωμάτων (σημεία I – IV του Σχήματος 17.1) αποτελείται από μετα – περιδοτίτες. Μετασωματικές ζώνες, που αποτελούνται από ένα ορυκτό, αναπτύσσονται στις επαφές μεταξύ των μετα – περιδοτιτών και σιλλιμανιτικών γνευσίων, συνήθως με την εξής σειρά: γνεύσιος, φλογοπίτης, ακτινολίθος, ανθοφυλλίτης (+/- τάλκης), υπερβασικά πετρώματα (Jansen, 1977). Σε κάποια σημεία η μετασωματική διαδικασία έχει καταστρέψει τελείως την αρχική μεταμορφική ορυκτολογία των περιδοτιτών. Τα δεδομένα πετρογραφίας και ορυκτολογικής σύστασης που ακολουθούν, επικεντρώνονται σε τέσσερις τοποθεσίες, όπου βρίσκονται αναλλοίωτοι μετα – περιδοτίτες:

1. Ανατολικά της κορυφής Κόρωνος
2. Βόρεια του χωριού Κεραμωτή
3. Ανατολικά του χωριού Κουρουνοχώρι
4. Στο μονοπάτι μεταξύ των χωριών Κεραμωτή και Κινίδαρος

Αντιπροσωπευτικές μικροαναλύσεις των ορυκτών από τους μετα – περιδοτίτες απεικονίζονται στον Πίνακα 17.1. Ο φορστερίτης (Fo<sub>90-92</sub>) είναι η κυρίαρχη φάση με ποσοστό 50% - 90%. Ο ολιβίνης σχηματίζει ένα πολυγωνικό μωσαϊκό (μέγεθος κρυστάλλων μέχρι 2 mm), με εμφανή προτιμώμενο προσανατολισμό, το οποίο δείχνει συνκίνηματική (synkinematic) ανακρυστάλλωση των υπερβασικών πετρωμάτων. Η Ca-αμφίβολος (τρεμολίτης από Mg-πυρόξενο), ενστατίτης (En<sub>90-93</sub>) και χλωρίτης, ο οποίος είναι ακραίο μέλος του κλινογλώρου, είναι επιμηκυσμένα προς την ίδια κατεύθυνση, καθορίζοντας τη σχιστότητα με το φορστερίτη (Katzir, Avigad, Matthews, Garfunkel, Evans, 1999). Ίχνη κόκκων Cr – Al σπινελλίων, οι οποίοι μερικές φορές είναι εγκλωβισμένοι μέσα στους χλωρίτες, ορίζουν προϋπάρχουσες μικρο – πτυχωμένες επιφάνειες S, οι οποίες είναι υποπαράλληλες με την κύρια σχιστότητα. Βασιζόμενοι στην ομοιότητα μεταξύ του βαθμού μεταμόρφωσης και των δομών των υπερβασικών πετρωμάτων με τα περιβάλλοντα πετρώματα, αυτές οι υφές (fabric) παραμόρφωσης και κρυστάλλωσης, που περιλαμβάνουν τις δύο γενιές σχιστότητας, θεωρούνται ότι αναπτύχθηκαν στους μετα – δουνίτες κατά τη M2 μεταμόρφωση.

Η παραγένεση πέντε – φάσεων (φορστερίτης + ενστατίτης + αμφιβολίτης + χλωρίτης + Cr – σπινέλλιος) είναι χαρακτηριστική των μετα – περιδοτιτών, που ισορρόπησαν κάτω από συνθήκες αμφιβολιτικής φάσης. Αυτή η παραγένεση εμπεριέχει την παραγένεση ισορροπίας για την αντίδραση αφυδάτωσης (διάσπασης) του Mg – χλωρίτη:



Αυτή η αντίδραση μιας μεταβλητής στο σύστημα MASH ορίστηκε ως μια ισόβαθμη στις Lepontine Άλπεις στο εσωτερικό μιας σιλλιμανιτικής ζώνης (ισόβαθμη 7 του Trommsdorff & Evans, 1974). Η παρόμοια θέση των πετρωμάτων στη Νάξο στο εσωτερικό της σιλλιμανιτικής ζώνης βρίσκονται σε

συμφωνία με αυτή. Υπάρχουν ελάχιστα στοιχεία της υφής για να αποδειχθεί ότι η αντίδραση οδεύει προς τα δεξιά. Πρώτον, πέραν του σπινελλίου, ποικιλοβλάστες χλωρίτη περιέχουν νέο – σχηματιζόμενα ιδιομορφικά πρίσματα ενστατίτη. Δεύτερον, ο σπινέλλιος είναι ζωνώδης και αποτελείται από πυρήνες αδιαφανούς χρωμίτη με χαμηλή περιεκτικότητα Al μέχρι διαφανή Al – Cr σπινέλλιο καστανού χρώματος. Αυτός ο εμπλουτισμός σε Al και Mg, και ταυτόχρονη ελάττωση σε Cr και Fe<sup>2+</sup> είναι ενδεικτικοί μιας αύξησης της θερμοκρασίας στο εσωτερικό του υψηλού αμφιβολιτικού πεδίου (Evans & Frost, 1975; Frost, 1991).

**Πίνακας 17.1:** Μικροαναλύσεις των αντιπροσωπευτικών ορυκτών από τα υπερβασικά της Νάξου (Katzir, Avigad, Matthews, Garfunkel, Evans, 1999)

	1 Opx	2 Opx	3 Opx	4 Opx	5 Ol*	6 Spl	7 Spl	8 Spl	9 Spl	10 Chl	11 Amp	12 Amp†	13 Amp	14 Amp
SiO <sub>2</sub>	52.64	55.53	55.66	59.29	40.54	0.28	0.25	–	0.38	28.79	49.42	57.18	59.15	57.18
TiO <sub>2</sub>	0.16	–	–	–	–	–	0.08	–	–	0.19	–	0.17	–	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.49	3.38	1.51	0.14	–	21.29	48.33	58.76	61.52	19.72	9.14	1.90	–	–
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	–	–	–	42.82	17.37	9.25	3.77	1.14	–	0.31	–	–
FeO	7.68	7.68	6.02	6.01	10.25	21.55	13.41	11.18	12.23	2.55	2.38	2.09	8.00	13.71
MnO	0.23	–	–	–	–	–	0.26	–	–	0.14	0.15	0.22	0.29	0.68
MgO	33.27	34.20	34.77	37.18	48.37	9.38	17.30	19.60	20.01	33.44	24.26	24.09	31.17	25.53
CaO	0.90	0.13	0.10	0.07	–	0.20	0.09	0.10	0.08	–	12.49	13.15	0.41	0.28
Na <sub>2</sub> O	0.17	–	0.01	0.06	–	–	–	–	–	–	0.07	–	0.07	0.02
Σ cations	100.5	100.9	98.07	102.8	99.16	95.52	97.09	98.89	97.99	85.97	97.91	99.11	99.09	97.40
Si	1.83	1.91	1.95	1.98	1.00	0.01	0.01	–	0.01	2.76	6.78	7.70	7.90	7.98
Ti	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.01	–	0.02	–	–
Al	0.23	0.14	0.06	0.01	–	0.82	1.58	1.80	1.88	2.23	1.48	0.30	–	–
Cr	–	–	–	–	–	1.11	0.38	0.19	0.08	0.09	–	0.03	–	–
Fe <sup>3+</sup>	–	–	–	–	–	0.05	0.03	0.01	0.03	–	0.28	0.16	–	–
Fe <sup>2+</sup>	0.22	0.22	0.18	0.17	0.21	0.54	0.29	0.24	0.24	0.20	–	0.07	0.89	1.60
Mn	–	–	–	–	–	–	0.01	–	–	0.01	0.02	0.03	0.03	0.08
Mg	1.72	1.75	1.82	1.86	1.78	0.46	0.71	0.76	0.77	4.78	4.96	4.83	6.21	5.31
Ca	0.03	0.01	–	–	–	0.01	–	–	–	–	1.84	1.90	0.06	0.04
Na	0.01	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.02	–	0.02	0.01
Sum	4.04	4.03	4.01	4.02	2.99	3.00	3.01	3.00	3.01	10.08	15.38	15.04	15.11	15.02

Υπολείμματα ενός παλαιότερου, υψηλότερου βαθμού μετα – περιδοτίτη, που είναι πρόδρομος των M2 παραγενέσεων, είναι καλοδιατηρημένα σε αυτόν τον ορίζοντα. Πρίσματα ενστατίτη (3-4 mm) και πιο σπάνια, μεγάλοι (5-6 mm) σπασμένοι κρύσταλλοι φορστερίτη έχουν καμφθεί και παρουσιάζουν κυματοειδή κατάσβεση. Ο προκινηματικός (pre-kinematic) ενστατίτης περιέχει Cr – σπινέλλιο, με το ίδιο εύρος σύστασης με το Cr-σπινέλλιο της κύριας μάζας M2. Αυτά τα χαρακτηριστικά βρίσκονται σε αντίθεση με τους κρυστάλλους ενστατίτη, που σχηματίστηκαν κατά το M2 γεγονός, που είναι πολύ μικρότεροι σε μέγεθος, δεν έχουν σχηματιστεί πλήρως και απουσιάζει ο σπινέλλιος σε αυτούς. Η απόμειξη του σπινελλίου πιθανόν πραγματοποιήθηκε εξαιτίας μείωσης της διαλυτότητας του Al και Cr στους ορθοπυρόξενους κατά τη διάρκεια της ψύξης. Αυτό σημαίνει ότι σχηματίστηκε σε υψηλότερες θερμοκρασίες σε σύγκριση με το M2 γεγονός. Και οι δύο γενιές φορστερίτη και ενστατίτη έχουν παρόμοιες περιεκτικότητες Mg. Όμως, ενώ ο νέο – σχηματιζόμενος M2 ενστατίτης παρουσιάζει μικρή περιεκτικότητα Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (≤2%), ο υπολειμματικός προ – M2 ενστατίτης παρουσιάζει πολύ μεγαλύτερη περιεκτικότητα Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (μέχρι 5,5%). Σπάνιοι κόκκοι πράσινου σπινελλίου έχουν βρεθεί στους μετα – περιδοτίτες στο Κουρουνοχώρι. Οι κρύσταλλοι αυτοί διαφέρουν από τον κοινό καστανό σπινέλλιο στο μέγεθος (μέχρι 0.5 mm). Ακόμα, είναι περισσότερο

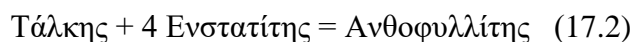
εμπλουτισμένοι σε Al και έχουν ερμηνευτεί ως υπολείμματα του προ – M2 υψηλού βαθμού περιδοτίτη.

Λαμβάνοντας υπόψιν τις πετρογραφικές και ορυκτολογικές συσχετίσεις καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι οι μανδυακοί περιδοτίτες, που προηγουμένως είχαν έρθει σε ισορροπία στο σπινελλιούχο λερζολιθικό πεδίο, ψύχθηκαν υπό συνθήκες τουλάχιστον άνω αμφιβολιτικής φάσης και ενσωματώθηκαν στο ηπειρωτικό κομμάτι της Νάξου πριν το M2 γεγονός. Στη συνέχεια ανέβηκε πάλι η θερμοκρασία και μεταμορφώθηκαν ισοφασικά μαζί με τα περιβάλλοντα πετρώματα κατά τη διάρκεια του M2 γεγονότος.

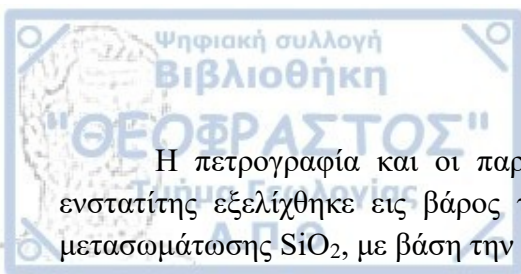
### Τα υπερβασικά της Αγιάς (ΒΔ Νάξος)

Ένας σχετικά συνεχής, μήκους 3 km και πάχους 5-10 m υπερβασικός ορίζοντας είναι εκτεθειμένος στο εσωτερικό των πετρωμάτων σιλλιμανιτικού βαθμού της κατώτερης σειράς κοντά στο χωριό Αγιά, βόρεια του λευκογενευσιακού πυρήνα. Τα περιβάλλοντα πετρώματα είναι κυρίως βιοτιτικοί γνεύσιοι, που εναλλάσσονται με υπερκείμενους κυανιτικούς – σιλλιμανιτικούς γνευσίους. Μεταβασικοί φακοί, που αποτελούνται από λεπτόκοκκο πλαγιόκλαστο, πυρόξενο και επίδοτο και έχουν συγκεκριμένο προσανατολισμό, εμφανίζονται στην επαφή υπερβασικού πετρώματος και βιοτιτικού γνευσίου.

Τα υπερβασικά πετρώματα της Αγιάς χαρακτηρίζονται από πολύ χονδρόκοκκους ορίζοντες με κανένα ίχνος σχιστότητας ή προσανατολισμού ορυκτών. Οι ορίζοντες σκούρου χρώματος αποτελούνται από ορθογώνιους κρυστάλλους φορστερίτη (Fo<sub>90-94</sub>) μήκους 2-3 cm, ενώ στα ανοιχτόχρωμα σημεία εντοπίζονται πρίσματα (μέχρι 4 cm) ενστατίτη (En<sub>91-93</sub>) τυχαίου προσανατολισμού μέσα σε λεπτόκοκκο (100 mm) πλέγμα τάλκη. Ο ενστατίτης συνήθως περιέχει λεπτές λαμέλλες κλινοενστατίτη παράλληλα στο (100), καθώς και λαμέλλες απόμειξης σπινελλίου παράλληλα στο (010). Τέτοιες λαμέλλες κλινοενστατίτη δημιουργούνται από διατμητική παραμόρφωση ενστατίτη, και εμφανίζονται μόνο σε περιδοτίτες της αμφιβολιτικής φάσης (Trommsdorff & Wenk, 1968). Επιπλέον φάσεις είναι η αμφίβολος, ο τρεμολίτης, ο χλωρίτης και Al – Cr σπινέλλιος. Μικροσκοπικά, ο ιδιοβλαστικός ενστατίτης και τάλκης φαίνεται να συνυπάρχουν σε εξαιρετική ισορροπία όσον αφορά την υφή. Τέτοιος συσχετισμός ισορροπίας ενστατίτη και τάλκη είναι ως προς την υφή αρκετά διαφορετικός σε σχέση με αυτόν που παρατηρείται συχνά στη προϊούσα μεταμόρφωση και ψευδομόρφωση του ενστατίτη από τον τάλκη. Η σταθερή παραγένεση τάλκης + ενστατίτη έχει αποδειχθεί πειραματικά ότι βρίσκεται στο πεδίο υψηλής πίεσης – χαμηλής θερμοκρασίας της αντίδρασης (Greenwood, 1971; Chernosky et al., 1985):



Όμως, δεν υπάρχουν στοιχεία στους μετα – περιδοτίτες της Αγιάς για να αποδείξουν ότι η κρυστάλλωση του τάλκη + ενστατίτη πραγματοποιήθηκε εις βάρος του ανθοφυλλίτη. Πλήθος ιών τελικού ανθοφυλλίτη (Mg-Ath<sub>0.89</sub>) διεισδύουν στον ολιβίνη και στο γειτονικό τάλκη + ορθοπυρόξενο. Οι Evans & Trommsdorff (1974) έδειξαν ότι ο σχηματισμός του τάλκη + ενστατίτη στην αμφιβολιτική φάση των υπερβασικών των κεντρικών Άλπεων προκλήθηκε από περιοχική μεταμόρφωση που συνοδεύεται από CO<sub>2</sub> μετασωμάτωση. Σε αντίθεση με τις παραγενέσεις τους, οι οποίες περιείχαν μεγάλους πορφυροβλάστες μαγνησίτη, τα υπερβασικά της Αγιάς δεν περιέχουν καμία ανθρακική φάση εκτός από ελάχιστες ποσότητες τελικού δολομίτη.



Η πετρογραφία και οι παρατηρήσεις υπαίθρου προτείνουν ότι η παραγένεση τάλκης + ενστατίτης εξελίχθηκε εις βάρος του φορστερίτη κατά το γεγονός M2, λόγω της διεισδυτικής μετασώματωσης  $\text{SiO}_2$ , με βάση την αντίδραση:



Ρευστά πλούσια σε πυρίτιο διεισδύουν στον περιδοτίτη, και αφήνουν υπολείμματα ολιβίνη και άρα μετατρέπουν τον περιδοτίτη σε διαφοροποιημένο (variegated) πέτρωμα. Ο σχηματισμός ανθοφυλλίτη από τάλκη + ενστατίτη μπορεί να συμβεί είτε λόγω μείωσης της πίεσης είτε λόγω αύξησης της αναλογίας Fe/Mg του συστήματος. Η υψηλή περιεκτικότητα του ανθοφυλλίτη, που σχηματίστηκε μετά τη M2 μεταμόρφωση, σε Mg στην Αγιά αποδεικνύει ότι το σύστημα παρέμεινε κλειστό όσον αφορά το σίδηρο. Η ερμηνεία ότι η Si – μετασώματωση είναι υπεύθυνη για το σχηματισμό του διαφοροποιημένου πετρώματος, υποστηρίζεται από την παρατήρηση ότι τα υπολείμματα ολιβίνη εμφανίζονται είτε ενσωματωμένα στο εσωτερικό του ενστατίτη είτε ως ξενόμορφα υπολείμματα στο εσωτερικό της κύριας μάζας τάλκη. Τα ισότοπα οξυγόνου και τα πετρολογικά δεδομένα υποδηλώνουν ότι αυτή η πυριτική μετασώματωση πραγματοποιήθηκε κατά την απελευθέρωση ρευστών λόγω κρυστάλλωσης μιγματιτών στο λευκογενεσιακό πυρήνα ελάχιστα μετά το γεγονός M2. Οι λαμέλλες απόμειξης σπινελίου στο εσωτερικό του ενστατίτη παρατηρούνται στους περιδοτίτες του κύριου ορίζοντα, και σημαίνει προέλευση υψηλού βαθμού για τα υπερβασικά. Επιπλέον, η παρουσία αυτών των λαμελλών δείχνει ακόμα ότι ο ενστατίτης ήταν παρών στους περιδοτίτες πριν την πυριτική μετασώματωση. Όμως, η περιεκτικότητα των ορθοπυρόξενων σε Al είναι μικρή, αποδεικνύοντας ότι η εκ νέου ισορρόπηση πραγματοποιήθηκε πλήρως υπό M2 συνθήκες. Επιπρόσθετα, παρατηρήθηκε πως ποικιλοβλάστες χλωρίτη περιβάλλουν το νεοσχηματισμένο σπινέλλιο και ενστατίτη, ένα χαρακτηριστικό γνώρισμα της υφής για προϊούσα M2 μεταμόρφωση στο εσωτερικό του περιδοτίτη του κύριου ορίζοντα. Ο σπινέλλιος είναι τόσο αργιλούχος όσο είναι και τα θραύσματα ζωνώδη σπινελίου στην Κόρωνο και Κεραμωτή. Επομένως η παραγένεση που καταγράφει το μέγιστο των M2 συνθηκών στην Αγιά (φορστερίτης + ενστατίτης + Ca – αμφιβολίτης + χλωρίτης + σπινέλλιος) είναι παρόμοια με αυτή του κύριου ορίζοντα των υπερβασικών.

#### Υπερβασικά σώματα στο εσωτερικό των κυανιτικών – σταυρολιθικών πετρωμάτων κοντά στο όριο ανώτερης με κατώτερης σειράς

Αυτά τα σώματα εντοπίζονται σε δύο τοποθεσίες, ανατολικά του χωριού Μόνη και νότια του χωριού Σαγκρί (Σχήμα 17.1)

#### *Μόνη*

Τα υπερβασικά πετρώματα της τοποθεσίας Μόνη αποτελούνται από ταλκικούς σχιστόλιθους στο εσωτερικό των κυανιτικών – σταυρολιθικών – γρανατούχων σχιστόλιθων και γρανατούχων ψαμμιτικών γενεσίων. Ο κυρίαρχος τύπος πετρώματος είναι ο ταλκικός – ανθοφυλλιτικός σχιστόλιθος με ενδιάμεσα στρώματα ταλκικού – ανθοφυλλιτικού – μαγνησιτικού φυλλονίτη (phyllonite). Οι μετασωματικές ζώνες τρεμολίτη και χλωρίτη αναπτύσσονται στο όριο με τα πηλιτικά περιβάλλοντα πετρώματα. Ο φυλλονίτης αποτελείται από θρυμματισμένο, λεπτόκοκκο τάλκη (70 – 80%), πρίσματα

ανθοφυλλίτη μήκους 2 mm (10 – 20%) και πορφυροκλάστες μαγνησίτη μήκους 5 mm (10 – 20%). Η απουσία ενστατίτη προδίδει χαμηλότερο βαθμό μεταμόρφωσης σε σχέση με τον κύριο υπερβασικό ορίζοντα, σύμφωνα με το βαθμό μεταμόρφωσης των περιβαλλόντων πετρωμάτων. Η παρουσία του μαγνησίτη δείχνει την ύπαρξη ρευστής φάσης, που περιέχει CO<sub>2</sub>. Το διοξείδιο του άνθρακα πιθανά σχηματίστηκε κατά τις αντιδράσεις διαφυγής διοξειδίου του άνθρακα (decarbonation) σε μάρμαρα.

### *Σαγκρί*

Στο Σαγκρί (Σχήμα 17.1), τα υπερβασικά πετρώματα είναι εκτεθειμένα σε ένα χαμηλό λόφο μιας καλλιεργημένης πεδιάδας και οι σχέσεις τους με τα περιβάλλοντα πετρώματα δεν είναι ορατή. Τεράστια τεμάχια γαββρικών πετρωμάτων, που έχουν υποστεί στο μεγαλύτερο μέρος τους μετασώματωση, προεξέχουν μέσα από μαλακά υπερβασικά. Τα τελευταία αποτελούνται κυρίως από ταλκικά – μαγνησιτικά πετρώματα, τα οποία συνορεύουν με μια πολύ στενή ανθοφυλλιτική ζώνη και σε μεγαλύτερη απόσταση από ζώνες χλωρίτη και τρεμολίτη. Όπως και στη Μόνη, η παραγένεση τάλκης + μαγνησίτης σημαίνει συν - μεταμορφικό εμπλουτισμό του υπερβασικού πρωτόλιθου σε SiO<sub>2</sub> και παρουσία ρευστής φάσης, που περιέχει CO<sub>2</sub>. Σπάνιες και μικρές εμφανίσεις σκούρου πράσινου σερπεντινίτη παρατηρούνται, οι οποίες αποτελούνται από κρυστάλλους αντιγορίτη και τάλκη. Ο βαθμός αυτής της παραγένεσης τάλκης + αντιγορίτης είναι χαμηλότερος σε σχέση με τα κυανιτικά – σταυρολιθικά περιβάλλοντα πετρώματα, το οποίο δείχνει ότι σχηματίστηκε πριν τη M2 μεταμόρφωση. Αυτή η χαμηλού – βαθμού παραγένεση καλύπτεται από δέσμες πρισμάτων μήκους 2 mm και ίνες ανθοφυλλίτη και ιδιόμορφες φύλλα τάλκη μήκους 0,5 mm.

### Υπερβασικά σώματα στο εσωτερικό των ανώτερων σειρών

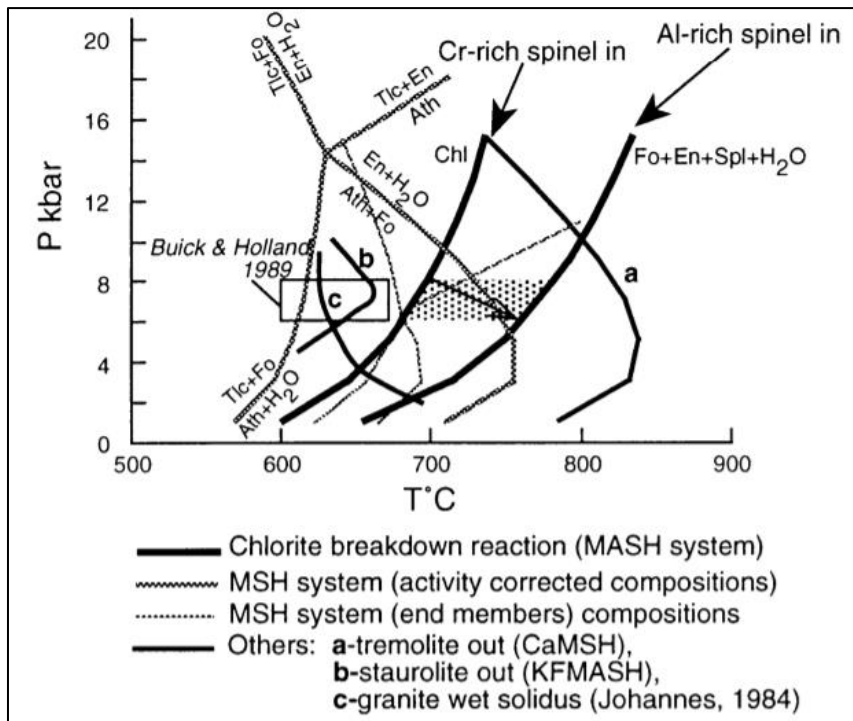
Ισχυρά σχιστοποιημένος σερπεντινίτης εντοπίζεται ως ένας σχηματισμός μήκους 1 km και πάχους 5 m, ΒΔ του όρμου Αγιά (Σχήμα 17.1). Σχετίζεται με μια εμφάνιση μαρμαρυγιακού σχιστόλιθου μέσα σε μια ακολουθία που αποτελείται από μεσαίου μεγέθους κόκκους ασβεστιτικού μαρμάρου. Οι μετασωματικές ζώνες του χλωρίτη και τρεμολίτη εντοπίζονται στις επαφές τόσο με το σχιστόλιθο όσο και με το μάρμαρο, και αποστρογγυλεμένα θραύσματα δολομιτικού μαρμάρου βρίσκονται στο εσωτερικό του σερπεντινίτη. Η υπερβασική παραγένεση αποτελείται από αλληλοδιεισδυόμενα φύλλα αντιγορίτη (0,5 mm μήκους), λεπτόκοκκου τάλκη και ξενόμορφους πορφυροβλάστες μαγνησίτη (1,5 mm μήκους), τα οποία είναι επιμηκυσμένα παράλληλα στη σχιστότητα. Αυτές οι M2 συν – κινηματικές φάσεις καλύπτουν μια προγενέστερη υφή, η οποία ορίζεται από ένα πλέγμα φλεβών λεπτόκοκκου μαγνητίτη. Τέτοιος μαγνητίτης θεωρείται ότι σχηματίστηκε κατά μήκος των ορίων του ολιβίνη, που βρίσκεται στο αρχικό υπερβασικό πέτρωμα, κατά τη διάρκεια σερπεντινίωσης χαμηλής θερμοκρασίας.

### Πετρολογία και Θερμοβαρομετρία

Η ανάλυση της ορυκτολογίας και της υφής που περιγράφηκε παραπάνω οδηγεί στο συμπέρασμα ότι τα υπερβασικά πετρώματα της Νάξου παρουσιάζουν τρεις φάσεις κρυστάλλωσης. Το κυρίαρχο στάδιο, που παρατηρείται και στους τρεις υπερβασικούς ορίζοντες είναι συνκινηματικό, αυξάνει σε βαθμό M2 καθώς προχωράμε προς τον πυρήνα του θόλου και περιλαμβάνει μετασώματωση διάχυσης (diffusion metasomatism). Υπολείμματα των παλαιότερων συμβάντων κρυστάλλωσης διατηρούνται

στα υπερβασικά πετρώματα παρουσιάζοντας διαφορετικές ιστορίες: πιθανή μανδυακή ισορροπία για τον κύριο ορίζοντα και χαμηλού βαθμού σερπεντινίωση για τις εμφανίσεις στο Σαγκρί και όρμου Αγιά. Ένα τρίτο στάδιο κρυστάλλωσης, που έχει καταγραφεί στα υπερβασικά της Αγιάς, οφείλεται σε μετασωμάτωση διείσδυσης (infiltration metasomatism), πιθανά συνδεδεμένη με το M2 γεγονός.

### Υπολογισμοί διαγράμματος φάσεων για M2 υπερβασικά



**Σχήμα 17.2:** Διάγραμμα P – T όπου απεικονίζονται οι υπερβασικές παραγενέσεις του κύριου ορίζοντα και της Αγιάς (Katzir, Avigad, Matthews, Garfunkel, Evans, 1999)

Η M2 παραγένεση (Fo + En + Hbl + Chl + Spl) των υπερβασικών του κύριου ορίζοντα περιλαμβάνει την παραγένεση ισορροπίας για την προϊούσα αντίδραση διάσπασης του Mg – χλωρίτη. Σε αυτή τη συνεχή αντίδραση, ο χλωρίτης αρχικά παράγει πυρήνες χρωμίτη φτωχό σε Al και θραύσματα χρωμίτη πλούσια σε Al, μαζί με ενστατίτη, φορστερίτη και H<sub>2</sub>O. Οι μονομεταβλητές γραμμές σε μια γραφική παράσταση T – P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> (Σχήμα 17.2) υπολογίστηκαν για σπινέλλιο φτωχό και πλούσιο σε Al. Χρησιμοποιώντας τη μέγιστη εκτίμηση πίεσης των 6 kbar για πηλιτικές ενστρώσεις στο εσωτερικό του λευκογενεσιακού πυρήνα όπως προτάθηκε από τους Buick & Holland (1989), μέγιστη θερμοκρασία των 760°C δόθηκε για τους πλούσιους σε Al σπινέλλιο. Αν συσχετίσουμε την αλλαγή από τον πυρήνα προς τα εξωτερικά τμήματα στη σύσταση του σπινελλίου στις υπερβασικές παραγενέσεις, με την 8 – 6 kbar αποσυμπίεση, που προτάθηκε από τους Buick & Holland (1989), τότε παρατηρείται μια θερμοκρασιακή αύξηση από τους 680°C στους 760°C (Σχήμα 17.3). Αυτές οι θερμοκρασίες είναι υψηλότερες από αυτές που προτάθηκαν προηγουμένως για το γεγονός M2 με βάση την υφή και τη γεοθερμομετρία για τα πηλιτικά και γρανιτικά περιβάλλοντα πετρώματα του λευκογενεσιακού πυρήνα. Το κατώτερο όριο θερμοκρασίας για το M2 ορίζεται από την



αποσταθεροποίηση του σταυρόλιθου στα μετα – πηλιτικά στρώματα (Buick & Holland, 1989) στους 640-650°C (Σχήμα 17.3). Στις μέγιστες θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν για τα υπερβασικά πετρώματα, 760°C, θα πρέπει να πραγματοποιούνται αντιδράσεις τήξης βιοτίτη, που δεν περιέχει ρευστή φάση, στους μετα – πηλίτες. Τέτοιες αντιδράσεις τήξης δεν έχουν παρατηρηθεί στους υψηλού – βαθμού μετα – πηλίτες της Νάξου, πράγμα που σημαίνει ότι οι θερμοκρασίες δεν υπερβαίνουν τους 760°C. Οι Buick & Holland (1989) εκτίμησαν τους 700°C ως το ανώτερο όριο θερμοκρασίας για το M2 γεγονός στο λευκογενευσιακό πυρήνα της Νάξου.

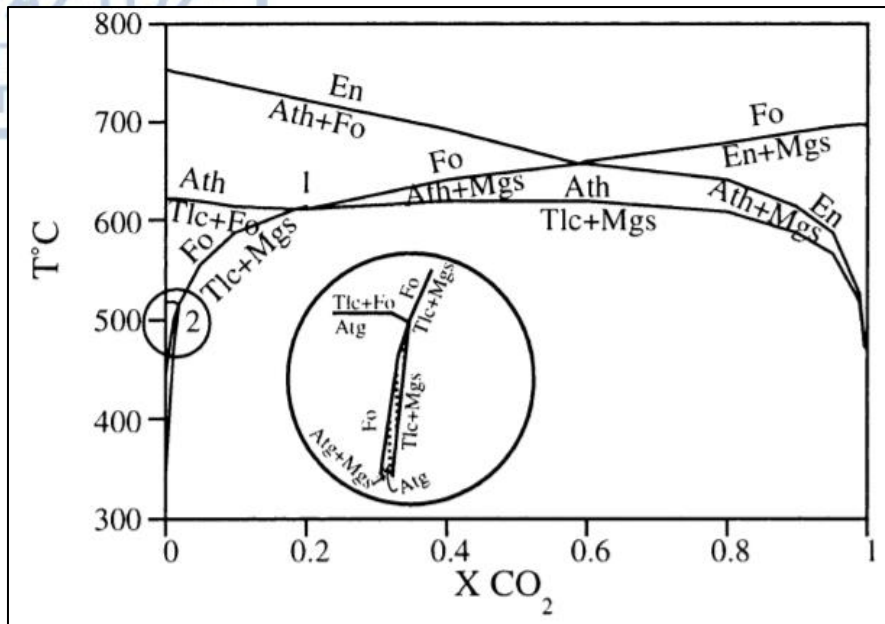
Το Σχήμα 17.2 συγκρίνει το διάγραμμα φάσεων για τις αντιδράσεις ανάμεσα στα μαγνησιούχα ορυκτά (Tlc, En, Fo, Ath) με τις τοποθεσίες της ίδιας ισορροπίας, χρησιμοποιώντας συστάσεις ορυκτών από τους περιδοτίτες της Νάξου. Η αντίδραση ‘ ενστατίτης + H<sub>2</sub>O ’ μεταφέρεται σε υψηλότερες θερμοκρασίες, πιο συγκεκριμένα στους 750°C υπό πίεση 6 kbar, οι οποίες βρίσκονται σε συμφωνία με τις μέγιστες M2 θερμοκρασίες που έχουν υπολογιστεί για τα υπερβασικά πετρώματα. Η απόκλιση μεταξύ αυτών των θερμοκρασιών και αυτών που εκτιμήθηκαν για τα περιβάλλοντα πετρώματα, μπορεί να απαλειφθεί υποθέτοντας a<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 1 στον υπολογισμό του ‘ ενστατίτης + H<sub>2</sub>O ’ στην αντίδραση. Η παραγένεση τάλκης + ενστατίτης, που εντοπίζεται σε πλούσια σε SiO<sub>2</sub> υπερβασικά πετρώματα στον Κινίδαρο και στην Αγιά, πιθανόν να χρησιμοποιηθεί για να ορισθεί το κατώτερο όριο πίεσης για το M2 με βάση την αντίδραση:

Ανθοφυλλίτης = Τάλκης + 4 Ενστατίτης (17.4)

Η χρήση αυτής της αντίδρασης ως βαρόμετρο εμποδίζεται από τη μεγάλη επίδραση του Fe (Evans & Trommsdorff, 1974; Frost, 1975; Evans & Guggenheim, 1988).

Ο καθορισμός πίεσης και θερμοκρασίας στα υπερβασικά των ανώτερων στρωματογραφικών επιπέδων είναι πολύπλοκος λόγω του γεγονότος ότι αυτά έχουν εκτεθεί σε μετασώματωση διεξόδυσης, που έχει ως αποτέλεσμα να δημιουργηθούν πετρώματα πλούσια σε τάλκη και ορυκτά όπως είναι ο ανθοφυλλίτης και ο μαγνησίτης (Evans & Guggenheim, 1988). Το Σχήμα 17.3 είναι ένα T – X<sub>CO<sub>2</sub></sub> τμήμα στο CSMH σύστημα για ισορροπία μεταξύ των φάσεων αντιγορίτη – τάλκη – ανθοφυλλίτη – φορστερίτη – ενστατίτη – μαγνησίτη, που υπολογίστηκε για τα υπερβασικά της Αγιάς και της Μονής στα 6 kbar. Η παραγένεση M2 στη Μονή, τάλκης + μαγνησίτης + ανθοφυλλίτης είναι σταθερή μόνο κατά μήκος της μονομεταβλητής γραμμής της αντίδρασης 2 τάλκης + μαγνησίτης = ανθοφυλλίτης + CO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O, περιορισμένη σε τιμές X<sub>CO<sub>2</sub></sub> μεγαλύτερες των 0,19 και θερμοκρασίες των 580°C. Τα πετρολογικά στοιχεία και τα σταθερά ισότοπα δείχνουν την ύπαρξη μιας ρευστής φάσης, πλούσιας σε H<sub>2</sub>O κατά το M2 γεγονός σε όλη περίπου την περιοχή των κατώτερων σειρών (Baker et al., 1989; Buick & Holland, 1991).

Στο MSH σύστημα, η σταθερή συνύπαρξη ορυκτών του ανθοφυλλίτη με του σερπεντίνη αποτρέπεται από το πεδίο τάλκης + φορστερίτης. Η εισαγωγή του CO<sub>2</sub> σταθεροποιεί τους ανθοφυλλίτη + μαγνησίτη σε χαμηλότερες θερμοκρασίες σε σχέση με το φορστερίτη στους X<sub>CO<sub>2</sub></sub> > 0,19 (Σχήμα 17.3). Η επίδραση αυτή και η αξιοπερίεργη μικρή περιεκτικότητα του ανθοφυλλίτη (X<sub>Mg</sub> = 0,77 – 0,80, σε σχέση με 0,89 στην Αγία και Μονή) σε Mg μπορεί να θεωρηθεί υπεύθυνη για την συνύπαρξή του με αντιγορίτη στο Σαγκρί. Επομένως, το τμήμα T-X<sub>CO<sub>2</sub></sub> υπολογίστηκε χρησιμοποιώντας τις συστάσεις των ορυκτών της υπερβασικής παραγένεσης στο Σαγκρί, τα αμετάβλητα σημεία 1 [En, Atg] και 2 [En, Ath] συμπίπτουν στο X<sub>CO<sub>2</sub></sub>, οι θερμοκρασιακές τιμές των



**Σχήμα 17.3:** Διάγραμμα T – X<sub>CO<sub>2</sub></sub> στα 6 kbar, που υπολογίστηκαν χρησιμοποιώντας τις συστάσεις των ορυκτών των υπερβασικών παραγενέσεων στη Μονή και στην Αγιά. (Katzir, Avigad, Matthews, Garfunkel, Evans, 1999)

οποίων είναι (0,038, 541°C) και (0,0179, 509°C) αντίστοιχα. Η υψηλή περικτικότητα του Fe<sup>2+</sup>, που παρατηρείται στη σύσταση του ανθοφυλλίτη, μπορεί να αποδοθεί στην κοντινή απόσταση με τους μετα – γάββρους στο Σαγκρί.

Η σταθερή εμφάνιση του αντιγορίτη με τάλκη και μαγνησίτη στο Όρο Αγιάς περιορίζει τη περιεκτικότητα του CO<sub>2</sub> σε χαμηλές τιμές και το ανώτερο όριο θερμοκρασίας στους 516°C (Σχήμα 17.3)

#### Θερμοβαρομετρία των υψηλής θερμοκρασίας περιδοτιτών, που σχηματίστηκαν πριν το M2 γεγονός

Τα υπολείμματα των υψηλής θερμοκρασίας περιδοτιτικών ορυκτών, που έχουν διατηρηθεί στο εσωτερικό του κύριου υπερβασικού ορίζοντα, περιλαμβάνει αργιλούχο ενστατίτη, ολιβίνη και σπάνιο σπινέλλιο πράσινου χρώματος. Η αφθονία Ca – αμφιβόλου στη M2 παραγένεση σημαίνει ότι ο αρχικός περιδοτίτης θα πρέπει να περιείχε κλινοπυρόξενο, ορίζοντας έτσι το λερζόλιθο ως πρωτόλιθο. Αν και οι θερμοκρασίες στο σπινελιούχο – λερζολιθικό πεδίο μπορούν να αποκομισθούν από τη solvus κλινοπυρόξενου – ορθοπυρόξενου, η απουσία υπολειμματικού κλινοπυρόξενου στα πετρώματα της Νάξου απαιτεί οι θερμομετρικές μέθοδοι να βασίζονται μόνο στη ορυκτολογική χημεία του ορθοπυρόξενου.

#### *Ca σε θερμόμετρο ορθοπυρόξενου (thermometer)*

Οι Sachtleben & Seck (1981) πρώτοι πρότειναν αυτό το θερμόμετρο και βάσισαν τη ρύθμιση των δεδομένων στο CMS σύστημα στα 15 kbar από τους Lindsley & Dixon (1976). Το πειραματικό έργο στο τετράπλευρο του πυροξένου (CFMS σύστημα) συνοψίστηκε σε ένα γραφικό θερμόμετρο από τον

Lindsley (1983). Οι Brey & Kohler (1990) ρύθμισαν εκ νέου το θερμομέτρο στο CMS σύστημα και αποδείχθηκε ότι μπορεί να εφαρμοστεί σε φυσικά συστήματα, γιατί οι Fe και Na αντισταθμιστική επίδραση στην περιεκτικότητα Ca των ορθοπυροξένων. Η επίδραση της πίεσης στην υπολογιζόμενη θερμοκρασία είναι μικρή: 5°C ανά 1 kbar στο εύρος πίεσης 5-20 kbar, με βάση το θερμομέτρο των Brey & Kohler (1990).

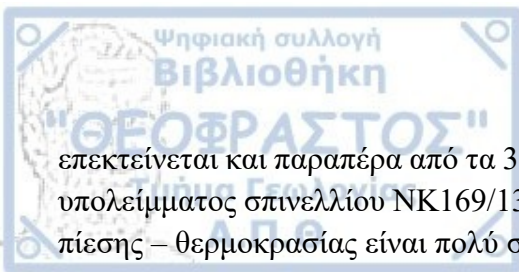
*Al σε θερμομέτρο ορθοπυροξένου (thermometer)*

Πειραματικές μελέτες στο MAS σύστημα (Fujii, 1976; Danckwerth & Newton, 1978; Gasparik & Newton, 1984) έχουν δείξει ότι η διαλυτότητα του Al στον ορθοπυροξένο, που συνυπάρχει με τον ολιβίνη και το σπινέλλιο, είναι συνάρτηση της θερμοκρασίας. Η προσθήκη Ca και Fe στο σύστημα δεν επηρεάζει σημαντικά το ότι η ισορροπία εξαρτάται από τη θερμοκρασία. (Gasparik, 1984, 1987). Τα περισσότερα υπολείμματα ενστατίτη στη Νάξο ήρθαν σε κατάσταση ισορροπίας εκ νέου κατά το M2 γεγονός, όπως φαίνεται και από τις χαμηλές περιεκτικότητές τους σε CaO και Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, οι οποίες είναι παρόμοιες με αυτές των νέο – σχηματιζόμενων M2 ορθοπυροξένων. Για να αποκτηθούν οι καλύτερες εκτιμήσεις για τη θερμοκρασία των προ – M2 φάσεων, επιλέχθηκε ο πυρήνας του ορθοπυροξένου με αριθμό NK168/12 (Πίνακας 17.1), ο οποίος έχει την υψηλότερη περιεκτικότητα CaO και Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,90% και 5,49% αντίστοιχα). Οι θερμοκρασίες ισορροπίας, που υπολογίστηκαν από τρεις διαφορετικές εκδοχές του ‘Ca σε Opx’ θερμομέτρο υπό πίεση που εκτιμήθηκε ότι είναι 15 kbar, βρίσκονται στο εύρος των 1025-1053°C. Ο ορισμός της ισορροπίας είναι:

$$K = \frac{(x_{Fe}^{ol})^2 (x_{Al}^{Ml})^{opx}}{(x_{Al}^{sp})^2 (x_{Mg}^{sp}) (x_{Mg}^{Ml})^{opx}} \quad (17.5)$$

Στο εσωτερικό των μετα – περιδοτιτών της Νάξου, υπολειμματικοί κρύσταλλοι ορθοπυροξένου, ολιβίνη και σπινέλλιου συνήθως δεν είναι σε άμεση επαφή μεταξύ τους. Η θερμοκρασία που προέκυψε, 1070°C, βρίσκεται σε συμφωνία με το Ca θερμομέτρο, δείχνοντας ότι το υπόλειμμα παραγένεσης στο Κουρουνοχώρι αντιπροσωπεύει συνθήκες ισορροπίας. Το υπόλειμμα σπινέλλιου του Κουρουνοχωρίου είναι τόσο αργιλούχο ( $Cr / (Cr+Al) = 0,04$ ) που οι επιδράσεις μια μη – ιδανικής ανάμειξης είναι αμελητέες και οι υπολογιζόμενες θερμοκρασίες βρίσκονται στο εύρος 1057-1070 °C.

Η εκτίμηση των πιέσεων, στις οποίες τα υπολείμματα σπινελιούχων λερζόλιθων ισορροπούν, είναι πολύ πιο δύσκολη. Για την ώρα δεν υπάρχει κάποιο αξιόπιστο βαρόμετρο για παραγενέσεις που περιέχουν σπινέλλιο και όχι γρανάτη. Η τιμή της πίεσης μπορεί να περιοριστεί μόνο από το πειραματικά καθορισμένο πεδίο σταθερότητας των φυσικών σπινελιούχων λερζόλιθων. Στους 1050°C, το κατώτερο και το ανώτερο όριο σταθερότητας του σπινελιούχου λερζόλιθου, μέσα στον οποίο ο ορθοπυροξένος έχει περιεκτικότητα Fe 10 mol%, είναι 8 kbar και 14 kbar αντίστοιχα (Gasparik, 1987). Η μετάβαση από σπινελιούχο λερζόλιθο σε γρανατούχο λερζόλιθο επηρεάζεται σημαντικά από την περιεκτικότητα Cr του πετρώματος, και επειδή το Cr συνδέεται στο σπινέλλιο με δυνατούς δεσμούς, η περιεκτικότητα του Cr αυξάνεται και η σταθερότητά του επεκτείνεται και σε υψηλότερες πιέσεις. Επιπρόσθετα, η εισαγωγή του Cr δίνει τη δυνατότητα στο σπινέλλιο και στο γρανάτη να συνυπάρχουν μέσα σε ένα πεδίο πίεσης και θερμοκρασίας και όχι κατά μήκος μια μονομεταβλητής καμπύλης αντίδρασης. Για υψηλές τιμές Cr ( $Cr / (Cr+Al) > 0,2$ ), το πεδίο



επεκτείνεται και παραπέρα από τα 35 kbar. Όμως, υποθέτοντας ότι η πολύ χαμηλή τιμή Cr (0,04) του υπολείμματος σπινελίου NK169/13 αντιπροσωπεύει τη περιεκτικότητα Cr του πρωτόλιθου, το πεδίο πίεσης – θερμοκρασίας είναι πολύ στενό και ως ανώτερο όριο ορίζονται τα 15 kbar.

### Συμπέρασμα

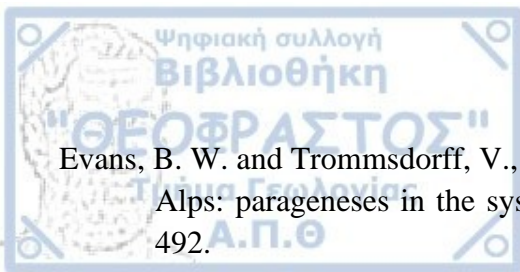
Το μεταμορφικό σύμπλεγμα της Νάξου απαρτίζεται από δύο διαφορετικές υπερβασικές ακολουθίες. Τα πετρώματα της κατώτερης δομικά υπερβασικής ακολουθίας ενσωματώθηκαν στο ηπειρωτικό τμήμα της Νάξου σε μεγάλο βάθος, αντίστοιχα της εκλογιτικής φάσης κατά του Αλπικού ορογενούς. Αυτά μεταφέρθηκαν απευθείας από το μανδύα στην ορογενετική σφήνα (orogenic wedge). Σε αντίθεση, τα υπερβασικά πετρώματα της ανώτερης δομικά ακολουθίας ενσωματώθηκαν στο ηπειρωτικό περιθώριο πριν το τελικό κλείσιμο του ωκεανού της Νέο – Τηθύος. Αυτά σερπεντινιώθηκαν σε ρηγά φλοιϊκά επίπεδα και στη συνέχεια βυθίστηκαν και τέλος ξεθάφτηκαν μαζί με ολόκληρη τη Νάξο.



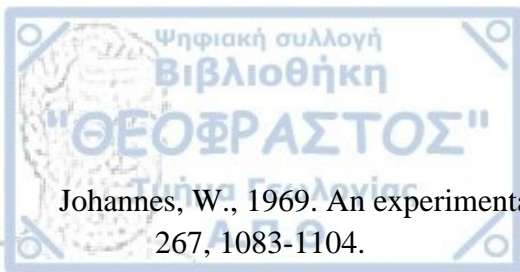
## 18. Βιβλιογραφία

### Ξενογλώσση Βιβλιογραφία

- Baker, J., Bickle, M. J., Buick, I. S., Holland, T. J. B. & Matthews, A., 1989. Isotopic and petrological evidence for the infiltration of water-rich fluids during the Miocene M2 metamorphism on Naxos, Greece. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 2037-2050.
- Brey, G. P. & Kohler, T., 1990. Geothermobarometry in four-phase Iherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, 31, 1353-1378.
- Bucher K., Frey M. (2002) *Metamorphism of Ultramafic Rocks*. In: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Buick, I. S., 1991. The late Alpine evolution of an extensional shear zone, Naxos, Greece. *Journal of the Geological Society of London*, 148, 93-103.
- Buick, I. S. & Holland, T. J. B., 1989. The P-T-t path associated with crustal extension, Naxos, Cyclades, Greece. In: *Evolution of Metamorphic Belts* (eds Daly, J. S., Cliff, R. A. & Yardley, B. W. D.), Geological Society Special Publication, 43, 365-369.
- Buick, I. S. & Holland, T. J. B., 1991. The nature and distribution of fluids during amphibolite facies metamorphism, Naxos (Greece). *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 301-314.
- Chernosky, J. V., Day, H. W. & Caruso, L. J., 1985. Equilibria in the system MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O: experimental determination of the stability of Mg-anthophyllite. *American Mineralogist*, 70, 223-236.
- Danckwerth, P. A. & Newton, R. C., 1978. Experimental determination of the spinel peridotite reaction in the system MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> in the range 900-1100°C and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> isopleths of enstatite in the spinel field. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 189-201.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1966. *An introduction to the rock forming minerals*. Longman Group Ltd. London. 528p.
- Evans, B. W. & Frost, B. R., 1975. Chrome-spinel in progressive metamorphism – a preliminary analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39, 959-972.
- Evans, B. W. & Guggenheim, S., 1988. Talc, pyrophyllite and related minerals. *Reviews in Mineralogy*, 19, 225-294.



- Evans, B. W. and Trommsdorff, V., 1970. Regional metamorphism of ultrabasic rocks in the central Alps: parageneses in the system CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Schweiz. Mineral. Petrogr.*, 50, 481-492.
- Frost, B. R., 1975. Contact metamorphism of serpentinite, chloritic blackwall and rodingite at Paddy-Go-Easy Pass, Central Cascades, Washington. *Journal of Petrology*, 16, 272-313.
- Frost, B. R., 1991. Stability of oxide minerals in metamorphic rocks. *Reviews in Mineralogy*, 25, 469-483.
- Fujii, T., 1976. Solubility of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in enstatite coexisting with forsterite and spinel. *Carnegie Institution of Washington Yearbook*, 75, 566-571.
- Gasparik, T., 1987. Orthopyroxene thermobarometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96, 357-370.
- Gasparik, T. & Newton, R. C., 1984. The reversed alumina contents of orthopyroxene in the equilibrium with spinel and forsterite in the system MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 85, 186-196.
- Greenwood, H. J., 1967. Mineral equilibria in the system MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. In *Researches in Geochemistry*, 2, 542-567. Ed. P. H. Abelson, Wiley and Sons, New York.
- Greenwood, H. J., 1971. Anthophyllite, corrections and comments on its stability. *American Journal of Science*, 270, 151-154.
- Godfriaux, I., 1968. Étude géologique de la région de l'Olympe. *Annls. géol. Pays. Hell.*, 19, 1-284.
- Haywick, D., 2008-2009. GY 111 Lecture Notes Metamorphism 4: Metamorphic Facies
- Hostetler, P. B., Coleman, R. G., Mumton, F. A. and Evans, B. W., 1966. Brucite in Alpine serpentinites. *Am. Min.*, 51, 75-98.
- Irvine, T. N., 1965. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I. Theory. *Can. J. Earth Sci.*, 2, 648-672.
- Jansen, J. B. H., 1977. The Geology of Naxos. Geological and Geophysical Research No. 1. Institute of Geological and Mining Research (IGME), Athens.
- Jansen, J. B. H. & Schuiling, R. D., 1976. Metamorphism on Naxos: petrology and geothermal gradients. *American Journal of Science*, 276, 1225-1253.
- Johannes, W., 1968. Experimental investigation of the reaction forsterite + H<sub>2</sub>O = serpentine + brucite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 19, 309-315.



Johannes, W., 1969. An experimental investigation of the system MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. *Am J. Sci.*, 267, 1083-1104.

Katzir, Y., Avigad, D., Matthews, A., Garfunkel, Z. & Evans, W., 1999. *Journal of Metamorphic Geology*, Volume 17, Number 3, Blackwell Science Inc.

Li X-P, Rahn, M., Bucher, K., 2004. Serpentinities of the Zermatt-Saas ophiolite complex and their texture evolution. *J. Metamorph. Geol.*, 22:159–177

Lindsley, D. H., 1983. Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, 68, 477-493.

Lindsley, D. H. & Dixon, S. A., 1976. Diopside-enstatite equilibria at 850-1400°C, 5-35 kbar. *American Journal of Science*, 276, 1285-1301.

Liou, J. G., 1973. Synthesis and stability relations of epidote Ca<sub>2</sub>Al<sub>2</sub>FeSi<sub>3</sub>O<sub>12</sub>(OH). *J. Petrol.*, 14, 381-413.

Liou, J. G., Kuniyoshi, S. and Ito, K., 1974. Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *Am. J. Sci.*, 274, 613-632.

Lisker, S., 1993. The tectonosedimentary upper units of the Cyclades. MSc Thesis, The Hebrew University of Jerusalem.

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

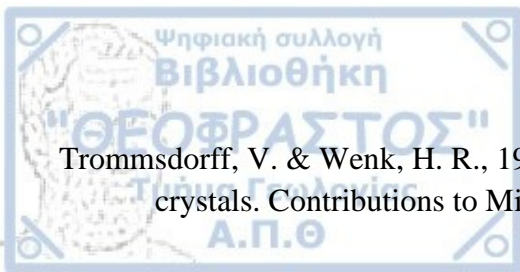
Nance, R. D., 1976. The Livadi Mafic - Ultramafic Complex and its Metamorphic Basement, N.E. GREECE, Darwin College, Cambridge

Page, N. J., 1967. Serpentinization at Burro Mountain, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 14, 321-342.

Roesler, G., 1978. Relict of nonmetamorphic sediments on central Aegean islands. In: *Alps, Appenines, Hellenides*. Report No. 38 (eds Cloos, H., Roeder, D. C. & Schmidt, K.), pp. 480-481. IUGS, Schweizerbart, Stuttgart.

Sachtleben, Th. & Seck, H. A., 1981. Chemical control of Al-solubility in orthopyroxene and its implications on pyroxene geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78, 157-165.

Trommsdorff, V. & Evans, B. W., 1974. Alpine metamorphism of peridotitic rocks. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 54, 333-352.



Trommsdorff, V. & Wenk, H. R., 1968. Terrestrial metamorphic clinoenstatite in kinks of bronzite crystals. Contributions to Mineralogy and Petrology, 19, 158-168.

Urai, J. L., Schuiling, R. D. & Jansen, J. B. H., 1990. Alpine deformation on Naxos (Greece). In: Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics (eds Knipe, R. J. & Rutter, E. H.), Geological Society Special Publication, 54, 509-522.

Velde, B., 1967. Si<sup>4+</sup> content of natural phengites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 14, 250-258.

Winkler, H. G. F., 1967. Petrogenesis of metamorphic rocks. Revised second edition, Springer-Verlag, New York. 237p.

Yoder, H. S., Jr., 1966. Spilites and serpentinites. Yb. Carnegie Instn. Washington, 65, 269-279.

### **Ελληνική Βιβλιογραφία**

Δημητριάδη, Σ., 1988. Εισαγωγή στην Πετρολογία των Μεταμορφωμένων Πετρωμάτων. Εκδόσεις Γιαχούδη. Θεσσαλονίκη.

Θεοδωρίκας, Σ., 2013. Ορυκτολογία-Πετρολογία. Εκδόσεις Γραφικές τέχνες Μέλισσα. Θεσσαλονίκη.

Θεοδωρίκας, Σ., 2014. Γεωχημεία (5<sup>η</sup> έκδοση), Θεσσαλονίκη. Εκδόσεις Γραφικές Τέχνες Μέλισσα.

Κορωναίος, Α., 2016. Σημειώσεις Πετρολογίας Πυριγενών Πετρωμάτων. Θεσσαλονίκη.

Κορωναίος, Α., 2020. Σημειώσεις Πετρογένεσης Πυριγενών Πετρωμάτων. Θεσσαλονίκη.

Μουντράκης, Δ., 2010. Γεωλογία και Γεωτεκτονική Εξέλιξη της Ελλάδας. Universal Studio Press. Θεσσαλονίκη.

Χριστοφίδης, Γ., 2002. Σημειώσεις Ορυκτολογίας Ασκήσεις. Τμήμα εκδόσεων ΑΠΘ. Θεσσαλονίκη.

### **Διαδικτυακές Πηγές**

Lumen Learning Metamorphic Rocks

<https://courses.lumenlearning.com/wmopen-geology/chapter/outcome-metamorphic-rocks/>

Stephen A. Nelson (2018) Earth and Environmental Sciences-Petrology. Tulane University.

<https://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/typesmetamorph.htm>



## 19. Παράρτημα

Συμβολισμοί Ορυκτών :

Συντομογραφία	Όνομα ορυκτού στα αγγλικά	Όνομα ορυκτού στα ελληνικά
Ab	Albite	Αλβίτης
Act	Actinolite	Ακτινόλιθος
All	Allanite	Αλλανίτης
Ap	Apatite	Απατίτης
Atg	Antigorite	Αντιγορίτης
Ath	Anthophyllite	Ανθοφυλλίτης
Aug	Augite	Αυγίτης
Brc	Brucite	Βρουσίτης
Bt	Biotite	Βιοτίτης
Cc	Calcite	Ασβεστίτης
Chl	Chlorite	Χλωρίτης
Cld	Chloritoid	Χλωριτοειδής
Cpx	Clinopyroxenes	Κλινοπυρόξενος
Cpy	Chalcopyrite	Χαλκοπυρίτης
Ctl	Chrysotile	Χρυσοτίλης
Di	Diopside	Διοψίδιος
En	Enstatite	Ενστατίτης
Ep	Epidote	Επίδοτο
Fe-Hbl	Ferrohornblende	Σιδηροκεροστίλβη
Fe-Ts	Ferrotschermakite	Σιδηροτσερμακίτης
Fo	Forsterite	Φορστερίτης
Gal	Galena	Γαληνίτης
Gln	Glaucophane	Γλαυκοφανής
Grt	Garnet	Γρανάτης
Hbl	Hornblende	Κεροστίλβη
Ky	Kyanite	Κυανίτης
Lws	Lawsonite	Λοσονίτης
Ol	Olivine	Ολιβίνης
Omp	Omphacite	Ομφακίτης
Opx	Orthopyroxenes	Ορθοπυρόξενος
Pg	Paragonite	Παραγονίτης
Phe	Phengite	Φεγγίτης
Pmp	Pumpellyite	Πουμπελλυίτης
Prh	Prehnite	Πρενίτης
Py	Pyrite	Σιδηροπυρίτης
Qtz	Quartz	Χαλαζία
Spl	Spinel	Σπινέλιος
Stp	Stilpnomelane	Στιλπνομέλας
Tlc	Talc	Τάλκης
Tr	Tremolite	Τρεμολίτης
Zeo	Zeolite	Ζεόλιθοι
Zir	Zircon	Ζιρκόνιο
Zo	Zoisite	Ζοϊσίτης