



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ

ΣΧΟΛΗ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΩΝ ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΩΝ & ΦΥΣΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ

**«ΦΥΣΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΚΑΙ ΤΕΧΝΙΚΕΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΚΑΤΑΝΟΗΣΗ
ΤΗΣ ΔΟΜΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΣΥΣΤΑΣΗΣ ΤΟΥ ΕΣΩΤΕΡΙΚΟΥ ΤΗΣ ΓΗΣ»**

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Ζαλμάς Σταύρος

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ:

Η. ΖΟΥΜΠΟΥΛΗΣ

ΑΘΗΝΑ, ΙΟΥΛΙΟΣ 2017

Φυσικές Μέθοδοι και τεχνικές για την
κατανόηση της δομής και της σύστασης
του εσωτερικού της Γης

Ταξίδι στο κέντρο της Γης

7/27/2017

ΖΑΛΜΑΣ ΣΤΑΥΡΟΣ



NATIONAL TECHNICAL UNIVERSITY OF ATHENS

SCHOOL OF APPLIED MATHEMATICAL AND PHYSICAL SCIENCES

**«PHYSICAL METHODS AND TECHNIQUES FOR THE UNDERSTANDING OF
THE STRUCTURE AND COMPOSITION OF THE EARTH'S INTERIOR»**

Diploma Thesis

Stavros Zalmas

SUPERVISOR:

H. ZOUBOULIS

ATHENS, JULY 2017

PHYSICAL METHODS AND TECHNIQUES FOR THE UNDERSTANDING OF THE STRUCTURE AND COMPOSITION OF THE EARTH'S INTERIOR

Abstract

This thesis was carried out within the curriculum of the School of Applied Mathematical and Physical Sciences of the NTUA.

The aim of this diploma thesis is to review the scientific research area covered over the last years in relation to the composition, structure and processes involved in the Earth's interior presenting both direct and indirect methods of understanding and interpretation of the Earth's interior. This includes its nature, its parts (crust, mantle and core), the processes taking place there and the relevant modern methods of exploration.

The combination of synchrotron x-ray facilities with high-pressure methods provided new experimental tools for addressing geophysical problems relevant to understanding the interior of the Earth and other planets.

Well established high-pressure synchrotron methods applied to the diamond anvil cell but also to large-volume apparatus.

Synchrotron capabilities have been improved by new innovations, such as high-pressure technology, X-ray diffraction techniques applied with numerous improvements resulting to extended pressure – temperature range coverage and better ability to recover information from crystallographic data.

Among the important geophysical questions related to the Earth's silicate mantle are the origin of seismic discontinuities in the upper mantle, the rheological properties of mantle minerals and their influence on dynamic flowing within the Earth and on the properties of the core–mantle boundary region.

In the case of the Earth's core, key questions are centred on the identity of the light elements of the core and their effect on energetics and thermodynamics, the melting curve of iron and its alloys and the origin of seismic anisotropy in the inner core.

All above methods are applied using the essential equations of Elasticity theory.

The elastic behaviour of minerals is central to our understanding of the structure and properties of the Earth, and other planets. There have been many new developments in the experimental methods used to determine the elastic properties of minerals.

The precision and accuracy of the experimental results have been significantly improved in recent years. Taking into account the aforementioned advances in measurement techniques, the physical principles in conjunction with the capabilities of the experimental techniques for the exploration of Earth's interior are being reviewed.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	1
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	2
2. ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΣΥΣΤΑΣΗ ΤΗΣ ΓΗΣ	4
2.1. Δομή και Χαρακτηριστικά της Γήινης Σφαίρας	4
2.2. Φλοιός	6
2.2.1. Ανώτερος-Ηπειρωτικός Φλοιός	6
2.2.2. Κατώτερος-Ωκεάνιος Φλοιός	8
2.3. Μανδύας	10
2.3.1. Λιθόσφαιρα και Ασθενόσφαιρα – Ανώτερος Μανδύας	10
2.3.2. Κατώτερος Μανδύας	12
2.4. Πυρήνας	14
3. ΜΑΝΔΥΑΚΕΣ ΔΙΕΡΓΑΣΙΕΣ	16
3.1. Τεκτονική Λιθοσφαιρικών Πλακών – Δυνάμεις και αίτια	16
3.2. Μηχανισμοί ετερογένειας της σύστασης του Μανδύα	20
3.3. Μανδυακά ρεύματα μεταφοράς	24
3.4. Μερική τήξη και διαφοροποίηση	32
3.5. Σεισμικά Κύματα	37
4. ΚΡΥΣΤΑΛΛΟΓΡΑΦΙΑ	41
4.1. Γενικές γνώσεις	41
5. ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΕΣ ΓΙΑ ΤΟ ΕΙΔΟΣ ΚΑΙ ΤΗ ΣΥΣΤΑΣΗ ΤΟΥ ΜΑΝΔΥΑ	48
5. Ο ρόλος της έρευνας υψηλών πιέσεων βασισμένες σε synchrotron	48
5.1. Συσκευές για την παραγωγή υψηλής πίεσης και θερμοκρασίας	49
5.2. Τεχνικές Σύγχροτρον για γήινες μελέτες σε μεγάλα βάθη	52
5.2.1. Περιθλάση ακτίνων-Χ σε δείγματα σε μορφή σκόνης	52
5.2.2. Μονορυκτολογική περιθλασιμετρία ακτίνων-Χ	53
5.2.3. Σύγχροτρον τεχνικές για τη μελέτη άμορφων υλικών σε υψηλές πιέσεις	54
5.2.4. Σκέδαση ακτίνων Χ	57
5.2.5. Φασματοσκοπία	58

5.2.6. Φασματοσκοπία IR	59
5.3. Επιλεγμένες εφαρμογές της έρευνας synchrotron στο μανδύα	59
5.3.1 Καταστατική Εξίσωση.....	59
5.3.2. Αλλαγές των φάσεων και σεισμικές ασυνέχειες του ανώτερου μανδύα	61
5.4.1 Ασυνέχεια στα 660 χιλιόμετρα	61
5.4.2 Ασυνέχεια στα 410 χιλιόμετρα	63
5.4.3 Διείσδυση υποβυθιζόμενης πλάκας εντός του κατώτερου μανδύα	63
5.5. Μανδυακή ρεολογία.....	65
5.6. Ορυκτά κατώτερου μανδύα.....	67
5.7. Μέτα-περοβσκιτική φάση και το όριο μεταξύ του πυρήνα και του μανδύα	71
6. ΕΠΙΛΕΓΜΕΝΕΣ ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΤΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ ΣΥΓΧΡΟΤΡΟΝ ΣΤΗΝ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΠΥΡΗΝΑ	74
6.1. Κρυσταλλική δομή του σιδήρου	74
6.2. Ελαστικότητα του σιδήρου	75
6.3. Σύστημα Fe-FeS	77
6.4. Τήξη του σιδήρου	78
6.5. Ιδιότητες του σιδήρου και τηγμάτων σιδήρου-αλουμινίου	79
6.6. Πειραματικές προκλήσεις.....	80
6.7. Περίληψη	81
6.8. Ελαστικότητα και ο ρόλος της στα πειράματα για την εξερεύνηση του εσωτερικού της	83
6.8.1. Εισαγωγή	83
6.8.2. Συμπεράσματα	84
Βιβλιογραφία.	87

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η εργασία αυτή πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια του προγράμματος σπουδών του Τμήματος Σ.Ε.Μ.Φ.Ε. του Ε.Μ.Π. για το υποχρεωτικό μάθημα της διπλωματικής εργασίας. Σκοποί της διπλωματικής εργασίας είναι: α) η επισκόπηση των κυριότερων επιστημονικών ερευνών που έχουν πραγματοποιηθεί τις τελευταίες δεκαετίες σε σχέση με την σύσταση, την δομή αλλά και τις διεργασίες που συντελούνται στον μανδύα αλλά και πως αυτές επηρεάζουν τα υπόλοιπα στρώματα της Γης, β) η παρουσίαση των άμεσων αλλά και των έμμεσων μεθόδων κατανόησης και ερμηνείας της φύσεως των διεργασιών του μανδύα, καθώς και των σύγχρονων μεθόδων εξερεύνησης του που εφαρμόζονται στις μέρες μας. Επικεντρώναστε στην διευθέτηση των ιδιοτήτων των ορυκτών στις συνθήκες (P,T) του μανδύα.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ο πλανήτης μας, η Γη, έχει μια συγκεκριμένη σύσταση, δομή και μορφολογία, που όμως βρίσκεται σε διαρκή δυναμική κατάσταση μεταβολής στην διάρκεια του χρόνου. Σε γενικές γραμμές, αποτελείται από έναν κεντρικό συμπαγή και μεταλλικό πυρήνα καθώς και από έναν περιβάλλοντα μανδύα, πυριτικής κυρίως σύστασης (Κοκκινάκης 1984; Jacquelyneetal. 1996). Ο προσδιορισμός της ακριβούς σύστασης της Γης, καθώς και οι μηχανισμοί που επηρεάζουν την σύσταση του, αποτελεί αντικείμενο έρευνας από πολλούς επιστημονικούς κλάδους.

Για τους επιστήμονες και την πλειονότητα των ανθρώπων το Διάστημα θεωρείται ως το «απόλυτο σύνορο» της έρευνας, ωστόσο το εσωτερικό της Γης το οποίο βρίσκεται κυριολεκτικά «κάτω από τα πόδια μας», έχει εξερευνηθεί κατά κύριο λόγο μόνο επιφανειακά, ενώ για το εσωτερικό του έχουμε κυρίως έμμεσες πληροφορίες. Ωστόσο, οι γεωλόγοι και οι γεωφυσικοί τις τελευταίες δεκαετίες έχουν γνωστοποιήσει στο ευρύ κοινό εκπληκτικά πολλές και επιστημονικά ενδιαφέρουσες πληροφορίες για το εσωτερικό του πλανήτη μας, αξιοποιώντας διάφορες έμμεσες αλλά και άμεσες μεθόδους μελέτης. Πιο συγκεκριμένα, οι επιστήμονες χαρτογραφούν τη δομή του εσωτερικού της Γης, καταγράφοντας τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων (Mussetetal. 2000). Μετά από ένα σεισμό, τα κύματα ταξιδεύουν ως την άλλη άκρη του πλανήτη, όπου καταγράφονται από ευαίσθητα όργανα. Όταν τα κύματα διασχίζουν τις διεπιφάνειες μεταξύ διαφορετικών υλικών κατά ένα μέρος διαθλώνται και ανακλώνται. Η ένταση και η μορφή των κυμάτων που φτάνουν σε διάφορα σημεία μετά το σεισμό αποκαλύπτει πολλά για το τι συνάντησαν στο εσωτερικό. Από την άλλη ο ανώτερος μανδύας έχει μελετηθεί και με πιο άμεσες μεθόδους. Μία από αυτές είναι οι πυρηνοληπτικές γεωτρήσεις, όπου οι βαθύτερες που έχουν πραγματοποιηθεί βρίσκονται στη ρωσική χερσόνησο Κόλα, στη ανατολική Ρωσία στη

νήσο Σαχαλίνη, αλλά και στο Κατάρ στη περιοχή Αλ Σαχέιν, που φτάνουν σε βάθη 12.3 χιλιόμετρα περίπου μέσα στη γη (Jacquelyneetal. 1996). Από την άλλη έγιναν σημαντικές προσπάθειες για την εξερεύνηση του σχετικά λεπτού ωκεάνιου φλοιού. Αυτό πραγματοποιήθηκε μέσα από διεθνείς συνεργασίες πολλών κρατών στα πλαίσια του προγράμματος ‘Ocean Drilling Program (ODP; <http://www.iodp.org>)’, δίνοντας σημαντικές απαντήσεις σε ερωτήματα αναφορικά με την σύσταση του μανδύα αλλά και τις μανδουακές διεργασίες, πετρογενετικές αλλά και μεταμορφικές αντιδράσεις, αφού πραγματοποιήθηκαν πάνω από 2000 γεωτρήσεις σε διάφορες θέσεις στους μεγάλους ωκεανούς. Άλλος τρόπος άμεσης μελέτης του μανδύα αποτέλεσαν οι γεωχημικές και πετρολογικές αναλύσεις και μελέτες σε οφιολιθικά και ξενολιθικά μανδουακά σώματα τα οποία έχουν έρθει στην επιφάνεια είτε μέσου τεκτονικών διεργασιών ή με μεταφορά από ηφαιστειακές εκρήξεις (Κοκκινάκης, 1984; Wrightetal., 2008).

Σαν πρώτη προσέγγιση μπορούμε να θεωρήσουμε τη Γη, ξέχωρα από τις επιφανειακές ανωμαλίες, σαν μια σφαίρα με διάμετρο περίπου 12.600 km, με περιφέρεια περίπου 40.075 km και έκταση επιφάνειας $504 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Οποιοσδήποτε αμφιβολίες περί του σφαιρικού σχήματος της Γης έχουν εξαλειφθεί πολλές φορές, από τότε που μπήκαμε στην Διαστημική Εποχή το 1957. Χρησιμοποιώντας πυραύλους, τεχνητούς δορυφόρους και διαστημόπλοια μπορούμε τώρα να στείλουμε μία φωτογραφική μηχανή τόσο μακριά από τη Γη, που οι φωτογραφίες να δείχνουν την κυρτότητα της επιφάνειας της. Ακριβέστερες μετρήσεις δείχνουν ότι ή Γη δεν είναι μια τέλεια σφαίρα, άλλα ένα πεπλατυσμένο σφαιροειδές, με την πολική του ακτίνα ελαφρώς μικρότερη (περίπου 6357 km) από την ισημερινή της ακτίνα (περίπου 6378 km). Εάν λάβουμε υπόψη την βαρύτητα και τις φυγόκεντρες δυνάμεις μπορούμε να καταλάβουμε γιατί σχηματοποιήθηκε κατά αυτόν τον τρόπο.

2. ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΣΥΣΤΑΣΗ ΤΗΣ ΓΗΣ

2.1. Δομή και Χαρακτηριστικά της Γήινης Σφαίρας

Σε γενικές γραμμές η δομή της Γης, συνίσταται κυρίως από τρία διαφορετικά ομόκεντρα κύρια στρώματα, τον φλοιό, τον μανδύα και τον πυρήνα, καθένα από τα οποία έχει τη δική του αντιπροσωπευτική σύσταση και πυκνότητα (Εικ. 1). Ο εξωτερικός πυριτικός φλοιός είναι συμπαγής, ο μανδύας ημίρρευστος, ο εξωτερικός πυρήνας ρευστός και αρκετά πιο ιξώδης από τον μανδύα, ενώ ο εσωτερικός πυρήνας είναι στερεός (Δερμιτζάκης και Λέκκας, 1982; Jacquelyneetal. 1996; Λέκκας etal. 2006).

Η δομή της Γης στο εσωτερικό κατά βάθος είναι:

Φλοιός 0-30/35 km - (τοπικά κυμαίνεται από 5 έως 70 km)

Λιθόσφαιρα: 0–60 km

Ασθενόσφαιρα: 100–700 km

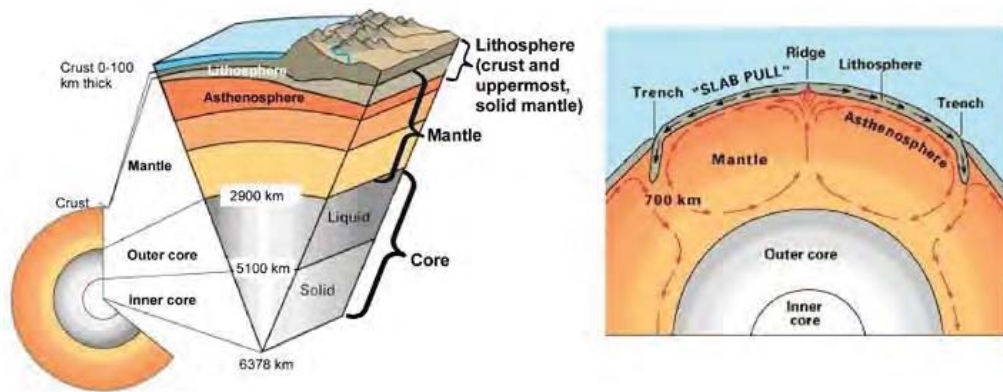
Μανδύας: 35-2.885 km

Ανώτερος μανδύας: 35–700 km

Κατώτερος μανδύας: 700–2.885 km

Εξωτερικός πυρήνας: 2.890-5.100 km

Εσωτερικός πυρήνας: 5.100-6.378 km



Εικ. 1. Δομή του εσωτερικού της Γης.

Η ύπαρξη ενός φλοιού στα ανώτερα τμήματα του πλανήτη μας είναι γνωστή από το 1909 από τον Mohorovic. Από τότε ξεκίνησε η διάκριση ασυνεχειών όπου παρατηρήθηκαν διαφορές στην πυκνότητα των στρωμάτων και πετρωμάτων αλλά και σημαντικές διαφοροποιήσεις στο χημισμό τους.

Η δομή του γήινου φλοιού έγινε γνωστή μέσω των γεωφυσικών μεθόδων όπως η βαρυτομετρία, η σεισμολογία και η μαγνητομετρία αλλά και μέσω της εφαρμογής γεωχημικών αναλύσεων. Η μέτρηση των ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων μας επιτρέπει να υπολογίσουμε την πυκνότητα των στρωμάτων και στη συνέχεια να κάνουμε υποθέσεις για την πετρογραφική τους φύση (Mussettetal. 2000). Αντίθετα οι γεωχημικές μέθοδοι πραγματοποιούν ποιοτικές και ποσοτικές αναλύσεις σε τμήματα του ίδιου το φλοιού και του μανδύα (οφιολιθικοί και ξενολιθικοί γάββροι και περιδοτίτες), παρέχοντας συνεχώς νέα στοιχεία ώστε να γίνει όλο και πιο γνωστό το εσωτερικό της Γης και οι διεργασίες που λαμβάνουν χώρα (Κοκκινάκης, 1984; Wrightetal., 2008).

Με βάση τα γεωφυσικά και γεωχημικά αποτελέσματα ο φλοιός διακρίνεται κατά κύριο λόγο σε ηπειρωτικό και σε ωκεάνιο φλοιό, παρουσιάζοντας μεγάλη ετερογένεια ως προς την σύσταση, την δομή του αλλά και τις φυσικές του ιδιότητες.

Αυτό συμβαίνει κυρίως λόγω των συνεχών και διαδοχικών φάσεων κλασματικής τήξης και κρυστάλλωσης, διεργασίες που ερμηνεύονται σε ικανοποιητικό βαθμό από την θεωρία των Λιθοσφαικών πλακών (Κουκουβέλας, 1998; MonroeandWicander, 2009).

2.2. Φλοιός

2.2.1. Ανώτερος-Ηπειρωτικός Φλοιός και Ενδιάμεσος Φλοιός

Ο στερεός φλοιός διαχωρίζεται από τον υποκείμενο μανδύα με την ασυνέχεια Mohorovic ή Moho (Κουκουβέλας, 1998; Mussetetal. 2000; MonroeandWicander, 2009). Κάτω από τις ηπείρους, και μάλιστα κάτω από τις περιοχές ορογενετικών ζωνών, η ασυνέχεια Moho βρίσκεται στο μεγαλύτερο της βάθος, καθώς ο φλοιός αποκτά πάχος μέχρι 60 km σχηματίζοντας τις καλούμενες ρίζες των ορέων,. Το μέσο πάχος του ηπειρωτικού φλοιού είναι 35 χιλιόμετρα, αλλά όσο πλησιάζουμε τις ακτές, η Moho ανέρχεται σε μικρότερο βάθος, περί τα 20 km, ενώ κάτω από τους βαθείς ωκεανούς ο φλοιός λεπτύνεται και το πάχος του κυμαίνεται περίπου από 5 έως 10 km. Γενικά, η Moho βρίσκεται σε κατοπτρική σχέση προς το ανάγλυφο της γης. Στις οροσειρές φτάνει τα 70 έως 80 χιλιόμετρα πάχος, ενώ ελαττώνεται προς τις ηπειρωτικές τάφρους (continentalrifts) αλλά κυρίως προς τα ηπειρωτικά περιθώρια, που γίνεται η μετάβαση από τον ηπειρωτικό στον ωκεάνιο φλοιό.

Ο ηπειρωτικός φλοιός αποτελείται από δύο κύρια επάλληλα στρώματα. Το πρώτο στρώμα αποτελεί την ανώτερη "επιδερμίδα", αποτελούμενο κατά κύριο λόγο από ιζηματογενούς προέλευσης πετρώματα. Το δεύτερο στρώμα είναι το μεγαλύτερο σε πάχος και χαρακτηρίζεται ως "γρανιτικό", επειδή οι φυσικές και χημικές του ιδιότητες και συμπεριφορές είναι παραπλήσιες με αυτές του γρανίτη, και ακριβέστερα με αυτά των γρανοδιοριτικών πετρωμάτων (βαθυγενές , ολοκρυσταλλικό πέτρωμα,

μέσο προς όξινο, με γρανιτοειδή ιστό). Πιο συγκεκριμένα, το δεύτερο στρώμα του ηπειρωτικού φλοιού αποτελείται κυρίως από πυριτικά ορυκτά των στοιχείων Mg, Fe, Al, Ca, K, Na, καθώς επίσης και από ελεύθερο SiO₂ (Κοκκινάκης, 1984; Jacquelyneetal. 1996;). Λόγω της παρουσίας πυριτικών και αργιλικών υλικών ονομάζεται Sial (σιαλικό), με μέση πυκνότητα 2.8 gr/cm³.

Κάτω από τον ηπειρωτικό φλοιό βρίσκεται ο κατώτερος φλοιός, και διαχωρίζονται από την ασυνέχεια του Conrad. Αυτός ονομάζεται βασαλτικός, γιατί έχει παρόμοιες φυσικές και χημικές ιδιότητες και συμπεριφορές με πετρώματα βασαλτικής ή γαββρικής σύστασης. Παρουσιάζει μέση πυκνότητα που κυμαίνεται από 2.8 έως 3.1 gr/cm³, ενώ το πιθανότερο είναι το στρώμα αυτό να έχει σχηματιστεί από σε παλαιότερους γεωλογικούς χρόνους από την κρυστάλλωση δευτερογενών και διαφοροποιημένων βασαλτικών ηφαιστειακών εκδηλώσεων. Συνίσταται κυρίως από ορυκτά και πετρώματα αποτελούμενα κυρίως από ενώσεις πυριτίου και μαγνησίου, και γι'αυτό ονομάζεται Sima (σιματικό). Στα κατώτερα τμήματα του ωκεάνιου φλοιού οι συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας χαρακτηρίζονται ως υψηλές, προκαλώντας μεταμορφικές και παραμορφωτικές φάσεις υψηλού βαθμού, μετατρέποντας έτσι τα πετρώματα κυρίως σε γρανουλίτες, εκλογίτες ή αμφιβολίτες (συνίσταται απο γρανάτη και ομφακίτη (πυρόξενος), είναι πετρώματα μεταμόρφωσης υψηλής πίεσης και ποικίλης θερμοκρασίας). (Miyashiro, 1994; Xianofan, 2007).

Στα σταθερά ηπειρωτικά όρια έχει διαπιστωθεί ο ενδιάμεσος φλοιός, ο οποίος παρουσιάζει ενδιάμεσους χαρακτήρες, μεταξύ του ηπειρωτικού και του ωκεάνιου φλοιού, χωρίς να είναι γνωστός ο ακριβής τρόπος μετάβασης από τον ένα φλοιό στον άλλο. Αυτό οφείλεται στο μεγάλο πάχος των ιζηματογενών πετρωμάτων που υπάρχουν στα ηπειρωτικά περιθώρια, και έτσι οι όποιες υποθέσεις γίνονται βασίζονται σε γεωφυσικά δεδομένα, από την ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων

(Δερμιτζάκης και Λέκκας, 1982; Jacquelyneetal. 1996; Mussetetal. 2000; Λέκκας etal. 2006). Ο σχηματισμός του ενδιάμεσου φλοιού οφείλεται στην εκλέπτυνση του επιφανειακού μέρους του ηπειρωτικού φλοιού, που γίνεται κατά τη διάρκεια της ταφρογένεσης (rifting), με δημιουργία κανονικών ρηγμάτων. Όλη αυτή η διαδικασία προηγείται του σχηματισμού των περιθωρίων και έτσι ο ενδιάμεσος φλοιός, θα είναι ένας ηπειρωτικός φλοιός αλλοιωμένος και εμπλουτισμένος από βασικές μαγματικές διεισδύσεις.

2.2.2. Κατώτερος-Ωκεάνιος Φλοιός

Ο ωκεάνιος φλοιός, διαφέρει από τον ηπειρωτικό και ως προς το μέσο πάχος του και ως προς τη φύση και το χημισμό των πετρωμάτων που περιέχει. Το μέσο πάχος του είναι κατά πολύ μικρότερο του ηπειρωτικού φλοιού, 7 χιλιόμετρα περίπου, στα οποία πρέπει να προστεθούν και τα 5 περίπου χιλιόμετρα του νερού των ωκεανών. Η πυκνότητα του ωκεάνιου φλοιού είναι μεγαλύτερη από αυτή του ηπειρωτικού και η σύσταση του πιο βασική. Ως προς την σύσταση, ο ωκεάνιος φλοιός περιέχει σε σύγκριση με τον ηπειρωτικό περισσότερο Al, Ca, Mg και Fe και λιγότερο K, Na και Si.

Ο ωκεάνιος φλοιός που βρίσκεται στους ωκεανούς καταλαμβάνει το 60% της γήινης σφαίρας. Οι τεκτονικές τάσεις που αναπτύσσονται στις περιοχές σύγκλισης των πλακών, δηλαδή στα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια και στις πτυχωμένες οροσειρές, έχουν ως αποτέλεσμα την επώθηση τμημάτων του ωκεάνιου φλοιού πάνω στις ηπείρους, που αποτελούν τους οφιολίθους (Wrightetal., 2008).

Χαλαρά ιζήματα, ή ελαφρά στερεοποιημένα (ανώτερο στρώμα), καλύπτουν τους βασάλτες των ωκεάνιων επιφανειών στις αβυσσικές λεκάνες. Στις ενεργές ωκεάνιες ράχες δεν υπάρχουν ιζήματα, αλλά όσο απομακρυνόμαστε από αυτές το πάχος των

ιζημάτων αυξάνει προοδευτικά και μπορεί να ξεπεράσει, τοπικά, τα 2 χιλιόμετρα. Το μέσο πάχος των ιζημάτων είναι της τάξεως των 500 μέτρων. Τα ιζήματα αυτά δεν είναι παραμορφωμένα, παρά μόνο στις περιοχές όπου υπάρχουν ρηξιγενείς ζώνες καθώς και στα ηπειρωτικά περιθώρια. Η ηλικία τους είναι σχετικά πρόσφατη, γιατί στις περισσότερες περιπτώσεις τα ιζήματα δεν είναι αρχαιότερα της Ιουρασικής περιόδου (Jacquelyneetal. 1996).

Το υπόβαθρο των ιζημάτων (ενδιάμεσο στρώμα), έχει σχηματιστεί από αλλεπάλληλες υποθαλάσσιες ηφαιστειακές εκχύσεις. Η σύσταση τους είναι στην μεγάλη τους πλειονότητα βασαλτική, σχηματίζοντας υποθαλάσσιους λόφους αποτελούμενες συχνά από τις λεγόμενες pillow λάβες ή μαξιλαροειδείς λάβες που σχηματίζονται καθώς η βασαλτική λάβα εισέρχεται ήρεμα στο νερό. Το ενδιάμεσο στρώμα μπορεί επίσης να περιέχει και ιζήματα στερεοποιημένα, που ενσωματώθηκαν με τις λάβες κατά τη διάρκεια των υποθαλάσσιων ηφαιστειακών εκχύσεων (Jacquelyneetal. 1996; MonroeandWicander, 2009).

Η πραγματική φύση και κυρίως η προέλευση/μηχανισμοί δημιουργίας του ωκεάνιου στρώματος αποτελεί ακόμα και σήμερα αντικείμενο έντονης επιστημονικής έρευνας και συζητήσεων. Η κυριότερη όμως διεργασία που φαίνεται να έδρασε είναι η διαφοροποίηση των βασαλτών του ενδιάμεσου στρώματος, από ένα ανερχόμενο μανδουακό μάγμα, σχηματίζοντας πετρώματα πολύ βασικής σύστασης, πλούσια σε μαφικά ορυκτά, όπως ολιβίνης και πλαγιόκλαστα βασικής σύστασης, συγκροτώντας έτσι το κατώτερο στρώμα (Κοκκινάκης, 1984; McBirney, 1993). Στην περίπτωση αυτή, ερμηνεύεται η δημιουργία των γάββρικών πετρωμάτων, καθώς και η συχνή παρουσία των μεταμορφικών ισοδύναμων τους (μεταγάββροι/αμφιβολίτες) που συνδέονται πετρογενετικώς με περιδοτίτες (Miyashiro, 1994).

2.3. Μανδύας

2.3.1. Λιθόσφαιρα και Ασθενόσφαιρα – Ανώτερος Μανδύας

Κάτω από τον στερεό φλοιό ακολουθεί ο μανδύας ο οποίος διαχωρίζεται από τον φλοιό διαμέσου της ασυνέχειας του Μοχο, όπου τα πετρώματα μεταβαίνουν από γαββρικής σύστασης σε περιδοιτικές, δουνιτικές και εκλογιτικές συστάσεις. Ο μανδύας αντιστοιχεί στο 83% του όγκου και στο 67% της μάζας της Γης και διακρίνεται στον ανώτερο και στον κατώτερο (Κοκκινάκης, 1984; McBirney, 1993; Jacquelyneetal. 1996).

Ο ανώτερος μανδύας πάχους 600 km περίπου και πυκνότητας 3.3 gr/cm^3 , διακρίνεται σε περισσότερα στρώματα, χωριζόμενος στην λιθόσφαιρα και την ασθενόσφαιρα. Ως λιθόσφαιρα χαρακτηρίζεται το ανώτερο περίβλημα της Γης με μέσο πάχος 100 km, που αποτελείται από τον κατώτερο φλοιό και ένα μέρος του ανώτερου μανδύα. Πιο συγκεκριμένα, το πάχος της κυμαίνεται από 70 - 80 km κάτω από τις ωκεάνιες λεκάνες, και μέχρι 100 -120 km κάτω από τις προκαμβρικές ασπίδες (Duffy, 2005; Λέκκας etal. 2006; Xianofan, 2007). Τα πετρώματα που την αποτελούν είναι ικανά να αντέξουν σε τάσεις της τάξεως του ενός kilobar, χωρίς να ρέουν και γι' αυτό χαρακτηρίζεται ως άκαμπτη.

Η ασθενόσφαιρα είναι το κατώτερο τμήμα του ανώτερου μανδύα και αποτελείται κυρίως από υπερβασικής σύστασης πετρώματα, πλούσια σε ολιβίνη αλλά και πυρόξενους, σπινέλιους και γρανάτες (McBirney, 1993). Το πάχος της κυμαίνεται μεταξύ ~100 και 700 km, και η πυκνότητα της κάτω από ωκεάνιες περιοχές είναι μικρότερη από εκείνη της λιθόσφαιρας. Τα όρια της είναι ασαφή. Το άνω όριο της βρίσκεται κάτω από ωκεανούς σε βάθος 70-80 km, ενώ κάτω από τις ηπείρους είναι παχύτερη και φθάνει σε βάθος 150 χιλιομέτρων περίπου. Τόσο η πυκνότητα όσο και το ιξώδες της ασθενόσφαιρας αυξάνονται με το βάθος, κυρίως στο κατώτατο,

δύσκαμπτο τμήμα του ανώτερου μανδύα σε βάθος μεταξύ περίπου 350 και 700 km. Αυτό έχει ονομαστεί και στρώμα “Golitsyn” στο οποίο η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων αυξάνεται με πολύ μεγάλο ρυθμό, εξαιτίας των υψηλών πιέσεων. Έτσι, ορυκτά όπως ο ολιβίνης αποκτούν πιο συμπαγή κρυσταλλική δομή και μετατρέπονται σε πολύμορφα όπως ο ρινγκβουντίτης $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ και ο βαντσεϊίτης $(\text{Mg}_2\text{SiO}_4)$ (Duffy, 2005; Vocadlo and Dobson D. 1999; VanderHilst et al. 2005).

Η ασθενόσφαιρα, μπορεί να χαρακτηριστεί ως ένα μέσο πλαστικό, γιατί τα πετρώματα της παραμορφώνονται εύκολα όταν εξασκηθούν τάσεις της τάξεως μερικών kilobar. Το ιξώδες της είναι αρκετά χαμηλό, δεδομένου ότι περιλαμβάνει και μεγάλες μάζες τήγματος, έτσι ώστε να αντιδρά σε οριζόντιες κινήσεις ή κάμψεις της λιθόσφαιρας με πλαστική ροή. Εξαιτίας αυτής της πλαστικότητας, η λιθόσφαιρα έχει την ικανότητα να μετατοπίζεται και να εισχωρεί μέσα στην ασθενόσφαιρα. Το γεγονός αυτό αφορά κυρίως την σχετικά λεπτή ωκεάνια λιθόσφαιρα διαμέσου των ζωνών υποβύθισης, τα οποία με την σειρά τους προκαλούν φαινόμενα ηφαιστειότητας, σεισμικότητας αλλά και τροποποίησης της σύστασης του μανδύα με πετρογενετικές διαδικασίες που περιλαμβάνουν κατά κύριο λόγο τήξη, διαφοροποίηση και εμπλουτισμό σε H_2O και CO_2 (McBirney, 1993). Η ηπειρωτική λιθόσφαιρα, λόγω της μικρότερης πυκνότητας που παρουσιάζει σε σχέση με την ωκεάνια, επιπλέει πιο εύκολα στην ασθενόσφαιρα, αλλά εξ' αιτίας του μεγάλου πάχους της εισχωρεί αρκετά πιο βαθιά μέσα σε αυτή, δημιουργώντας μια βαθιά ρίζα ακριβώς όπως και ένα παγόβουνο μέσα στο νερό. Η διαδικασία αυτή καθορίζεται από την ισοστατική ισορροπία και ανάλογα με το αν προστίθεται (π.χ. ιζηματογένεση, μαγματικές διεισδύσεις, παγετώνες), ή αφαιρείται μάζα (π.χ. διάβρωση πετρωμάτων, τήξη παγετώνων) από τη λιθόσφαιρα, η οποία ανυψώνεται ή

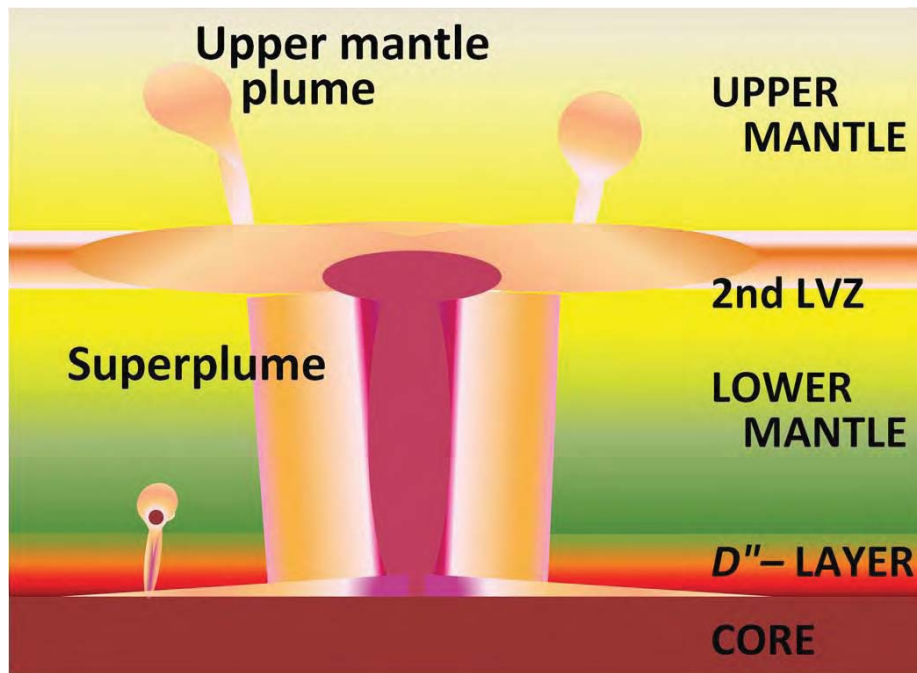
καταβυθίζεται, ώστε να διατηρήσει την ισοστατική της ισορροπία (Λέκκας et al. 2006). Μεταξύ ασθενόσφαιρας και λιθόσφαιρας λαμβάνει χώρα ανταλλαγή μάζας, ιδιαίτερα κατά μήκος των αξόνων διευρύνσεως, όπου υλικό της ασθενόσφαιρας ανέρχεται, αποψύχεται και ενσωματώνεται στη λιθόσφαιρα, και στις κατώτερες περιοχές των υποβυθιζόμενων λιθοσφαιρικών πλακών, όπου υλικό των τελευταίων φτάνει στην ασθενόσφαιρα.

2.3.2. Κατώτερος Μανδύας

Ο κατώτερος μανδύας αποτελεί το 49.2% της μάζας της Γης καθώς και το 50-55% περίπου του συνολικού όγκου του πλανήτη. Ο κατώτερος μανδύας είναι πάχους περίπου 2200 km, και εκτείνεται από τα 680 ± 20 km βάθος έως κοντά στα 2.900 km. Αποτελείται κατά κύριο λόγο από πυρίτιο, μαγνήσιο, οξυγόνο, σίδηρο, ασβέστιο, αλουμίνιο και θειούχες ενώσεις, με χαρακτηριστικές ορυκτές φάσεις τον περοβσκίτη $(\text{Mg,Si})\text{SiO}_3$ και τον μαγνησιοβουσίτη $(\text{Mg,Fe})\text{O}$ (Vocadlo and Dobson D. 1999; Duffy, 2005; VanderHilst et al. 2005). Οι τελευταίες ορυκτές φάσεις είναι εξαιρετικά ανισότροπες φάσεις και προκύπτουν από την επενέργεια της πίεσης πάνω σε πολύμορφα του ολιβίνη, όπως ο ρινγκβουντίτης $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$.

Παρουσιάζει σχετικά μεγαλύτερη πυκνότητα από τον ανώτερο μανδύα, η οποία αυξάνεται με το βάθος φτάνοντας το 5.5 gr/cm^3 . Εκτείνεται μέχρι το βάθος των 2885 χιλιομέτρων, όπου στο κατώτερο τμήμα περιλαμβάνει το στρώμα 'D' (Vocadlo and Dobson D. 1999; Mussett et al. 2000; Duffy, 2005; VanderHilst et al. 2005) (Εικ. 2). Η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων αυξάνεται σχετικά ομαλά με αύξηση του βάθους και της πίεσης, σε αντίθεση με τον ανώτερο μανδύα. Αυτό δείχνει ότι η σύσταση του κατώτερου μανδύα είναι παραπλήσια με αυτή του κατώτερου τμήματος της ασθενόσφαιρας. Το στρώμα 'D' βρίσκεται 200-300 χιλιόμετρα πάνω

από το όριο πυρήνα – μανδύα και αποτελεί μία από τις πιο ενδιαφέρουσες περιπτώσεις διαφοροποίησης του μανδύα αλλά και αντικείμενο έντονων επιστημονικών προβληματισμών λόγω της σημαντικής του πλευρικής ετερογένειας (Christensen and Hofmann, 1994; Voadlo and Dobson D. 1999; Davies, 2000; Mussett et al. 2000; Duffy, 2005; VanderHilst et al. 2005). Στο ανώτερο τμήμα του στρώματος παρατηρείται σημαντική σεισμική ασυνέχεια, ενώ υπάρχουν και θέσεις με πολύ χαμηλές σεισμικές ταχύτητες, οι οποίες ερμηνεύονται λαμβάνοντας υπόψη την διεργασία μερικής τήξης στη βάση του μανδύα ή και λόγω των χημικών αντιδράσεων στο τμήμα μεταξύ του μανδύα και του πυρήνα (Duffy 2005; Williams and Garnero 1996). Πολλοί ερευνητές πιστεύουν ότι οι θερμές κηλίδες (Hot Spots), οι οποίες εκδηλώνονται με ηφαιστειότητα όπως στη Χαβάη, αλλά και η ύπαρξη των μαγματικών διαπυρικών σωμάτων (Mantle Plumes) οφείλουν την παρουσία τους στην ετερογένεια του κατώτερου μανδύα, στην αντίδραση του με τον σχετικά ρευστό και υπέρθερμο εξωτερικό πυρήνα (VanderHilst et al. 1997) (Εικ. 2). Επίσης φαίνεται πιθανή η ενσωμάτωση τμημάτων καταβυθιζόμενων ωκεάνιων λιθοσφαιρικών πλακών που φτάνουν σε πολύ μεγάλα βάθη, προκαλώντας σε πρώτη φάση ενυδάτωση μικρής κλίμακας και στην συνέχεια δημιουργία διαπυρικού μάγματος με μεγάλη ταχύτητα ανόδου. Συχνά χρησιμοποιείται και ο όρος ‘Μεσόσφαιρα’, ο οποίος περιλαμβάνει το κατώτερο τμήμα του ανώτερου μανδύα καθώς και το σύνολο του κατώτερου μανδύα.



Εικ. 2. Άνοδος μανδουακού διαπειρικού υλικού (MantlePlume) από το στρώμα 'D' στο όριο του κατώτερου μανδύα-εξωτερικού πυρήνα

2.4. Πυρήνας

Ο πυρήνας εκτείνεται από την ασυνέχεια Gutenberg, που τον διαχωρίζει από τον μανδύα, μέχρι το κέντρο της Γης, δηλαδή από τα 2885 km βάθος μέχρι τα 6370 km. Ο πυρήνας στο σύνολο του καλύπτει το 16% του όγκου και το 32.5% της μάζας της Γης. Διακρίνεται στον εξωτερικό πυρήνα από το βάθος των 2885 km έως 5155 km και στον εσωτερικό πυρήνα που τελειώνει στο κέντρο της Γης και ο οποίος θεωρείται ως η κύρια αιτία δημιουργίας του γεωμαγνητισμού (Vocadlo and DobsonD. 1999; Duffy, 2005; VanderHilstetal. 2005). Ο διαχωρισμός του πυρήνα βασίζεται στις φυσικές ιδιότητες των στοιχείων που αποτελείται. Συγκεκριμένα, παρά το γεγονός ότι το σύνολο του πυρήνα αποτελείται κυρίως από Fe και Ni, ο εξωτερικός πυρήνας βρίσκεται σε ένα είδος υγρής κατάστασης, όπου τα εγκάρσια σεισμικά κύματα δεν τον διαπερνούν, σε αντίθεση, με τον στερεό εσωτερικό πυρήνα. Άλλη μία διαφοροποίηση σχετίζεται με την μεταβολή της πυκνότητας. Ο εξωτερικός

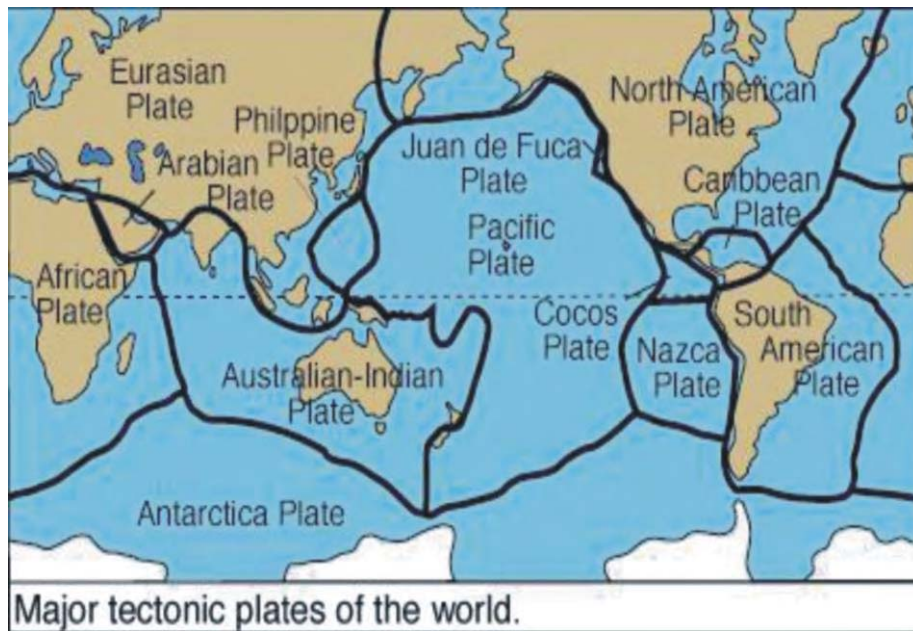
πυρήνας έχει πυκνότητα που κυμαίνεται μεταξύ 9.5 και 11.5 gr/cm³, ενώ ο εσωτερικός φτάνει τα 12 gr/cm³. Εκτός από Fe και Ni νέες σύγχρονες θεωρίες από πειραματικές έρευνες δείχνουν ότι ο πυρήνας, και κυρίως ο εξωτερικός πυρήνας, περιέχει σε ποσοστό περίπου 10% ελαφρότερα στοιχεία, με πιθανά υποψήφια S, O, Si, C και H (Duffy 2005; Williams and Garnero 1996). Πιστεύεται από πολλούς ερευνητές ότι καθώς η Γη σταδιακά αποψύχεται ο εσωτερικός πυρήνας αυξάνεται σε όγκο εις βάρος του εξωτερικού πυρήνα.

3. ΜΑΝΔΥΑΚΕΣ ΔΙΕΡΓΑΣΙΕΣ

3.1. Τεκτονική Λιθοσφαιρικών Πλακών

Η λιθόσφαιρα έχει χωριστεί σε μεγάλα αλλά και αρκετά μικρότερα τεμάχια τα οποία καλούνται πλάκες (Εικ. 2). Αυτές είναι μη παραμορφώσιμα τμήματα της λιθόσφαιρας, αποτελούμενες είτε αποκλειστικά από ωκεάνιο φλοιό είτε από ωκεάνιο και ηπειρωτικό φλοιό μαζί και με πολύ μεγαλύτερο πάχος. Ο ηπειρωτικός φλοιός έχει πιο όξινη σύσταση και διατηρείται έτσι στην επιφάνεια, ενώ ο ωκεάνιος φλοιός βυθίζεται μέσα στην ασθενόσφαιρα λόγω της πιο βασικής σύστασης, απουσία δηλαδή κρυσταλλικών μορφών του χαλαζία και επικράτηση των σιδηρομαγνησιούχων φάσεων. Σε γενικές γραμμές ή λιθόσφαιρα, λόγω της σύστασης των πετρωμάτων, είναι πιο ελαφριά από την ασθενόσφαιρα και επιπλέει πάνω σε αυτή. Όμως με την προοδευτική πάχυνση του ωκεάνιου φλοιού που προέρχεται από το στερεοποιημένο ανώτερο μέρος του μανδύα, έχει σαν αποτέλεσμα ή μέση πυκνότητα της πλάκας να είναι πιο μεγάλη από αυτή της ασθενόσφαιρας και δεν υπάρχει πλέον ισοστατική ισορροπία, οπότε έχουμε το φαινόμενο της υποβυθίσης.

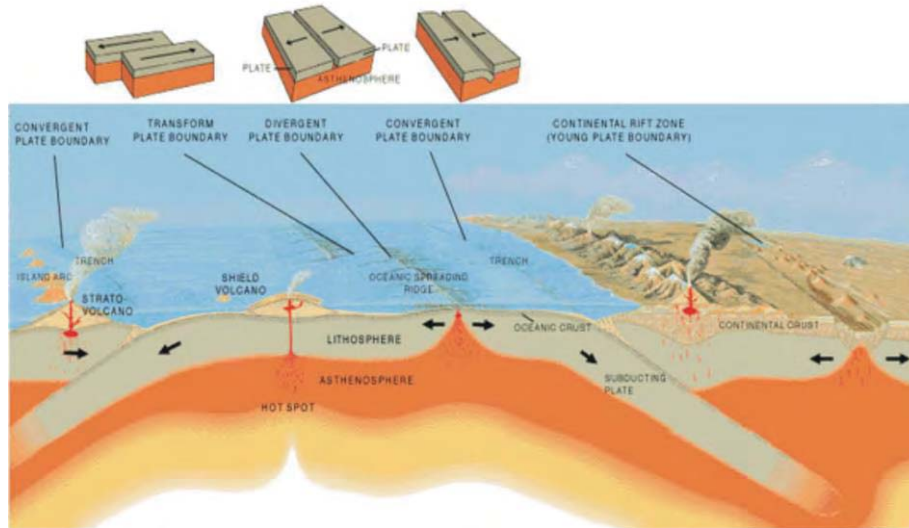
Με βάση τις παρατηρήσεις αυτές διατυπώθηκε μια θεωρία για την γεωλογική εξέλιξη ολόκληρου του πλανήτη και ονομάστηκε ως η 'Θεωρία των Λιθοσφαιρικών Πλακών'. Σύμφωνα με αυτήν, ο φλοιός της γης δεν συνιστά ένα ενιαίο περίβλημα του πλανήτη αλλά αποτελείται από επιμέρους λιθοσφαιρικές πλάκες, οι οποίες με την κίνηση τους δημιουργούν όλες τις μεγάλες τεκτονικές δομές, καθώς και τα φαινόμενα σεισμικότητας και ηφαιστειότητας που παρατηρούνται στην Γης. Περιγράφει και ερμηνεύει δηλαδή τις παρατηρούμενες κινήσεις των λιθοσφαιρικών τεμαχίων του φλοιού της γης καθώς και την εξέλιξη των ηπείρων και των ωκεάνιων λεκανών μέσω από το πρίσμα της γεωτεκτονικής ιστορίας και εξέλιξης. Η θεμελίωση της θεωρίας αυτής ξεκίνησε διατυπώθηκε κυρίως από τον Hess (1962), ενώ στην συνέχεια



Εικ. 2.

Οι κυριότερες Λιθοσφαιρικές πλάκες (Ηπειρωτικές και Ωκεάνιες).

υπήρξαν πολλοί επιστήμονες που συνετέλεσαν στη διαμόρφωση της θεωρίας ως μία ενιαία από τους Isaksetal.(1968). Σύμφωνα με αυτήν η επιφάνεια της γης χωρίζεται σε επτά μεγάλες και αρκετές μικρότερες λιθοσφαιρικές πλάκες οι οποίες κατά την κίνηση τους επιδρούν η μια επί της άλλης με τις σχετικές τους κινήσεις (Εικ. 2). Ορισμένες πλάκες είναι καθαρά ωκεάνιες, όπως ή πλάκα του Ειρηνικού. Άλλες αποτελούνται από ωκεανούς και ηπείρους είναι για παράδειγμα η Νοτιοαμερικανική, η Βορειοαμερικανική, η Αφρικανική και η Ευρασιατική. Οι λιθοσφαιρικές πλάκες συμπεριφέρονται περίπου ως δύσκαμπτα σώματα, τα όρια των οποίων αποτελούν ζώνες σεισμικής δραστηριότητας. Η θεώρηση αυτή δεν σημαίνει ότι οι λιθοσφαιρικές πλάκες είναι μη παραμορφώσιμες, αλλά ότι δεν προϋποθέτουν παραμόρφωση στο εσωτερικό τους για την κίνησή τους. Αυτό συμβαίνει γιατί το μεγαλύτερο ποσοστό της παραμόρφωσης των πλακών συγκεντρώνεται σε ζώνες δεκάδων ή εκατοντάδων χιλιομέτρων κατά μήκος των περιθωρίων των πλακών, ενώ υπάρχουν περιπτώσεις όπου η παραμόρφωση εκτείνεται βαθιά στο εσωτερικό των πλακών.



Εικ. 3. Τεκτονικές κινήσεις των Λιθοσφαιρικών πλακών και οι μεταξύ τους κινήσεις. Διακρίνονται τα φαινόμενα ορογένεσης και ηφαιστειότητας καθώς και η πλαστική συμπεριφορά του μανδύα.

Οι λιθοσφαιρικές πλάκες πραγματοποιούν τριών ειδών οριζόντιες κινήσεις, οπότε λαμβάνουν χώρα διαφορετικές αλληλεπιδράσεις και διεργασίες (Εικ. 3). Όταν στα όρια των πλακών επιδρούν εφελκυστικές τάσεις σχηματίζονται αποκλίνοντα όρια (divergent boundaries), τα οποία είναι εποικοδομητικά, με κανονικά ρήγματα και έχουμε την δημιουργία νέου ωκεάνιου φλοιού και απολέπτυνση, η οποία συντελείται στις μεσοωκεάνιες ράχες (ύψους 1-3 km και μήκους περίπου 1500 km). Με τη βοήθεια αυτών τα κεντρικά τμήματα των ωκεάνιων λεκανών διευρύνονται ώστε να δημιουργηθεί νέος φλοιός με τη στερεοποίηση διεισδύοντος μάγματος.

Ο νέος φλοιός, ο οποίος σχηματίζεται στους άξονες διευρύνσεως, όπου εμφανίζονται μαγματικά πετρώματα λίγων μόνο τύπων, και οι οποίοι προέρχονται από διεργασίες στο εσωτερικό μαγματικών θαλάμων του ανώτερου μανδύα. Η δημιουργία νέου φλοιού έχει ως συνέπεια την επικράτηση συμπιεστικών τάσεων σε άλλες περιοχές, όπου έχουμε σύγκρουση και υποβύθιση, με καταστροφή μέρος του

ωκεάνιου φλοιού, αλλά και αύξηση και πάχυνση της ηπειρωτικής επιφάνειας με ορογενετικά φαινόμενα, συνοδευόμενο από πιο πολύπλοκες γεωδυναμικές και πετρογενετικές διεργασίες. Στην τελευταία περίπτωση σχηματίζεται τάφρος, όπου ο ωκεάνιος φλοιός βυθίζεται μέσα στον μανδύα, μέσω του φαινομένου της υποβύθισης (subduction), σχηματίζοντας συχνά ορεινά εξογκώματα τα οποία καλούνται νησιωτικά τόξα. Τέτοιες τάφροι μήκους πολλών χιλιάδων km και εύρους 20-50 km υπάρχουν στο Βόρειο και Νότιο Ατλαντικό Ωκεανό, στον Ινδικό Ωκεανό και στο Νότιο Ειρηνικό Ωκεανό.

Πάνω σε αυτούς τους τάφρους ένα μέρος του ωκεάνιου φλοιού συσσωρεύεται και επωθείται πάνω στην ήπειρο (obduction), ενώ παράλληλα σχηματίζονται ηφαιστειακά νησιωτικά τόξα (island-arcvolcanism). Σε τέτοιες περιοχές συναντώνται πολυάριθμοι τύποι πετρωμάτων, ενώ στο βάθος διεισδύουν πλούσια σε SiO₂ όξινα και βασικά πετρώματα. Τα έντονα αυτά γεωδυναμικά φαινόμενα αποτυπώνονται επίσης με την δημιουργία μεγάλων και μικρών τεκτονικών δομών (ανάστροφα ρήγματα, πτυχές) αλλά πιστοποιούνται κυρίως από την παρουσία και δημιουργία φλύσχη (λιθολογικός σχηματισμός, αποθέσεις που αποτελούνται από διάφορα πετρώματα) και μόλασσας (ετερογενής ιζηματογενής σχηματισμός, που αποτελείται από αλληπάλληλες στρώσεις διαφόρων πετρωμάτων) σε λεκάνες ιζηματογένεσης. Στα όρια των πλακών υπάρχει και η περίπτωση των συντηρητικών περιθωρίων (conservative boundaries) καθώς και των ρηγμάτων μετασχηματισμού (transform fault boundaries), όπου δύο πλάκες κινούνται με οριζόντια κίνηση η μία σε σχέση με την άλλη, χωρίς να δημιουργείται ή να καταστρέφεται λιθόσφαιρα (Δερμιτζάκης και Λέκκας, 1982; Jacquelyneetal. 1996; Λέκκας etal. 2006). Τα πετρώματα όμως υφίστανται μηχανική καταπόνηση και παραμόρφωση με αποτέλεσμα να μετατρέπονται σε τεκτονικά λατυποπαγή, μυλονίτες ή άλλα παραμορφωμένα

πετρώματα, να αποκτούν δηλαδή κατακλαστικές δομές (μεταμορφωμένες δομές πετρωμάτων που έχουν, εν όλω ή εν μέρει, σχηματιστεί από τη σταδιακή διάρρηξη και κατακερματισμό των υφιστάμενων ορυκτών) (Miyashiro, 1994).

Στις ενδοπλακώδεις θέσεις, στο εσωτερικό των λιθοσφαιρικών πλακών, παρατηρείται σε ορισμένες περιοχές αλληλεπίδραση μαγματικών και τεκτονικών διεργασιών. Σε αυτές τις θέσεις σχηματίζονται ενδοπλακώδη μαγματικά πετρώματα, παρουσιάζοντας αρκετά μεγάλη ποικιλία πετρωμάτων, ακόμα και διαμαντοφόρων, προερχόμενα από πολύπλοκες πετρογενετικές διεργασίες στον μανδύα. Στις περιοχές αυτές εμφανίζονται ηφαιστειακά κέντρα που χαρακτηρίζονται ως θερμές κηλίδες (Vander Hilstetal. 1997). Πρόκειται για τις επιφανειακές θέσεις κάτω από τις οποίες διάπυρο, μερικώς τηγμένο μανδυακό υλικό από την ασθενόσφαιρα, αλλά και ίσως από τα κατώτερα τμήματα του μανδύα, σχηματίζει κατά την ανοδική του πορεία κυλινδρικές στήλες μέσα στα ψυχρότερα πετρώματα της λιθόσφαιρας. Τέτοιες αλυσίδες ηφαιστειογενών νησιών στο εσωτερικό ωκεάνιων πλακών αποτελούν τα ηφαιστειογενή νησιά της Χαβάης, ενώ σε ηπειρωτικές ενδοπλακώδεις θέσεις υπάρχει το χαρακτηριστικό παράδειγμα στην περιοχή του εθνικού πάρκου Yellowstone στις Η.Π.Α.

3.2. Μηχανισμοί ετερογένειας της σύστασης του Μανδύα

3.2.1. Συσχετισμός κίνησης Λιθοσφαιρικών Πλακών και μεταβολής

της σύστασης του Μανδύα

Από την συστηματική και σε βάθος χρόνου μελέτη και παρατήρηση των κινήσεων των λιθοσφαιρικών πλακών αναλύεται ουσιαστικά και σε βάθος η κινηματική της τεκτονικής των πλακών, ενώ έγιναν αξιόλογες προσπάθειες ερμηνείας των δυνάμεων οι οποίες είναι υπεύθυνες για την κίνηση τους. Οι έρευνες δηλαδή

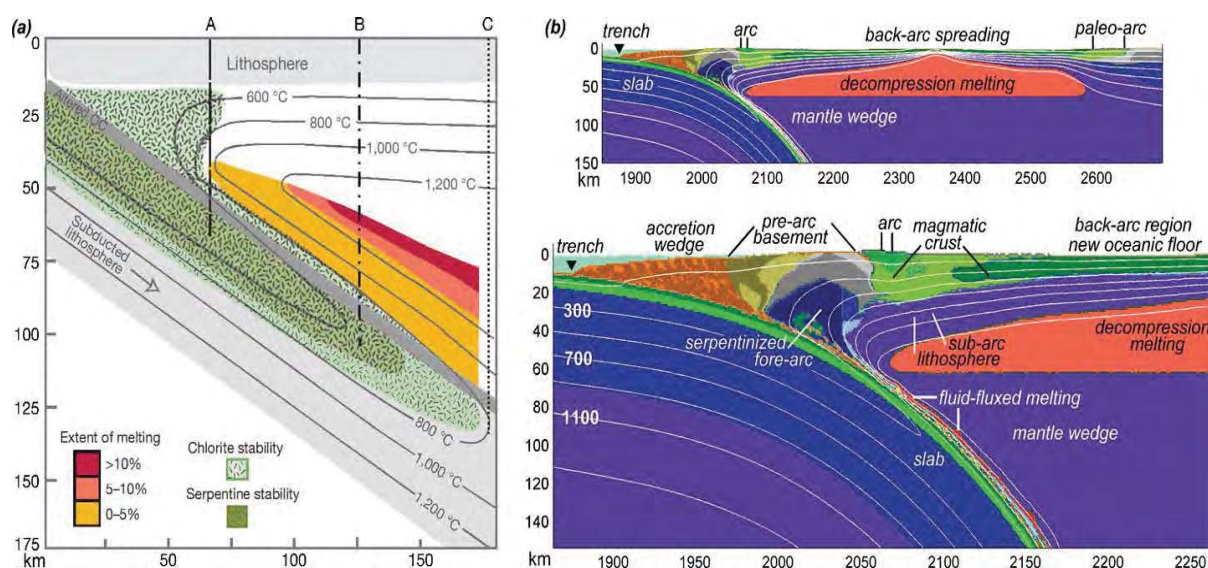
επικεντρώθηκαν στην ερμηνεία της μηχανικής και τεκτονικής λειτουργίας των λιθοσφαιρικών πλακών, κυρίως στα περιθώρια αλλά και στο εσωτερικό τους, που βρίσκονται σε άμεση συνάρτηση με τις φυσικοχημικές ιδιότητες αλλά και συμπεριφορές του μανδύα.

Μια από τις πιο άμεσες ενδείξεις για τις διαδικασίες της σχέσης τεκτονικής κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών και των μαγματικών διεργασιών παρατηρούνται στις περιοχές διάνοιξης του πυθμένα των θαλασσών. Εκεί σχηματίζεται ωκεάνιος φλοιός όπου οι αποκλίνουσες κινήσεις στις μεσοωκεάνιες ράχεις, προσθέτει νέο υλικό στις λιθοσφαιρικές πλάκες. Η μεγαλύτερη ηλικία του ωκεάνιου φλοιού δεν ξεπερνά τα 200 εκατομμύρια χρόνια, έχοντας καταφέρει να σχηματίσει σημαντικά μεγάλους ωκεανούς και αποδεικνύοντας έτσι την σπουδαιότητα της σχέσης και μεταφοράς δυνάμεων από τον μανδύα στον φλοιό (Davies, 2000). Αυτό συμβαίνει γιατί στα αποκλίνοντα περιθώρια έχουμε την παραγωγή βασαλτικού μαγματος από τη μερική τήξη των περιδοιτικής σύστασης πετρωμάτων του μανδύα, με τις ηφαιστειακές διεισδύσεις και εκχύσεις αυτών των βασαλτών να οδηγούν στη δημιουργία νέου ωκεάνιου φλοιού. Η σχετική κίνηση των πλακών δημιουργεί δομές στο φλοιό, που συνοδεύουν την έκταση (εφελκυσμό), στις ζώνες αυτές, όπως είναι τα συστήματα των κανονικών ρηγμάτων κοντά στην επιφάνεια και η πλαστική λέπτυνση στα βαθύτερα επίπεδα. Στις ζώνες υποβύθισης ωκεάνιου φλοιού, η καταβυθιζόμενη πλάκα αρχικά επηρεάζει τον φλοιό αλλά όσο γίνεται πιο ώριμο το ηφαιστειακό τόξο, τόσο πιο πολύ επηρεάζεται ο μανδύας. Στα πρώτα στάδια δηλαδή η μερική τήξη της υποβυθιζόμενης πλάκας δημιουργεί χαρακτηριστικά ηφαιστειακά τόξα στην επωθούμενη πλάκα, αλλά στην συνέχεια και με την πάροδο του χρόνου ο ωκεάνιος φλοιός ανακυκλώνεται μέσα στο μανδύα (ChristensenandHofmann, 1994; VocabloandDobsonD. 1999; Davies, 2000; Mussetetal. 2000; Duffy, 2005;

VanderHilstetal. 2005). Με την υποβύθιση οι λιθοσφαιρικές πλάκες ανακυκλώνονται μέσα στον μανδύα, προσφέροντας ίσως τον κυριότερο μηχανισμό έναρξης της χημικής συστασιακής διαφοροποίησης ακόμα και του κατώτερου μανδύα (Duffy, 2005).

Μία από τις σημαντικότερες διεργασίες διαφοροποίησης του χημισμού του μανδύα σχετίζεται με την είσοδο πτητικών φάσεων που μπορεί να υγροποιηθούν (π.χ. H_2O , CO_2) και να προκαλέσουν σημαντικές εξαλλοιωτικές διεργασίες αλλά και δημιουργία ένυδρων ορυκτών φάσεων ακόμα και μέσα στον μαγματικό θάλαμο. Πιο συγκεκριμένα, κατά την διάρκεια της υποβύθισης η ωκεάνια λιθοσφαιρική πλάκα υπόκειται σε σειρά μεταμορφικών αντιδράσεων οι οποίες είναι υπεύθυνες για την απελευθέρωση σχετικά σημαντικών ποσοτήτων νερού στον μανδύα, ενισχύοντας τις διεργασίες μερικής τήξης και δίνοντας ικανοποιητική ερμηνεία για την παρουσία έντονης ηφαιστειακής αλλά και μαγματικής δραστηριότητας πάνω από ζώνες υποβύθισης (Εικ. 4., Peacock, 1990α,β; Duffy, 2005). Η είσοδος των ένυδρων φάσεων κατεβάζει σημαντικά το ευτηκτικό σημείο και συνεπώς έχουμε εκτεταμένη τήξη ακόμα και όταν οι ισόθερμες καμπύλες έχουν υποστεί κάμψη (Εικ. 4.α). Οι σύγχρονες μελέτες τέτοιων φαινομένων περιλαμβάνουν αριθμητική ανάλυση και κινηματικά μοντέλα απεικόνισης καθώς και μελέτες της διαπερατότητας των πετρωμάτων του μανδύα και διασποράς των ένυδρων ρευστών (π.χ. Arcayetal., 2005; Cagnioncleetal., 2007; Faccendaetal., 2009; Geryaetal., 2002, 2006, 2008; Hebertetal., 2009; Iwamori, 1998, 2000, 2007; Richardetal., 2006; RichardandBercovici, 2009). Τα ενυδατωμένα ορυκτολογικά συστήματα μπορούν να δεσμεύσουν σημαντικές ποσότητες OH^- τα οποία δυνητικά μπορούν να μεταφέρουν με τον μηχανισμό αυτό νερό όχι μόνο στον ανώτερο, αλλά και στον κατώτερο μανδύα (Williams and Hemley 2001). Η παρουσία του υδρογόνου μπορεί να επηρεάσει ιδιότητες όπως είναι η

ελαστικότητα, η αντοχή αλλά και τα σημεία τήξεως (Chenetal. 1998; Kavren 2003; Yusaetal. 2000). Ακόμα και μικρές ποσότητες υδροξυλίου μπορούν να προκαλέσουν σημαντικές αλλαγές και μεταβολές στο ιξώδες και την πλαστικότητα των πετρωμάτων και συνεπώς μπορούν να επηρεάσουν την συχνότητα αλλά και την μορφή των μανδρακών ροών (Songetal. 2004; Nolet G and Zielhuis 1994; Van der Meijde etal 2003).



Εικ. 4. α) Μεταβολή και κάμψη των ισόθερων βαθμίδων λόγω της υποβύθισης ωκεάνιας λιθωσφαιρικής πλάκας. Στο διάγραμμα φαίνονται τα πεδία σταθερότητας των ένυδρων ορυκτών καθώς και οι θέσεις και ποσοστά όπου πραγματοποιείται η μερική τήξη μανδρακών πετρωμάτων. β) Πλήρης εικόνα των διεργασιών ενυδάτωσης του μανδύα και κάμψης των ισόθερων βαθμίδων. Διακρίνονται το ιζηματογενές πρίσμα προσαύξησης καθώς και η δημιουργία νέου μαγματικού φλοιού.

Αντίθετα ο ηπειρωτικός φλοιός περιλαμβάνει πολύ περισσότερες καταγραφές της γεωλογικής δραστηριότητας της Γης, καθώς εμπεριέχει όλη την σειρά των πετρωμάτων της φύσης (ηφαιστειακά, μαγματικά, μεταμορφωμένα και ιζηματογενή

πετρώματα). Αυτές πραγματοποιήθηκαν κατά κύριο λόγο στις ζώνες παραμόρφωσης, στα όρια των πλακών, όπου οι σχετικές κινήσεις των γειτονικών πλακών καθορίζουν τον προσανατολισμό και την ένταση των ασκούμενων δυνάμεων και είναι υπεύθυνες για τις ορογενετικές διεργασίες. Συνεπώς, το είδος της παραμόρφωσης ποικίλει και εξαρτάται από την φύση των ασκούμενων δυνάμεων (εφελκυστικές, συμπιεστικές ή διατμητικές), ενώ οι διαφορές στην σύσταση του ωκεάνιου και του ηπειρωτικού φλοιού (βασαλτική και γρανιτική αντίστοιχα), αλλά και στο πάχος, επιδρούν στη φύση της παραμόρφωσης. Κατά τον σχηματισμό του ηπειρωτικού φλοιού αυτός εμπλουτίζεται σε ραδιενεργά στοιχεία εις βάρος του μανδύα που τον περιβάλλει στα κατώτερα τμήματα, επηρεάζοντας παράλληλα και την εξέλιξη της παραγωγής θερμότητας (Spohn and Breuer 1993).

Ο ρυθμός κίνησης των πλακών δεν είναι σταθερός μέσα στο χρόνο, καθώς οι δυνάμεις που είναι υπεύθυνες για την κίνηση των πλακών μεταβάλλονται ώστε να μεταβάλλεται και ο ρυθμός κίνησης τους; Με βάση τα όσα ειπώθηκαν για τα χαρακτηριστικά του μανδύα, υπάρχουν δύο βασικές κατηγορίες μοντέλων για τις δυνάμεις που κινούν τις πλάκες. Η πρώτη κατηγορία περιλαμβάνει το μοντέλο της μεταφοράς μέσω θερμικών ρευμάτων, με ταυτόχρονη δημιουργία διαπυρικών μανδουακών στηλών μανδουακής προέλευσης (mantle plumes) (π.χ. Vander Hilstetal. 1997), ενώ η δεύτερη περιλαμβάνει τα μοντέλα που βασίζονται στην εξισορρόπηση των δυνάμεων (force balance models) (Billen 2008).

3.3 Μανδουακά ρεύματα μεταφοράς

Η μεταφορά θερμότητας μέσα στον μανδύα πραγματοποιείται κατά την διαδικασία όπου η Γη σταδιακά ψύχεται και ταυτόχρονα πραγματοποιείται μεταφορά

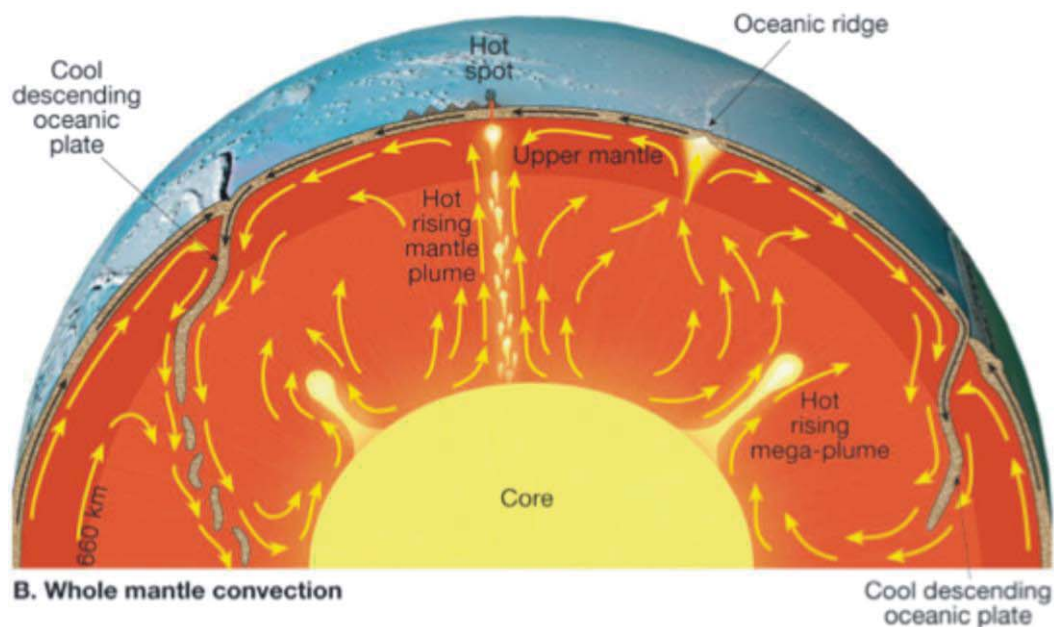
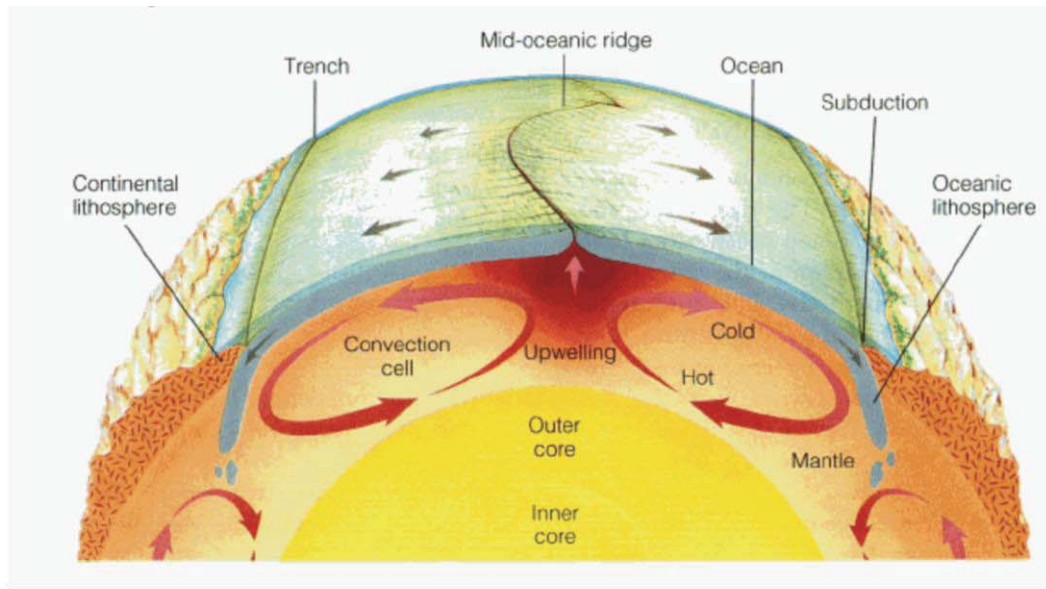
θερμότητας προς τα εξωτερικότερα στρώματα της Γης. Ο μηχανισμός των θερμικών ρευμάτων μεταφοράς (convection) εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από το θερμικό δυναμικό της Γης, ο οποίος είναι ο πρωτογενής παράγοντας της ύπαρξης της τεκτονικής των λιθοσφαιρικών πλακών και της μακράς ιστορίας της κίνησης και των μεταβολών του στερεού φλοιού του Πλανήτη. Τα σύγχρονα επιστημονικά μοντέλα δείχνουν ότι η μεταφορά και κυκλοφορία τέτοιων θερμικών ροών συμβαίνει σχεδόν στο σύνολο του μανδύα και όχι σε κάποιο μόνο στρώματα (Christensen 1995; Kekenetal. 2002) (Εικ. 5). Αυτή η διεργασία πραγματοποιείται σε συνθήκες στερεής μεταφοράς μέσω θερμικών ρευμάτων που οφείλονται κατά κύριο λόγο στις διαφορές στην πυκνότητα των πετρωμάτων μέσα στον μανδύα (Duffy, 2005). Εξαρτάται επιπλέον από τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας, τον χημισμό των πετρωμάτων αλλά και από τις δομικές ιδιότητες τους. Τα παρατηρούμενα μανδουακά ρεύματα μεταφοράς έδωσαν βάση στο μοντέλο μετακίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών μέσω θερμικών ρευμάτων, το οποίο υποστηρίζει ότι μια σημαντική πηγή μαγματισμού αλλά και αίτια των τεκτονικών κινήσεων που παρατηρούνται στον φλοιό της Γης αποτελούν οι μανδουακές ή θερμικές στήλες. Αυτές αντιπροσωπεύουν ανυψούμενες στήλες θερμού υλικού, με διάμετρο μερικών εκατοντάδων χιλιομέτρων, που απλώνεται και διασκορπίζεται στην ασθενόσφαιρα, με πλευρική διαφυγή της ύλης, παράγοντας ακτινωτής μορφής διατρητικές τάσεις στη βάση της υπερκείμενης λιθόσφαιρας, όπου κινούνται οι πλάκες. Το πρότυπο ροής μέσα από αυτό το μοντέλο, προϋποθέτει μια ομοιόμορφη καταβύθιση όλου του μανδύα κάτω από την ασθενόσφαιρα, σε αντίθεση με την τοπικού χαρακτήρα, κατερχόμενη ροή, που παρατηρείται στις ζώνες υποβύθισης (Εικ. 5). Όταν ένας αριθμός θερμών μανδουακών στηλών ευθυγραμμισθεί, οι διατμητικές τάσεις που αναπτύσσονται κατά μήκος της γραμμής αυτής, έλκουν τη λιθόσφαιρα σε διαφορετικές κατευθύνσεις, δημιουργείται με τον τρόπο αυτό μια ζώνη

διάνοιξης (Λέκκας etal. 2006).

Το μοντέλο αυτό όμως δεν υποστηρίζεται μόνο από την παρουσία των θερμών μαγματικών στηλών. Από τις μελέτες για την κινηματική των πλακών έχει παρατηρηθεί ότι στις ζώνες σύγκλισης μεγάλος όγκος βασικού μαγματικού υλικού, αλλά και ιζημάτων, κατέρχεται βαθιά στο μανδύα, ενώ αντίθετα μανδουακό υλικό ανέρχεται στα κέντρα διάνοιξης των ωκεανών (Davies, 2000; Κοκκινάκης, 1984; McBirney, 1993; Λέκκας etal. 2006). Αυτές οι κινήσεις πρέπει να είναι μέρος μικρής ή μεγάλης κλίμακας θερμικών ρευμάτων μεταφοράς (convection currents ή convection cells), στον μανδύα. Τα βάθη στα οποία φτάνουν τα ρεύματα αυτά μέσα στον μανδύα δεν έχει ακόμα εξακριβωθεί. Ένα από τα σημεία όπου υπάρχει έντονος προβληματισμός είναι ότι οι γεωφυσικές έρευνες, δείχνουν ότι σε ορισμένες περιπτώσεις η υποβυθιζόμενη πλάκα φθάνει μέχρι και 1.200 km βάθος. Σε ορισμένες περιοχές φαίνεται ότι τα ρεύματα θερμικής μεταφοράς περνούν το όριο του ανώτερου με τον κατώτερο μανδύα (700 km). Με σύγχρονες τεχνικές σε βάθη έως και 2.300 km έχουν εντοπισθεί μεγάλης κλίμακας οριζόντιες μεταβολές στην ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων. Έχει παρατηρηθεί ότι οι ταχύτητες του κατώτερου μανδύα φαίνεται να είναι ανώμαλα υψηλές (Duffy, 2005). Αυτό σημαίνει ότι οι πλάκες διαπερνούν τον κατώτερο μανδύα και τα ρεύματα θερμικής μεταφοράς εκτείνονται από την ασθενόσφαιρα μέχρι τη βάση του μανδύα. Υπάρχουν ενδείξεις ότι η σημαντική γεωχημική ετερογένεια του μανδύα, ιδιαίτερα του κατώτερου μανδύα, παίζουν σημαντικό ρόλο για την ερμηνεία αλλά και τη συμπεριφορά των ρευμάτων αυτών (Kellogg etal 1999).

Κυριαρχούν κυρίως δύο υποθέσεις για την ερμηνεία του μεγέθους αλλά και της δομής των θερμικών ρευμάτων μεταφοράς (Bercovici 2011; Λέκκας etal. 2006). Σύμφωνα με την πρώτη άποψη τα ρεύματα αυτά περιορίζονται σε μικρά βάθη, μέσα

στην ασθενόσφαιρα. Η δεύτερη άποψη υποστηρίζει ότι εκτείνονται σε ολόκληρο το μανδύα, μέχρι το όριο του εξωτερικού πυρήνα, ενώ δεν λείπουν και οι απόψεις που θεωρούν δύο συστήματα ρευμάτων θερμικής μεταφοράς, ένα ρηχό και ένα βαθύ, που



Εικ. 5. α) Σχηματική αναπαράσταση των μεγάλων ρευμάτων μεταφοράς κάτω στο εσωτερικό του μανδύα από περιοχή διάνοιξης μεσοωκεάνιας ράχης. β) Σχηματική αναπαράσταση των ρευμάτων μεταφοράς κάτω στο εσωτερικό του μανδύα και η

σχέση τους με τις ζώνες υποβύθισης αλλά και ανόδου διάπυρου μάγματος από τον πυρήνα.

συναντώνται στο βάθος των 670 km περίπου, δηλαδή στο όριο ανώτερου και κατώτερου μανδύα, όπου παρατηρούνται, όπως αναφέρθηκε, μεταβολές στην ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, που αντικατοπτρίζουν μεταβολές στη χημική σύσταση και δομή των υλικών του μανδύα.

Σε όλες τις ηπείρους, η θερμική ροή υπολογίζεται ότι είναι περίπου 56.5 mW/m², που η μισή, όμως, προέρχεται από τα ραδιενεργά στοιχεία (Turcotte and Schubert, 1982). Στους ωκεανούς είναι αρκετά μεγαλύτερη, 78.2 mW/m², όπου όμως μόνο το 0.5 % προέρχεται από ραδιενεργά στοιχεία. Συνεπώς οι τιμές αυτές δείχνουν ότι ο μανδύας κάτω από τις ηπείρους είναι σημαντικά ψυχρότερος απ' ό,τι κάτω από τους ωκεανούς.

Μέσα στον ηπειρωτικό φλοιό, η θερμική ροή εξαρτάται από το τεκτονικό περιβάλλον. Μεγάλη θερμική ροή παρατηρείται στα ενεργά ηφαιστειακά τόξα και στις περιοχές με ενεργό εφελκυσμό (π.χ. στην επαρχία Basin and Range που είναι μια τεράστια φυσιογραφική περιοχή που καλύπτει ένα μεγάλο μέρος της ενδοχώρας των δυτικών Ηνωμένων Πολιτειών και μέρος του Μεξικού) (Blackwell 1983). Αντίθετα, χαμηλή θερμική ροή χαρακτηρίζει τις παλαιές, σταθερές ηπειρωτικές ασπίδες (Davies, 2000). Γενικά, όσο πιο παλιά είναι τα πετρώματα, τόσο πιο μικρή είναι η θερμική ροή, που καθορίζεται, κυρίως, από τα ραδιενεργά ορυκτά των επιφανειακών πετρωμάτων (Λέκκας et al. 2006).

Σύμφωνα με τη γεωθερμική βαθμίδα, το σημείο τήξης των πετρωμάτων βρίσκεται στα 100 km περίπου. Από την άλλη μεριά όμως, είναι γνωστό ότι ο μανδύας έχει συμπεριφορά στερεού σώματος και συνεπώς η γεωθερμική βαθμίδα μειώνεται

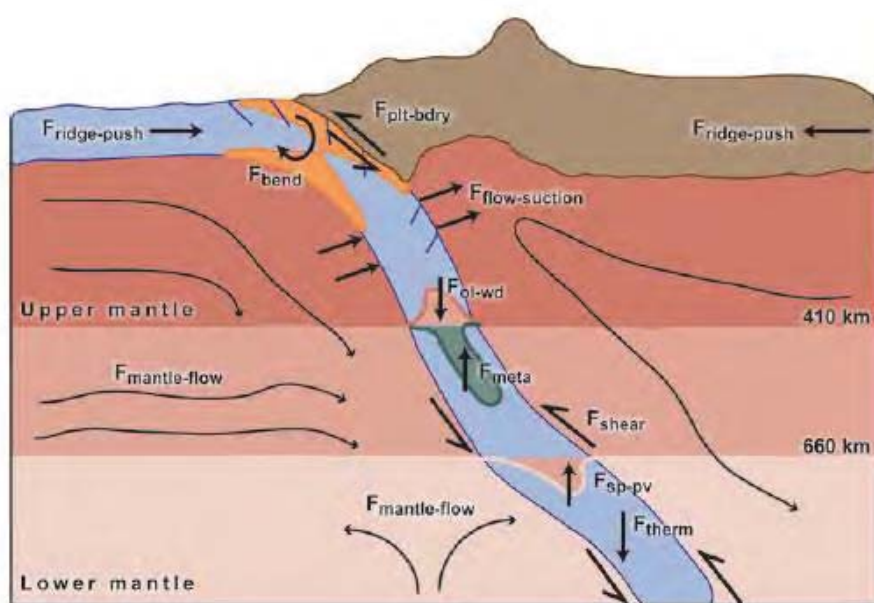
στο μανδύα. Πολλές μελέτες έχουν γίνει για να κατασκευασθεί ένα ικανοποιητικό προφίλ θερμοκρασιών για το φλοιό και το μανδύα, τόσο για τη σημερινή εποχή, όσο και για παλαιότερες, γεωλογικά, εποχές. Τα θερμικά ρεύματα μεταφοράς του μανδύα κατά το παρελθόν, πρέπει να είχαν και μεγαλύτερη ταχύτητα και μεγαλύτερο δυναμικό, ακριβώς επειδή η παραγωγή θερμότητας, και άρα και η απώλεια της, πρέπει να ήταν μεγαλύτερες απ' ό,τι σήμερα και κατά συνέπεια οι θερμοκρασίες στη λιθόσφαιρα ήταν μεγαλύτερες απ' ό,τι σήμερα (Λέκκας et al. 2006; Skinner and Porter 2000). Οι τεκτονικές και μαγματικές διαδικασίες στις παλαιότερες γεωλογικά εποχές όπου ο μανδύας ήταν θερμότερος και πλαστικότερος, και η λιθόσφαιρα λεπτότερη και θερμότερη, πιθανά να υπήρξαν διαφορετικές από τις σημερινές, ενώ σε ένα τέτοιο γεωδυναμικό περιβάλλον τα θερμικά ρεύματα μεταφοράς πιθανά λειτούργησαν με πιο γρήγορους ρυθμούς. Οι περισσότεροι προβληματισμοί έχουν αναπτυχθεί για την ερμηνεία της αδιαβατικής αύξησης της θερμοκρασίας με την αύξηση της πίεσης, αλλά και για τη συνεισφορά των ραδιενεργών ορυκτών, που ήταν πολύ μεγαλύτερη στο παρελθόν, απ' ό,τι είναι σήμερα (Bercovici 2011; Spohn and Breuer 1993). Υπολογίζεται, ότι 3 δισεκατομμύρια έτη πριν ήταν διπλάσια απ' ό,τι σήμερα. Άρα, λοιπόν, στο παρελθόν στην ιστορία της Γης, η ραδιενεργός θέρμανση μπορεί να έφθανε μέχρι το σημείο τήξης (Λέκκας et al. 2006; Spohn and Breuer 1993).

3.3.2 Μοντέλο εξισορρόπησης των δυνάμεων

Αν και το μοντέλο μεταφοράς των λιθοσφαιρικών πλακών μέσω θερμικών ρευμάτων υπολογίζει σε ικανοποιητικό βαθμό ένα ποσοστό των δυνάμεων που κινούν τις πλάκες, δεν μπορεί να δώσει μια ολοκληρωμένη εικόνα για το σύνολο των δυνάμεων που υπεισέρχονται στην κινηματική των πλακών. Αυτό επιτυγχάνεται με τα

μοντέλα εξισορρόπησης των δυνάμεων (Billen 2008; Λέκκας et al. 2006), όπως φαίνεται στην Εικόνα 6, τα οποία λαμβάνουν υπόψη τους τις ακόλουθες δυνάμεις:

1. την δύναμη RPF, που οφείλεται στην ώθηση από τη διάνοιξη (ridge-push force).
2. την δύναμη MDF, που οφείλεται στην αντίσταση της λιθόσφαιρας στην κίνηση του υποκείμενου μανδύα (mantle-drag force).
3. την δύναμη FSP, που οφείλεται στην έλξη της υποβυθιζόμενης πλάκας (slab-pull force).
4. την δύναμη FSD, που οφείλεται στην αντίσταση του μανδύα στην βύθιση της πλάκας (slab-drag force).
5. την δύναμη FTR, που οφείλεται στην αντίδραση στην οριζόντια ολίσθηση στα ρήγματα μετασχηματισμού (transforme-resistance force).
6. την δύναμη FSR, που οφείλεται στη διάτμηση ανάμεσα στην επωθούμενη και την υποβυθιζόμενη πλάκα (subduction-resistance force).
7. την δύναμη F_{su} , που ωθεί την απωθούμενη πλάκα να πλησιάσει προς την τάφρο (trench-suction force).



Εικ. 6. Σχηματικό διάγραμμα στο οποίο απεικονίζονται οι τύποι των ορίων των λιθοσφαιρικών πλακών καθώς και οι δυνάμεις που υπολογίζονται στα μοντέλα εξισορρόπησης των δυνάμεων.

Οι τιμές των δυνάμεων αυτών εξαρτώνται από πολλούς παράγοντες, που δεν είναι οι ίδιοι τόσο για όλες τις πλάκες, όσο και για όλες τις δυνάμεις. Οι παράγοντες αυτοί περιλαμβάνουν: i) την κλίση της επιφάνειας της πλάκας, ii) την ταχύτητα της πλάκας σε σχέση με τον κατώτερο μανδύα, iii) την έκταση της πλάκας, iv) το μήκος και την πυκνότητα του υποβυθιζόμενου τμήματος της πλάκας, v) το ιξώδες του μανδύα και vi) την αντίσταση της τριβής στην ολίσθηση.

Διάφορες θεωρίες και μοντέλα έχουν προταθεί για τον υπολογισμό των δυνάμεων αυτών, χωρίς να είναι πάντα δυνατόν να υπολογισθούν όλες από αυτές. Τα περισσότερα μοντέλα υποστηρίζουν ότι οι σημαντικότερες δυνάμεις είναι η έλξη από την υποβυθιζόμενη πλάκα (slab-pull) και η ώθηση από τη διάνοιξη στη μεσοωκεάνια ράχη (ridge-push), με την πρώτη να είναι κυρίαρχη. Η δύναμη που οφείλεται στην αντίσταση της λιθόσφαιρας στην κίνηση του υποκείμενου μανδύα (mantle-drag), μπορεί να είναι σημαντική μόνο τοπικά, κυρίως ως αντίδραση στην κίνηση του μανδύα κάτω από τις ηπείρους. Η δύναμη, επίσης, που οφείλεται στις θερμικές στήλες είναι σχετικά μικρή. Άλλες δυνάμεις, όπως αυτή της αντίδρασης στην υποβύθιση (subduction-resistance), είναι σημαντική σε τοπικό επίπεδο και όχι σε επίπεδο γήινης σφαίρας.

Οι τάσεις και οι δυνάμεις που δρουν στα περιθώρια και τη βάση των τεκτονικών πλακών, πρέπει να προσδιορίζουν και την κατανομή των τάσεων στο εσωτερικό των λιθοσφαιρικών πλακών. Εφόσον λοιπόν υπάρχουν μετρήσεις των τάσεων από το εσωτερικό των πλακών πρέπει αυτές να συσχετιστούν κατά τα πρότυπα του μοντέλου εξισορρόπησης των δυνάμεων. Ο συσχετισμός αυτός δεν είναι

πάντα εύκολος και χρειάζεται πολύ συστηματική εργασία, ώστε να αποσαφηνισθούν όλα τα αντικρουόμενα στοιχεία, και πάντα λαμβάνοντας υπόψη τα ιδιαίτερα γεωδυναμικά και γεωμετρικά χαρακτηριστικά της κάθε περιοχής μελέτης ώστε και να προσεγγιστεί η πραγματικότητα, που, όσο προστίθενται νέα στοιχεία και δεδομένα, μπορεί συνεχώς να τροποποιείται Όπως φαίνεται και στην Εικόνα 5, η γεωμετρία της ζώνης υποβύθισης παίζει σημαντικό ρόλο στην διαμόρφωση της δομής του μανδύα αλλά και επηρεάζει σημαντικά τα μανδουακά ρεύματα μεταφοράς.

3.4. Μερική τήξη και διαφοροποίηση – Δημιουργία βασαλτών

Μία από τις κυριότερες διεργασίες που πραγματοποιείται στον μανδύα της Γης είναι η δημιουργία μάγματος το οποίο σε πολλές περιπτώσεις εμφανίζεται στην επιφάνεια του ωκεάνιου ή ηπειρωτικού φλοιού με την εκδήλωση ηφαιστειακών εκρήξεων. Σε ορισμένες περιπτώσεις αδυνατεί να ανέλθει στην επιφάνεια και κρυσταλλώνεται υπό την μορφή φλεβικών διεισδύσεων σε μεγαλύτερα βάθη ή υπό την μορφή πολύ μεγάλων βαθυλιθικών πλουτώνιων σχηματισμών. Οι απόψεις των περισσότερων επιστημόνων δίστανται στο αν οι περισσότεροι βασάλτες αντιστοιχούν σε πρωτογενή μάγματα, ή είναι παράγωγα ενός πιο βασικού γονικού μάγματος (Κοκκινάκης 1984; Jacquelyneetal. 1996; McBirney, 1993). Παρά τις σημαντικές έρευνες οι οποίες έχουν πραγματοποιηθεί παραμένει προς το παρόν άγνωστο σε τι ποσοστό οφείλεται η ποικιλότητα του βασαλτικού μάγματος, δηλαδή εάν οι διαφορές οφείλονται κυρίως στο βαθμό ή τις συνθήκες της μερικής τήξεως ή και κατά πόσο σημαντικό ρόλο διαδραματίζουν οι διαφορές των υλικών στη μανδουακή εστία. Άλλος σημαντικός παράγοντας που φαίνεται να επηρεάζει την ποικιλότητα του παραγόμενου μάγματος είναι οι διεργασίες που συντελούνται κατά τη διάρκεια ανόδου του τήγματος προς την επιφάνεια της γης, όπως κλασματική

κρυστάλλωση, κλασμάτωση υγρών, οι οποίες επιφέρουν διαφοροποίηση του μάγματος, αλλά και οι οποίες επηρεάζουν και τα μανδουκά γειτονικά πετρώματα (Κοκκινάκης 1984; Jacquelyneetal. 1996; McBirney, 1993).

Σύμφωνα με τις πετρογενετικές εξισώσεις του Shaw (1970) και Rollinson (1993) υπάρχουν δύο κύριες διεργασίες μερικής τήξης οι οποίες πραγματοποιούνται μέσα στον μανδύα. Η πρώτη είναι η αναλογική μερική τήξη ισορροπίας (Batch melting) η οποία περιγράφει τον σχηματισμό ενός μάγματος το οποίο συνεχώς αντιδρά και βρίσκεται σε ισορροπία με το μανδουκά υπόλειμμα, χωρίς το μάγμα να διαφύγει. Στην μη αναλογική μερική τήξη ισορροπίας (Non modal batch melting) έχουμε μία παρόμοια διεργασία με την αναλογική μερική τήξη ισορροπίας όπου όμως δεν συμπεριλαμβάνονται τα ποσοστά συγκέντρωσης των ορυκτών στο μανδουκά περιδοτιτικό υλικό, καθώς δεν υπάρχει ισορροπία ανάμεσα στο παραγόμενο βασαλτικό μαγμα και στο γονικό μανδουκά πέτρωμα. Μετά την δημιουργία του μάγματος η κυριότερη διεργασία διαφοροποίησης είναι η κλασματική κρυστάλλωση (Fractional crystallization). Η διεργασία της κλασματικής κρυστάλλωσης θεωρείται ότι ακολουθεί τον νόμο κλασμάτωσης του Rayleigh, όπου οι σχηματιζόμενοι κρύσταλλοι απομακρύνονται από το τήγμα την στιγμή που σχηματίζονται, ακλουθώντας την σειρά κρυστάλλωσης του Bowen, εφόσον πραγματοποιείται κάτω από συνθήκες ισορροπίας και σχετικά ομαλής πτώσης της θερμοκρασίας (Κοκκινάκης 1984; Jacquelyneetal. 1996; McBirney, 1993; Rollinson 1993; Shaw 1970).

Σε γενικές γραμμές οι επιστημονικές απόψεις συγκλίνουν στην άποψη ότι τα περισσότερα πρωτογενή βασαλτικά μάγματα, τα οποία είναι και αυτά που πλεονάζουν, δημιουργούνται στον ανώτερο μανδύα από μερική τήξη των περιδοτιτικής σύστασης πετρωμάτων (Εικ. 7) (Davies 2000). Η σύσταση τους

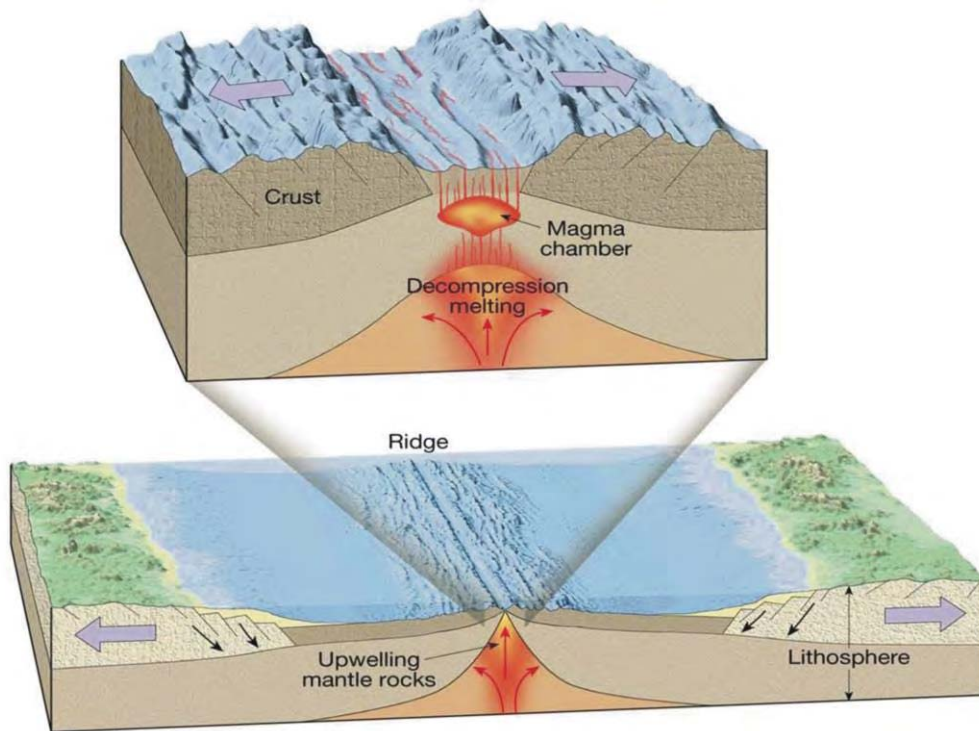
εξαρτάται κυρίως από τη χημική σύσταση των πετρωμάτων του μανδύα και επίσης από το βάθος, όπου λαμβάνει χώρα η τήξη, ακόμα και όταν η χημική σύσταση των πετρωμάτων του μανδύα παραμένει σταθερή. Τα πετρώματα του μανδύα διαφέρουν στην ορυκτολογική τους σύσταση ανάλογα με το βάθος, όπου βρίσκονται, γιατί οι περιοχές σταθερότητας και οι διάφορες σχέσεις των ορυκτών φάσεων, που τα απαρτίζουν, μεταβάλλονται σε συνάρτηση με τη θερμοκρασία και την πίεση, δηλαδή με μεγέθη, που εξαρτώνται άμεσα από το βάθος. Το γεγονός αυτό επηρεάζει φυσικά τις συνθήκες της μερικής τήξεως και τη σύσταση των ρευστών, που σχηματίζονται σε διαφορετικά βάθη (Κοκκινάκης 1984; Jacquelyneetal. 1996; McBirney, 1993). Άλλοι μεταβλητοί παράγοντες είναι η ποσότητα των H₂O και CO₂ στο μανδύα και ο βαθμός τήξεως, που επιτυγχάνεται, πριν το νέο μάγμα αποχωρισθεί από το στερεό υπόλοιπο του μανδύα. Το καινούργιο μάγμα, που προκύπτει από μερική τήξη των πετρωμάτων του μανδύα, θεωρείται πρωτογενής τύπος μάγματος.

Η περιοχή του μανδύα, στην οποία σχηματίζεται το μάγμα, καλείται μανδυακή εστία ή πηγή. Το πέτρωμα, που τήκεται για να δώσει βασαλτικό μάγμα, οφείλει να έχει επίσης βασαλτική σύσταση, ή να περιέχει τα συστατικά του βασάλτη μαζί με πρόσθετα συστατικά, τα οποία παραμένουν ως στερεό υπόλειμμα, αφού σχηματισθεί το βασαλτικό τήγμα. Μια σειρά βασικών και υπερβασικών τύπων πετρωμάτων, όπως γάββροι, βασάλτες, περιδοτίτες, πυροξενίτες και κεροστιλβίτες, καθώς και τα μεταμορφωμένα ισοδύναμα τους (π.χ. πρασινίτες, γρανουλίτες, αμφιβολίτες, εκλογίτες) εκπληρώνει την παραπάνω απαίτηση. Όμως από την παρατήρηση των ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων μέσα στο μανδύα συμπεραίνεται ότι βασαλτικά και γαββρικά πετρώματα δεν υπάρχουν σε σχετικά μεγάλο βάθος, παρά μόνο στα ανώτερα τμήματα της λιθόσφαιρας, ώστε να θεωρηθούν ως γονικά υλικά του βασαλτικού μάγματος (Κοκκινάκης 1984; Jacquelyneetal. 1996). Αμφιβολίτες και κεροστιλβίτες

είναι επίσης απίθανοι υποψήφιοι σε περιβάλλοντα μη ορογενετικών ζωνών, γιατί ως ένυδρα πετρώματα θα έπρεπε να σχηματίζουν μάγματα με υψηλό περιεχόμενο σε νερό αλλά και πτητικά συστατικά, σε αντίθεση προς το βασαλτικό, που είναι αρκετά ξηρό (απουσία ένυδρων φαινοκρύσταλλων ορυκτών σχετικά μεγάλου μεγέθους, εκχυτική και όχι εκρηκτική συμπεριφορά κατά την έξοδο στην επιφάνεια της γης με χαμηλό ιξώδες). Τα πετρώματα, τα οποία απομένουν, είναι επομένως οι περιδοτίτες, οι πυροξενίτες και οι μεταμορφικοί εκλογίτες (Miyashiro, 1994).

Διάφοροι φυσικοί τύποι πετρωμάτων με σύσταση περιδοτιτική, βασαλτική και εκλογιτική υποβλήθηκαν σε πειραματική τήξη και έδωσαν τήγματα βασαλτικής μέχρι πικριτικής συστάσεως με ιδιαίτερα αυξημένα ποσοστά σε Mg (Kokkinάκης 1984; Jacquelyneetal. 1996; McBirney, 1993). Ο τύπος του βασαλτικού μάγματος, που παράγεται με τήξη περιδοτίτη ή εκλογίτη, εξαρτάται κυρίως από τις συνθήκες τήξεως και λιγότερο από τη διαφοροποίηση μετά την τήξη. Το παραγόμενο μάγμα αρχικά κυμαίνεται στη σύσταση του σε συνάρτηση με την πίεση και το βαθμό της μερικής τήξεως στην περιοχή της μανδυακής εστίας.

Η επίδραση της πιέσεως είναι ιδιαίτερα σημαντική, γιατί καθορίζει το είδος των φάσεων, που υπάρχουν στα γονικά πετρώματα της εστιακής περιοχής στον μανδύα. Ο βαθμός μερικής τήξεως είναι σημαντικός, επειδή το εστιακό πέτρωμα δεν τήκεται στιγμιαία και οι στερεές φάσεις του δεν μεταβαίνουν στην υγρή κατάσταση ταυτόχρονα. Οι μανδυακοί περιδοτίτες έχουν ευρύτατη περιοχή θερμοκρασιών τήξεως και για τον λόγο αυτό παραμένουν



Εικ. 7. Περιοχή απομάκρυνσης λιθοσφαιρικών πλακών και εκδήλωσης ηφαιστειακής δραστηριότητας λόγω μερικής τήξης λόγω της πτώσης της πίεσης. Διακρίνεται ο μαγματικός θάλαμος ενώ στην περιοχή υπάρχει δημιουργία νέου ωκεάνιου φλοιού.

στερεοί ακόμα και σε θερμοκρασίες αρκετών εκατοντάδων βαθμών πάνω από τη θερμοκρασία ενάρξεως της τήξεως. Η μερική τήξη επιτυγχάνεται κατά την αποσυμπίεση λόγω της τεκτονικής μετακίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών (Εικ. 7). Με τον τρόπο αυτό φαίνεται ότι και οι κινήσεις που πραγματοποιούνται στην επιφάνεια του φλοιού επηρεάζονται από τις διεργασίες μεταφοράς θερμικών ρευμάτων μέσα στον μανδύα, αλλά επίσης έχουν την δυνατότητα να δημιουργήσουν τις κατάλληλες συνθήκες για σημαντική μεταβολή της πίεσης σε ορισμένες θέσεις στον μανδύα, προκαλώντας έτσι σχηματισμό μάγματος, αλλά και σημαντικές μεταβολές στην ίδια την σύσταση του μανδύα (Κοκκινάκης 1984; Jacquelynneetal. 1996; McBirney, 1993). Περιδοτιτικοί τύποι, που είναι δυνατόν να λιώσουν μερικώς, για να παράγουν ένα βασικό υγρό, είναι εκείνοι που περιέχουν κλινοπυρόξενο καθώς

και σπινέλλιο ή γρανάτη (π.χ.λερζόλιθοι, δουνίτες, χαρζβουργίτες). Οι περισσότεροι αλπικού τύπου ή στρωματόμορφοι περιδοτίτες συνίστανται κυρίως από ολιβίνη και ορθοπυρόξενο και δεν τήκονται εύκολα, έτσι ώστε να μη μπορούν να δώσουν ένα σημαντικό ποσό βασικού τήγματος. Αυτές οι διεργασίες οδηγούν σταδιακά στην μεταβολή της σύστασης του μανδύα, καθώς συνεχώς χάνει περιεχόμενο σε κλινοπυρόξενο, αλλά και με εκτεταμένη τήξη και σε ορθοπυρόξενο (McBirney 1993).

Άλλος εναλλακτικός τρόπος για την δημιουργία βασαλτικού μάγματος προέρχεται από την μεταμόρφωση υψηλού βαθμού που πραγματοποιείται σε συνθήκες υψηλών πιέσεων και θερμοκρασιών, σε ζώνες υποβύθισης, και τα πετρώματα πιστεύεται ότι συμβάλλουν σημαντικά στον ετερογενή χαρακτήρα του μανδύα (McBirney 1993; Miyashiro, 1994).

3.5. Σεισμικά κύματα.

Τα σεισμικά κύματα είναι φορείς μηνυμάτων που μεταφέρουν πληροφορίες για τα υλικά που υπάρχουν στο εσωτερικό της Γης και για την ίδια της την δομή. Τα κύματα αυτά προκαλούν την ταλάντωση των υλικών σημείων, πράγμα που σημαίνει ότι τα σωματίδια της ύλης απομακρύνονται από την θέση ισορροπίας τους προς στιγμινή μέχρι να ξαναισορροπήσουν. Η ικανότητα του υλικού να παραμορφωθεί προσωρινά από τα σεισμικά κύματα μπορεί να περιγραφεί από τις ελαστικές ιδιότητες του. Αυτές οι φυσικές ιδιότητες μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον διαχωρισμό των διαφορετικών υλικών. Οι ελαστικές ιδιότητες επιδρούν στις ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων μέσα από τα υλικά αυτά. Ο τρόπος και η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων μέσω των υλικών ελέγχεται από τις ελαστικές ιδιότητες τους. Υλικά τα οποία υπακούουν στο νόμο του Hook είναι ελαστικά και παρουσιάζουν μια γραμμική σχέση μεταξύ stress ($\sigma = \frac{F}{A}$) και strain ($\epsilon = \frac{\Delta l}{L}$).

Σε ένα ισότροπο και ομογενές σώμα άπειρης έκτασης, που παραμορφώνεται ελαστικά, δυο είδη κυμάτων είναι δυνατόν να διαδοθούν. Το ένα είδος μεταδίδεται με την κίνηση των υλικών σωματιδίων μπρος-πίσω κατά μήκος της διεύθυνσης διάδοσης και ονομάζεται διαμήκες κύμα (P-κύματα). Το άλλο είδος λέγεται εγκάρσιο (S-κύματα) και σε αυτό η κίνηση των σωματιδίων γίνεται κάθετα προς την διάδοση του κύματος ή της σεισμικής ακτίνας. Τα διαμήκη κύματα αποτελούνται από μια σειρά συμπιέσεων και αραιώσεων, οι οποίες μπορούν να παρασταθούν ως κέντρα υλικών σωματιδίων πιο κινούνται πιο κοντά και πιο μακριά από την αρχική τους θέση.

Χρησιμοποιώντας μαθηματική ανάλυση για ελαστικά μέσα, μπορούμε να εξάγουμε τις εξισώσεις κίνησης των P- και S- κυμάτων από τις οποίες προκύπτουν οι αντίστοιχες ταχύτητές τους, λαμβάνοντας υπόψη τις ελαστικές σταθερές και την πυκνότητα των υλικών. Οι εξισώσεις αυτές είναι:

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{(1-\mu)}{(1-2\mu)(1+\mu)}}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\mu)}}$$

G είναι το μέτρο διάτμησης (Shear Modulus)

K είναι το μέτρο ελαστικότητας όγκου (Bulk Modulus) ($K = -V \frac{dP}{dV}$)

ρ είναι η πυκνότητα και **E** είναι το μέτρο ελαστικότητας.

μ είναι ο λόγος poisson

Το μέτρο ελαστικότητας **E** συνδέεται με το μέτρο διάτμησης: $E = 2G(1+\mu)$

Εαν λάβουμε υπόψη ότι το μέτρο διάτμησης και G και η σταθερά κυβικής διαστολής

παίρνουν μόνο θετικές τιμές και ότι ο λόγος Poisson είναι μικρότερος ή ίσος του 0.5 τότε γίνεται αντιληπτό εύκολα ότι η ταχύτητα των P-κυμάτων πρέπει να είναι πάντα μεγαλύτερη από εκείνη των S-κυμάτων με σχετικά μεγάλο συντελεστή κιάλας.

Συνδυάζοντας τις 2 παραπάνω σχέσεις προκύπτει η εξής σχέση:

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{1-\mu}{\frac{1}{2}-\mu}}$$

Επειδή το G ισούται με μηδέν για τα υγρά, η ταχύτητα των S-κυμάτων είναι επίσης μηδέν. Δηλαδή τα εγκάρσια κύματα δεν διαδίδονται στα υγρά.

Αν η Γη ήταν ομογενής και οι τιμές των K, μ, και ρ ήταν παντού οι ίδιες τότε οι ταχύτητες V_p , V_s θα ήταν σταθερές στο εσωτερικό της Γης και τα σεισμικά κύματα θα ακολουθούσαν ευθείες γραμμές κατά τη διάδοσή τους.

Μια από τις εφαρμογές της Σεισμολογίας είναι ο καθορισμός της μεταβολής των K, μ και ρ με το βάθος μέσα στη Γη και στη συνέχεια η εξαγωγή συμπερασμάτων που αφορούν την κατανομή της Πίεσης και της Θερμοκρασίας με το βάθος μέσα στη Γη.

Επομένως μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε στοιχεία από τον τρόπο που μεταβάλλονται οι ταχύτητες ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων με το βάθος στη Γη για να οδηγηθούμε σε συμπεράσματα σε σχέση με τη σύσταση, την πίεση και τη θερμοκρασία του εσωτερικού της Γης.

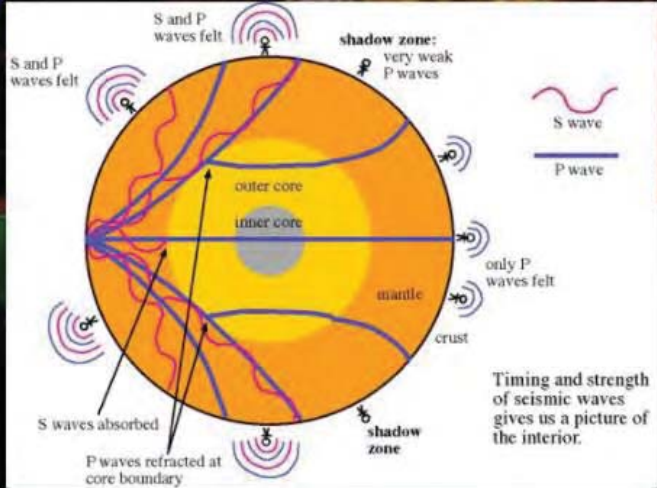
Σαν γενικό κανόνα μπορούμε να θεωρήσουμε ότι η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων αυξάνει με την αύξηση της πίεσης (η οποία είναι σχεδόν μόνο συνάρτηση του βάθους) και ελαττώνεται με την αύξηση της θερμοκρασίας.

Στην διερεύνηση ρηχών σχετικά βαθών χρησιμοποιούνται αποκλειστικά διαμηκή κύματα και επομένως μόνες διαφορές που εντοπίζονται είναι στις ταχύτητες των P-

κυμάτων. Οι ταχύτητες αυτές μπορούν κ υπολογίζονται είτε με διάφορες εφαρμογές σεισμικών μεθόδων, είτε με εργαστηριακές ασκήσεις.

Earth's Interior

- Indirectly from seismic waves (earthquakes)
 - Waves from earthquakes will change speed and direction when traveling through different densities



Timing and strength of seismic waves gives us a picture of the interior.

Τα βασικά σεισμολογικά δεδομένα για τη μελέτη του εσωτερικού εσωτερικού της Γης είναι οι καμπύλες χρόνων διαδρομής των σεισμικών κυμάτων. Αυτές βασίζονται βασίζονται σε μετρήσεις των αφίξεων των σεισμικών κυμάτων σε διάφορους δέκτες (σεισμολογικούς σταθμούς - σεισμόμετρα). Για να μεταβούμε από τις αφίξεις σε καμπύλες χρόνων διαδρομής χρειάζεται να γνωρίζουμε το χρόνο γένεσης και τη θέση της πηγής (επίκεντρο αν πρόκειται για σεισμική πηγή).

4. ΚΡΥΣΤΑΛΛΟΓΡΑΦΙΑ

4.1. Γενικές Γνώσεις.

Κρυσταλλογραφία ονομάζεται γενικά η μελέτη του κρυσταλλικού πλέγματος, δηλαδή της γεωμετρικής δόμησης των κρυστάλλων. Με τη βοήθεια της κρυσταλλογραφίας και των μεθόδων που ακολουθεί αυτή, οι επιστήμονες ανακαλύπτουν τη γεωμετρική διάταξη (κρυσταλλικό σύστημα) των σωματιδίων που συγκροτούν τους κρυστάλλους. Μια δέσμη ακτίνων X περνώντας μέσα από τα μικροσκοπικά σωματίδια του κρυστάλλου δημιουργεί ένα σχήμα από κηλίδες πάνω σε ένα φιλμ που προσκρούει τελικά στη συνέχεια. Από το σχήμα αυτό που αποτυπώνεται στο φιλμ οι ειδικοί μελετητές αναγνωρίζουν έτσι τη γεωμετρική δόμηση.

Αυτή η τεχνική χρησιμοποιείται επίσης και στη μελέτη κραμάτων και ορυκτών, Η κρυσταλλογραφία που εφαρμόζεται με ακτίνες X καλείται κρυσταλλογραφία ακτίνων X .

Η κρυσταλλογραφία ακτίνων X είναι λοιπόν μια μέθοδος για τον προσδιορισμό της ατομικής και μοριακής δομής ενός κρυστάλλου, στον οποίο τα άτομα προκαλούν την περίθλαση των ακτίνων X σε διάφορες συγκεκριμένες κατευθύνσεις. Μετρώντας τις γωνίες και και τις εντάσεις των διαθλασμένων ακτίνων είναι δυνατόν να αναπαρασταθεί η τρισδιάστατη εικόνα της πυκνότητας και της θέσης των ηλεκτρονίων μέσα στον κρύσταλλο, αυτή η θέση των ηλεκτρονίων στην ουσία προδίδει και την μέση θέση των ατόμων μέσα στον κρύσταλλο, καθώς και οι χημικοί τους δεσμοί αλλά και άλλου είδους πληροφορίες (πχ συμμετρία).

Η κρυσταλλογραφία έχει χρησιμοποιηθεί στο παρελθόν για τον προσδιορισμό της δομής πολλών υλικών αλλά και της δομής του DNA. Η κρυσταλλογραφία ακτίνων X είναι ακόμη η ναυαρχίδα των τεχνικών για την εξερεύνηση της δομής της ύλης για

αυτό κιάλας χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό της δομής των υλικών σε εξαιρετικά υψηλές πιέσεις και θερμοκρασίες, συνθήκες όμοιες με αυτές που επικρατούν στο εσωτερικό της Γης.

Η κρυσταλλογραφία ακτίνων X συνδέεται με την περίθλαση ακτίνων X αλλά και με άλλες πειραματικές μεθόδους περιθλάσεως για τον καθορισμό της εσωτερικής δομής όπως είναι η σκέδαση ηλεκτρονίων ή νετρονίων, η μέθοδος Laue, η μέθοδος περιστρεφόμενου κρυστάλλου και η μέθοδος σκόνης.

Οι ακτίνες X ανακαλύφθηκαν το 1895 από τον Wilhelm Roentgen στη Γερμανία στο πανεπιστήμιο όπου εργαζόταν. Παρατήρησε κάποιους κρυστάλλους να φθορίζουν όταν δημιουργήθηκε εκκένωση και εξετάζοντας τις σκιές που δημιουργήθηκαν από τις ακτίνες εντόπισε την προέλευση τους στα τοιχώματα του σωλήνα εκκένωσης. Χρονικά αργότερα ο von Laue, που υπήρξε θεμελιωτής της θεωρίας της σκέδασης των ακτίνων X, έδειξε ότι ήταν ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία με μήκος κύματος πολύ μικρότερο από φως, ενώ παράλληλα αποκάλυψε ότι στο εσωτερικό των στερεών η συγκρότηση των δομικών λίθων χαρακτηρίζεται από μια εκπληκτική αρχιτεκτονική. Ο Monseley (1913) συνέδεσε σε στοιχεία ορισμένου ατομικού αριθμού τις αντίστοιχες χαρακτηριστικές γραμμές εκπομπής και ο Barkla ανακάλυψε το φάσμα εκπομπής ακτίνων X το 1916.

Οι ακτίνες X εκπέμπονται σε ευθείες γραμμές με ταχύτητα 3×10^8 m/s, όπως το φως, δεν επηρεάζονται από ηλεκτρικά και μαγνητικά πεδία και απορροφούνται διαφορετικά κατά τη διέλευση τους μέσα από ουσίες διαφορετικής σύστασης, πυκνότητας ή πάχους. Βρέθηκε επίσης όπως προαναφέραμε ότι έχουν φάσμα απορρόφησης χαρακτηριστικό των χημικών στοιχείων.

Στην περίθλαση ακτίνων X το δείγμα υπό εξέταση είναι τοποθετημένο πάνω σε ένα γωνιόμετρο και περιστρέφεται σταδιακά ενώ βομβαρδίζεται με ακτίνες X με

αποτέλεσμα να δημιουργείται ένα διάγραμμα περίθλασης (diffraction pattern), οι δισδιάστατες αυτές εικόνες που δημιουργούνται για διάφορες γωνίες μπορούν να μετατραπούν σε ένα τρισδιάστατο μοντέλο απεικόνισης της δομής και πυκνότητας των ηλεκτρονίων μέσω της μαθηματικής μεθόδου του μετασχηματισμού Fourier συνδυαζόμενα με κάποια χημικά δεδομένα που είναι ήδη γνωστά.

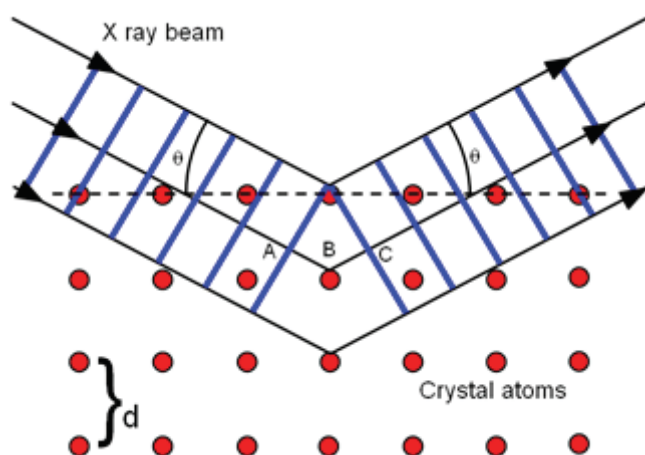
Έστω μια δέσμη φωτός προσπίπτει πάνω σε δυο σχισμές, όπως στο γνωστό πείραμα Young, εάν το φως διαδιδόταν ευθύγραμμα, μετά την δίοδο του μέσα από τις σχισμές οι ακτίνες δεν θα συνέβαλαν. Η αρχή του Huygens όμως ορίζει ότι οι σχισμές επανεκπέμπουν κύματα και έτσι το φως παρακάμπτει την ευθύγραμμη διαδρομή και διαδίδεται μέσα σε περιοχές όπου θα αναμενόταν να υπάρχει σκιά. Αυτή η απόκλιση του φωτός από την αρχικά ευθύγραμμη πορεία του ονομάζεται περίθλαση. Γενικά, το φαινόμενο της περίθλασης παρατηρείται όταν το εμπόδιο ή η σχισμή έχουν διαστάσεις της ίδιας τάξης μεγέθους προς το μήκος κύματος των διαδιδόμενων κυμάτων. Έτσι, για να παρατηρήσουμε περίθλαση του φωτός πρέπει να έχουμε πολύ μικρές οπές ή πολύ μικρά εμπόδια ή εμπόδια με πολύ αιχμηρά άκρα.

Ο θεμελιώδης νόμος που διέπει την περίθλαση των ακτίνων X από κρυσταλλικά υλικά, εξάγεται ως εξής: Θεωρούμε πως ένα επίπεδο κύμα προσπίπτει σε ένα δισδιάστατο ορθογώνιο πλέγμα κέντρων σκέδασης. Καθώς η ακτίνα είναι ηλεκτρομαγνητικό κύμα, προσδίδει στον σκεδαστή μια ταλαντούμενη ηλεκτρική διπολική ροπή δημιουργώντας εκπομπή σκεδαζόμενων κυμάτων. Το προκύπτον διαμόρφωμα συμβολής είναι η επαλληλία όλων αυτών των κυμάτων. Το διαμόρφωμα συμβολής ή διαμόρφωμα περίθλασης ακτίνων X είναι εναλλαγές περιοχών μηδενικής έντασης (σκοτεινές) και μέγιστης έντασης (φωτεινές). Ο υπολογισμός του συνάγεται εάν θεωρήσουμε τις συνολικές διαφορές δρόμου, που περιλαμβάνουν την απόσταση πηγής-σκεδαστή και σκεδαστή-παρατηρητή. Στην περίπτωση που οι γωνίες

πρόπτωσης και ανάκλασης είναι ίσες, το μήκος της απόστασης από την πηγή ως το σκεδαστή είναι το ίδιο για όλους τους σκεδαστές τις ίδιας σειράς. Σε γειτονικές σειρές ισχύει εφόσον η διαφορά είναι ακέραιο πολλαπλάσιο του μήκους κύματος. Αυτή η απόσταση είναι ίση με $2d \sin\theta$.

Οι προϋποθέσεις για να φτάσει στον παρατηρητή η ακτινοβολία, που προέρχεται από όλη τη συστοιχία σε φάση είναι: i) Η γωνία πρόσπτωσης να είναι ίση με τη γωνία σκέδασης. ii) Η απόσταση των δυο γειτονικών σημείων να είναι ίση ως προς $n\lambda$.

Με αυτόν τον τρόπο προκύπτει η συνθήκη Bragg, επεκτείνοντας τη θεωρία και αντικαθιστώντας τις σειρές σκεδαστών με επίπεδα σκεδαστών. Επιπλέον το d ισούται με την απόσταση μεταξύ των γειτονικών επιπέδων. Έτσι, γνωρίζοντας το d είναι δυνατός ο υπολογισμός του λ , του μήκους κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας, ισχύει όμως προφανώς και το αντίστροφο, δηλαδή γνωρίζοντας το λ της προσπίπτουσας (χρησιμοποιούμενης) ακτινοβολίας είναι δυνατός ο προσδιορισμός του d ενός άγνωστης δομής κρυστάλλου, με βάση το φάσμα περίθλασης του. Σημαντικό είναι η μέτρηση της γωνίας θ , που πραγματοποιείται από την επιφάνεια του κρυστάλλου και όχι από την κάθετη στην επιφάνεια πρόσπτωσης.



Η περίθλαση στη φυσική περιγράφεται όπως είπαμε ως το φαινόμενο της διάχυσης των κυμάτων προς όλες τις κατευθύνσεις όταν αυτά προσπίπτουν σε ένα φράγμα ή

οπή με διαστάσεις παραπλήσιες του μήκους κύματος. Το φράγμα αποτελείται από παράλληλες σχισμές ίσου πλάτους d και θα πρέπει να ισχύει και $d \leq \lambda$. Ο Max Von Laue ήταν ο επιστήμονας που έθεσε τα θεωρητικά θεμέλια του XRD προτείνοντας ότι είναι δυνατό ένας φυσικός κρύσταλλος να αποτελέσει ένα είδος τρισδιάστατου φράγματος περίθλασης ακτίνων X αφού η διάταξη των ατόμων στον κρύσταλλο μπορεί να θεωρηθεί ως μια σειρά από παράλληλα δικτυωτά επίπεδα, τα οποία ισαπέχουν μεταξύ τους αποστάσεις της τάξεως του 1 \AA . Ως εκ τούτου μια δέσμη ακτίνων X θα μπορούσε να υποστεί σκέδαση, να απορροφηθεί και να εκπεμφθεί εκ νέου από μεμονωμένα άτομα κρυστάλλου. Τα πρώτα πειράματα που διεξήχθησαν επιβεβαίωσαν ότι πράγματι οι ακτίνες X είναι κύματα και ότι τα άτομα σε έναν κρύσταλλο είναι διευθετημένα σε μια κανονική διάταξη. Έκτοτε η τεχνική χρησιμοποιείται ευρύτατα για τη μελέτη της κρυσταλλικής δομής. Η μελέτη της δομής απαιτεί την εφαρμογή του νόμου της σκέδασης ή συνθήκη του Bragg, που συνδέει το μήκος κύματος, λ , της ακτινοβολίας, τη γωνία περίθλασης, θ , και την πλεγματική απόσταση, d μεταξύ των ατόμων σε ένα κρύσταλλο.

$$n \cdot \lambda = 2 \cdot d \cdot \sin \theta$$

Όπου n ακέραιος ακέραιος αριθμός όπου παίρνει τις τιμές 0,1,2,3,4,5,.. και αναφέρεται στα διαδοχικά παράλληλα νοητά κρυσταλλικά επίπεδα, που όλα παράγουν ενισχυτική συμβολή. Οι παράμετροι λοιπόν που βρίσκονται στην διάθεση ενός πειραματικού ερευνητή είναι το μήκος κύματος λ της ακτινοβολίας και η γωνία θ . Ζητούμενο είναι τα διαφορετικά d . Έτσι τυπικά μπορεί κανείς να μεταβάλλει είτε το μήκος κύματος της ακτινοβολίας με σταθερή γωνία είτε τη γωνία με σταθερό μήκος κύματος μέχρι να πάρει σύμφωνη σκέδαση.

Η τεχνική της περίθλασης ακτίνων-X προσφέρει τη δυνατότητα να γίνεται ο χαρακτηρισμός των κρυσταλλικών υλικών (όπως πχ μετάλλων, ορυκτών, κεραμικών,

πλαστικών, πολυμερών, ανόργανων ή οργανικών ενώσεων). Αποτελεί ένα ανεκτίμητο ερευνητικό εργαλείο για τη μελέτη της κρυσταλλικής δομής των υλικών. Είναι εφικτή η επακριβής μέτρηση των αποστάσεων των ατόμων στο κρυσταλλικό πλέγμα, καθώς και ο προσδιορισμός της πλεγματικής δομής σύνθετων κρυστάλλων. Επιπλέον δύναται να χρησιμοποιηθεί και για τον προσδιορισμό των επιμέρους φάσεων από τις πρώτες ύλες (ή συνθήκες) μέχρι το τελικό προϊόν, και να μας παρέχει πληροφορίες για τη φυσική κατάσταση του υλικού.

Οι κορυφές ενός φάσματος XRD χαρακτηρίζονται από καθορισμένη θέση σε αυτό, χαρακτηριστική ένταση και διαφορετικό σχήμα ανάλογα με το υλικό. Οι εντάσεις των κορυφών σχετίζονται με τον τύπο των ατόμων, τη διεύθυνση τους στον κρύσταλλο και μπορούν επίσης να ποσοτικοποιηθούν και να δώσουν ακριβείς πληροφορίες για το εξεταζόμενο υλικό.

Όπως προαναφέραμε, στις πειραματικές τεχνικές μπορούμε είτε:

- i) Να κρατήσουμε σταθερό το θ και να μεταβάλλουμε το λ
- ii) Να κρατήσουμε σταθερό το λ και να μεταβάλλουμε τη γωνία θ

Η παλαιότερη και πιο έγκυρη μέθοδος είναι η περίθλαση ακτίνων X μονοκρυστάλλου, η οποία επιτρέπει τον προσδιορισμό της τρισδιάστατης δομής του δείγματος. Ο κρύσταλλος τοποθετείται σε συγκεκριμένη θέση και υπό γνωστή γωνία ως προς την δέσμη των ακτίνων X. Η μέθοδος απαιτεί γνώση της δομής του κρυστάλλου, δηλαδή γνωρίζουμε εκ των προτέρων τα μεγέθη d όπως και την γωνία ακτίνων X με την οποία προσπίπτει επί της επιφανείας του κρυστάλλου. Στην μέθοδο αυτή χρησιμοποιούμε «λευκές» ακτίνες X, δηλαδή μια συνεχή κατανομή μηκών κύματος. Όμως μόνο συγκεκριμένα μήκη κύματος θα δώσουν σύμφωνη σκέδαση,

δηλαδή κάθε ομάδα επιπέδων επιλέγει συγκεκριμένο λ , ώστε να πληρούται η συνθήκη (νόμος) Bragg. Στη πράξη βέβαια ενδέχεται να χρησιμοποιήσουμε φίλτρα για να αφαιρέσουμε μεγάλα μήκη κύματος που μπορούν να προκαλέσουν ζημιά λόγω θέρμανσης.

Η δέσμη ακτίνων X καθώς περιθλάται παράγει μία απεικόνιση αποτελούμενη από κηλίδες οι οποίες είναι ενδεικτικές της συμμετρίας στο εσωτερικό του κρυστάλλου. Οι εντάσεις και οι γωνίες της δέσμης ακτίνων X καταγράφονται καθώς ο κρύσταλλος περιστρέφεται σταδιακά, κάθε σημείο, κάθε κηλίδα στην εικόνα περίθλασης ονομάζεται αντανάκλαση, αφού είναι στην ουσία είναι η αντανάκλαση (ανάκλαση) των ακτίνων X από ένα σύνολο επιπέδων που ισαπέχουν μέσα στον κρύσταλλο.

Διαδικασία:

Η περίθλαση ακτίνων X μονοκρυστάλλου έχει τρία βασικά βήματα. Το πρώτο και συνήθως το πιο δύσκολο είναι η απόκτηση ενός κατάλληλου κρυστάλλου, ο κρύσταλλος θα πρέπει να είναι επαρκώς μεγάλος (τάξη μεγέθους μεγαλύτερη από 0,1mm) καθαρός ως προς την σύνθεσή του και να μην παρουσιάζει σημαντικές εσωτερικές ατέλειες.

Στο δεύτερο βήμα ο κρύσταλλος τοποθετείται σε μια έντονη δέσμη ακτίνων X και έχουμε την παραγωγή της εικόνας περίθλασης του κρυστάλλου. Καθώς ο κρύσταλλος περιστρέφεται σταδιακά κάποιες ανακλάσεις εξαφανίζονται και κάποιες καινούριες εμφανίζονται, η ένταση κάθε σημείου καταγράφεται σε όλες τις κατευθύνσεις του κρυστάλλου.

5. ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΕΣ ΓΙΑ ΤΟ ΕΙΔΟΣ ΚΑΙ ΤΗ ΣΥΣΤΑΣΗ ΤΟΥ ΜΑΝΔΥΑ

Ο ρόλος της έρευνας υψηλών πιέσεων με χρήση ακτινοβολίας Σύγχροτρον.

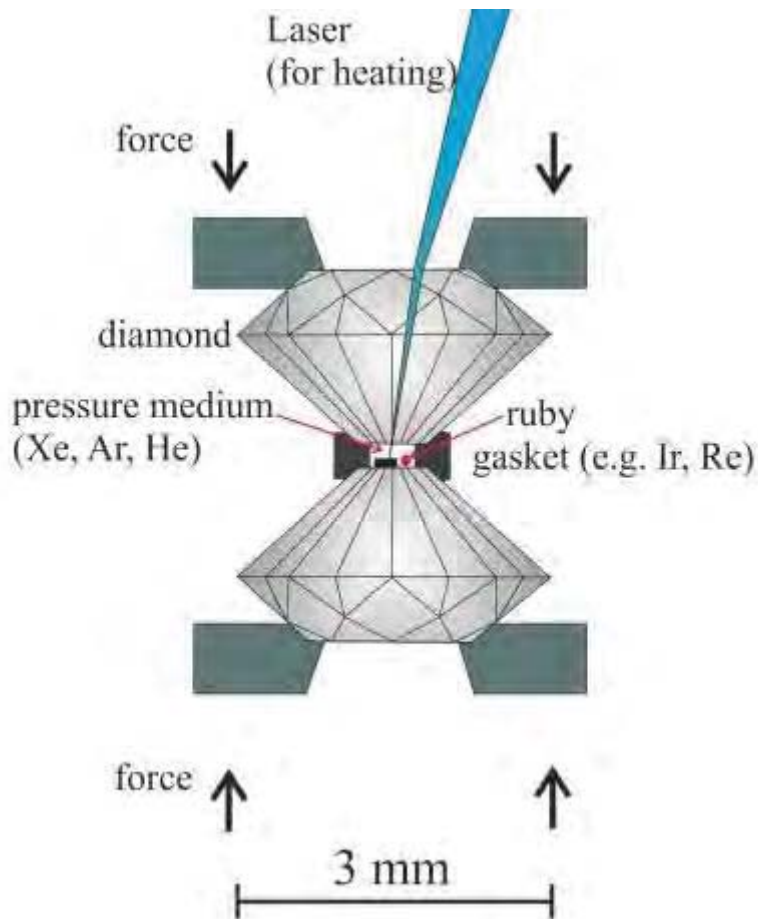
Οι συνθήκες πίεσης στα βαθύτερα τμήματα της Γης προσδιορίζονται από την κατανομή πυκνότητας με το βάθος. Η πίεση στη βάση του ανώτερου μανδύα (660 χιλιόμετρα) αντιστοιχεί σε περίπου 24 GPa, ενώ στο όριο πυρήνα-μανδύα είναι περίπου 135 GPa. Στο όριο του εσωτερικού πυρήνα η πίεση αντιστοιχεί σε περίπου 330 GPa, ενώ η πίεση στο κέντρο της Γης είναι 363 GPa. Κοντά στην επιφάνεια η εκτίμηση των θερμοκρασιών προέρχεται από μια ποικιλία αποδεικτικών στοιχείων: θερμοκρασίες μάγματων, το μέγεθος της γεωθερμικής βαθμίδας, γεωθερμόμετρα που λειτουργούν βάση της κατάστασης των συνυπάρχοντων ορυκτών ή των συστάσεων των στερεών διαλυμάτων. Σε μεγαλύτερα βάθη, οι θερμοκρασίες μπορεί να προσδιορίζονται από την θέση του ορίου μεταβολής φάσης, όπως το σημείο τήξης του σιδήρου σε 330 GPa και του σχηματισμού περοβσκίτη, κοντά στα 660 km βάθος. Ο πυρήνας της Γης καλύπτει ένα ακόμη πιο ακραίο εύρος: 135-363 GPa και θερμοκρασίες ίσως μέχρι και 6000 K. Αυτά τα μεγέθη θέτουν αυστηρές απαιτήσεις για τις πειραματικές συσκευές ώστε παρόμοιες συνθήκες να μπορούν να δημιουργηθούν που θα εξομοιώσουν τις πραγματικές συνθήκες του πυρήνα. Η ανάπτυξη ειδικών ευθείων δέσμης (beamlines) για την έρευνα υψηλής πίεσης και στις δύο πηγές σύγχροτρον δεύτερης και τρίτης γενιάς έχει οδηγήσει σε μια αρμονική ανάπτυξη που έχει βοηθήσει όχι μόνο στην πρόοδο των αναλυτικών ικανοτήτων, αλλά έχει επίσης προωθήσει την δημιουργία εξελιγμένων συσκευών παραγωγής πίεσης και θερμοκρασίας. Πρόσφατες αξιολογήσεις των αιτήσεων που υποβλήθηκαν στα διαθέσιμα Σύγχροτρον για την έρευνα υλικών σε υψηλές πιέσεις μπορούν να βρεθούν στην βιβλιογραφία. [Hemley et al. 2005, Paszkowicz 2002]

Πειραματικές τεχνικές για την πλανητική εσωτερική έρευνα

5.1. Συσκευές για την παραγωγή υψηλής πίεσης και θερμοκρασίας

5.1.1. Κυψελίδα Ακμονα Αδάμαντα.

Σε μια κυψελίδα αδάμαντα, ένα δείγμα συμπιέζεται μονοαξονικά μεταξύ δύο διαμαντιών υψηλής ποιότητας. Δύο πλεονεκτήματα της συσκευής οδήγησαν στην ευρεία χρήση του για μελέτες σχετιζόμενες με το εσωτερικό της Γης: (1) Μπορούν να επιτευχθούν εύκολα πολύ υψηλές πιέσεις έως και πάνω από 100 GPa (1 Mbar), που σημαίνει ότι ουσιαστικά, όλο το φάσμα της πίεσης της Γης είναι προσβάσιμο σε άμεση μελέτη. (2) Ο Αδάμας της συσκευής είναι διαπερατός σε μεγάλες περιοχές του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος, καθιστώντας την κυψελίδα αδάμαντα ιδιαίτερα κατάλληλη για επιτόπιες (*in situ*) αναλύσεις, που επιτρέπουν την εφαρμογή ενός ευρέος φάσματος πηγών ακτινοβολίας. Το κύριο μειονέκτημα της συσκευής είναι ο περιορισμός του όγκου του συμπιεσμένου δείγματος που απαιτείται να είναι ιδιαίτερα μικρών διαστάσεων. Πάντως η συσκευή έχει υποστεί στην διάρκεια του χρόνου συνεχή βελτίωση από την εποχή που πρωτοκατασκευάστηκε.



5.1.2. Λείζερ θέρμανσης

Μία από τις πιο σημαντικές εξελίξεις που προκύπτουν από τον συνδυασμό των ευθειών δέσμης και των τεχνικών υψηλής πίεσης είναι να προωθήσει *in situ* πειράματα με συνθήκες $P - T$ παρόμοιες με αυτές που επικρατούν στο εσωτερικό των πλανητών, σε αντίθεση με πιο έμμεσες μεθόδους πειραματικής ανάκτησης της θερμοκρασίας και πίεσης. Στην κυψελίδα αδάμαντα, οι υψηλές θερμοκρασίες μπορεί να επιτευχθούν με θερμικό αντιστάτη ή με χρήση δέσμης λείζερ. Οι μέθοδοι με θερμικό αντιστάτη προσφέρουν το πλεονέκτημα ότι μπορούν να παράγουν εξαιρετικά ομοιόμορφες θερμοκρασίες στην κυψελίδα αδάμαντα, όμως συχνά περιορίζονται σε θερμοκρασίες $\sim 1300\text{K}$ ή χαμηλότερες, περιορίζοντας κατά τον τρόπο αυτό την άμεση αναπαράσταση των γεωφυσικών συνθηκών με εκείνες που επικρατούν στις

υποβυθιζόμενες λιθοσφαιρικές πλάκες. Παρόλα αυτά, οι μέθοδοι αυτοί θέρμανσης έχουν βρει σημαντικές εφαρμογές για τον προσδιορισμό πίεσης-όγκου-θερμοκρασίας (P-V-T) στην καταστατική εξίσωση και σε μελέτες αλλαγής φάσης των πλανητικών υλικών [Fei και Wang 2000]. Πιο πρόσφατα, νέα σχέδια για την εσωτερική και εξωτερική θέρμανση αντίστασης που μπορούν να φτάσουν είτε πολύ υψηλές θερμοκρασίες (~3000 K) σε συνθήκες μέτριων πιέσεων [Zha και Bassett 2003] ή μέτριες θερμοκρασίες (1200 K) σε πιέσεις πολλών megabar, με υψηλό βαθμό θερμικής σταθερότητας [Dubrovinskaia και Dubrovinsky 2003].

Η μέθοδος αυτή έχει πολλά πλεονεκτήματα, από τα σημαντικότερα εκ των οποίων είναι η δυνατότητα θέρμανσης των δειγμάτων σε υψηλές πιέσεις αλλά και σε θερμοκρασίες έως ~5000 K. Συστήματα που χρησιμοποιούν πηγές λέιζερ CO_2 έχουν επίσης χρησιμοποιηθεί σε εγκαταστάσεις σύγχροτρον [Yagi et al. 2001, Boehler 2000]. Τα συστήματα θέρμανσης με CO_2 λέιζερ έχουν το πλεονέκτημα ότι η ακτινοβολία αυτή απορροφάται άμεσα από πυριτικά ορυκτά αλλά και από τα οξείδια, χωρίς να απαιτείται άλλο υλικό σαν απορροφητής. Ενώ κατά τη θέρμανση με λέιζερ μπορεί εύκολα να επιτευχθούν πλανητικές θερμοκρασίες, η μέθοδος πάσχει από ένα σοβαρό μειονέκτημα, δηλαδή ότι μπορούν να αναπτυχθούν ισχυρές θερμοκρασιακές βαθμίδες. Σχετικά με την ακρίβεια του προσδιορισμού της θερμοκρασίας εγείρεται ένας προβληματισμός αναφερόμενος στην συστηματική θερμοκρασιακή αβεβαιότητα. Η αβεβαιότητα αυτή οφείλεται στις χρωματικές εκτροπές στο οπτικό σύστημα, τη ναφαιτική ικανότητα του δείγματος που εξαρτάται από το μήκος κύματος και μη ορθά προσδιορισμένες αξονικές θερμοκρασιακές βαθμίδες.

5.1.3. Συσκευές μεγάλου όγκου

Συσκευές μεγάλου όγκου πολλαπλών-ακμώνων καλύπτουν ένα πιο περιορισμένο εύρος P-T από ότι η κυψελίδα αδάμαντα. Ωστόσο, το μειονέκτημα αυτό αντισταθμίζεται από ένα μεγαλύτερο όγκο δείγματος (~1-10 mm³) που επιτρέπει την εξαιρετικά ομοιόμορφη (\pm 10-20 K) και παρατεταμένη σταθερή θέρμανση. Μια σημαντική δραστηριότητα της συσκευής είναι ο ποσοτικός προσδιορισμός των σχέσεων φάσης σε συστήματα πολλών συστατικών που σχετίζονται με τις κύριες λιθολογίες που προβλέπονται εντός του μανδύα [Fei και Bertka 1999]. Πριν από την ανάπτυξη των τεχνικών σύγχροτων, παρόμοιες μελέτες και πειράματα γινόντουσαν σε δείγματα τα οποία θερμαίνονται και ψύχονται απότομα. Αυτή η προσέγγιση έχει τον περιορισμό ότι η πίεση δεν προσδιορίζεται με ακρίβεια στις υψηλές θερμοκρασίες. Άλλοι τομείς στους οποίους η συσκευή έχει διαδραματίσει σημαντικό ρόλο περιλαμβάνουν τον προσδιορισμό των θερμοελαστικών ιδιοτήτων με χρήση συμβολομετρίας με υπέρηχους [Li B et al. 2004], την εύρεση της καταστατικής (P-V-T) εξίσωσης [Duffy και Wang 1998], μελέτες παραμόρφωσης και τις μελέτες των τηγμάτων σε υψηλές πιέσεις [Katayama και Inamura 2003].

5.2. Τεχνικές Σύγχροτων για γήινες μελέτες σε μεγάλα βάθη.

5.2.1. Περιθλάση ακτίνων-X σε δείγματα σε μορφή σκόνης

Η περιθλάση ακτίνων-X σε σκόνη υπήρξε η βασική μέθοδος μελέτης στα πειράματα υψηλής πίεσης με χρήση ακτινοβολίας σύγχροτων. Αρχικά η μέθοδος διασποράς ενέργειας είχε υιοθετηθεί ευρέως [Buras και Gerward 1989]. Η τεχνική διασποράς της ενέργειας επιτρέπει την ταχεία συσσώρευση δεδομένων σε πραγματικό χρόνο. Οι σχισμές που χρησιμοποιούνται για χωρικό φίλτράρισμα στην πορεία της

σκεδαζόμενης δέσμης μπορεί να μειώσει τις ανεπιθύμητες επιδράσεις της σκέδασης υπόβαθρου (back-scatter effect). Ωστόσο, η σχετικά χαμηλή ενεργειακή διακριτική ικανότητα των ανιχνευτών στερεάς κατάστασης είναι ένα σοβαρό μειονέκτημα, ειδικά κατά την εξέταση των φάσεων με κατώτερη συμμετρία ή μείγματα πολλαπλών φάσεων καθώς η αλληλοεπικάλυψη των κορυφών εμποδίζει την ανάλυση των δεδομένων.

Επίσης, καθώς καταγράφεται μόνο ένα μικρό μέρος του κώνου περίθλασης, οι μετρούμενες εντάσεις μπορεί να επηρεαστούν σημαντικά από την ανάπτυξη δομής, το καθεστώς πίεσης και την δημιουργία κόκκων κατά τη διάρκεια πειραμάτων υψηλής θερμοκρασίας. Κατά τις τελευταίες δύο δεκαετίες, η περίθλαση ενεργειακής διασποράς είναι μια τεχνική που χρησιμοποιήθηκε σε μελέτες καταστατικών εξισώσεων με χρήση ακτινοβολίας σύγχροτρον, μεταβολών φάσεων σε συνθήκες υψηλών P-T, ανάπτυξη υφής [Mao et al. 1998], προσδιορισμού της αντοχής, ρεολογίας δειγμάτων [Duffy et al. 1999, Shieh et al. 2004] και σε μελέτες τήξης [Shen et al. 1998].

Η χρήση τεχνικών περίθλασης γωνιακής διασποράς σε πολυκρυσταλλικά δείγματα υπο υψηλή πίεση έχει αυξηθεί τα τελευταία χρόνια. Το κύριο πλεονέκτημα της μεθόδου αυτής είναι η αισθητά καλύτερη διακριτική ικανότητα των κορυφών περίθλασης. Η επιλεξιμότητα του μήκους κύματος της ακτινοβολίας σύγχροτρον μπορεί εν μέρει να ξεπεράσει αυτό το πρόβλημα μέσω του καθορισμού σχετικά μικρού μήκους κύματος των χρησιμοποιούμενων ακτίνων-X.

5.2.2. Μονοκρυσταλλική περιθλασιμετρία ακτίνων-X

Πειράματα σε μονοκρυστάλλους σε συνθήκες υψηλών πιέσεων είναι ιδιαίτερα δύσκολα λόγω της περιορισμένης πρόσβασης του αντίστροφου χώρου που είναι

επιτρεπτή από τη συσκευή υψηλής πίεσης. Μια μέθοδος μονοκρυσταλλικής ενεργειακής διασποράς έχει αναπτυχθεί στην κυψελίδα αδάμαντα ώστε να ξεπεραστεί αυτός ο περιορισμός και να δώσει μετρήσεις υψηλής ακρίβειας σε συνθήκες πίεσης που εκτείνονται ως τις πιέσεις που επικρατούν στον κατώτερο μανδύα. [Mao et al. 1988]. Παραδείγματα εφαρμογών της μεθόδου αυτής για πιέσεις σε υλικά που σχετίζονται με τον μανδύα και τον πυρήνα περιλαμβάνουν μελέτες του FeO [Shu et al. 1998], Mg(OH)₂ [Duffy et al. 1995] και SiO₂ [Hemley et al. 2000]. Σιδηροελαστικοί μετασχηματισμοί φάσης σε ορυκτά που έχουν ως αποτέλεσμα τη χαλάρωση του διατμητικού μέτρου ελαστικότητας μπορεί να έχουν άμεση σχέση με την εξήγηση των σεισμικών διατμητικών ταχυτήτων μέσα στον μανδύα [Karki et al. 1997]. Στην περίπτωση του SiO₂, ο προσδιορισμός των ακριβών κρυσταλλικών σταθερών με χρήση μονοκρυσταλλικής περίθλασης παρέχει σημαντικές πληροφορίες σχετικά με τη φύση της μετάβασης από τη φάση του στισοβίτη στη φάση τύπου CaCl₂ [Hemley et al. 2000], ενώ οι επιπτώσεις στην αντοχή και στην ελαστικότητα ελήφθησαν από άλλα πειράματα χρησιμοποιώντας περίθλαση ενεργειακής διασποράς με βάση μια ακτινική γεωμετρία [Shieh et al. 2002]. Μία άλλη σημαντική γεωλογική εφαρμογή αυτής της τεχνικής είναι ότι προσδιορίζει και χαρακτηρίζει μονοκρυσταλλικά εγκλείσματα μέσα σε φυσικά διαμάντια [Sobolev et al. 2000].

5.2.3. Σύγχροτρον τεχνικές για τη μελέτη άμορφων υλικών σε υψηλές πιέσεις

Η τήξη είναι ένας σημαντικός παράγοντας της στρωματικής (χημικής) διαφοροποίησης των πλανητών. Τα πυριτικά τήγματα εμφανίζουν πολύπλοκη συμπεριφορά υπό πίεση καθώς η τετραεδρική δομή τους μετατρέπεται σε πιο συμπαγείς διαμορφώσεις. Η δομή του υγρού κατά κύριο λόγο καθορίζει τις βασικές θερμοδυναμικές και ιδιότητες μεταφοράς του τήγματος, όπως το ιξώδες και η

πυκνότητα του. Οι γεωφυσικές συνέπειες μιας τέτοιας εξέλιξης μπορεί να είναι σημαντικές. Για παράδειγμα, τα τήγματα γενικά έχουν υψηλή συμπιεστότητα σε σύγκριση με τα στερεά και αυτό μπορεί να οδηγήσει στο σχηματισμό τμημάτων μέσα στη Γη, όπου ορισμένα τήγματα αποκτούν ουδέτερη ή αρνητική δυναμική (μια περίπτωση είναι η εξαιρετικά χαμηλή ζώνη ταχύτητας στο στρώμα D' [Williams και Garnero 1996]). Γενικότερα, η γνώση των τμημάτων και των ιδιοτήτων τους μπορούν να δώσουν σημαντικές πληροφορίες για το σχηματισμό της Γης και την αρχική της εξέλιξη, όπως η δημιουργία του ωκεάνιου μάγματος καθώς και την διαμόρφωση του πυρήνα. Τωρινά επίσης φαινόμενα μπορούν να εξηγηθούν, όπως η επιφανειακή ηφαιστειακή δραστηριότητα, καθώς επίσης και η διασπορά των τμημάτων μέσα στο εσωτερικό του μανδύα [Duffy και Ahrens 1992]. Στην περίπτωση του πυρήνα της Γης, οι ιδιότητες των τμημάτων αλλά και η ερμηνεία τους επιτρέπουν την εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με την γεωδυναμική του πυρήνα αλλά και ερμηνείας του μαγνητικού πεδίου στον εξωτερικό πυρήνα.

Ωστόσο, η γνώση των ιδιοτήτων των τμημάτων και των υέλων είναι πολύ πιο περιορισμένη από ότι για τα κρυσταλλικά στερεά. Μελέτες των υέλων και συμπιεσμένων τήγματος μέσω μιας ποικιλίας τεχνικών μεθόδων, όπως NMR και φασματοσκοπία IR, παρέχουν πολλές γνώσεις που είναι κατά κύριο λόγο έμμεσες. Η ανάπτυξη και η βελτίωση των εγκαταστάσεων σύγχροτρον δημιούργησε νέες ευκαιρίες για άμεσες μετρήσεις σε υψηλές πιέσεις και θερμοκρασίες.

Μετρήσεις περίθλασης ακτίνων-X της τοπικής δομής των τμημάτων, με τη χρήση συσκευών υψηλής πίεσης, είναι ιδιαίτερα δύσκολες καθώς το ευρείας σκέδασης αλλά και μικρό σε μέγεθος και συμπιεσμένο δείγμα, μπορεί να αλλοιωθεί από τη συσκευή υψηλής πίεσης. Οι ακτινοβολίες σύγχροτρον έχουν καθοριστική σημασία στην πραγματοποίηση αυτών των μετρήσεων. Τεχνικές διασποράς ενέργειας

κατά τις οποίες τα φάσματα συλλέγονται σε μια σειρά από τιμές 2θ , είναι αποτελεσματικές επειδή επιτρέπουν το χωρικό φιλτράρισμα για να μειωθεί το υπόβαθρο σκέδασης [Katayama και Inamura 2003]. Γωνιώδεις τεχνικές διασποράς παρέχουν πιο αξιόπιστες εντάσεις και έχουν αναπτυχθεί χρησιμοποιώντας κατευθυντήρες πολλαπλών καναλιών και ένα πολλαπλόακμονα συμπίεσης. Οι μέθοδοι γωνιώδους διασποράς στην κυψελίδα αδάμαντα έχουν χρησιμοποιηθεί για τη μελέτη της δομικής εξέλιξης των άμορφων και υγρών τήγματος σιδήρου έως 67 GPa.

Μελέτες πυριτικών τήγματος είναι ιδιαίτερα δύσκολες λόγω της χημικής πολυπλοκότητας τους, έχουν χαμηλό μέσο ατομικό αριθμό αλλά και υψηλές θερμοκρασίες τήξεως. Μέσα από μια σειρά βελτιώσεων στην μέθοδο διασποράς της ενέργειας σε ένα πολλαπλό άκμονα συμπίεσης, οι μελέτες με ακτίνες X των τηγμάτων $MgSiO_3$ και $CaSiO_3$ [Funamori et al. 2004] τώρα έχουν αναφερθεί σε πιέσεις ως 6GPa. Οι μελέτες αυτές επιτρέπουν τον προσδιορισμό της διαρθρωτικής εξέλιξης των τηγμάτων και το βαθμό ευκρίνειας των διαρθρωτικών αλλαγών και παρέχουν γνώσεις σχετικά με τους μηχανισμούς συμπίεσης. Ενώ οι δομικές αλλαγές σε τήγματα μπορεί να είναι γενικά ομαλές, οι μεταβολές φάσης πρώτης τάξης τήγματος-προς-τήγμα, έχουν παρατηρηθεί, για παράδειγμα σε τήγματα φωσφόρου [Katayama και Tsuji 2003].

Ιξώδη πυριτικά τήγματα έχουν μελετηθεί εκτενώς εξαιτίας της σημασίας τους για την κατανόηση των μαγματικών διεργασιών στο φλοιό και το μανδύα [Scarfe et al. 1987]. Το ιξώδες στα πυριτικά τήγματα είναι πολύ ευαίσθητα στις αλλαγές της πίεσης, αντικατοπτρίζοντας αλλαγές στον πολυμερισμό των τηγμάτων. Μια σημαντική πρόοδος στην κατανόηση του ιξώδους σε συνθήκες υψηλής πίεσης στα πυριτικά τήγματα, ήταν η ανάπτυξη της μεθόδου 'falling sphere', στην οποία η μετρούμενη τελική ταχύτητα της πίπτουσας σφαίρας μέσα σε τήγμα, σχετίζεται με το

ιξώδες μέσω του νόμου του Stokes. Χρησιμοποιώντας ακτινοβολία σύγχροτρον, έχει αναπτυχθεί μια επιτόπια μέθοδος ιξωδομετρίας στην οποία η ακτινογραφία χρησιμοποιείται για την καταγραφή της κίνησης των ακτίνων-X αδιαφανούς σφαίρας που χρησιμοποιείται ως δείκτης [Kanzaki et al. 1987]. Η μέθοδος αυτή έχει σημαντικά πλεονεκτήματα, ιδιαίτερα στην ικανότητα να καθορίζει ακριβέστερες ταχύτητες βύθισης σε σύγκριση με τα πειράματα πτώσης και συμπίεσης.

5.2.4. Σκέδαση ακτίνων X

Ενώ η περίθλαση ακτίνων X παρέχει πληροφορίες σχετικά με τη στατική θέση των ατόμων, υψηλής ανάλυσης τεχνικές ανελαστικής σκέδασης ακτίνων-X (Inelastic X-ray Scattering) προσφέρουν ένα μέσο διερεύνησης της δυναμικής του πλέγματος. Η IXS προσφέρει δυνατότητες για τον προσδιορισμό του παράγοντα δυναμικής δομής και της διασποράς των φωνονίων σε ολόκληρη τη ζώνη Brillouin [Burkel 2000]. Η πειραματική τεχνική περιλαμβάνει τη χρήση ενός συστήματος υψηλής ευκρίνειας μονοχρωμάτορα αναλυτή, με διακριτικότητα ενέργειας ~ 3 meV. Για γεωφυσικές εφαρμογές, ανελαστικά πειράματα σκέδασης σύγχροτρον σε υψηλές πιέσεις παρουσιάζουν νέες σημαντικές δυνατότητες. Άλλες τεχνικές για τη μέτρηση καμπυλών διασποράς φωνονίων, όπως η ανελαστική σκέδαση νετρονίων, είναι γενικά εφικτή μόνο σε πολύ χαμηλές πιέσεις ή υπό άλλες παρόμοιες περιοριστικές συνθήκες. Στη μέθοδο IXS (X-ray scattering), οι ηχητικές ταχύτητες μπορεί να προσδιοριστούν από το γραμμικό τμήμα των κλάδων των ακουστικών φωνονίων. Οι ελαστικές ταχύτητες κύματος καθώς και ο αντίστοιχος τανυστής ελαστικών σταθερών, είναι ζωτικής σημασίας για μελέτες σε μεγάλα βάθη της Γης, λόγω της άμεσης σύνδεσής τους με τα σεισμικά προφίλ. Γενικότερα, οι ελαστικές σταθερές αναδεικνύουν τις μηχανικές και δομικές ιδιότητες των υλικών, την μηχανική του σταθερότητα, τις

ενδοπυρηνικές αλληλεπιδράσεις και τους μηχανισμούς αλλαγής φάσης του υλικού. Μέθοδοι όπως η σκέδαση Brillouin και η υπερχητική συμβολομετρία, χρησιμοποιούνται παραδοσιακά για τέτοιες μετρήσεις σε συνθήκες στατικής υψηλής πίεσης [Isaak 2001, Li B et al. 2001]. Οι IXS τεχνικές παρέχουν μια συμπληρωματική προσέγγιση που είναι απαλλαγμένη από ορισμένους περιορισμούς, όπως η ανάγκη για οπτικά διαφανή δείγματα στη φασματοσκοπία Brillouin.

5.2.5. Φασματοσκοπία

Στη φασματοσκοπία εκπομπής ακτίνων-X (X-ray Emission Spectroscopy), η διέγερση των ηλεκτρονίων των εσωτερικών στοιβάδων παράγει φωτόνια φθορισμού που εξετάζονται με διακριτικότητα ενέργειας μικρότερη από eV. Ένα παράδειγμα γεωφυσικών εφαρμογών των XES είναι η μελέτη της κατάστασης spin των ατόμων σιδήρου μέσω της εξέτασης της γραμμής εκπομπής Fe K β . Μεταπτώσεις υψηλού spin σε χαμηλό spin σε ορυκτά που περιέχουν Fe, μπορούν να επηρεάσουν μια σειρά από φυσικές ιδιότητες συμπεριλαμβανομένης της πυκνότητας και της συμπίεσης, τη γεωχημική συμπεριφορά, δηλαδή την ποσόστωση του Fe μεταξύ των φάσεων, αλλά και τις ιδιότητες μεταφοράς όπως η θερμική αγωγιμότητα και η ηλεκτρική αγωγιμότητα.

Αλλαγές στο οπτικό φάσμα απορρόφησης θα μπορούσαν να επηρεάσουν τον κυρίαρχο μηχανισμό μεταφοράς θερμότητας στα μεγάλα γήινα βάθη, πιθανώς ενισχύοντας τις ακτινοβολίες μεταφοράς [Badro et al. 2004]. Το 1999, δημοσιεύθηκε η πρώτη εφαρμογή αυτής της μεθόδου σε συνθήκες υψηλής πίεσης (7 GPa), στην οποία παρατηρήθηκε υψηλή προς χαμηλή μεταβολή του spin στο FeS [Rueff et al. 1999]. Πολυάριθμα άλλα υλικά έχουν έως τώρα μελετηθεί, ακόμα και σε συνθήκες αρκετά πάνω από 100 GPa [Badro et al. 1999, 2002, 2003, 2004, Li J et al. 2004a,b].

5.2.6. Φασματοσκοπία Υπερύθρου IR

Η ακτινοβολία σύγχροτρον μπορεί επίσης να είναι μια καλή φωτεινή πηγή στην περιοχή του υπέρυθρου (IR), ενώ τα συστήματα IR μικροφασματομετρίας σε ευθείες δέσμες σύγχροτρον μπορεί να πραγματοποιήσουν μετρήσεις ακόμα μεγαλύτερης τάξης ακρίβειας από τα συμβατικά συστήματα. Δονητικά φάσματα IR που καταγράφηκαν σε υψηλές πιέσεις συμπληρώνουν τα δεδομένα περίθλασης και παρέχουν πληροφορίες σχετικά με τους χημικούς δεσμούς, την κρυσταλλική συμμετρία, τις αλλαγές φάσης και τις δονητικές ιδιότητες. Η IR φασματοσκοπία διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στην αποσαφήνιση της συμπεριφοράς του υδρογόνου σε γήινα ορυκτά. Υπήρξε μεγάλο ενδιαφέρον για τα διάφορα ενυδατωμένα μεταλλικά συστήματα και τις σχετιζόμενες γεωφυσικές τους ιδιότητες. Παραδείγματα εφαρμογής της φασματοσκοπίας IR στις φάσεις αυτές περιλαμβάνουν τη μελέτη του βρουσίτη [Shinoda et al. 2002] και του χονδρονδρίτη [Liu et al. 2003] σε υψηλές πιέσεις. Περισσότερες λεπτομέρειες για τις εφαρμογές της IR μικρο-φασματοσκοπία υψηλής πίεσης αναφέρονται και αλλού [Hemley et al. 1998, Liu Z et al. 2002].

5.3. Επιλεγμένες εφαρμογές της έρευνας σύγχροτρον στο μανδύα

5.3.1. Καταστατική Εξίσωση

Η ερμηνεία της σεισμικής δομής της Γης ξεκίνησε πριν από 50 χρόνια, όταν ο Birch [Birch 1952] αναγνώρισε ότι οι αλλαγές των φάσεων ή οι χημικές αλλαγές ήταν απαραίτητες για να εξηγήσουν τη σεισμική δομή του ανώτερου μανδύα. Η κρυσταλλική δομή και η καταστατική εξίσωση του κάθε υποψήφιου ορυκτού σε υψηλές πιέσεις και θερμοκρασίες είναι οι βασικότερες πληροφορίες που απαιτούνται για να μοντελοποιηθεί η ορυκτολογία του μανδύα. Δομικές μελέτες υψηλών

συνθηκών P-T γίνονται με τη μέθοδο περίθλασης ακτίνων-X με ακτινοβολία σύγχροτρον, οι οποίες παίζουν έναν βασικό ρόλο στον προσδιορισμό του εύρους σταθερότητας των ορυκτών φάσεων [Fei και Wang 2000].

Μεταξύ των πειραματικών μεθόδων που περιορίζουν τις ελαστικές ιδιότητες, τα στατικά πειράματα συμπίεσης P -V [Knittle 1995] έχουν μια σημαντική συμβολή καθώς μπορούν να εφαρμοστούν στην ευρύτερη δυνατή γκάμα συνθηκών P-T και δεν έχουν ιδιαίτερες απαιτήσεις προετοιμασίας του δείγματος, με τον τρόπο αυτό καθιστάται εφικτή η πειραματική δυνατότητα υψηλών πιέσεων ακόμη και σε δείγματα που δεν μπορούν να υποστούν απότομη σβέση (quenching) (θερμική κατεργασία κατά την οποία αφού θερμανθεί το δείγμα σε υψηλή θερμοκρασία, κατόπιν ψύχεται απότομα). Εντούτοις, η καταστατική εξίσωση προσδιορισμού της επικρατούσας κατάστασης πρέπει να γίνεται με προσοχή. Σε κανονική θερμοκρασία, η ασκούμενη πίεση, αν δεν είναι τελείως υδροστατική αλλοιώνει τις παραμέτρους της καταστατικής εξίσωσης. Επίσης, η γνωστή επιλογή της ακρίβειας μεταξύ καθορισμένων τιμών μέτρου ελαστικότητας όγκου και της παραγώγου της πρέπει να τεκμηριωθεί. Οι μετρήσεις που αφορούν την σύνθετη μορφή P-V-T της καταστατικής εξίσωσης περιορίζουν τις θερμικές παραμέτρους που χρησιμοποιούνται για την μοντελοποίηση ενός συνόλου ορυκτών σε συνθήκες υψηλής θερμοκρασίας στο εσωτερικό της Γης [Duffy και Wang 1998]. Σε υψηλές θερμοκρασίες, οι παράμετροι που καθορίζουν τη θερμική καταστατική εξίσωση μπορούν να ανακτηθούν με διάφορους βαθμούς ακρίβειας από ποίκιλα πειραματικά εργαλεία που μπορούν να επιχειρήσουν διαφορετικές περιοχές P-T. [Jackson και Rigden 1996, Shim και Duffy 2000].

5.3.2. Αλλαγές φάσεων και σεισμικές ασυνέχειες του ανώτερου μανδύα

Η ανάπτυξη των *insitu* σύγχροτων τεχνικών ακτίνων-Χ σε πιέσεις και θερμοκρασίες που επικρατούν στον μανδύα, έδωσε την ευκαιρία για μια πιο άμεση διερεύνηση των αλλαγών φάσης σε ορυκτά του μανδύα και τη σύνδεσή τους με τις σεισμικές ασυνέχειες. Τα όρια των φάσεων όπου φαίνονται *insitu* με περίθλαση ακτίνων-Χ μέσω ακτινοβολίας σύγχροτων συμπληρώνουν και συνεχώς εμπλουτίζουν την κατανόηση των βασικών σχέσεων μεταξύ των φάσεων σε μεγάλα βάθη της Γης, η οποία μέχρι πρότινος βασιζόταν σχεδόν εξ ολοκλήρου πάνω σε μελέτες απότομης σβέσης (απότομη ψύξη κατόπιν υψηλής θέρμανσης). (π.χ. [Fei και Bertka 1999]). Οι πρωτοποριακές μελέτες σύγχροτων των μετασχηματισμών των πυριτικών φάσεων προσδίδουν μια σημαντικά αναθεωρημένη εικόνα των ορίων των φάσεων στο δυαδικό σύστημα $2(Mg, Fe)_2SiO_4$ καθώς και σε άλλα συστήματα που σχετίζονται με τον μανδύα. Περαιτέρω, μελέτες σύγχροτων υπόσχονται να βελτιώσουν σημαντικά τα όρια των πιέσεων και των θερμοκρασιών μετάβασης, τα εύρη των αλλαγών φάσης, τη συμπεριφορά ενός χημικώς πολύπλοκου συστήματος και επίσης την κατανόηση των μηχανισμών μετασχηματισμού και κινητικής.

5.4.1. Ασυνέχεια στα 660 χιλιόμετρα

Η ασυνέχεια σε βάθος 660 χιλιομέτρων έχει συνδεθεί με τον μετασχηματισμό του συστήματος $2(Mg, Fe)_2SiO_4$ από τη φάση του σπινέλλιου (ρινγκβουντίτης) σε ένα άθροισμα μετα-σπινελίου $(Mg, Fe) SiO_3$ περοβσκίτη και $(Mg, Fe)O$ σιδηροπερίκλαστου, όπως διαπιστώθηκε σε πειράματα απότομης σβέσης [Ito και Takahashi 1989]. Ένα εκπληκτικό αποτέλεσμα ήταν ότι ο πρώτος *insitu* προσδιορισμός του ορίου του μετασχηματισμού φάσης του μετά-σπινελίου σε $(Mg)_2SiO_4$, χρησιμοποιώντας περίθλαση σύγχροτων με ένα πολλαπλό άκμονα

συμπίεσης, έδωσε πίεση για τον μετασχηματισμό που αντιστοιχεί σε ένα βάθος μόνο ~600 km στους 1600 °C [Irifune et al. 1998]. Άλλες μελέτες, με τη χρήση παρόμοιων τεχνικών, ανέφεραν επίσης απροσδόκητα χαμηλές πιέσεις μετάβασης στις φάσεις $(Mg)_2SiO_4$ [Katsura et al. 2004] και $(Mg)_3Al_2Si_3O_{12}$ [Hirose et al. 2001]. Η επίδραση των ~10 mol% Fe αναμένεται να μειώσει μόνο τις πιέσεις μετάβασης. Αυτά τα ευρήματα υποδηλώνουν ότι είτε η ασυνέχεια των 660 χιλιομέτρων δεν συνδέεται με τη μετάβαση μετά-σπινελίου ή ότι υπάρχουν άλυτα πειραματικά ζητήματα που σχετίζονται με τα πειράματα σύγχροτρον.

Οι περισσότερες μελέτες παρακολούθησης του φαινομένου έχουν επικεντρωθεί στη διερεύνηση τεχνικών σύγχροτρον υψηλής P-T, ενώ εναλλακτικά μοντέλα για την ασυνέχεια δεν έχουν ληφθεί σοβαρά υπόψη. Οι πιο πιθανές εξηγήσεις για την απόκλιση περιλαμβάνουν την αβεβαιότητα στη βαθμονόμηση της πίεσης σε υψηλές θερμοκρασίες ή σφάλμα στις μετρήσεις της θερμοκρασίας λόγω της αβέβαιης επίδρασης της πίεσης στην τάση(HEΔ) του θερμοστοιχείου. [Gettling και Kennedy 1970, Walter et al. 1995, Katsura et al. 2003].

Μελέτες περίθλασης σύγχροτρον χρησιμοποιώντας τη συσκευή πολλαπλού-αμοιού έχουν επίσης χρησιμοποιηθεί για τη διερεύνηση των ορίων φάσης κοντά στα 660 km βάθος στα ορυκτά $MgSiO_2$ [Kuroda et al. 2000, Ono et al. 2001], και $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ [Hirose et al. 2001]. Επιπλέον, οι φασικές σχέσεις σε μία πυρολιτική σύνθεση εξετάστηκαν σε συνθήκες κοντά στην ασυνέχεια των 660 χιλιομέτρων, χρησιμοποιώντας ένα συνδυασμό σύγχροτρον περίθλασης ακτίνων-X και μελετών συμπίεσης [Nishiyama et al. 2004]. Η τελευταία μελέτη διαπίστωσε ότι η μετάβαση του μετά-σπινελίου σε πυρολιτική σύνθεση στους 1600 °C εξακολουθεί να είναι περίπου 1,5 GPa (ή ~40 χλμ.) κάτω από την αναμενόμενη πίεση στην ασυνέχεια των 660 χιλιομέτρων, ακόμη και όταν η εφαρμόζεται η πιο πρόσφατη μέθοδος μέτρησης

της πίεσης με δείγμα Au (κλίμακα πίεσης Au) [Shim et al. 2002].

5.4.2. Ασυνέχεια στα 410 χιλιόμετρα

Η πρώτη σύγχροτον μελέτη βασισμένη σε επιτόπιες αναλύσεις του μετασχηματισμού του ολιβίνη σε βαντσεϊτή διεξήχθη στο ακραίο μέλος του συστημάτος Mg_2SiO_4 [Morishima et al. 1994]. Πιο πρόσφατα, οι Katsura et al. (2004) πραγματοποίησαν μια ολοκληρωμένη ανάλυση του μετασχηματισμού του ολιβίνη σε βαντσεϊτή στο δυαδικό σύστημα $(Mg, Fe)_2SiO_4$. Στην περίπτωση αυτή, η πίεση προσδιορίστηκε με *insitu* περίθλαση ακτίνων-X, χρησιμοποιώντας πρόσφατες κλίμακες πίεσης MgO [Speziale et al. 2001, Matsui et al. 2000, Matsui και Nishiyama 2002], ενώ οι φασικές σχέσεις προσδιορίστηκαν από την ανάλυση των προϊόντων απότομης σβέσης από μια πρέσα μεγάλου όγκου. Καθώς η μελέτη αυτή εξέτασε συνθέσεις που επιτρέπουν, πιθανή αφθονία Fe στο ανώτερο μανδύα, προσδιορίστηκαν γεωφυσικοί περιορισμοί στο φασικό όριο. Με σύγκριση της μετρηθείσας κλίσης Clapeyron των αλλαγών φάσης με την πίεση που αναμένεται στα 410 km βάθος, η θερμοκρασία σε αυτό βάθος υπολογίζεται να είναι $1760 \pm 45K$ για έναν πυρολυτικής σύστασης μανδύα, και αυτό, με τη σειρά του, αντιστοιχεί σε ένα μανδύα με δυνητική θερμοκρασία 1550-1650 K. Αυτό συγκρίνεται άμεσα με την δυνητική θερμοκρασία $\sim 1600K$ η οποία εκτιμάται ανεξάρτητα από τον χημισμό του βασάλτη σε μεσο-ωκεάνια ράχη (MORB) [Jackson και Rigden 1998].

5.4.3 Διεϊσδυση υποβυθιζόμενης πλάκας εντός του κατώτερου μανδύα

Οι σεισμικές τομές δείχνουν ότι ορισμένες υποβυθιζόμενες πλάκες διεϊσδύουν ανεμπόδιστα σε όλη την ασυνέχεια των 660 χιλιομέτρων και στον κατώτερο μανδύα,

ενώ άλλες φαίνεται να παραμένουν στη μεταβατική ζώνη [van der Hilst et al. 1997]. Η διαφορετική αυτή συμπεριφορά των πλακών θα μπορούσε να σχετίζεται με την ηλικία τους και θερμική δομή τους: οι μεγαλύτερες πλάκες είναι ψυχρότερες και παχύτερες από τις νεότερες πλάκες και, ως εκ τούτου, είναι πιο πιθανό να διεισδύσουν στον κατώτερο μανδύα. Οι υποβυθιζόμενες ωκεάνιες πλάκες αποτελούνται από ένα βασαλτικό φλοιό καθώς και από έναν υποκείμενο λιθосφαιρικό μανδύα. Η συμπεριφορά των δύο αυτών στρωμάτων μπορεί να είναι διαφορετική λόγω της διαφορετικής σύνθεσης τους. Ο υποβυθιζόμενος ωκεάνιος φλοιός παραμένει σημαντικά πυκνότερος από τον μανδύα που τον περιβάλλει. Ωστόσο, έχει προταθεί ότι ο εκλογίτης, που είναι η μορφή υψηλής πίεσης του βασάλτη, καθίσταται σχετικά ακίνητος κοντά στο όριο μεταξύ του άνω και κάτω μανδύα, λόγω της επιβίωσης του γρανάτη σε συνθέσεις βασάλτη υπο υψηλότερες πιέσεις πριν τον μετασχηματισμό του σε περοβσκίτη [Irfune και Ringwood 1993]. Αυτό θα μπορούσε να οδηγήσει σε διαχωρισμό του βασαλτικού φλοιού και τη συσσώρευση του σε ένα γρανατούχο στρώμα κοντά στο ψηλότερο στρώμα του κατώτερου μανδύα [Ringwood 1991, Karato 1997].

Αυτές οι ιδέες έχουν πρόσφατα δοκιμαστεί σε βασαλτικές συνθέσεις που με την βοήθεια πειραμάτων απότομης ψύξης [Hirose et al. 1999] και *insitu* πειράματα σύγχροτρον περίθλασης ακτίνων-X [Litasov et al. 2004] με συσκευή συμπίεσης πολλαπλών ακμώνων. Και οι δύο μελέτες δείχνουν ότι η μετατροπή του βασάλτη σε πέτρωμα που περιέχει περοβσκίτη πραγματοποιείται σε σχετικά μικρά βάθη (< 720 χιλιόμετρα), και απαιτείται μικρή κινητήρια βαρυτική δύναμη για το διαχωρισμό του βασάλτη από τον περιδοτίτη. Ωστόσο, οι διαφορές στους ρυθμούς αντίδρασης των μετατροπών γρανάτη σε περοβσκίτη και σπινέλλιου σε περοβσκίτη θα μπορούσαν να είναι σημαντικές. Πρόσφατα πειράματα σύγχροτρον περίθλασης ακτίνων-X εξέτασαν

την κινητικότητων φάσεων μετάβασης με απευθείας μέτρηση των ρυθμών μετασχηματισμού. Οι Kubo et al. [Kubo et al. 2002] διαπίστωσαν ότι η κινητική της μετατροπής του γρανάτη σε περοβσκίτη είναι πολύ πιο αργή από εκείνη του σπινελίου σε περοβσκίτη. Το συμπέρασμα ήταν ότι σημαντικές ποσότητες του μετασταθούς γρανάτη μπορεί να αντέξει σε γεωλογικές χρονικές κλίμακες ($\sim 10^7$ εκ. χρόνια) στον καταβυθιζόμενο κρύο ωκεάνιου φλοιού, σε συνθήκες που επικρατούν στον κατώτερο μανδύα. Έτσι, εάν η μεταστάθεια είναι σημαντική, η διατήρηση του ωκεάνιου φλοιού στην κορυφή του κατώτερου μανδύα θα μπορούσε να είναι ενισχυμένη, πιθανώς επιτρέποντας και το σχηματισμό ενός στρώματος πλούσιο σε γρανάτη.

5.5. Μανδουακή ρεολογία

Οι ρεολογικές ιδιότητες των μανδουακών ορυκτών είναι απαραίτητες για την κατανόηση του μηχανισμού διατήρησης της στερεάς μεταφοράς θερμότητας στη Γη, και για τη διερεύνηση αυτών των φαινομένων, όπως την προέλευση των σεισμών σε βαθιές εστίες. Ωστόσο, οι ποσοτικές μελέτες των ρεολογικών ιδιοτήτων των υλικών σε υψηλές πιέσεις έχουν γενικά περιοριστεί στα 4GPa ή λιγότερο, που αντιστοιχούν σε βάθη κάτω των 120 km. Έτσι, μόνο οι συνθήκες στην κορυφή του ανώτερου μανδύα έχουν αποτελέσει αντικείμενο άμεσων μετρήσεων. Κατά συνέπεια, υπάρχει μικρή άμεση κατανόηση της μεταβολής της συμπεριφοράς παραμόρφωσης συναρτήσει της πίεσης και της θερμοκρασίας. Κατά τα τελευταία χρόνια νέες τεχνικές βασισμένες στην ακτινοβολία σύγχροτρον επέτρεψαν ποσοτικές μελέτες της αντοχής στις υψηλές πιέσεις αλλά και της μανδουακής ρεολογίας σε επιτόπιες συνθήκες.

Μια νέα συσκευή για μελέτες ρεολογίας αποτελεί η τροποποιημένη συσκευή

τύπου Drickamer, στις οποίες ένας άκμονας έχει την ικανότητα να περιστρέφεται [Yamazaki και Karato 2001]. Το δείγμα στη συνέχεια παραμορφώνεται με απλή διάτμηση μεταξύ των δύο εμβόλων δίδοντας τη δυνατότητα επίτευξης πολύ μεγάλων παραμορφώσεων. Μία άλλη διάταξη νέου τύπου πολλαπλού άκμονα παραμόρφωσης είναι ο D-DIA [Wang et al. 2003]. Στον D-DIA, δύο από τους έξι άκμονες είναι σε θέση να κινούνται ανεξάρτητα, επιτρέποντας την εφαρμογή μιας διαφοροποιημένης και διατμητικής συμπίεσης, διατηρώντας παράλληλα μια σταθερή πίεση περιορισμού. Η διατμητική παραμόρφωση του πλέγματος μετριέται από την παραμόρφωση των δακτυλίων του Debye, και την ολική αξονική παραμόρφωση, που μπορεί να περιλαμβάνει μια σημαντική συνιστώσα πλαστικής παραμόρφωσης, το οποίο παρακολουθείται από την ακτινογραφική μέθοδο. Αυτή η συσκευή υπόσχεται να παράσχει ένα πιο πλήρη χαρακτηρισμό της ρεολογικής συμπεριφοράς καθώς η παραμόρφωση του πλέγματος μπορεί να εξεταστεί ως συνάρτηση της πίεσης, της θερμοκρασίας, του ρυθμού παραμόρφωσης και της συνολικής πλαστικής παραμόρφωσης. Ως παραδείγματα, ο ρινγκβουντίτης και το MgO (οξείδιο του Μαγνησίου) έχουν εξεταστεί σε υψηλές πιέσεις με αυτή την συσκευή πιστοποιώντας την εξάρτηση της αντοχής με την πίεση, τη θερμοκρασία και την παραμόρφωση [Nishiyama et al. 2005, Uchida et al. 2004]. Τα αποτελέσματα της D-DIA δείχνουν ότι προηγούμενες μελέτες [Chen et al. 1998, Kavner και Duffy 2001], της αντοχής του ρινγκβουντίτη σε χαμηλές θερμοκρασίες μπορούν να εξορθολογιστούν λαμβάνοντας υπόψη τις διαφορές που προκύπτουν από την διαδικασία σκλήρυνσης λόγω των διαφορετικών επιπέδων παραμόρφωσης στο D-DIA, την παραμόρφωση που οφείλεται στον άκμονα αδάμαντα αλλά και τα πειράματα αποσυμπίεσης στοπολλαπλό άκμονα συμπίεσης.

5.6. Ορυκτά κατώτερου μανδύα

Πειραματικές μελέτες έχουν δείξει ότι η ορυκτολογική συνάθροιση που περιγράφεται από την λιθολογία του περιδοτίτη, υπό τις συνθήκες του κατώτερου μανδύα, αποτελείται από τρία κύρια ορυκτά: $(Mg, Fe)SiO_3 - Al_2O_3$ Mg-Pv (περοβσκήτη), $CaSiO_3$ Ca-Pv (περοβσκήτη) και $(Mg, Fe)O$ σιδηροπερίκλαστο [O'Neill και Jeanloz 1990, Kesson et al. 1998, Ono et al. 2005, Lee K et al. 2004]. Στον κατώτερο μανδύα, οι βασαλτικές συνθέσεις αποτελούνται από δύο τύπους περοβσκήτη, ένα στισοβίτη και μία επιπλέον αργιλούχο φάση [Hirose et al. 1999, Funamori et al. 2000]. Σε αυτή την ενότητα, εξετάζονται οι σύγχροτον πειραματικές μελέτες των σημαντικών κύριων ορυκτών του κατώτερου μανδύα, δηλαδή του βασάλτη και του περιδοτίτη.

5.6.1. Μαγνησιούχος πυριτικός περοβσκήτης

Επειδή ο περοβσκήτης πιστεύεται ότι αποτελεί την κυρίαρχη φάση στον κατώτερο μανδύα, οι ιδιότητες του μαγνησιούχου πυριτικού περοβσκήτη, $(Mg, Fe)SiO_3$, παρουσιάζουν μεγάλο ενδιαφέρον. Τα αρχικά πειράματα περίθλασης σύγχροτον με τεχνικές ενεργειακής διασποράς πραγματοποιήθηκαν τόσο με χρήση κυψελίδας αδάμαντα συμπίεσης όσο και με συσκευές συμπίεσης μεγάλου όγκου που επικεντρώθηκαν στην εύρεση της θερμικής καταστατικής εξίσωσης [Morishima et al. 1994, Mao et al. 1991, Funamori et al. 1996]. Στη συνέχεια, αναλύσεις περίθλασης υψηλότερης ακρίβειας επεξέτειναν τα αποτελέσματα της καταστατικής εξίσωσης και τους δομικούς μετασχηματισμούς στα 94 GPa [Fiquet et al. 1998, Fiquet et al. 2000]. Η σταθερότητα του περοβσκήτη αποδείχτηκε ως τα 106 GPa (που αντιστοιχούν στα 2300 km βάθος) από πειράματα *insitu* [Shim et al. 2001, Serghiou et al. 1998], που επίσης ανέφεραν στοιχεία για μια ενδεχόμενη τροποποίηση της δομής του

περοβσκήτη [Shim et al. 2001].

Οι γεωφυσικές και γεωχημικές ιδιότητες στα βαθύτερα τμήματα του εσωτερικού της Γης εξαρτώνται από τη κατανομή του σιδήρου μεταξύ των κύριων σιδηρούχων ορυκτών φάσεων του κατώτερου μανδύα: του $(Mg, Fe)SiO_3$ περοβσκήτη και του $(Mg, Fe)O$ σιδηροπερίκλαστο.

Οι συντελεστές κατανομής μπορεί να καθοριστούν από σύγχροτον μελέτες περίθλασης ακτίνων-Χ ορισμένων όγκων με τις συνυπάρχουσες φάσεις [Andrault 2001, Mao et al. 1997], ή με μικροσκοπία ηλεκτρονικής διέλευσης (TEM) μέσω της ανάλυσης των δειγμάτων που ανακτώνται σε συνθήκες περιβάλλοντος [Kesson et al. 2002, Murakami et al. 2005]. Σε πιέσεις που αντιστοιχούν σε ανώτερα τμήματα του κατώτερου μανδύα, ο σίδηρος κατανέμεται κατά προτίμηση στο σιδηροπερίκλαστο, αλλά υπάρχουν και αντικρουόμενες αναφορές σχετικά με την τάση συναρτήσεως της πίεσης, καθώς οι μετρήσεις περίθλασης καταλήγουν στο συμπέρασμα ότι η διείδυση του ιόντος Fe^{+2} στον περοβσκήτη βαίνει αυξανόμενη με το βάθος [Andrault 2001, Mao et al. 1997], ενώ αντίθετα μελέτες βασισμένες στο TEM δεν παρατήρησαν καμία σημαντική αλλαγή στη συμπεριφορά κατανομής [Kesson et al. 2002, Murakami et al. 2005]. Διάφοροι σημαντικοί παράγοντες συμπεριλαμβανομένης της πίεσης, της θερμοκρασίας, της περιεκτικότητας σε αργίλιο, της αναλογίας δισθενούς σιδήρου/τρισθενούς σιδήρου και της καταστάσεως σπιν μπορεί να επηρεάσουν τη συμπεριφορά της κατανομής.

5.6.2. Ασβεστιούχος πυριτικός περοβσκήτης

Μια $CaSiO_3$ πλούσια φάση περοβσκήτη αναμένεται να εμφανίζεται σε συνθήκες του κατώτερου μανδύα και από πολύ καιρό πιστεύεται ότι αυτή η φάση παρουσιάζει κυβική συμμετρία [Mao H et al. 1989, Tarrida and Richet 1989, Wang

και Weidner 1994]. Ένας αριθμός πειραμάτων περίθλασης ενεργειακής διασποράς έχουν διεξαχθεί σχετικά με την περίπτωση αυτή από το 1989. Οι μελέτες αυτές επικεντρώθηκαν κυρίως στην εύρεση της καταστατικής εξίσωσης σε θερμοκρασία δωματίου και της θερμικής καταστατικής εξίσωσης και είναι ένα καλό παράδειγμα των συνεχών βελτιώσεων στην ποιότητα των δεδομένων που έχουν πραγματοποιηθεί μέσω βελτιώσεων στις πειραματικές τεχνικές και στις δυνατότητες του σύγχροτον κατά τη διάρκεια των τελευταίων δεκαπέντε ετών [Shim et al. 2000, Shieh et al. 2004, Mao H et al. 1989, Tarrida and Richet 1989, Wang και Weidner 1994, Wang et al. 1996, Shim et al. 2000]. Πρόσφατα, μια μελέτη περίθλασης γωνιακής διασποράς ακτίνων-X [Shim et al. 2002] έδειξε για πρώτη φορά ότι η συμμετρία του CaSiO_3 περοβσκίτη σε συνθήκες θερμοκρασίας δωματίου δεν έχει κυβική συμμετρία, αλλά τετραγωνική ή ορθορομβική, σε συμφωνία με τις θεωρητικές προβλέψεις [Akber-Knutson et al. 2002, Magyari-Kope et al. 2002, Stixrude et al. 1996]. Αυτό επιβεβαιώθηκε σε μεταγενέστερες μελέτες περίθλασης αλλά αυτές έδειξαν επίσης ότι η κυβική μορφή είναι σταθερή υπό συνθήκες υψηλής θερμοκρασίας και υψηλής πίεσης [Ono et al. 2005, Murakami et al. 2005, Kurashina et al. 2004, Ono et al. 2004]. Η θερμοκρασία μετάπτωσης βρέθηκε να αυξάνει με την αύξηση της περιεκτικότητας σε αργίλιο των δειγμάτων, και είναι πιθανό ότι μια μετάβαση από κυβική σε μορφή μικρότερης συμμετρίας μπορεί να συμβεί υπό ορισμένες συνθήκες που είναι χαρακτηριστικές του κατώτερου μανδύα. Μια τέτοια μετάβαση είναι πιθανό να συνοδεύει από σημαντικές ανωμαλίες στις ελαστικές ιδιότητες [Stixrude et al. 1996] και μπορεί, ως εκ τούτου, να έχει σημασία για την ερμηνεία των σεισμικών προφίλ.

5.6.3. (Mg, Fe) O

Η συμπεριφορά του συστήματος (Mg, Fe)O δείχνει πώς ακόμα και τα απλά ορυκτά συστήματα μπορεί να δείξουν πολύπλοκη συμπεριφορά κάτω από ακραίες συνθήκες. Το ακραίο μέλος του συστήματος MgO παραμένει σταθερό όπως και η δομή του ορυκτού άλατος (B1) ως τουλάχιστον τα 227 GPa [Duffy et al. 1995] και η καταστατική εξίσωση έχει επαρκώς τεκμηριωθεί χρησιμοποιώντας μια ποικιλία πειραματικών και θεωρητικών μεθόδων έτσι ώστε να χρησιμοποιείται ως μέσο βαθμονόμησης της πίεσης [Fei et al. 2004]. Ωστόσο, σε συνθήκες θερμοκρασίας δωματίου, το $\text{Fe}(1-x)\text{O}$ υφίσταται μία ρομβοεδρική παραμόρφωση, πάνω από τα ~17 GPa, ανάλογα με το επίπεδο της ασκούμενης τάσης [Mao et al. 1996] και μετασχηματίζεται στη δομή NiAs (B8) σε ~75 GPa και σε υψηλές θερμοκρασίες [Fei και Mao 1994, Murakami et al. 2004].

Ενώ η σειρά (Mg, Fe)O μετατρέπεται σε πλήρες στερεό διάλυμα σε συνθήκες πίεσης περιβάλλοντος, οι διαφορετικές συμπεριφορές των ακραίων μελών καθιστούν πιθανές περίπλοκες διεργασίες που θα μπορούσαν να εμφανιστούν στο διάγραμμα φάσεων κάτω από υψηλές πιέσεις και θερμοκρασίες. Η ρομβοεδρική παραμόρφωση έχει επίσης παρατηρηθεί σε πλούσια σε Fe στερεά διαλύματα ($\text{Mg} \# = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) < 0.2$) [Kondo et al. 2004, Mao et al. 2002], αλλά η μεταμόρφωση στη δομή B8 δεν έχει παρατηρηθεί σε πιέσεις megabar σε οποιαδήποτε σύνθεση, αν εξαιρεθεί το ακραίο μέλος που περιέχει αποκλειστικά Fe. [Kondo et al. 2004]. Αποδείξεις από πειράματα περίθλασης ακτίνων-X δείχνουν ότι ενδιάμεσες συνθέσεις ($\text{Mg} \#$ 50-80), τουλάχιστον εν μέρει, δίστανται σε συνθήκες κοντά στα 83-86 GPa και 1000K προς μία Mg-εμπλουτισμένη σύνθεση και ένα σχεδόν καθαρό βουσίτη (FeO) [Dubrovinsky et al. 2000, Dubrovinsky et al. 2001]. Μια μετάβαση διάσπασης στονμανδύα της Γης αναμένεται να παράγει φάσεις με σημαντικά διαφορετική

πυκνότητα με πιθανό αποτέλεσμα να επηρεάζεται η δυναμική και η χημεία του κατώτερου μανδύα [Garnero 2000, Kellogg et al. 1999]. Απαιτούνται περισσότερες μελέτες για να διερευνηθούν πιθανές μεταβάσεις διάσπασης.

5.6.4. SiO_2

Η συμπεριφορά υψηλής πίεσης του διοξειδίου της πυριτίας έχει μελετηθεί εκτενώς λόγω της τεχνολογικής σημασίας του, αλλά και επειδή χρησιμεύει ως ένα πρότυπο σύστημα για την κατανόηση των οκταεδρικά διατεταγμένων πυριτικών ορυκτών στα βαθύτερα τμήματα του εσωτερικού των πλανητών. Ο στισοβίτης, η πολύμορφη μορφή SiO_2 με δομή ρουτιλίου, υφίσταται ένα μετασχηματισμό μετατόπισης προς μια ορθορομβική δομή τύπου $CaCl_2$ στα 50 GPa [Andrault et al. 1998, Kingma et al. 1995]. Ο μηχανισμός μετασχηματισμού, καθώς και η ελαστικότητα και η αντοχή του SiO_2 κατά τη μετάβαση αυτή έχουν εξεταστεί χρησιμοποιώντας τεχνικές σύγχροτρον [Hemley et al. 2000, Shieh et al. 2002]. Θεωρητικές μελέτες δείχνουν ότι είναι δυνατόν να σχηματιστεί ένας μεγάλος αριθμός δομικά συγγενών φάσεων του SiO_2 κάτω από υψηλές πιέσεις, και ότι πολλές από αυτές τις φάσεις έχουν παρόμοιες συνολικές ενέργειες [Teter et al. 1998]. Ο προσδιορισμός της θερμοδυναμικά σταθερής φάσης αποτελεί μία πειραματική πρόκληση και απαιτεί σε βάθος κατανόηση της απόκρισης των δειγμάτων SiO_2 υπο διαφορετικές συνθήκες.

5.7. Μέτα-περοβσκιτική φάση και το όριο μεταξύ του πυρήνα και του μανδύα

Η πρόσφατη ανακάλυψη από τους Murakami et al. (2004) ενός μετασχηματισμού από $MgSiO_3$ περοβσκίτη σε μια μετα-περοβσκιτική φάση τύπου $CaIrO_3$ σε ~125 GPa είναι ένα σημαντικό εύρημα που θα μπορούσε να αναγκάσει

την δραστική αναδιάταξη της εικόνας που υπάρχει για τη δομή και τη δυναμική του ορίου μεταξύ πυρήνα και μανδύα. Η μετα-περοβσκιτική μετατροπή σε $MgSiO_3$ επιβεβαιώθηκε γρήγορα αλλά επίσης ανακαλύφθηκε ανεξάρτητα και από άλλα πειράματα και θεωρητικούς υπολογισμούς προσφέροντας επιπλέον πληροφορίες για ορισμένες φυσικές και θερμοδυναμικές ιδιότητες της νέας φάσης [Oganov και Ono 2004, Tsuchiya et al. 2004, Shim et al. 2004, Iitaka et al. 2004]. Πειράματα περίθλασης σύγχροτρον έχουν δείξει ότι η παρουσία του σιδήρου μπορεί να μειώσει το όριο μετάβασης σε συνθέσεις $(Mg,Fe)SiO_3$ [Mao et al. 2004]. Η μετα-περοβσκιτική μετατροπή συμβαίνει επίσης σε περοβσκίτες που σχηματίζονται σε φυσικούς περιδοτίτες και βασάλτικές συνθέσεις. Στους περιδοτίτες, ο μετασχηματισμός από περοβσκίτη σε μετα-περοβσκίτη παρατηρήθηκε στα 113 GPa και 2500K [Murakami et al. 2005], γεγονός που είναι σύμφωνο με την πίεση μετάβασης η οποία παρατηρείται σε μία σύνθεση τύπου $(Mg_{0.9}, Fe_{0.1})SiO_3$ [Shieh et al. 2005]. Οι συνθήκες αυτές αντιστοιχούν σε περίπου 400 χιλιόμετρα πάνω από το όριο πυρήνα-μανδύα, και έτσι βρίσκονται στα ~100-200 χιλιόμετρα πάνω από το αναμενόμενο βάθος της σεισμικής ασυνέχειας του στρώματος D'. Η χημική ανάλυση των δειγμάτων που ανακτώνται δείχνει ότι ο συντελεστής διαχωρισμού των στοιχείων Fe και Mg μεταξύ των συνυπαρχουσών φάσεων σιδηροπερίκλαστου και του μετα-περοβσκίτη είναι σημαντική, υποδεικνύοντας ότι ο σίδηρος είναι έντονα απογυμνωμένος στην μετα-περοβσκιτική φάση, σε σύγκριση με την φάση περοβσκίτη υπό χαμηλότερες πιέσεις [Murakami et al. 2005]. Από την άλλη πλευρά, οι Mao et al. (2004), προτείνουν ότι η μετα-περοβσκιτική φάση είναι εμπλουτισμένη σε σίδηρο, βασισμένοι σε ανάλυση δεδομένων περίθλασης ακτίνων-X. Μια ισχυρή αλλαγή στην κατανομή των Fe-Mg στα βαθύτερα τμήματα του κατώτερου μανδύα μπορεί να έχει σημαντικές επιπτώσεις γεωφυσικά, καθώς αυτό μπορεί να επηρεάσει την ηλεκτρική

αγωγιμότητα, το ιξώδες, την τήξη και τη μεταφορά θερμότητας [Murakami et al. 2005]. Σε βασαλτικές συνθέσεις, η σύνθεση των φάσεων που εντοπίζονται σε 143 GPa και ~3000K, αποτελούνται από μία $(Mg, Fe)SiO_3$ μετα-περοβσκίτικη φάση, $CaSiO_3$ περοβσκίτη, SiO_2 τύπου α - PbO_2 και μία αργιλούχο φάση δομικού τύπου $CaTi_2O_4$ [Ono et al. 2005].

6. Επιλεγμένες εφαρμογές της έρευνας σύγχροτων στην μελέτη του πυρήνα

6.1. Κρυσταλλική δομή του σιδήρου

Σε χαμηλές πιέσεις και θερμοκρασίες, ο σίδηρος έχει τέσσερις στερεές φάσεις: τις φάσεις α - και δ -Fe, που είναι χωροκεντρικές κυβικές (bcc) φάσεις που είναι σταθερές σε χαμηλές P και T, ενώ σε υψηλές T ακριβώς κάτω από το σημείο τήξης, τη φάση γ -Fe που είναι εδροκεντρωμένη κυβική (fcc) σταθερή σε υψηλές θερμοκρασίες και τέλος τη φάση ϵ -Fe που είναι σταθερή σε χαμηλές θερμοκρασίες και υψηλές πιέσεις και εξαγωνική (hcp). Σε υψηλότερες πιέσεις, υπήρξαν ορισμένες αναφορές από πειράματα σε κυψελίδα αδάμαντα συμπίεσης της ύπαρξης συμπληρωματικών φάσεων, συμπεριλαμβανομένης μιας διπλής εξαγωνικής συμπαγούς συσσωμάτωσης φάσης (dhcp) [Saxena et al. 1995, Yoo et al. 1996, Dubrovinsky et al. 1998], και μίας ορθορομβική φάσης [Andrault et al. 1997, Andrault et al. 2000]. Ωστόσο, άλλες μελέτες υψηλής πίεσης δεν έχουν παρατηρήσει αυτές τις φάσεις [Kubo et al. 2003, Shen et al. 1998, Funamori et al. 1996, Ma et al. 2004, Uchida et al. 2001]. Είναι εύλογο ότι αυτά τα πολύμορφα είναι μετασταθή και σχετίζονται με τη θερμοκρασία ή τη βαθμίδα της πίεσης μέσα στην κυψελίδα αδάμαντα [Shen et al. 1998, Andrault et al. 2000, Ma et al. 2004]. Αυτό το συμπέρασμα υποστηρίζεται από πειράματα σε πολλαπλό άκμονα συμπίεσης, όπου επικρατούν ομοιόμορφες συνθήκες θερμοκρασίας, στα οποία δεν αναφέρουν καμιά ένδειξη για αυτές τις φάσεις σε συνθήκες που φθάνουν μέχρι τα 44 GPa και τους 2100 K [Kubo et al. 2003, Funamori et al. 1996, Uchida et al. 2001]. Τέτοια αντικρουόμενα πειραματικά αποτελέσματα υπογραμμίζουν την πολυπλοκότητα και τη δυσκολία των πειραμάτων υψηλής πίεσης ακόμη και σε απλά συστήματα κάτω από ακραίες συνθήκες.

Η πιθανή ύπαρξη σε υψηλές πιέσεις μιας χωροκεντρωμένης (bcc) φάσης του σιδήρου έχει προταθεί εδώ και πολλά χρόνια (π.χ. [Brown και McQueen 1996]), αλλά δεν έχει παρατηρηθεί καμία οριστική απόδειξη ακόμη. Πειράματα σύγχροτων περίθλασης ακτίνων-X σε Fe πλέον έχουν φτάσει να γίνονται σε ακραίες συνθήκες ως τα 161 GPa και τους 3000 K [Ma et al. 2004]. Μόνο η ε-φάση παρατηρήθηκε σε πιέσεις υψηλότερες από 60 GPa. Πρόσφατοι υπολογισμοί μοριακής δυναμικής ελεύθερης ενέργειας έχουν δείχνουν ότι μία φάση bcc θα μπορούσε να σταθεροποιηθεί σε συνθήκες παρόμοιες με αυτές του πυρήνα, με την παρουσία προσμείξεων πυριτίου ή θείου [Vocadlo et al. 2003]. Πειράματα περίθλασης σύγχροτων [Lin et al. 2002] πάνω σε Fe-Si κράματα έχουν πράγματι δείξει ότι η παρουσία του Si σε Fe αυξάνει σημαντικά τη σταθερότητα της φάσης bcc. Μάλιστα έχει προταθεί ότι ο εσωτερικός πυρήνας πιθανώς να περιέχει μία Si-πλούσια φάση bcc και μία Si-φτωχή hcp φάση.

6.2. Ελαστικότητα του σιδήρου

Η κατανόηση των ελαστικών ιδιοτήτων του σιδήρου και των κραμάτων του είναι απαραίτητη για την επίλυση των θεμάτων δομής και σύστασης που σχετίζονται με τον πυρήνα της Γης. Μερικά από τα βασικά ζητήματα είναι: (1) πώς το εσωτερικό και το εξωτερικό τμήμα του πυρήνα διαφέρουν ως προς την σύστασή τους, και αντίστοιχα ποιος είναι ο ρόλος της χημικής έναντι της θερμικής μεταφοράς στην δημιουργία της ροής στον εξωτερικό πυρήνα; (2) Μήπως η χαμηλή ανώμαλη διατμητική ταχύτητα, και ο αντίστοιχα υψηλός λόγος Poisson, στον εσωτερικό πυρήνα είναι αποτέλεσμα της μερικής τήξης, της ανελαστικής συμπεριφοράς ή της

αναρμονικής ελαστικής απόκρισης του υλικού που αποτελεί τον πυρήνα.

Στο παρελθόν, τα πειραματικά όρια για τον προσδιορισμό των ακουστικών ταχυτήτων του Fe και των κράματων του έχουν σε μεγάλο βαθμό ληφθεί από τη συμπίεση με κύματα κρούσης [Duffy και Ahrens 1992, Brown και McQueen 1996, Duffy και Ahrens 1997], επειδή οι στατικές μέθοδοι περιορίζονταν σε πολύ χαμηλές πιέσεις. Η έλευση των νέων τεχνικών με βάση το σύγχροτρον έχει πλέον επεκτείνει τις δυνατότητες των στατικών μετρήσεων και διεύρυνε την κατανόησή μας για τις ελαστικές ιδιότητες σε πολύ υψηλές πιέσεις. Χρησιμοποιώντας τεχνικές NRIXS (Non-Resonant Inelastic X-ray Scattering), οι ελαστικές, θερμοδυναμικές και ταλαντωτικές ιδιότητες του hcp σιδήρου μετρήθηκαν σε 153 GPa και σε θερμοκρασίες δωματίου [Mao et al. 2001, Lubbers et al. 2000]. Οι μετρήσεις αυτές έχουν πλέον επεκταθεί και σε υψηλές πιέσεις και ταυτόχρονα σε υψηλές θερμοκρασίες [Shen et al. 2004a]. Διαμήκειες ταχύτητες, V_p , προσδιορίστηκαν με IXS και έχουν επίσης καταγραφεί σε πιέσεις μεγαλύτερες από 100 GPa [Fiquet et al. 2004, Antonangeli et al. 2004].

Ένα άλλο σημαντικό χαρακτηριστικό του εσωτερικού πυρήνα της Γης είναι ότι είναι ελαστικά ανισότροπος [Tromp 2001]. Τα σεισμικά κύματα που ταξιδεύουν κατά μήκος πολικών διαδρομών είναι ~3% ταχύτερα από τα σεισμικά κύματα που ταξιδεύουν κατά μήκος του ισημερινών διαδρομών. Για να εξηγηθεί η παρατήρηση αυτή απαιτείται μια κατανόηση της σύνθεσης της δομής, των μηχανικών ιδιοτήτων και της συμπεριφοράς παραμόρφωσης του εσωτερικού πυρήνα. Η ανισοτροπία του εσωτερικού πυρήνα θα μπορούσε να προκύψει από φαινόμενα όπως ο προτιμητέος προσανατολισμός επαγόμενος από το γήινο μαγνητικό πεδίο, η μεταφορά θερμότητας στη στερεά κατάσταση, και η δημιουργία δομικών χαρακτηριστικών κατά τη στερεοποίηση. Οι ακτινικές τεχνικές περίθλασης ακτίνων-X έχουν χρησιμοποιηθεί

για να εξεταστεί η ελαστική ανισοτροπία του hcp σιδήρου σε 211 GPa [Mao et al. 1998]. Παρατηρήθηκε μια μεγάλη ανισοτροπία συμπιεστικής (διαμήκους) κυματικής ταχύτητας, η οποία έρχεται σε σύγκρουση με τις προβλέψεις από θεωρητικές μελέτες [Steinle-Neumann et al. 1999, 2001]. Η παρατηρούμενη τάση ανισοτροπίας σε ακτινική περίθλαση μπορεί να αντανακλά μεταβολές τάσης λόγω προτιμώμενων συστήματων ολίσθησης. Αυτό υποστηρίζεται από ακτινικές μετρήσεις περίθλασης ακτίνων-X στο μεταλλικό ρήνιο (Rh) σε πολυκρυσταλλική hcp μορφή, η οποία έδειξε ότι τα αποτελέσματα περίθλασης ήταν ασυμβίβαστα με τα όρια που έδωσαν οι μετρήσεις με υπέρηχους. [Duffy et al. 1999].

6.3. Σύστημα Fe-FeS

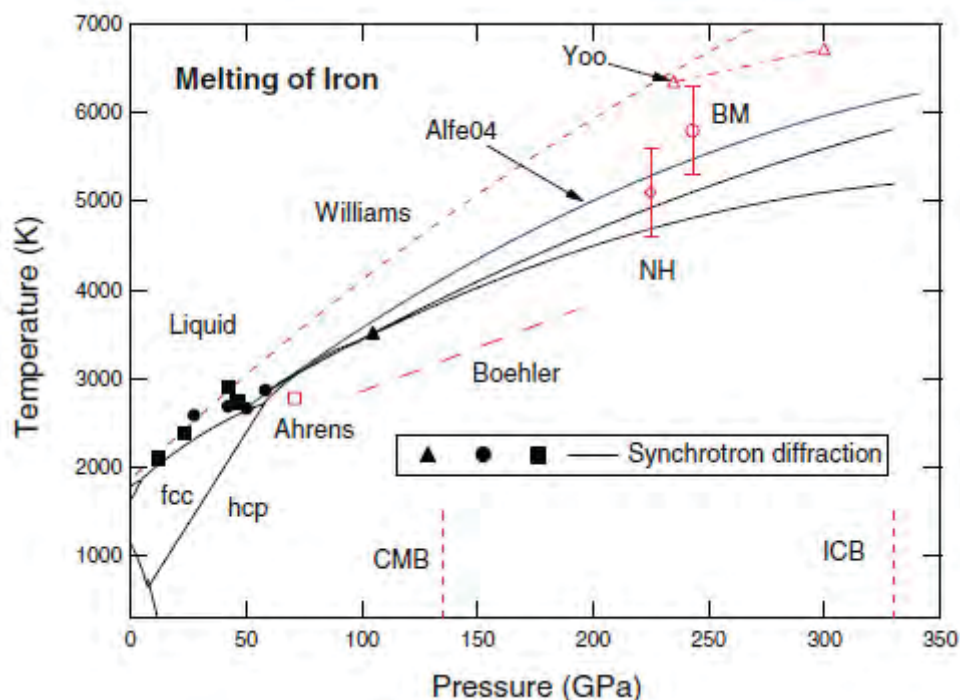
Το θείο είναι ένα συχνά εμφανιζόμενο ελαφρύ στοιχείο σε πλανητικούς πυρήνες λόγω της διαλυτότητας του στον σίδηρο, των χαμηλών ευτηκτικών θερμοκρασιών του συστήματος Fe-FeS και την αφθονία των σουλφιδίων σιδήρου στους μετεωρίτες [Poirier 1994]. Η ποσότητα του θείου που θα μπορούσε να προστίθεται σε μια αυξανόμενη σε μέγεθος Γη μπορεί, τελικά, να περιορίζεται από την υψηλή του πτητικότητα, αν και αυτό μπορεί να είναι ένα λιγότερο σημαντικό ζήτημα για τους μικρότερους πλανήτες και τους δορυφόρους τους που δεν είχαν αυξητική τάση λόγω πρόσκρουσης άλλων θερμών σωμάτων. Ο θειούχος σίδηρος, FeS, παρουσιάζει έναν αριθμό στερεών φάσεων σε υψηλές πιέσεις, συμπεριλαμβανομένης μιας εξαγωνικής φάσης τύπου NiAs (φάση V) σε υψηλές θερμοκρασίες και μιας φάσης με υπερδομή τύπου NiAs (φάση IV) σε ενδιάμεσες θερμοκρασίες [Fei et al. 1995].

Μαζί με τον εκτεταμένο πολυμορφισμό του, το FeS διαθέτει μια σειρά από ενδιαφέρουσες πολυπλοκότητες που σχετίζονται με τις ηλεκτρονικές του ιδιότητες. Το FeS IV παρουσιάζει ανώμαλη συμπίεση με μια απότομη c-αξονική σμίκρυνση περίπου στα 5-9 GPa, η οποία αποδόθηκε σε μία ηλεκτρονική μετάβαση του Fe από κατάσταση με υψηλό σπιν σε μια κατάσταση χαμηλού σπιν [Fei et al. 1995, Kusaba et al. 1997, 1998]. Το FeS παρέχει έτσι ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα του πώς οι νέες ή βελτιωμένες τεχνικές σύγχροτον με βάση τον συνδυασμό των συμβατικών μετρήσεων μπορεί να μας δώσει τη δυνατότητα να κατασκευαστεί μια εντυπωσιακά βελτιωμένη και ολοκληρωμένη εικόνα των κρυσταλλικών δομών, των ηλεκτρονικών τους ιδιοτήτων και των φυσικών τους ιδιοτήτων, σε συνθήκες που επικρατούν στους πλανητικούς πυρήνες.

6.4. Τήξη του σιδήρου

Οι θεωρητικές μελέτες με χρήση της θεωρίας των συναρτησοειδών πυκνότητας έχει χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό των καμπυλών τήξης του Fe, χρησιμοποιώντας είτε υπολογισμούς Gibbs ελεύθερης ενέργειας του στερεού και του υγρού ή μια μέθοδο όπου συνυπάρχει η στερεά και η υγρή φάση. Η μέθοδος προσαρμόζει πρότυπα δυναμικά σε κβαντομηχανικούς υπολογισμούς [Alfe et al.

1999, 2002, 2004, Belonoshko et al. 2000, Laio et al. 2000]. Τα πρώτα αποτελέσματα έδειξαν μεγάλες διαφορές μεταξύ των δύο μεθόδων. Περαιτέρω εξέταση οδήγησε σε τροποποιήσεις και διορθώσεις και αυτές φαίνεται να είναι σε θέση να εξηγήσουν ένα μεγάλο μέρος της διαφοράς [Alfe et al. 2002, 2004].



Διάγραμμα φάσης και καμπύλη τήξης του σιδήρου. Τα μαύρα σύμβολα είναι παρατηρήσεις τήξης του σιδήρου μέσω πειραμάτων σε συγχροτρον εγκαταστάσεις και οι μαύρες γραμμές υποδεικνύουν τα όρια φάσης και τις γραμμές τήξης συνεπή με τα αποτελέσματα.

6.5. Ιδιότητες του σιδήρου και τηγμάτων σιδήρου-αλουμινίου

Το ιξώδες του σιδήρου και των κραμάτων σιδήρου είναι μία από τις βασικές παραμέτρους που απαιτούνται για να χαρακτηριστεί η ροή μεταφοράς ενέργειας και η λειτουργία του γεωδυναμικού του έξω πυρήνα της Γης. Μετρήσεις του ιξώδους του συστήματος Fe-FeS ως τα 7 GPa χρησιμοποιώντας την ιξωδομετρία του Stokes, δίνουν τιμές ιξώδους $\sim 10^{-2}$ Pas [Dobson et al. 2000, Rutter et al. 2002, Urakawa et

al. 2001, Terasaki et al. 2001] και εκτιμώμενο ιξώδες 2×10^{-2} Pas για το εξωτερικό πυρήνα της Γης [Rutter et al. 2002]. Το ιξώδες του καθαρού τήγματος Fe έχει επίσης μετρηθεί έως ~6 GPa στους 2100 K σε δύο μελέτες [Rutter et al. 2002, Terasaki et al. 2002], αν και δείχνουν κάποια διαφωνία στην εξάρτηση από την πίεση του ιξώδους και τη σχέση της εξάρτησης αυτής με τη δομή [Sanloup et al. 2000].

6.6. Πειραματικές προκλήσεις

Τα πειράματα σύγχροτων που επικεντρώνονται στην κατανόηση του εσωτερικού των πλανητών έχουν εξελιχτεί σημαντικά τα τελευταία χρόνια. Υπάρχουν μια σειρά από πεδία έρευνας που μπορεί να αναπτυχθούν περαιτέρω στο μέλλον. Παρόλο που βελτιώσεις στην μετρολογία της πίεσης και της θερμοκρασίας μπορούν να ενισχύσουν όλους τους τύπους πειραμάτων υψηλής πίεσης σύγχροτων, οι βελτιώσεις αυτές είναι ιδιαίτερα σημαντικές για την κατανόηση των αλλαγών φάσεων του μανδύα. Έχει σημειωθεί πρόοδος στον τομέα της βελτίωσης των καταστατικών εξισώσεων σε συνθήκες υψηλών P-T. [Holzapfel 2003, Speziale et al. 2001, Shim et al. 2002], ενώ όλο και περισσότερο έχουν πραγματοποιηθεί εκτεταμένες διασταυρωμένες βαθμονομήσεις. [Fei et al. 2004]. Απαιτούνται περαιτέρω προσπάθειες για τη βελτίωση της βαθμονόμησης των πρότυπων υλικών σε πολύ υψηλές πιέσεις άνω του 1 Mbar [Dewaele et al. 2004]. Οι καταστατικές εξισώσεις P-V-T που χρησιμοποιούνται σήμερα περιλαμβάνουν μια σειρά από απλουστευμένες παραδοχές, και είναι απαραίτητο να αναπτυχθούν πιο εξελιγμένες εξισώσεις.

Η τεχνολογία υψηλής πίεσης αναμένεται να συνεχίσει να εξελίσσεται, διευρύνοντας την περιοχή P-T και την πειραματική ακρίβεια των υφιστάμενων τεχνικών, επιτρέποντας ταυτόχρονα την πραγματοποίηση μετρήσεων που δεν έχουν πραγματοποιηθεί στο παρελθόν. Η ανάπτυξη μονοχρωματικών μονοκρυσταλλικών

τεχνικών περίθλασης σε εύρος πίεσης megabar, αναμένεται να αποτελέσουν την έρευνα αιχμής για μελέτες με κυψελίδα άκμονα αδάμαντα μέσα στην επόμενη δεκαετία (2005-2015). Η ανάπτυξη νέων τύπων κυψελίδων άκμονα αδάμαντα, η ανάπτυξη παρεμβυσμάτων διαπερατών στις ακτίνες X καθώς και η ανάπτυξη διαπερατών από ακτίνες X πλακών υποστήριξης αποτελούν επίσης αναπόσπαστο τμήμα αυτής της προσπάθειας.

6.7. Περίληψη

Τα πειράματα υψηλής πίεσης βασισμένα στην ακτινοβολία σύγχροτον, συνέβαλαν καθοριστικά στην κατανόηση των ιδιοτήτων των υλικών σε υψηλές πιέσεις και στην ικανότητά μας να ερμηνεύουμε γεωφυσικές παρατηρήσεις στο εσωτερικό της Γης αλλά και άλλων πλανητών. Τα τελευταία χρόνια έχει παρατηρηθεί ραγδαία συνδυαστική ανάπτυξη των προηγμένων συστημάτων δημιουργίας υψηλών πιέσεων, αλλά και των νέων τεχνικών σύγχροτον. Ταυτόχρονα, πιο καθιερωμένες τεχνικές όπως είναι η περίθλαση ακτίνων X, παρουσιάζουν συνεχείς βελτιώσεις στην ποιότητα και τις δυνατότητες τους. Ακολουθούν μερικά παραδείγματα των πιο σημαντικών ευρημάτων των τελευταίων πέντε χρόνων:

(1) Η ανακάλυψη και ο χαρακτηρισμός του μετα-περοβσκήτη (τύπου $CaIr_3$), της φάσης του $MgSiO_3$ σε πιέσεις κοντά στο 125 GPa. Η ύπαρξη μιας αλλαγής φάσης πρώτης τάξης στο πιο άφθονο συστατικό του μανδύα, υπόσχεται να έχει σημαντικές επιπτώσεις στην κατανόηση που έχουμε της δυναμικής στο όριο μεταξύ του πυρήνα και του μανδύα.

(2) Η ανάπτυξη τεχνικών ανελαστικής σκέδασης και φασματοσκοπίας σε υψηλές πιέσεις επέτρεψαν τον απευθείας χαρακτηρισμό πολλών ηλεκτρονικών, μαγνητικών και ταλαντωτικών ιδιοτήτων, άμεσα σε συνθήκες υψηλής πίεσης για

πρώτη φορά. Τα παραδείγματα περιλαμβάνουν την ανακάλυψη των μεταπτώσεων "ζευγαρώματος" σπιν σε κράματα Fe και σιδηρούχα πυριτικά ορυκτά υπό συνθήκες που επικρατούν σε μεγάλο βάθος στη Γη.

(3) Οι σύγχροτον τεχνικές περίθλασης ακτίνων-X τόσο στο κυψελίδα ακμονα αδάμαντα όσο και στο πολλαπλό-άκμονα συμπίεσης, παρέχουν τη δυνατότητα για λεπτομερή εξέταση του βάθους, της κλίσης, του πάχους και της αντίθεσης ταχυτήτων των κύριων σεισμικών ασυνεχειών του ανώτερου μανδύα για πρώτη φορά σε insitu συνθήκες.

(4) Η μελέτη της τήξης, της δομής του τήγματος και των φυσικών ιδιοτήτων των τηγμάτων, καθώς και η μελέτη των υγρών χρησιμοποιώντας μια ποικιλία από περιθλαστικές και φασματοσκοπικές τεχνικές. Η κατανόηση της συμπεριφοράς των τηγμάτων σε συνθήκες πολύ υψηλής πίεσης είναι κρίσιμη για την κατανόηση του σχηματισμού της Γης και την εξέλιξη της, καθώς και τη δομή του πυρήνα και τη δυναμική του.

(5) Η μελέτη της αντοχής και της ρεολογίας των πυριτικών ορυκτών σε περιοχές πιέσεων και θερμοκρασιών του ανώτερου μανδύα αλλά και στην περιοχή πιέσεων του κατώτερου μανδύα σε θερμοκρασίες δωματίου. Οι ρεολογικές ιδιότητες τελικά ελέγχουν τη ροή του μανδύα, όμως έως πρόσφατα ήταν μεταξύ των λιγότερα κατανοητών φυσικών ιδιοτήτων των ορυκτών.

6.8. Ελαστικότητα και ο ρόλος της στα πειράματα για την εξερεύνηση του εσωτερικού της Γης.

6.8.1. Εισαγωγή

Η ελαστικότητα είναι μια ιδιότητα των υλικών που είναι κεντρικής σημασίας για την κατανόηση που έχουμε για τη δομή και τις ιδιότητες της Γης και άλλων πλανητών. Σε πλανητικό επίπεδο, η πιο σημαντική πληροφορία που έχουμε για το εσωτερικό της Γης κάτω από το φλοιό προέρχεται από τη μέτρηση των ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων. Τα σεισμικά κύματα είναι ελαστικά κύματα, και οι ταχύτητες τους στα πετρώματα μπορεί να υπολογιστούν από τη γνώση της πλήρων ελαστικών ιδιοτήτων των ορυκτών, μαζί με τα μοντέλα ως προς το πώς οι κόκκοι των συνιστώσων ορυκτών κατανέμονται στο πέτρωμα. Η ελαστικότητα συνεπώς είναι το βασικό στοιχείο πληροφορίας που μας επιτρέπει να ερμηνεύσουμε τα σεισμικά δεδομένα σε συνάρτηση με τις ορυκτολογικές συνθέσεις που υπάρχουν σε μεγάλα βάθη της Γης.

Η ελαστικότητα παρέχει επίσης μια δεύτερη μέθοδο ανίχνευσης του εσωτερικού της Γης, επειδή είναι επίσης άμεσα συνδεδεμένη με τον τρόπο που ο όγκος (και ως εκ τούτου και η πυκνότητα) ενός ορυκτού, μεταβάλλεται συναρτήσει της πίεσης δηλαδή της καταστατικής του εξίσωσης (EoS). Οι μετρήσεις των καταστατικών εξισώσεων των ορυκτών αποτελούν τη βάση όλων των θερμοδυναμικών δεδομένων που χρησιμοποιούνται στην πετρολογία ώστε να ερμηνευθούν οι διάφορες φάσεις σύνθεσης των πετρωμάτων. Σε μικροσκοπική κλίμακα, η ελαστική αντίδραση ενός κρυστάλλου σχετίζεται με τη δεύτερη παράγωγο της ελεύθερης ενέργειας του κρυστάλλου, σε σχέση με μια αναστρέψιμη φυσική παραμόρφωση. Η ελαστικότητα των κρυστάλλων είναι λοιπόν ένας πολύ ευαίσθητος ανιχνευτής των αλληλεπιδράσεων και των δυνάμεων μεταξύ των ατόμων που διέπουν

τη δομή και τη σταθερότητα των ορυκτών. Η σχέση αυτή είναι ιδιαίτερα έντονη στην περρίπτωση των αλλαγών φάσης. Η ελαστικότητα παρέχει την πιο ευαίσθητη δοκιμή των φυσικών θεωριών των των αλλαγών φάσης (Carpenter και Salje 1998; Carpenter 2006).

6.8.2. Συμπεράσματα

Όλες οι διάφορες πειραματικές τεχνικές για τη μέτρηση της ελαστικότητας των ορυκτών που έχουν αναπτυχθεί παρουσιάζουν πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα τα οποία θα πρέπει να λαμβάνονται υπόψη κατά τον προσδιορισμό των ελαστικών ιδιοτήτων ενός συγκεκριμένου ορυκτού. Σε γενικές γραμμές, οι μετρήσεις σε πολυκρυσταλλικά υλικά, (π.χ. συμπιεσμένα κονιάματα), πραγματοποιούνται πολύ πιο γρήγορα, και μπορεί να γίνουν σε πιο ακραίες συνθήκες θερμοκρασίας και πίεσης απ' ότι όταν η ίδια τεχνική εφαρμόζεται σε μονοκρυσταλλικά δείγματα. Αφ'ετέρου, οι μετρήσεις κονιαμάτων ή πολυκρυσταλλικών συσσωματωμάτων συνήθως αποδίδουν μόνο τις κύριες ιδιότητες του υλικού, αλλά όχι οποιαδήποτε άλλη πληροφορία σχετιζόμενη με την ανισοτροπία της ελαστικότητας. Η μέτρηση των μεμονωμένων συνιστωσών του ελαστικού τανυστή με οποιαδήποτε άλλη μέθοδο εκτός από το RUS, απαιτεί πολλαπλές μετρήσεις που πρέπει να εκτελεστούν σε διαφορετικές κατευθύνσεις επί ενός μονοκρυστάλλου, ή επί του συνόλου μονοκρυσταλλικών δειγμάτων. Ο αριθμός των μετρήσεων που απαιτούνται αυξάνεται με χαμηλότερη συμμετρία, καθώς περισσότερα συστατικά του ελαστικού τανυστή πρέπει να προσδιοριστούν.

Ως εκ τούτου, πλήρεις προσδιορισμοί του ελαστικού τανυστή των μονόκλινων και τρικλινών ορυκτών που είναι κοινά στον γήινο φλοιό π.χ. πυρόξενοι, αμφίβολοι και άστριοι, είναι σχετικά λίγοι, καθώς οι μετρήσεις με φασματοσκοπία Brillouin, IXS, ή υπερηχητική συμβολομετρία χρειάζονται πολλές εβδομάδες, ακόμη και σε

συνθήκες δωματίου. Η ανάπτυξη της ISLS, η οποία μπορεί να πραγματοποιηθεί σχετικά γρήγορα σε μεγάλα δείγματα σε συνθήκες περιβάλλοντος, παρέχει μια ευκαιρία για να αναπληρώσει αυτό το κενό στη βάση δεδομένων ελαστικότητας των ορυκτών που έχει δημιουργηθεί. Εφόσον είναι διαθέσιμοι αρκετά μεγάλοι κρύσταλλοι κατάλληλης ποιότητας, τότε η RUS παρέχει τη δυνατότητα ταχείας μέτρησης του πλήρους τανυστή ελαστικότητας κατά μικρά βήματα αύξησης της θερμοκρασίας ως τις πολύ υψηλές θερμοκρασίες. Ο προσδιορισμός του πλήρους τανυστή ελαστικότητας ενός κρυσταλλικού δείγματος χαμηλής συμμετρίας, σε υψηλές πιέσεις, είναι πολύ πιο απαιτητική διαδικασία, καθώς απαιτεί, ανεξάρτητα από την τεχνική, τη μέτρηση σε πολλές διαφορετικές κατευθύνσεις εντός του δείγματος, επομένως έτσι πολλαπλές φορτίσεις δειγμάτων στη συσκευή υψηλής πίεσης. Έτσι έχει παρατηρηθεί ότι η πλειονότητα μετρήσεων των υψηλής πίεσης και ταυτόχρονα υψηλής θερμοκρασίας έχουν επικεντρωθεί σε υλικά με σχετικά υψηλή συμμετρία, όπως MgO , Fe , κλπ., ενώ ο πλήρης προσδιορισμός του τανυστή ελαστικότητας, π.χ. του περοβσκίτη $MgSiO_3$ σε πιέσεις και θερμοκρασίες που αντιστοιχούν στον κατώτερο μανδύα της Γης, παραμένει προς το παρόν μόνο δυνατόν να γίνει με υπολογιστικές μεθόδους.

Η συνέπεια που έχει αναπτυχθεί μεταξύ των διαφόρων τεχνικών μεθόδων μέτρησης, επιτρέπει επιπλέον τον συνδυασμό της επίτευξης είτε αποτελεσμάτων με μεγαλύτερη ακρίβεια είτε αποτελεσμάτων με μικρές αποκλίσεις λόγω πειραματικών αβεβαιοτήτων. Οι μέθοδοι για τον άμεσο προσδιορισμό της ελαστικότητας, συχνά γίνονται σε συνδυασμό με μετρήσεις περίθλασης, έτσι ώστε η τιμή της πυκνότητας που απαιτείται για τη μετατροπή της ταχύτητας του κύματος ελαστικότητας να μην χρειάζεται να εξαχθεί μόνο από τις ελαστικές μετρήσεις. Ομοίως, οι μετρήσεις περίθλασης παρέχουν πληροφορίες για το μήκος του δείγματος που χρειάζεται στην

υπερηχητική συμβολομετρία σε υψηλές πιέσεις. Διαφορετικές τεχνικές έχουν επίσης διαφορετική ευαισθησία σε διαφορετικούς συνδυασμούς των ελαστικών σταθερών, έτσι ώστε η ακρίβεια σε επιμέρους συντελεστές να μπορεί συχνά να βελτιωθεί συνδυάζοντας τεχνικές, όπως π.χ. η μέθοδος ISLS με την περίθλαση (Brown et al. 2006). Με δεδομένες τις δυσκολίες στις πειραματικές μετρήσεις, οι υπολογιστικές μέθοδοι μπορούν επίσης να παίξουν έναν σημαντικό ρόλο, για παράδειγμα στον υπολογισμό του πλήρους ελαστικού τανυστή σε πιέσεις για τις οποίες υπάρχουν μόνο διαθέσιμα πειραματικά στοιχεία που έχουν ελεγχθεί με τη διαδικασία του μέσου όρου απο το συνολικό όγκο του υλικού.

Η γνώση του πλήρους τανυστή ελαστικότητας ενός κρυστάλλου επιτρέπει τον υπολογισμό των ελαστικών (αλλά όχι ανελαστικών ή πλαστικών) ιδιοτήτων ενός πολυκρυσταλλικού συσσωματώματος του ορυκτού. Στα πετρώματα υπάρχουν πρόσθετες μεταβλητές. Υπάρχουν πολλοί τύποι ορίων μεταξύ των κόκκων στους οποίους επικρατούν διαφορετικές φάσεις. Επίσης η υφή ενός πετρώματος παίζει καθοριστικό ρόλο. Υπάρχουν πολύ λίγα στοιχεία σχετικά με την ελαστικότητα των καλά χαρακτηρισμένων σύνθετων υλικών, και πολλά από αυτά αφορούν σύνθετα υλικά τεχνολογικού ενδιαφέροντος που συμπεριλαμβάνουν ίνες και εγκλείσματα. Αυτό που είναι σαφές είναι ότι κανένα από τα διαθέσιμα λεπτομερή μοντέλα δεν αρκούν για να εξηγήσουν τις συνολικές ογκικές ελαστικές ιδιότητες των προσμειγμάτων (aggregates) συναρτήσει των ελαστικών ιδιοτήτων των ακραίων μελών της ομάδας που συνιστά το πρόσμειγμα τους (Shaocheng και Wang, 1999), ακόμη και χωρίς να λαμβάνεται υπόψη η ανελαστικότητα. Ενώ ο Salje (2007) έχει αναφέρει ένα πιθανό τρόπο για την εκτίμηση της ελαστικής απόκρισης των πετρωμάτων, πολλά μένουν ακόμη να γίνουν στον τομέα της εφαρμογής δεδομένων της φυσικής των ορυκτών στη γεωλογία και τη γεωφυσική των πετρωμάτων.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Akber-Knutson S, Bukowinski M S T and Matas J 2002 *Geophys. Res. Lett.* 29 1034
- Alfe D, Gillan M J and Price G D 1999 *Nature* 401 462–4
- Alfe D, Price G D and Gillan M J 2002 *Phys. Rev. B* 65 165118
- Alfe D, Vocadlo L, Price G D and Gillan M J 2004 *J. Phys.: Condens. Matter* 16 S973–S982
- Andrault D 2001 *J. Geophys. Res.* 106 2079–87
- Andrault D, Fiquet G, Guyot F and Han X M 1998 *Science* 282 720–4
- Andrault D, Fiquet G, Kunz M, Visocekas F and Hausermann D 1997 *Science* 278 831–4
- Andrault D, Fiquet G, Charpin T and le Bihan T 2000 *Am. Mineral.* 85 364–71
- Angel, R.J., Jackson, J.M., Reichmann, H.J., Speziale, S., (2009): Elasticity measurements on minerals: a review. - *European Journal of Mineralogy*, 21, 525-550.
- Antonangeli D, Occelli F, Requardt H, Badro J, Fiquet G and Krisch M 2004 *Earth Planet. Sci. Lett.* 225, 243–51
- Arcay, D., Tric, E., Doin, M.P., (2005). Numerical simulations of subduction zones: effect of slab dehydration on the mantle wedge dynamics. *Phys. Earth Planet. Inter.* 149, 133–153.
- Badro J, Rueff J P, Vanko G, Monaco G, Fiquet G and Guyot F 2004 *Science* 305 383–6
- Badro J, Struzhkin V V, Shu J F, Hemley R J, Mao H K, Kao C C, Rueff J P and Shen

- G Y 1999 Phys. Rev. Lett. 83 4101–4
- Badro J, Fiquet G, Struzhkin V V, Somayazulu M, Mao H K, Shen G and Le Bihan T
2002 Phys. Rev. Lett. 89, 205504
- Badro J, Fiquet G, Guyot F, Rueff J P, Struzhkin V V, Vanko G and Monaco G 2003
Science 300 789–91
- Belonoshko A B, Ahuja R and Johansson B 2000 Phys. Rev. Lett. 84 3638–41
- Bercovici, D., (2011). Mantle Convection, in Encyclopedia of Solid Earth
Geophysics, H.K. Gupta, ed., Springer, pp.832-851.
- Billen, M.I. (2008), Modeling the dynamics of subducting slabs, Ann. Rev. Earth
Planet. Sci., 36, 325–356.
- Birch F 1952 J. Geophys. Res. 57 227–86
- Blackwell, D.D. (1983) Heat flow in the northern Basin and Range province, ed. G. P.
Eaton, in: The role of heat in the development of energy and mineral resources
in the northern Basi
- Boehler R 2000 Rev. Geophys. 38 221–45
- Brown, J.M., Abramson, E.H., Angel, R.J. (2006): Triclinic elastic constants for low
albite. Phys. Chem. Minerals, 33, 256–265.
- Brown J M and McQueen R G 1996 J. Geophys. Res. 91 7485–94
- Buras B and Gerward L 1989 Prog.Cryst.Growth Charact.Mater. 18 93–138
- Burkel E 2000 Rep. Prog. Phys. 63 171–232
- Cagnioncle, A.M., Parmentier, E.M., Elkins-Tanton, L.T., (2007). Effect of solid flow
above a subducting slab on water distribution and melting at convergent plate
boundaries. J. Geoph.
- Carpenter, M.A. (2006): Elastic properties of minerals and the influence of phase
transitions. Am. Mineral., 91, 229–246.

- Carpenter, M.A. & Salje, E.K.H. (1998): Elastic anomalies in minerals due to structural phase transitions. *Eur. J. Mineral.*, 10, 693–812.
- Chen J, Inoue T, Weidner D J, Wu Y and Vaughan M T 1998 *Geophys. Res. Lett.* 25 575–8
- Christensen, U.R, Hofmann, A.W., (1994). Segregation of subducted oceanic crust in the convecting mantle. *Journal of Geophysical Research*, 99, 19867–19884.
- Christensen U (1995). Effects of phase transitions on mantle convection. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 23 65–87.
- Davies, G.F., (2000). *Dynamic Earth: Plates, Plumes and Mantle Convection*: Cambridge University Press, Cambridge, pp. 458.
- Dewaele A, Loubeyre P and Mezouar M 2004 *Phys. Rev. B* 70 094112
- Dewaele A, Fiquet G, Andrault D and Hausermann D 2000 *J. Geophys. Res.* 105 2869–77
- Dobson D P, Crichton W A, Vocadlo L, Jones A P, Wang Y B, Uchida T, Rivers M, Sutton S and Brodholt J P, 2000 *Am. Mineral.* 85 1838–42
- Dubrovinskaia N and Dubrovinsky L 2003 *Rev. Sci. Instrum.* 74 3433–7
- Dubrovinsky L S, Dubrovinskaia N A, Saxena S K, Annersten H, Halenius E, Harryson H, Tutti F, Rekhii S and Le Bihan T 2000 *Science* 289 430–2
- Dubrovinsky L, Dubrovinskaia N, Annersten H, Halenius E and Harryson H 2001 *Eur. J. Mineral.* 13 857–61
- Dubrovinsky L S, Saxena S K and Lazor P 1998 *Eur. J. Mineral.* 10 43–7
- Duffy, T.S., (2005). Σύγχροτων facilities and the study of the Earth's deep interior. *Rep. Prog. Phys.* 68, 1811–1859.
- Duffy T S and Ahrens T J 1992 *J. Geophys. Res.* 97 4503–20
- Duffy T S, Hemley R J and Mao H-k 1995 *Phys. Rev. Lett.* 74 1371–4

- Duffy T S and Wang Y 1998 *Ultrahigh Pressure Mineralogy* ed R J Hemley (Washington, DC: Mineralogical Society of America) pp 425–58
- Duffy T S, Shen G, Heinz D L, Shu J F, Ma Y, Mao H-k, Hemley R J and Singh A K 1999 *Phys. Rev. B* 60 15063–73
- Duffy T S, Shu J, Mao H-k and Hemley R J 1995 *Phys. Chem. Minerals* 22 277–81
- Duffy T S and Ahrens T J 1992 *High-Pressure Research in Mineral Physics: Applications to Earth and Planetary Sciences* ed Y Syono and M H Manghnani (Tokyo: Terra Scienti?c) pp 197–206
- Duffy T S and Ahrens T J 1997 *J. Appl. Phys.* 82 4259–69
- Durham W B, Weidner D J, Karato S I and Wang Y B 2002 *Plastic Deformation of Minerals and Rocks* ed S Karato and H R Wenk (Washington, DC: Mineralogical Society of America) pp 21–49
- Faccenda, M., Burlini, L., Gerya, T.V., Mainprice, D., (2008). Fault-induced seismic anisotropy by hydration in subducting oceanic plates. *Nature* 455, 1097–1101.
- Fei Y and Bertka C M 1999 *Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experiments* ed Y Fei et al
- Fei Y W, Li H, Hirose K, Minarik W, Van Orman J, Sanloup C, van Westrenen W, Komabayashi T and Funakoshi K 2004 *Phys. Earth Planet. Int.* 143–144 515–26
- Fei Y and Wang Y 2000 *Rev. Mineral.Geochem.* 41 551–7
- Fei Y, Mao H K, Shu J, Parthasarathy G and Bassett W A 1992 *J. Geophys. Res.* 97 4489–95
- Fei Y, Mao H K, Shu J F and Hu J 1992 *Phys. Chem. Minerals* 18 416–22
- Fei Y and Mao H-k 1993 *J. Geophys. Res.* 98 11875–84
- Fei Y and Mao H K 1994 *Science* 266 1678–80

- Fei Y, Prewitt C T, Mao H K and Bertka C M 1995 *Science* 268 1892–4
- Fiquet G, Andraut D, Itie J P, Gillet P and Richet P 1996 *Phys. Earth Planet. Int.* 95
1–17
- Fiquet G et al 2004 *Phys. Earth Planet. Int.* 143–144 5–18
- Fiquet G, Andraut D, Dewaele A, Charpin T, Kunz M and Hausermann D 1998 *Phys. Earth Planet. Int.* 105, 21–31
- Fiquet G, Dewaele A, Andraut D, Kunz M and Bihan T L 2000 *Geophys. Res. Lett.*
27 21–4
- Funamori N, Yamamoto S, Yagi T and Kikegawa T 2004 *J. Geophys. Res.* 109
B03203
- Funamori N, Jeanloz R, Miyajima N and Fujino K 2000 *J. Geophys. Res.* 105 26037–
43
- Funamori N, Yagi T, Utsumi W, Kondo T, Uchida T and Funamori M 1996 *J. Geophys. Res.* 101 8257–69
- Funamori N, Yagi T and Uchida T 1996 *Geophys. Res. Lett.* 23 953–6
- Garnero E J 2000 *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 28 509–37
- Gerya, T.V., Stoeckert, B., Perchuk, A.L., (2002). Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel—a numerical simulation. *Tectonics* 21, 1056.
- Gerya, T.V., Connolly, J.A.D., Yuen, D.A., Górczyk, W., Capel, A.M., (2006). Seismic implications of mantle wedge plumes. *Phys. Earth Planet. Inter.* 156, 59–74.
- Gerya, T.V., Connolly, J.A.D., Yuen, D.A., (2008). Why is terrestrial subduction onesided? *Geology* 36, 43–46.
- Getting I C and Kennedy G C 1970 *J. Appl. Phys.* 41 4552

- Hebert, L.B., Antoshechkina, P., Asimow, P., Gurnis, M., (2009). Emergence of a low viscosity channel in subduction zones through the coupling of mantle flow and thermodynamics. *Earth*
- Hemley R J, Mao H-k and Struzhkin V V 2005 *J. Synch. Rad.* 12 135–54
- Hemley R J, Shu J, Carpenter M A, Hu J, Mao H-k and Kingma K J 2000 *Solid State Commun.* 114 527–32
- Hemley R J, Goncharov A F, Lu R, Struzhkin V V, Li M and Mao H K 1998 *Nuovo Cim. D* 20 539–51
- Hess, H.H., (1962), History of ocean basins. In Engel, A.E.J., H.L. James, and B.F. Leonard, eds., *Petrologic Studies: A Volume to Honor A.F. Buddington*: Geological Society of America:
- Hirose K, Fei Y W, Ono S, Yagi T and Funakoshi K 2001 *Earth Planet. Sci. Lett.* 184 567–73
- Hirose K, Fei Y W, Ma Y Z and Mao H K 1999 *Nature* 397 53–6
- Holzapfel W B 2003 *J. Appl. Phys.* 93 1813–18
- Iitaka T, Hirose K, Kawamura K and Murakami M 2004 *Nature* 430 442–5
- Irfune T et al 1998 *Science* 279 1698–700
- Irfune T and Ringwood A E 1993 *Earth Planet. Sci. Lett.* 117 101–10
- Isaacs, B., Oliver, J., Sykes, L. (1968). *Seismology and the new global tectonics*, •. *Geoph. Res.*, 73, 5855-5899.
- Isaak D G 2001 *Handbook of Elastic Properties of Solids, Liquids, and Gases* ed M Levy et al (San Diego: Academic) pp 325–77
- Ito E and Takahashi E 1989 *J. Geophys. Res.* 94 10637–46
- Iwamori, H., (1998). Transportation of H₂O and melting in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160, 65–80.

- Iwamori, H., (2000). Deep subduction of H₂O and deflection of volcanic chain towards back-arc near triple junction due to lower temperature. *Earth Planet. Sci. Lett.* 181, 41–46.
- Iwamori, H., (2007). Transportation of H₂O beneath the Japan arcs and its implications for global water circulation. *Chem. Geol.* 239, 182–198
- Jackson I and Rigden S M 1996 *Phys. Earth Planet. Int.* 96 85–112
- Jackson I and Rigden S M 1998 *The Earth's Mantle: Composition, Structure and Evolution* ed I Jackson (Cambridge: Cambridge University Press) pp 405–60
- Jacquelyne, W., Kious, Tilling, R.I., (1996): *This dynamic earth: the story of plate tectonics.* Washington, D.C.: U.S. Geological Survey 1-77 pp.
- Jephcoat A P and Besedin S P 1996 *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 354 1333–60
- Kanzaki M, Kurita K, Fujii T, Kato T, Shimomura O and Akimoto S 1987 *High-Pressure Research in Mineral Physics* ed M H Manghnani and Y Syono (Washington, DC: American Geophysical Union) pp 195–200
- Karato S 1997 *Phys. Earth Planet. Int.* 99 103–11
- Karki B B, Stixrude L and Crain J 1997 *Geophys. Res. Lett.* 24 3269–72
- Katayama Y and Inamura Y 2003 *J. Phys.: Condens. Matter* 15 S343–S350
- Katayama Y and Tsuji K 2003 *J. Phys.: Condens. Matter* 15 6085–103
- Katsura T et al 2004 *J. Geophys. Res.* 109 B02209
- Katsura T et al 2003 *Phys. Earth Planet. Int.* 136 11–24
- Kavner A, Duffy T S and Shen G 2001 *Earth Planet. Sci. Lett.* 185 25–33
- Kavner A and Duffy T S 2001 *Geophys. Res. Lett.* 28 2691–4
- Keken, P., E. Hauri, and C. Ballentine (2002), Mantle mixing: The generation, preservation, and destruction of chemical heterogeneity, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 30, 493–525.

- Kellogg, L.H., Hager, B.H., and Van der Hilst, R.D., (1999). Compositional stratification in the deep mantle *Science* 283 1881–1884
- Kellogg L H, Hager B H and van der Hilst R D 1999 *Science* 283 1881–4
- Kesson S E, Fitz Gerald J D and Shelley J M 1998 *Nature* 393 252–5
- Kesson S E, O’Neill H S and Shelley J M G 2002 *Phys. Earth Planet. Int.* 131 295–310
- Kiefer B and Duffy T S 2005 *J. Appl. Phys.* at press
- Kingma K J, Cohen R E, Hemley R J and Mao H K 1995 *Nature* 374 243–5
- Knittle E 1995 *A Handbook of Physical Constants* ed T J Ahrens (Washington, DC: American Geophysical Union) pp 98–143
- Kondo T, Ohtani E, Hirao N, Yagi T and Kikegawa T 2004 *Phys. Earth Planet. Int.* 143–144 201–13
- Kruger M B, Nguyen J H, Caldwell W and Jeanloz R 1997 *Phys. Rev. B* 56 1–4
- Kubo A, Ito E, Katsura T, Shinmei T, Yamada H, Nishikawa O, Song M S and Funakoshi K 2003 *Geophys. Res. Lett.* 30 1126
- Kubo T, Ohtani E, Kondo T, Kato T, Toma M, Hosoya T, Sano A, Kikegawa T and Nagase T 2002 *Nature* 420, 803–6
- Kurashina T, Hirose K, Ono S, Sata N and Ohishi Y 2004 *Phys. Earth Planet. Int.* 145 67–74
- Kuroda K, Irifune T, Inoue T, Nishiyama N, Miyashita M, Funakoshi K and Utsumi W 2000 *Phys. Chem. Mineral.* 27 523–32
- Kusaba K, Syono Y, Kikegawa T and Shimomura O 1998 *J. Phys. Chem. Solids* 59 945–50
- Kusaba K, Syono Y, Kikegawa T and Shimomura O 1997 *J. Phys. Chem. Solids* 58 241–6

- Laio A, Bernard S, Chiarotti G L, Scandolo S and Tosatti E 2000 *Science* 287 1027–30
- Lee K K M, O’Neill B, Panero W R, Shim S H, Benedetti L R and Jeanloz R 2004 *Earth Planet. Sci. Lett.* 223, 381–93
- Lin J F, Struzhkin V V, Mao H K, Hemley R J, Chow P, Hu M Y and Li J 2004 *Phys. Rev. B* 70 212405
- Li B S, Kung J and Liebermann R C 2004 *Phys. Earth Planet. Int.* 143–144 559–74
- Li B S, Liebermann R C and Weidner D J 2001 *J. Geophys. Res.* 106 30579–91
- Li J, Struzhkin V V, Mao H K, Shu J F, Hemley R J, Fei Y W, Mysen B, Dera P, Prakapenka V and Shen G Y, 2004 *Proc. Natl Acad. Sci.* 101 14027–30
- Lin J F, Heinz D L, Campbell A J, Devine J M and Shen G Y 2002 *Science* 295 313–15
- Litasov K, Ohtani E, Suzuki A, Kawazoe T and Funakoshi K 2004 *Geophys. Res. Lett.* 31 L24607
- Liu Z X, Lager G A, Hemley R J and Ross N L 2003 *Am. Mineral.* 88 1412–15
- Liu Z, Hu J, Yang H, Mao H K and Hemley R J 2002 *J. Phys.: Condens. Matter* 14 10641–6
- Lubbers R, Grunsteudel H F, Chumakov A I and Wortmann G 2000 *Science* 287 1250–3
- Muller, H. J., Schilling, F. R., Lathe, C., Lauterjung, J. (2006): Recent development of experimental techniques for high-pressure mineral physics under simulated mantle conditions. -
- Ma Y Z, Somayazulu M, Shen G Y, Mao H K, Shu J F and Hemley R J 2004 *Phys. Earth Planet. Int.* 143–144, 455–67
- Magyari-Kope B, Vitos L, Grimvall G, Johansson B and Kollar J 2002 *Phys. Rev. B*

65 193107

- Mao H K, Kao C C and Hemley R J 2001 *J. Phys.: Condens. Matter* 13 7847–58
- Mao H K, Shu J F, Shen G, Hemley R J, Li B and Singh A K 1998 *Nature* 396 741–3
- Mao H K, Jephcoat A P, Hemley R J, Finger L W, Zha C S, Hazen R M and Cox D E
1988 *Science* 239 1131–4
- Mao H K et al 2001 *Science* 292 914–16
- Mao H K, Hemley R J, Fei Y, Shu J F, Chen L C, Jephcoat A P, Wu Y and Bassett W
A 1991 *J. Geophys. Res.* 96 8069–79
- Mao H K, Shen G and Hemley R J 1997 *Science* 278 2098–100
- Mao H K, Shu J, Fei Y, Hu J and Hemley R J 1996 *Phys. Earth Planet. Int.* 96 135–45
- Mao W, Shu J F, Hu J Z, Hemley R and Mao H 2002 *J. Phys.: Condens. Matter* 14
11349–54
- Mao W L, Shen G Y, Prakapenka V B, Meng Y, Campbell A J, Heinz D L, Shu J F,
Hemley R J and Mao H K, 2004 *Proc. Natl Acad. Sci.* 101 15867–9
- Mao H K, Chen L C, Hemley R J, Jephcoat A P, Wu Y and Bassett W A 1989 *J.*
Geophys. Res. 94 17889–94
- Matsui M, Parker S C and Leslie M 2000 *Am. Mineral.* 85 312–6
- Matsui M and Nishiyama N 2002 *Geophys. Res. Lett.* 29 1368
- McBirney, A.R., (1993). *Igneous Petrology*, Jones & Bartlett Learning, p.p 508.
- Meade C, Mao H K and Hu J 1995 *Science* 268 1743–5
- Miyashiro, A., (1994). *Metamorphic Petrology*.CRC Press.pp. 416.
- Monroe, J.S., Wicander, P. (2009). *The Changing Earth: Exploring Geology and*
Evolution. pp. 736.
- Montelli, R.G., Nolet, F.A., Dahlen, G., Masters, E. Engdahl, R., Hung, S., (2004).
Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle,

- Science, 303, 338–343.
- Morishima H, Kato T, Suto M, Ohtani E, Urakawa S, Utsumi W, Shimomura O and Kikegawa T 1994 Science 265 1202–3
- Morishima H, Ohtani E, Kato T, Shimomura O and Kikegawa T 1994 Geophys. Res. Lett. 21 899–902
- Murakami M, Hirose K, Sata N and Ohishi Y 2005 Geophys. Res. Lett. L03304
- Murakami M, Hirose K, Ono S, Tsuchiya T, Isshiki M and Watanuki T 2004 Phys. Earth Planet. Int. 146, 273–82
- Murakami M, Hirose K, Kawamura K, Sata N and Ohishi Y 2004 Science 304 855–8
- Mussett, A.E. & Khan, M. (2000) Looking into the Earth –. An Introduction to Geological Geophysics. Cambridge University Press, pp. 470.
- Nishiyama N, Irifune T, Inoue T, Ando J and Funakoshi K 2004 Phys. Earth Planet. Int. 143–144 185–99
- Nishiyama N, Wang Y, Uchida T, Irifune T, Rivers M L and Sutton S R 2005 Geophys. Res. Lett. 32 L022141
- Nolet, G., Grand, S.P., Kennett, B.L.N. (1994). Seismic heterogeneity in the upper mantle, J. Geophys. Res., 99, 15813–15820
- Ocelli F, Krisch M, Loubeyre P, Sette F, Le Toullec R, Masciovecchio C and Rueff J P 2001 Phys. Rev. B 63224306
- Oganov A R and Ono S 2004 Nature 430 445–8
- Ono S, Katsura T, Ito E, Kanzaki M, Yoneda A, Walter M J, Urakawa S, Utsumi W and Funakoshi K 2001 Geophys. Res. Lett. 28 835–8
- Ono S, Ohishi Y, Isshiki M and Watanuki T 2005 J. Geophys. Res. 110 B02208
- Ono S, Ohishi Y and Mibe K 2004 Am. Mineral. 89 1480–5
- O’Neill B and Jeanloz R 1990 Geophys. Res. Lett. 17 1477–80

- Paraskevopoulos G.M., (1987). Contribution to the study of the ophiolites, pp. 207.
- Paszkwicz W 2002 Nucl.Instrum. Methods B 198 142–82
- Peacock, S., (1990)a. Numerical simulation of metamorphic pressure–temperature–time paths and fluid production in subduction slabs. *Tectonics* 9, 1197–1211.
- Peacock, S., (1990)b. Fluid processes in subduction zones. *Science* 248, 329–337.
- Poirier J P 1994 *Phys. Earth Planet. Int.* 85 319–37
- Richard, G., Bercovici, D., Karato, S.-I., (2006). Slab dehydration in the Earth’s mantle transition zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* 251, 156–167.
- Richard, G.C., Bercovici, D., (2009). Water-induced convection in the Earth’s mantle transition zone. *J. Geophys. Res.* 114, B01205.
- Ringwood A E 1991 *Geochim.Cosmochim. Acta* 55 2083–110
- Rollinson, H. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation.* Longman Group, UK. pp. 352 .
- Rueff J P, Kao C C, Struzhkin V V, Badro J, Shu J, Hemley R J and Hao H K 1999 *Phys. Rev. Lett.* 82, 3284–7
- Rueff J P, Krisch M, Cai Y Q, Kaprolat A, Han?and M, Lorenzen M, Masciovecchio C, Verbeni R and Sette F, 1999 *Phys. Rev. B* 60 14510–12
- Rutter M D, Secco R A, Uchida T, Liu H J, Wang Y B, Rivers M L and Sutton S R 2002 *Geophys. Res. Lett.* 29 1217
- Salje, E.K.H. (2007): An empirical scaling model for averaging elastic properties including interfacial effects. *Am. Mineral.*, 92, 429–432
- Sanloup C, Guyot F, Gillet P, Fiquet G, Hemley R J, Mezouar M and Martinez I 2000 *Europhys. Lett.* 52 151–7
- Saxena S K, Dubrovinsky L S, Haggkvist P, Cerenius Y, Shen G and Mao H K 1995 *Science* 269, 1703–4

- Scarfe C M, Mysen B O and Virgo D 1987 *Magmatic Processes: Physiochemical Principles* ed B O Mysen (University Park, PA: Geochemical Society) pp 59–68
- Serghiou G, Zerr A and Boehler R 1998 *Science* 280 2093–5
- Shaocheng, J. & Wang, Z. (1999): Elastic properties of forsterite-enstatite composites up to 3.0 GPa. *Geodynamics*, 28, 147–174
- Shaw, D.M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochim.Cosmochim. Acta* 34, 237-243.
- Shen G, Mao H-k, Hemley R J, Duffy T S and Rivers M L 1998 *Geophys. Res. Lett.* 25 373–6
- Shen G Y, Prakapenka V B, Rivers M L and Sutton S R 2004 *Phys. Rev. Lett.* 92 185701
- Shen G Y, Rivers M L, Sutton S R, Sata N, Prakapenka V B, Oxley J and Suslick K S 2004 *Phys. Earth Planet. Int.* 143–144 481–95
- Shieh S R, Duffy T S and Shen G 2004 *Phys. Earth Planet. Int.* 143–144 93–106
- Shieh S R, Duffy T S and Li B S 2002 *Phys. Rev. Lett.* 89 25507
- Shieh S R, Duffy T S, Kubo A, Shen G, Prakapenka V B, Sata N, Hirose K and Ohishi Y 2005 *EOS Trans., AGU* MR23A–0181
- Shim S-H, Duffy T S and Shen G 2000 *J. Geophys. Res.* 105 25955–68
- Shim S-H, Jeanloz R and Duffy T S 2002 *Geophys. Res. Lett.* 29 2466
- Shim S-H and Duffy T S 2000 *Am. Mineral.* 85 354–63
- Shim S-H, Duffy T S and Kenichi T 2002 *Earth Planet. Sci. Lett.* 203 729–39
- Shim S-H, Duffy T S and Shen G 2001 *Science* 293 2437–40
- Shim S-H, Duffy T S and Shen G 2000 *Phys. Earth Planet. Int.* 120 327–38
- Shim S-H, Duffy T S, Jeanloz R and Shen G 2004 *Geophys. Res. Lett.* 31 L10603

- Shinoda K, Yamakata M, Nanba T, Kimura H, Moriwaki T, Kondo Y, Kawamoto T, Niimi N, Miyoshi N and Aikawa N 2002 *Phys. Chem. Mineral.* 29 396–402
- Shu J F, Mao H K, Hu J Z, Fei Y W and Hemley R J 1998 *N. Jahr.Mineral.* 172 309–23
- Skinner, J. B. and Porter, C. S. (2000). *The Dynamic Earth*. New York: John Wiley & Sons, Inc.
- Sobolev N V, Fursenko B A, Goryainov S V, Shu J F, Hemley R J, Mao H K and Boyd F R 2000 *Proc. Natl Acad. Sci.* 97 11875–9
- Song, T. R. A., Helmberger, D. V., Grand, S. P., (2004). Low-velocity zone atop the 410 km seismic discontinuity in the northwestern United States. *Nature* 427, 530-533
- Speziale S, Zha C S, Duffy T S, Hemley R J and Mao H-k 2001 *J. Geophys. Res.* 106 515–28
- Spohn, T. and Breuer, D. (1993) *Mantle Differentiation Through Continental Crust Growth and Recycling and the Thermal Evolution of the Earth*, in *Evolution of the Earth and Planets* (eds
- Steinle-Neumann G, Stixrude L, Cohen R E and Gulseren O 2001 *Nature* 413 57–60
- Steinle-Neumann G, Stixrude L and Cohen R E 1999 *Phys. Rev. B* 60 791–9
- Stixrude L, Cohen R E, Yu R C and Krakauer H 1996 *Am. Mineral.* 81 1293–6
- Tarrida M and Richet P 1989 *Geophys. Res. Lett.* 16 1351–4
- Terasaki H, Kato T, Urakawa S, Funakoshi K, Suzuki A, Okada T, Maeda M, Sato J, Kubo T and Kasai S 2001. *Earth Planet. Sci. Lett.* 190 93–101
- Terasaki H, Kato T, Urakawa S, Funakoshi K, Sato K, Suzuki A and Okada T 2002 *Geophys. Res. Lett.* 29 1227
- Teter D M, Hemley R J, Kresse G and Hafner J 1998 *Phys. Rev. Lett.* 80 2145–8

- Tromp J 2001 *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 29 47–69
- Tsuchiya T, Tsuchiya J, Umemoto K and Wentzcovitch R A 2004 *Earth Planet. Sci. Lett.* 224 241–8
- Turcotte D.L. Schubert G., (1982). *Geodynamics-Applications of continuum physics to geological problems.* pp. 450., New York (John Wiley & Sons)
- Uchida T, Wang Y B, Rivers M L and Sutton S R 2004 *Earth Planet. Sci. Lett.* 226 117–26
- Uchida T, Wang Y B, Rivers M L and Sutton S R 2001 *J. Geophys. Res.* 106 21799–810
- Urakawa S, Terasaki H, Funakoshi K, Kato T and Suzuki A 2001 *Am. Mineral.* 86 578–82
- Van der Hilst, R.D., Bass, J.D., Matas, J., Trampert, J., (2005). *Earth's Deep Mantle: Structure, Composition, and Evolution*, pp. 334.
- Van der Hilst, R.D., Widiyantoro, S., Engdahl, E.R., (1997) *Nature* 386 578–584.
- van der Hilst R D, Widiyantoro S and Engdahl E R 1997 *Nature* 386 578–84
- Van der Meijde, M., Marone, F., Giardini, D., van der Lee, S., (2003). *Seismic evidence for water deep in Earth's upper mantle*, *Science*, 300, 1556–1558.
- Vocadlo, L., Dobson, D. (1999). *The Earth's deep interior: advances in theory and experiment.* *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 357, 3335–3357.
- Vocadlo L, Alfe D, Gillan M J, Wood I G, Brodholt J P and Price G D 2003 *Nature* 424 536–9
- Walter M J, Thibault Y, Wei K and Luth R W 1995 *Can. J. Phys.* 73 273–86
- Wang Y B, Durham W B, Getting I C and Weidner D J 2003 *Rev. Sci. Instrum.* 74 3002–11
- Wang Y B and Weidner D J 1994 *Geophys. Res. Lett.* 21 895–8

- Wang Y B, Weidner D J and Guyot F 1996 J. Geophys. Res. 101 661–72
- Williams, Q., Garnero, E.J., (1996). Seismic evidence for partial melt at the base of Earth's mantle. *Science* 273, 1528–1530.
- Williams, Q., Hemley, R.J (2001) "Hydrogen in the deep Earth", *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 29, 365-418.
- Williams Q and Garnero E J 1996 *Science* 273 1528–30
- Wright, J.E., Shervais, J.W., (2008). *Ophiolites, Arcs, and Batholiths: A Tribute to Cliff Hopson*; Geological Society of America Special Paper 438, pp. 572.
- Xianofan.Li., (2007). Earth's interior. *Natural and Human Induced Hazards* 1, 1-25.
- Yagi T, Kondo T, Watanuki T, Shimomura O and Kikegawa T 2001 *Rev. Sci. Instrum.* 72 1293–7
- Yamazaki D and Karato S 2001 *Rev. Sci. Instrum.* 72 4207–11
- Yaoita K, Katayama Y, Tsuji K, Kikegawa T and Shimomura O 1997 *Rev. Sci. Instrum.* 68 2106–10
- Yoo C S, Soderlind P, Moriarty J A and Cambell A J 1996 *Phys. Lett. A* 214 65–70
- Zha C S and Bassett W A 2003 *Rev. Sci. Instrum.* 74 1255–62
- Δερμιτζάκης, Μ., Λέκκας, Σ., (1982): *Διερευνώντας τη Γη. Εισαγωγή στη Γενική Γεωλογία*, Σελ. 1-553.
- Κοκκινάκης, Α., (1984): *Μαγματικά πετρώματα*. Σελ. 1-389.
- Κουκουβέλας Ι., (1998): *Τεκτονική Γεωλογία*. Εκδ. LeaderBooks, Σελ. 1-303.
- Λέκκας, Σ.Π., Λόζιος, Σ.Γ., Σκουρτσος, Ε.Ν., (2006): *Εισαγωγή στην Γεωδυναμική*, Σελ. 1-334.

9. Τεχνικές με κύματα κρούσης - ShockWaveTechniques

Δύο γενικές μέθοδοι έχουν χρησιμοποιηθεί κυρίως για τη μέτρηση των καμπυλών απελευθέρωσης (αδιαβατικές): 1. η μέθοδος του παρεμβύσματος (buffer) (σύγκρουση/ ουδετεροποίηση/ ρύθμιση) και 2. η ανάλυση της απελευθέρωσης του

προφίλ κύματος.

9.1 Η μέθοδος buffer

Η απλούστερη μέθοδος για τη μέτρηση της ισεντροπικής καμπύλης απελευθέρωσης (release isentropes) υλικών που είναι η διεξαγωγή μιας σειράς παρεμβυσματικών πειραμάτων στο πλαίσιο των οποίων ένα κρουστικό κύμα συγκεκριμένου πλάτους μπορεί να αλληλεπιδράσει με μια σειρά υλικών χαμηλότερης αντίστασης.

Εφόσον οι καμπύλες Hugoniot των παρεμβυσμάτων είναι γνωστές μία απλή μέτρηση της ταχύτητας κρούσης καθορίζει την κρουστική κατάσταση Hugoniot στο παρέμβυσμα και συνεπώς, και το μήκος της ισεντροπικής καμπύλης στο επίπεδο ταχύτητας πίεσης-σωματιδίου.

Τα παρεμβυσματικά υλικά τα οποία μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τη μέτρηση των ισεντροπικών καταστάσεων της απελευθέρωσης στα ορυκτά περιλαμβάνουν στερεά με σχετικά χαμηλή αντίσταση κρούσης όπως διάφορα πλαστικά, κεραμικά, γραφίτη, οργανικά υγρά και συμπιεσμένα αέρια.

Προκειμένου να εντοπιστεί το μονοπάτι όγκου-πίεσης που αντιστοιχεί στη διαδρομή της ταχύτητας πίεσης δωματίου είναι απαραίτητο να υποθεθεί ότι η ισεντροπική καμπύλη απελευθέρωσης είναι πραγματικά ισεντροπική και ότι η πίεση είναι μία μονότιμη συνάρτηση της πυκνότητας.

Υποθέτοντας ότι οι καταστάσεις ταχύτητας πίεσης-σωματίου μετρώνται από την κατάσταση Hugoniot (PH, uH) ως την μηδενική πίεση που αντιστοιχεί στην ταχύτηταελεύθερης επιφάνειας, ο ειδικός όγκος κατά μήκος της ισεντροπικής καμπύλης απελευθέρωσηςδίνεται από τη συνάρτηση Riemann.

$$V = V_H + \int_{u_H}^u \left(\frac{\partial u}{\partial p} \right)_s du$$

9.2 Μέθοδοι τάσης (stress) και προφίλ ταχύτητας σωματίου.

Με τη μέτρηση είτε της ταχύτητας στοιχείου είτε του προφίλ στρέψ της κρούσης κατά τη φόρτιση και αποφόρτιση γεωλογικών υλικών σε δύο ή περισσότερες θέσεις του δείγματος είναι δυνατόν να αποκτηθούν τα μονοπάτια φόρτισης και αποφόρτισης στο επίπεδο ταχύτητας πίεσης-σωματίου.

Και σε αυτή την περίπτωση με τη χρήση της υπόθεσης της ισεντροπικής αδιαβατικής μεταβολής, τα δεδομένα ταχύτητας πίεσης-σωματίου μπορούν να μετατραπούν για την απόκτηση των μονοπατιών πίεσης-ειδικού όγκου ή πίεσης-πυκνότητας.

Δύο τύποι μετρητών χρησιμοποιούνται για τέτοιες μετρήσεις: μετρητές για την ταχύτητα του σωματίου και μετρητές κρουστικής πίεσης. Υπάρχει και η δυνατότητα να μπορούν να χρησιμοποιηθούν και σε συνδυασμό μεταξύ τους.

Αν και υπάρχει ένα πλήθος μεθόδων για τη μέτρηση του προφίλ της ταχύτητας σωματίου η πιο διαδεδομένη μέθοδος είναι η μέθοδος που εισήχθη από τους Zitsev et al. (1960) για τη μέτρηση του προφίλ κυμάτων που δημιουργούνται από εκρηκτικά την στιγμή που εκρήγνυνται. Η συγκεκριμένη μέθοδος χρησιμοποιεί μια σειρά βρόγχων καλωδίων η μεταλλικών υμενίων που τοποθετούνται σε φέτες του ορυκτού στο αναμενόμενο επίπεδο της κρούσης (shock-plane).

Ακόμα στο επίπεδο της κρούσης και κάθετα στο βρόγχο των καλωδίων υπάρχει ένα ισχυρό μαγνητικό πεδίο (π.χ. $\sim 10^3$ έως 10^4 Gauss) το οποίο παράγεται συνήθως διά μέσου ηλεκτρομαγνήτη σε σταθερή ή παλμική λειτουργία.

Έτσι, η ταχύτητα του στοιχείου καθορίζεται από την τάση η οποία δημιουργείται από τους βρόγχους των καλωδίων καθώς κινούνται στο μαγνητικό πεδίο σύμφωνα με την εξής συνάρτηση:

$$v(t) = 10^{-2}Blu(t)$$

όπου το v σε volts, το B σε gauss, το l σε εκατοστά και το u σε εκατοστά ανά δευτερόλεπτο.

Το μεγάλο μειονέκτημα της απόκτησης μόνο του προφίλ της ταχύτητας επιμέρους σωματίων είναι η αναγκαιότητα όλα τα στοιχεία και το σύνολο της διάταξης, εκτός από τους μαγνητικούς βρόγχους και τους ανιχνευτές της ταχύτητας, να είναι μη μεταλλικά, προκειμένου να μη δημιουργηθούν επαγωγικά ρεύματα τα οποία θα υπερνικήσουν τη λειτουργία των μαγνητικών βρόγχων για την ανίχνευση της ταχύτητας. Πρακτικά, η αναγκαιότητα για μη-επαγωγικά δείγματα περιορίζει τις ταχύτητες έως $\sim 3\text{km/s}$ ή $\sim 350\text{kbars}$ σε πιέσεις κρούσης σε πυριτικούς βράχους και ορυκτά.

Η πίεση κρούσης μπορεί ακόμη να μετρηθεί απ' ευθείας με τη χρήση του φαινομένου της αύξησης της ηλεκτρικής αντίστασης των μετάλλων με την πίεση (Fuller & Price 1964; Bernstein & Keough 1964). Τα δύο κυριότερα υλικά πιεζοαντίστασης τα οποία χρησιμοποιούνται με αυτή τη μέθοδο είναι τα εξής: i) το Manganin (84% Cu, 12% Mn, 4% Ni) – η οποία έχει χαμηλό θερμικό συντελεστή αντίστασης– και ii) το στοιχειακό ytterbium –συνήθως σε μορφή συμπιεσμένου ατμού σε μονωμένο υπόστρωμα– το οποίο χρησιμοποιείται ως υλικό μέτρησης, γιατί παρά τη χημική του δραστηριότητα, η αντίστασή του εξαρτάται πολύ από την ασκούμενη τάση.

Ωστόσο, καθώς και για τα δύο υλικά υπάρχει η αναγκαιότητα να προστατεύονται σε μονωμένο μέσο καθώς και λόγω των ελλείψεων στην κατανόηση της συμπεριφοράς αυτών των υλικών σε συνθήκες κρουστικού κύματος, η χρήση τους είναι σχετικά περιορισμένη σε εφαρμογές όπου απαιτούνται απόλυτες μετρήσεις της πίεσης και της πυκνότητας.

9.3 Ανάλυση Προφίλ Κύματος

Όταν η ταχύτητα στοιχείου ή η πίεση σοκ σε σχέση με το χρόνο μετράται σε δύο προσαρμοσμένες θέσεις ($h=h_a$, $h=h_b$), μια ταχύτητα η οποία προκύπτει:

$$(\partial h / \partial t)_{u_p} = C_{u_p}(u_p) \text{ or } (\partial h / \partial t)_p = C_p(P)$$

Και αναλογεί στην ταχύτητα κύματος του στοιχείου ταχύτητας και στρες αντίστοιχα, μπορεί να προσδιοριστεί (Fowles & Williams 1970).

Εδώ το h είναι η συντεταγμένη της απόστασης στην κατεύθυνση της διάδοσης του κύματος στο μη συμπιεσμένο μέσο (αρχική ρύθμιση). Εφόσον οι μετρητές (ταχύτητα στοιχείου ή πίεσης) κινούνται με το μέσο, αυτές οι αρχικές συντεταγμένες ονομάζονται συντεταγμένες Langrangian, συνεπώς η ταχύτητα κύματος Langrangian για δύο προσαρμοσμένους μετρητές τοποθετημένους σε δύο σημεία $h=h_a$, $h=h_b$ ανταποκρίνεται στην ταχύτητα της διάδοσης μιας τιμής της ταχύτητας στοιχείου ή πίεσης $(\Delta h / \Delta t)_{u_p}$ ή $(\Delta h / \Delta t)_p$ ως συνάρτηση της ταχύτητας στοιχείου ή πίεσης. Συνεπώς: $C_p \text{ or } C_{u_p} = (h_b - h_a) / (t_{b'1} - t_{a'1})$.

9.4 Συμβολόμετρο ταχύτητας laser

Μία πολύ χρήσιμη τεχνική για τη μέτρηση κατανομών κυμάτων σε ένα διαφανές μέσο ή ακολουθώντας την πορεία της ελεύθερης επιφάνειας που επάγεται από κρούση και απελευθέρωση κύματος είναι η τεχνική της συμβολομέτρησης (συμβολομετρία) της ταχύτητας για οποιοδήποτε ανακλαστή (VISAR - Velocity interferometer system for any reflector) (Barker & Hollenback, 1970).

Στην τεχνική χρησιμοποιείται ένα ευρυγώνιο συμβολόμετρο Michelson το οποίο επιτρέπει την παρακολούθηση της διαχρονικής εξέλιξης της συμβολής που προκύπτει από μία ακτίνα laser η οποία ανακλάται σύμφωνα, αλλά όχι απαραίτητα κατοπτρικά. Συνεπώς, τόσο ορυκτές επιφάνειες βαριάς κρούσης ή υλικά

παρεμβυσματικά buffer ελαφράς ανακλαστικότητας (σε επαφή με γεωλογικά υλικά) μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την παρακολούθηση των κατανομών φόρτισης και εκφόρτισης. Η ταχύτητα U στην επιφάνεια που ανακλά την ακτίνα laser δίνεται από μία συνάρτηση του χρόνου ως εξής (Barker, 1968):

$$u(t - \tau/2) = \lambda F(t)/2\tau(1 + \Delta v/v_0) ,$$

όπου τ είναι ο χρόνος καθυστέρησης για το δεξί βραχίονα του συμβολομέτρου.

Ο παρονομαστής της συνάρτησης ερμηνεύεται ως εξής:

Έστω ότι όλοι οι ιδρόμοι της απόστασης μεταξύ του δεξιού και του αριστερού βραχίονα του συμβολομέτρου οφείλονται στο μέσο υψηλότερου δείκτη καθυστέρησης, συνεπώς:

$$\tau = (2h/c)(n - 1/n)$$

Όπου, h είναι το μήκος της καθυστέρησης στο μέσο με δείκτη παράβασης (infracation) n , και c και λ είναι η ταχύτητα του φωτός και το μήκος κύματος του laser στο κενό, αντίστοιχα.

Η τάξη των κροσσών συναρτήσεως του χρόνου $F(t)$ προκύπτει από το ζεύγος των φωτοπολλαπλασιαστών που καταγράφουν σημεία εκτός φάσης κατά 90° για τα πλάτη των πολώσεων P και S σύμφωνα με τις ακόλουθες εξισώσεις:

$$A_p(t) = \frac{1}{2}A_{\max}\{1 + \sin[2\pi F(t) + \delta_p]\}$$

$$A_s(t) = \frac{1}{2}A_{\max}\{1 + \sin[2\pi F(t) + \delta_s]\}$$

Όπου A_{\max} είναι το πλάτος του σήματος το οποίο προκύπτει από το καταγραφέα έντασης της ακτίνας και οι υστερήσεις φάσης δ_p και δ_s προκύπτουν αντίστοιχα από τις τιμές $A_{S(t)}$ και $A_{P(t)}$ όταν $u=0$.

9.5. Μέτρηση της Ταχύτητας του Ήχου όπισθεν του μετώπου κρούσης

Μετρήσεις τάσης στον μαγγανίνη, μετρήσεις ταχύτητας σωματίων και τα συμβολόμετρα ταχύτητας τα οποία περιγράφονται παραπάνω είναι κατάλληλα για τη

μέτρηση της ταχύτητας του ήχου πίσω από το μέτωπο της κρούσης σε κατάσταση κρούσης υψηλής πίεσης. Σε περίπτωση συμπεριφοράς εκφόρτισης όπως στα υγρά η μέτρηση της ταχύτητας ισεντροπικού κύματος διαμέσου της κατάστασης κρούσης υψηλής πίεσης, δεδομένης της γνώσης της καμπύλης Hugoniot, παρέχει μια κρίσιμη μέτρηση της παραμέτρου Gruneisen, ως εξής:

$$\gamma = V \left(\frac{dP}{dE} \right)_V = \frac{\alpha K_S}{C_p \rho} = \frac{\alpha K_T}{C_V \rho}$$

όπου α είναι ο συντελεστής θερμικής διαστολής, οι δείκτες T και S αναφέρονται σε σταθερή θερμοκρασία ή εντροπία για το μέτρο ελαστικότητας K , και οι σταθερές C_p και C_V αντιστοιχούν στην συγκεκριμένη θερμότητα υπό σταθερή πίεση και όγκο αντίστοιχα.

Η εν λόγω θερμοδυναμική ποσότητα (γ) είναι κρίσιμος απαραίτητη για τον υπολογισμό της ισεντροπικής ή ισόθερμης πίεσης-πυκνότητας από την καμπύλη Hugoniot. Τόσο θεωρητικά όσο και πειραματικά προκύπτει ότι η παράμετρος Gruneisen μπορεί να είναι συνάρτηση του όγκου ή της πυκνότητας μόνο και όχι της θερμοκρασίας στα μέταλλα και σε πολλά ορυκτά. Η εξάρτηση αυτή εφαρμόζεται για τον υπολογισμό των θερμοκρασιών κρούσης και της θερμοκρασίας (ισεντροπικής) αποσυμπίεσης.

10. Θερμοκρασίες Κρούσης και μετά-Κρούσης.

10.1. Θεωρία

Για πολλάστυπαγή μέσα γεωφυσικού ενδιαφέροντος όπως τα μέταλλα και τα ορυκτά η καταστατική εξίσωση Mie-Gruneisen, βασισμένη στον προσδιορισμό της παραμέτρου Gruneisen πεπερασμένης διαφοράς μπορεί να εφαρμοστεί για να περιγράψει θερμοκρασίες κρούσης και μετά-κρούσης, ως εξής:

$$T_s = T_i \exp \left[- \int_{V_a}^{V_b} \left(\frac{\gamma}{V} \right) dV \right],$$

όπου T_i είναι η αρχική θερμοκρασία.

Για τον υπολογισμό της τιμών κρούσης ισχύουν: Για την κύρια ισηντροπική ισχύουν $T_i = T_0$, θερμοκρασία δωματίου, $V_A = V_0$, αρχικός όγκος, και $V_B = V$, συμπιεσμένος όγκος.

Για τον υπολογισμό θερμοκρασιών μετά-κρούσης $T_i = T_H$, η θερμοκρασία Hugoniot, $V_A = V_H$, ο όγκος της κατάστασης shock και $V_B = V_{00}$ ο όγκος της κατάστασης μετά-κρούσης που αντιστοιχεί στην θερμοκρασία μετά-κρούσης.

Για τη συμπίεση του shock σε έναν όγκο V , υπολογίζεται πρώτα η πίεση P_S για όγκο V_1 με την κατάσταση Hugoniot (P_1, V_1) ως εξής:

$$\frac{P_1}{2} (V_{00} - V_1) = - \int_{V_0}^{V_1} P dV + \frac{V_1}{\gamma} (P_1 - P_S) + E_{TR}$$

Όπου η αριστερή πλευρά της εξίσωσης είναι ενέργεια Rankine-Hugoniot, και ο πρώτος και δεύτερος όρος της δεξιάς πλευράς αντιστοιχούν στην απολαβή της εσωτερικής ενέργειας των αντίστοιχων δρόμων.

Ακόμη, V_{00} είναι ο συγκεκριμένος όγκος του αρχικού υλικό και V_0 ο συγκεκριμένος όγκος της φάσης υψηλής πίεσης που προκλήθηκε από την κρούση, ή ο εσωτερικός όγκος του δείγματος εάν η αρχική κατάσταση διασταλεί.

Επίσης, E_{TR} είναι η ενέργεια μετάβασης στη φάση υψηλής πίεσης σε

κανονικές συνθήκες, ενώ σε περίπτωση όπου δεν υπάρχει αλλαγή φάσης ισούται με μηδέν.

Μετά τον υπολογισμό του P_S υπολογίζεται το T_S , η θερμοκρασία ισητροπικής συμπίεσης για όγκο V με την προαναφερόμενη εξίσωση:

$$T_s = T_i \exp \left[- \int_{V_a}^{V_b} \left(\frac{\gamma}{V} \right) dV \right]$$

Και τελικά η θερμοκρασία κρούσης T_H δίνεται από την εξίσωση:

$$\frac{V}{\gamma} (P_H - P_S) = \int_{T_s}^{T_H} C_V dT, \text{ η οποία προκύπτει από την προαναφερόμενη:}$$

$$\gamma = V \left(\frac{dP}{dE} \right)_V = \frac{\alpha K_S}{C_p \rho} = \frac{\alpha K_T}{C_V \rho} .$$

Σε περίπτωση μοριακών υγρών όπως το νερό χρησιμοποιείται μια φόρμουλα βασισμένη στην σταθερότητά του C_p (Rice & Walsh, 1957).

Είναι χρήσιμη η διεξαγωγή και των δύο μετρήσεων, δηλαδή μετρήσεων κρούσης αλλά και μετά-κρούσης καθώς παρέχουν αλληλοσυμπληρούμενες πληροφορίες σχετικά με θερμική καταστατική εξίσωση.

Οι θερμοκρασίες μετά-κρούσης είναι πολύ ευαίσθητες σε μοντέλα όπου προσδιορίζεται το γ και η εξάρτηση του όγκου, στην περίπτωση της καταστατικής εξίσωσης του Gruneisen (Raikes & Ahrens, 1979). Αντίθετα, οι απόλυτες τιμές των θερμοκρασιών κρούσης είναι ευαίσθητες στην ενέργεια E_{TR} της μεταβατικής φάσης, όπως προσδιορίζεται από την προαναφερόμενη εξίσωση:

$$\frac{P_1}{2} (V_{00} - V_1) = - \int_{V_0}^{V_1} P dV + \frac{V_1}{\gamma} (P_1 - P_S) + E_{TR} ,$$

ενώ η κλίση της καμπύλης $T_H = F(P)$ είναι ευαίσθητη στην ειδική θερμότητα (Lyzenga et al., 1983).

10.2 Καθορισμός θερμοκρασίας shock

Αν και κάποιες μετρήσεις των θερμοκρασιών κρούσης για μέταλλα έχουν διεξαχθεί με τη χρήση θερμιστρο και το θερμοηλεκτρικό φαινόμενο (Bloomquist & Duvall, 1979) και η πλειονότητα των προσδιορισμών των θερμοκρασιών κρούσης έχουν διεξαχθεί φασματομετρικά, με την ανάλυση ακτινοβολίας από διαφανή μέσα, πολλά από τα οποία είναι ορυκτά. Καθώς ένα ισχυρό κύμα κρούσης διαδίδεται διαμέσου ενός διαφανούς υλικού, η θερμοκρασία του υλικού στην κατάσταση συμπιεσμένης κρούσης υπολογίζεται με τη μέτρηση του φάσματος ακτινοβολίας του συμπιεσμένου (λόγω κρούσης) υλικού όπως διαδίδεται διαμέσου του διαφανούς μη-συμπιεσμένου (λόγω κρούσης) υλικού, υποθέτοντας θερμική ακτινοβολία από ένα φάσμα φαιού σώματος.

Η εξάρτηση της ακτινοβολίας ισχύος N_λ ή του μήκους κύματος λ για μέλανο σώμα ή γκρι προκύπτει από την παρακάτω εξίσωση:

$$N_\lambda = \epsilon C_1 \lambda^{-5} (\exp C_2 / \lambda T - 1)^{-1}$$
, όπου ϵ είναι η ένταση εκπομπής, $C_1 = 1,191 * 10^{-16} \text{ Wm}^2/\text{steradian}$, και $C_2 = 1,439 * 10^{-2} \text{ m K}$.

Το συγκεκριμένο μέγεθος δείχνει ένα σύστημα το οποίο είναι ευαίσθητο από την εγγύς υπέρυθη ακτινοβολία ($\sim 1\mu\text{m}$) ως το ορατό ($\sim 0,6\mu\text{m}=600\text{nm}$) θα καταγράψει τις υψηλότερες ακτινοβολίες για μέλανα σώματα ($\epsilon=1$) μεταξύ ~ 2000 και 5000K . Αυτό γενικά είναι το εύρος της θερμοκρασίας του μανδύα και του πυρήνα της Γης και άρα έχει γεωφυσικό ενδιαφέρον, αν και γενικά οι θερμοκρασίες Hugoniot για τις πυριτικές ενώσεις του μανδύα είναι μικρότερες ή σχεδόν ίσες με εκείνες που υπάρχουν στη Γη σε συγκρίσιμες πιέσεις στον ανώτερο μανδύα, και υψηλότερες για το χαμηλότερο μανδύα.

10.3 Θερμοκρασίες Μετά-Shock

Αν και σε γενικές γραμμές έχουν διεξαχθεί συγκριτικά λίγες μετρήσεις θερμοκρασίας ορυκτών μετά-shock τα σχετικά δεδομένα τα οποία αποκτήθηκαν αναφορικά με τα μέταλλα παρέχουν απροσδόκητα ισχυρούς περιορισμούς στις θερμομηχανικές ιδιότητες των μετάλλων (Taylor et al. 1964).

Ακόμη, παρόλο που παραδοσιακά οι μετρήσεις θερμοκρασιών μετά-κρούσης ήταν εφικτές μόνο με φωτοπολλαπλασιαστές οι οποίοι χρησιμοποιούνταν για τον εντοπισμό ακτινοβολίας που έχουν υποστεί κρούση σε μεταλλικές επιφάνειες, πλέον οι πρόοδοι σε υψηλής ταχύτητας ανιχνευτών, ευαίσθητων σε υπέρυθρες ακτινοβολίες δημιουργεί προσδοκίες για εφαρμογές σε ορυκτά, σε ένα μεγάλο εύρος συνθηκών.

Κάποιες αρχικές μετρήσεις έχουν διεξαχθεί και αναφέρονται από τους Raikes και Ahrens (1979) ως προς διάφορα ορυκτά και με προηγούμενες εκδόσεις της συσκευής των Von Holle και Mc Williams.

Πηγές:

Ahrens, Thomas J. "6. Shock Wave Techniques For Geophysics And Planetary Physics." (1987), διαθέσιμο στο: http://web.gps.caltech.edu/~sue/TJA_LindhurstLabWebsite/ListPublications/Papers_pdf/Seismo1396_1.pdf [Τελευταία πρόσβαση: 13/10/2014].

Barker, L_M, and R. E. Hollenbach. "Shock-wave studies of PMMA, fused silica, and sapphire." *Journal of Applied Physics* 41.10 (1970): 4208-4226.

Bloomquist, Douglas Dean, George E. Duvall, and Jerry J. Dick. "Electrical response of a bimetallic junction to shock compression." *Journal of Applied Physics* 50.7 (1979): 4838-4846.

Fowles, Richard, and Roger F. Williams. "Plane stress wave propagation in solids." *Journal of Applied Physics* 41.1 (1970): 360-363.

Lyzenga, Gregory A., Thomas J. Ahrens, and Arthur C. Mitchell. "Shock temperatures of SiO₂ and their geophysical implications." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012) 88.B3 (1983): 2431-2444.

Raikes, Susan A., and Thomas J. Ahrens. "Post-shock temperatures in minerals." *Geophysical Journal International* 58.3 (1979): 717-747.

Taylor, W. F., D. J. C. Yates, and J. H. Sinfelt. "Catalysis over supported metals. II. The effect of the support on the catalytic activity of nickel for ethane hydrogenolysis." *The Journal of Physical Chemistry* 68.10 (1964): 2962-2966.

