



ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

**ΤΜΗΜΑ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ – ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ**

***«ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΝΕΩΝ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΩΝ ΓΙΑ ΤΑ ΈΡΓΑ
ΥΠΟΔΟΜΗΣ»***

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

**«Ορυκτοχημική και γεωχημική μελέτη ηφαιστειακών πετρωμάτων της
νήσου Σαντορίνης: συσχέτιση με γήινα ανάλογα του πλανήτη Άρη»**

Αύγουστος Ν. Πανταζίδης

Μηχανικός Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείου Κρήτης

Αθήνα, Οκτώβριος 2018



ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

**ΤΜΗΜΑ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ – ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ**

***«ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΝΕΩΝ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΩΝ ΓΙΑ ΤΑ ΈΡΓΑ
ΥΠΟΔΟΜΗΣ»***

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

**«Ορυκτοχημική και γεωχημική μελέτη ηφαιστειακών πετρωμάτων της
νήσου Σαντορίνης: συσχέτιση με γήινα ανάλογα του πλανήτη Άρη»**

Αύγουστος Ν. Πανταζίδης

Μηχανικός Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείου Κρήτης

Αθήνα, Οκτώβριος 2018

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

«Ορυκτοχημική και γεωχημική μελέτη ηφαιστειακών πετρωμάτων της νήσου Σαντορίνης: συσχέτιση με γήινα ανάλογα του πλανήτη Άρη»

Αύγουστος Ν. Πανταζίδης

Μηχανικός Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείου Κρήτης

Επιβλέπων καθηγητής: Ιωάννης Μπαζιώτης

Μέλη τριμελούς επιτροπής:

Ιωάννης Μπαζιώτης, Επίκουρος Καθηγητής ΓΠΑ

Αριάδνη Αργυράκη, Αναπληρώτρια Καθηγήτρια ΕΚΠΑ

Παρασκευή Νομικού, Επίκουρη Καθηγήτρια ΕΚΠΑ

Περίληψη

Η παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή αφορά τη μελέτη ηφαιστειακών πετρωμάτων της Σαντορίνης. Ο σκοπός της παρούσας εργασίας είναι ο χαρακτηρισμός των πετρωμάτων με χρήση διαφορετικών μεθόδων, και η εκτίμηση του να αποτελέσουν γήινα πετρολογικά-γεωχημικά ανάλογα των πετρωμάτων που βρίσκονται στην επιφάνεια του πλανήτη Άρη. Ακόμη δεν υπάρχουν ενεργές διαστημικές αποστολές που να έχουν επιστρέψει δείγματα στη Γη από τον πλανήτη Άρη. Επομένως, η δημιουργία και επέκταση της βάσης δεδομένων γήινων πετρωμάτων των οποίων οι ιδιότητες έχουν ομοιότητες με τις αντίστοιχες του πλανήτη Άρη αποτελεί συμβολή για τη βελτίωση των γνώσεων μας σχετικά με τις συνθήκες που θα αντιμετωπίσουν μελλοντικές επανδρωμένες αποστολές στο κόκκινο πλανήτη.

Στη παρούσα εργασία μελετήθηκαν οι ορυκτολογικές, πετρολογικές και γεωχημικές ιδιότητες ηφαιστειακών πετρωμάτων των περιοχών Μπάλος, Σκάρος και Μεγάλο Βουνό. Οι εν λόγω περιοχές αποτελούνται από σκωριώδη και πυροκλαστικά πετρώματα βασαλτικής και ανδεσιτικής σύστασης. Επιπρόσθετα, συγκρίναμε τις ορυκτολογικές, πετρολογικές και γεωχημικές ιδιότητες των πετρωμάτων της Σαντορίνης, με αντίστοιχες πετρωμάτων που ήδη χαρακτηρίζονται ως «αρειανά ανάλογα» (βλέπε Διεθνή Βάση Πετρωμάτων Διαστημικών Αναλόγων-International Space Analogue Rockstore – ISAR), μετεωριτών που έχουν προέλευση τον πλανήτη Άρη και δεδομένων των οποίων παρέχουν τα τροχοφόρα οχήματα τα οποία έχουν σταλεί στον πλανήτη. Στην εργασία χρησιμοποιήθηκαν μία σειρά αναλυτικών μεθόδων όπως: οπτική μικροσκοπία, ηλεκτρονική μικροσκοπία σάρωσης, ο ηλεκτρονικός μικραναλυτής, περιθλασιμετρία ακτίνων-X, φθορισμετρία ακτίνων-X, και φασματοσκοπία υπέρυθρου με μετασχηματισμό Fourier.

Συνολικά, οι περιοχές του Σκάρου και του Μεγάλου Βουνού της Σαντορίνης, διαθέτουν βασαλτικά πετρώματα τα οποία θα μπορούσαν να θεωρηθούν ως «αρειανά ανάλογα» ενώ η παρουσία πιο εξελιγμένων πετρωμάτων στις περιοχές αυτές που βρέθηκαν μέσω της βιβλιογραφικής ανασκόπησης, θέτει τις βάσεις για μελλοντικές μελέτες οι οποίες θα μπορούσαν να αποδείξουν την ύπαρξη πιο εξελιγμένων γεωχημικά αναλόγων του πλανήτη Άρη και πιο συγκεκριμένα αλκαλικών πετρωμάτων που βρίσκονται στον κρατήρα Gale.

Λέξεις κλειδιά: ορυκτολογία, πετρολογία, γεωχημεία, πλανητικές επιστήμες, Άρης, μετεωρίτες

Abstract

The objective of the present thesis is the study of volcanic rocks from Santorini Island as a potential Martian analogue, using several instrumental technics for the characterization and evaluation of the samples. The inability of direct access to Martian rocks is partially covered from Martian meteorites and Martian terrestrial analogues. The terrestrial analogues provide the opportunity to simulate a future mission on Mars. An extensive mineralogical, petrological and geochemical study has been conducted using rock specimens from the areas of Balos, Skaros and Megalo Vouno. During the study, detailed comparisons were made between already characterized samples as martian analogues, loaned by the International Space Analogue Rockstore collection (ISAR), also petrological and mineralogical martian meteorites compositions and data from rover mission on the martian surface. A number of tools and techniques were used to characterize the texture, chemistry and spectroscopic properties of the samples including, such as optical microscopy, Scanning Electron Microscopy (SEM), X-ray Diffraction (XRD), Infrared–Attenuated Total Reflectance (IR-ATR), and X-ray Fluorescence (XRF). In conclusion, the samples from Santorini basalts seem diverse to expand the list of terrestrial Mars Simulant rocks for their mineralogical and geochemical properties. Also, the presence of more evolved compositions sets the basis for future studies to prove the existence of more acidic geochemical analogues of Mars.

Key words: mineralogy, petrology, geochemistry, planetary sciences, Mars, meteorites

Αφιέρωση,

Η παρούσα εργασία αφιερώνεται πρώτα και κύρια στην μητέρα μου για την ηθική και οικονομική στήριξη που μου παρείχε και συνεχίζει να μου παρέχει όλα τα χρόνια των σπουδών μου. Επιπλέον, αφιερώνεται στον φίλο και συνεργάτη μου Γιώργο Προφητηλιώτη, διότι μέσω της ιδιοσυγκρασίας και των προσπαθειών του στον τομέα της επιστήμης, αποτελεί για εμένα πρότυπο και καθοδηγητή στην επίτευξη τόσο των βραχυπρόθεσμων όσο και των μακροπρόθεσμων στόχων μου. Τέλος η παρούσα εργασία αφιερώνεται στον «άγνωστο» πτυχιούχο-διπλωματούχο που είτε αναγκάστηκε να αλλάξει χώρα για να ακολουθήσει το αντικείμενο του, είτε αναγκάζεται να δουλέψει σε άλλα αντικείμενα από αυτό που έχει σπουδάσει ώστε να επιβιώσει στην περίοδο της Κρίσης.

Αύγουστος Ν. Πανταζίδης

29/9/2018

Ευχαριστίες

Πριν την παρουσίαση των αποτελεσμάτων της παρούσας μεταπτυχιακής διατριβής, αισθάνομαι την υποχρέωση να ευχαριστήσω τον άνθρωπο που στάθηκε δίπλα του, με δίδαξε και με εξέλιξε τα τελευταία τρία χρόνια της ακαδημαϊκής μου πορείας από το τελευταίο έτος των προπτυχιακών σπουδών μέχρι και το πέρας του μεταπτυχιακού μου, τον επιβλέπων μου σε αυτή την μελέτη, Επ. Καθηγητή Ιωάννη Μπαζιώτη. Υπήρξαν στιγμές έντονης πίεσης και άγχους οι οποίες όμως μετουσιώθηκαν σε αξίες, πείσμα και υπομονή να βελτιώσω τον εαυτό μου και να προσπαθώ να γίνω ανταγωνιστικός σε υψηλό «επιστημονικά» επίπεδο. Επιπλέον, οι ευκαιρίες που μου έδωσε να δουλέψω σε μελέτες διαφορετικού επιστημονικού αντικειμένου, αφενός βελτίωσαν το βιογραφικό μου και αφετέρου με έκαναν να ωριμάσω και να γνωρίσω καλύτερα τον θαυμαστό κόσμο της επιστήμης. Επιπλέον, θα ήθελα να ευχαριστήσω τα άλλα δύο μέλη της τριμελούς επιτροπής Αναπλ. Καθηγήτρια Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών (ΕΚΠΑ) Αριάδνη Αργυράκη και Επικ. Καθηγήτρια ΕΚΠΑ Παρασκευή Νομικού για την εμπιστοσύνη που έδειξαν στην επίβλεψη και διεκπεραίωση της παρούσας εργασίας. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους: Δρ. Γεώργιο Οικονόμου και κ. Μιχαήλ Σακαλή (Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών) για την παρασκευή των λεπτών στιλπνών τομών και τις αναλύσεις με χρήση του Ηλεκτρονικού Μικροσκοπίου, τον Δρ. Δημήτρη Παλλέ και Δρ. Μιχαήλ Καμίτσο (Εθνικό Κέντρο Έρευνών) για τις αναλύσεις υπέρυθρης φασματοσκοπίας, τον Δρ. Χρήστο Αναγνώστου (Εθνικό Κέντρο Θαλασσιών Ερευνών) για τις αναλύσεις Φθορισμομετρίας ακτίνων-Χ. Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω τον φίλο μου Σταμάτιο Ξυδούς που στάθηκε δίπλα μου τις κρύες και δύσκολες μέρες του Ιανουαρίου στο ύπαιθρο κατά την διάρκεια της δειγματοληψίας, την Σοφία Μανιμανάκη για την βοήθεια στην δημιουργία των πανοραμάτων των δειγμάτων καθώς και τη συμφοιτήτρια μου στο μεταπτυχιακό Αγγελική Ζέρη για την ηθική και ψυχολογική στήριξη που μου παρείχε κατά τη συγγραφή της εργασίας.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Κεφάλαιο 1: Εισαγωγή	1
Κεφάλαιο 2: Ο Άρη και τα Γήινα Ανάλογά του	3
2.1 Τα Γεωλογικά χαρακτηριστικά του πλανήτη Άρη.....	3
2.2 Η εξερεύνηση του Άρη	7
2.3 Μετεωρίτες με προέλευση τον Άρη.....	9
2.4 Τα γήινα ανάλογα.....	12
2.4.1 Τα Γήινα Ανάλογα του Άρη	13
2.5 Μπορεί να υπάρξει γεωλογικό ανάλογο του Άρη στην Ελλάδα;.....	15
2.5.1 Το ηφαίστειο της Σαντορίνης.....	16
Κεφάλαιο 3: Μέθοδοι Ανάλυσης και δεδομένα σύγκρισης	19
3.1 Οπτική μικροσκοπία	19
3.2 Ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης (Scanning electron microscope - SEM) ..	19
3.3 Περιθλασιμμετρία ακτίνων –X (X-Ray Diffraction - XRD)	19
3.4 Φασματοσκοπία ακτίνων Φθορισμού (X-Ray Fluorescence – XRF).....	19
3.5 Υπέρυθρη φασματοσκοπία (IR - ATR)	20
3.6 Δεδομένα από μετεωρίτες	20
3.6.1 Αναλύσεις ολικού πετρώματος βασαλτικών σεργκοτιτών	20
3.6.2 Ορυκτοχημικές αναλύσεις βασαλτικών σεργκοτιτών.....	21
3.6.3 Αναλύσεις ολικού πετρώματος για τους ολιβινικούς σεργκοτιίτες	22
3.6.4 Ορυκτοχημικές αναλύσεις για τους ολιβινικούς σεργκοτιίτες	22
3.7 Βιβλιογραφικά δεδομένα από αναλύσεις πετρωμάτων της Σαντορίνης.....	23
3.7.1 Δεδομένα ολικής χημικής σύστασης των πετρωμάτων της Σαντορίνης.....	23
3.7.2 Ορυκτοχημικά δεδομένα των πετρωμάτων της Σαντορίνης	23
Κεφάλαιο 4: Αποτελέσματα	24
4.1 Μακροσκοπική παρατήρηση των δειγμάτων.....	24
4.2 Πετρογραφικό μικροσκόπιο	28
4.2.1 Πετρογραφική παρατήρηση των δειγμάτων της περιοχής του Μάλου	28
4.2.2. Πετρογραφική παρατήρηση των δειγμάτων της περιοχής του Σκάρου.	31
4.2.3 Πετρογραφική παρατήρηση των δειγμάτων της περιοχής Μεγάλου Βουνού	34
4.3 Ηλεκτρονικό μικροσκόπιο Σάρωσης (SEM)	39
4.3.1 Ορυκτοχημική σύσταση ολιβινών των δειγμάτων τη Σαντορίνης.....	40
4.3.2 Ορυκτοχημική σύσταση πλαγιοκλάστων των δειγμάτων της Σαντορίνης..	40

4.3.3 Ορυκτοχημική σύσταση πυροξένων των δειγμάτων της Σαντορίνης	40
4.4 Αποτελέσματα ολικής χημικής σύστασης των πετρωμάτων της Σαντορίνης....	45
4.5 Μέθοδος Περιθλασιμετρίας ακτίνων- X (XRD).....	48
4.5.1 Αποτελέσματα XRD για τα δείγματα της περιοχής του Σκάρου	48
4.5.2. Αποτελέσματα XRD για τα δείγματα της περιοχής του Μεγάλο Βουνό ..	49
4.5.3 Αποτελέσματα XRD για τα δείγματα της περιοχής του Μάλου	52
4.6 Αποτελέσματα υπέρυθρης φασματοσκοπίας IR-ATR.....	53
4.6.1 Αποτελέσματα FTIR IR-ATR για τα δείγματα του Μάλου	53
4.6.2 Αποτελέσματα FTIR IR-ATR για τα δείγματα της περιοχής Μεγάλο Βουνό	54
4.6.3 Αποτελέσματα FTIR IR-ATR για τη δείγματα της περιοχής του Σκάρου..	56
Κεφάλαιο 5: Συζήτηση - Σύγκριση Αποτελεσμάτων.....	57
5.1 Σύγκριση της χημικής σύστασης των δειγμάτων της Σαντορίνης με δεδομένα από τον Άρη.	57
5.2 Σύγκριση των πετρωμάτων της Σαντορίνης με μετεωρίτες που έχουν προέλευση τον πλανήτη Άρη.....	59
5.3 Σύγκριση αναλύσεων ορυκτολογικής σύστασης ολικού πετρώματος.....	64
5.3.1 Σύγκριση αποτελεσμάτων XRD	64
5.3.2 Σύγκριση μεθόδων FTIR IR- ATR.....	66
5.4 Σύγκριση ορυκτοχημικών δεδομένων.....	68
5.4.1 Ορυκτοχημική σύσταση ολιβινών	68
5.4.2 Ορυκτοχημική σύσταση πλαγιοκλάστων των δειγμάτων της Σαντορίνης..	70
5.4.3 Ορυκτοχημική σύσταση πυροξένων των δειγμάτων της Σαντορίνης	72
Κεφάλαιο 6: Συμπεράσματα	74
Βιβλιογραφία	76

Κατάλογος Εικόνων

Κατάλογος Πινάκων

Πίνακας 4.1 Χημική σύσταση των ολιβινών	42
Πίνακας 4.2 Χημική σύσταση των πλαγιοκλάστων	43
Πίνακας 4.3 Χημική σύσταση των πυροξένων.....	44
Πίνακας 4.4 Αποτελέσματα μεθόδου XRF για τα δείγματα της Σαντορίνη.....	45
Πίνακας 4.5 Αποτελέσματα XRD των δειγμάτων τη Σαντορίνης.....	53
Πίνακας 5.1 Αποτελέσματα μεθόδου XRD των δειγμάτων της Σαντορίνης, των ήδη χαρακτηρισμένων ως πετρολογικών αναλόγων του πλανήτη Άρη (Πανταζίδης, δημοσίευτα δεδομένα), δειγμάτων που μελέτησε τον rover Curiosity στην περιοχή Rocknest του κρατήρα Gale και το rover Spirit στις περιοχές Adirondack, Backstay και Irvine του κρατήρα Gusev (Bish et al., 2013; Blake et al., 2013).	65

Κεφάλαιο 1: Εισαγωγή

Οι επιστήμονες εδώ και δεκαετίες έχουν κατανοήσει σε μεγάλο βαθμό το εσωτερικό της Γης μέσω των παρατηρήσεων και των επιστημονικών δεδομένων τα οποία προέκυψαν εξαιτίας της αλληλεπίδρασης επιστημών που έχουν ως κοινό αντικείμενο τη μελέτη της Γης (γεωφυσική, γεωδαισία, γεωχημεία, πετρολογία κ.α.). Στο πλαίσιο αυτό, η κατανόηση του εσωτερικού του Άρη βρίσκεται ακόμη σε πρώιμο στάδιο. Αυτό συμβαίνει διότι στην περίπτωση του Άρη δεν έχει υπάρξει ακόμα επιστροφή κάποιου δείγματος από την επιφάνεια του. Επιπλέον, η αποστολή της NASA “Insight” στο πλανήτη Άρη, βρίσκεται σήμερα καθ’ οδόν, με αποτέλεσμα, τα πρώτα επιστημονικά αποτελέσματα σχετικά με την εσωτερική δομή του πλανήτη να αναμένονται μέσα στο 2019.

Η έλλειψη αυτή της μελέτης πετρωμάτων από την επιφάνεια του Άρη, μπορεί εν μέρει όμως να καλυφθεί με δύο τρόπους, αρχικά μέσω των μετεωριτών με προέλευση τον Άρη (π.χ. Treiman et al., 2000) οι οποίοι αποτελούν και τα μοναδικά φυσικά δείγματα από τον Άρη και δεύτερον μέσω των γήινων γεωλογικών αναλόγων του (π.χ. Marlow et al., 2008). Πιο συγκεκριμένα, οι μετεωρίτες με προέλευση τον Άρη κυρίως εκπροσωπούνται από την ομάδα των σεργκοτιτών, και οι οποίοι αποτελούν τον πιο κοινό τύπο μετεωριτών μεταξύ των SNC (shergottites-nakhlites-chassignites) αρειανών μετεωριτών (McSween et al., 2015). Τα κύρια ορυκτά των Shergottites είναι ο κλινοπυρόξενος (Cpx), το πλαγιόκλαστο (Pl), ο ολιβίνης (Ol) και ο σπινέλιος (π.χ. Stolper and McSween, 1979; Goodrich, 2003). Επιπλέον, η κατηγορία των ολιβινικών σεργκοτιτών αποτελούν μία υποκατηγορία των σεργκοτιτών και οι οποίοι επί της ουσίας είναι βασάλτες με πορφυριτικό ιστό που περιέχουν φαινοκρυστάλλους ολιβίνης. olivine (e.g., Stolper and McSween, 1979; Rubin et al., 2000; Goodrich, 2003; Greshake et al., 2004).

Ο δεύτερος και έμμεσος τρόπος μελέτης της επιφάνειας του Άρη, προέρχεται από τη μελέτη περιοχών στην Γη οι οποίες παρουσιάζουν συγκεκριμένες ομοιότητες με τον «κόκκινο» πλανήτη και ονομάζονται Γήινα ανάλογα. Τα Γήινα ανάλογα, αφενός παρέχουν στους επιστήμονες την ευκαιρία να προσομοιώσουν μελλοντικές αποστολές στον που θα γίνουν στον Άρη. Αφετέρου δίνουν την ευκαιρία στους επιστήμονες να κατανοήσουν καλύτερα τις γεωλογικές διεργασίες των γεωλογικών έχουν συμβεί και εξακολουθούν να συμβαίνουν στην επιφάνεια του Άρη (Αρειανά

ανάλογα) καθώς και σε άλλα πλανητικά σώματα (Αφροδίτη, Τιτάνας, Ευρώπη, Σελήνη) (π.χ. Snook and Mendell, 2004). Επιπλέον βάσεις δεδομένων αναλύσεων γήινων πετρολογικών και γεωχημικών αναλόγων χρησιμοποιούνται στην βαθμονόμηση αναλυτικών οργάνων τα οποία θα χρησιμοποιηθούν σε μελλοντικές διαστημικές αποστολές.

Η κατηγορία των γήινων Αρειανών αναλόγων που πραγματεύεται η συγκεκριμένη μελέτη είναι πετρολογικά και γεωχημικά γήινα ανάλογα του Άρη. Περιοχές δηλαδή οι οποίες παρουσιάζουν πετρολογικές και γεωχημικές ομοιότητες με τον Άρη (π.χ. Krotikov et al., 1963; Cherkasov et al., 1975; Moroz, 1978; Kemurhian et al., 1993). Τέτοιες περιοχές βρίσκονται για παράδειγμα, στο ηφαίστειο Αίτνα στην Ιταλία, στην περιοχή Μπάρμπετον στην Νότια Αφρική, στη Τενερίφη στην Ισπανία, και στο Σβάλμπαρντ στη Νορβηγία.

Τα τελευταία χρόνια, έγινε μία προσπάθεια από επιστήμονες στο National Center for Scientific Research της Ορλεάνης στη Γαλλία να δημιουργήσουν τη “τράπεζα” πετρολογικών και γεωχημικών αναλόγων του Άρη, το International Space Analogue Rockstore (ISAR). Επί της ουσίας, αποτελεί μία βάση δεδομένων, δειγμάτων πετρωμάτων τα οποία έχουν χαρακτηριστεί ως ανάλογα αντίστοιχων του πλανήτη Άρη (Bost et al. 2013). Είναι χαρακτηριστικό πως η «τράπεζα» αυτή αναπτύσσεται συνεχώς με νέα γήινα πετρώματα από άλλες περιοχές της γης, ωστόσο δεν υπάρχουν πετρώματα από περιοχές της Ελλάδος.

Η πρώτη προσπάθεια εκτίμησης πετρωμάτων και συσχέτισή τους με αντίστοιχα πετρώματα του Άρη έγινε στη περιοχή του Μπάλου, Σαντορίνης (Πανταζίδης, αδημοσίευτα δεδομένα). Στη παρούσα εργασία εξετάζονται δύο ακόμη περιοχές (Σκάρος και Μεγάλο Βουνό) της Σαντορίνης σχετικά με την εκτίμηση να θεωρηθούν ως πετρολογικά και γεωχημικά ανάλογα του Άρη.

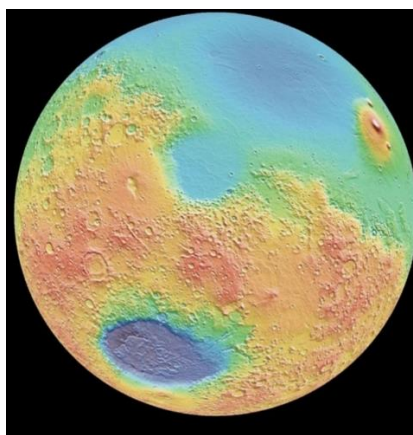
Γι' αυτό, έγινε συλλογή 15 δειγμάτων από τις περιοχές του Σκάρου, του Μεγάλου Βουνού καθώς και του Μπάλου. Τα δείγματα αυτά εξετάστηκαν με χρήση των ακόλουθων μεθόδων: οπτική μικροσκοπία, ηλεκτρονικό μικροσκοπίου σάρωσης (SEM), περιθλασιμετρίας ακτίνων-X (XRD) και υπέρυθρης φασματοσκοπίας (FTIR IR-ATR). Στη συνέχεια τα δεδομένα αυτά, μαζί με βιβλιογραφικά δεδομένα από τις παραπάνω περιοχές συγκρίθηκαν με αντίστοιχα δεδομένα της επιφάνειας του πλανήτη Άρη, μετεωριτών καθώς και με πετρώματα γήινων αναλόγων του Άρη.

Κεφάλαιο 2: Ο Άρης και τα Γήινα Ανάλογά του

2.1 Τα Γεωλογικά χαρακτηριστικά του πλανήτη Άρη

Ο Άρης είναι ο τέταρτος πλανήτης σε σειρά από τον Ήλιο μετά τους Ερμή, Αφροδίτη και Γη. Είναι μικρότερος από τη Γη με ακτίνα 3396 km έναντι 6378 km και λιγότερο ογκώδης με αποτέλεσμα η βαρυτική του επιτάχυνση να είναι μικρότερη 3.7m/s^2 σε σχέση με την Γη. Επίσης, ένα χαρακτηριστικό που τον κάνει να διαφέρει από τη Γη είναι η διχοτομία, η οποία παρουσιάζει, δηλαδή ομαλές κοιλάδες στο Βορρά και υψίπεδα ηλικίας περίπου 4 δις.ετών με πολλούς κρατήρες στον Νότο (*Εικόνα 2.1*). Αυτό θεωρείται ότι διαμορφώθηκε είτε εξαιτίας μίας τεράστιας σύγκρουσης κατά τη δημιουργία του πλανήτη, είτε εξαιτίας πολλών μικρών συγκρούσεων, είτε λόγω ενδογενών διεργασιών (Frey and Schultz, 1988; Watter et al. 2007; Mc Gill and Dimitriou, 1994; Lenardic et al., 2004). Επίσης, το μικρότερο μέγεθος του Άρη, του προσδίδει μεγαλύτερο λόγο επιφανείας προς τον όγκο. Αυτή η αναλογία επηρεάζει το ρυθμό ψύξης με αποτέλεσμα να του προσδίδει μία πιο παχιά και άκαμπτη λιθόσφαιρα (Scubert et al., 1992; Nimmo and Stevenson 2001).

Το μεγάλο λοιπόν πάχος της λιθόσφαιρας σε συνδυασμό με τη μικρότερη βαρύτητα οδηγούν αφενός το μάγμα να διανύσει μεγαλύτερη απόσταση μέχρι την επιφάνεια και αφετέρου να δημιουργείται μικρότερη δύναμη πλευσης, η οποία αποτελεί και την κινητήριο δύναμη που το ωθεί προς την επιφάνεια. Αν λάβουμε υπόψιν μας αυτούς τους δύο παράγοντες θα πρέπει να θεωρήσουμε πως τα μάγματα τα οποία παράγονταν στον μανδύα του Άρη θα πρέπει να είχαν πολύ μεγαλύτερο όγκο σε σχέση με τα μάγματα στη Γη.



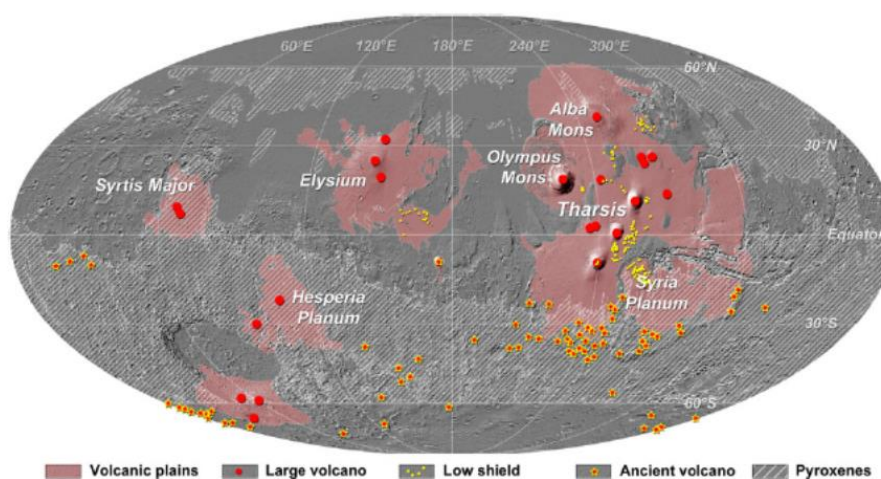
Εικόνα 2.1 Εικόνα του ανατολικού ημισφαιρίου του Άρη, η οποία μας παρέχει μία απεικόνιση της διχοτομίας του. Τα νότια υψίπεδα εμφανίζονται με κόκκινο και κίτρινο χρώμα ενώ οι πεδιάδες του Βόρειου εμφανίζονται με μπλε χρώμα (Kiefer et al.2008)

Το καθαρό αποτέλεσμα αυτών των φυσικών διεργασιών αντικατοπτρίζεται στην ηλικία των μεγάλων γεωλογικών γεγονότων κατά την γεωλογική ιστορία του Άρη (Carr and Head, 2010). Οι περισσότερες από τις ηφαιστειακές δραστηριότητες στην επιφάνεια εξελίχθηκαν κατά τις περιόδους Hesperian και Noachian και είναι αυτές που σχετίζονται άμεσα με τις διαδικασίες αποσάθρωσης, μεταφοράς και εναπόθεσης του υλικού λαμβάνοντας χώρα πολύ νωρίτερα (δισεκατομμύρια χρόνια πριν) σε σύγκριση με τις νεότερες ηλικίες (εντός τελευταίως χιλιάδων ετών) των αντίστοιχων γήινων διεργασιών.

Οι παραπάνω έντονες γεωλογικές δραστηριότητες στον Άρη είχαν ως αποτέλεσμα την τοποθέτηση μεγάλων όγκων ρωών λάβας από μεγαλύτερους αγωγούς, οι οποίοι έβρισκαν βαθύτερες δεξαμενές μάγματος (Wilson and Head, 1994; Greeley et al., 2000). Ο συγκεκριμένος τρόπος εναπόθεσης ηφαιστειακού υλικού σε συνδυασμό με την απουσία τεκτονικών πλακών, επιτρέπει την δημιουργία μαζικών ηφαιστειακών σχηματισμών στην επιφάνεια του πλανήτη όπως για παράδειγμα τα ηφαίστεια Tharsis και Olympus. Αυτά τα ηφαίστεια αντικατοπτρίζουν μία κατ' εξοχήν ηφαιστειακή δραστηριότητα με βασαλτικής σύστασης λάβα η οποία σχηματίζει μεγάλους ηφαιστειακούς κώνους (Elysium, Olympus, Pavonis).

Ένα επιπλέον σημαντικό χαρακτηριστικό του Αρειανού φλοιού το οποίο αξίζει να αναφερθεί είναι οι πεδιάδες που υπάρχουν στο βόρειο τμήμα. Αυτοί οι σχηματισμοί δημιουργήθηκαν κατά τη γεωλογική περίοδο Hesperian και περιέχουν βασαλτικές λίμνες μεγάλης έκτασης οι οποίες καλύπτουν σχεδόν το 30% του παλαιότερου φλοιού που είχε σχηματισθεί κατά την προηγούμενη γεωλογική περίοδο τη περίοδο του Noachian (Plescia, 1982; Hauber 2009). Μεταγενέστερες ηφαιστειακές

διεργασίες εναπόθεσαν στο Βόρειο τμήμα ηφαιστειακό υλικό πάχος μερικών χιλιομέτρων δημιουργώντας την ομαλή επιφάνεια που βλέπουμε σήμερα (Scott and Tanaka, 1986; Tanaka and Scott, 1987; Greeley and Guest, 1987; Head et al., 2002; Tanaka et al., 2003) Μία ακόμη μεγάλης κλίμακας δομή στον Άρη είναι το Tharsis (Εικόνα 2.2). Το Tharsis είναι μία περιοχή στην οποία η ηφαιστειότητα παρέμεινε ενεργή κατά τη διάρκεια της γεωλογικής ιστορίας του Άρη, δημιουργώντας ένα πλατό ύψους περίπου 4 χιλιομέτρων. Περιλαμβάνει πέντε μεγάλα ηφαίστεια συμπεριλαμβανομένου και το μεγαλύτερο ηφαίστειο στο ηλιακό σύστημα, το Olympus Mons (Εικόνα 2.2). Το βάρος που του Tharsis είναι τόσο μεγάλο που επιδρά στις τάσεις που ασκούνται στην λιθόσφαιρα κατά μήκος της επιφάνειας του Άρη (Arkani- Hamed and Riendler 2002)



Εικόνα 2.2 Χάρτης ηφαιστειακών δομών βάση μορφολογικών παρατηρήσεων. Στην συγκεκριμένη τοποθεσία φαίνεται ανάμεσα στις υπόλοιπες ηφαιστειακές δομές το Olympus Mons και η περιοχή Tharsis. Τα δεδομένα προέρχονται από το σύστημα καταγραφής MOLA (Πηγή: Hauber et al. 2009; Xiao et al. 2012; Ody et al. 2012).

Εάν αναφερόμασταν με “Γήινους” όρους και στην περίπτωση του Άρη, ο κύκλος των πετρωμάτων θα αποτελούσε ένας απλοποιημένος και ταυτόχρονα προσιτός τρόπος ώστε να γίνει με επιτυχία η συσχέτιση μεταξύ των πυριγενών, ιζηματογενών και πιθανώς των μεταμορφωμένων πετρωμάτων που υπάρχουν στον πλανήτη. Όταν όμως αναφερόμαστε στον γεωλογικό κύκλο της Γης δεν συμπεριλαμβάνουμε την μεταμόρφωση λόγω «σοκ» η οποία και αναφέρθηκε στην προηγούμενη ενότητα. Η μεταμόρφωση λόγω σοκ είναι μία διαδικασία την οποία πρέπει να εισάγουμε στην γεωλογική “εξίσωση” στην περίπτωση του Άρη, καθ’ ότι έχει διαδραματίσει σημαντικό ρόλο στην μεταβολή και ορυκτολογική διαμόρφωση των πετρωμάτων του. Επίσης η απουσία τεκτονικών πλακών και επομένως κάποιων τεκτονικών διεργασιών που γνωρίζουμε στη Γη όπως για παράδειγμα η υπό-βύθιση τους, εμποδίζει την

ανακύκλωση των πετρωμάτων πίσω στον μανδύα και ταυτόχρονα την δημιουργία πιο όξινων τηγμάτων. Τέλος η έλλειψη τεκτονικών πλακών οδηγεί και στην έλλειψη συγκρούσεων των λιθοσφαιρικών πλακών με αποτέλεσμα να περιορίζεται η διαδικασία της ορογένεσης και έχοντας δευτερογενές αντίκτυπο στην παραγωγή και ύπαρξη ιζημάτων μέσω των διεργασιών της αποσάθρωσης και της απόθεσης στην επιφάνεια του Άρη (McSween et al., 2015).

Η μέχρι σήμερα γνώση μας για τη γεωλογική ιστορία του Άρη υποδηλώνει την παρουσία διαφόρων τύπων εν δυνάμει κατοικήσιμων περιβαλλόντων ειδικά κατά την γεωλογική περίοδο του Noachian κατά την οποία υπήρξε μετεωρικό νερό. Η συγκεκριμένη υπόθεση αποδεικνύεται την ανίχνευση εκτεταμένων αποθέσεων φυλλοπυριτικών ορυκτών που υπάρχουν στην επιφάνεια και έχουν βρεθεί μέσω των φασματοσκοπικών δορυφόρων όπως επίσης και με τον σχηματισμό κοιλάδων (Mustard et al., 2001; Poulet et al., 2005; Carr and Head 2010, Ehlmann et al. 2011). Αυτές οι επιφανειακές απορροές ενδεχομένως σχετίζονται άμεσα τις ηφαιστειακές διαδικασίες βασαλτικής σύστασης με αποτέλεσμα να περιλαμβάνουν θεμές πηγές στις αποθέσεις των δέλτα. Η ύπαρξη αυτών των θερμών πηγών μπορεί να οδήγησε σε μεγάλες αλλαγές στο κλίμα, σχηματίζοντας νέα περιβάλλοντα τουλάχιστον κατά την πρώιμη ιστορία του Άρη.

Τέλος, μπορεί ο Άρης και η Γη να είναι γείτονες και να ανήκουν στο ίδιο ηλιακό σύστημα, όμως έχουν θεμελιώδεις διαφορές οι οποίες επηρεάζουν τη φύση της ηφαιστειακής δραστηριότητας στην επιφάνειά τους. Κοσμοχημικά μοντέλα (Wanke and Dreibus 1994; Taylor 2013), προτείνουν πως τα συστατικά των νεφελωμάτων που σχημάτισαν τον Άρη ήταν διαφορετικά από εκείνα που σχημάτισαν την Γη. Αυτή η διαφοροποίηση οδήγησε σε διαφορές στη συγκέντρωση των στοιχείων και σε δεύτερο χρόνο με τους σχηματισμούς των πυρήνων των δύο πλανητών παρουσιάστηκαν αξιοσημείωτες διαφορές, όπως για παράδειγμα: α) Διαφορές στην ποσότητα του SiO₂ μεταξύ του Άρη και της Γης. Η διαφορά στην περιεκτικότητα FeO στον αρειανό μανδύα 18.1wt% (Taylor, 2013) σε σύγκριση με τον Γήινο 8.05wt% (Mc Dough and Sun, 1995). Αυτό το χαρακτηριστικό μπορεί να αποδώσει βασαλτικά τήγματα τα οποία στον Άρη έχουν περιεκτικότητα σε FeO (13-21 wt%) ενώ στην Γη 10-15wt% και με αυτόν τον τρόπο μπορεί να εξηγηθεί εν μέρη η πιο πρώιμη για τα γήινα δεδομένα σύσταση των πετρωμάτων της επιφάνειάς του.

2.2 Η εξερεύνηση του Άρη

Από την δεκαετία του '60 δεκάδες αποστολές έχουν σταλεί στον Άρη σε μία προσπάθεια να κατανοήσουμε καλύτερα αυτό τον άγνωστο αλλά συνάμα γοητευτικό γείτονα μας. Η εξερεύνησή του ξεκίνησε με το σοβιετικό πρόγραμμα, το οποίο μόλις το 1971 κατάφερε με την αποστολή Mars 3 να επιστρέψει στην Γη τις πρώτες πληροφορίες για το κλίμα, την τοπογραφία και την γεωλογία του Άρη (Sidiqi 2002). Στη συνέχεια μία σειρά αποστολών από το διαστημικό πρόγραμμα των Ηνωμένων Πολιτειών της Αμερικής, όπως οι αποστολές Mariner 9, Viking 1 και 2, Mars Pathfinder, τα δίδυμα Spirit και Opportunity και το Curiosity κατάφεραν είτε να μπουν σε τροχιά είτε και να προσεδαφιστούν στον κόκκινο πλανήτη. (Steinbacher et al., 1972; Hess et al., 1976; Snyder and Moroz, 1992; Golombek et al, 1997; Saunders et al, 2004; Zurek and Smerkar 2007; Smith et al., 2008; Soderblom and Bell, 2008; Grotzinger et al., 2012; Squyers et al., 2006; Squyers et al., 2004; Bell et al. 2000; Edgett and Mallin, 2000; Christensen 2001). Τα δεδομένα των παραπάνω αποστολών καθώς και η γνώση που έχουμε αποκτήσει από την ταυτοποίηση και την μελέτη των μετεωριτών οι οποίοι έχουν προέλευση από τον Άρη (Bogard et al., 1983; McSween and Treiman 1998) έχουν αναθεωρήσει ριζικά την γνώση των επιστημόνων για τις γεωλογικές διεργασίες που έχουν συντελέσει σε αυτόν, τόσο στο εσωτερικό όσο και στην επιφάνεια του και οι οποίες θα συζητηθούν στην επόμενη ενότητα. Επίσης μας έχουν δώσει πληροφορίες και για άλλες σημαντικές παραμέτρους όπως είναι αφενός η δυνατότητα κατοίκησης του και αφετέρου για τις πιθανότητες που έχει ο Άρης να φιλοξενεί ζωή είτε στο παρόν είτε κατά το παρελθόν.

Οι ρομποτικές αποστολές όμως, όπως και τα δείγματα μετεωριτών με προέλευση τον Άρη παρουσιάζουν κάποιους σημαντικούς περιορισμούς οι οποίοι δεν επιτρέπουν στους επιστήμονες να απαντήσουν σε αρκετά και σημαντικά ερωτήματα. Για παράδειγμα οι επιστήμονες δεν έχουν στη διάθεσή τους πρωτόλεια δεδομένα για το τι υπάρχει στο εσωτερικό του πλανήτη και πως ακριβώς λαμβάνουν χώρα οι επιφανειακές του διεργασίες. Αυτή η έλλειψη δεδομένων έγκειται στο γεγονός τα τροχοφόρα οχήματα τα οποία έχουν προσεδαφιστεί στον πλανήτη και αποτελούν την μόνη “επί τόπου” πηγή δεδομένων, έχουν ερευνήσει μονάχα ένα πολύ μικρό τμήμα της επιφάνειάς του το οποίο δεν ξεπερνά τα μερικά δεκάδες χιλιόμετρα. Επίσης, οι δορυφόροι οι οποίοι βρίσκονται σε τροχιά γύρω του, έχουν τη δυνατότητα να συλλέγουν δεδομένα σε ένα μεγάλο εύρος περιοχών, αλλά οι τύποι δεδομένων που μπορούμε να έχουμε από αυτά τα αναλυτικά όργανα είναι πολύ περιορισμένοι.

Το Mars Pathfinder το οποίο και ήταν το πρώτο ρομπότ το οποίο κατάφερε αναλύσει πετρώματα στην επιφάνεια του Άρη, πραγματοποίησε APXS αναλύσεις οι οποίες έδειξαν πως τα πετρώματα εκείνης της περιοχής είχαν ανδρσιτική σύσταση (Rieder et al., 1997; McSween et al., 1999; Bruckner et al., 2008; Foley et al., 2008), αλλά όπως αποδείχθηκε μετέπειτα, η εξαλλοίωση των επιφανειακών πετρωμάτων ήταν αυτή που φαίνεται να “έδινε” στα πετρώματα μία πιο όξινη σύσταση. Εξ’ αιτίας λοιπόν αυτής της αβεβαιότητας, οι επιστήμονες τα τελευταία χρόνια σταμάτησαν να λαμβάνουν υπόψιν τους τα αποτελέσματα αυτών των αναλύσεων (McSween et al., 2015).

Η επόμενη αποστολή “Mars Exploration Rovers” (MER) με τα δίδυμα τροχοφόρα οχήματα Spirit και Opportunity τα οποία προσεδαφίστηκαν τον κρατήρα Gusev και στην περιοχή Meridiani Planum αντίστοιχα. Το Spirit κατάφερε και πραγματοποίησε μετρήσεις για έξι συνεχόμενα χρόνια σε βασαλτικά πετρώματα στον πυθμένα του κρατήρα καθώς και σε εξαλλοιωμένα πετρώματα στην περιοχή Columbia Hills του Home Plate (Squyers et al. 2004a, 2006a, 2007). Το Opportunity, το οποίο συνεχίζει ακόμη τις αναλύσεις ιζηματογενών πετρωμάτων τα οποία έχουν εναποτεθεί στον πυθμένα μεγάλων κρατήρων (Squyers et al., 2004b, 2006b, 2009, 2012), ανέλυσε ένα δείγμα στην περιοχή Bounce Rock του οποίου η σύσταση μπορεί να παρομοιαστεί με τα δείγματα των μετεωριτών που έχουν προέλευση τον πλανήτη Άρη (Zipfel et al., 2011).

Η τελευταία «ρομποτική αποστολή» στον κόκκινο πλανήτη και επονομαζόμενη “Mars Science Laboratory” (MSL) με το τροχοφόρο όχημα Curiosity, προσεδαφίστηκε στον κρατήρα Gale το 2011. Το Curiosity διενέργησε αναλύσεις κατά μήκος του πυθμένα του κρατήρα Gale. ο οποίος είναι και ο μεγαλύτερος κρατήρας στην επιφάνεια του Άρη. Αυτή τη στιγμή, το Curiosity κατευθύνεται προς την κορυφή του Mt. Sharp το οποίο και βρίσκεται στο κέντρο του πυθμένα του, αναλύοντας τόσο ιζηματογενή όσο και πυριγενή πετρώματα.

Τέλος, ένα ακόμη κομμάτι της εξερεύνησης του Άρη οφείλεται στους μετεωρίτες που προέρχονται από αυτόν και στην ουσία αποτελούν τα μόνα αντιπροσωπευτικά φυσικά δείγματα στην Γη (βλ.2.3). Τα δύο όμως σημαντικά μειονεκτήματα που παρουσιάζονται σε αυτά τα δείγματα είναι πως α) δεν είμαστε σε θέση να γνωρίζουμε την ακριβή τοποθεσία από την οποία προέρχονται και β) η σύστασή τους δεν αντιπροσωπεύει την σύσταση του Αρειανού φλοιού αλλά τα όρια φλοιού και

μανδύα (εκτός από το δείγμα NWA 7034 το οποίο λόγω των ιδιοτήτων του θεωρείται πως προέρχεται από τον ανώτερο φλοιό του πλανήτη, Agee et al. 2013). Επιπλέον αξίζει να αναφερθεί πως εξαιτίας της βίαιης αποκόλλησης από τον Άρη κατά την διάρκεια μιας μεγάλης σύγκρουσης ενός αστεροειδούς με τον πλανήτη, έχουν υποστεί τη λεγόμενη μεταμόρφωση λόγω σοκ. Αυτή η διεργασία μεταβάλλει τόσο την ορυκτολογική τους σύσταση όσο και την δομή των πετρωμάτων, με τέτοιο τρόπο ώστε να μην είναι εμφανείς οι μεταβολές με γυμνό μάτι αλλά παρά μόνο με την χρήση ειδικών αναλυτικών μεθόδων. (Stoffler et al., 2006; Gooding et al., 1992; Walton and Herd 2007; McSween et al. 2009; McSween 2015; Ody et al., 2015; Adcock et al., 2017; Baziotis et al. 2013).

Το σύνολο της γνώσης, που έχει προκύψει μέσω της μελέτη των μετεωριτών από τον Άρη και τις διαστημικές αποστολές έχουν δείξει ότι η επιφάνεια του Άρη επί το πλείστον αποτελείται από πετρώματα βασαλτικής σύστασης (McSween et al., 2009; McSween et al., 2015) ενώ έχει παρατηρηθεί και η ύπαρξη πιο εξελιγμένων γεωλογικά ηφαιστειακών υλικών μέσω φασματοσκοπικών παρατηρήσεων (Christensen et al., 2005; Skok et al, 2010; Rogers and Nekvasil 2015; Broz et al., 2015) ενώ και η πρόσφατη ανακάλυψη του μετεωρίτη NWA 7034 ο οποίος θεωρείται ο πρώτος ο οποίος προέρχεται από τον στερεό φλοιό του Άρη, εμπλούτισε ακόμα περισσότερο τα δεδομένα σχετικά με την χημική σύσταση της επιφάνειας του. (Agee et al., 2013; Santos et al. 2015).

Επιπλέον, οι αναλύσεις που έχουν οι επιστήμονες στη διάθεση τους από τον κρατήρα Gale και το τροχοφόρο όχημα Curiosity (Sautters et al., 2014; Schmidt et al., 2014; Morris et al., 2016) επεκτείνουν την μέχρι τώρα γνώση για τη σύσταση των Αρειανών πυριγενών πετρωμάτων. Οι νέες αυτές συστάσεις δίνουν μεγαλύτερα ποσοστά αλκαλικών και SiO₂ σε σχέση με προηγούμενες μελέτες της αρειανής επιφάνειας. Επιπλέον η ταυτοποίηση πολυμόρφων του SiO₂ χαμηλής πίεσης και υψηλής θερμοκρασίας (Morris et al., 2016) υποδηλώνει την ύπαρξη μίας πιο όξινης ηφαιστειακής δραστηριότητας στον Άρη διευρύνοντας με αυτό τον τρόπο ακόμα περισσότερο τη μορφή και το εύρος της σύστασης της ηφαιστειακής δραστηριότητας που έλαβε χώρα στον πλανήτη.

2.3 Μετεωρίτες με προέλευση τον Άρη

Στην προηγούμενη ενότητα αναφερθήκαμε στις δυνατότητες που διαθέτουν και στις πληροφορίες τις οποίες παρέχουν στους επιστήμονες τόσο οι ρομποτικές και οι

αποστολές που βρίσκονται στην τροχιά του πλανήτη Άρη. Τα οχήματα έχουν την δυνατότητα να πραγματοποιούν επί τόπου χαρακτηρισμό των πετρωμάτων του Άρη αλλά με ιδιαίτερους περιορισμούς. Επίσης ορισμένα ορυκτά έχουν αναγνωριστεί μέσω της φασματοσκοπίας υπέρυθρης ακτινοβολίας (Bell et al., 2008), μέσω των προσεδαφιζόμενων οργάνων είτε μέσω των δορυφόρων που βρίσκονται σε τροχιά (Birbing et al., 2006; Christensen et al., 2008; Murchie et al., 2009; Carter and Poulet 2013; Ehlmann and Edwards, 2014), αναγνωρίζονται όμως ένα μόλις ορυκτό ανά ανάλυση.

Σε αντίθεση με τις μέχρι τώρα αναλυτικές μεθόδους, οι μετεωρίτες με προέλευση τον Άρη επιτρέπουν μία πιο ολοκληρωμένη πετρολογική μελέτη (McSween and Treiman, 1998; McSween 2008), έχοντας όμως ως βασικό μειονέκτημα ότι δεν γνωρίζουμε τις τοποθεσίες στον Άρη από τις οποίες προέρχονται. Τα τελευταία όμως, χρόνια έχουν γίνει κάποιες προσπάθειες να προσδιοριστούν ομοιότητες κάποιων «νεαρών» ηλικιακά κρατήρων στις περιοχές Tharsis και Elysium, οι οποίες παρουσιάζουν αρκετές πιθανότητες να αποτελούν πηγές προέλευσης κάποιων «Αρειανών» μετεωριτών (Tornabene et al., 2006). Η προέλευση των μετεωριτών μπορεί να αποτελεί ακόμα ένα ερωτηματικό για τους επιστήμονες, σε αντίθεση όμως με την ηλικία τους, το πότε δηλαδή εκσφενδονίστηκαν από τον Άρη μπορεί να προσδιοριστεί μέσω της μέτρησης της κοσμικής ακτινοβολίας στην οποία έχουν εκτεθεί.

Η πιο συνηθισμένη κατηγορία μετεωριτών με προέλευση τον πλανήτη Άρη είναι οι σεργκοττίτες (shergottites) οι οποίοι χωρίζονται σε δύο κατηγορίες, τους βασαλτικούς σεργκοττίτες (Basaltic shergottites) και τους ολιβινικούς σεργκοττίτες (Olivine-Phyric shergottites). Όσον αφορά την σύσταση τους πρόκειται για βασάλτες και γάββρους (McSween 2015), οι οποίοι σχηματίστηκαν από αλκαλικά μάγματα και αποτελούνται κυρίως από πυριτικά ορυκτά (κλινοπυρόξενο, πλαγιόκλαστο, ολιβίνη) καθώς και σπινέλιο (Stolper and McSween 1979; Goodrich 2003).

Η υπό-ομάδα των ολιβινικών σεργκοττιτών περιέχουν τα ίδια ορυκτά με τους βασαλτικούς σεργκοττίτες με κύρια διαφορά την ύπαρξη μεγακρυστάλλων ολιβίνη, έχουν δηλαδή ολιβινικό πορφυριτικό ιστό και των οποίων η περιεκτικότητα κυμαίνεται από 5 έως και 28% (Goodrich, 2002, 2003; Greshake et al., 2004). Σύμφωνα με τον McSween (2015) η σύσταση τους θεωρείται πως αντιπροσωπεύει την σύσταση του ανώτερου τμήματος του μανδύα του Άρη. Παρόλο που οι χημικές

αναλύσεις έχουν δείξει πως η κατηγορία αυτή των μετεωριτών είναι επί το πλείστον άνυδρη αρκετές μελέτες έχουν δείχνουν πως τα μητρικά μάγματα από τα οποία δημιουργήθηκαν ήταν ένυδρα, αλλά το νερό το οποίο περιείχαν πτητικοποιήθηκε κατά την διάρκεια της πρόσκρουσης που προκάλεσε την αποκόλληση του πετρώματος από τον μανδύα του Άρη (McCubbin et al., 2008a; Koizumi et al., 2004; Usui et al. 2008).

Επίσης, υπάρχουν άλλοι δύο τύποι μετεωριτών με προέλευση τον Άρη οι Νακλίτες (Nakhlites) οι οποίοι αντιστοιχούν στους Γήινους σωρειτικούς πυροξενίτες και οι Τσασινίτες (Chassignites) οι οποίοι αντιστοιχούν στους σωρειτικούς δουνίτες (Day et al., 2006). Οι Nakhlites, αποτελούνται κυρίως από κλινοπυρόξενο (70-80% wt.), ολιβίνη (9-17% wt.) και σε μικρότερο ποσοστό από οξείδια του Fe και του Ti, αλβίτη και καλιούχο άστριο (Treiman 2005). Κύριο χαρακτηριστικό τους αποτελεί η ύπαρξη πρισματικών και προσανατολισμένων κρυστάλλων αυγίτη (Goodrich et al., 2013). Οι Chassignites αποτελούνται κυρίως από ολιβίνη σε ποσοστό (90-92% wt.), κλινοπυρόξενο (3-5% wt.), αστείους (2%wt.), χρωμίτη (2-5% wt.), οξείδια του Fe και του Ti και θειούχα φωσφορικά ορυκτά όπως είναι ο απατίτης (McCubbin et al., 2008b). Η πετρογενετική σχέση μεταξύ αυτών των δύο κατηγοριών είναι ασαφής αλλά μελέτες χρονολόγησης τους έχουν δείξει πως έχουν περίπου την ίδια ηλικία κρυστάλλωσης και αποκοπής από τον Άρη (Day et al., 2006).

Τέλος, υπάρχει ακόμη ένα νέο είδος μετεωριτών με προέλευση τον Άρη το οποίο έχει χαρακτηριστεί πρόσφατα και οι οποίοι ονομάζονται αυγιτικοί βασάλτες (Agee et al. 2014). Οι Αυγιτικοί Βασάλτες, αποτελούνται από αυγίτη, πλαγιόκλαστο και σε μικρότερες ποσότητες από ολιβίνη καθώς και ορυκτά του σιδήρου. Οι μετεωρίτες αυτοί (NWA 7835 και NWA 8159) χημικά είναι πανομοιότυποι με τους Nakhlites αλλά η μελέτη των ιχνοστοιχείων τους καθώς και οι μέθοδοι χρονολόγησης που εφαρμόστηκαν, αποκλείουν την εκδοχή του να είναι βασάλτες οι οποίοι ανήκουν στην ομάδα των Nakhlites.

Οι μόνοι “ιζηματογενείς” μετεωρίτες που έχουν βρεθεί και μελετηθεί έως και σήμερα είναι οι NWA 7034 και NWA 7544 και οι οποίοι είναι πολύμικτα βασαλτικά λατυποπαγή (Muttik et al., 2014). Ο NWA 7034 ή αλλιώς «black beauty» αποτελεί ένα δείγμα μάζας 319gr το οποίο περιέχει λατύπες βασαλτικής σύστασης καθώς πιζονίτη και κλινουρόξενο, οξείδια του σιδήρου και χρωμίτη (Agge et al., 2012).

Αναφορικά με την ηλικία των μετεωριτών που προέρχονται από τον Άρη, η ηλικία των Shergottites είναι περίπου 170-475Ma, των Nakhilites και των Chassignites 1.3 Ga και των αυγιτικών βασαλτών 2.4 Ga (Αναφορά). Τα παλαιότερα ηλικιακά δείγματα είναι ο ορθοπυροξενίτης ALH 84001 με ηλικία 4.1 Ga (Lapen et al., 2010) και ο μετεωρίτης NWA 7034 με ηλικία 4.4 Ga (Humayun et al., 2013, Yin et al., 2014). Σε αντιστοιχία, μελέτες χρονολόγησης μέσω της μεθόδου μέτρησης των κρατήρων των πυριγενών πετρωμάτων που βρίσκονται στους κρατήρες Gusev και Gale έδειξαν έχουν ηλικία 3.65 Ga και 3.7 Ga αντίστοιχα (Parker et al., 2010; Thomson et al., 2011), ηλικίες μεγαλύτερες σε σχέση με τους περισσότερους μετεωρίτες (Nyquist et al., 2001; Richter et al., 2014).

2.4 Τα γήινα ανάλογα

Παρόλο όμως που ο Άρης και η Γη έχουν θεμελιώδεις φυσικές και χημικές διαφορές (βλ. ενότητα 1.2), η μελέτη των μετεωριτών με προέλευση το πλανήτη Άρη καθώς και οι έρευνες στην επιφάνειά του έχουν δείξει πως οι ηφαιστειακές δομές και οι αποθέσεις στον πλανήτη Άρη μοιάζουν με τις αντίστοιχες στην Γη (McCaughey et al., 1972; Carr 1973; Greeley and Spudis, 1981; Plecia 2004; Hauber et al., 2009). Τέτοιες περιοχές, στις οποίες σχηματίζονται πετρώματα «ανάλογα» του πλανήτη Άρη είναι κάποιες ηπειρωτικές βασαλτικές πεδιάδες και ωκεάνια νησιά.

Τα ανάλογα περιβάλλοντα δεν παρέχουν πληροφορίες στους επιστήμονες μόνο για την δυνατότητα επιβίωσης στο εκάστοτε πλανητικό σώμα, αλλά ακόμα και για την ενδεχόμενη παρουσία ζωής σε αυτά κατά το παρελθόν. Αυτές οι περιοχές προσφέρονται για τη δοκιμή και βαθμονόμηση νέων αναλυτικών οργάνων και ρομπότ που επρόκειτο να χρησιμοποιηθούν σε επόμενες διαστημικές αποστολές.

Πιο συγκεκριμένα, μέσω της μελέτης των «ανάλογων περιβαλλόντων» γίνεται προσπάθεια κατανόηση των παρακάτω:

1. Τις διαδικασίες που έχουν οδηγήσει σε ένα περιβάλλον που μπορεί να υποστηρίξει την ύπαρξη ζωής (ή και το αντίστροφο), είτε στη Γη είτε σε άλλα πλανητικά σώματα.
2. Το σύνολο των περιβαλλόντων που εν δυνάμει μπορεί να συναντήσουμε σε πολλαπλές τοποθεσίες στο ηλιακό μας σύστημα.
3. Τις πιθανότητες που ενδεχομένως υπάρχουν για την ύπαρξη ζωής και την παρουσίαση κατά τον γεωλογικό χρόνο.

4. Να καλύψουμε τα γνωστικά κενά που υπάρχουν, να αναγνωρίσουμε σε ποιους τομείς υπάρχουν νέα και ποια νέα ανάλογα περιβάλλοντα είναι αναγκαία.

2.4.1 Τα Γήινα Ανάλογα του Άρη

Οι περιοχές στην Γη που έχουν επιλεγθεί ως «ανάλογα περιβάλλοντα» του πλανήτη Άρη μπορούν σε τρεις διαφορετικά χρονικά εποχές. α) Την πρώιμη εποχή του Άρη- “Early Mars” 4.5-3.7 Ga, β) Την ενδιάμεση περίοδο- “Middle Mars” 3.7-2.9 Ga και γ) Την ερημοποιημένη παρούσα κατάσταση του Άρη- “Present Mars” 2.9-σήμερα. Η συγκεκριμένη κατηγοριοποίηση στοχεύει να προσομοιώσει την κλιματική εξέλιξη του Άρη από την δημιουργία του μέχρι και σήμερα.

Οι παρατηρήσεις και οι έρευνες που έχουν διεξαχθεί στον Άρη, έχουν οδηγήσει στην έρευνα αναλόγων σε εκατοντάδες τοποθεσίες στην Γη εκ των οποίων, κάποιες έχουν εστιάσει την προσοχή των επιστημόνων και έχουν βοηθήσει στο να κατανοήσουν καλύτερα τα “όρια” και την εξέλιξη της ζωής στην Γη. Παρακάτω παρουσιάζονται μερικά παραδείγματα «αναλόγων ηφαιστειακών περιβαλλόντων» του πλανήτη Άρη ανάλογα και με την εποχή την οποία αναφέρονται.

2.4.1.1 Ηφαιστειακά ανάλογα Πρώιμης Εποχής του Άρη - Early Mars

2.4.1.1.1 Περιοχή Pilbara-Δυτική Αυστραλία

Η περιοχή αυτή περιέχει πετρώματα που αναφέρονται στον Αρχαιοζωικό αιώνα ηλικίας 3.5-2.7 Ga. Σημαντικά πλεονεκτήματα αυτής της περιοχής είναι η αφθονία φυλλοπυριτικών ορυκτών που υπάρχουν στην περιοχή εφόσον αντίστοιχα έχουν ανιχνευτεί και στον Άρη μέσω των φασματοσκοπικών δορυφόρων. Επίσης, κομμάτι έρευνας που διεξάγεται στην περιοχή είναι οι στρωματολίθοι και τα μικρο-απολιθώματα ηλικίας μεγαλύτερης από 3 Ga. Η περιοχή Pilbara θεωρείται πολύ καλό ανάλογο του Άρη όσον αφορά την ύπαρξη εξαλλοιμένων ορυκτών και τον ρόλο λάβας που έχουν αποτεθεί στην περιοχή και αντιπροσωπεύει τα πρώτα στάδια δημιουργίας του Άρη. (Walter et al., 1980; Allwood et al., 2006; Brown et al., 2006; Van Kranendonk et al., 2008; Westall 2008).

2.4.1.1.2 Οφιολιθικό Σύμπλεγμα Dongwanzhi, Κίνα

Το οφιολιθικό σύμπλεγμα στην περιοχή Dongwanzhi στην Κίνα χρονολογείται κατά τον Αρχαιοζωικό αιώνα. Περιέχει βασικά και υπερβασικά πετρώματα, ενώ έχουν παρατηρηθεί βιολογικές αντιδράσεις μεταξύ του νερού και των πετρωμάτων, με αποτέλεσμα να παρουσιάζεται Βιο-εξαλλοίωση στα ηφαιστειακά πετρώματα της

περιοχής. Αποτελεί ανάλογο του Αρειανού φλοιού και των μετεωριτών με προέλευση τον πλανήτη Άρη καθώς και πιθανής ύπαρξης χυμολιθοαυτότροφων μικρο-οργανισμών στην λιθόσφαιρα του Άρη.(Kusky et al., 2001).

2.4.1.2. Ηφαιστειακά ανάλογα ενδιάμεσης εποχής του Άρη- Middle Age

2.4.1.2.1 Ηφαιστειακό Σύμπλεγμα Brockfjord Svalbard

Το ηφαιστειακό σύμπλεγμα Borkfjord στο Svalbard της Νορβηγίας αποτελείται από τρία ηφαιστειακά κέντρα τα οποία καλύπτουν μία έκταση πάνω από 20 χιλιόμετρα επιφανειακών βασαλτικών ροών. Η συγκεκριμένη περιοχή αποτελεί σημαντικό γεωλογικό ανάλογο του πλανήτη Άρη διότι τα ηφαιστειακά πετρώματα και βασαλτικές λίμνες συνδυάζονται με ένα ξηρό και παγωμένο αρκτικό περιβάλλον. Επιπλέον έχει παρατηρηθεί η ύπαρξη οργανικών απολιθωμάτων όπως έχουν παρατηρηθεί μετεωρίτη με προέλευση τον πλανήτη Άρη ALH 84001 (McKay et al., 1996), ενώ ψυχρόφιλα βακτήρια και μικροβιακή δραστηριότητα έχουν βρεθεί μέσα στον αρκτικό μπλε πάγο. Το Svalbard ανάλογο πιθανής ύπαρξης οργανικών μορίων, εξτρεμόφιλων και θερμών πηγών στον πλανήτη Άρη. Τέλος, η ύπαρξη των ροών λάβας σε συνδυασμό με το παγωμένο αρκτικό περιβάλλον θέτουν την περιοχή ως ένα πολύ καλό ανάλογο σε μία πιθανή κατοίκηση των πόλων του πλανήτη. (Steele et al., 2006, 2007, 2008;Hauber et al. 2009).

2.4.1.2.2 Υποπετώνια ηφαιστειακή δραστηριότητα- Ισλανδία

Στην Ισλανδία λαμβάνει χώρα ένα πολύ ενδιαφέρον φαινόμενο το οποίο θα μπορούσε να συσχετισθεί σε αρκετά μεγάλο βαθμό με την ενδιάμεση γεωλογικά εποχή του Άρη καθώς η ηφαιστειακή δραστηριότητα εξελίσσεται κάτω από την επιφάνεια των παγετώνων. Οι συνύπαρξη του πάγου με τα υπό-θαλάσσια ηφαίστεια έχει ως αποτέλεσμα την ύπαρξη νερού σε υγρή μορφή. Οι θερμές πηγές και οι σπηλιές με υγρό νερό που δημιουργούνται, σε συνδυασμό με την έντονη ύπαρξη μεταλλικών στοιχείων εξαιτίας της ηφαιστειακής δραστηριότητας, ευνοούν την ύπαρξη χημειοτροφικών βακτηρίων. Η περιοχή αυτή αποτελεί ανάλογο για πιθανή ύπαρξη ζωής, την ύπαρξη γεωθερμικών πηγών και αποθεμάτων ορυκτών στον Άρη κατά την ενδιάμεση εποχή της ιστορίας του.(Boston et al., 1992; Gudmudsson et al. 1997, Bourgeois et al., 1998;Chapman et al 2008; Herrera et al. 2009;Cousins and Crawford 2011).

2.4.1.3 Ηφαιστειακά ανάλογα της παρούσας εποχής του Άρη- “Present Mars”

2.4.1.3.1 Έρημος Atacama, Χιλή

Η έρημος Ατακάμα στη Χιλή αποτελεί μία από τις πιο άνυδρες και απρόσιτες περιοχές στον πλανήτη μας με την ετήσια βροχόπτωση να μην ξεπερνάει τα 2mm. Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό της περιοχής που την καθιστούν ως ένα καλό ανάλογο του “σημερινού” Άρη είναι η ύπαρξη χλωρίου μέσα στο έδαφος καθώς και η παρουσία ενδολιθικών φωτοσυνθετικών μικροβίων ανάμεσα στα κενά των εδαφικών κόκκων. Η έρημος Atacama αποτελεί αρειανό ανάλογο των υπερχλωριομένων εδαφών, της επιφανειακής UV ακτινοβολία, της πιθανής ύπαρξης ενδόφιλων και εξτρεμόφιλων βακτηρίων και της αντίστοιχης ξηρασίας που επικρατεί στον Άρη. (Navarro-Gonzalez et al. 2003; Warren-Rhodes et al. 2006; Connon et al. 2007; Ewing et al. 2008; Valdiva- Silva et al. 2011,2012).

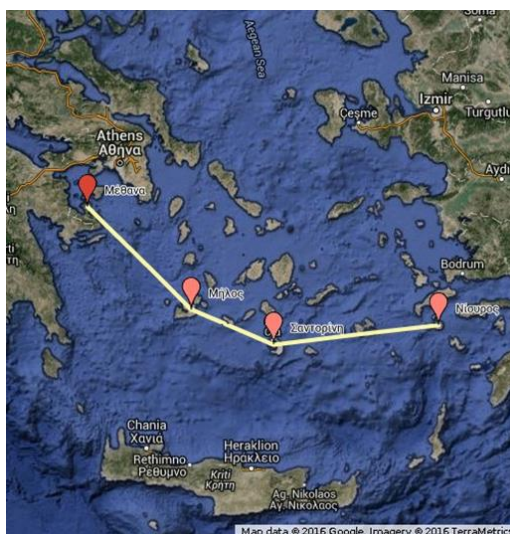
2.4.1.3.2 Έρημος Mojave, Ηνωμένες Πολιτείες της Αμερικής

Η έρημος Mojave βρίσκεται στο Ανατολικό μέρος των ΗΠΑ στις πολιτεία της Καλιφόρνια και αποτελεί μία έντονα ξηρή περιοχή με ετήσια βροχόπτωση μικρότερη των 6mm. Περιέχει ηφαιστειακά πετρώματα στα οποία ενώ παρουσιάζεται και μικροβιακή δραστηριότητα στα εδάφη. Η Mojave αποτελεί ανάλογο των φυσικών και χημικών διεργασιών που συμβαίνουν σήμερα στον Άρη ενώ αποτελεί εξίσου δείκτης για πιθανή ύπαρξη ζωής σε αυτόν εξαιτίας των εξτρεμόφιλων βακτηρίων που υπάρχουν μέσα στα εδάφη της. Η περιοχή αυτή χρησιμοποιείται σε μεγάλο βαθμό από τη Nasa και το Jet Propulsion Laboratory για δοκιμές εξοπλισμού μελλοντικών διαστημικών αποστολών (Greelay et al. 2002; Perry et al. 2003, 2006, Bryan and Reck 2008).

2.5 Μπορεί να υπάρξει γεωλογικό ανάλογο του Άρη στην Ελλάδα;

Το ηφαιστεικό τόξο του νοτίου Αιγαίου (*Εικόνα 2.3*) αποτελεί μία ηφαιστειακή ζώνη η οποία περιλαμβάνει πετρώματα, των οποία η σύσταση κυμαίνεται από βασαλτική έως και ρυολιθική (Pe and Piper 1972). Τα συνηθέστερα πετρώματα είναι ανδεσιτικής έως δακιτικής σύστασης. Δημιουργήθηκε κατά την περίοδο του Πλειόκαινου και η ύπαρξη του συνδέεται άμεσα με την υποβύθιση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας νότια της Κρήτης κάτω από την Ευρασιατική πλάκα (Nicholls 1971; Pe and Piper, 1972. Το ηφαιστειακό τόξο του νοτίου Αιγαίου εκτείνεται από την περιοχή Σουσσάκι κοντά στον Ισθμό της Κορίνθου μέχρι τη Νίσυρο (Paraskevopoulos et al. 1956). Τα ενεργά ηφαίστεια της περιοχής βρίσκονται περίπου 130-150 km από την

επονομαζόμενη σεισμική ζώνη Benioff (Makropoulos and Burton, 1986) και λίγο πιο μέσα από το κεντρικό τμήμα του τόξου (Papadopoulos 1989).



Εικόνα 2.3 Ο χάρτης της Ελλάδας και το ηφαιστειό τόξο του Αιγαίου (κίτρινη γραμμή)

Τα πετρώματα της περιοχής της Σαντορίνης, με σύσταση από βασαλτική έως ρυολιθική, μπορούν να θεωρηθούν ως πιθανά ηφαιστειακά ανάλογα των αντίστοιχων με προέλευση το πλανήτη Άρη. Γι' αυτό εξετάζονται στη παρούσα μελέτη ως προς τις διαφορετικές ιδιότητές τους.

2.5.1 Το ηφαιστειό της Σαντορίνης

Το Ηφαιστειακό κέντρο της Σαντορίνης αποτελείται από τα νησιά Θήρα, Θηρασιά, και Ασπρονήσι, βρίσκεται 140km βόρεια της Κρήτης και ανήκει στα νησιά των Κυκλάδων, ενώ ταυτόχρονα αποτελεί το πιο ενεργό σημείο του ηφαιστειακού τόξου του Αιγαίου. Η ηφαιστειακή δραστηριότητα στη Σαντορίνη ξεκίνησε πριν 650ka και στη συνέχεια δημιουργήθηκαν δύο κύριοι ηφαιστειακοί κύκλοι πριν από 360 και 3.6ka χρόνια, οι οποίοι σχημάτισαν το μεγαλύτερο μέρος των ηφαιστειακών κοιτασμάτων (Druitt et al., 1999). Κατά τη διάρκεια των δύο κύκλων σημειώθηκαν δώδεκα σημαντικές εκρήξεις με τον όγκο των ηφαιστειακών προϊόντων να κυμαίνεται από λίγα έως και δεκάδες κυβικά χιλιόμετρα (km^3). Ο πρώτος κύκλος (360-172ka) περιλάμβανε πέντε ενώ ο δεύτερος (172-36ka) περιλάμβανε επτά. Το μέσο χρονικό διάστημα μεταξύ αυτών των εκρήξεων ήταν περίπου 20-30ka (Barotn and Huisjmans, 1986; Druitt et al. 1999; Vespa et al. 2006). Ο δεύτερος κύκλος τελείωσε την εποχή του Χαλκού με την Μινωική έκρηξη το 3.6 ka. Από τότε η ηφαιστειακή δραστηριότητα έχει δημιουργήσει δακτυλικές αποθέσεις όγκου 3.3 km^3 στο «πάτωμα» της Μινωικής Καλντέρας (Pyle and Elliot, 2006).

Λεπτομερείς γεωλογικές μελέτες της Σαντορίνης έχουν δημοσιευτεί από πολλούς συγγραφείς εδώ και 150 χρόνια. Ο Fouque (1879) ήταν ο πρώτος επιστήμονας που περιέγραψε τα γεωλογικά προφίλ κατά μήκος του των τοιχωμάτων της καλντέρας και έδωσε μία λεπτομερή περιγραφή των εκρήξεων που έλαβαν χώρα στην Νέα Καμένη την περίοδο 1866-1870. Ο Neumann van Padang το 1936 περιέγραψε την γεωλογία των διαφορετικών ηφαιστειακών κέντρων και ιδιαίτερα του Ακρωτηρίου αναγνωρίζοντας τρία διαφορετικά στρώματα τέφρας (Κατώτερο, Μέσο και Ανώτερο) τα οποία μετέπειτα αποδόθηκαν σε τρία διαφορετικά ηφαιστειακά γεγονότα. Το 1971 έγινε η πρώτη λεπτομερής πετρολογική και ορυκτολογική περιγραφή των ηφαιστειακών πετρωμάτων (Nicholls et al. 1971), ενώ τα επόμενα χρόνια το ενδιαφέρον κίνησαν οι αποθέσεις πυροκλαστικών ροών (Bond and Sparks, 1976; Heiken and McCoy, 2000)

Πιο συγκεκριμένα η ηφαιστειακή δραστηριότητα στην Σαντορίνη ξεκίνησε στην σημερινή περιοχή του Ακρωτηρίου στο τέλος του Πλειοκαίνου (3,6 Ma) και συμπίπτει με την έναρξη της ηφαιστειακής δραστηριότητας και στο υπόλοιπο ηφαιστειακό τόξο του Νοτίου Αιγαίου (Barberi et al. 1974; Fytikas et al., 1976; McKenzie ,1978; Le Pichon and Angelier, 1979; Ferrara et al. 1980). Τα παλαιότερα ηφαιστειακά πετρώματα βρέθηκαν στην περιοχή Λουμαβαρι- Αρχάγγελο η οποία βρίσκεται δυτικά του χωριού Ακρωτήρι. Ένα άλλο ενεργό και μακράς ζώσης ηφαιστειακό κέντρο ήταν το ηφαίστειο Θήρα το οποίο κύριως παρήγαγε πυροκλαστικά αποθέματα με μία από τις παλαιότερες εκρήξεις έχει ηλικία 1 Myr (Seward et al. 1980). Στο ανώτερο τμήμα της σειράς τα πετρώματα βρέθηκε να έχουν ηλικία περίου 37.000 χρόνων (Pichler and Friedrich, 1976; Friedrich et al., 1977; Friedrich , 1978).

Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, ο Nicholls το 1971 έκανε μία λεπτομερή καταγραφή της πετρογραφίας των διαφόρων τύπων λάβας από διαφορετικά ηφαιστειακά κέντρα της Σαντορίνης. Οι λάβες της Σαντορίνης διαχωρίστηκαν σε διαφορετικές ομάδες με βάση την σύστασή τους (Peccerillo and Taylor 1976) και διαχωρίστηκαν σε α) βασάλτες (<52 wt.% SiO₂), βασαλτικοί ανδεσίτες (52-56% wt. SiO₂), ανδεσίτες (56-63% wt. % SiO₂), δακίτες (63-68% wt. SiO₂), ρυοδακίτες (68-72 wt.% SiO₂), ρυόλιθοι (> 72% wt. SiO₂). Σε γενικές γραμμές τα ηφαιστειακά πετρώματα της Σαντορίνης, παρουσιάζουν πορφυριτικό και γλομερο- πορφυριτικό ιστό. Φαινοκρύσταλλοι, μικρο-φαινοκρύσταλλοι συνυπάρχουν σε μία κύρια μάζα

(Huijsmans 1985), ενώ στους ανδεσίτες και στις πιο όξινες φάσεις η κύρια μάζα γίνεται πιο υαλώδης. Οι φαινοκρύσταλλοι είναι συνήθως πλαγιόκλαστα, ολιβίνης, κλινοπυρόξενος ή μαγνητίτης. Ο ορθοπυρόξενος γίνεται κύριο ορυκτό σε πιο όξινα πετρώματα όπου και αντικαθιστά τον ολιβίνη. Οι φαινοκρύσταλλοι καθώς και οι ξενοκρύσταλλοι σε γενικές γραμμές είναι μικρότεροι από 2mm με την πλειοψηφία τους να κινείται μεταξύ 0.3 -1.5 mm.

Κεφάλαιο 3: Μέθοδοι Ανάλυσης και δεδομένα σύγκρισης

3.1 Οπτική μικροσκοπία

Η μικροσκοπική εξέταση των δειγμάτων έγινε σε λεπτές στιλπνές τομές πάχους 30-50 μm , με χρήση πολωτικού μικροσκοπίου διερχόμενου και ανακλώμενου φωτός. Κατά το βήμα αυτό ελήφθησαν φωτογραφίες σε μικρή μεγέθυνση με σκοπό τη δημιουργία ενός πανοράματος της λεπτής τομής με τη βοήθεια του υπολογιστικού προγράμματος ImageJ.

3.2 Ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης (Scanning electron microscope - SEM)

Για το χαρακτηρισμό της δομής, προσδιορισμό ορυκτολογικών φάσεων και ημι-ποσοτικό προσδιορισμό των κύριων στοιχείων χρησιμοποιήθηκε το ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης JEOLJSM 5600, μαζί με το φασματόμετρο διασποράς ενέργεια ακτίνων-X ISIS 2000 Oxford. Οι συνθήκες λειτουργίας του οργάνου ήταν: τάση 15 KV, ένταση ρεύματος 20 nA, και δέσμη διαμέτρου 1-2 μm . Όλες οι αναλύσεις πραγματοποιήθηκαν για χρόνο μέτρησης της μέγιστης κορυφής 20 sec και 10 sec για το υπόβαθρο. Για τη βαθμονόμηση χρησιμοποιήθηκαν φυσικά ορυκτά ως ακολούθως: κορούνδιο (Al), ιαδείτης (Na), αλβίτης (Si), βολλαστονίτης (Ca), περίκλαστο (Mg), σιδηροπυρίτης (Fe), ορθόκλαστο (K), ρουτίλιο (Ti) και απατίτης (P).

3.3 Περιθλασιμετρία ακτίνων –X (X-Ray Diffraction - XRD)

Την μέθοδο αυτή την χρησιμοποιούμε για τον προσδιορισμό της ορυκτολογικής σύστασης του ολικού πετρώματος με βάση την κρυσταλλική του δομή. Το όργανο περιθλασιμετρίας ακτίνων X που χρησιμοποιήθηκε είναι το Siemens Diffractometer D-5000, X-ray πηγής Cu και K α ($\lambda=1.54184 \text{ \AA}$) και φίλτρο Ni. Οι συνθήκες του οργάνου ήταν: τάση 35kV και ένταση ρεύματος 25mA. Η θερμοκρασία δωματίου 25 °C και γωνία περίθλασης 2 θ από 3 σε 70°. Η ταχύτητα του βήματος των μετρήσεων 0.02°/s.

3.4 Φασματοσκοπία ακτίνων Φθορισμού (X-Ray Fluorescence – XRF)

Η μέθοδος XRF είναι μία από τις καλύτερες αναλυτικές τεχνικές που εφαρμόζονται για την στοιχειακή ανάλυση σε όλα τα ήδη δειγμάτων (υγρά, στερεά, σκόνη). Η μέθοδος αυτή συνδυάζει την υψηλή ακρίβεια και την γρήγορη ανάλυση των μετρήσεων από περιεκτικότητες 100% έως και ppm. Τα αποτελέσματα αποτυπώνονται με ένα φάσμα το οποίο αντιπροσωπεύει το κάθε στοιχείο ξεχωριστά και η ένταση κάθε

κορυφής αντιπροσωπεύει την περιεκτικότητα του κάθε στοιχείου στο δείγμα. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν στο Εθνικό Κέντρο Θαλασσιών ερευνών στο φασματόμετρο Panalytical's PW 2400.

3.5 Υπέρυθρη φασματοσκοπία (IR - ATR)

Η μέθοδος υπέρυθρης φασματοσκοπίας FTIR IR-ATR, είναι μία τεχνική μελέτης ολικού πετρώματος την οποία εφαρμόσαμε στο Εθνικό Ίδρυμα Ερευνών, Ινστιτούτο Θεωρητικής και Φυσικής χημείας. Το όργανο που χρησιμοποιήθηκε ήταν τύπου Equinox 55 εξοπλισμένο με ένα διαμάντι μονής περίθλασης και μία μηχανικά περιστρεφόμενη πρέσα. Το κάθε φάσμα IR ATR αντιπροσωπεύει ένα μέσο όρο εκατό «χτυπημάτων» εύρους 525-2500 cm^{-1} και ανάλυσης 4 cm^{-1} .

3.6 Δεδομένα από μετεωρίτες

Όπως αναφέρεται παραπάνω το σημαντικό μειονέκτημα στην κατανόηση της γεωλογικής εξέλιξης του πλανήτη Άρη έναντι της Σελήνης είναι η έλλειψη δειγμάτων από την επιφάνεια τους και η επιστροφή τους πίσω στην Γη. Τα μόνα δείγματα τα οποία έχουμε στη διαθεσή μας για να μελετήσουμε τα πετρολογικά και γεωχημικά χαρακτηριστικά του Άρη, είναι οι μετεωρίτες που έχουν προέλθει από αυτόν, δηλαδή τμήματα του εσωτερικού του (όριο μανδύα- φλοιού), τα οποία εξφεντονίστηκαν και διέφυγαν από το βαρυτικό πεδίο του πλανήτη μετά από μία μεγάλη σύγκρουση κάποιου αστεροειδούς σε αυτόν.

Στα πλαίσια λοιπόν αυτής της μελέτης διενεργήθηκε εκτενής βιβλιογραφική ανασκόπηση με σκοπό να ταξινομηθούν και μετέπειτα να συγκριθούν με τα δείγματα της Σαντορίνης. Συλλέχθηκαν δεδομένα τόσο της χημικής σύστασης ολικού πετρώματος (whole rock), όσο και ορυκτοχημικών αναλύσεων των κύριων πυριτικών ορυκτών που βρίσκονται στους μετεωρίτες για δύο βασικές κατηγορίες μετεωριτών με προέλευση τον πλανήτη Άρη τους Βασαλτικούς σεργκοττίτες και τους Ολιβινικούς σεργκοττίτες.

3.6.1 Αναλύσεις ολικού πετρώματος βασαλτικών σεργκοττιτών

Οι αναλύσεις ολικού πετρώματος βασαλτικών σεργκοττιτών στη παρούσα εργασία αφορούν βιβλιογραφία δεδομένα από τους ακόλουθους μετεωρίτες: Los Angeles (Rubin et al., 2000; Ikeda et al., 2002), NWA 5298 (Irving et al., 2010), QUE 94241 (Warren et al., 1996; Dreibus et al., 1996; Kring et al., 1996; Mikouchi et al., 1996; Warren et al., 1997), Shergotty (Laul et al., 1986; Stolper et al., 1979), NWA 856 (Jambon et al., 2001), Zagami (Easton et al., 1977; Smith et al., 1984; Ma et al., 1982;

Haramura et al., 1995; Stolper et al., 1979; Mc Coy et al., 1992), ALH 7705 (Dreibus et al., 1992; Warren et al., 1996), NWA 1950 (Gillet et al., 2005), NWA 4797 (Walton et al., 2009; Colony et al., 2008), Y7935605 (Lodders, 1998; Ebihara et al., 1997; Warren et al., 1997; Kong et al., 1999), RBT 04252 (Anand et al., 2008), Grove Mountains 020090 (Lin et al., 2008), NWA 480 (Barrat et al., 2002).

3.6.2 Ορυκτοχημικές αναλύσεις βασαλτικών σεργκοττιτών

Οι ορυκτοχημικές αναλύσεις της κατηγορίας των βασαλτικών σεργκοττιτών που χρησιμοποιήθηκαν στη παρούσα εργασία αναφέρονται στους εξής μετεωρίτες.

α) Χημική σύσταση ολιβινών: Groove Mountains 020090 (Jiang et al., 2012; Lin et al., 2008; Whan and Cheng 2005), LEW 99516 (Harvey et al., 1993), Los Angeles (Xirouchakis et al., 2009), NWA 4797 (Walton et al., 2012), QUE 94201 (Kring et al., 2013), RBT 043562 (Usui et al., 2010), Y980428 (Riches et al., 2010).

β) Χημική σύσταση πυροξένων: Groove Mountains 020090 (Jiang et al., 2010; Lin et al., 2013; Hsu et al., 2004; Lin et al., 2005; Whan and Cheng, 2005), Ksar Ghilane (Liorca et al., 2013), LEW 8851 (Mikouchi et al., 2000; Harvey et al., 1993), Los Angeles (Mikouchi et al., 2001; Papike et al., 2009; Xirouchakis et al., 2009), NWA 480 (Barrat et al., 2002), NWA 4792 (Walton et al., 2012), NWA 4797 (Walton et al., 2012), NWA 5298 (Hui et al., 2011), NWA 1950 (Gillet et al., 2005; Mikouchi et al., 2005), RBT 04256 (Usui et al., 2010), Sergotty (Smith et al., 1979; Stoffler et al., 1986; Papike et al, 2009; Simon et al., 1985), Y984028 (Riches et al., 2010), Zagami (Mc Coy et al., 1999), ALH 77005 (McSween et al., 1979; Treinman et al., 1994; Ikeda et al., 1994; Mikouchi et al., 2000; Ishi et al., 1979), και NWA 480 (Barrat et al, 2002).

γ) Χημική σύσταση πλαγιοκλάστων: Groove Mountains 020090 (Hsu et al., 2004; Lin et al., 2008; Whan and Cheng 2005), Ksar Ghilane (Liorca et al., 2013; Mikouchi et al., 2000; Harvey et al., 1993), Los Angeles (Mikouchi et al., 2001; Papike et al., 2009; Xirouchakis et al., 2009),), NWA 480 (Barrat et al., 2002), NWA 4797 (Walton et al., 2012),), NWA 1950 (Gillet et al., 2005; Mikouchi et al., 2005), NWA 5298 (Hui et al., 2011), QUE 94201 (Kring et al., 2013; Mikouchi et al., 2005), RBT 042563 (Usui et al., 2010), Shergotty (Stoffler et al., 1986; Papike et al., 2009; Simon et al., 1985), ALHA 7705 (McSween et al., 1979; Treinman et al., 1994; Ikeda et al., 1994; Mikouchi et al., 2000).

3.6.3 Αναλύσεις ολικού πετρώματος για τους ολιβινικούς σεργκοττίτες

Οι αναλύσεις ολικού πετρώματος ολιβινικών σεργκοττιτών που χρησιμοποιήθηκαν αφορούν τους εξής μετεωρίτες: SaU 005 (Dreibus et al., 2000;Gnos et al., 2002), DaG 476 (Zipfel et al., 2000; Folco et al., 2000), Dhofar 019 (Taylor et al., 2002), Dhofar 378 (Ikeda et al., 2002); EETA 7900 (McSween et al., 1983; Burgele et al., 1983; Warren et al., 1997);LAR 06319 (Sarbadhikari et al., 2009); NWA 1068 (Barrat et al., 2002),NWA 2990 (Bunch et al., 2000), NWA 5789 (Irving et al., 2010), NWA 6162 (Kuehner et al., 2011), Y 980459 (Shirai et al., 2004; Gershake et al., 2004). NWA 4925 (Kuehner et al., 2011), NWA 6234 (Filiberto et al., 2012).

3.6.4 Ορυκτοχημικές αναλύσεις για τους ολιβινικούς σεργκοττίτες

α) Ολιβίνες: DaG 476 (Zipfel et al. 2000; , Mikouchi et al. 2000; Folco et al. 1999; Ikeda 2005), LAR 0639 (Sarbadhikari et al. 2009; Barrat et al. 2000), NWA 5789 (Gross et al. 2011), NWA 1068 (Barrat et al. 2002), SaU 005 (Papike et al., 2009; Gross et al., 1992), Y 980459 (Papike et al., 2009; Gershake et al., 2004; Mikouchi et al., 2004), Tissint (Liu et al., 2016., Balta et al., 2015), EETA 79002 (McSween et al., 1983; Liu e t al. 2013; Steele et al., 1982; Walton et al., 2010; Shearer et al., 2011).

β) Πυρόξενοι: Dag 476 (Zipfer et al., 2000; Mikouchi et al., 2000; Folco et al., 1999; Ikeda et al., 2005), Dhofar 019 (Taylor et al., 2002; McSween et al., 1983), Dhofar 378 (Ikeda et al., 2006), LA55789 (Sarbadhikari et al., 2009), NWA 5789 (Gross et al., 2011), NWA 1068 (Barrat et al., 2002), SaU 005 (Gross et al., 1992, Goodrich et al., 2002), Y980459 (Gershake et al., 2004; Mikouchi et al., 2004), Tissint (Balta et al., 2015; Liu et al., 2016), EETA 79001 (McSween et al., 1983; Berkley et al., 1999; Gooding et al., 1986; Herd et al., 2002; Liu et al., 2013; Steele et al., 1982; Walton et al., 2010)

γ) Χημική σύσταση πλαγιοκλάστων : DaG 476 (Mikouchi et al., 2000; Ikeda et al., 2005), Dhofar 019 (Taylor et al., 2002; Ikeda et al., 2006), LAR 0639 (Sarbadhikari et al., 2009), NWA 2626 (Piper et al., 2009), NWA 578 (Gnos et al., 2011), NWA 1068 (Barrat et al., 2002), SaU (Papike et al., 2009), και EETA 79001 (McSween et al., 1983; Gooding et al., 1986).

3.7 Βιβλιογραφικά δεδομένα από αναλύσεις πετρωμάτων της Σαντορίνης

Πραγματοποιήθηκε συλλογή βιβλιογραφικών δεδομένων σχετικά με τις ορυκτολογικές και πετρολογικές μελέτες που έχουν γίνει στο ηφαίστειο της Σαντορίνης ώστε να υπάρξει σύγκριση με αντίστοιχα δεδομένα από μετεωρίτες, επιφάνειας και αρειανών αναλόγων (γήϊνων) πετρωμάτων. Σε πρώτο στάδιο, έγινε συλλογή δεδομένων χημικής σύστασης ολικού πετρώματος, ώστε να αποτυπωθεί το εύρος της χημικής σύστασης των δειγμάτων ανά περιοχή. Σε δεύτερο στάδιο έγινε συλλογή ορυκτοχημικών αναλύσεων (Ηλεκτρονικού Μικροσκοπίου Σάρωσης-SEM καθώς και ηλεκτρονικού μικροαναλυτή (EPMA), με σκοπό να γίνει σύγκριση με τις αντίστοιχες αναλύσεις των πετρωμάτων από χαρακτηρισμένα ως αρειανά ανάλογα. Οι περιοχές από τις οποίες χρησιμοποιήθηκαν δημοσιευμένα δεδομένα είναι οι ακόλουθες: α) Περιοχή Προφήτη Ηλία, β) Σειρά Ακρωτήρι-Θήρα (Nicholls 1971), γ) περιοχή του Ακρωτηρίου, δ) Σκάρος, ε) Μπάλος (Ακρωτήρι), στ) Μεγάλο Βουνό.

3.7.1 Δεδομένα ολικής χημικής σύστασης των πετρωμάτων της Σαντορίνης

Καταγράφηκαν 195 αναλύσεις ολικού πετρώματος ως εξής: Προφήτης Ηλίας 25 (Huijsmans 1985), Σειρά Ακρωτήρι- Θήρα (Nicholls 1971, Huijsmans 1985) 48, Ακρωτήρι 24 (Huijsmans 1985; Nicholls 1970; Mortazavi et al. 2004), Σκάρος 45 (Huijsmans 1985, 1988), Μπάλος 10 (Huijsmans 1985, Baziotis et al. 2018, Andujar et al. 2015), Μεγάλο Βουνό 44 (Huijsmans 1985,1988).

3.7.2 Ορυκτοχημικά δεδομένα των πετρωμάτων της Σαντορίνης

Ολιβίνες: Σειρά Ακρωτήρι Θήρα (Nicholls 1971), Ακρωτήρι (Huijsmans 1985; Andujar et al., 2015; Πανταζίδης, αδημοσίευτα δεδομένα), περιοχή Προφήτη Ηλία (Huijsmans et al., 1985), Σκάρος (Huijsmans 1985).

Πυρόξενοι: Σειρά Ακρωτήρι- Θήρα (Nicholls, 1971), Ακρωτήρι (Huijsmans 1985; Andujar et al., 2015; Πανταζίδης, αδημοσίευτα δεδομένα), περιοχή Προφήτη Ηλία (Huijsmans et al., 1985), Σκάρος (Huijsmans 1985).

Πλαγιόκλαστα: Ακρωτήρι (Huijsmans 1985; Andujar et al., 2015; Πανταζίδης, αδημοσίευτα δεδομένα), περιοχή Προφήτη Ηλία (Huijsmans et al., 1985), και Σκάρος (Huijsmans 1985).

Κεφάλαιο 4: Αποτελέσματα

4.1 Μακροσκοπική παρατήρηση των δειγμάτων

Σε πρώτο στάδιο τα δείγματα κόπηκαν σε λεπτές φέτες και παρατηρήθηκαν μακροσκοπικά με την χρήση στεροκόπιου με σκοπό να βρεθούν οι κατάλληλες θέσεις στις οποίες θα δημιουργηθούν οι λεπτές στιλπνές τομές. Παρακάτω ακολουθεί η μακροσκοπική παρατήρηση των δειγμάτων.

Δείγμα BAL-1: Σκωριώδης βασάλτης. Παρατηρούνται amygdules τα οποία έχουν συμπληρωθεί είτε από ασβεστίτη είτε από υδροθερμικό χαλαζία. Το νότιο τμήμα της βασαλτικής ροής διακόπτεται από ροή πυροκλαστικών. Παρατηρούνται ζώνες διαφορετικού χρώματος ροών στο δείγμα.

Δείγμα BAL-2: Σκωριώδης βασάλτης οποίος συλλέχθηκε από το βόρειο τμήμα της ίδια βασαλτικής ροής με το δείγμα BAL-1. Περιέχει enclaves τα οποία χωρίζονται σε μεγαλύτερα και πιο πορώδη και σε μικρότερα και λιγότερο πορώδη. Το συγκεκριμένο δείγμα φαίνεται να είναι πιο σκωριώδες τοπικά σε σχέση με το BAL-1. Επίσης φαίνεται να περιέχει προσανατολισμένους φαινό-κρυστάλλους πλαγιοκλάστων.

Δείγμα BAL-3: Σκωριώδης βασάλτης με μικρότερα enclaves σε σχέση με το δείγμα BAL-2. Επίσης είναι φαίνεται να έχει μεγαλύτερο πορώδες, με περισσότερους φαινοκρυστάλλους οι οποίοι υπάρχουν στα πιο πορώδη τμήματα της λάβας. Υπάρχει πιθανή παρουσία φαινό-κρυστάλλων ολιβίνη και πυροξένων.

Δείγμα Bal-4: Αυτό το δείγμα δεν συλλέχθηκε από την πρηνές αλλά απευθείας από την παραλία του Μπάλου. Έχει υψηλό πορώδες και φαίνεται να έχει προέλθει από μίξη μαγμάτων βασαλτικής και ανδεσιτικής σύστασης. Το σκούρο γκρι τμήμα του δείγματος είναι περισσότερο πλούσιο σε πλαγιόκλαστα από το μαύρο τμήμα. Στο πιο ανδεσιτικό τμήμα του δείγματος φαίνονται πλαγιόκλαστα μερικώς ζωνωμένα. Υπάρχουν φαινοκρύσταλλοι πλαγιοκλάστων και πιθανή παρουσία ολιβινών και πυροξένων.

Δείγμα MB-1: Το δείγμα αυτό έχει κόκκινο χρώμα και είναι εξαιρετικά σκωριώδες. Παρατηρούνται amygdules ασβεστίτης και μελοκρατικών ορυκτών. Υπάρχει πληθώρα φαινοκρυστάλλων πυροξένων ή ολιβίνη, ενώ στην κύρια μάζα παρατηρούνται προσανατολισμένοι πρισματικοί κρύσταλλοι.

Δείγμα MB-2: Το δείγμα αυτό έχει επίσης κόκκινο χρώμα και είναι σκωριώδες με ρωγμές. Περιέχει περισσότερα amygdules ασβεστίτη σε σχέση με το δείγμα MB-1.

Επίσης φαίνεται να υπάρχουν περισσότεροι φαινοκρύσταλλοι πιθανώς ολιβίνη ή πυροξένων σε σχέση με το δείγμα MB-1.

Δείγμα MB-3: Κόκκινο λιγότερο σκωριώδες σε σχέση με τα δείγματα MB-1 και MB-2. Υπάρχουν και σε αυτό το δείγμα ρωγμές και amygdules αντίστοιχα. Επίσης υπάρχουν enclaves που περιέχουν πιο πορώδη σκωρία σε σχέση με τη υπόλοιπη κύρια μάζα. Η κύρια μάζα αποτελείται από πρισματικούς αλλά όχι προσανατολισμένους κρυστάλλους πλαγιοκλάστων.

Δείγμα MB-4: Το δείγμα αυτό είναι σκωριώδες ενώ είναι έντονη η ύπαρξη φαινοκρυστάλλων ολιβίνη ή πυροξένων. Η κύρια μάζα αποτελείται από προσανατολισμένους πρισματικούς κρυστάλλους πλαγιοκλάστων.

Δείγμα MB-5: Το δείγμα αυτό είναι υψηλού πορώδους και συλλέχθηκε σε μια ροή λάβας που βρίσκεται στο βόρειο τμήμα της περιοχής Μεγάλο Βουνό. Παρουσιάζει φαινοκρυστάλλους ολιβίνη και πυροξένων σε μικρό ποσοστό.

Δείγμα MB-5B: Το δείγμα αυτό είναι λιγότερο σκωριώδες σε σχέση με το δείγμα MB-5 ενώ αποτελείται από διαφορετικές ροές λάβας. Υπάρχει έντονη παρουσία φαινοκρυστάλλων ολιβίνη ή πυροξένων, ενώ η κύρια μάζα αποτελείται από πρισματικούς κρυστάλλους πλαγιοκλάστων. Τέλος φαίνεται να υπάρχουν ξενόλιθοι.

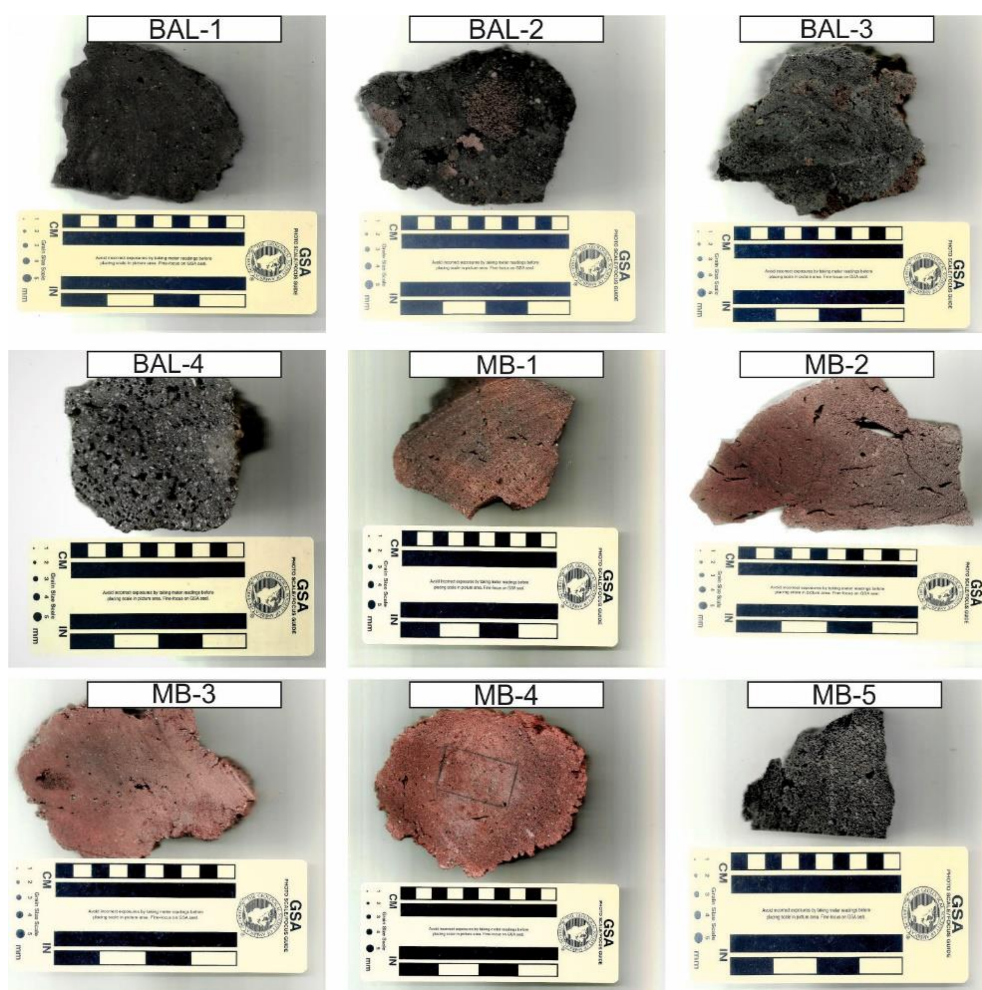
Δείγμα MB-6: Το δείγμα αυτό είναι μαύρου χρώματος και έντονα σκωριώδες και παρουσιάζει αρκετά σπασίματα. Υπάρχουν δύο διαφορεικά χρώματα ροών (σκούρο γκρι και μαύρο) τα οποία υποδηλώνουν την ανάμειξη δύο διαφορετικών τηγμάτων. Το σκούρο γκρι τμήμα είναι πιο συμπαγές από το μαύρο, ενώ περιέχει περισσότερους και μεγαλύτερους μη προσανατολισμένους κρυστάλλους πλαγιοκλάστων.

Δείγμα MB-7: Το δείγμα αυτό είναι μαύρου χρώματος και σκωριώδες (λιγότερο από το MB-6). Διαθέτει και αυτό δύο διαφορετικά χρώματα σκούρο γκρι και μαύρο ενώ φαίνεται να περιέχει φαινοκρυστάλλους πυροξένων και πρισματικούς κρυστάλλους πλαγιοκλάστων.

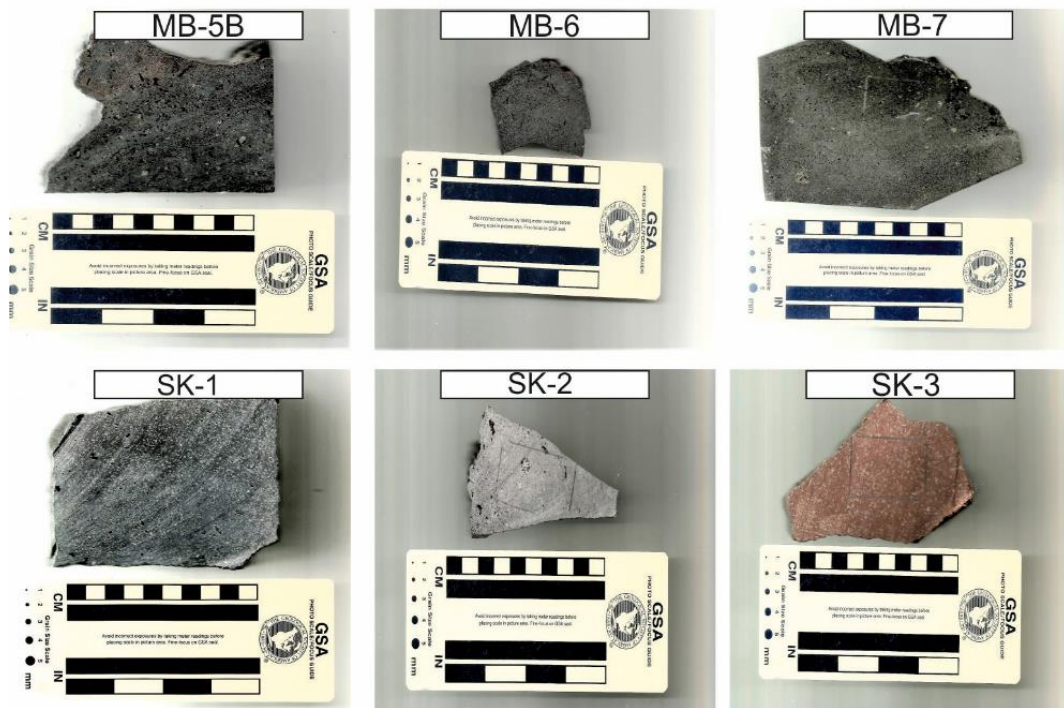
Δείγμα SK-1: Το δείγμα αυτό είναι συμπαγές χρώματος σκούρο γκρι με πολύ μικρό πορώδες. Φαίνεται να είναι βασαλτικός ανδεσίτης οποίος στο πρηνές του κώνου της περιοχής του Σκάρου. Υπάρχει ομοιογένεια στην κύρια μάζα του ενώ περιέχει φαινοκρυστάλλους πλαγιοκλάστων και πιθανώς και ολιβίνη.

Δείγμα SK-2: Το δείγμα αυτό είναι σκούρου γκρι χρώματος ενώ είναι και πιο σκωριώδες από το δείγμα SK-1. Η κύρια μάζα του φαίνεται να περιέχει ζωνωμένους κρυστάλλους πλαγιόκλαστων οι οποίοι έχουν πιο ιδιόμορφο σχήμα σε σχέση με το δείγμα SK-1.

Δείγμα SK-3: Το δείγμα αυτό είναι συμπαγές σκούρου κόκκινου χρώματος. Το δείγμα φαίνεται να είναι αρκετά εξαλλοιωμένο. Υπάρχουν ελάχιστοι φαινοκρύσταλλοι πιθανώς ολιβίνη ή πυρόξενων, ενώ η κύρια μάζα αποτελείται από προσανατολισμένους πρισματικούς κρυστάλλους πλαγιόκλαστων.



Εικόνα 4.1 Οι λεπτές φέτες των δειγμάτων που χρησιμοποιήθηκαν κατά την διαδικασία της μακροσκοπικής παρατήρησης.

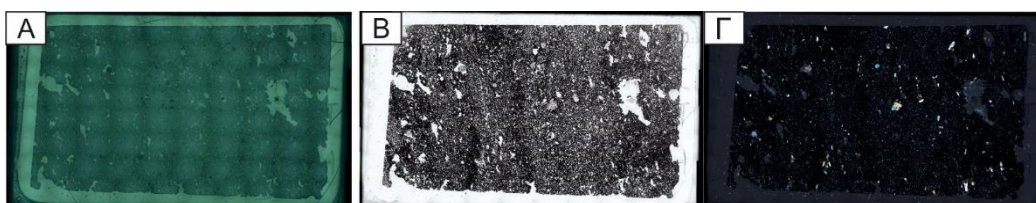


Εικόνα 4.1 συνέχεια

4.2 Πετρογραφικό μικροσκόπιο

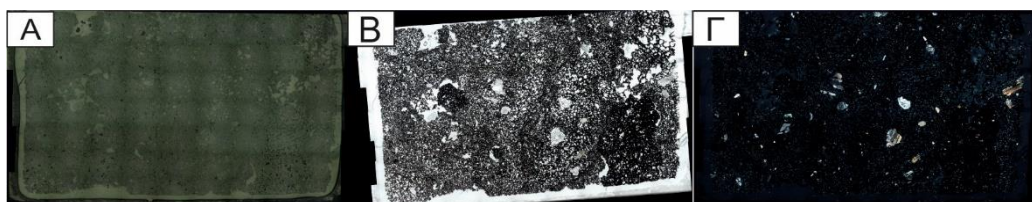
4.2.1 Πετρογραφική παρατήρηση των δειγμάτων της περιοχής του Μπάλου

Bal-1: Το δείγμα αυτό έχει γλπμεροπορφυριτικό, σκωριώδη ιστό. Παρουσιάζει υψηλό πορώδες ενώ υπάρχει και παρουσία γυαλιού. Υπάρχουν φαινοκρύσταλλοι πλαγιοκλάστων οι οποίοι παρουσιάζουν διδυμία καθώς και μικρό-φαινοκρύσταλλοι κλινοπυρόξενων και ελάχιστοι ολιβίνη. Η κύρια μάζα αποτελείται κυρίως από γυαλί, υπάρχουν όμως και πρισματική μικρό-κρύσταλλοι πλαγιοκλάστων, υποδιόμορφοι κρύσταλλοι πλαγιοκλάστων καθώς και μεταλλικές φάσεις.



Εικόνα 4.2 Πανόραμα της τομής BAL-1 A) Ανακλώμενο, B) Διερχόμενο με παράλληλα Nicols Γ) Διερχόμενο με διασταυρωμένα Nicols

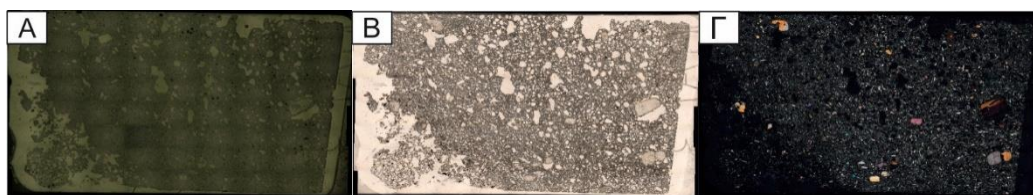
Bal-2: Το δείγμα αυτό έχει πορφυριτικό, σκορειώδης και γλωμεροπορφυριτικό ιστός. Γλωμεροκρύσταλλοι πυροξένων και πλαγιοκλάστων (Εικόνα 4.6.Δ) είναι εμφανείς καθώς και φαινοκρύσταλλοι πλαγιοκλάστων οι οποίοι παρουσιάζουν πολύ-διδυμίες. Η κύρια μάζα του δείγματος αποτελείται από γυαλί πρισματικούς κρυστάλλους πλαγιοκλάστων, πυροξένων και μεταλλικών φάσεων.



Εικόνα 4.3 Πανόραμα της τομής BAL-2 A) Ανακλώμενο, B) Διερχόμενο με παράλληλα Nicols Γ) Διερχόμενο με διασταυρωμένα Nicols

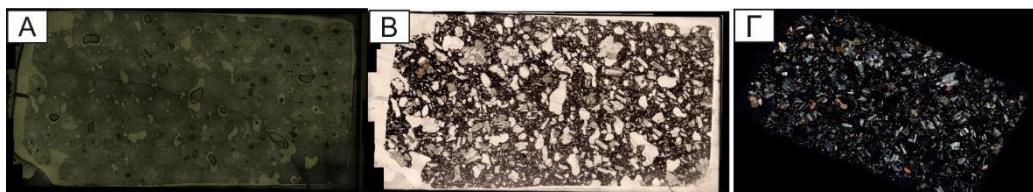
Bal-3: Το δείγμα αυτό έχει πορφυριτικό ιστό. Υπό-ιδιόμορφοι φαινοκρύσταλλοι κλινοπυρόξενων (παρουσιάζονται και οι οποίοι εμφανίζουν και διδυμία (Εικόνα 4.6.Α,Β) . Επίσης υπάρχουν μικρό-φαινοκρύσταλλοι ολιβίνη (Εικόνα 4.6.Γ). Η κύρια μάζα αποτελείται επί το πλείστον από πρισματικούς κρυστάλλους πλαγιοκλάστων οι οποίοι όμως δεν παρουσιάζουν κάποιο ιδιαίτερο προσανατολισμό, μικρό-

κρυστάλλους κλινοπυρόξενων, ολιβίνη και μεταλλικών φάσεων ενώ το πορώδες είναι σχετικά υψηλό, περίπου 30% (Εικόνα 4.6.Ε).

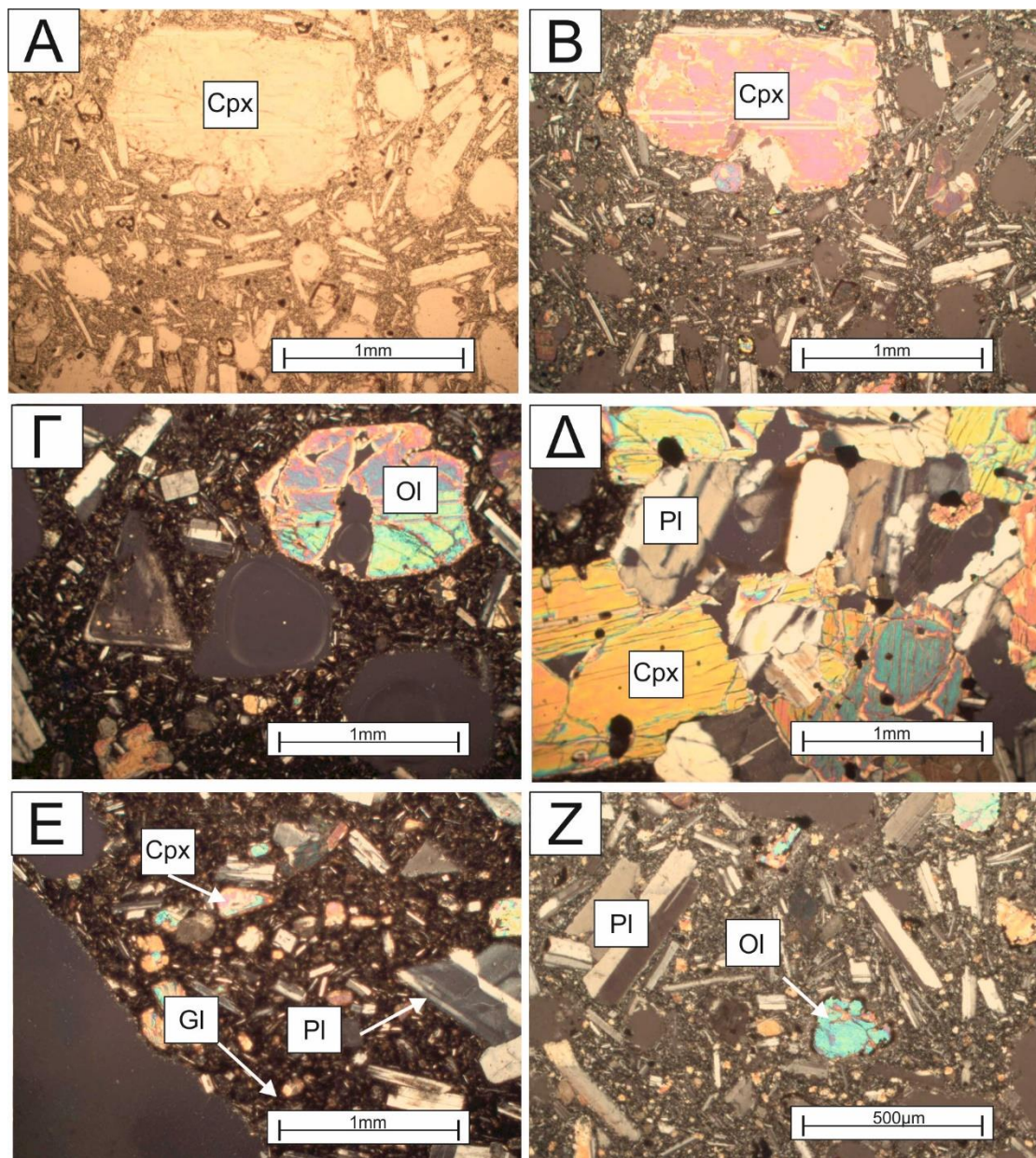


Εικόνα 4.4 Πανόραμα της τομής BAL-3 A) Ανακλώμενο, B) Διερχόμενο με παράλληλα Nicols
Γ) Διερχόμενο με διασταυρωμένα Nicols

Bal-4: Το δείγμα αυτό έχει σκωριώδη- Πορφυρητικός ιστό με πορώδες περίπου στο 20%. Αποτελείται από ιδιόμορφους, υποιδιόμορφους και πρισματικούς φαινοκρύσταλλους πλαγιοκλάστων οι οποίοι εμφανίζουν διδυμίες και πολύ-διδυμίες και σε ορισμένες περιπτώσεις και ζωνώσεις. Επίσης υπάρχουν συσσωματώματα κρυστάλλων πλαγιοκλάστων με πυρόξενους. Η κύρια μάζα αποτελείται από πρισματικούς κρυστάλλους πλαγιοκλάστων χωρίς συγκεκριμένο προσανατολισμό, πυροξενων και μεταλλικών φάσεων καθώς και γυαλί.



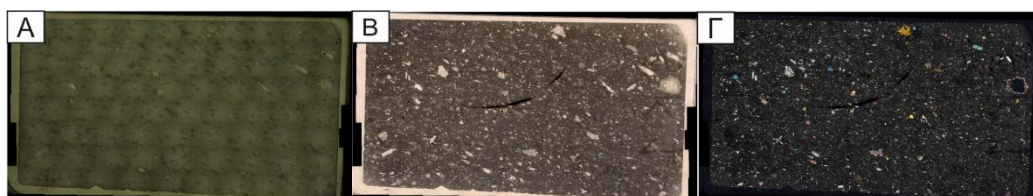
Εικόνα 4.5 Πανόραμα της τομής BAL-4 A) Ανακλώμενο, B) Διερχόμενο με παράλληλα Nicols
Γ) Διερχόμενο με διασταυρωμένα Nicols



Εικόνα 4.6 Α,Β) Εμφανής πορφηρητικός ιστός του δείγματος BAL-3 με την ύπαρξη φαινοκρυστάλλων πυροξένων > 1mm διάμετρο. Γ) Μικρό-φαινοκρύσταλλος ολιβίνη στο δείγμα BAL-3.Δ) Γλωμεροκρύσταλλος συσσωματώματος πλαγιοκλάστων και πυροξένων στο δείγμα BAL-2.Ε) Η κύρια μάζα του δείγματος BAL-3, παρατηρείται η ύπαρξη μικρό-φαινοκρυστάλλων πυροξένων πλαγιοκλάστων και γυαλιού.

4.2.2. Πετρογραφική παρατήρηση των δειγμάτων της περιοχής του Σκάρου.

SK-1: Το δείγμα έχει πορφυριτικό και πιλοταξικό ιστός. Περιέχει μεγά-κρυστάλλους πλαγιοκλάστων, υπό-ιδιόμορφους και πρισματικούς κρυστάλλους πλαγιοκλάστων οι οποίοι εμφανίζουν διδυμίες, πολύ-διδυμίες και σε κάποιες περιπτώσεις και ζώνωση (Εικόνα 4.10.A,B). Επίσης περιέχει υπό-ιδιόμορφους κρυστάλλους κλινοπυροξένων οι οποίοι εμφανίζουν θραυσμό, πολύ-διδυμίες και σε αρκετές περιπτώσεις με την μορφή, γλωμερό-κρυστάλλων (Εικόνα 4.10.Γ). Επιπλέον περιέχει υπό-ιδιόμορφοι κρυστάλλων ολιβίνη οι οποίοι παρουσιάζουν εξαλλοίωση στην άκρη τους. Η κύρια μάζα του δείγματος αποτελείται σε μεγάλο βαθμό από πρισματικού σχήματος πλαγιόκλαστα με συγκεκριμένο προσανατολισμό, μικρό-κρυστάλλους ολιβίνη και πυροξένων ενώ παρουσιάζει αρκετά μικρό πορώδες.



Εικόνα 4.7 Πανόραμα της τομής SK-1 A) Ανακλώμενο, B) Διερχόμενο με παράλληλα Nicols Γ) Διερχόμενο με διασταυρωμένα Nicols

SK-2: Το δείγμα αυτό παρουσιάζει πορφυριτικό και πιλοταξικό ιστό. Περιέχει επί το πλείστον μεγά-κρυστάλλους είναι πλαγιοκλάστων. Το σχήμα τους είναι είτε πρισματικό, είτε ιδιόμορφο είτε υπό-ιδιόμορφο και παρουσιάζουν διδυμίες ή πολύ-διδυμίες. Επίσης παρατηρούνται μικρότεροι κρύσταλλοι πυροξένων οι οποίοι παρουσιάζουν έντονο θραυσμό και σε κάποιες περιπτώσεις εξαλλοίωση στα άκρα των κρυστάλλων. Επίσης παρουσιάζονται συσσωματώματα πυροξένων με πλαγιόκλαστα. Χαρακτηριστικό του δείγματος αποτελεί ότι στο κέντρο του υπάρχει ένας μεγάλος γλωμεροκρύσταλλος ο οποίος αποτελείται από πρισματικούς και υπό-ιδιόμορφους κρυστάλλους πλαγιοκλάστων καθώς και έντονα εξ' αλλοιωμένους κρυστάλλους πυροξένων. Η κύρια μάζα του δείγματος αποτελείται επί το πλείστον από βελονοειδής κρυστάλλους πλαγιοκλάστων με συγκεκριμένο προσανατολισμό, μικρό- κρυστάλλους ολιβίνη, πυροξένων καθώς και διάφορες μεταλλικές φάσεις (Εικόνα 4.10.E).

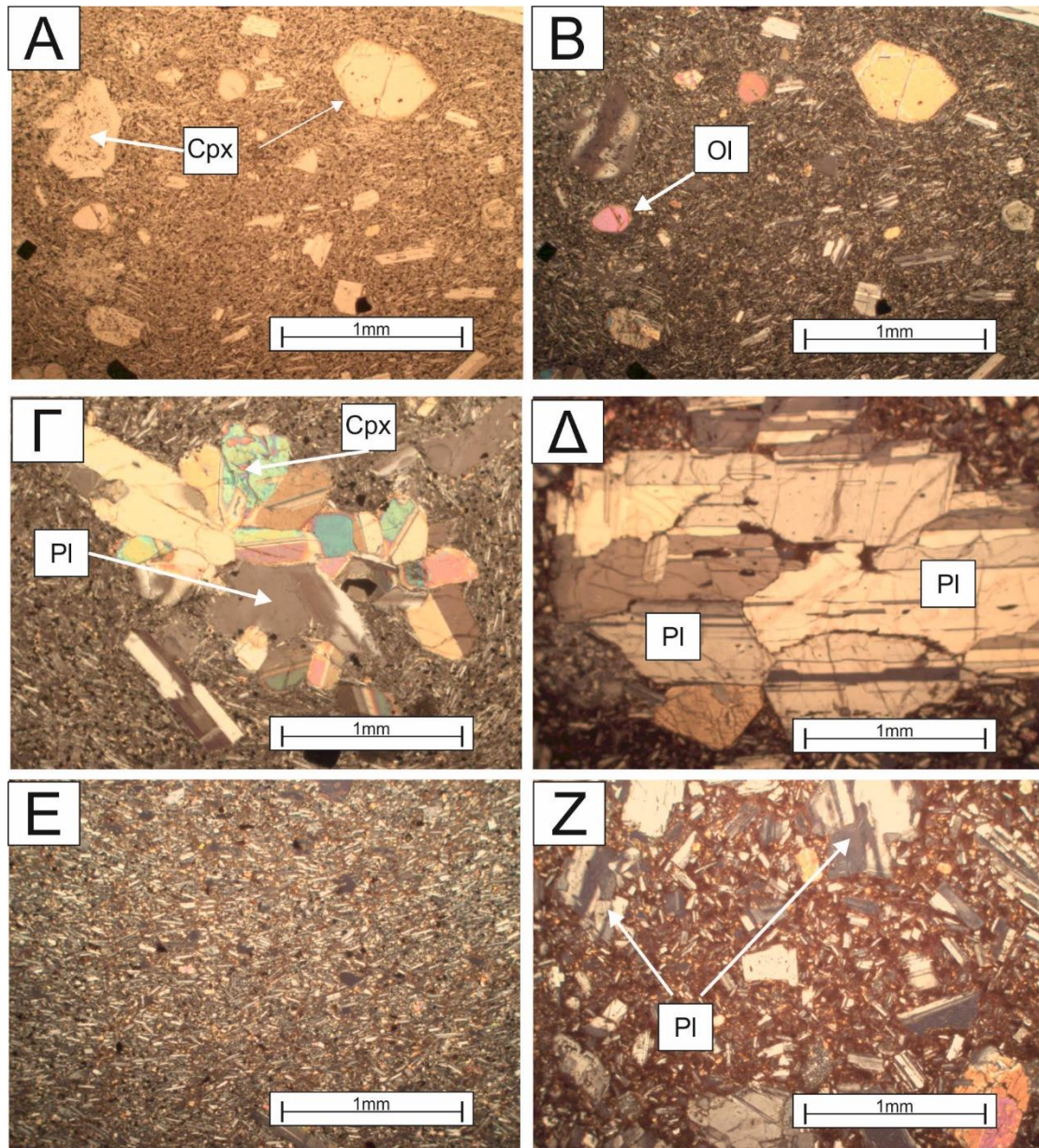


Εικόνα 4.8 Πανόραμα της τομής SK-2 A) Ανακλώμενο, B) Διερχόμενο με παράλληλα Nicols Γ) Διερχόμενο με διασταυρωμένα Nicols .

SK-3: Το συγκεκριμένο δείγμα είναι το πιο εξ αλλοιωμένο από όλα τα υπόλοιπα δείγματα τα οποία συλλέχθηκαν από την περιοχή του Σκάρου, ενώ παρουσιάζει πορφυριτικό και γλωμεροβλαστικό ιστό. Παρουσιάζει επίσης φαινοκρυστάλλους πλαγιόκλαστων και πυροξένων. Τα πλαγιόκλαστα έχουν πρισματικό και υπο-ιδιόμορφο σχήμα ενώ παρουσιάζουν πολυδιδυμίες και πολύ έντονο θραυσμό (Εικόνα 4.10.Δ). Οι πυρόξενοι είναι έντονα εξ' αλλοιωμένοι με υπό-ιδιόμορφο σχήμα και θραυσμό και κατά πλειοψηφία υπάρχουν και εγκλείσματα πλαγιόκλαστων τα οποία εμφανίζονται μέσα στις εντονα εξ αλλοιωμένες ρωγμές. Επίσης έντονη είναι η παρουσία γλωμεροκρυστάλλων οι οποίοι αποτελούνται από συσσωματώματα πλαγιόκλαστων και εξαλλοιωμένων πυροξένων. Η κύρια μάζα αποτελείται κυρίως από μικρότερους πρισματικούς και βελονοειδείς κρυστάλλους πλαγιόκλαστων και μικρό-κρυστάλλων πυροξένων και σε μεγάλο ποσοστό μεταλλικών φάσεων (Εικόνα 4.10.Z).



Εικόνα 4.9 Πανόραμα της τομής SK-1 A) Ανακλώμενο, B) Διερχόμενο με παράλληλα Nicols Γ) Διερχόμενο με διασταυρωμένα Nicols



Εικόνα 4.10 Α,Β) Πορφυριτικός ιστός του δείγματος SK-1, βλέπουμε να απαντώνται φαινοκρύσταλλοι πυροξένων και μικρο-φαινοκρύσταλλοι ολιβίνη. Γ) Συσσωμάτωμα κλινοπυρόξενων-πλαγιοκλάστων που απαντάνται στο δείγμα SK-1. Δ) Φαινοκρύσταλλος πλαγιοκλάστων μεγέθους > 2 mm στο δείγμα SK-3. Ε,Ζ Η διαφορά στον ιστό των δειγμάτων SK-2 (Ε) και SK-3 (Ζ), παρατηρούμε ότι στο SK-2 είναι πιο μικρό-κρυσταλλικός με μεγαλύτερο πορώδες.

4.2.3 Πετρογραφική παρατήρηση των δειγμάτων της περιοχής Μεγάλου Βουνού

MB-1: Το δείγμα αυτό έχει πορφυριτικό και σκωριώδη ιστό. Υπάρχουν κάποιοι φαινοκρύσταλλοι ολιβίνη πιθανώς ξενόκρυσταλλοι πυροξένων οι οποίοι είναι έντονα εξ αλλοιωμένοι με έντονο θραυσμό και εξαλλοίωση στις άκρες τους και κάποιοι από αυτούς παρουσιάζουν διδυμίες. Επίσης παρατηρούνται υπό-ιδιόμορφοι κρύσταλλοι πλαγιοκλάστων με έντονο θραυσμό και πιθανά και εγλείσματα πυροξένων και ολιβινών. Η κύρια μάζα αποτελείται από μικρό-κρυστάλλους πλαγιοκλάστων πρισματικού σχήματος οι οποίοι σε κάποιες περιπτώσεις παρουσιάζουν διδυμίες ενώ σε ορισμένα σημεία της τομής φαίνεται να υπάρχει συγκεκριμένος προσανατολισμός ενώ σε άλλα όχι, το οποίο προέκυψε πιθανών από μίξη διαφορετικών τηγμάτων. Τέλος, η κύρια μάζα αποτελείται από μικρό-κρυστάλλους πυροξένων οι οποίοι εμφανίζουν και αυτοί κάποια εξαλλοίωση καθώς και διάφορες μεταλλικές φάσεις.

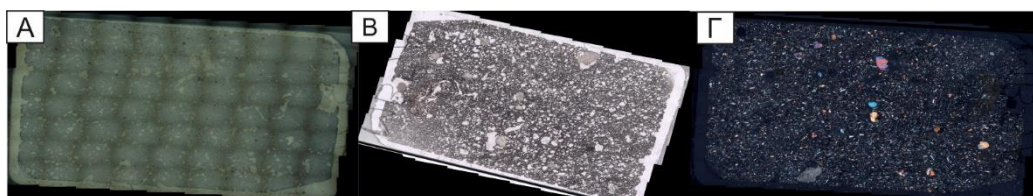
MB-2: Το δείγμα έχει πορφυριτικό, σκωριώδες και γλωμεροπορφυριτικό ιστό. Το δείγμα φαίνεται να είναι λιγότερο εξαλλοιωμένο σε σχέση με το MB-1 και με μεγαλύτερο πορώδες. Φαινοκρύσταλλοι πλαγιοκλάστων παρουσιάζονται οι οποίοι είναι ευεδρικοί είναι υπό-ιδιόμορφοι, έντονα φαγωμένοι στα άκρα τους ενώ παρουσιάζουν έντονο θραυσμό (*Εικόνα 4.15. Α,Β*). Επίσης, παρουσιάζονται φαινοκρύσταλλοι πυροξένων οι οποίοι εμφανίζονται έντονα εξαλλοιωμένοι. Άλλοι φαινοκρύσταλλοι είναι γλωμεροκρύσταλλοι οι οποίοι αποτελούνται από συσσωματώματα πυροξένων και πλαγιοκλάστων ενώ παρουσιάζουν έντονο θραυσμό. Η κύρια μάζα του δείγματος αποτελείται από λιγότερο εξ αλλοιωμένους κρυστάλλους πλαγιοκλάστων πρισματικού ή βελονοειδούς σχήματος και οι οποίοι φαίνονται σε κάποια σημεία της τομής να έχουν συγκεκριμένο προσανατολισμό ενώ σε άλλα τμήματα της τομής όχι. Τέλος, περιέχει μικρό-κρυστάλλους πυροξένων και μεταλλικών φάσεων.

MB-3: Το δείγμα παρουσιάζει πιλοταξικό, πορφυριτικό και γλωμεροπορφυριτικό ιστό. Το δείγμα αυτό φαίνεται να είναι λιγότερο σκορειώδες από τα δείγματα MB-1 και MB-2. Οι φαινοκρύσταλλοι είναι κυρίως γλωμεροκρύσταλλοι πυροξένου-πλαγιοκλάστου. Επίσης εμφανίζονται φαινοκρύσταλλοι πυροξένων που παρουσιάζουν πολυδιδυμίες ενώ έχουν και έντονο θραυσμό με έντονες εξαλλοιώσεις στις άκρες των κρυστάλλων. Επίσης πιο σπάνια υπάρχουν και μεγάλοι ιδιομορφοί κρύσταλλοι ολιβίνη. Η κύρια μάζα αποτελείται επί το πλείστον από

πλαγιόκλαστα πρισματικού σχήματος τα οποία παρουσιάζουν διδυμίες, μικρό-κρυστάλλους πυροξένων και μεταλλικές φάσεις.

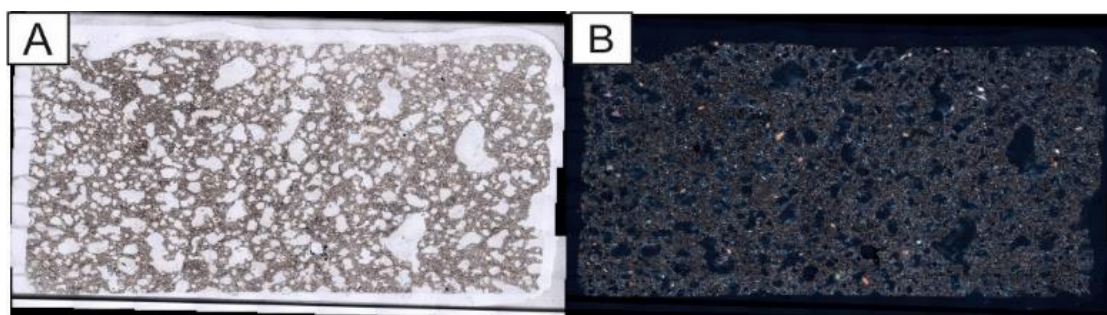
MB-4: Το δείγμα αυτό παρουσιάζει γλωμεροπορφυριτικό ιστό. Παρουσιάζει φαινοκρύσταλλους πυροξένων οι οποίοι είτε εμφανίζουν διδυμίες, είτε σαν πολύ διδυμίες είτε εμφανίζονται σε γλωμεροκρυστάλλους ως συσσωματώματα μαζί με πλαγιόκλαστα (Εικόνα 4.15.Δ). Επίσης κάποιο από τους φαινοκρυστάλλους πυροξένων εμφανίζουν έντονο θραυσμό ενώ οι περισσότεροι από αυτούς έχουν εξαλλοιωθεί τόσο στις ρωγμές όσο και στα άκρα τους. Ξεχωριστό χαρακτηριστικό το οποίο δεν έχει παρατηρηθεί σε άλλο δείγμα μέχρι στιγμής αποτελεί ένας κρύσταλλος πυροξένων ο οποίος παρουσιάζει διδυμίες ενώ κατά μήκος των άκρων του υπάρχουν πρισματικοί κρύσταλλοι πλαγιοκλάστων. Η κύρια μάζα αποτελείται από βελονοειδείς και πρισματικούς κρυστάλλους πλαγιοκλάστων εκ των οποίων κάποιοι από τους οποίους παρουσιάζουν διδυμία και οποίοι σε ένα τμήμα της τομής φαίνεται να παρουσιάζουν συγκεκριμένο προσανατολισμό. Ένα ακόμα κύριο χαρακτηριστικό της κύριας μάζας είναι πως αποτελείται από μικροκρυστάλλους πυροξένων οι οποίοι παρουσιάζουν εξαλλοίωση, ενώ συνυπάρχουν μεταλλικές φάσεις καθώς και γυαλί.

MB-5A Το δείγμα αυτό παρουσιάζει πορφυριτικό, ποικιλιτικό, σκωριώδη ιστό. Οι φαινοκρύσταλλοι είναι κυρίως υπό-ιδιόμορφοι κρύσταλλοι πυροξένων οι οποίοι εμφανίζουν διδυμίες και έντονο θραυσμό, ενώ εμφανίζονται ελάχιστοι υπιδιόμορφοι φαινοκρύσταλλοι ολιβίνη (Εικόνα 4.15.Ζ). Σε σχέση με τα άλλα δείγματα δεν υπάρχουν πολλά συσσωματώματα πυροξένων και πλαγιοκλάστων. Η κύρια μάζα αποτελείται κυρίως από πρισματικούς κρυστάλλους πλαγιοκλάστων που παρουσιάζουν συγκεκριμένο προσανατολισμό και διδυμία. Επίσης στην κύρια μάζα υπάρχουν μικρό-κρυστάλλοι πυροξένων και διάφορες μεταλλικές φάσεις καθώς και γυαλί. Το δείγμα είναι αρκετά σκορειώδες και με αρκετά μεγάλο πορώδες ενώ είναι λιγότερο εξ αλλοιωμένων από τα υπόλοιπα δείγματα της περιοχής.



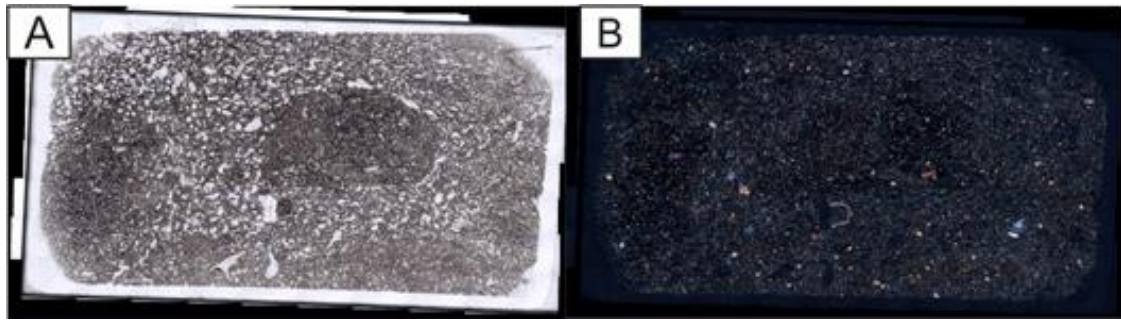
Εικόνα 4.11 Πανόραμα της τομής MB-5 A) Ανακλώμενο, B) Διερχόμενο με παράλληλα Nicols
Γ) Διερχόμενο με διασταυρωμένα Nicols

MB-5B: Το δείγμα αυτό παρουσιάζει ποικιλιτικό και σκοριώδη ιστό. Δεν φαίνεται να έχει μεγαλύτερο πορώδες σε σχέση με τα υπόλοιπα δείγματα της περιοχής. Επίσης, δεν παρατηρούνται πολλοί κρύσταλλοι οι οποίοι να ξεχωρίζουν από την υπόλοιπο κύρια μάζα, εκτός από κάποιους κρυστάλλους κλινοπυρόξενων οι οποίοι εμφανίζονται κάποιοι υπό-ιδιόμορφοι, κάποιοι με ακανόνιστο σχήμα και κάποιοι με πολύ-διδυμίες. Η κύρια μάζα αποτελείται επί το πλείστον από πρισματικούς και βελονοειδείς κρυστάλλους πλαγιόκλαστων. από μικρότερους κρυστάλλους πυροξένων ίσως και ολιβίνη, ενώ ένα μεγάλο μέρος της τομής της είναι εξ αλλοιωμένο.



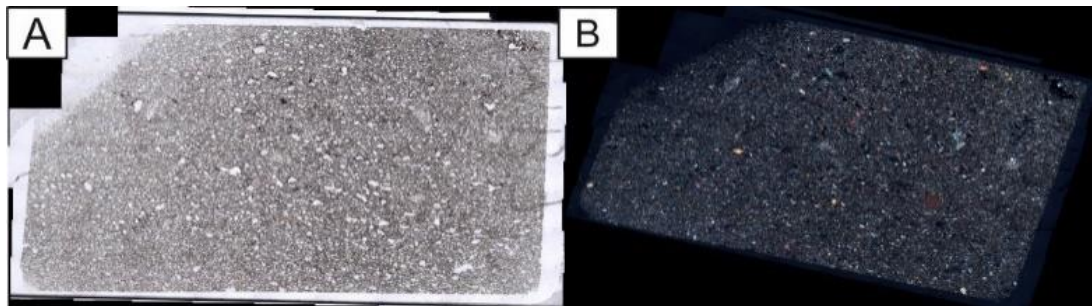
Εικόνα 4.12 Πανόραμα της τομής MB-5B A) Διερχόμενο με παράλληλα Nicols B) Διερχόμενο με διασταυρωμένα Nicols

MB-6: Το δείγμα παρουσιάζει πιλοταξικό και σκοριώδη ιστό. Ιδιόμορφοι κρύσταλλοι ολιβίνη εμφανίζονται στη κύρια μάζα καθώς και υπιδιόμορφοι κρύσταλλοι πυροξένων με έντονο θραυσμό. Ελάχιστοι κρύσταλλοι πλαγιόκλαστων με ιδιόμορφο σχήμα οι οποίοι ξεχωρίζουν από την κύρια μάζα με ζώνωση. Παρατηρούνται δύο διαφορετικά είδη κύριας μάζας σε αυτό το δείγμα. Το πρώτο το οποίο και επικρατεί στο μεγαλύτερο μέρος της τομής, χαρακτηρίζεται από προσανατολισμένα πλαγιόκλαστα βελονοειδούς σχήματος καθώς και μικρό-κρυστάλλους πυροξένου και ολιβίνη (Εικόνα 4.15.Γ), και από μεγάλο πορώδες. Το δεύτερο είδος κύριας μάζας που παρουσιάζεται στο δείγμα, έχει μικρότερο πορώδες ενώ οι κρύσταλλοι των πλαγιόκλαστων είναι μικρότεροι και απροσανατόλιστοι. Επίσης οι κρύσταλλοι παρουσιάζουν πιο έντονη εξαλλοίωση.

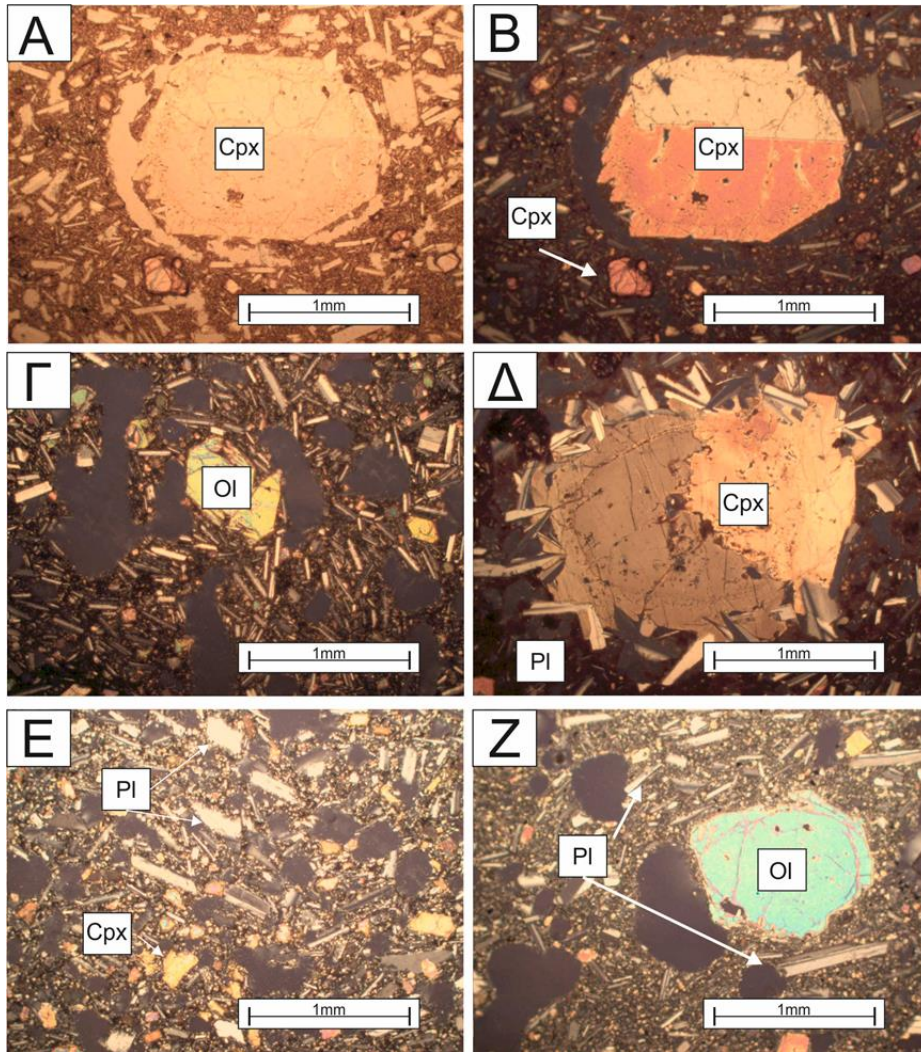


Εικόνα 4.13 Πανόραμα της τομής MB-6 A) Διερχόμενο με παράλληλα Nicols B) Διερχόμενο με διασταυρωμένα Nicols .

MB-7: Το δείγμα αυτό παρουσιάζει αφαντικό, πιλοταξικό και γλωμεροβλαστικός. Το συγκεκριμένο δείγμα, επίσης εμφανίζει μικρότερους κρυστάλλους σε μέγεθος σε σχέση με τα υπόλοιπα δείγματα της περιοχής, ενώ και οι πόροι είναι μικρότεροι σε μέγεθος αλλά περισσότεροι σε αριθμό. Οι μεγάλοι μεγέθους κρύσταλλοι σπανίζουν και είναι κυρίως υπό-ιδιόμορφοι κρύσταλλοι πυροξένων με έντονο θραυσμό και εξαλλοίωση στις άκρες του, υπό-ιδιόμορφοι κρύσταλλοι πλαγιόκλαστων, συσσωματώματα πλαγιόκλαστων και γλωμεροκρύσταλλοί συσσωμάτων πυροξένων και πλαγιόκλαστων ή όλιβίνη-πυροξένων. Η κύρια μάζα φαίνεται να είναι εξ αλλοιωμένη και αποτελείται από μικροσκοπικούς βελονοειδείς κρυστάλλους ακανόνιστου προσανατολισμού, μικρό-κρυστάλλους πυροξένων έντονα εξαλλοιωμένους καθώς και μεταλλικές φάσεις (Εικόνα 4.15.E).



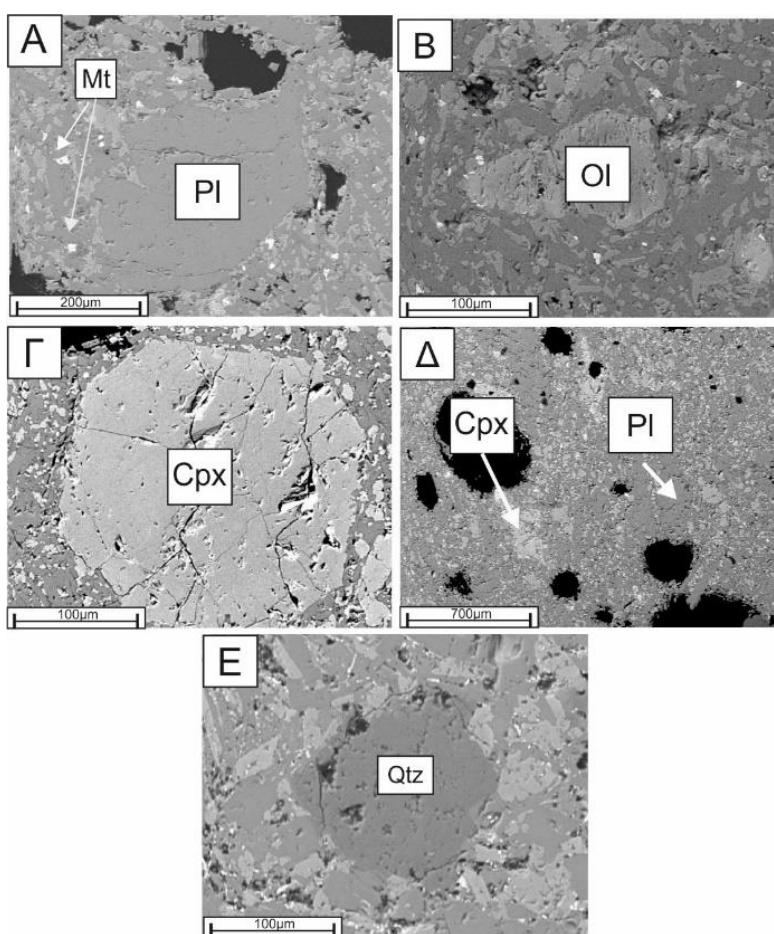
Εικόνα 4.14 Πανόραμα της τομής MB-7 A) Διερχόμενο με παράλληλα Nicols Γ) Διερχόμενο με διασταυρωμένα Nicols .



Εικόνα 4.15 Α,Β Πορφυτικός ιστός του δείγματος MB-2 με φαινοκρυστάλλους πυροξένων διαμέτρου > 1mm. Β) Μικρό-φαινοκρύσταλλος ολιβίνη στο δείγμα MB-6 παρατηρούμε ότι το δείγμα έχει αρκετά μεγάλο πορώδες. Δ) Γλωμμεροκρύσταλλος συσσωματωμάτων πυροξένων στο δείγμα MB-4 όπου παρατηρούμε πως τα άκρα τους έχουν αναπτυχθεί πρισματικοί κρύσταλλοι πλαγιοκλάστων. Ε) Η κύρια μάζα στο δείγμα MB-7, παρατηρείται η ύπαρξη μεγαλύτερων κρυστάλλων πλαγιοκλάστων μεγέθους περίπου 500μm και κλινοπυροξένων. Ζ) Υπό-ιδιόμορφος φαινοκρύσταλλος ολιβίνη στο δείγμα MB-5A.

4.3 Ηλεκτρονικό μικροσκόπιο Σάρωσης (SEM)

Η μέθοδος του Ηλεκτρονικού Μικροσκοπίου Σάρωσης (SEM) η οποία εφαρμόστηκε σε πέντε από τα δείγματα της Σαντορίνης (BAL-2, SK-2, SK-3, MB-3, MB-5) επιβεβαιώνει τα αποτελέσματα του οπτικού μικροσκοπίου σε επίπεδο μικροκλίμακας. Οι ολιβίνες, τα πλαγιόκλαστα και οι πυρόξενοι εμφανίζονται ως φανοκρύσταλλοι και ως μικρό-κρύσταλλοι στην κύρια μάζα ενώ παρατηρήθηκε και η παρουσία σε μικρό ποσοστό αδιαφανών ορυκτών (<1%). Τέλος παρατηρήθηκε και η ύπαρξη ξενόκρυστάλλων χαλαζία σε κάποια από τα δείγματα.



Εικόνα 4.16 Α) Υπό-ιδιόμορφος φαινό-κρύσταλλος πλαγιοκλάστου του δείγματος SK-2, στην κύρια μάζα παρατηρείται η ύπαρξη μαγνητίτη. Β) Φαινοκρύσταλλος ολιβίνη με έντονο θραυσμό στο δείγμα SK-2. Γ) Υπό-ιδιόμορφος κρύσταλλος κλινοπυρόξενου, με έντονο θραυσμό και ρωγματώσεις στο δείγμα MB-5. Δ) Η κύρια μάζα του δείγματος MB-5 αποτελείται από μικροφαινοκρυστάλλους πυροξένων και πλαγιοκλάστων, ενώ το πορώδες είναι αρκετά μεγάλο. Ε) Υπό-ιδιόμορφος ξενόκρυστάλλος χαλαζία που απαντάται στο δείγμα SK-3.

4.3.1 Ορυκτοχημική σύσταση ολιβινών των δειγμάτων τη Σαντορίνης

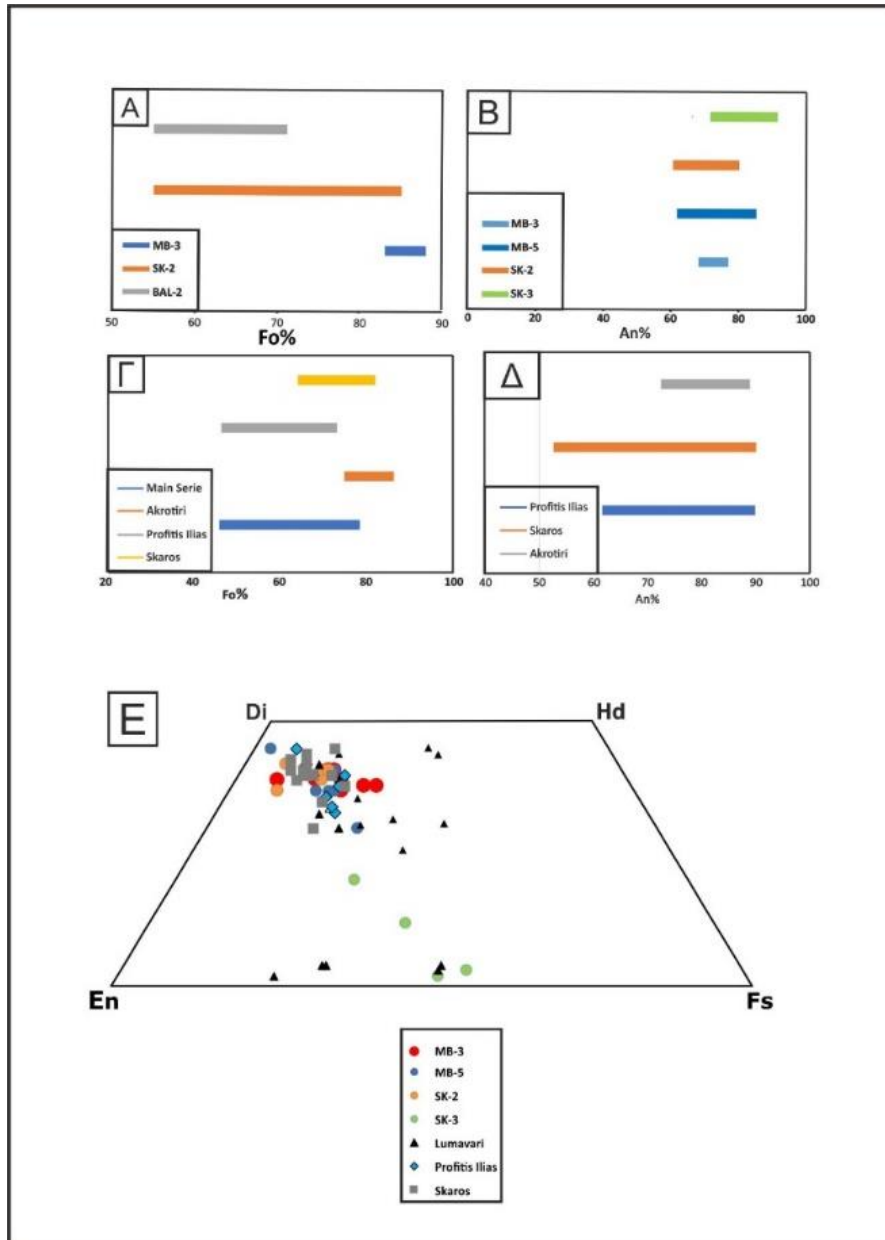
Ο ολιβίνης εμφανίζεται στα δείγματα SK-2, MB-3 και BAL 2, τόσο με την μορφή φαινόκρυστάλλων όσο και με την μορφή μικρό-κρυστάλλων. Στο δείγμα BAL-2 εμφανίζει μία διακύμανση μεταξύ του Fe_{67-71} με το ποσοστό MgO να υμαίνεται από 30,3 %wt σε 36,6% wt. Στο δείγμα MB-3 ο ολιβίνης εμφανίζεται ως πιο μαγνησιοπλούσιος Fe_{82-86} με ποσοστό μαγνησίου από 41,4% wt. έως 44,6 % wt. ενώ πιο σιδηροπλούσιος εμφανίζεται στο δείγμα SK-2 όπου η περιεκτικότητα του σε φορστερίτη εμφανίζει διακύμανση από Fe_{55-60} με ποσοστό MgO 27,9% wt. έως 30,8% wt.

4.3.2 Ορυκτοχημική σύσταση πλαγιοκλάστων των δειγμάτων της Σαντορίνης

Δεδομένα από την χημική σύσταση των πλαγιοκλάστων έχουμε από τα δείγματα MB-3, MB-5 SK-2 και SK-3. Τα πλαγιόκλαστα απαντώνται ως πιο ανορθιτικά στο δείγμα MB-5 όπου και παρουσιάζουν μέγιστη τιμή An 85, αλλά επίσης εμφανίζουν και τη μέγιστη διακύμανση στην σύσταση τους σε σχέση με τα υπόλοιπα δείγματα An (An62-85) και ποσοστό σε CaO από 15,7 wt. έως 21,2% wt. . Στο δείγμα MB-3 τα πλαγιόκλαστα παρουσιάζουν χημική σύσταση An68-77 με ποσοστό CaO από 17% wt. έως 23,1. Τα δείγμα από την περιοχή του Σκάρου παρουσιάζουν μία διακύμανση στο δείγμα SK-3 όπου είναι και το πιο πλούσιο σε ανορθίτη μεταξύ An 66-88, ενώ το δείγμα SK-2 μεταξύ An61-79.

4.3.3 Ορυκτοχημική σύσταση πυροξένων των δειγμάτων της Σαντορίνης

Στο δείγμα MB-3 οι πυρόξενοι παρουσιάζονται με μία διακύμανση $En_{40-52}Fs_{5-19}Wo_{41-44}$ Και ποσοστό CaO να κυμαίνεται από 18,8 %wt. έως 20,2% wt. στο δείγμα MB-5 εμφανίζουν μία διακύμανση από $En_{45-53}Fs_{1-22}Wo_{33-48}$ και ποσοστό CaO να κυμαίνεται από 16,6 %wt. έως 21,6% wt.. Ενώ στα δείγματα του Σκάρου SK-2 και SK-3 παρουσιάζει μία διακύμανση από $En_{45-54}Fs_{5-12}Wo_{40-45}$ και $En_{43-49}Fs_{2-20}Wo_{28-54}$



Εικόνα 4.17 Συγκριτικά διαγράμματα ορυκτοχημικών αναλύσεων των δειγμάτων της παρούσας έρευνας με προηγούμενες αναλύσεις με βάσει την βιβλιογραφία. Α) Διακύμανση της χημικής σύστασης των ολιβινών που παρατηρήθηκε στην παρούσα εργασία. Β) Διακύμανση της χημικής σύστασης των πλαγιοκλάστων που παρατηρήθηκε στην παρούσα εργασία. Γ) Διακύμανση της χημικής σύστασης των ολιβινών με βάσει την βιβλιογραφική ανασκόπηση. Δ) Διακύμανση της χημικής σύστασης των πλαγιοκλάστων με βάσει την βιβλιογραφική ανασκόπηση. Ε) Συγκριτικό διάγραμμα χημικής σύστασης πυροξένων των δειγμάτων της Σαντορίνης (παρούσα εργασία- βιβλιογραφική ανασκόπηση).

Πίνακας 4.1 Χημική σύσταση των ολιβινών

	MB-3	MB-3	MB-3	MB-3	MB-3	MB-3	SK-2	SK-2	SK-2	SK-2	SK-2	BAL-2	BAL-2	BAL-2
SiO₂	44,7	42,8	43,4	44,5	40,4	44,6	36,2	32,5	39,8	39,1	35,2	35,7	37,9	37,3
TiO₂	-													
Al₂O₃		0,1	0,29	0,12	0,11		0,54			0,11	0,01	0,01		0,44
Cr₂O₃														
FeO	15,2	12,4	10,6	14,4	11,9	13,6	16,68	35,2	32,1	35,2	27,1	27,7	27,8	30,7
MnO														
MgO	41,4	42,8	43,2	44,7	46,2	42,8	43,1	30,8	27,9	23,8	37,6	36,6	31,8	30,4
NiO														
CaO		0,17	0,67					0,07		0,67	0,67		0,94	
Na₂O								0,33						
K₂O														
Total	101,3	98,27	98,16	103,72	98,61	101	96,52	98,9	99,8	98,88	100,58	100,01	98,44	98,84
Fo	83	86	88	85	87	85	82	60	60	55	71	70	67	63
Fa	17	14	12	15	13	15	18	40	40	45	29	30	33	37

Πίνακας 4.2 Χημική σύσταση των πλαγιокλάστων

	MB-3	MB-3	MB-3	MB-3	MB-3	MB-3	MB-3	MB-3	MB-5	MB-5	MB-5	MB-5	MB-5	SK-2	SK-2	SK-2	SK-2	SK-2	SK-3	SK-3	SK-3	SK-2
SiO₂	50,6	51,3	51,2	51,2	51,3	52,3	51,6	51,2	50,4	49,2	51,1	51,9	52,5	51,9	51,8	48,8	50,7	52,9	52,6	47,5	51,5	48,7
TiO₂	-	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,57	0,2	-	-	-	-	-	0,26	1,32
Al₂O₃	3,43	1,17	3,36		1,85	2,38	2,01	3,49	2,09	2,21	3,93	1,65	1,44	3,13	2,89	1,3	2,35	2,2	2,93	1,37	-	4,23
Cr₂O₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	11,6	10,6	11,4	11,3	10,8	10,8	6,15	8,88	7,85	2,71	9,91	10,6	13,79	7,37	8,45	12,28	8,38	8,83	9,73	13,4	12,1	6,65
MnO	0																					
MgO	14,9	13,9	13	16,3	15,1	14,8	18	14,9	15,8	18,3	14,7	16,4	15,6	16,1	15,8	21	16,8	15,1	14,8	15,4	16,9	14,3
CaO	18,8	19,8	19,6	20	21,2	20,7	19,8	20,9	18,6	21,6	18,6	18,6	16,3	20,7	21,4	18,1	19,9	21,1	18,2	22,2	19,2	25,3
Na₂O	-	-	-	-	-	-	0,3	-	-	0,14	0,48	0,44	-	-	-	-	0,54	0,42	0,16	-	-	-
K₂O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	99,3	97,17	98,56	98,8	100,3	100,98	97,86	99,37	94,74	94,16	98,72	99,59	99,63	99,77	100,54	101,48	98,67	100,55	98,42	99,87	99,96	100,5
En	44	40	48	47	44	42	53	43	47	51	45	48	45	46	45	54	50	55	43	48	49	43
Fs	16	19	21	11	12	15	5	13	14	1	15	12	22	12	11	6	5	12	20	2	12	3
Wo	40	41	41	42	44	42	42	44	40	48	40	40	33	42	44	40	45	44	28	50	40	54

Πίνακας 4.3 Χημική σύσταση των πυροξένων

	MB-3	MB-3	MB-3	MB-3	MB-3	MB-3	MB-3	MB-3	MB-5	MB-5	MB-5	MB-5	MB-5	SK-2	SK-2	SK-2	SK-2	SK-2	SK-3	SK-3	SK-3	SK-2
SiO₂	50,6	51,3	51,2	51,2	51,3	52,3	51,6	51,2	50,4	49,2	51,1	51,9	52,5	51,9	51,8	48,8	50,7	52,9	52,6	47,5	51,5	48,7
TiO₂	-	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,57	0,2	-	-	-	-	-	0,26	1,32
Al₂O₃	3,43	1,17	3,36		1,85	2,38	2,01	3,49	2,09	2,21	3,93	1,65	1,44	3,13	2,89	1,3	2,35	2,2	2,93	1,37	-	4,23
Cr₂O₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	11,6	10,6	11,4	11,3	10,8	10,8	6,15	8,88	7,85	2,71	9,91	10,6	13,79	7,37	8,45	12,28	8,38	8,83	9,73	13,4	12,1	6,65
MnO	0																					
MgO	14,9	13,9	13	16,3	15,1	14,8	18	14,9	15,8	18,3	14,7	16,4	15,6	16,1	15,8	21	16,8	15,1	14,8	15,4	16,9	14,3
CaO	18,8	19,8	19,6	20	21,2	20,7	19,8	20,9	18,6	21,6	18,6	18,6	16,3	20,7	21,4	18,1	19,9	21,1	18,2	22,2	19,2	25,3
Na₂O	-	-	-	-	-	-	0,3	-	-	0,14	0,48	0,44	-	-	-	-	0,54	0,42	0,16	-	-	-
K₂O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	99,3	97,17	98,56	98,8	100,3	100,98	97,86	99,37	94,74	94,16	98,72	99,59	99,63	99,77	100,54	101,48	98,67	100,55	98,42	99,87	99,96	100,5
En	44	40	48	47	44	42	53	43	47	51	45	48	45	46	45	54	50	55	43	48	49	43
Fs	16	19	21	11	12	15	5	13	14	1	15	12	22	12	11	6	5	12	20	2	12	3
Wo	40	41	41	42	44	42	42	44	40	48	40	40	33	42	44	40	45	44	28	50	40	54

4.4 Αποτελέσματα ολικής χημικής σύστασης των πετρωμάτων της Σαντορίνης

Η μέθοδος XRF εφαρμόστηκε στα δείγματα της Σαντορίνη MB-1, MB-2, MB-3, MB-4, MB-5, MB-6, MB-7, MB-8a, MB-8b, SK-1, SK-2, και SK-3. Το πιο “βασικό δείγμα, εντοπίζεται να είναι το MB-8b με ποσοστό SiO₂ 48,9% κ.β. , ενώ το πιο “όξινο” είναι το δείγμα SK-2 με ποσοστό SiO₂ 52,2% κ.β. Επιπλέον, όλα τα δείγματα απαντώνται σύμφωνα με το διάγραμμα TAS στο πεδίο των βασαλτών εκτός από το δείγμα SK-1 το οποίο εμφανίζεται ακριβώς στο όριο βασάλτη-τραχυβασάλτη-βασαλτικού ανδεσίτη-βασαλτικού τραχυανδεσίτη (Εικόνα 4.18).

Πιο αναλυτικά για τα δείγματα της περιοχής Μεγάλο Βουνό, το ποσοστό SiO₂ κυμαίνεται από 48,9%κ.β. έως 51,1 % κ.β., το ποσοστό του TiO₂ από 0,69 % κ.β. έως 0,91% wt., του Al₂O₃ από 18,2 %wt. έως 19,1 % κ.β., του FeO από 8,15% κ.β. έως 9,1 %κ.β, του MnO από 0,15% κ.β.% έως 0,16% κ.β., του MgO από 6,43% κ.β. έως 7,09% wt., του CaO από 10,7 % wt.έως 11,7% κ.β. , του Na₂O από 2,22 % κ.β έως 3,6 % του K₂O από 0,47 % κ.β. έως 0,69 % wt και P₂O₅ από 0,06% κ.β έως 0,09% κ.β.

Για τα δείγματα της περιοχής του Σκάρου, το ποσοστό SiO₂ κυμαίνεται από 49,9%κ.β. έως 52,2 % κ.β., το ποσοστό του TiO₂ από 0,87 % wt. έως 1,12 % wt., του Al₂O₃ από 18,4 %wt. έως 21,2 % κ.β., του FeO από 8,33% κ.β. έως 9,32 %κ.β, του MnO από 0,15% κ.β.% έως 0,21% κ.β., του MgO από 4,73 % κ.β. έως 6,62 % κ.β. , του CaO από 7,06 % κ.β. έως 11,7% κ.β. , του Na₂O από 2,37 % κ.β έως 3,61 % του K₂O από 0,61 % κ.β. έως 1,38 % κ.β και P₂O₅ από 0,06% κ.β έως 0,09% κ.β.

Πίνακας 4.4 Αποτελέσματα μεθόδου XRF για τα δείγματα της Σαντορίνη

	MB_1	MB_2	MB_3	MB_5	MB_6	MB_7	MB_8a	MB_8b	SK_1	SK_2	SK_3
SiO ₂	51,1	49,1	50,6	49,1	48,9	49,6	48,9	51,1	52,2	49,9	50,6
TiO ₂	0,75	0,69	0,79	0,93	0,91	0,90	0,91	0,74	1,12	0,92	0,87
Al ₂ O ₃	18,2	21,1	18,7	18,9	18,7	19,3	19,4	19,0	21,2	19,1	18,4
Fe ₂ O ₃	8,83	8,15	9,10	8,97	8,77	8,78	8,84	8,40	8,33	8,72	9,32
MnO	0,15	0,15	0,16	0,16	0,16	0,15	0,16	0,15	0,16	0,15	0,21
MgO	6,51	7,09	6,43	7,00	6,88	6,67	7,06	6,81	4,73	6,62	5,56
CaO	11,4	10,7	11,4	11,7	11,4	11,3	11,7	11,3	7,06	11,3	11,8
Na ₂ O	2,29	2,41	2,22	2,63	3,60	2,62	2,49	2,04	3,61	2,67	2,37
K ₂ O	0,69	0,58	0,58	0,47	0,51	0,58	0,43	0,49	1,37	0,61	0,74
P ₂ O ₅	0,06	0,07	0,06	0,09	0,08	0,09	0,08	0,06	0,18	0,09	0,10
Total	100,1	100,1	100,1	100,0	99,9	100,0	100,0	100,1	100,0	100,1	100,1

Πραγματοποιήθηκε αναζήτηση της χημικής σύστασης των πετρωμάτων της Σαντορίνης σε βιβλιογραφικά δεδομένα για τις ακόλουθες περιοχές: Προφήτη Ηλία (Huijsmans 1985), Σειρά Ακρωτήρι- Θήρα (Nicholls 1971, Huijsmans 1985) , Ακρωτήρι (Huijsmans 1985; Nicholls 1970; Mortazavi et al. 2004), Σκάρος 45 (Huijsmans 1985, 1988), Μεγάλο Βουνό 44 (Huijsmans 1985, 1988). Στη συνέχεια τα αποτελέσματα προβλήθηκαν στο διάγραμμα Total Alkali Silica (TAS) (Εικόνα 4.20).

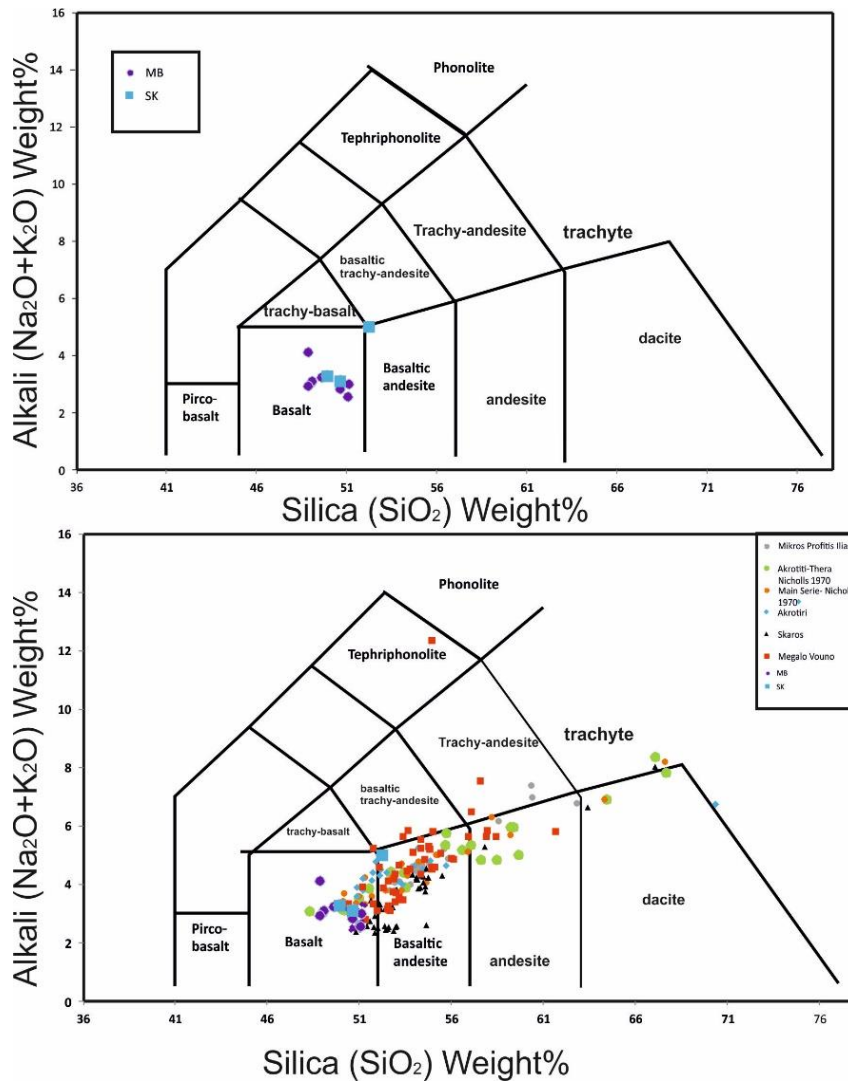
Τα πετρώματα της περιοχής του Μικρού Προφήτη Ηλία παρουσιάζουν μεγάλο εύρος χημικής σύστασης το οποίο κυμαίνεται από βασαλτικής έως και δακίτικη- τραχιτική. Το ποσοστό SiO_2 κυμαίνεται από 50,7% κ.β. έως 62,8% κ.β., το ποσοστό του TiO_2 από 0,67% κ.β. Έως 1,34% κ.β., του Al_2O_3 από 16,1% κ.β. έως 20,45% κ.β., του FeO από 5,96% κ.β. Έως 9,5 % κ.β., του MnO από 0,14% κ.β. έως 0,2% κ.β., του MgO από 1,8% κ.β. έως 5,99% κ.β., του CaO από 4,87% κ.β. έως 11,27% κ.β. , του NaO από 2,54 κ.β.% έως 4,84 % του K_2O από 0,65 % κ.β. έως 2,56% κ.β.

Τα πετρώματα της περιοχής του Ακρωτηρίου είναι πιο βασικά όσον αφορά την σύστασή τους σε σχέση με την περιοχή Μικρός Προφήτης Ηλίας και εντάσσονται στο πεδίο των βασαλτών και των βασαλτικών ανδεσιτών. Το ποσοστό SiO_2 κυμαίνεται από 50,77% κ.β. έως 55,72% κ.β., το ποσοστό του TiO_2 από 0,84% κ.β. Έως 1,16% κ.β., του Al_2O_3 από 17,3% κ.β. έως 19,94 % κ.β του FeO από 7,43% κ.β. Έως 11,45 % κ.β., του MnO από 0,16% κ.β. έως 0,2% κ.β., του MgO από 3,82 κ.β. έως 7,81 κ.β, του CaO από 2,35 % κ.β. έως 4,02 % κ.β. , του NaO από 0,35.% κ.β. έως 1,24 % κ.β του K_2O από 0,65% κ.β. έως 2,56% κ.β.

Τα πετρώματα της περιοχής του Σκάρου εμφανίζουν και αυτά μεγάλη διακύμανση όσον αφορά την χημική τους σύσταση, με αποτέλεσμα να εντάσσονται από το πεδίο των βασαλτών έως και των δακίτων. Το ποσοστό SiO_2 κυμαίνεται από 50,81% wt. έως 67,05% κ.β, το ποσοστό του TiO_2 από 0,62 κ.β. Έως 1,21% κ.β., του Al_2O_3 από 15,51% κ.β. έως 19,09 % κ.β , του FeO από 4,71 % κ.β. έως 8,88 % κ.β., του MnO από 0,14% % κ.β. έως 0,18 % κ.β, του MgO από 1,08% κ.β. έως 6,49% κ.β., του CaO από 2,6% κ.β. .έως 5,21 % κ.β. , του NaO από 0,31 κ.β. % έως 2,82 % κ.β. του K_2O από 0,08 % κ.β. έως 0,22% κ.β.

Τα πετρώματα της περιοχής Μεγάλο Βουνό κυρίως είναι βασαλτα- ανδεσιτικής σύστασης, ορισμένα βασαλτικής ενώ είναι και αρκετά πλούσια σε K_2O και Na_2O

φτάνοντας μέχρι και το πεδίο του τραχυ-ανδεσίτη. Το ποσοστό SiO_2 κυμαίνεται από 50,34% κ.β. έως 61,64% κ.β., το ποσοστό του TiO_2 από 0,7 κ.β. έως 1,2% κ.β., του Al_2O_3 από 16,45% κ.β. έως 20,45 % κ.β., του FeO από 3,02 % κ.β. εως 10,13 % κ.β., του MnO από 0,12% κ.β.% έως 0,22 % κ.β., του MgO από 1,8 κ.β..% εως 6,68 % κ.β., του CaO από 2,47 % κ.β. έως 8,6 % κ.β., του NaO από 0,36 % κ.β. έως 3,78 % κ.β. του K_2O από 0,04% κ.β. έως 0,84 % κ.β.



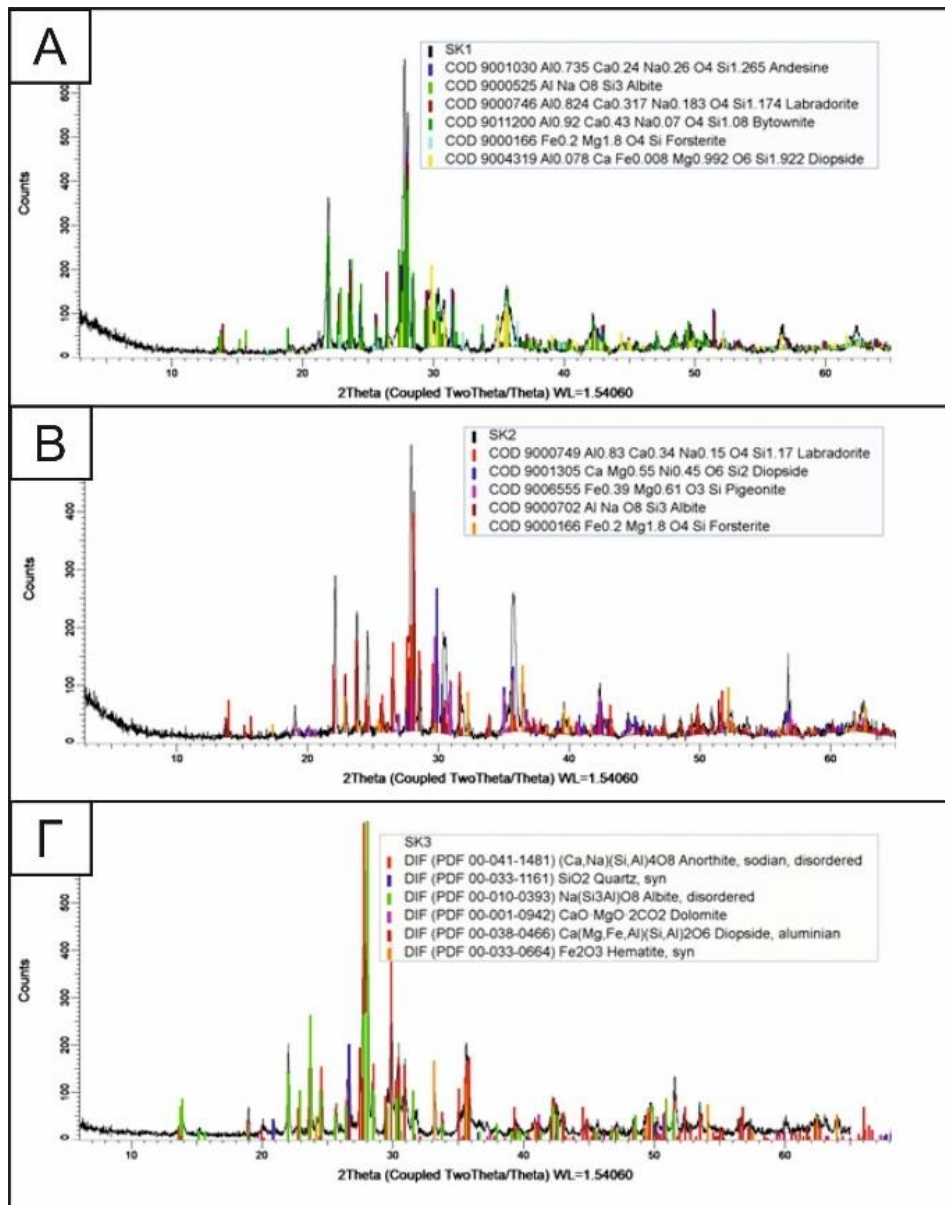
Εικόνα 4.18 Διάγραμμα Total Alkali Silica (TAS) των πετρωμάτων της Σαντορίνης

4.5 Μέθοδος Περιθλασιμετρίας ακτίνων- X (XRD)

Η μέθοδος XRD εφαρμόστηκε στα 2 δείγματα από την περιοχή του Μάλου (Bal-2, Bal4), στα τρία δείγματα της περιοχής του Σκάρου (SK-1,SK-2,SK-3) και σε έξι δείγματα της περιοχής Μεγάλο Βουνό (MB-1, MB-2, MB-3, MB-4, MB-6, MB-7, MB-8).

4.5.1 Αποτελέσματα XRD για τα δείγματα της περιοχής του Σκάρου

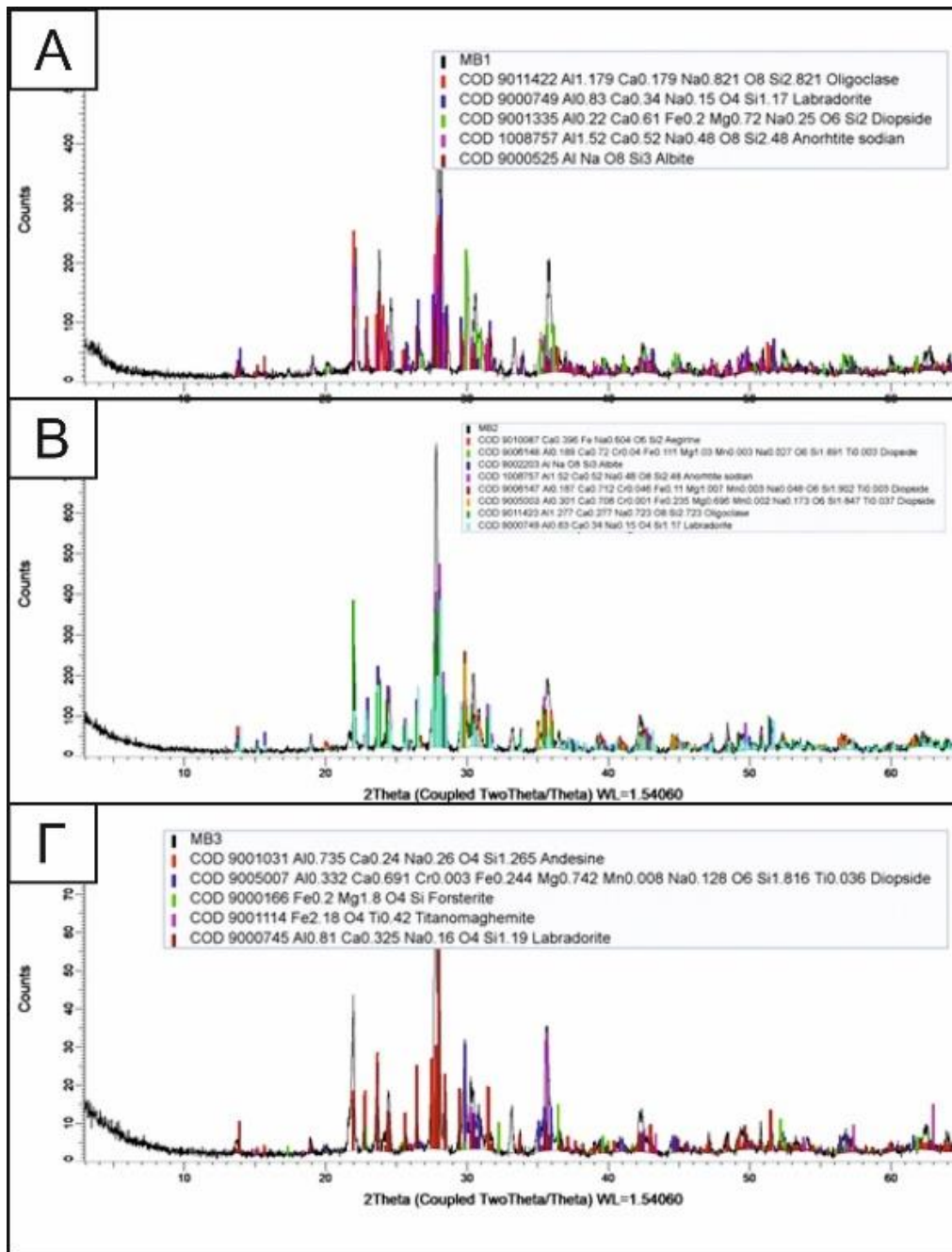
Στα δείγματα του Σκάρου σύμφωνα με την μέθοδο XRD απαντάται από την ομάδα των αστρίων ο ανδρσίτης (SK-1), λαβραδορίτης (SK-2), αλβίτης (SK-1, SK-2, SK-3), και βυτοβνίτης (SK-1). Από την ομάδα των πυροξένων εμφανίζεται διοψίδιος (SK-1, SK-2), πιζονίτης (SK-2, SK-3). Επιπλέον απαντώνται από την ομάδα των ολιβινών φορστερίτης (SK-1, SK-2, SK-3). Στο δείγμα SK-3 απαντώνται επίσης χαλαζίας και δολομίτης.



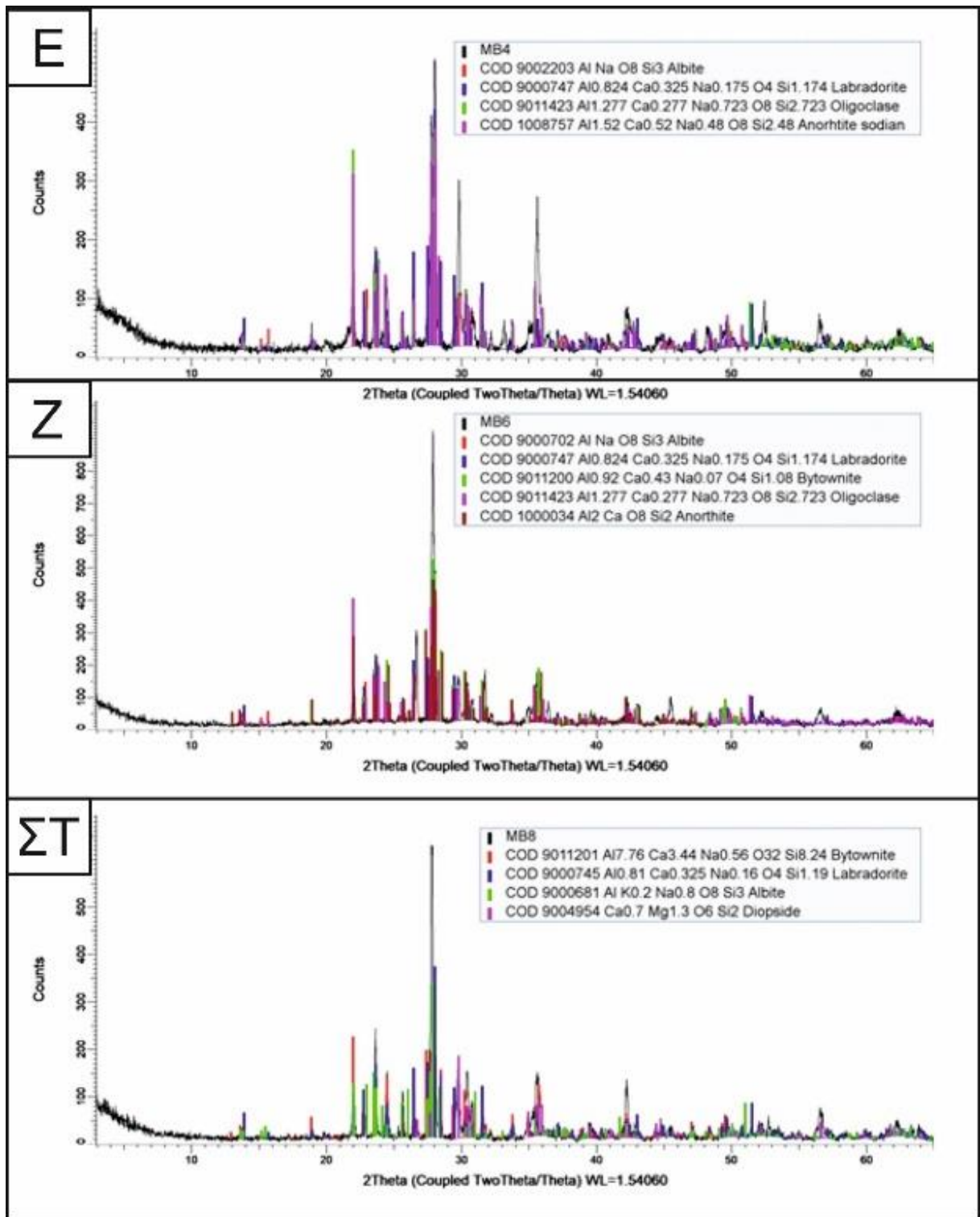
Εικόνα 4.19 Διαγράμματα XRD των δειγμάτων της περιοχής του Σκάρου.

4.5.2. Αποτελέσματα XRD για τα δείγματα της περιοχής του Μεγάλο Βουνό

Στα δείγματα της περιοχής μεγάλο Βουνό από την ομάδα των αστρίων απαντώνται ανδεσίνης (MB-3), λαβραδορίτης (MB-1, MB-2, MB-3, MB-4, MB-6, MB-8), αλβίτης (MB-1, MB-2, MB-4, MB-6, MB-8), βυτοβνίτης (MB-6, MB-8), ολιγόκλαστο (MB-6, MB-8). Από την ομάδα των πυροξένων διοψίδιος (MB-1, MB-2, MB-3), ανγίτης (MB-2). Επιπλέον στο δείγμα MB-3 απαντάται φορστερίτης, αιματίτης καθώς και τιτανομαγνητίτης.



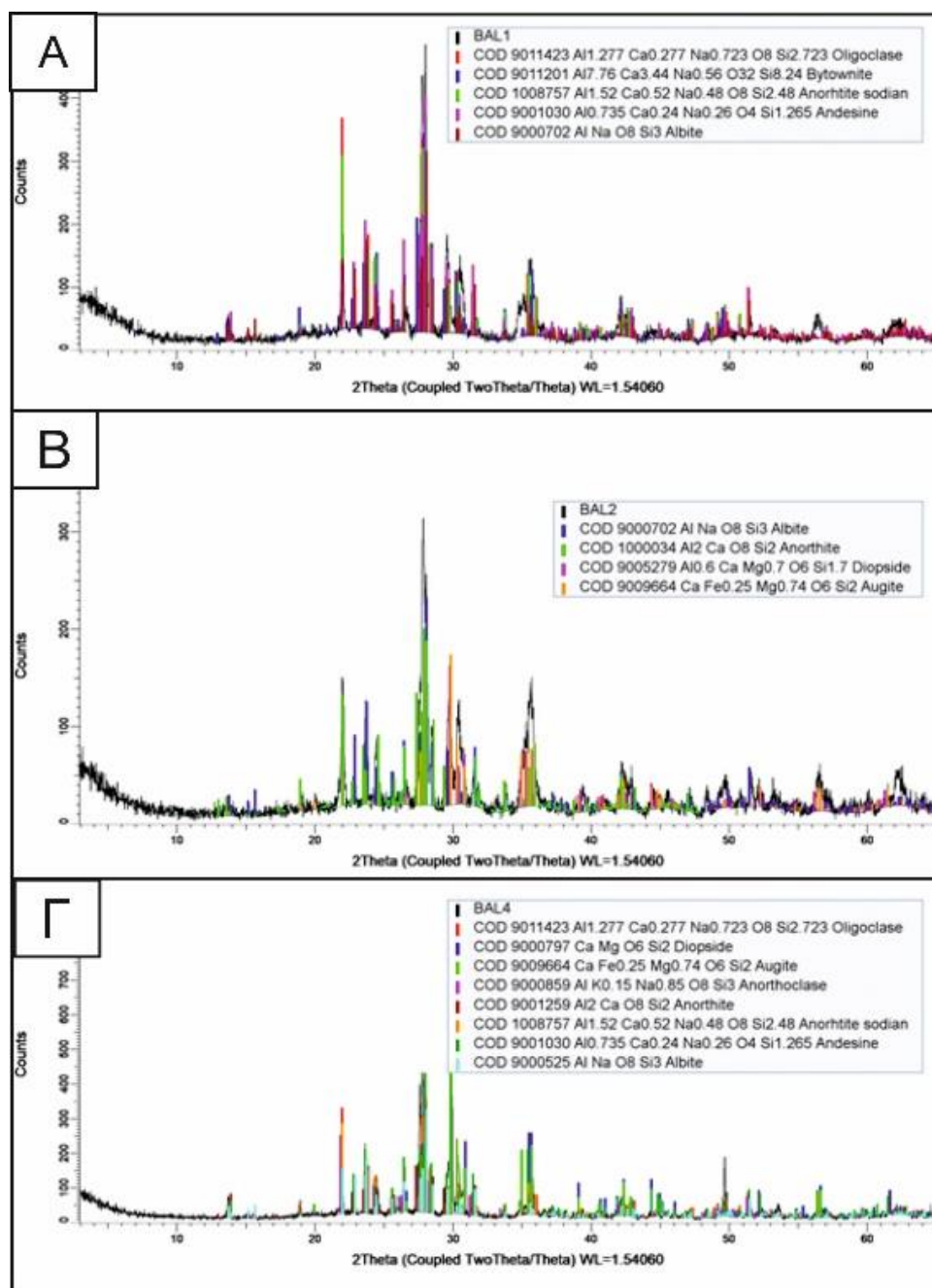
Εικόνα 4.20 Διαγράμματα XRD των δειγμάτων της περιοχής Μεγάλο Βουνό.



Εικόνα 4.20 συνέχεια.

4.5.3 Αποτελέσματα XRD για τα δείγματα της περιοχής του Μπάλου

Στα δείγματα της περιοχής του Μπάλου από την ομάδα των αστρίων απαντώνται ανδেসίνης (Bal-4), λαβραδορίτης (Bal-2), ανορθίτης (Bal-2,Bal-4), ολιγόκλαστο (Bal-4). Από την ομάδα των πυροξένων ανίγτης (Bal-2, Bal-4) και διοψίδιος (Bal-2, Bal4).



Εικόνα 4.21 Διαγράμματα XRD για τα δείγματα της περιοχής του Σκάρου.

Πίνακας 4.5 Αποτελέσματα XRD των δειγμάτων τη Σαντορίνης

	SK-1	SK-2	SK-3	MB-1	MB-2	MB-3	MB-4	MB-6	MB-8	Bal-2	Bal-4
Ανδεσίνης	+					+					+
Λαβραδορίτης	+	+		+	+	+	+	+	+	+	
Αλβίτης	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+
Ανορθίτης			+	+	+		+	+			+
Διοψίδιος	+			+		+			+	+	
Βυτοβνίτης	+							+	+		+
Ολιγόκλαστο				+	+	+	+	+			
Φορστερίτης	+	+	+			+					+
Διοψίδιος	+	+			+						
Αυγίτης										+	+
Πιζονίτης		+	+								
Χαλαζίας			+								
Δολομίτης			+								
Αιματίτης			+								
Τιτανομαγνητίτης						+					

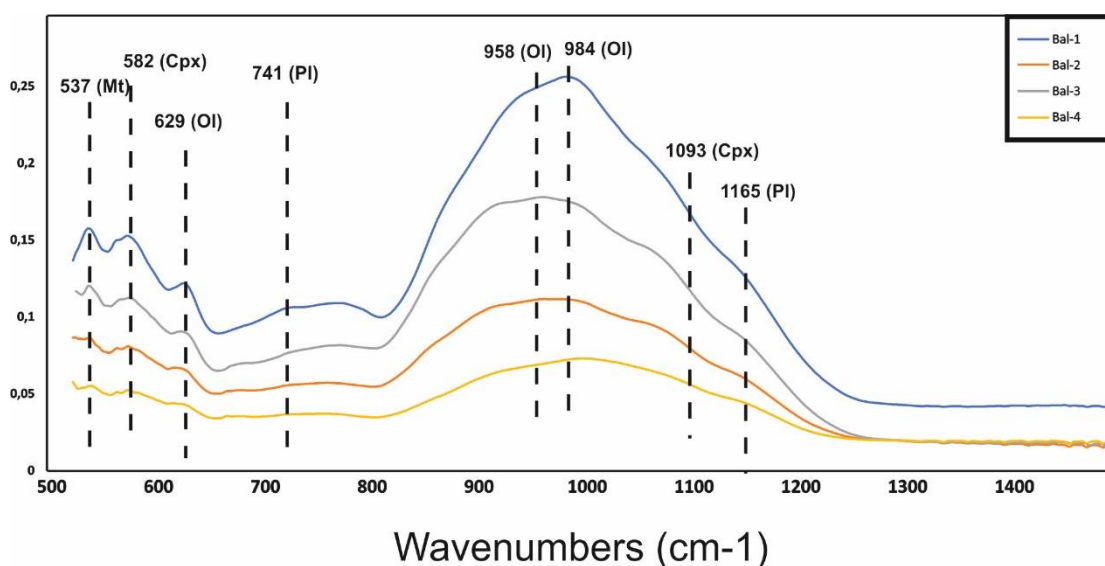
4.6 Αποτελέσματα υπέρυθρης φασματοσκοπίας IR-ATR

Κατά την διάρκεια του πειράματος μετρήσαμε τις κύριες ζώνες απορρόφησης X IR-ATR για τα δείγματα από τις τρεις περιοχές της Σαντορίνης, Μπάλος (Bal-1, Bal-2, Bal-3, Bal-4), τον Σκάρο (SK-1, SK-2, SK-3) και το Μεγάλο βουνό (MB-1, MB-2, MB-3, MB-4, MB-5, MB-6, MB-7, MB-8). Η ταυτοποίηση των κορυφών του φάσματος έγινε μέσω της βάσης δεδομένων RRUFF, ενώ η κανονικοποίηση των αποτελεσμάτων έγινε μέσω του προγράμματος Fityk ver. 0.9.8 χρησιμοποιώντας την συνάρτηση LogNormal.

4.6.1 Αποτελέσματα FTIR IR-ATR για τα δείγματα του Μπάλου

Στο δείγμα Bal-1 οι κορυφές 958 cm^{-1} και 629 cm^{-1} αντιστοιχούν σε φροστερίτη (Fo), οι κορυφές 1014 cm^{-1} , 724 cm^{-1} και 580 cm^{-1} αντιστοιχούν σε ανορθίτη (An) η κορυφή 931 cm^{-1} αντιστοιχί σε κλινοπυρόξενο (Cpx) ενώ οι κορυφές 536 cm^{-1} και 539 cm^{-1} σε μαγνητίτη (Mt). Στο δείγμα Bal-2, οι κορυφές 1005 , 985 και 915 cm^{-1} αντιστοιχούν σε φορστερίτη (Fo), οι κορυφές 1197 cm^{-1} , 1165 cm^{-1} , 1138 cm^{-1} και 749 cm^{-1} αντιστοιχούν σε πλαγιόκλαστο (Pl), οι κορυφές 1094 cm^{-1} , 857 cm^{-1} , 626 cm^{-1} και 582 cm^{-1} αντιστοιχούν σε κλινοπυρόξενο (Cpx), ενώ οι κορυφές 537 cm^{-1} και 520 cm^{-1} αντιστοιχούν σε μαγνητίτη (Mt).

Στο δείγμα Bal-3, οι κορυφές 968 cm^{-1} και 908 cm^{-1} αντιστοιχούν σε φορστερίτη (Fo), οι κορυφές 1167 cm^{-1} , 1142 cm^{-1} , 896 cm^{-1} και 762 cm^{-1} αντιστοιχούν σε πλαγιόκλαστο (Pl), οι κορυφές 1093 cm^{-1} και 650 cm^{-1} αντιστοιχούν σε κλινοπυρόξενο (Cpx), ενώ οι κορυφές 579 cm^{-1} και 537 cm^{-1} αντιστοιχούν σε μαγνητίτη (Mt). Στο δείγμα Bal-4 οι κορυφές 1004 cm^{-1} και 908 cm^{-1} αντιστοιχούν σε φορστερίτη (Fo), οι κορυφές 1160 cm^{-1} και 741 cm^{-1} αντιστοιχούν σε πλαγιόκλαστο, οι κορυφές 1083 cm^{-1} και 629 cm^{-1} αντιστοιχούν σε κλινοπυρόξενο (Cpx), ενώ οι κορυφές 578 cm^{-1} και 537 cm^{-1} σε μαγνητίτη (Mt).



Εικόνα 4.22 Διάγραμμα μεθόδου FTIR-IR για τα δείγματα της περιοχής του Μπάλου

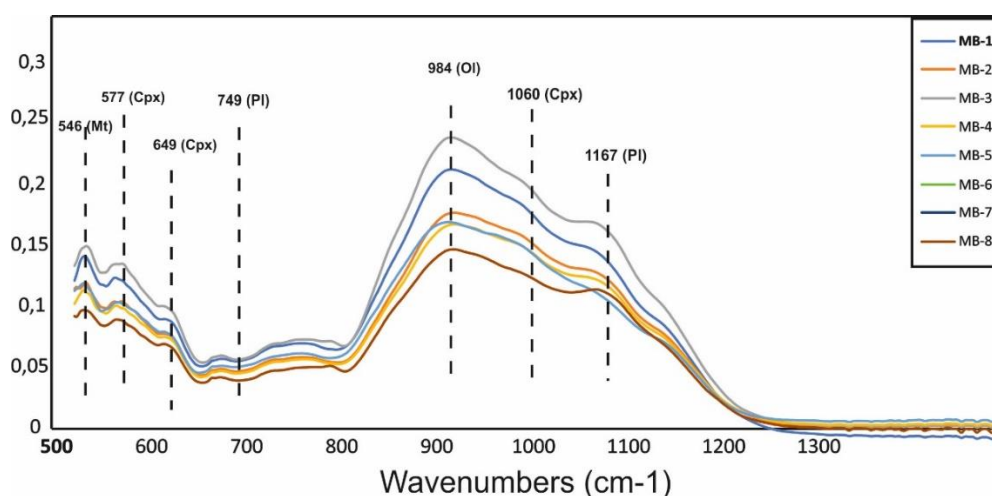
4.6.2 Αποτελέσματα FTIR IR-ATR για τα δείγματα της περιοχής Μεγάλο Βουνό

Στο δείγμα MB-1 οι κορυφές 1189 cm^{-1} , 1155 cm^{-1} και 977 cm^{-1} αντιστοιχούν σε πλαγιόκλαστο (Pl), οι κορυφές 1060 cm^{-1} , 957 cm^{-1} , 669 cm^{-1} , 637 cm^{-1} , 627 cm^{-1} αντιστοιχούν σε κλινοπυρόξενο (Cpx) ενώ οι κορυφές 577 και 533 αντιστοιχούν σε μαγνητίτη. Η κορυφή 940 cm^{-1} ενδεχομένως να αντιστοιχεί στην ύπαρξη ολιβίνη (Fo), χωρίς όμως να επιβεβαιώνεται από την μέθοδο XRD. Στο δείγμα MB-2 οι κορυφές 1177 cm^{-1} , 1141 cm^{-1} , 1094 cm^{-1} και 913 cm^{-1} αντιστοιχούν σε πλαγιόκλαστο (Pl), οι κορυφές 994 cm^{-1} , 964 cm^{-1} , 688 cm^{-1} , 649 cm^{-1} και 632 cm^{-1} αντιστοιχούν σε κλινοπυρόξενο (Cpx) και οι κορυφές 546 cm^{-1} και 624 cm^{-1} αντιστοιχούν σε μαγνητίτη (Mt). Στο δείγμα MB-3 οι κορυφές 914 cm^{-1} , 749 cm^{-1} και 568 cm^{-1} αντιστοιχούν σε πλαγιόκλαστο (Pl), οι κορυφές 1049 cm^{-1} και 624

αντιστοιχούν σε κλινοπυρόξενο (Cpx) ενώ οι κορυφές 531 cm^{-1} και 529 cm^{-1} αντιστοιχούν σε μαγνητίτη (Mt).

Στο δείγμα MB-4 οι κορυφές 994 cm^{-1} και 952 cm^{-1} ενδεχομένως αντιστοιχούν σε ολιβίνη (Fo) , οι κορυφές 1150 cm^{-1} , 1100 cm^{-1} , 752 cm^{-1} , 728 cm^{-1} αντιστοιχούν σε πλαγιόκλαστο (Pl), οι κορυφές 1081 cm^{-1} , 1074 cm^{-1} , 668 cm^{-1} , 646 cm^{-1} , 624 cm^{-1} αντιστοιχούν σε κλινοπυρόξενο (Cpx) ενώ οι κορυφές 558 και 534 αντιστοιχούν σε μαγνητίτη (Mt). Στο δείγμα MB-5 οι κορυφές 983 cm^{-1} και 936 cm^{-1} αντιστοιχούν σε ολιβίνη (Fo) , οι κορυφές 1158 cm^{-1} , 909 cm^{-1} , 862 cm^{-1} και 762 cm^{-1} αντιστοιχούν σε πλαγιόκλαστο (Pl) , και οι κορυφές 1076 cm^{-1} και 1041 cm^{-1} , 677 cm^{-1} , 668 cm^{-1} και 664 cm^{-1} αντιστοιχούν σε κλινοπυρόξενο (Cpx) και οι κορυφές 573 cm^{-1} , και 541 cm^{-1} και 531 cm^{-1} αντιστοιχούν σε μαγνητίτη (Mt).

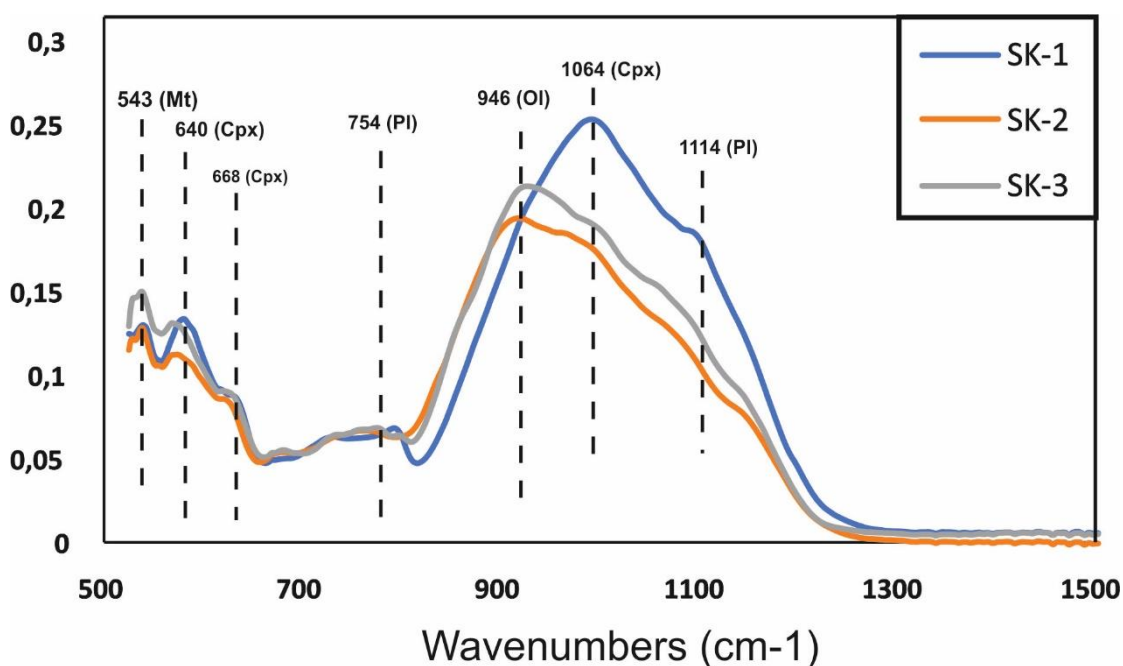
Στο δείγμα MB-6 οι κορυφή 990 αντιστοιχεί σε ολιβίνη (Fo) , οι κορυφές 1154 , 1090 , 925 και 760 αντιστοιχούν σε πλαγιόκλαστο (Pl) , οι κορυφές 1030 , 678 και 624 αντιστοιχούν σε κλινοπυρόξενο ενώ οι κορυφές 539 , 534 και 5256 σε μαγνητίτη (Mt). Στο δείγμα MB-7 οι κορυφές 888 , 779 και 749 αντιστοιχούν σε πλαγιόκλαστο (Pl), οι κορυφές 1083 , 675 και 629 αντιστοιχούν σε κλινοπυρόξενο (Cpx) και οι κορυφές 584 542 και 533 αντιστοιχούν σε μαγνητίτη (Mt). Στο δείγμα MB-8, οι κορυφή 1081 cm^{-1} αντιστοιχεί σε ολιβίνη, οι κορυφές 1189 cm^{-1} , 1155 cm^{-1} και 1105 cm^{-1} αντιστοιχούν σε πλαγιόκλαστο (Pl), οι κορυφές 679 cm^{-1} , 668 cm^{-1} και 629 cm^{-1} σε κλινοπυρόξενο (Cpx) και οι κορυφές 569 cm^{-1} , 541 cm^{-1} και 533 cm^{-1} σε μαγνητίτη (Mt).



Εικόνα 4.23 Διάγραμμα μεθόδου FTIR-IR για τα δείγματα της περιοχής του Μεγάλου Βουνού

4.6.3 Αποτελέσματα FTIR IR-ATR για τη δείγματα της περιοχής του Σκάρου SK-1

Στο δείγμα SK-1 οι κορυφές 1201 cm^{-1} , 1163 cm^{-1} , 1114 cm^{-1} αντιστοιχούν σε πλαγιόκλαστο (Pl), οι κορυφές 992 cm^{-1} , 946 cm^{-1} ενδεχομένως αντιστοιχούν σε ολιβίνη (Ol), οι κορυφές 671 cm^{-1} , 640 cm^{-1} αντιστοιχούν σε κλινοπυρόξενο (Cpx), ενώ οι κορυφές 578 cm^{-1} και 543 cm^{-1} σε μαγνητίτη (Mt). Στο δείγμα SK-2 οι κορυφές 1151 cm^{-1} , 1148 cm^{-1} και 754 cm^{-1} αντιστοιχούν σε πλαγιόκλαστο (Pl), οι κορυφές 1078 cm^{-1} , 677 cm^{-1} και 668 cm^{-1} αντιστοιχούν σε κλινοπυρόξενο (Cpx), ενώ οι κορυφές 537 cm^{-1} και 526 cm^{-1} αντιστοιχούν σε μαγνητίτη (Mt). Στο δείγμα SK-3 οι κορυφές 997 cm^{-1} , 742 cm^{-1} , 713 cm^{-1} και 581 cm^{-1} αντιστοιχούν σε πλαγιόκλαστο (Pl), οι κορυφές 1066 cm^{-1} , 1060 cm^{-1} , 631 cm^{-1} και 517 cm^{-1} αντιστοιχούν σε κλινοπυρόξενο (Cpx) ενώ οι κορυφές 537 cm^{-1} , 519 cm^{-1} αντιστοιχούν σε μαγνητίτη (Mt).



Εικόνα 4.24 Διάγραμμα μεθόδου FTIR-IR για τα δείγματα της περιοχής του Σκάρου

Κεφάλαιο 5: Συζήτηση - Σύγκριση Αποτελεσμάτων

5.1 Σύγκριση της χημικής σύστασης των δειγμάτων της Σαντορίνης με δεδομένα από τον Άρη.

Μέσα από τη μελέτη των ηφαιστειακών διεργασιών που λαμβάνουν χώρα στο ηφαιστειακό σύμπλεγμα της Σαντορίνης, οι επιστήμονες έχουν την δυνατότητα να μελετήσουν μία σειρά τόσο γεωμορφολογικών όσο και χημικών χαρακτηριστικών τα οποία δυνητικά θα μπορούσαν να εμφανίζουν ομοιότητες με τα αντίστοιχα της επιφάνειας του Άρη. Η διαπίστωση και απόδειξη αυτών των κοινών χαρακτηριστικών θα επέτρεπαν και τον χαρακτηρισμό των πετρωμάτων της Σαντορίνης ως Αρειανά Ανάλογα. Ένα πρώτο παράδειγμα τέτοιων κοινών μορφολογικά χαρακτηριστικών, αποτελούν δομές οι οποίες δημιουργήθηκαν από ήπιας έντασης εκρήξεις και οι οποίες παρήγαγαν ροές λάβας βασικής και ενδιάμεσης σύστασης (όπως το παράδειγμα της Νέας Καμένης το οποίο δεν εξετάζεται σε αυτή την μελέτη). Οι παραπάνω δομές θα μπορούσαν να συγκριθούν και να συσχετιστούν με το Βόρειο τμήμα του Άρη το οποίο διαθέτει ένα πιο ήπιο ανάγλυφο και αντικατοπτρίζει την πιο πρώιμη γεωλογικά εποχή του πλανήτη. Στον αντίποδα, το νότιο και πιο έντονο όσον αφορά το ανάγλυφό του Νότιο τμήμα του Άρη και το οποίο παρουσιάζει πιο κωνικού σχήματος ηφαιστειακές δομές, θα μπορούσε να συσχετισθεί με άλλες περιοχές της Σαντορίνης όπως για παράδειγμα την περιοχή του Σκάρου της οποίας η σύσταση κυμαίνεται από βασαλτική έως και τραχυανεδσιτική.

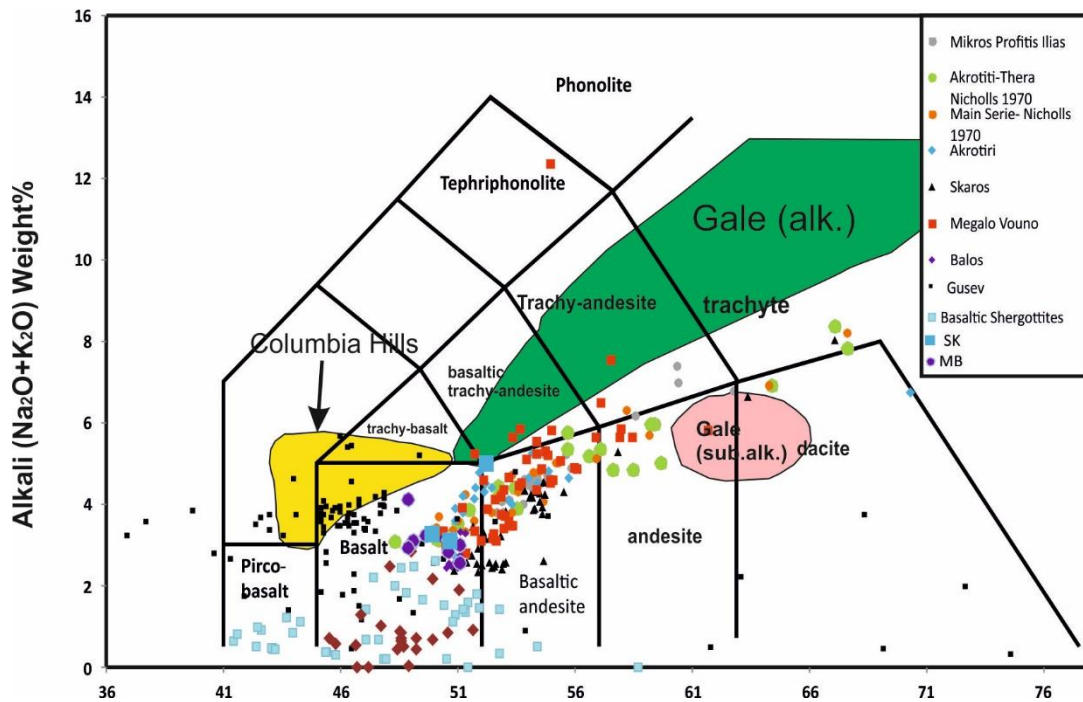
Εάν θέλουμε να συνολικοποιήσουμε όλα τα παρακάτω χαρακτηριστικά προτείνοντας μία περιοχή του Άρη η οποία θα μπορούσε να συσχετισθεί πλήρως μορφολογικά με το ηφαιστειακό σύμπλεγμα της Σαντορίνης αυτή θα ήταν η περιοχή του Άρη Tharsis. Η περιοχή Tharsis αποτελεί μία από τις πιο ενδιαφέρουσες προς μελέτη περιοχές για ενδεχόμενη κατοίκηση του Άρη και η οποία ανήκει στο ευρύτερο ηφαιστειακό σύμπλεγμα Elysium (βλ. Κεφ.2.3) (Hauber et al., 2009).

Πέρα των γεωμορφολογικά όμοιων περιοχών, πολλές ομοιότητες μεταξύ του Άρη και της Σαντορίνης εμφανίζονται και με γνώμονα την χημική τους σύσταση. Στις περιοχές μελέτης απαντώνται ηφαιστειακά πετρώματα βασαλτικής σύστασης (Εικόνα 5.1). Επιπλέον, στις δύο περιοχές Μπάλος και Μεγάλο Βουνό τα πετρώματα είναι πιο όξινα, και προβάλλονται στα πεδία των βασαλτικών ανδεσιτών και τραχύ-ανδεσιτών (Εικόνα 5.1). Αυτές οι ενδιάμεσες συστάσεις εμφανίζουν αρκετές ομοιότητες τόσο με

τα πιο αλκαλικά πετρώματα του κρατήρα Gale του Άρη όσο και με τους βασαλτικούς κλάστες που περιέχονται στο μετεωρίτη NWA 7034 (Usui et al., 2008; Adcock et al., 2018).

Επίσης, η περιοχή Μεγάλο Βουνό η οποία αφενός παρουσιάζει τις πιο αλκαλικές συστάσεις, αφετέρου όμως διαθέτει και πιο σκωριώδη πετρώματα, με βάση τα ιστολογικά χαρακτηριστικά των δειγμάτων. Τέτοια πετρώματα θα μπορούσαν να συγκριθούν με αντίστοιχες περιοχές που έχουν παρατηρηθεί στον Άρη (Bleacher et al., 2007, 2009), με το μόνο μειονέκτημα σε αυτή την εικασία, να αποτελεί πως μόνο τα τελευταία χρόνια και εξαιτίας τα της εξέλιξης της ποιότητας των εικόνων, έχει επιτραπεί πιο λεπτομερής χαρακτηρισμό των συγκεκριμένων χαρακτηριστικών υφής και ιστού των πετρωμάτων που βρίσκονται στον Άρη (Broz et al., 2015).

Επιπλέον πολλές πληροφορίες για πιθανές ομοιότητες μπορούμε να αντλήσουμε και από το τροχοφόρο όχημα Spirit διετέλεσε μία σειρά χημικών αναλύσεων σε διαφορετικές ηφαιστειακές περιοχές μέσα στο κρατήρα Gusev. Κατά τη διάρκεια της εννιάχρονης αποστολής τους, το Spirit βρήκε πρώιμης σύστασης ολιβινικά ηφαιστειακά πετρώματα (Monders et al., 2007; Filiberto et al., 2010), βασάλτες και τραχυανδεσίτες πλούσιους σε αλκάλια (McSween et al., 2006, McSween et al., 2009), μία βασαλτικής σύστασης απόθεση πυροκλαστικών η οποία ονομάζεται “Home Plate”. Σύμφωνα με τις παραπάνω μελέτες τα πετρώματα τα οποία συλλέχθηκαν και μελετήθηκαν στις περιοχές του Μπάλου, του Σκάρου και του Μεγάλου Βουνού θα μπορούσαν να θεωρηθούν “εν ενεργεία” ηφαιστειακά ανάλογο των παραπάνω περιοχών του Άρη και τα οποία θα αντικατόπτριζαν την δεύτερη γεωλογικά εποχή του Άρη το Hesperion . Επιπλέον τα πιο εξαλλοιωμένα πετρώματα τα οποία βρέθηκαν στην περιοχή του Σκάρου μπορούν σε μεταγενέστερες μελέτες να συγκριθούν με έρευνες άλλων περιοχών στην Γη και οι οποίες έχουν επικεντρωθεί στην εύρεση της διακύμανσης του βαθμού εξαλλοίωσης που έχουν υποστεί τα πετρώματα στην επιφάνεια του Άρη (Bell et al., 1993; Golden et al., 1993; Morris et al., 2000; Bishop et al., 2007).



Εικόνα 5.1 Διάγραμμα Total Alkali Silica των δειγμάτων διαφορετικών περιοχών της Σαντορίνης, σε σύγκριση με τις κατηγορίες μετεωριτών με προέλευση τον πλανήτη Άρη. Τα σκιαγραφημένα πεδία των περιοχών του Άρη Gale και Columbia Hills προέρχονται από την βιβλιογραφία (Huges et al., 2018; Sautter et al., 2015)

5.2 Σύγκριση των πετρωμάτων της Σαντορίνης με μετεωρίτες που έχουν προέλευση τον πλανήτη Άρη

Η σημασία των Γήινων πετρωμάτων που έχουν χαρακτηριστεί ως ανάλογα των μετεωριτών που προέρχονται από τον πλανήτη Άρη είναι μεγάλη. Τα δείγματα αυτά, μπορούν να μας δώσουν αρκετές πληροφορίες για τις διεργασίες που διαδραματίστηκαν τόσο στο εσωτερικό όσο και στην επιφάνεια του αρειανού φλοιού, όπως επίσης να μας δώσουν σημαντικές πληροφορίες για τις επιπτώσεις της μεταμόρφωσης λόγω σοκ που έχουν υποστεί οι μετεωρίτες με προέλευση τον Άρη.

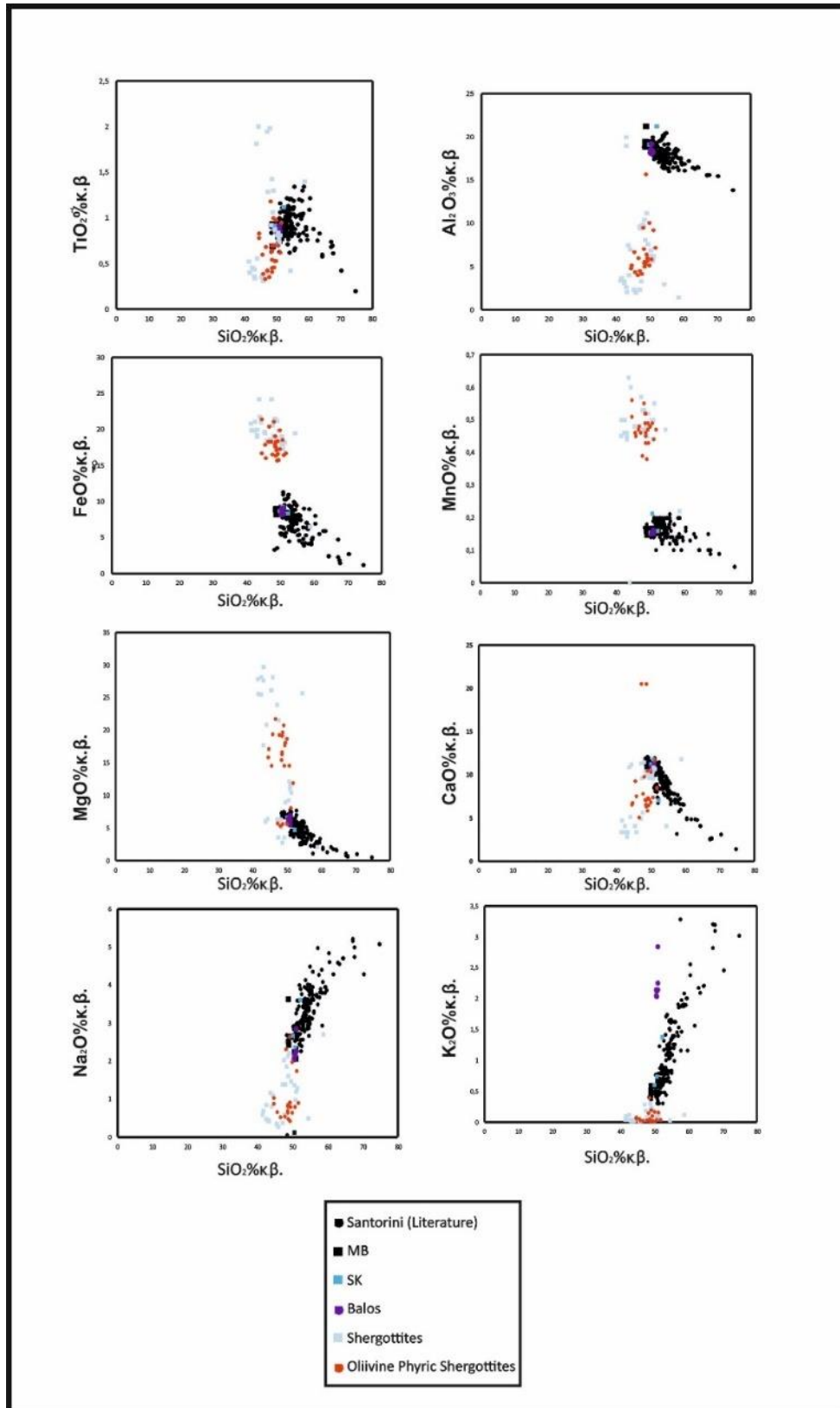
Στην περίπτωση όμως των δειγμάτων των τριών περιοχών της Σαντορίνης, η χημική τους σύσταση εμφανίζει μεγάλες διαφορές αναφορικά με αυτή των μετεωριτών με προέλευση τον Άρη. Για παράδειγμα η μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε αλκάλια (K_2O+Na_2O) και η χαμηλότερη περιεκτικότητα σε MgO των δειγμάτων της Σαντορίνης, οφείλεται στην κλασματική κρυστάλλωση του τήγματος καθώς και την αφομοίωση μέρος του φλοιού στη ζώνη υποβύθισης που δημιούργησε ενδιάμεσης σύστασης τήγματα. Σε αντίθεση με τα παραπάνω χαρακτηριστικά, ο Αρειανός φλοιός είναι επί το πλείστον βασαλτικής σύστασης (Mc Sween et al., 2009), με αποτέλεσμα

και να υπήρχε παρόμοια διαδικασία στον Άρη κατά τον παρελθόν, δεν θα παρήγαγε τέτοιας χημικής σύστασης τήγματα.

Πιο αναλυτικά και σύμφωνα με την *Εικόνα 5.2*, η σύγκριση των κύριων οξειδίων των δειγμάτων της Σαντορίνης με αυτών των Basaltic Shergottites και των Olivine-phyric Shergottites, αποδεικνύει την παραπάνω υπόθεση. Όπως είναι φανερό σύμφωνα με την αναλογία των κύριων στοιχείων ως προς το SiO_2 , τα δείγματα της Σαντορίνης εμφανίζονται πιο εξελιγμένα γεωχημικά. Αυτό αποδεικνύεται υψηλότερου ποσοστού SiO_2 , του χαμηλότερου ποσοστού FeO και των υψηλότερων ποσοστών NaO και K_2O σε σχέση με τα αντίστοιχα των μετεωριτών με προέλευση των πλανήτη Άρη. Το πανομοιότυπο ποσοστό σε TiO_2 υποδηλώνει την από κοινού ύπαρξη τιτανοπλούσιων ορυκτών όπως μαγνητίτης και ιλμενίτης, ενώ το παρόμοιο ποσοστό CaO μεταξύ των δειγμάτων ενδέχεται να αντικατοπτρίζεται σε μία πανομοιότυπη ορυκτική σύσταση των πυροξένων, κάτι που μένει να επιβεβαιωθεί στην επόμενη ενότητα.

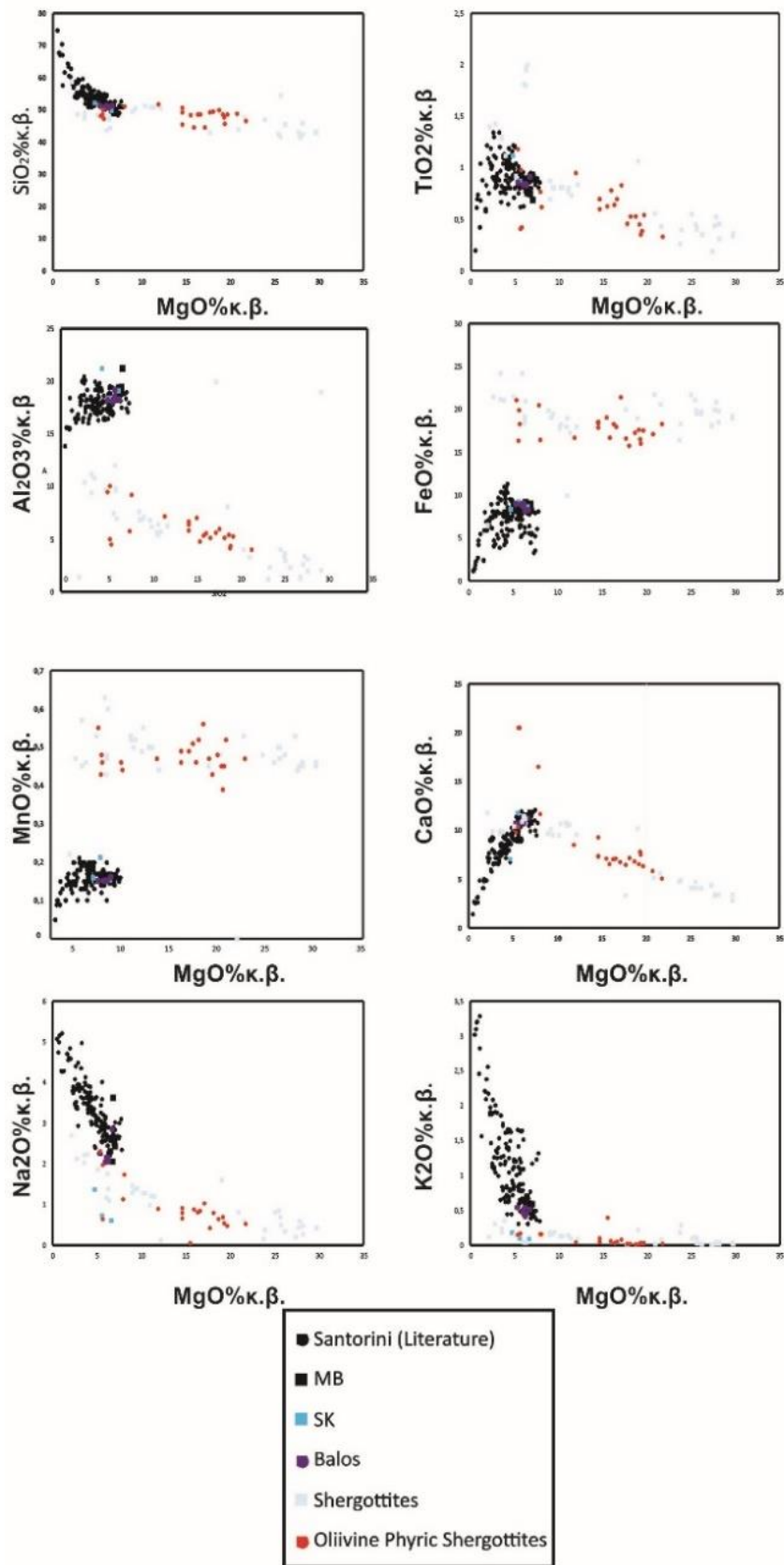
Η παραπάνω διαπίστωση είναι πιο ευδιάκριτη στο *Διάγραμμα 5.3* όπου και τα κύρια οξείδια των δειγμάτων της Σαντορίνης, συγκρίνονται με αυτά των μετεωριτών με προέλευση τον Άρη ως προς την περιεκτικότητα τους σε MgO . Η γραφική αναπαράσταση της μεταβολής της περιεκτικότητας των κύριων στοιχείων ως προς το ποσοστό MgO , μας παρέχει μία αρκετά καλή “εικόνα” για τις χημικές διεργασίες που λάμβαναν χώρα στο τήγμα κατά τη διάρκεια της κρυστάλλωσης του τήγματος που δημιούργησε το εκάστοτε πέτρωμα.

Όπως απεικονίζεται στο *Διάγραμμα 5.3*, τα δείγματα των μετεωριτών με προέλευση τον πλανήτη Άρη είναι πιο πλούσια σε MgO σε σχέση με αυτά της Σαντορίνης. Το διάγραμμα SiO_2/MgO αξίζει ιδιαίτερης προσοχής καθ’ ότι, όσο “προχωράει” η κρυστάλλωση ενός πιθανού “κοινών χαρακτηριστικών τήγματος” (αν υποθέσουμε ότι τα δύο τήγματα είναι ανάλογα), παρατηρείται πως τα δείγματα της Σαντορίνης αποτελούν την νοητή προέκταση και τα συνέπεια την πιο εξελιγμένη “μορφή” των μετεωριτών από τον Άρη. Η παραπάνω πληροφορία θα μπορούσε να θέσει τα δείγματα της Σαντορίνης ως υποψήφια πετρολογικά ανάλογα του Άρη, σε μία ενδεχόμενη ανακάλυψη πιο αλκαλικών ηφαιστειακών πετρωμάτων στην επιφάνεια του κόκκινου πλανήτη στο μέλλον.



Εικόνα 5.2 Διάγραμμα απεικόνισης περιεκτικότητας κύριων στοιχείων ως προς το ποσοστό τους σε SiO_2 . Με μαύρο χρώμα απεικονίζονται τα δείγματα (από την βιβλιογραφία) της Σαντορίνης, με κόκκινο τα δείγματα των Basaltic Shergottites, ενώ με γαλάζιο τα δείγματα των Olivine-phyric Shergottites

Η ίδια υπόθεση επιβεβαιώνεται εκτός από την συνεχή σειρά κατά Bowen, μπορεί να τεκμηριωθεί και από την ασυνεχή σειρά και το διάγραμμα $\text{Na}_2\text{O}/\text{MgO}$ όπου και εκεί φαίνεται πως τα δείγματα της Σαντορίνης αποτελούν μία “εξελικτική” συνέχεια των δειγμάτων των μετεωριτών από τον Άρη. Επιπλέον τα κοινά επίπεδα του TiO_2 που παρατηρούνται σε όλα τα δείγματα καθώς μειώνεται το ποσοστό MgO , οφείλονται στο γεγονός ότι τα δείγματα των μετεωριτών από τον Άρη είναι πλούσια σε ολιβίνη, ο οποίος μπορεί να δεσμεύσει TiO_2 στο κρυσταλλικό του πλέγμα, ενώ τα δείγματα της Σαντορίνης ενδεχομένως να είναι πιο εμπλουτισμένα σε μεταλλικά Ti- πλούσια ορυκτά στην κύρια μάζα τους (η ύπαρξη τους επιβεβαιώνεται τόσο μέσω της μεθόδου XRD όσο και μέσω της μεθόδου SEM). Τέλος το αυξημένο ποσοστό K_2O στα δείγματα της Σαντορίνης, τεκμηριώνει την πιο εξελιγμένη γεωχημικά φύση του και υποδηλώνει την ύπαρξη καλιούχων ορυκτών όπως των καλιούχων αστρίων, τα οποία δεν υπάρχουν στους μετεωρίτες με προέλευση τον Άρη εξαιτίας της πιο πρώιμης γεωχημικά κρυστάλλωσης τους.



Εικόνα 5.3 Διάγραμμα απεικόνισης περιεκτικότητας κύριων στοιχείων ως προς το ποσοστό τους σε MgO.

5.3 Σύγκριση αναλύσεων ορυκτολογικής σύστασης ολικού πετρώματος

5.3.1 Σύγκριση αποτελεσμάτων XRD

Η μέθοδος XRD αποτελεί την πιο διαδεδομένη μέθοδο αναγνώρισης και ποσοτικοποίησης των ορυκτολογικών φάσεων που υπάρχουν σε ένα πέτρωμα. Στην συγκεκριμένη εργασία η μέθοδος XRD εφαρμόστηκε σε ένδεκα συνολικά δείγματα τα οποία συλλέξαμε από την Σαντορίνη και προέρχονται α) από την περιοχή του Μάλου (Bal-2, Bal-4), από την περιοχή του Σκάρου (SK-1, SK-2, SK-3) και από την περιοχή Μεγάλο Βουνό (MB-1, MB-2, MB-3, MB-4, MB-5, MB-6, MB-8), ενώ τα αποτελέσματα των παραπάνω δειγμάτων παρουσιάζονται εκτενώς στο Κεφάλαιο 4.

Τα παραπάνω αποτελέσματα συγκρίθηκαν με αντίστοιχα αποτελέσματα των τροχοφόρων οχημάτων Spirit και Curiosity στους κρατήρες Gusev και Gale αντίστοιχα (Bish et al., 2013; Blake et al., 2013) καθώς και με αντίστοιχες αναλύσεις ήδη χαρακτηρισμένων αναλόγων από την Ισλανδία (05IS02, 05IS03), τη Νορβηγία (09SJ15) και την Νότια Αφρική (07ZA20) (Πανταζίδης, αδημοσίευτα δεδομένα).

Ολιβίνης απαντάται στα δείγματα της Σαντορίνης (SK-1, SK-2, SK-3, MB-3, Bal-4) καθώς και στα δείγματα 05IS03, 05IS02 και 09SJ15 καθώς και σε όλες τις αναλύσεις από τους κρατήρες Gusev και Gale. Το πλαγιόκλαστο απαντάται σε όλο το μήκος της ισόμορφης σειράς στα δείγματα της Σαντορίνης, ενώ στα είδη χαρακτηρισμένα ανάλογα κυρίως ως λαβραδορίτης και ανορθίτης, ενώ βρίσκεται και σε όλα τα δείγματα των Gusev και Gale. Οι πυρόξενοι απαντώνται κυρίως στα δείγματα της Σαντορίνης ως αυγίτης, διοψίδιος και πιζονίτης όπως επίσης και στα είδη χαρακτηρισμένα ανάλογα. Στα δείγματα από του δύο κρατήρες του Άρη οι πυρόξενοι εμφανίζονται ως αυγίτης και διοψίδιος. Τέλος άλλο ένα κοινό χαρακτηριστικό μεταξύ των τριών διαφορετικών δειγμάτων είναι η ύπαρξη χαλαζία σε όρισμένα από αυτά καθώς και η ύπαρξη ιλμενίτη και Fe-Ti ορυκτών.

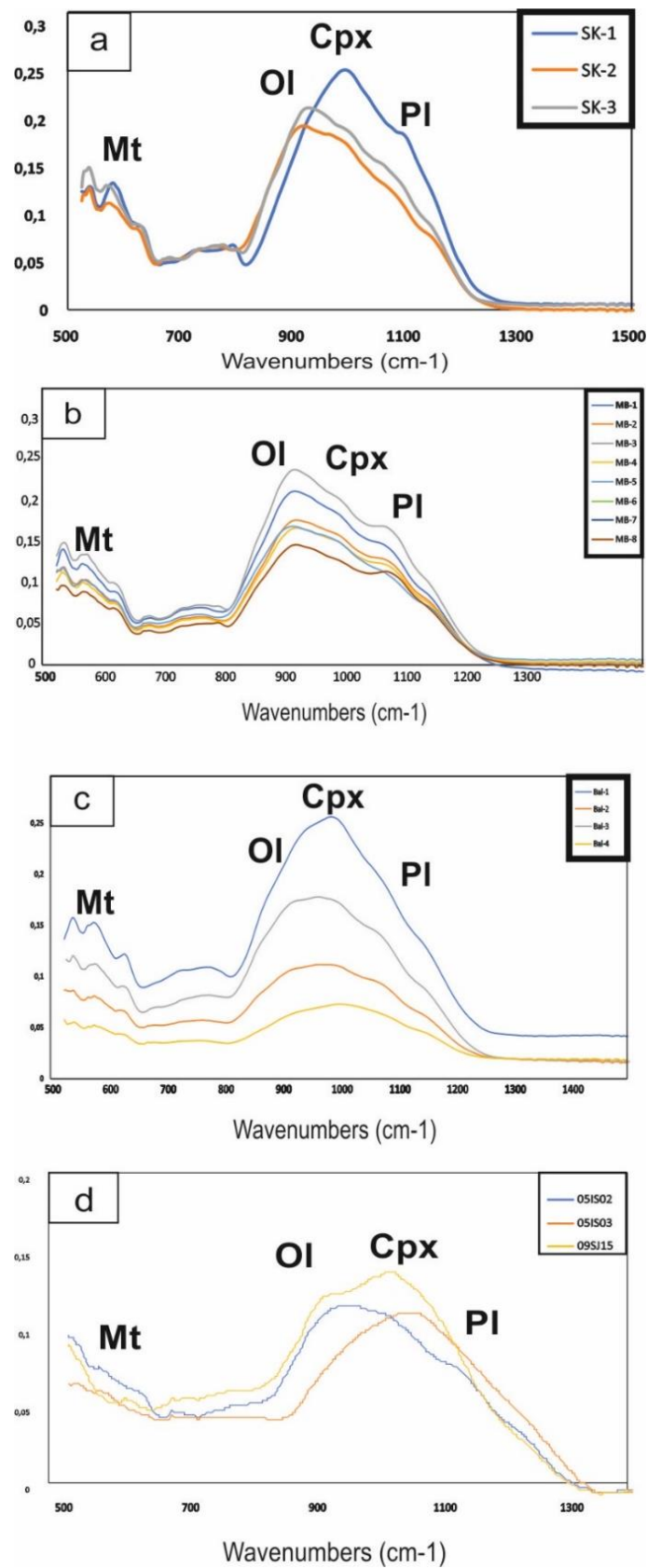
Πίνακας 5.1 Αποτελέσματα μεθόδου XRD των δειγμάτων της Σαντορίνης, των ήδη χαρακτηρισμένων ως πετρολογικών αναλόγων του πλανήτη Άρη (Πανταζίδης, αδημοσίετα δεδομένα), δειγμάτων που μελέτησε τον rover Curiosity στην περιοχή Rocknest του κρατήρα Gale και το rover Spirit στις περιοχές Adirondack, Backstay και Irvine του κρατήρα Gusev (Bish et al., 2013; Blake et al., 2013).

	Sk1	Sk2	Sk3	MB1	MB2	MB3	MB4	MB6	MB8	Bal2	Bal4	05IS02	05IS03	09SJ15	07ZA20	Gale 1	Gale 2	Adirondack	Backstay	Irvine	
Ανδεσίνης	+					+					+										
Λαβραδορίτης	+	+		+	+	+	+	+	+	+		+	+	+		+					
Αλβίτης	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+										
Ανορθίτης			+	+	+		+	+			+	+	+	+		+		+	+	+	
Διοψίδιος	+			+		+			+	+											
Βυτοβνίτης	+							+	+		+										
Ολιγόκλαστο				+	+	+	+	+									+				
Φορστερίτης	+	+	+			+					+	+		+		+	+	+	+	+	
Αυγίτης										+	+			+	+		+	+			
Πιζονίτης		+	+													+	+		+	+	
Χαλαζίας			+									+			+	+					
Δολομίτης			+													+					
Ιλμενίτης						+										+	+	+	+	+	

5.3.2 Σύγκριση μεθόδων FTIR IR- ATR

Στην μέθοδο της υπέρυθρης φασματοσκοπίας IR-ATR έγινε σύγκριση των φασμάτων στα δείγματα της Σαντορίνης με αυτά των ISAR 09SJ15, 05IS02, 05IS03 και 07ZA20 (Πανταζίδης, αδημοσίευτα δεδομένα). Στην *Εικόνα 5.4* και βλέπουμε το εύρος του υπέρυθρου φάσματος $500-1500\text{cm}^{-1}$ των δειγμάτων της Σαντορίνης και των ISAR στο οποίο και αντιστοιχούν οι κορυφές των πυριτικών ορυκτών. Τα φάσματα όλων των δειγμάτων περιέχουν την βασική καμπύλη των πυριτικών ορυκτών μεταξύ των $800-1200\text{cm}^{-1}$. Πιο συγκεκριμένα οι κορυφές που βρίσκονται κοντά στα 850cm^{-1} υποδηλώνουν την ύπαρξη ολιβίνη, η κεντρική κορυφή υποδηλώνει την ύπαρξη πυροξένων ενώ στα 1150cm^{-1} περίπου υποδηλώνεται η ύπαρξη των πλαγιόκλαστων. Σημαντικό να αναφερθεί είναι πως η κεντρική καμπύλη των πυριτικών ορυκτών είναι πανομοιότυπη μεταξύ των $800\text{cm}^{-1}-1200\text{cm}^{-1}$ τόσο στα δείγματα της Σαντορίνης όσο και στα δείγματα του ISAR. Το δείγμα λόγω της έντονης κεντρικής καμπύλης που παρουσιάζει δεν το συμπεριλάβαμε καθόλου στην σύγκριση μεταξύ των δειγμάτων. Τα αποτελέσματα της μεθόδου FTIR IR-ATR των δειγμάτων της Σαντορίνης παρουσιάζονται αναλυτικά στο Κεφάλαιο 4.

Η μέθοδος IR-ATR εκτός από τα δείγματα τα οποία συλλέξαμε από την Σαντορίνη εφαρμόστηκε και στα δείγματα 05IS02, 05IS03, 09SJ15 και 07ZA20 τα οποία έχουμε δανειστεί από το ISAR. Στον παρακάτω πίνακα τα φάσματα για το κάθε δείγμα ξεχωριστά, έτσι όπως αποτιμήθηκαν από την συγκεκριμένη μέθοδο. Σε όλα τα δείγματα του ISAR σύμφωνα με την συγκεκριμένη μέθοδο περιέχονται φορστερίτης, αυγίτης, πλαγιόκλαστο και μαγνητίτης. Στο δείγμα του ISAR 05IS02 βλέπουμε την κορυφές 1154cm^{-1} και 570cm^{-1} να αντιστοιχούν στις κορυφές του ανορθίτη, οι κορυφές 1069cm^{-1} , 911cm^{-1} , 672cm^{-1} , 651cm^{-1} και 631cm^{-1} αντιστοιχούν στον αυγίτη, οι κορυφές 1018cm^{-1} και 876cm^{-1} αντιστοιχούν στο φορστερίτη και η κορυφή 523cm^{-1} σε μαγνητίτη. Στο δείγμα 05IS03 βλέπουμε τις κορυφές 1006 και 984 αντιστοιχούν σε φορστερίτη, κορυφές 891cm^{-1} , 729cm^{-1} , 581cm^{-1} και 568cm^{-1} αντιστοιχούν σε ανορθίτη και οι κορυφές 668cm^{-1} , 664cm^{-1} και 643cm^{-1} σε αυγίτη. Στο δείγμα 09SJ15 οι κορυφές 1001cm^{-1} και 945cm^{-1} αντιστοιχούν σε φορστερίτη, οι κορυφές 904cm^{-1} και 755cm^{-1} αντιστοιχούν σε ανορθίτη, η κορυφή 605cm^{-1} αντιστοιχεί σε αυγίτη cm^{-1} ενώ η κορυφή 535cm^{-1} σε μαγνητίτη.



Εικόνα 5.4 α) Φασματική υπογραφή FTIR IR-ATR των δειγμάτων του Σκάρου, β) των δειγμάτων της περιοχής Μεγάλο Βουνό γ) Των δειγμάτων Μπάλου δ) Των δειγμάτων του ISAR

5.4 Σύγκριση ορυκτοχημικών δεδομένων

Σε αυτή την ενότητα γίνεται η σύγκριση μεταξύ των ορυκτοχημικών δεδομένων που προέκυψαν μετά από την διεξαγωγή αναλύσεων SEM των δειγμάτων από τις περιοχές του Μπάλου, του Μεγάλου Βουνού και του Σκάρου καθώς επίσης και αναλύσεων EPMA που έχουν γίνει από άλλους συγγραφείς κατά το παρελθόν και υπάρχουν στην βιβλιογραφία με αντίστοιχα δεδομένα ορυκτών σε μετεωρίτες που έχουν προέλευση τον πλανήτη Άρη. Το παρακάτω εύρος των ορυκτοχημικών συστάσεων των δειγμάτων που MB, SK και Bal καθώς και των μετεωριτών που έχουν προέλευση τον πλανήτη Άρη περιγράφονται αναλυτικά και προβάλλονται σε διαγράμματα στις ενότητες που ακολουθούν. Επίσης το εύρος των ορυκτοχημικών αναλύσεων από μελέτες που έχουν γίνει στην Σαντορίνη και του ήδη χαρακτηρισμένου ως ανάλογου του κρατήρα Gusev δείγμα ISAR 09SJ15 προβάλλονται και αυτά στα παρακάτω διαγράμματα.

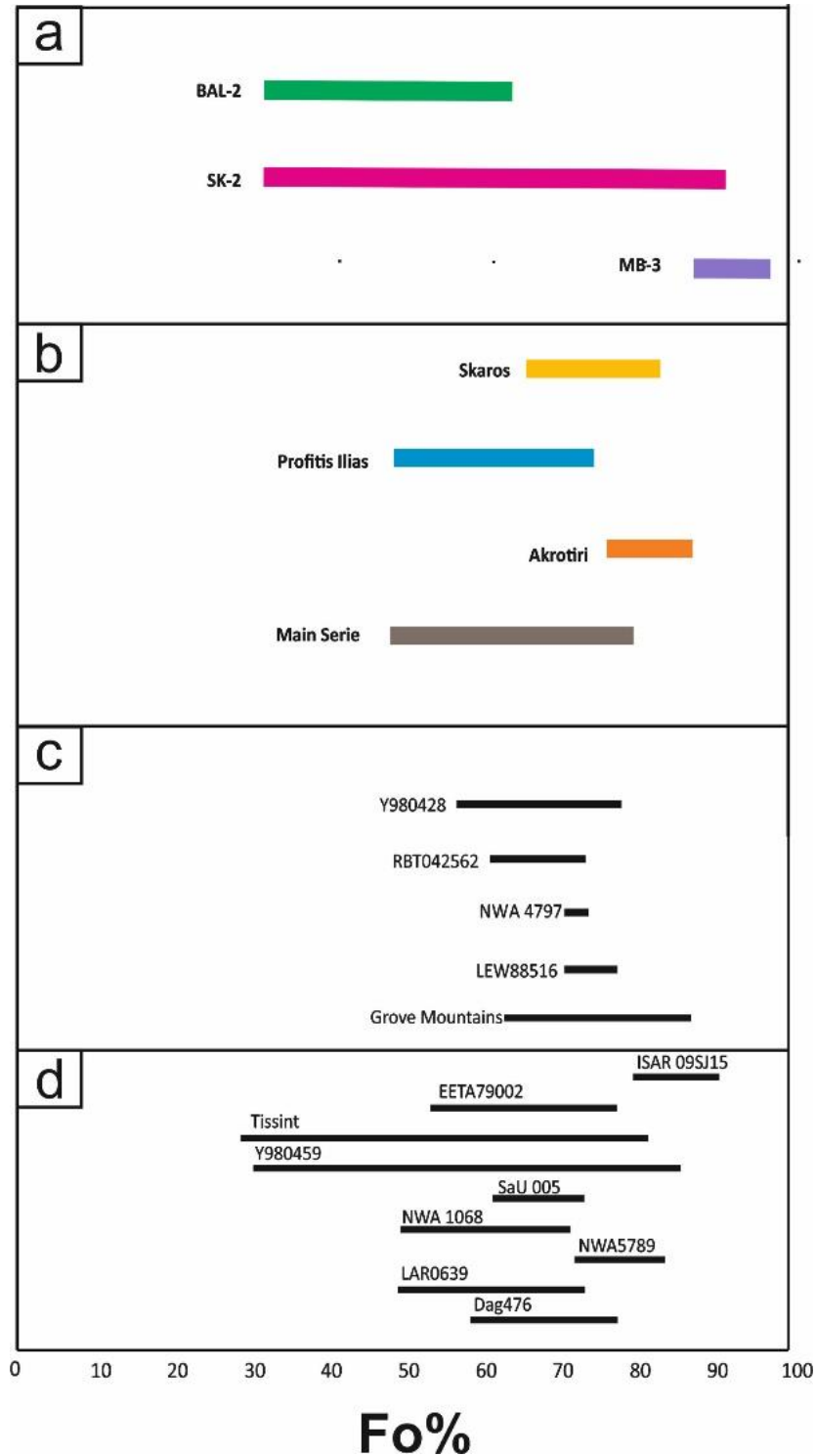
5.4.1 Ορυκτοχημική σύσταση ολιβινών

Στα δείγματα που μελετήθηκαν με την μέθοδο SEM, ολιβίνης εμφανίζεται στα SK-2, MB-3 και BAL 2. Στο δείγμα BAL-2 εμφανίζει μία διακύμανση μεταξύ του Fo_{67-71} με .Στο δείγμα MB-3 ο ολιβίνης εμφανίζεται ως πιο μαγνησιοπλούσιος Fo_{82-86} ενώ πιο σιδηροπλούσιος εμφανίζεται στο δείγμα SK-2 όπου η περιεκτικότητα του σε φορστερίτη εμφανίζει διακύμανση από Fo_{55-60} .

Όσον αφορά την ορυκτοχημική σύσταση των ολιβινών της κατηγορίας των σεργκοτιτών με μεγακρυστάλλους ολιβίνη, ο μετεωρίτης DaG 476 παρουσιάζει ομοιογένεια μεταξύ Fo_{58-57} (Zipfel et al., 2000; Mikouchi et al., 2000; Folco et al., 1999; Wawda et al., 2000; Ikeda et al., 2005), ο μετεωρίτης LAR 0639 Fo_{77-83} (Gross et al., 2011), ο μετεωρίτης NWA 1068 Fo_{49-71} (Barrat et al., 2002), ο μετεωρίτης SaU 005 Fo_{61-73} (Papike et al., 2009; Gross et al., 1992; Goodrich et al., 2001), ο μετεωρίτης Yamato 980459 Fo_{30-85} (Papike et al., 2009, Gershake et al., 2004; Mikouchi et al., 2004), ο μετεωρίτης Tissint Fo_{28-81} (Balta et al., 2015; Liu et al., 2016) και ο μετεωρίτης EETA 79002 Fo_{53-77} (McSween et al., 1983; Sarbadhikari et al., 2009; Steele et al., 1982; Walton et al., 2010; Shearer et al., 2011)

Η ορυκτοχημική σύσταση των ολιβινών προερχόμενοι από τους βασαλτικούς σεργκοτιίτες κυμαίνεται για τον μετεωρίτη Grove Mountains 020090 Fo_{60-82} (Jiang et al., 2012; Lin et al., 2013; Hsu et al., 2004, Whan and Cheng 2005) για τον μετεωρίτη

LEW 88516 Fo₆₇₋₇₄ (Harvey et al., 1993) , τον μετεωρίτη NWA 4797 Fo₆₇₋₇₀ (Walton et al., 2012), ο μετεωρίτης RBT 042562 Fo₆₅₋₆₉ (Usui et al., 2010) και ο μετεωρίτης Yamato 980428 Fo₅₃₋₇₄ (Riches et al., 2011).



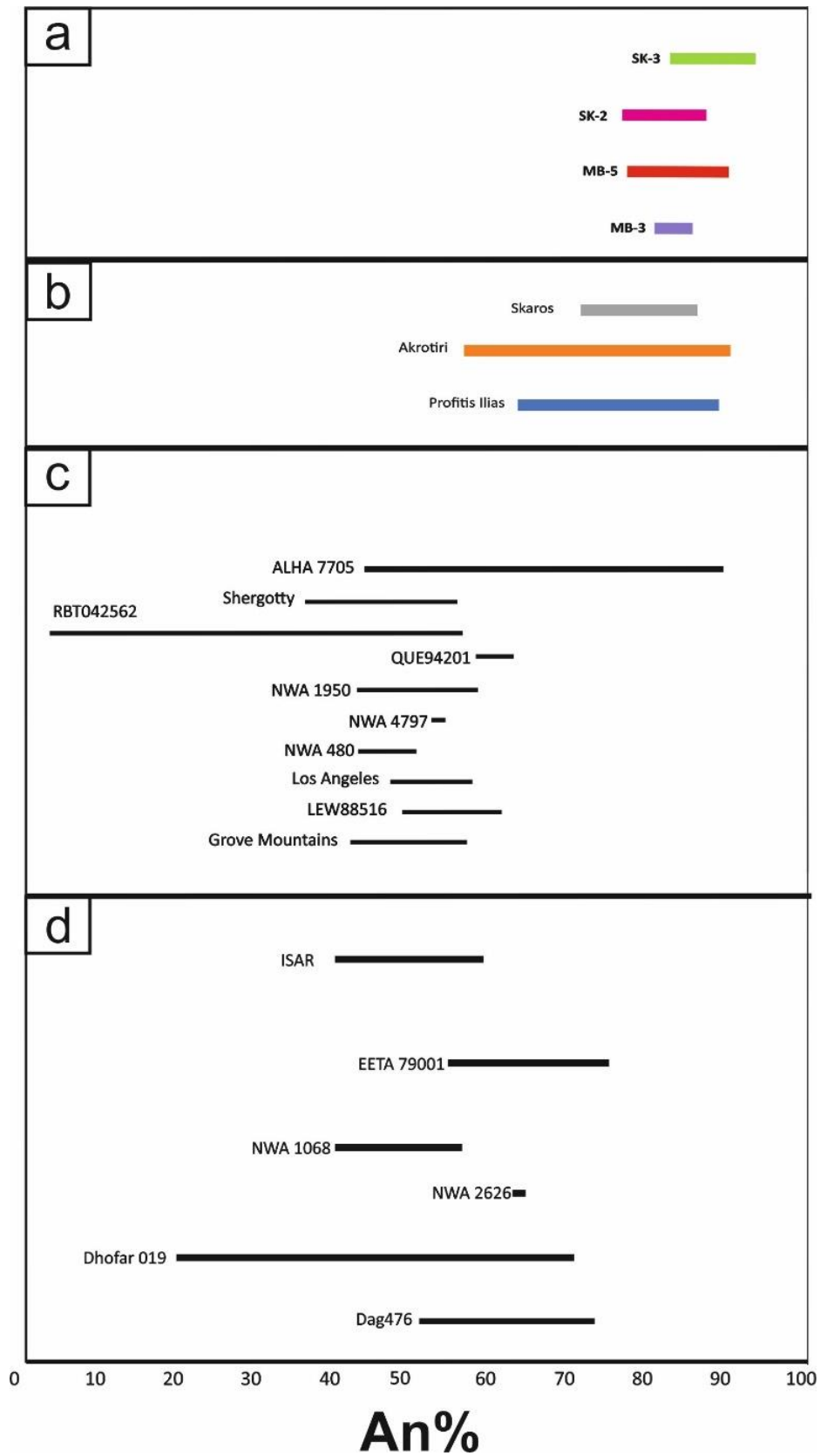
Εικόνα 5.5 Διάγραμμα ορυκτοχημικής σύστασης ολιβινών α) Των δειγμάτων BAL, SK και MB β) Δειγμάτων της Σαντορίνης από την βιβλιογραφία γ) Basaltic Shergottites δ) Olivine pyric Shergottites και ISAR 09SJ15.

5.4.2 Ορυκτοχημική σύσταση πλαγιόκλαστων των δειγμάτων της Σαντορίνης

Δεδομένα της χημικής σύστασης των πλαγιόκλαστων έχουμε από τα δείγματα MB-3, MB-5, SK-2 και SK-3. Τα πλαγιόκλαστα απαντώνται ως πιο ανορθικά στο δείγμα MB- 5 όπου και παρουσιάζουν μέγιστη τιμή An₈₅, αλλά επίσης εμφανίζουν και τη μέγιστη διακύμανση στην σύσταση τους σε σχέση με τα υπόλοιπα δείγματα An (An₆₂₋₈₅. Στο δείγμα MB-3 τα πλαγιόκλαστα παρουσιάζουν χημική σύσταση An₆₈₋₇₇. Τα δείγματα από την περιοχή του Σκάρου παρουσιάζουν μία διακύμανση στο δείγμα SK-3 όπου είναι και το πιο πλούσιο σε ανορθίτη μεταξύ An₆₆₋₈₈, ενώ το δείγμα SK-2 μεταξύ An₆₁₋₇₉.

Όσον αφορά την κατηγορία των Olivine-phyric Shergottites, ο μετεωρίτης DaG 476 εμφανίζει εύρος An₄₈₋₆₉ (Mikouchi et al., 2004; Ikeda et al., 2005), ο Dhofar 019 An₁₈₋₆₇ (Taylor et al., 2002; Ikeda et al., 2006), ο LAR 0639 An₄₈₋₇₄ (Sarbadhikari et al., 2009), ο NWA 578 An₅₉₋₆₁ (Gross et al., 2009), ο NWA 1068 An₃₇₋₅₃ (Barrat et al., 2002), και ο EETA 79001 An₅₁₋₇₁ (McSween 1983; Gooding et al., 1986).

Η τιμή των πλαγιόκλαστων στην κατηγορία των βασαλτικών σεργκοττιτών κυμαίνεται στο μετεωρίτη Grove Mountains 020090 An₄₁₋₅₆ (Hsu et al., 2004; Lin et al., 2005), στον LEW 88516 An₄₈₋₆₀ (Mikouchi et al., 2000; Harvey et al., 1993), στον Los Angeles An₄₆₋₅₆ (Mikouchi et al., 2001; Papike et al., 2009; Xirouchakis et al., 2009), στον NWA 480 An₄₂₋₄₉ (Barrat et al., 2002), στον NWA 4797 An₅₁₋₅₃ (Walton et al., 2002), στον NWA 1950 An₄₂₋₅₇ (Gillet et al., 2005; Mikouchi et al., 2005), στον QUE 94201 από An₅₇₋₆₄ (Kring et al., 2013; Mikouchi et al., 2005), στον RBT 042562 An₁₅₋₅₅ (Usui et al., 2010), στον Shergotty An₃₅₋₅₅ (Stoffler et al., 1986; Papike et al., 2009) και στον ALHA 7705 An₄₃₋₈₈ (McSween et al., 1979; Ikeda et al., 1994; Mikouchi et al., 2000).



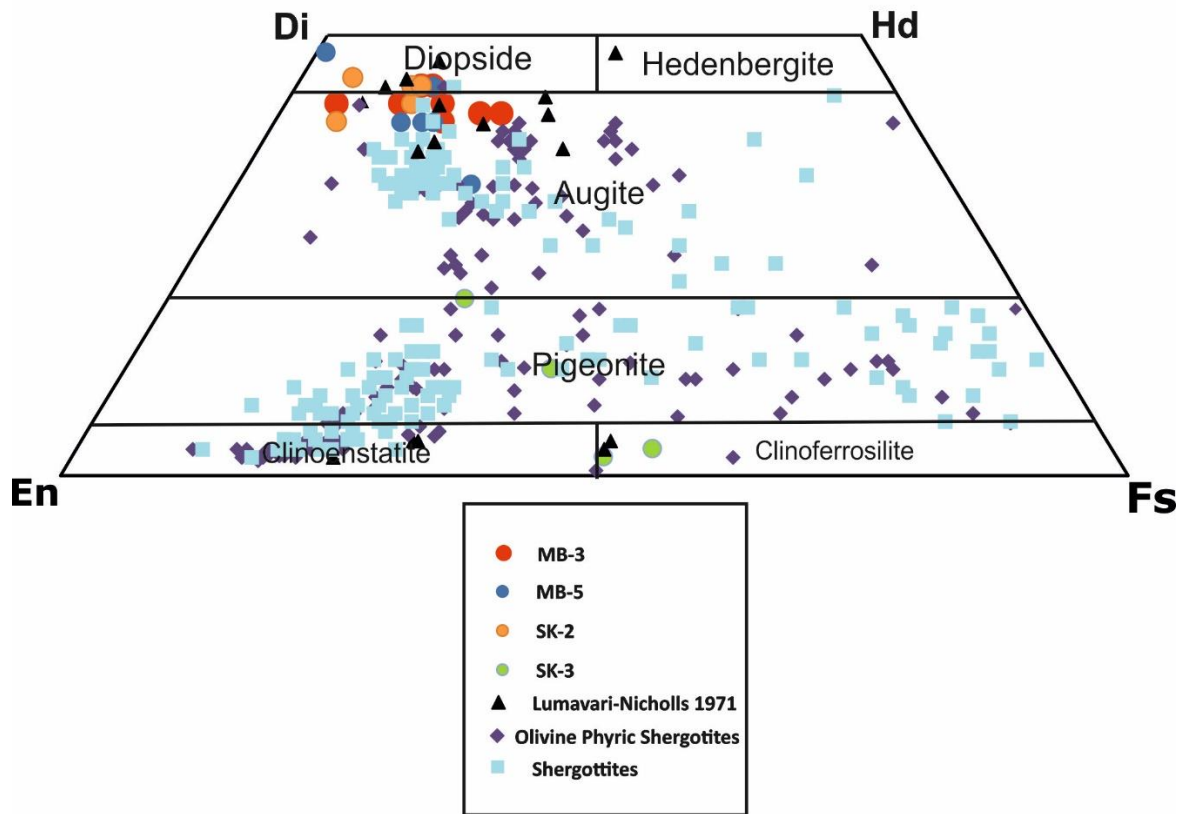
Εικόνα 5.6 Διάγραμμα ορυκτοχημικής σύστασης πλαγιοκλάστων α) Των δειγμάτων BAL, SK και MB β) Δειγμάτων της Σαντορίνης από την βιβλιογραφία γ) Basaltic Shergottites δ) Olivine pyric Shergottites και ISAR 09SJ15

5.4.3 Ορυκτοχημική σύσταση πυροξένων των δειγμάτων της Σαντορίνης

Στο δείγμα MB-3 οι πυρόξενοι παρουσιάζονται με μία διακύμανση En₄₀₋₅₂ Fs₅₋₁₉ Wo₄₁₋₄₄, στο δείγμα MB-5 εμφανίζουν μία διακύμανση από En₄₅₋₅₃ Fs₁₋₂₂ Wo₃₃₋₄₈ και. Ενώ στα δείγματα του Σκάρου SK-2 και SK-3 παρουσιάζει μία διακύμανση από En₄₅₋₅₄ Fs₅₋₁₂ Wo₄₀₋₄₅ και En₄₃₋₄₉ Fs₂₋₂₀ Wo₂₈₋₅₄. Όλα τα δείγματα που συλλέχθηκαν από τις τρεις περιοχές του Μεγάλου Βουνού και του Μπάλου προβάλλονται στο τραπέζιο των πυροξένων στο πεδίο του διοψίδιου και του αυγίτη, ενώ του Σκάρου στο όριο του αυγίτη-πιζονίτη και κλινοφεροσιλίτη.

Όσον αφορά τους πυρόξενους που περιέχονται στους Shergottites χωρίζονται σε δύο κατηγορίες, σε High- Ca και Low- Ca. Για την δεύτερη κατηγορία δεν υπάρχει κάποια ταύτιση με τα δεδομένα της Σαντορίνης, ενώ για την πρώτη βλέπουμε οι συστάσεις προβάλλονται πολύ κοντά στο σε αυτές των δειγμάτων από τις περιοχές του Μπάλου και του Σκάρου στο πεδίο του Αυγίτη. Επίσης παρόμοιες συστάσεις προβάλλονται και στην περιοχή Lumavari (Nicholls 1971). Αναλύσεις της κατηγορίας των Shergottites εμφανίζονται επίσης εμφανίζονται και σε πιο Fe-πλούσια σημεία του διαγράμματος κοντά στο όριο του Κλινοφεροσιλίτη.

Τέλος οι συστάσεις των πυροξένων της κατηγορίας Olivine-phyric Shergottites μπορούμε να θεωρήσουμε πως είναι πανομοιότυπες με αυτές των Shergottites με επιπλέον χαρακτηριστικό το γεγονός ότι κάποιες αναλύσεις της συγκεκριμένης ομάδας προβάλλονται αρκετά κοντά στα σημεία προβολής των αναλύσεων των δειγμάτων του Σκάρου.



Εικόνα 5.7 Διάγραμμα προβολής πυροξένων για τα δείγματα της Σαντορίνης, των Shergottites και των Olivine Phyric Shergottites.

Κεφάλαιο 6: Συμπεράσματα

1) Η χημική σύσταση ολικού πετρώματος έδειξε πως τα ηφαιστειακά πετρώματα τα οποία συλλέχθηκαν από νέες περιοχές μελέτης του Σκάρου και του Μεγάλου Βουνού ανήκουν στη κατηγορία των βασαλτών. Επίσης, αυτές οι αναλύσεις προβάλλονται πολύ κοντά σε αυτές του κρατήρα Gusev.

2) Εφαρμόστηκαν οι μέθοδοι XRD και FTIR-IR ATR στα δείγματα των παραπάνω περιοχών της Σαντορίνης για το προσδιορισμό της ολικής ορυκτολογικής σύστασης των δειγμάτων. Κατά την ανάλυση των αποτελεσμάτων της μεθόδου XRD έγινε σύγκριση των δειγμάτων με αντίστοιχες αναλύσεις τόσο από ήδη υπάρχοντα πετρολογικά ανάλογα του Άρη από τα δείγματα ISAR (09SJ15, 05IS02, 05IS03, 07ZA20) τόσο με βιβλιογραφικά δεδομένα από τους κρατήρες του Άρη Gale και Gusev. Τα αποτελέσματα έδειξαν πως υπάρχουν αρκετά κοινά ορυκτά μεταξύ αυτών των δειγμάτων όπως είναι ο φορστερίτης, ο διοψίδιος, ο αυγίτης ο ανορθίτης όπως και ιμηνίτης. Στη μέθοδο FTIR IR-ATR, συγκρίναμε τα φάσματα των δειγμάτων της Σαντορίνης και των δειγμάτων των ISAR. Αρχικά όλα τα δείγματα εμφανίζουν την κεντρική καμπύλη των πυριτικών ορυκτών μεταξύ $800-1200\text{ cm}^{-1}$ εκτός από το δείγμα 07ZA20 το οποίο έχει μικρότερο εύρος.

3) Στην πετρογραφική παρατήρηση συμπεραίνουμε ότι κάποια από τα δείγματα της Σαντορίνης έχουν κοινά χαρακτηριστικά με αυτά των μετεωριτών με προέλευση τον πλανήτη Άρη. Τα πετρώματα της Σαντορίνης εμφανίζουν επί το πλείστον πιλοταξική και γλωμεροβλαστική δομή με διερηγμένους κρυστάλλους ολιβίνη και πυροξένων οι οποίοι εμφανίζουν μεσαία έως έντονα χρώματα πόλωσης και. Η κύρια μάζα αποτελείται από μικρότερους μεγέθους κρυστάλλους ολιβίνη, πυροξένων και πρισματικών κρυστάλλων πλαγιοκλάστων.

4) Τα δεδομένα XRF ολικού πετρώματος τόσο των δειγμάτων από τις περιοχές μελέτης όσο και από τα βιβλιογραφικά δεδομένα έδειξαν πως τα πετρώματα της Σαντορίνης είναι πιο εξελιγμένα σε σχέση με αυτά των μετεωριτών με προέλευση τον πλανήτη Άρη. Τα διαγράμματα τα οποία προέκυψαν από την σύγκριση των κυρίων στοιχείων φανερώνουν πως οι συστάσεις της Σαντορίνης έχουν καλές αναλογίες όχι μόνο με τα δεδομένα των μετεωριτών με προέλευση τον Άρη, αλλά θα μπορούσαν να θεωρηθούν αντίστοιχα ανάλογα πιθανών πιο εξελιγμένων πετρωμάτων που ενδέχεται να βρεθούν στο μέλλον στον Άρη.

5) Η ποιοτική σύγκριση των ολιβινών, των πλαγιοκλάστων και των πυροξένων των δειγμάτων της Σαντορίνης με τους ολιβινικούς και τους βασαλτικούς σεργκοττίτες. Έδειξε πως το εύρος των συστάσεών τους συμπίπτει σε πολύ μεγάλο βαθμό.

Καταλήγοντας οι περιοχές του Σκάρου και του Μεγάλου Βουνού της Σαντορίνης, διαθέτουν βασαλτικά πετρώματα τα οποία έχουν παρόμοιες ορυκτολογικές και χημικές ιδιότητες με κάποιους από τους μετεωρίτες με προέλευση τον πλανήτη Άρη, καθώς και με ορισμένα πετρώματα χαρακτηρισμένα ως «αρειανά ανάλογα». Τούτο δε, καθιστά τη Σαντορίνη ως ένα πιθανό ανάλογο, θέτωντας τις βάσεις για το πρώτο «Αρειανό» ανάλογο στην Ελλάδα. Επίσης, υπάρχουν ορισμένοι περιορισμοί για τη συσχέτιση των πετρωμάτων της Σαντορίνης αλλά και με οποιοδήποτε γήινο ανάλογο με τα αντίστοιχα της επιφάνειας του πλανήτη Άρη, καθώς τα πετρώματα της τελευταίας είναι πλούσια σε σίδηρο και πτωχά σε αργίλιο. Τέλος, άξιο αναφοράς είναι πως στο μέλλον, ένα τμήμα της έρευνας θα πρέπει να εστιάσει σε πιο εξελιγμένα γήινα «ανάλογα» πετρώματα καθώς ενδέχεται να παρουσιάζουν παρόμοιες ιδιότητες αφενός με τα πετρώματα στο κρατήρα Gale, αλλά και με πιο εξελιγμένα πετρώματα που αναμένεται να ανακαλυφθούν στο πλανήτη Άρη.

Βιβλιογραφία

- Adcock, C. T., Tschauner, O., Hausrath, E. M., Udry, A., Luo, S. N., Cai, Y., ... & Lin, C. (2017). Shock-transformation of whitlockite to merrillite and the implications for meteoritic phosphate. *Nature communications*, 8, 14667.
- Agee, C.B., Wilson, N.V., McCubbin, F.M., Ziegler, K., Polyak, V.J., Sharp, Z.D., Asmerom, Y., Nunn, M.H., Shaheen, R., Thiemens, M.H., and Steele, A. (2013). Unique meteorite from early Amazonian Mars: Water-rich basaltic breccia Northwest Africa 7034. *Science*, 339(6121), pp. 780-785.
- Agee, C. B., Wilson, N. V., Polyak, V. J., Ziegler, K., McCubbin, F. M., Asmerom, Y., ... & Steele, A. (2012). Basaltic breccia NWA 7034: unique 2.1 Ga sample of enriched Martian crust. *Meteoritics and Planetary Science Supplement*, 75.
- Agee, C. B., Muttik, N., Ziegler, K. G., Walton, E. L., Herd, C. D. K., McCubbin, F. M., ... & Simon, J. I. (2014, December). Northwest Africa 8159: New Type of Martian Meteorite. In *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Allwood, A.C., Walter, M.R., Kamber, B.S., Marshall, C.P. & Burch, I.W. (2006). Stromatolite reef from the Early Archaean era of Australia. *Nature* 441, 714–718.
- Anand, M., Williams, C. T., Russell, S. S., Jones, G., James, S., & Grady, M. M. (2005). Petrology and geochemistry of nakhlite MIL 03346: a new Martian meteorite from Antarctica.
- Arkani-Hamed, J., and L. Riendler (2002), Stress differences in the Martian lithosphere: Constraints on the thermal state of Mars, *J. Geophys. Res.*, 107(E12), 5119, doi:10.1029/2002JE001851.
- Balta, J. B., Sanborn, M. E., Udry, A., Wadhwa, M., & McSween, H. Y. (2015). Petrology and trace element geochemistry of Tissint, the newest shergottite fall. *Meteoritics & Planetary Science*, 50(1), 63-85
- Barberi, F., Ferrara, G., Keller, J., Innocenti, F. and Villari, L. (1974). Evolution of Aeolian arc volcanism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 21, 269-276.
- Barrat, J. A., Gillet, P., Sautter, V., Jambon, A., Javoy, M., Göpel, C., ... & Petit, E. (2002). Petrology and chemistry of the basaltic shergottite North West Africa 480. *Meteoritics & Planetary Science*, 37(4), 487-499.
- Barrat, J. A., Jambon, A., Bohn, M., Gillet, P., Sautter, V., Göpel, C., ... & Keller, F. (2002). Petrology and chemistry of the picritic shergottite North West Africa 1068 (NWA 1068). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(19), 3505-3518.

- Barton, M. & Huijsmans, J. P. P. (1986). Post-caldera dacites from the Santorini volcanic complex, Aegean Sea, Greece: an example of the eruption of lavas of near-constant composition over a 2200 year period. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 94, 472-495.
- Baziotis, I. P., Liu, Y., DeCarli, P. S., Melosh, H. J., McSween, H. Y., Bodnar, R. J., & Taylor, L. A. (2013). The Tissint Martian meteorite as evidence for the largest impact excavation. *Nature Communications*, 4, 1404.
- Bell, J.F. III, Calvin, W.M., Ferrand, W.H., Greeley, R., Johnson, J.R., Jolliff, B., Morris, R.V., Sullivan, R.J., Thompson, S., Wang, A., Weitz, C., and Squyres, S.W. (2008) Mars Exploration Rover Pancam multispectral imaging of rocks, soils, and dust at Gusev crater and Meridiani Planum. In J.F. Bell III, Ed., *The Martian Surface: Composition, mineralogy, and physical properties*. Cambridge University Press, U.K., pp. 281-314.
- Bell, J.F., Morris, R.V., and Adams, J.B. (1993) Thermally altered palagonitic tephra: A spectral and process analog to the soil and dust of Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 98(E2), pp. 3373-3385.
- Bell, J. F., McSween, H. Y., Crisp, J. A., Morris, R. V., Murchie, S. L., Bridges, N. T., ... & Ghosh, A. (2000). Mineralogic and compositional properties of Martian soil and dust: Results from Mars Pathfinder. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 105(E1), 1721-1755.
- Berkley, J. L., Keil, K., & Prinz, M. (1980). Comparative petrology and origin of Governador Valadares and other nakhlites. In *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings* (Vol. 11, pp. 1089-1102).
- Bibring, J-P., Langevin, Y., Mustard, J.F., Poulet, F., Arvidson, R., Gendrin, A., Gondet, B., Mangold, N., Pinet, P., Forget, F., and the OMEGA Team (2006) Global mineralogical and aqueous Mars history derived from OMEGA/Mars Express data. *Science*, 312, 400-404.
- Bish, D. L., Blake, D. F., Vaniman, D. T., Chipera, S. J., Morris, R. V., Ming, D. W., ... & Achilles, C. N. (2013). X-ray diffraction results from Mars Science Laboratory: Mineralogy of Rocknest at Gale crater. *science*, 341(6153), 1238932.
- Bishop, J.L., Schiffman, P., Lane, M.D., and Dyar, M.D. (2005) March. Solfataric alteration in Hawaii as a mechanism for formation of the sulfates observed on Mars by OMEGA and the MER instruments. In *36th Annual Lunar and Planetary Science Conference* (Vol. 36).

- Blake, D. F., Morris, R. V., Kocurek, G., Morrison, S. M., Downs, R. T., Bish, D., ... & Madsen, M. B. (2013). Curiosity at Gale crater, Mars: Characterization and analysis of the Rocknest sand shadow. *Science*, 341(6153), 1239505.
- Blaney, D.L., Wiens, R.C., Maurice, S., Clegg, S.M., Anderson, R.B., Kah, L.C., Le Mouelic, S., Ollila, A., Bridges, N., Tokar, R., Berger, G., and others and the MSL Science Team (2014) Chemistry and texture of the rocks at Rocknest, Gale crater: Evidence for sedimentary origin and diagenetic alteration. *Journal of Geophysical Research*, 119, 2109–2131.
- Bleacher, J.E., Greeley, R., Williams, D.A., Cave, S.R., and Neukum, G. (2007) Trends in effusive style at the Tharsis Montes, Mars, and implications for the development of the Tharsis province. *Journal of Geophysical Research*, 112, E09005, doi:10.1029/2006JE002873.
- Bleacher, J.E., Glaze, L.S., Greeley, R., Hauber, E., Baloga, S.M., Sakimoto, S.E., Williams, D.A., and Glotch, T.D. (2009) Spatial and alignment analyses for a field of small volcanic vents south of Pavonis Mons and implications for the Tharsis province, Mars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185(1), pp. 96-102.
- Bond, A., & Sparks, R. S. J. (1976). The Minoan eruption of Santorini, Greece. *Journal of the Geological Society*, 132(1), 1-16.
- Bost, N., Westall, F., Ramboz, C., Foucher, F., Pullan, D., Meunier, A., ... & Vago, J. L. (2013). Missions to Mars: characterisation of Mars analogue rocks for the International Space Analogue Rockstore (ISAR). *Planetary and Space Science*, 82, 113-127.
- Bond, A. and Sparks, R.S.J. (1976). The Minoan eruption of Santorini, Greece. *J. Geol. Soc. London* 131, 1-16.
- Boston, P.J., Ivanov, M.V. & McKay, C.P. (1992). On the possibility of chemosynthetic ecosystems in subsurface habitats on Mars. *Icarus* 95, 300–308.
- Bourgeois, O., Dauteuil, O. & Van Vliet-Lanoe, B. (1998). Pleistocene subglacial volcanism in Iceland: tectonic implications. *Earth Planet. Sci.Lett.* 164, 165–178.
- Brown, A.J., Cudahy, T.J. & Walter, M.R. (2006). Hydrothermal alteration at the Panorama Formation, North Pole Dome, Pilbara Craton, Western Australia. *Precamb. Res.* 151, 221–223.

- Brož, P., Čadek, O., Hauber, E., & Rossi, A. P. (2015). Scoria cones on Mars: Detailed investigation of morphometry based on high-resolution digital elevation models. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 120(9), 1512-1527.
- Bryant, E. & Rech, S. (2008). The effect of moisture on soil microbial communities in the Mojave desert. *Astrobiology* 8, 427.
- Bunch, T. E., Irving, A. J., Wittke, J. H., Rumble, D., Korotev, R. L., Gellissen, M., & Palme, H. (2009, March). Petrology and composition of Northwest Africa 2990: a new type of fine-grained, enriched, olivine-phyric shergottite. In *Lunar and Planetary Science Conference (Vol. 40)*.
- Burghele, A., Dreibus, G., Palme, H., Rammensee, W., Spettel, B., Weckwerth, G., & Wanke, H. (1983, March). Chemistry of shergottites and the shergotty parent body (SPB): Further evidence for the two component model of planet formation. In *Lunar and Planetary Science Conference (Vol. 14, pp. 80-81)*.
- Brückner, J., Dreibus, G., Gellert, R., Squyres, S.W., Wänke, H., Yen, A., and Zipfel, J. (2008) Mars exploration rovers: Chemical composition by the APXS. In J.F. Bell III, Ed., *The Martian Surface: Composition, mineralogy, and physical properties*. Cambridge University Press, U.K., pp. 58–101.
- Carr, M.H., and Head, J.W. (2010) Geologic history of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3), pp. 185-203.
- Carr, M.H. (1973) Volcanism on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 78(20), pp. 4049-4062.
- Carter, J., and Poulet, F. (2013) Ancient plutonic processes on Mars inferred from the detection of possible anorthositic terrains. *Nature Geoscience*, 6, 1008–1012.
- Chapman, M.G., Allen, C.C., Gudmundsson, M.T., Gulick, V.C., Jakobsson, S.P., Lucchita, B.K., Skilling, S.P. & Waitt, R.B. (2000). Volcanism and ice interactions on Earth and Mars. In *Environmental Effects on Volcanic Eruptions*, ed. Zimbelman, J.R. & Gregg, T.K.P., pp. 39–73. Kluwer Academic, New York.
- Cherkasov, I. I., and V. V. Shvarev. "Lunar soil." Moscow, Izdatel'stvo Nauka, 1975. 144 p. In Russian. 1 (1975).
- Christensen, P. R., J. L. Bandfield, M. D. Smith, V. E. Hamilton, and R. N. Clark (2000), Identification of a basaltic component on the Martian surface from Thermal Emission Spectrometer data, *J. Geophys. Res.*, 105, 9609–9622.
- Christensen, P. R., et al. (2003), Morphology and composition of the surface of Mars: Mars Odyssey THEMIS results, *Science*, 300, 2056–2061.

- Christensen, P.R., McSween, H.Y., Bandfield, J.L., Ruff, S.W., Rogers, A.D., Hamilton, V.E., Gorelick, N., Wyatt, M.B., Jakosky, B.M., Kieffer, H.H., and Malin, M.C. (2005) Evidence for magmatic evolution and diversity on Mars from infrared observations. *Nature*, 436(7050), pp. 504-509.
- Christensen, P.R., Bandfield, J.L., Rogers, A.D., Glotch, T.D., Hamilton, V.E., Ruff, S.W., and Wyatt, M.B. (2008) Global mineralogy mapped from the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer. In J.F. Bell III, Ed., *The Martian Surface: Composition, mineralogy, and physical properties*. Cambridge University Press, U.K., pp. 195–220.
- Connolly, H. C., Smith, C., Benedix, G., Folco, L., Righter, K., Zipfel, J., ... & Aoudjehane, H. C. (2008). *The Meteoritical Bulletin*, No. 93, 2008 March. *Meteoritics & Planetary Science*, 43(3), 571-632.
- Connon, S.A., Lester, E.D., Shafaat, H.S., Obenhuber, D.C. & Ponce, A. (2007). Bacterial diversity in hyperarid Atacama Desert soils. *J. Geophys. Res.* 112, doi: 10.1029/2006JG000311.
- Cousins, C.R. & Crawford, I.A. (2011). Volcano-Ice interaction as a microbial habitat on Earth and Mars. *Astrobiology* 11, 695–710. Dartnell, L.R. (2011). Biological constraints on habitability. *Astron. Geophys.* 52, 1.25–1.28.
- Day, J.M.D., Taylor, L.A., Floss, C., and McSween, H.Y. (2006) Petrology and chemistry of MIL 03346 and its significance in understanding the petrogenesis of nakhlites on Mars. *Meteoritics and Planetary Science*, 41, 581–606.
- Druitt, T. H., Edwards, L., Mellors, R. M., Pyle, D. M., Sparks, R. S. J., Lanphere, M., Davies, M. & Barreiro, B. (1999). *Santorini Volcano*. Geological Society, London.
- Dreibus, G., Jochum, K. H., Palme, H., Spettel, B., Wlotzka, F., & Wanke, H. (1992). LEW 88516: A meteorite compositionally close to the " martian mantle". *Meteoritics*, 27.
- Dreibus, G., Spettel, B., Haubold, R., Jochum, K. P., Palme, H., Wolf, D., & Zipfel, J. (2000). Chemistry of a new shergottite: Sayh al Uhaymir 005. *Meteoritics and Planetary Science Supplement*, 35, A49.
- Dreibus, G., Spettel, B., Wlotzka, F., Schultz, L., Weber, H. W., Jochum, K. P., & Wanke, H. (1996). QUE94201: An unusual Martian basalt. *Meteoritics and Planetary Science Supplement*, 31.

- Ebihara, M., Kong, P., & Shinotsuka, K. (1997). Chemical composition of Y-793605, a Martian ilmenite. *Antarctic Meteorite Research*, 10, 83.
- Ehlmann, B.L., and Edwards, C.S. (2014) Mineralogy of the martian surface. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 42, 291–315.
- Ehlmann, B.L., Mustard, J.F., Murchie, S.L., Bibring, J.P., Meunier, A., Fraeman, A.A., and Langevin, Y. (2011) Subsurface water and clay mineral formation during the early history of Mars. *Nature*, 479 (7371). pp. 53-60. ISSN 0028-0836.
- Ewing, S.A., Macalady, J.L., Warren-Rhodes, K., McKay, C.P. & Amundson, R. (2008). Changes in the soil C cycle at the arid-hyperarid transition in the Atacama Desert. *J. Geophys. Res.* 113, doi: 10.1029/2007JG000495.
- Ferrara, G., Fytikas, M., Giuliami, O. and Marinelli, G. (1980). Age of formation of the Aegean active volcanic arc. In: Doumas, C., ed., *Thera and the Aegean World 2*, p. 37-41. Athens.
- Filiberto, J., Chin, E., Day, J., Franchi, I. A., Greenwood, R. C., Gross, J., ... & Treiman, A. H. (2012). Geochemistry of intermediate olivine-phyric shergottite Northwest Africa 6234, with similarities to basaltic shergottite Northwest Africa 480 and olivine-phyric shergottite Northwest Africa 2990. *Meteoritics & Planetary Science*, 47(8), 1256-1273.
- Foley, C.N., Economou, T.E., Clayton, R.N., Brückner, J., Dreibus, G., Rieder, R., and Wänke, H. (2008) Martian surface chemistry: APXS results from the Pathfinder landing site. In J.F. Bell III, Ed., *The Martian Surface: Composition, mineralogy, and physical properties*. Cambridge University Press, U.K., pp. 35–57.
- Folco, L., Franchi, I. A., Scherer, P., Schultz, L., & Pillinger, C. T. (1999). Dar al Gani 489 basaltic shergottite: A new find from the Sahara likely paired with Dar al Gani 476. *Meteoritics and Planetary Science Supplement*, 34, A36.
- Folco, L., Franchi, I. A., D'orazio, M., Rocchi, S., & Schultz, L. (2000). A new martian meteorite from the Sahara: The shergottite Dar al Gani 489. *Meteoritics & Planetary Science*, 35(4), 827-839.
- Fouque, F. (1879). *Santorin et ses eruptions*. Masson et cie, Paris, p.440.
- Frey, H., and R. A. Schultz (1988), Large impact basins and the mega-impact origin for the crustal dichotomy on Mars, *Geophys. Res. Lett.*, 15, 229–232.

- Friedrich, W.L., Pichler, H. and Kussmaul, S. (1977). Quaternary pyroclastics from Santorini/Greece and their significance for the Mediterranean paleoclimate. *Bull. geol. Soc. Denmark* 26, 27-39.
- Friedrich, W.L. (1978). Fossil plants from Weichselian paleosols, Santorini. In: Doumas, C., ed., *Thera and the Aegean World I*, p. 741- 744. London.
- Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Marinelli, G. and Mazzuoli, R. (1976). Geochronological data on recent magmatism of Aegean Sea. *Tectonophysics* 31, 29-34.
- Gillet, P., Barrat, J. A., Beck, P., Marty, B., Greenwood, R. C., Franchi, I. A., ... & Cotten, J. (2005). Petrology, geochemistry, and cosmic-ray exposure age of Iherzolitic shergottite Northwest Africa 1950. *Meteoritics & Planetary Science*, 40(8), 1175-1184.
- Gnos, E., Hofmann, B., Franchi, I. A., Al-Kathiri, A., Huser, M., & Moser, L. (2002). Sayh al Uhaymir 094: A new martian meteorite from the Oman desert. *Meteoritics & Planetary Science*,
- Golden, D.C., Morris, R.V., Ming, D.W., Lauer, H.V., and Yang, S.R. (1993) Mineralogy of three slightly palagonitized basaltic tephra samples from the summit of Mauna Kea, Hawaii. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 98(E2), pp. 3401-3411.
- Golombek, M. P., Cook, R. A., Economou, T., Folkner, W. M., Haldemann, A. F. C., Kallemeyn, P. H., ... & Rieder, R. (1997). Overview of the Mars Pathfinder mission and assessment of landing site predictions. *Science*, 278(5344), 1743-1748.
- Gooding, J. L. (1992). Soil mineralogy and chemistry on Mars: Possible clues from salts and clays in SNC meteorites. *Icarus*, 99(1), 28-41.
- Gooding, J. L., & Muenow, D. W. (1986). Martian volatiles in shergottite EETA 79001: New evidence from oxidized sulfur and sulfur-rich aluminosilicates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(6), 1049-1059.
- Goodrich, C. A., Treiman, A. H., Filiberto, J., Gross, J., & Jercinovic, M. (2013). K₂O-rich trapped melt in olivine in the Nakhla meteorite: Implications for petrogenesis of nakhlites and evolution of the Martian mantle. *Meteoritics & Planetary Science*, 48(12), 2371-2405.

- Goodrich, C. A. (2003). Petrogenesis of olivine-phyric shergottites Sayh al Uhaymir 005 and Elephant Moraine A79001 lithology A. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(19), 3735-3772.
- Goodrich, C. A. (2002). Olivine-phyric Martian basalts: A new type of shergottite. *Meteoritics & Planetary Science*, 37(S12), B31-B34.
- Gross, J., Treiman, A. H., Filiberto, J., & Herd, C. D. (2011). Primitive olivine-phyric shergottite NWA 5789: Petrography, mineral chemistry, and cooling history imply a magma similar to Yamato-980459. *Meteoritics & Planetary Science*, 46(1), 116-133.
- Greeley, R., and Spudis, P.D. (1981) *Volcanism on Mars*. *Reviews of Geophysics*, 19(1), p.13-41.
- Greeley, R., Bridges, N.T., Crown, D.A., Crumpler, L., Fagents, S.A., Mougini-Mark, P.J., and Zimbelman, J.R. (2000) *Volcanism on the red planet: Mars*. In *Environmental Effects on Volcanic Eruptions* (p. 75-112). Springer US.
- Greeley, R., and J. E. Guest (1987), *Geologic map of the eastern equatorial region of Mars*, U. S. Geol. Surv. Misc. Invest. Ser., Map I-1802-B.
- Greshake, A., Fritz, J., and Stöffler, D. (2004) Petrology and shock metamorphism of the olivine-phyric shergottite Yamato 980459: Evidence for a two-stage cooling and a single-stage ejection history. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 3459–2377
- Grotzinger, J.P., Sumner, D.Y., Kah, L.C., Stack, S., Edgar, L., Rubin, D., Lewis, K., Schieber, J., Mangold, N., Milliken, R., Conrad, P.G., and others and the MSL Science Team (2014) A habitable fluvio-lacustrine environment at Yellowknife Bay, Gale crater, Mars. *Science*, 343, <http://dx.doi.org/10.1126/science.1242777>.
- Ikeda, Y., Takeda, H., Kimura, M., & Nakamura, N. (2002). A new basaltic shergottite, Dhofar 378. In *Antarctic Meteorites XXVII* (Vol. 27, pp. 40-42).
- Harvey, R. P., Wadhwa, M., McSween Jr, H. Y., & Crozaz, G. (1993). Petrography, mineral chemistry, and petrogenesis of Antarctic shergottite LEW88516. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(19), 4769-4783.
- Hauber, E., Bleacher, J., Gwinner, K., Williams, D., and Greeley, R. (2009). The topography and morphology of low shields and associated landforms of plains volcanism in the Tharsis region of Mars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185(1), pp. 69-95.

- Hughes, S. S., Haberle, C. W., Nawotniak, S. E. K., Sehlke, A., Garry, W. B., Elphic, R. C., ... & Heldmann, J. L. (2018). *BASALT A: Basaltic Terrains in Idaho and Hawaii as Planetary Analogs for Mars Geology and Astrobiology*.
- Head, J. W., L. Wilson, and K. L. Mitchell (2003), Generation of recent massive water floods at Cerberus Fossae, Mars by dike emplacement, cryospheric cracking, and confined aquifer groundwater release, *Geophys. Res. Lett.*, 30(11), 1577, doi:10.1029/2003GL017135
- Heiken, G. and McCoy, F., Jr. (1984). Caldera development during the Minoan eruption, Thira, Cyclades, Greece. *J. Geophys. Res.* 89, 8441-8462.
- Herd, C. D., Borg, L. E., Jones, J. H., & Papike, J. J. (2002). Oxygen fugacity and geochemical variations in the Martian basalts: Implications for Martian basalt petrogenesis and the oxidation state of the upper mantle of Mars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(11), 2025-2036.
- Herrera, A., Cockell, C.S., Self, S., Blaxter, M., Reitner, J., Thorsteinsson, T., Arp, G., Drose, W. & Tindle, A.G. (2009). A cryptoendolithic community in volcanic glass. *Astrobiology* 9, 369–381.
- Hess, S. L., Henry, R. M., Leovy, C. B., Ryan, J. A., TILLMAN, J. E., CHAMBERLAIN, T. E., ... & Mitchell, J. L. (1976). Preliminary meteorological results on Mars from the Viking 1 lander. *Science*, 193(4255), 788-791.
- Hsu, W., Guan, Y., Wang, H., Leshin, L. A., Wang, R., Zhang, W., ... & Lin, C. (2004). The lherzolitic shergottite Grove Mountains 99027: Rare earth element geochemistry. *Meteoritics & Planetary Science*, 39(5), 701-709.
- Humayun, M., Nemchin, A., Zanda, B., Hewins, R.H., Grange, M., Kennedy, A., Lorand, J-P., Gopel, C., Fleni, C., Pont, S., and Deldicque, D. (2013) Origin and age of the earliest martian crust from meteorite NWA 7533. *Nature*, 503, 513–516.
- Hui, H., Peslier, A. H., Lapen, T. J., Shafer, J. T., Brandon, A. D., & Irving, A. J. (2011). Petrogenesis of basaltic shergottite Northwest Africa 5298: Closed-system crystallization of an oxidized mafic melt. *Meteoritics & Planetary Science*, 46(9), 1313-1328.
- Huijsmans, J. P. P. (1985). *Calc-alkaline lavas from the volcanic complex of Santorini, Aegean Sea, Greece: a petrological, geochemical and stratigraphic study* (Doctoral dissertation, Instituut voor Aardwetenschappen Rijksuniversiteit Utrecht).

- Huijsmans, J. P., Barton, M., & Salters, V. J. (1988). Geochemistry and evolution of the calc-alkaline volcanic complex of Santorini, Aegean Sea, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 34(3-4), 283-306.
- Ikeda, Y., Takeda, H., Kimura, M., & Nakamura, N. (2002). A new basaltic shergottite, Dhofar 378. In *Antarctic Meteorites XXVII* (Vol. 27, pp. 40-42).
- Ikeda, Y. (1994). Petrography and petrology of the ALH-77005 shergottite. *Antarctic Meteorite Research*, 7, 9.
- Irving, A. J., Kuehner, S. M., Herd, C. D. K., Gellissen, M., Korotev, R. L., Puchtel, I., ... & Rumble, D. (2010, March). Petrologic, elemental and multi-isotopic characterization of permafic olivine-phyric shergottite Northwest Africa 5789: A primitive magma derived from depleted Martian mantle. In *Lunar and Planetary Science Conference* (Vol. 41, p. 1547).
- Ishii, T., Takeda, H., & Yanai, K. (1979). Pyroxene geothermometry applied to a three-pyroxene achondrite from Allan Hills, Antarctica and ordinary chondrites. *Mineralogical Journal*, 9(8), 460-481.
- Jiang, Y., & Hsu, W. (2012). Petrogenesis of Grove Mountains 020090: An enriched "lherzolitic" shergottite. *Meteoritics & Planetary Science*, 47(9), 1419-1435.
- Kemurjian, A. L., Gromov, V. V., Kazhukalo, I. F., Malenkov, M. I., Mishkinyuk, V. K., Petriga, V. N., & Rosentsweig, I. I. (1993). *Planet Rovers. Mashinostroyeniye*, Moscow.
- Kiefer, W. S., & Li, Q. (2009). Mantle convection controls the observed lateral variations in lithospheric thickness on present-day Mars. *Geophysical Research Letters*, 36(18).
- Koizumi, E., Mikouchi, T., Monkawa, A., & Miyamoto, M. (2004). Origin of olivine megacrysts and the groundmass crystallization of the Dar al Gani 476 shergottite. *Antarctic meteorite research*, 17, 84.
- Kong, P., Ebihara, M., & Palme, H. (1999). Siderophile elements in Martian meteorites and implications for core formation in Mars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(11-12), 1865-1875.
- Kring, D. A., Gleason, J. D., Hill, D. H., Jull, A. J. T., & Boynton, W. V. (1996, March). QUE94201, a new martian meteorite that may represent a bulk melt rather than a cumulate.
- Krotikov, V. D., & Shchuko, O. B. (1963). The heat balance of the lunar surface layer during a lunation. *Soviet Astronomy*, 7, 228-232.

- Kuehner, S. M., Irving, A. J., Herd, C. D. K., Gellissen, M., Lapen, T. J., & Rumble, D. (2011, March). Pristine olivine-phyric shergottite Northwest Africa 6162: a primitive magma with accumulated crystals derived from depleted martian mantle. In Lunar and Planetary Science Conference (Vol. 42, p. 1610).
- Kusky, T.M., Li, J.-H. & Tucker, R.D. (2001). The Archean Dongwanzi Ophiolite Complex, North China Craton: 2.505-Billion-Year-Old Oceanic Crust and Mantle. *Science* 292, 1142–1145.
- Lapen, T.J., Righter, M., Brandon, A.D., Debaille, V., Beard, B.L., Shafer, J.T., and Peslier, A.H. (2010) A younger age for ALH 84001 and its geochemical link to shergottites sources in Mars. *Science*, 328, 347–351.
- Laul, J. C., Smith, M. R., Wänke, H., Jagoutz, E., Dreibus, G., Palme, H., ... & Verkooren, R. M. (1986). Chemical systematics of the Shergotty meteorite and the composition of its parent body (Mars). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(6), 909-926.fraction. In Lunar and Planetary Science Conference (Vol. 27).
- Le Pichon, X., Lyreris, N., Angelier, J. and Renard, V. (1982). Strain distribution over the east Mediterranean ridge: A synthesis incorporating new sea-beam data. *Tectonophysics*, 86, 243-274.
- Lenardic, A., F. Nimmo, and L. Moresi (2004), Growth of the hemispheric dichotomy and the cessation of plate tectonics on Mars, *J. Geophys. Res.*, 109, E02003, doi:10.1029/2003JE002172.
- Lin, Y., Hu, S., Miao, B., Xu, L., Liu, Y., Xie, L., ... & Yang, J. (2013). Grove Mountains 020090 enriched lherzolitic shergottite: A two-stage formation model. *Meteoritics & Planetary Science*, 48(9), 1572-1589.
- Lin, Y., Guan, Y., Wang, D., Kimura, M., & Leshin, L. A. (2005). Petrogenesis of the new lherzolitic shergottite Grove Mountains 99027: Constraints of petrography, mineral chemistry, and rare earth elements. *Meteoritics & Planetary Science*, 40(11), 1599-1619.
- Llorca, J., Roszjar, J., Cartwright, J. A., Bischoff, A., Ott, U., Pack, A., ... & Casado, J. V. (2013). The Ksar Ghilane 002 shergottite—the 100th registered Martian meteorite fragment. *Meteoritics & Planetary Science*, 48(3), 493-513.
- Liu, Y., Balta, J. B., Goodrich, C. A., McSween Jr, H. Y., & Taylor, L. A. (2013). New constraints on the formation of shergottite Elephant Moraine 79001 lithology A. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 108, 1-20.

- Liu, Y., Baziotis, I. P., Asimow, P. D., Bodnar, R. J., & Taylor, L. A. (2016). Mineral chemistry of the Tissint meteorite: Indications of two-stage crystallization in a closed system. *Meteoritics & Planetary Science*, 51(12), 2293-2315.
- Lodders, K. (1998). A survey of shergottite, nakhlite and chassigny meteorites whole-rock compositions. *Meteoritics & Planetary Science*, 33(S4).
- Marlow, J. J., Martins, Z., & Sephton, M. A. (2008). Mars on Earth: soil analogues for future Mars missions. *Astronomy & Geophysics*, 49(2), 2-20.
- McCauley, J.F., Carr, M.H., Cutts, J.A., Hartmann, W.K., Masursky, H., Milton, D.J., Sharp, R.P., and Wilhelms, D.E. (1972) Preliminary Mariner 9 report on the geology of Mars. *Icarus*, 17(2), pp. 289-327.
- McCoy, F. W., & Heiken, G. (2000). Tsunami generated by the Late Bronze age eruption of Thera (Santorini), Greece. *Pure and Applied Geophysics*, 157(6-8), 1227-1256.
- McDonough, W.F., and Sun, S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4), pp. 223-253.
- McKay D. S., Gibson E. K., Jr., Thomas-Keprta K. L., Vali H., Romanek C. S., Clemett S. J., Chillier X. D. F., Maeching C. R., and Zare R. N. 1996. Search for past life on Mars: Possible relic biogenic activity in martian meteorite ALH 84001. *Science* 273: 924–930.
- McKenzie, D.P. (1978). Active tectonics of the Alpide-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions (Tectonics of the Aegean region). *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 55, 217-254.
- McCoy, T. J., Wadhwa, M., & Keil, K. (1999). New lithologies in the Zagami meteorite: Evidence for fractional crystallization of a single magma unit on Mars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(7-8), 1249-1262.
- McCubbin, F. M., Nekvasil, H., Harrington, A. D., Elardo, S. M., & Lindsley, D. H. (2008). Compositional diversity and stratification of the Martian crust: Inferences from crystallization experiments on the microbasalt Humphrey from Gusev Crater, Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 113(E11).
- McCubbin, F. M., & Nekvasil, H. (2008). Maskelynite-hosted apatite in the Chassigny meteorite: Insights into late-stage magmatic volatile evolution in martian magmas. *American Mineralogist*, 93(4), 676-684.

- McSween, H.Y. Martian meteorites as crustal samples In J.F. Bell III, Ed., *The Martian Surface: Composition, mineralogy, and physical properties*. Cambridge University Press, U.K., pp. 383–395.
- McSween, H.Y. (2015) Petrology on Mars. *American Mineralogist*, 100(11-12), pp. 2380-2395.
- McSween, H.Y., Murchie, S., Crisp, J., Bridges, N., Anderson, R.J., Bell, J.F., Britt, D., Brückner, J., Dreibus, G., Economou, T., and others. (1999) Chemical, multispectral, and textural constraints on the composition and origin of rocks at the Mars Pathfinder landing site. *Journal of Geophysical Research*, 104/E, 4, 8679–8715.
- McSween, H.Y., Ruff, S.W., Morris, R.V., Bell, J.F., Herkenhoff, K., Gellert, R., Stockstill, K.R., Tornabene, L.L., Squyres, S.W., Crisp, J.A., and Christensen, P.R. (2006) Alkaline volcanic rocks from the Columbia Hills, Gusev crater, Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 111(E9).
- McSween, H.Y., Taylor, G.J., and Wyatt, M.B. (2009) Elemental composition of the Martian crust. *Science*, 324(5928), pp. 736-739.
- McSween Jr, H. Y., & Jarosewich, E. (1983). Petrogenesis of the Elephant Moraine A79001 meteorite: Multiple magma pulses on the shergottite parent body. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(8), 1501-1513.
- McSween Jr, H. Y., Stolper, E. M., Taylor, L. A., Muntean, R. A., O'Kelley, G. D., Eldridge, J. S., ... & Lipschutz, M. E. (1979). Petrogenetic relationship between Allan Hills 77005 and other achondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 45(2), 275-284.
- Mikouchi, T., Miyamoto, M., & McKay, G. A. (1996, March). Mineralogy and petrology of new Antarctic shergottite QUE94201: a coarse-grained basalt with unusual pyroxene zoning. In *Lunar and Planetary Science Conference (Vol. 27)*.
- Mikouchi, T., & Miyamoto, M. (2000). Lherzolitic Martian meteorites Allan Hills 77005, Lewis Cliff 88516 and Yamato-793605: Major and minor element zoning in pyroxene and plagioclase glass. *Antarctic Meteorite Research*, 13, 256. +
- Mikouchi, T. (2005). Northwest Africa 1950: Mineralogy and comparison with Antarctic lherzolitic shergottites. *Meteoritics & Planetary Science*, 40(11), 1621-1634.

- Monders, A.G., Medard, E., and Grove, T.L. (2007) Phase equilibrium investigations of the Adirondack class basalts from the Gusev plains, Gusev crater, Mars. *Meteoritics & Planetary Science*, 42(1), pp. 131-148.
- Moroz, V. I. (1978). *Physics of planet Mars*. Physics of planet Mars., by Moroz, VI. Moskva (USSR): Nauka, Glavnaya Redaktsiya Fiziko-Matematicheskoy Literatury.
- Morris, R.V., Vaniman, D.T., Blake, D.F., Gellert, R., Chipera, S.J., Rampe, E.B., Ming, D.W., Morrison, S.M., Downs, R.T., Treiman, A.H., and Yen, A.S. (2016) Silicic volcanism on Mars evidenced by tridymite in high-SiO₂ sedimentary rock at Gale crater. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113(26), pp. 7071-7076.
- Morris, R.V., Graff, T., Lane, M.D., Golden, D.C., Schwandt, C.S., Ming, T.D., Mertzman, S.A., Bell III, J.F., Crisp, J., and Christensen, P.R. (2000) March. Acid sulfate alteration products of a tholeiitic basalt: Implications for interpretation of Martian thermal emission spectra. In *Lunar and Planetary Science Conference* (Vol. 31).
- Mortazavi, M., & Sparks, R. S. J. (2004). Origin of rhyolite and rhyodacite lavas and associated mafic inclusions of Cape Akrotiri, Santorini: the role of wet basalt in generating calcalkaline silicic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146(4), 397-413.
- Murchie, S.L., Mustard, J.F., Ehlmann, B.L., Milliken, R.E., Bishop, J.L., McKeown, N.K., Noe Dobrea, E.Z., Seelos, F.P., Buczkowski, D.L., Wiseman, S.M., and others. (2009) A synthesis of martian aqueous mineralogy after 1 Mars year of observations from the Mars Reconnaissance Orbiter. *Journal of Geophysical Research*, 114, E00D06.
- Mustard, J.F., Cooper, C.D., and Rifkin, M.K. (2001), Evidence for recent climate change on Mars from the identification of youthful near-surface ground ice, *Nature*, 412(6845), 411-414, doi:10.1038/35086515.
- Muttik, N., McCubbin, F. M., Keller, L. P., Santos, A. R., McCutcheon, W. A., Provencio, P. P., ... & Agee, C. B. (2014). Inventory of H₂O in the ancient Martian regolith from Northwest Africa 7034: The important role of Fe oxides. *Geophysical Research Letters*, 41(23), 8235-8244.
- Navarro-González, R. et al. (2003). Mars-like soils in the Atacama desert, Chile, and the dry limit of microbial life. *Science* 302, 1018–1021.

- Neumann van Padang, M. (1936). Die Geschichte des Vulkanismus Santorin von ihrer Anfänge bis zum zerstörenden Bimmssteinausbruch um die Mitte des 2. Jahrtausends v. Chr. In: Rech, 1936: Santorin - Der Werdegang eines Inselvulkans und sein Ausbruch 1925-1928. I, 1-92.
- Nimmo, F., and Stevenson, D.J. (2001) Estimates of Martian crustal thickness from viscous relaxation of topography. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106(E3), pp. 5085-5098.
- Nyquist, L.E., Bogard, D.D., Shih, C-Y., Greshake, A., Stoffler, D., and Eugster, O. (2001) Ages and geologic histories of martian meteorites. *Space Science Reviews*, 96, 105–164.
- Ody, A., Poulet, F., Langevin, Y., Bibring, J. P., Bellucci, G., Altieri, F., ... & Manaud, N. C. E. J. (2012). Global maps of anhydrous minerals at the surface of Mars from OMEGA/MEx. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 117(E11).
- Ody, A., Poulet, F., Quantin, C., Bibring, J. P., Bishop, J. L., & Dyar, M. D. (2015). Candidates source regions of martian meteorites as identified by OMEGA/MEx. *Icarus*, 258, 366-383.
- Papadopoulos, G. A. (1989). Seismic and volcanic activities and aseismic movements as plate motion components in the Aegean area. *Tectonophysics*, 167(1), 31-39.
- Papike, J. J., Karner, J. M., Shearer, C. K., & Burger, P. V. (2009). Silicate mineralogy of martian meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(24), 7443-7485.
- Paraskevopoulos, G. M. (1956). Über den Chemismus und die provinziellen Verhältnisse der tertiären und quartären Ergußgesteine des ägäischen Raumes und der benachbarten Gebiete. *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 6(1-2), 13-72.
- Parker, M.K., Zegers, T., Kneissi, T., Ivanov, B., Foing, B., and Neukum, G. (2010) 3D structure of the Gusev crater region. *Earth and Planetary Science Letters*, 294, 411–423.
- Pe, G. G., & Piper, D. J. W. (1972). Vulcanism at subduction zones; The Aegean area. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 9, 113-144.
- Perry, R.S., Engel, M.H., Botta, O. & Staley, J.T. (2003). Amino acid analyses of desert varnish from the Sonoran and Mojave Deserts. *Geomicrobiol. J.* 20, 427–438.

- Perry, R.S., Lynne, B.Y., Sephton, M.A., Kolb, V.M., Perry, C.C. & Staley, J.T. (2006). Baking black opal in the desert sun: the importance of silica in desert varnish. *Geology* 34, 537–540.
- Pichler, H. and Friedrich, W.L. (1976). Radiocarbon dates of Santorini volcanics. *Nature* 262, 373-374.
- Poulet, F., Bibring, J.-P., Mustard, J.F., Gendrin, A., Mangold, N., Langevin, Y., Arvidson, R.E., Gondet, B., and Gomez, C. (2005) Phyllosilicates on Mars and implications for early martian climate: *Nature*, v. 438, pp. 623–627, doi: 10.1038/nature04274
- Plescia, J.B. (2004). Morphometric properties of Martian volcanoes. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 109(E3).
- Pyle, D. M. & Elliott, J. R. (2006). Quantitative morphology, recent evolution, and future activity of the Kameni Islands volcano, Santorini, Greece. *Geosphere* 2, 253-268.
- Riches, A. J., Liu, Y., Day, J. M., Puchtel, I. S., Rumble III, D., McSween Jr, H. Y., ... & Taylor, L. A. (2011). Petrology and geochemistry of Yamato 984028: A cumulate lherzolithic shergottite with affinities to Y 000027, Y 000047, and Y 000097. *Polar Science*, 4(4), 497-514.
- Rieder, R., Economou, T., Wänke, H., Turkevich, A., Crisp, J., Brückner, J., Driebus, G., and McSween, H.Y. (1997) The chemical composition of martian soil and returned by the mobile alpha proton X-ray spectrometer: Preliminary results from the X-ray mode. *Science*, 278, 1771–1774.
- Righter, M., Andreasen, R., Lapen, T.J., and Irving, A.J. (2014) The age and source composition for depleted shergottite Northwest Africa 7635: A 2.3 Ga magmatic rock from early Amazonian Mars. 45th Lunar and Planetary Science Conference, abstract no. 2550.
- Rogers, A.D., and Nekvasil, H. (2015) Feldspathic rocks on Mars: Compositional constraints from infrared spectroscopy and possible formation mechanisms. *Geophysical Research Letters*, 42(8), pp. 2619-2626.
- Righter, M., Andreasen, R., Lapen, T.J., and Irving, A.J. (2014) The age and source composition for depleted shergottite Northwest Africa 7635: A 2.3 Ga magmatic rock from early Amazonian Mars. 45th Lunar and Planetary Science Conference, abstract no. 2550.

- Rubin, A.E., Warren, P.H., Greenwood, J.P., Verish, R.S., Leshin, L.A., Hervig, R.L., Clayton, R.N., and Mayeda, T.K. (2000) Petrology of Los Angeles: A new basaltic shergottite find. *Geology*, 28, 1011–1014.
- Santos, A.R., Agee, C.B., McCubbin, F.M., Shearer, C.K., Burger, P.V., Tartese, R., and Anand, M. (2015) Petrology of igneous clasts in Northwest Africa 7034: Implications for the petrologic diversity of the Martian crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 157, pp. 56-85.
- Sarbadhikari, A. B., Day, J. M., Liu, Y., Rumble III, D., & Taylor, L. A. (2009). Petrogenesis of olivine-phyric shergottite Larkman Nunatak 06319: Implications for enriched components in Martian basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(7), 2190-2214.
- Sautter, V., Toplis, M. J., Wiens, R. C., Cousin, A., Fabre, C., Gasnault, O., ... & Bridges, J. C. (2015). In situ evidence for continental crust on early Mars. *Nature Geoscience*, 8(8), 605.
- Sautter, V., Fabre, C., Forni, O., Toplis, M.J., Cousin, A., Ollila, A.M., Meslin, P.Y., Maurice, S., Wiens, R.C., Baratoux, D., and Mangold, N. (2014). Igneous mineralogy at Bradbury Rise: The first ChemCam campaign at Gale crater. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 119(1), pp. 30-46.
- Saunders, R. S., Arvidson, R. E., Badhwar, G. D., Boynton, W. V., Christensen, P. R., Cucinotta, F. A., ... & Mase, R. A. (2004). 2001 Mars Odyssey mission summary. *Space Science Reviews*, 110(1-2), 1-36.
- Schmidt, M.E., Campbell, J.L., Gellert, R., Perrett, G.M., Treiman, A.H., Blaney, D.L., Ollila, A., Calef, F.J., Edgar, L., Elliott, B.E., and Grotzinger, J. (2014) Geochemical diversity in first rocks examined by the Curiosity Rover in Gale Crater: Evidence for and significance of an alkali and volatile-rich igneous source. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 119(1), pp. 64-81.
- Scott, D. H., and K. L. Tanaka (1986), Geologic map of the western equatorial region of Mars, U. S. Geol. Surv. Misc. Invest. Ser., Map I-1802-A.
- Shearer, C. K., Burger, P. V., Papdce, J. J., Borg, L. E., Irving, A. J., & Herd, C. (2008). Petrogenetic linkages among Martian basalts: Implications based on trace element chemistry of olivine. *Meteoritics & Planetary Science*, 43(7), 1241-1258.

- Shirai, N., Oura, Y., & Ebihara, M. (2002, January). Chemical composition of newly collected antarctic nakhlites, Y000593 and Y000749. In *Unmixing the SNCs: Chemical, Isotopic, and Petrologic Components of the Martian Meteorites* (pp. 55-56).
- Schubert, G., Soloman, S.C., Turcotte, D.L., Drake, M.J., and Sleep, N.H. (1992) Origin and thermal evolution of Mars. In, H.H. Kieffer et al., eds., *Mars*, Univ. Ariz. Press, pp. 147-183.
- Simon, S. B., Papike, J. J., & Beauchamp, R. H. (1985). Petrography and silicate mineral chemistry of the Shergotty meteorite. In *Lunar and Planetary Science XVI* (Vol. 560, p. 23).
- Skok, J. R., Mustard, J. F., Ehlmann, B. L., Milliken, R. E., & Murchie, S. L. (2010). Silica deposits in the Nili Patera caldera on the Syrtis Major volcanic complex on Mars. *Nature Geoscience*, 3(12), 838.
- Smith, M. D. (2008). Spacecraft observations of the Martian atmosphere. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 36, 191-219.
- Smith, J. V., & Hervig, R. L. (1979). Shergotty meteorite: Mineralogy, petrography and minor elements. *Meteoritics*, 14(1), 121-142.
- Snook, K. J., & Mendell, W. W. (2004). The need for analogue missions in scientific human and robotic planetary exploration. In *Lunar and Planetary Science Conference* (Vol. 35, p. 2130).
- Snyder, C. W., & Moroz, V. I. (1992). Spacecraft exploration of Mars. *Mars*, 71-119.
- Soderblom, L. A., & Bell III, J. F. (2008). Exploration of the Martian surface: 1992-2007. *The Martian Surface-Composition, Mineralogy, and Physical Properties*, 3
- Squyres, S.W., Arvidson, R.E., Bell, J.F., Brückner, J., Cabrol, N.A., Calvin, W., Carr, M.H., Christensen, P.R., Clark, B.C., Crumpler, L., and others. (2004a) The Spirit rover's Athena science investigation at Gusev Crater, Mars. *Science*, 305, 794–799.
- Squyres, S.W., Grotzinger, J.P., Arvidson, R.E., Bell, J.F., Christensen, P.R., Clark, B.C., Crisp, J.A., Farrand, W.H., Herkenhoff, K.E., Johnson, J.R., and others. (2004b) In-situ evidence for an ancient aqueous environment at Meridiani Planum, Mars. *Science*, 306, 1709–1714.
- Squyres, S.W., Arvidson, R.E., Blaney, D.L., Clark, B.C., Crumpler, L., Farrand, W.H., Gorevan, S., Herkehoff, K.E., Hurowitz, J., Kusack, A., and others. (2006a) Rocks of the Columbia Hills. *Journal of Geophysical Research*, 111, E02S11.

- Squyres, S.W., Knoll, A.H., Arvidson, R.E., Clark, B.C., Grotzinger, J.P., Jolliff, B.L., McLennan, S.M., Tosca, N., Bell, J.F., Calvin, W.M., and others. (2006b) Two years at Meridiani Planum: Results from the Opportunity rover. *Science*, 313, 1403–1407.
- Squyres, S.W., Aharonson, O., Clark, B.C., Cohen, B.A., Crumpler, L., de Souza, P.A., Farrand, W.H., Gellert, R., Grant, J., Grotzinger, J.P., and others. (2007) Pyroclastic activity at Home Plate in Gusev crater, Mars. *Science*, 316, 738–742.
- Squyres, S.W., Knoll, A.H., Arvidson, R.E., Ashley, J.W., Bell, J.F., Calvin, W.M., Christensen, P.R., Clark, B.C., Cohen, B.A., de Souza, P.A., and others. (2009) Exploration of Victoria Crater by the Mars rover Opportunity. *Science*, 324, 1058–1061.
- Squyres, S.W., Arvidson, R.E., Bell, J.F., Calef, F., Clark, B.C., Cohen, B.A., Crumpler, L.A., de Souza, P.A., Farrand, W.H., Gellert, R., and others. (2012) Ancient impact and aqueous processes at Endeavour Crater, Mars. *Science*, 336, 570–576.
- Steele, A., Amundsen, H.E.F., Botta, O. & the AMASE 2006 Team. (2006). The Arctic Mars Analogue Svalbard Expedition 2006. In *Proc. Mars 2030 Workshop*, pp. 55–60.
- Steele, A., Fries, M.D., Amundsen, H.E.F., Mysen, B.O., Fogel, M.L., Schweizer, M. & Boctor, N.Z. (2007). Comprehensive imaging and Raman spectroscopy of carbonate globules from Martian meteorite ALH 84001 and a terrestrial analogue from Svalbard. *Meteoritics Planet. Sci.* 42, 1549–1566.
- Steele, A., Amundsen, H.E.F., Conrad, P.G., Benning, L. & Fogel, M. on Behalf of the AMASE 07 team. (2008). Arctic Mars Analogue Svalbard Expedition (AMASE) 2007. In *LPSC XXXIX*, abstract #2368.
- Steinbacher, R. H., Kliore, A., Lorell, J., Hipsher, H., Barth, C. A., Masursky, H., ... & Smith, B. (1972). Mariner 9 science experiments-Preliminary results.
- Stöffler, D., Meyer, C., Fritz, J., Horneck, G., Möller, R., Cockell, C. S., ... & Artemieva, N. A. (2006). Impact experiments in support of “Lithopanspermia”: The route from Mars to Earth.
- Stöffler, D., Ostertag, R., Jammes, C., Pfannschmidt, G., Gupta, P. S., Simon, S. B., ... & Beauchamp, R. H. (1986). Shock metamorphism and petrography of the Shergotty achondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(6), 889-903.

- Stolper, E.M., Baker, M.B., Newcombe, M.E., Schmidt, M.E., Treiman, A.H., Cousin, A., Dyar, M.D., Fisk, M.R., Gellert, R., King, P.L., and others and the MSL Science Team (2013) The petrochemistry of Jake_M: A martian mugearite. *Science*, 341, <http://dx.doi.org/10.1126/science.1239463>.
- Stolper, E., & McSween, H. Y. (1979). Petrology and origin of the shergottite meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(9), 147514791485-147714831498.352p., 1
- Tanaka, K. L., and D. H. Scott (1987), Geologic map of the polar regions of Mars, U. S. Geol. Surv. Misc. Invest. Ser., Map. I-1802-C.
- Tanaka, K. L., J. A. Skinner Jr., T. M. Hare, T. Joyal, and A. Wenker (2003), Resurfacing history of the northern plains of Mars based on geologic mapping of Mars Global Surveyor data, *J. Geophys. Res.*, 108(E4), 8043, doi:10.1029/2002JE001908.
- Taylor, L. A., Nazarov, M. A., Ivanova, M. A., Patchen, A., Clayton, R. N., & Mayeda, T. K. (2000). Petrology of the Dhofar 019 shergottite. *Meteoritics and Planetary Science Supplement*, 35, A155.
- Taylor, G.J. (2013) The bulk composition of Mars. *Chemie Der Erde-Geochemistry*, 73(4), pp. 401-420.
- Taylor, L. A., Nazarov, M. A., Shearer, C. K., McSween Jr, H. Y., Cahill, J., Neal, C. R., ... & Mayeda, T. K. (2002). Martian meteorite Dhofar 019: A new shergottite. *Meteoritics & Planetary Science*, 37(8), 1107-1128.
- Thomson, B.J., Bridges, N.T., Milliken, R., Baldrige, A., Hook, S.J., Crowley, J.K., Marion, G.M., de Souza Filho, C.R., Brown, A.J., and Weitz, C.M. (2011) Constraints on the origin and evolution of the layered mound in Gale crater, Mars using Mars Reconnaissance Orbiter data. *Icarus*, 214, 413–432.
- Tornabene, L.L., Moersch, J.E., McSween, H.Y., McEwen, A.S., Piatek, J.L., Milam, K.A., and Christensen, P.R. (2006) Identification of large (2–10 km) rayed craters on mars in THEMIS thermal infrared images: Implications for possible martian meteorite source regions. *Journal of Geophysical Research*, 111, E10006.
- Treiman, A. H., Gleason, J. D., & Bogard, D. D. (2000). The SNC meteorites are from Mars. *Planetary and Space Science*, 48(12-14), 1213-1230.
- Treiman, A. H., McKay, G. A., Bogard, D. D., Mittlefehldt, D. W., Wang, M. S., Keller, L., ... & Garrison, D. (1994). Comparison of the LEW88516 and

- ALHA77005 martian meteorites: Similar but distinct. *Meteoritics & Planetary Science*, 29(5), 581-592.
- Treiman, A. H. (2005). The nakhlite meteorites: Augite-rich igneous rocks from Mars. *Chemie der Erde*, 65(3), 203-270.
- Usui, T., McSween, H. Y., & Clark, B. C. (2008). Petrogenesis of high-phosphorous Wishstone Class rocks in Gusev Crater, Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 113(E12).
- Valdivia-Silva, J.E., Navarro-González, R., de la Rosa, J. & McKay, C.P. (2012). Decomposition of sodium formate and L- and D-alanine in the Pampas de la Joya soils: implications as a new geochemical analogue to Martian regolith. *Adv. Space Res.* 49, 821–833.
- Van Kranendonk, M.J., Philippot, P., Lepot, K., Bodorkos, S. & Pirajno, F.(2008). Geological setting of Earth's oldest fossils in the ca. 3.5 Ga Dresser Formation, Pilbara Craton, Western Australia. *Precamb. Res.* 167, 93–124.
- Vespa, M., Keller, J. & Gertisser, R. (2006). Interplinian explosive activity of Santorini volcano (Greece) during the past 150,000 years. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 153, 262-286.
- Wänke, H., Dreibus, G., and Wright, I.P. (1994) Chemistry and accretion history of Mars. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 349(1690), pp. 285-293
- Walter, M.R., Buick, R. & Dunlop, J.S.R. (1980). Stromatolites 3400–3500 Myr old from the North Pole area, Western Australia. *Nature* 284, 443–445.
- Walton, E. L., Irving, A. J., Bunch, T. E., Kuehner, S. M., & Herd, C. D. K. (2009, March). Extreme shock effects in relatively enriched shergottite Northwest Africa 4797. In *Lunar and Planetary Science Conference (Vol. 40)*.
- Walton, E. L., & Herd, C. D. (2007). Dynamic crystallization of shock melts in Allan Hills 77005: implications for melt pocket formation in Martian meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(21), 5267-5285.
- Walton-Hauck, E. L. (2012, March). The Occurrence of Ringwoodite in Shock Veins of the Elephant Moraine 79001 Martian Meteorite. In *Lunar and Planetary Science Conference (Vol. 43)*.
- Wang, D., & Chen, M. (2006). Shock-induced melting, recrystallization, and exsolution in plagioclase from the Martian lherzolic shergottite GRV 99027. *Meteoritics & Planetary*

- Warren, H. P., Kallemeyn, W. G., Arai, T., & Kaneda, K. (1996). Compositional-petrologic investigation of eucrites and the QUE94201 Shergottite. In *Antarctic Meteorites XXI* (Vol. 21, pp. 195-197). *Science*, 41(4), 519-527.
- Warren, P. H., & Kallemeyn, G. W. (1997). Yamato-793605, EET79001, and other presumed martian meteorites: compositional clues to their origins. *Antarctic Meteorite Research*, 10, 61.
- Warren-Rhodes, K.A., Rhodes, K., Pointing, S., Ewing, S., Lacap, D., Gómez-Silva, B., Amundson, R., Friedmann, E.I. & McKay, C.P. (2006). Hypolithic cyanobacteria, dry limit of photosynthesis and microbial ecology in the hyperarid Atacama Desert. *Microb. Ecol.* 52,389–398.
- Watters, T. R., McGovern, P. J., & Irwin Iii, R. P. (2007). Hemispheres apart: The crustal dichotomy on Mars. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 35, 621-652.
- Westall, F. (2008). Morphological biosignatures in early terrestrial and extraterrestrial materials. *Space Sci. Rev.* 135, 95–114.
- Wilson, L., and Head, J.W. (1994) Mars: Review and analysis of volcanic eruption theory and relationships to observed landforms. *Reviews of Geophysics*, 32(3), pp. 221-263.
- Usui, T., McSween, H.Y., and Clark, B.C. (2008) Petrogenesis of high-phosphorous Wishstone Class rocks in Gusev Crater, Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 113(E12).
- Usui, T., Sanborn, M., Wadhwa, M., & McSween Jr, H. Y. (2010). Petrology and trace element geochemistry of Robert Massif 04261 and 04262 meteorites, the first examples of geochemically enriched lherzolitic shergottites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(24), 7283-7306.
- Xiao, L., Huang, J., Christensen, P. R., Greeley, R., Williams, D. A., Zhao, J., & He, Q. (2012). Ancient volcanism and its implication for thermal evolution of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 323, 9-18.
- Xirouchakis, D., Draper, D. S., Schwandt, C. S., & Lanzirotti, A. (2002). Crystallization conditions of Los Angeles, a basaltic Martian meteorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(10), 1867-1880.
- Yin, Q-Z., McCubbin, F.M., Zhou, Q., Santos, A.R., Tartese, R., Li, X., Li, Q., Liu, Y., Tang, G., Boyce, J.W., and others. (2014) An earth-like beginning of ancient Mars indicated by alkali-rich volcanism at 4.4 Ga. 45th Lunar and Planetary Science Conference, abstract no. 1320.

- Zipfel, J. (2000). Sayh al Uhaymir 005/008 and its relationship to Dar al Gani 476/489. *Meteoritics and Planetary Science Supplement*, 35, A178.
- Zipfel, J., Schroder, C., Jolliff, B.L., Gellert, R., Herkenhoff, K.E., Rieder, R., Anderson, R., Bell, J.F., Brückner, J., Crisp, J.A., and others. (2011) Bounce Rock—A shergottite-like basalt encountered at Meridiani Planum, Mars *Meteoritics and Planetary Science*, 46, 1–20.
- Zurek, R. W., & Smrekar, S. E. (2007). An overview of the Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) science mission. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E5).

