Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΤΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑ ΚΑΙ Η ΠΑΡΑΚΟΛΟΥΘΗΣΗ ΤΟΥΣ ΜΕ ΔΙΚΤΥΑ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΟΡΓΑΝΩΝ (ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗΣ)

THE VOLCANOES AND THEIR MONITORING WITH GEOPHYSICAL NETWORKS (CASE OF SANTORINI)

Σοφία Τζιγκαλίδου
Αρχοντία Τοπαλίδου

Διπλωματική Εργασία

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2017

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

Σοφία Τζιγκαλίδου
Αρχοντία Τοπαλίδου

ΤΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑ ΚΑΙ Η ΠΑΡΑΚΟΛΟΥΘΗΣΗ ΤΟΥΣ ΜΕ ΔΙΚΤΥΑ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΟΡΓΑΝΩΝ (ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗΣ)

THE VOLCANOES AND THEIR MONITORING WITH GEOPHYSICAL NETWORKS (CASE OF SANTORINI)

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ
Εργαστήριο Γεωφυσικής

Επιβλέποντες Καθηγητές

Δ. Παναγιωτόπουλος, Καθηγητής Γεωφυσικής ΑΠΘ

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

© Σοφία Τζιγκαλίδου και Αρχοντία Τοπαλίδου , Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής 2017

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

ΤΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑ ΚΑΙ Η ΠΑΡΑΚΟΛΟΥΘΗΣΗ ΤΟΥΣ ΜΕ ΔΙΚΤΥΑ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΟΡΓΑΝΩΝ (ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗΣ)

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

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

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Στα παιδιά μας

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Πρόλογος vi

Ελληνική περίληψη vii

Αγγλική περίληψη vii

Κεφάλαιο 1 - Εισαγωγή

1.1.Γεωτεκτονική θέση ηφαιστείων 1

1.2.Δομή ενός ηφαιστείου 5

1.3.Τύποι εκρήξεων 7

1.4.Επιβλαβή ηφαιστειακά προιόντα 9

1.5.Σεισμολογία και Ηφαιστειολογία 12

Κεφάλαιο 2 - Παρακολούθηση ηφαιστείων

2.1. Δείκτες ηφαιστειακής επικινδυνότητας 17

2.2. Σεισμική παρακολούθηση 18

2.3. Εδαφικές μετατοπίσεις 24

2.4. Εκλύσεις αερίων 28

2.5. Θερμοκρασιακές μεταβολές 30

Κεφάλαιο 3 - Η σεισμική δραστηριότητα στη Σαντορίνη κατά το διάστημα 2011 - 2012

3.1. Γεωτεκτονικό - Γεωλογικό καθεστώς 34

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

3.2. Δίκτυα παρακολούθησης του ηφαιστείου της Σαντορίνης 41

3.3. Σεισμική δραστηριότητα πριν την περίοδο 2011 – 2012 46

3.4. Διακύμανση δεικτών ηφαιστειακής επικινδυνότητας στην κρίση του 2011 – 2012 47

3.5. Ερμηνεία της σεισμικής έξαρσης της περιόδου 2011 – 2012 60

3.6. Συμπεράσματα – Συζήτηση 61

Βιβλιογραφία 63

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πρόλογος

Η παρούσα διπλωματική εργασία εκπονήθηκε στα πλαίσια των προπτυχιακών μας σπουδών στο Τμήμα Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονικής και συγκεκριμμένα στον Τομέα Γεωφυσικής. Πραγματοποιήθηκε υπό την επίβλεψη του Καθηγητή Σεισμολογίας Δημήτριου Παναγιωτόπουλου, τον οποίο και ευχαριστούμε θερμά για την ανάθεση του θέματος και για την βοήθειά του στην ολοκλήρωση της εργασίας με την παροχή βιβλιογραφικού υλικού, συμβουλών και διορθώσεων.

Στο πρώτο κεφάλαιο περιγράφονται εισαγωγικές έννοιες που σχετίζονται με την παγκόσμια ανάπτυξη και τους μηχανισμούς γένεσης ηφαιστείων, καθώς και πληροφορίες που σχετίζονται με τη δομή, την εκρηκτικότητα και τα επιβλαβή τους προιόντα, ενώ γίνεται αναφορά και για τη σύνδεση ανάμεσα στην Ηφαιστειολογία και τη Σεισμολογία. Στο δεύτερο κεφάλαιο αναπτύσσεται το θέμα της παρακολούθησης ηφαιστείων με διάφορα δίκτυα καταγραφών σεισμολογικών, γεωφυσικών, γεωχημικών και γεωδαιτικών δεδομένων, ενώ παράλληλα αναδεικνύεται η ανάγκη και η σημασία της παρακολούθησης ενεργών ηφαιστείων. Στο τρίτο κεφάλαιο παρουσιάζεται το παράδειγμα της Σαντορίνης, η οποία παρακολουθείται απο ένα εκτενές δίκτυο το οποίο έδωσε σημαντικές πληροφορίες για την τεκτονο-ηφαιστειακή κρίση που διαδραματίστηκε το χρονικό διάστημα 2011-2012 και κίνησε το ενδιαφέρον των επιστημόνων και της τοπικής κοινωνίας εξαιτίας της ανησυχίας για μία επερχόμενη έκρηξη. Τέλος, παρουσιάζονται τα συμπεράσματα που προέκυψαν από τη μελέτη του φαινομένου και αναδεικνύεται ο ρόλος της παρακολούθησης ενός ηφαιστείου.

Θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε τους καθηγητές του τμήματος Γεωλογίας για τη συνεχή τους στήριξη και κατανόηση στην προσπάθειά μας να ολοκληρώσουμε το όνειρο μας στην απόκτηση του πτυχίου μας στην τριτοβάθμια εκπαίδευση. Το ταξίδι αυτό ολοκληρώνεται με ένα πλήθος συναισθημάτων και εμπειριών που θα μείνουν αξέχαστα στη μνήμη μας. Τέλος, θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε τις οικογένειές μας για τη στήριξή τους τόσα χρόνια στην προσπάθεια μας αυτή και να αφιερώσουμε την παρούσα πτυχιακή στα παιδιά μας για τις χαρές που μας έχουν δώσει.

Σοφία Τζιγκαλίδου
Αρχοντία Τοπαλίδου

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Περίληψη

Το ζήτημα της παρακολούθησης ενεργών ηφαιστείων έχει απασχολήσει εκτεταμμένα την επιστημονική κοινότητα για την κατανόηση των φυσικών φαινομένων που συνδέονται με τα ηφαίστεια, καθώς και την κοινωνία εξαιτίας των καταστρεπτικών τους προιόντων που είναι ικανά να προκαλέσουν τεράστιες υλικές ζημίες και σημαντική απώλεια εθνικού ΑΕΠ της χώρας που φιλοξενεί ένα ενεργό ηφαίστειο καθώς και το σημαντικότερο από όλα την απώλεια ανθρώπινων ζωών. Το πρώτο κεφάλαιο επικεντρώνεται στην περιγραφή θεμελιωθών εννοιών σχετικά με τη φύση, τη δομή, τη γένεση και την εκδήλωση ηφαιστειακών εκρήξεων. Στο δεύτερο κεφάλαιο αναλύονται οι βασικές μέθοδοι που έχουν αναπτυχθεί για την παρακολούθηση ενός ενεργού ηφαιστείου. Στο τρίτο κεφάλαιο παρατίθεται το παράδειγμα της τεκτονο-ηφαιστειακής κρίσης του 2011-2012 στην Σαντορίνη που προκάλεσε ανησυχίες για την εκδήλωση μίας έκρηξης, καθώς και η ερμηνεία της.

Abstract

The risk of volcanic eruptions has caused the need of continuous maintenance of volcanic areas in order to help assess probable future volcanic activities. In our diploma thesis we provide information about the generation of volcanoes, their geotectonic setting, their structure and their disastrous products. In the second chapter we discuss the main techniques used for the monitoring of volcanoes. Finally we discuss the 2011-2012 unrest of Santorini volcano, a case study which revealed useful information about the preparation of future emergency plans in case of volcanic risk.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Α.Π.Θ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 - ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Γεωτεκτονική θέση ηφαιστείων

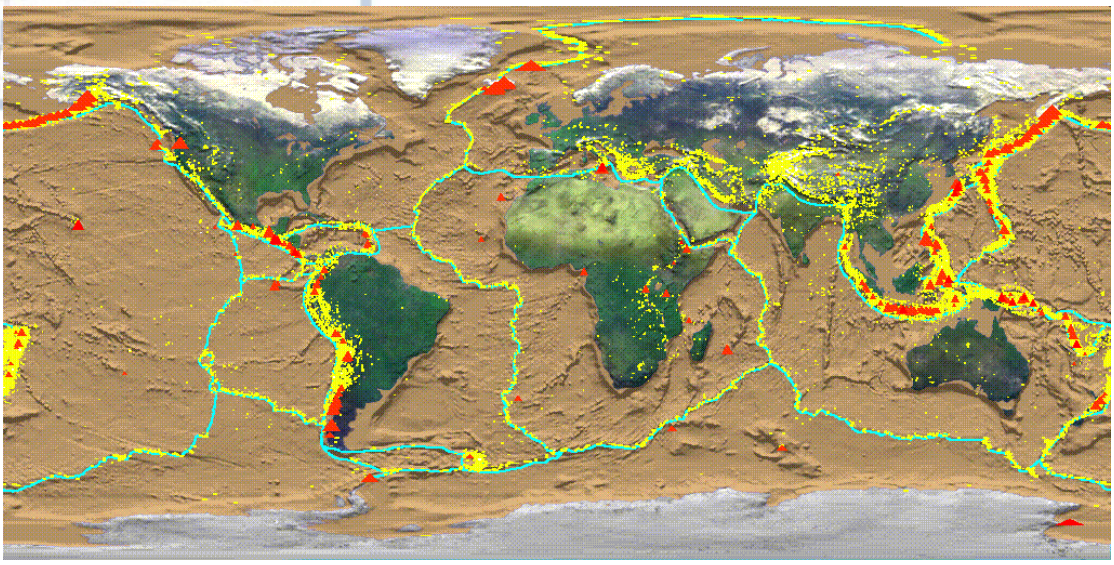
Η Γη αποτελεί ένα δυναμικό πλανήτη, δηλαδή βρίσκεται σε σε μία κατάσταση έντονης γεωτεκτονικής κινητικότητας. Τα αίτια αυτής της κινητικότητας εντοπίζονται βαθιά στο εσωτερικό της και συγκεκριμένα στον μανδύα, όπου αναπτύσσονται ρεύματα μεταφοράς τα οποία με την στροφική τους κίνηση θέτουν το άκαμπτο κομμάτι της Γης, την λιθόσφαιρα σε μία συνεχή κίνηση. Η λιθόσφαιρα εκτός του ότι αποτελεί το εξώτερο και άκαμπτο στρώμα της Γης, αποτελείται από ένα σύνολο επιμέρους τμημάτων, τις λιθοσφαιρικές πλάκες.

Οι λιθοσφαιρικές πλάκες χαρακτηρίζονται είτε ως ηπειρωτικές, είτε ως ωκεάνιες και κινούνται λόγω της δυναμικής κατάστασης που αναπτύσσεται κυρίως στον μανδύα της Γης. Από γεωλογικές, γεωφυσικές και γεωδαιτικές παρατηρήσεις έχουν προσδιοριστεί τα όριά τους καθώς και οι ρυθμοί και τα διανύσματα μετατόπισης της κάθε πλάκας. Οι κινήσεις των πλακών δεν είναι ανεξάρτητες αλλά κάθε πλάκα κινείται σε σχέση με τις υπόλοιπες, με την κινηματική της να είναι άμεσα εξαρτώμενη από την γεωτεκτονική κατάσταση και εξέλιξη των γειτονικών της πλακών. Στον χάρτη του σχήματος 1.1 βλέπουμε την κατανομή των ενεργών ηφαιστείων σε παγκόσμια κλίμακα και παρατηρούμε εύκολα ότι συγκεντρώνονται σε γενικές γραμμές στα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών. Ωστόσο παρατηρείται και ένας μεγάλος αριθμός ηφαιστείων που αναπτύσσονται στο εσωτερικό των πλακών (ενδοπλακική ηφαιστειότητα). Η διαφορά στην κατανομή των ηφαιστείων οφείλεται σε διαφορετικούς μηχανισμούς γένεσης του μάγματος.

Η λιθόσφαιρα αποτελεί το άκαμπτο τμήμα της γήινης επιφάνειας που επηρεάζεται κατά κόρον από τις διεργασίες στο εσωτερικό της Γης (ενδογενείς διεργασίες) καθώς και από την αλληλεπίδρασή της ως σύστημα με την ατμόσφαιρα (εξωγενείς διεργασίες). Έχει ένα πάχος που κυμαίνεται από 35 km κάτω από τους ωκεανούς έως και 100 km κάτω από τις ηπείρους, φαινόμενο που ερμηνεύεται ικανοποιητικά από την αρχή της ισοστασίας. Η λιθόσφαιρα κινείται πάνω σε ένα παχύρρευστο στρώμα, την ασθενόσφαιρα και επηρεάζεται από τα ρεύματα μεταφοράς που αναπτύσσονται στον μανδύα. Η κυκλική κίνηση των ρευμάτων αυτών οφείλεται στην άνοδο θερμού υλικού κάτω από τις μεσωκεάνιες ράχες και την κάθοδο ψυχρού υλικού στις ζώνες κατάδυσης. Με την διαδικασία αυτή ασκούνται τάσεις που αναγκάζουν το θερμό υλικό της ασθενόσφαιρας (κυρίως τηγμένα πετρώματα) να κινηθεί και να θέσει με την σειρά του σε κίνηση τις λιθοσφαιρικές πλάκες.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 1.1. Απεικόνιση σε χάρτη των ορίων των λιθοσφαιρικών πλακών (γαλάζιο χρώμα), σεισμών (κίτρινα σημεία) και ενεργών ηφαιστείων (κόκκινα σημεία) (http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo765e/).

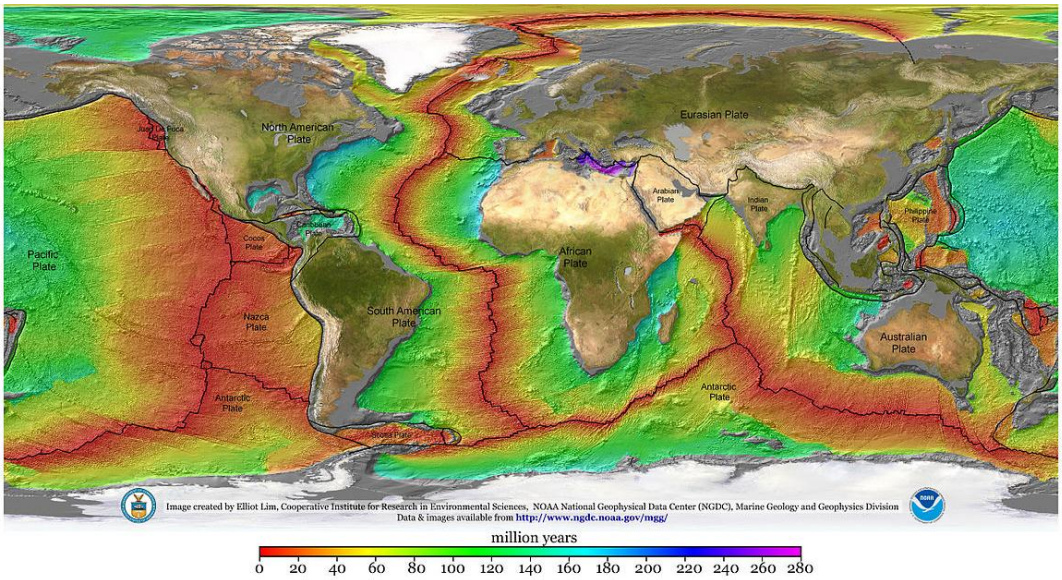
Η ηφαιστειακή δραστηριότητα κατά μήκος των ορίων των λιθοσφαιρικών πλακών ή στο εσωτερικό τους οφείλεται στον μηχανισμό γένεσης και αποβολής μάγματος από τα ηφαιστειακά κέντρα. Το πιο συχνά απαντώμενο χημικό στοιχείο στον φλοιό της Γης είναι το διοξείδιο του πυριτίου, SiO_2. Σύμφωνα με το ποσοστό του μάγματος σε διοξείδιο του πυριτίου διακρίνονται δύο μεγάλες κατηγορίες μάγματος, τα όξινα (SiO_2 > 66%) και τα βασικά - ενδιάμεσα (SiO_2 50 - 66%). Σε γενικές γραμμές ο φλοιός χαρακτηρίζεται από ένα γρανιτικό ή όξινο στρώμα και από ένα βασαλτικό ή βασικό στρώμα, που διαχωρίζονται από την ασυνέχεια Conrad. Η ύπαρξη της ασυνέχειας αυτής ωστόσο δεν εντοπίζεται πάντα και ο διαχωρισμός αυτός τείναι να εξαλειφθεί από τις βιβλιογραφικές αναφορές. Αντίθετα, χρησιμοποιείται η διάκριση του σε ηπειρωτικό (σύστασης όξινου γρανουλίτη) και σε ωκεάνιο φλοιό (σύστασης βασάλτη). Λόγω της διαφοράς πυκνότητας ανάμεσα στην σύστασή τους καθώς και σε φαινόμενα άνωσης, ο ωκεάνιος φλοιός ενώ δημιουργείται στις μεσωκεάνιες ράχες, βυθίζεται - καταστρέφεται κάτω από τον ηπειρωτικό φλοιό στις ζώνες κατάδυσης. Το φαινόμενο αυτό εξηγεί την σχετικά πρόσφατη ηλικία του ωκεάνιου φλοιού (Α. Ιουρασσικό μέχρι σήμερα - σχήμα 1.2) και δείχνει την ανακύκλωση των πετρωμάτων της γήινης επιφάνειας (Muller et al., 2008).

Στο σχήμα 1.3 φαίνεται ο πλήρης γεωτεκτονικός κύκλος. Όπως αναφέρθηκε ο ωκεάνιος φλοιός δημιουργείται στις μεσωκεάνιες ράχες από την άνοδο θερμού υλικού του μανδύα βασικής - βασαλτικής σύστασης. Οι μεσωκεάνιες ράχες σχηματίζονται στα αποκλίνοντα περιθώρια των λιθοσφαιρικών πλακών δηλαδή σε ζώνες όπου η μία πλάκα κινείται αντίρροπα σε σχέση με την άλλη με συνέπεια την άσκηση

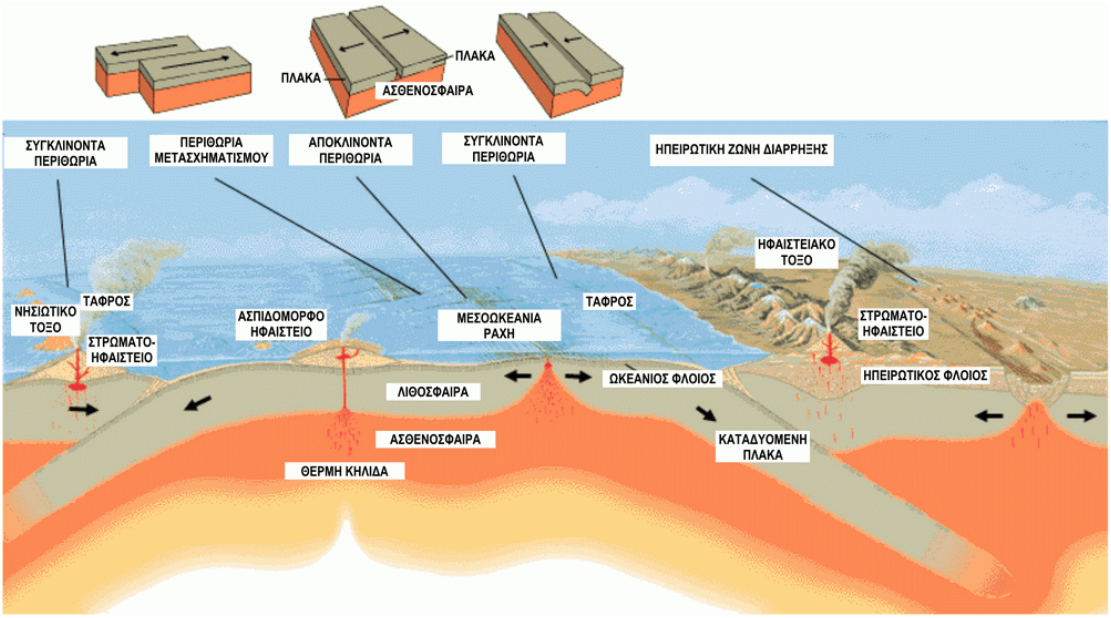
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

εφελκυστικών τάσεων και την λέπτυνση του φλοιού. Το υλικό που ανέρχεται ψύχεται γρήγορα και μαζί με ιζήματα του ωκεάνιου πυθμένα απομακρύνεται από τον άξονα της ράχης. Η κίνηση γίνεται συμμετρικά ως προς τον άξονα ανάπτυξης των μεσωκεάνιων ράχεων και σχηματίζεται μία χαρακτηριστική ακολουθία πετρωμάτων, η οφιολιθική ακολουθία. Συνέπεια αυτής της κίνησης είναι η αύξηση της ηλικίας του ωκεάνιου φλοιού όσο απομακρυνόμαστε από τον άξονα της ράχης.



Σχήμα 1.2. Ηλικία ωκεάνιου φλοιού (Muller et al., 2008).



Σχήμα 1.3. Γεωτεκτονικός κύκλος (http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo765e/).

Όταν ο ωκεάνιος φλοιός συγκρουστεί με τον ηπειρωτικό τότε υποβυθίζεται κάτω από αυτόν λόγω μεγαλύτερης πυκνότητας. Κατά την υποβύθιση το νερό που βρίσκεται στο κρυσταλλικό πλέγμα των ένυδρων

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

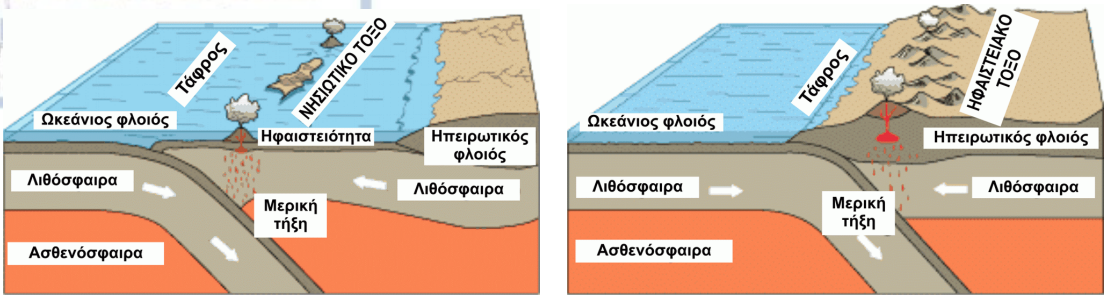
ορυκτών της καταδυόμενης πλάκας και στα ιζήματα που υποβυθίζονται απελευθερώνεται και με την παρουσία του οδηγεί στην εκδήλωση μαγματισμού στη σφήνα μανδύα που σχηματίζεται. Το μάγμα που σχηματίζεται με αυτή τη διεργασία έχει βασαλτική έως ενδιάμεση σύσταση και εκχύνεται κατά μήκος μίας ζώνης γνωστής ως ηφαιστειακό τόξο (χαρακτηριστικό το παράδειγμα των Άνδεων). Στην περίπτωση της υποβύθισης ωκεάνιου φλοιού κάτω από ωκεάνιο σχηματίζεται τόσο βασαλτικό όσο και γρανιτικό μάγμα κατά μήκος μίας ζώνης που χαρακτηρίζεται νησιώτικο τόξο (χαρακτηριστικό παράδειγμα νησιά της Ιαπωνίας). Τέλος, ο ενδοπλακικός μαγματισμός οφείλεται στην άνοδο θερμού υλικού του μανδύα υπό τη μορφή ακανόνιστης γεωμετρίας θερμών κηλίδων.

Ειδικότερα για τα αποκλίνοντα όρια, τα κενά που προκύπτουν από την απόκλιση των λιθοσφαιρικών πλακών πληρώνονται από την άνοδο θερμού υλικού της ασθενόσφαιρας. Μέσω της άνωσης που προκαλείται από τη διαφορά πυκνότητας ανάμεσα στην παχύρρευστη ασθενόσφαιρα και την άκαμπτη λιθόσφαιρα, το υλικό ανεβαίνει υπό την μορφή στήλης και σχηματίζει αναθολώσεις και εξάρσεις στο ανάγλυφο του ωκεάνιου πυθμένα, τις μεσωκεάνιες ράχεις. Η γένεση του μάγματος πραγματοποιείται μέσω της αποσυμπίεσης που υφίσταται το υλικό της ασθενόσφαιρας, δηλαδή την ελάττωση της περιβάλλουσας πίεσης που δέχεται (αδιαβατική αποσυμπίεση). Το μάγμα που σχηματίζεται έχει βασική σύσταση και αποθηκεύεται σε μαγματικούς θαλάμους μέσα στον φλοιό από όπου απελευθερώνεται στις μεσωκεάνιες ράχεις. Οι εκρήξεις που σχηματίζονται ονομάζονται σχισμογενείς και λόγω της ταχείας ψύξης του μάγματος σχηματίζονται μαξιλαροειδείς μορφές βασάλτη (pillow lavas). Τυπικό παράδειγμα ανάπτυξης ενός συστήματος μεσωκεάνιων ράχεων εντοπίζεται στον Ατλαντικό ωκεανό.

Στην περίπτωση των περιθωρίων σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών, δηλαδή στις ζώνες που συγκρούονται δύο λιθοσφαιρικές πλάκες, ο μηχανισμός γένεσης του μάγματος και η εκδήλωση ηφαιστειότητας αντίστοιχα είναι πιο περίπλοκες διεργασίες. Βασική παράμετρος είναι ο τύπος της εφιππεύουσας πλάκας, δηλαδή αν υποβυθίζεται ωκεάνια πλάκα κάτω από ηπειρωτική ή ωκεάνια. Στην περίπτωση της υποβύθισης ωκεάνιας πλάκας κάτω από ηπειρωτική (α΄τύπου υποβύθιση) έχουμε την εκδήλωση ηφαιστειακού τόξου, ενώ αν η εφιππεύουσα πλάκα έχει σύσταση ωκεάνιου φλοιού (β΄τύπου υποβύθιση) παρατηρείται ο σχηματισμός νησιωτικού τόξου (σχήμα 1.4).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 1.4. Νησιωτικό τόξο (αριστερά) και ηφαιστειακό τόξο (δεξιά) (http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo765e/).

Τέλος, παρατηρείται ηφαιστειακή δραστηριότητα που συνδέεται με θερμές κηλίδες. Οι θερμές κηλίδες προέρχονται από τον μανδύα και εξαιτίας της διαφοράς ανάμεσα στην πυκνότητά τους και την πυκνότητα των γειτονικών πετρωμάτων, ανέρχονται στον φλοιό και δημιουργούν ηφαίστεια. Χαρακτηριστικό γνώρισμά τους είναι πως διατηρούν σταθερή τη θέση τους και σε συνδυασμό με την κίνηση των λιθοσφαιρικών πλακών, παρατηρείται μία μετανάστευση της θέσης των ηφαιστειακών κέντρων και σχηματισμός αλυσίδων ηφαιστείων, με τυπικό παράδειγμα τα ηφαιστειακά νησιά της Χαβάης.

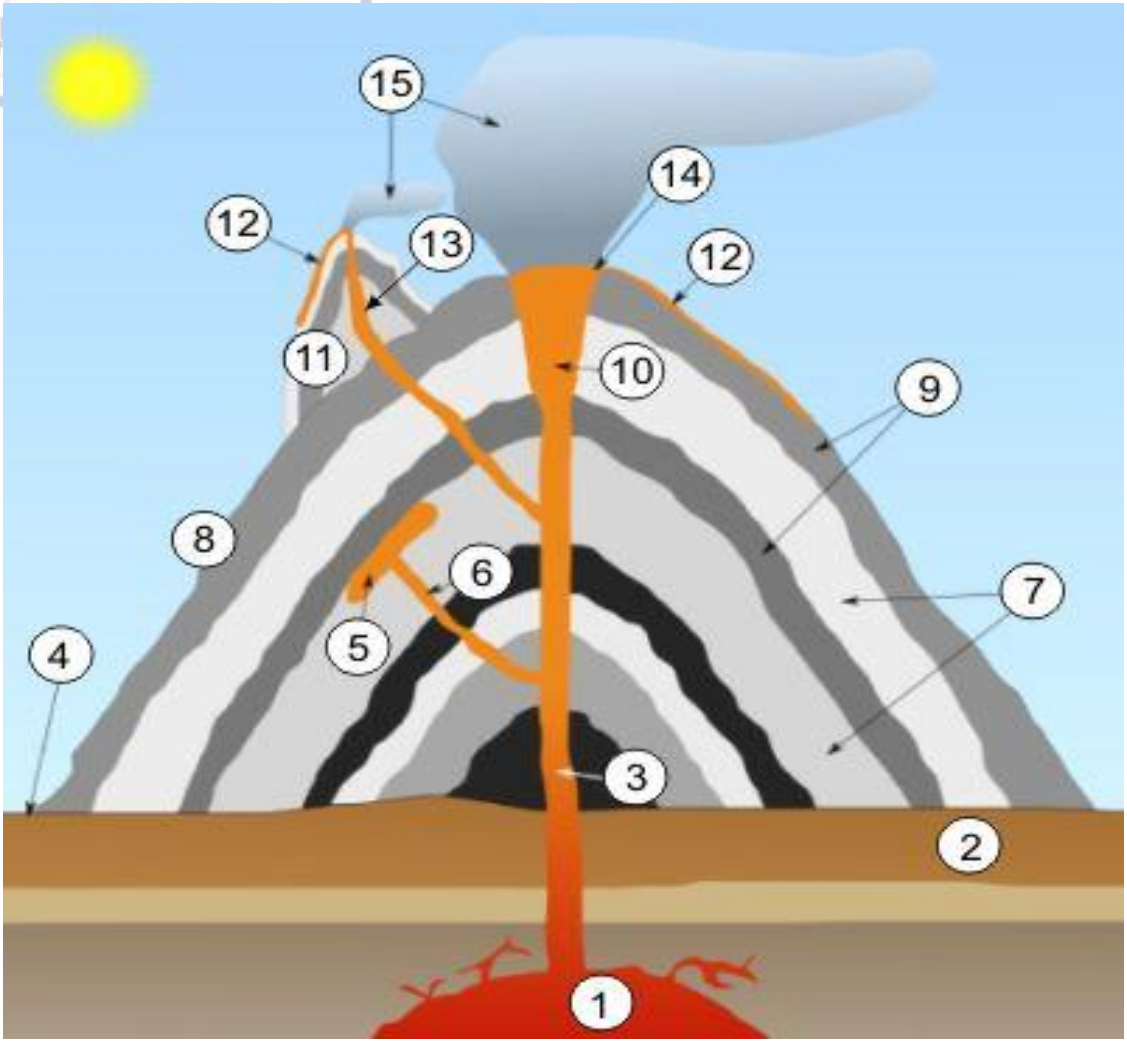
Διακρίνουμε τρεις τύπους ηφαιστειών ανάλογα με την εκρηκτική δράση, τη σύσταση τους και τη μορφή τους. Ο πρώτος τύπος ηφαιστείου είναι ο **κώνος σκωριών** (π.χ. Paricutin, Μεξικό) και χαρακτηρίζεται από ένα μεγάλο κρατήρα κορυφής και ευθείες και απότομες πλευρές. Η σύστασή του είναι βασαλτική τέφρα και ενίοτε ανδεσιτική, ενώ δίνει εκρήξεις τύπου Στρόμπολι (βλέπε και παράγραφο 1.3). Ο δεύτερος τύπος ηφαιστείου είναι το **ασπιδόμορφο** ηφαίστειο (π.χ. Mauna Loa, Χαβάη) που έχει κυρτό σχήμα και αρκετά ομαλές πλευρές, ενώ δίνει βασαλτικές ροές λάβας και εκρήξεις τύπου Χαβάης. Ο τρίτος τύπος είναι το **στρωματοηφαίστειο** (π.χ. Mayon, Φιλιππίνες) με ομαλές πλευρές στα χαμηλά και απότομες στα ψηλά, ενώ έχει μικρό κρατήρα κορυφής. Η σύσταση του ποικίλει αρκετά και χαρακτηρίζεται από εναλλαγές βασαλτικών έως ρυολιθικών λαβών και τέφρας, ενώ δίνει Πλινιακές εκρήξεις. Τα στρωματοηφαίστεια σχηματίζονται σε ζώνες κατάδυσης, ενώ η σύστασή τους είναι βασαλτική στα νησιωτικά τόξα και ανδεσιτική στα ηφαιστειακά.

1.2 Δομή ενός ηφαιστείου

Οι μαγματικές διεργασίες που συνδέονται με την ηφαιστειακή δραστηριότητα μπορεί να ποικίλλουν, ωστόσο η δομή των ηφαιστείων παραμένει σχετικά σταθερή, με κάποιες διαφοροποιήσεις κυρίως γεωμορφολογικού χαρακτήρα. Η τυπική δομή ενός ηφαιστείου φαίνεται στο παρακάτω σχήμα (1.5):

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



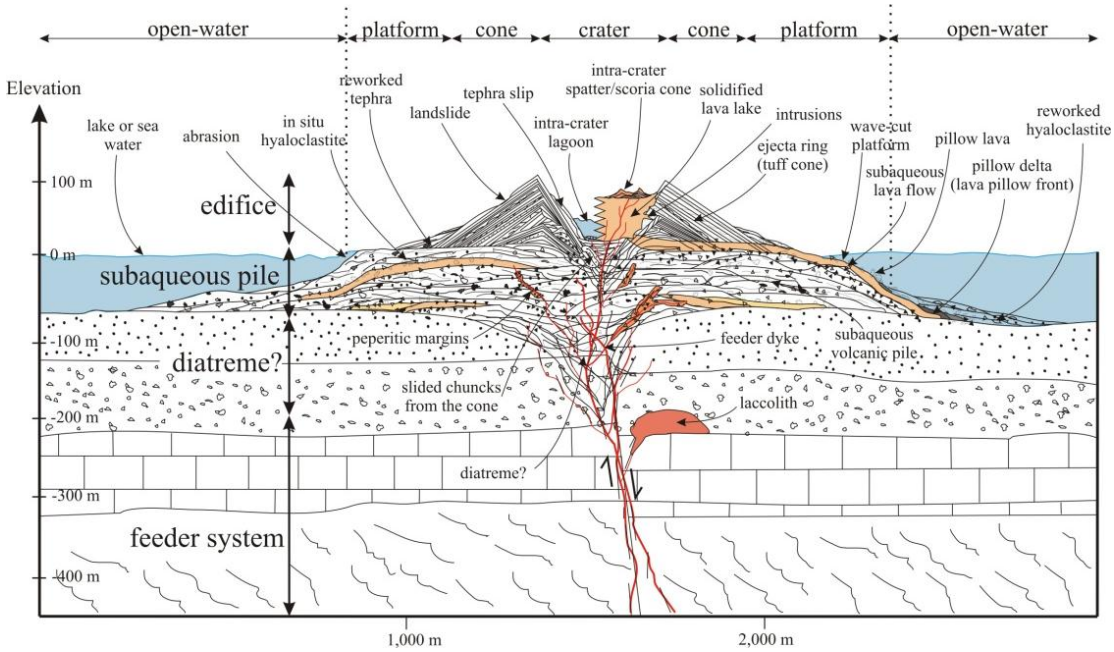
Σχήμα 1.5. Τυπική δομή ενός ηφαιστείου (http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo765e/).
1. Μαγματικός θάλαμος
2. Υπόβαθρο
3. Κεντρικός αγωγός
4. Βάση του ηφαιστείου
5. Παρείσακτη κοίτη
6. Φλέβα τροφοδοσίας
7. Παλαιότερα στρώματα τέφρας
8. Πλευρά του ηφαιστείου
9. Παλαιότερα ρεύματα λάβας
10. Κεντρικός πόρος
11. Παρασιτικός κώνος
12. Ρεύματα λάβας
13. Πλευρικός πόρος
14. Κεντρικός κρατήρας
15. Σύννεφο στάχτης.

Εξίσου χαρακτηριστική είναι η ηφαιστειο-ιζηματογενής ακολουθία που συνδέεται γεωλογικά με την ηφαιστειακή δραστηριότητα. Ένα παράδειγμα μίας ηφαιστειο-ιζηματογενούς ακολουθίας

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

(volcanosedimentary) φαίνεται στο σχήμα (1.6). Μία ηφαιστειο-ιζηματογενής ακολουθία χαρακτηρίζεται από την παρουσία τόσο ηφαιστειακών όσο και ιζηματογενών σχηματισμών. Οι ηφαιστειακοί σχηματισμοί είναι λακόλιθοι, πυροκλαστικά υλικά, ηφαιστειακά μπλοκ, υαλοκλαστίτες, ηφαιστειακές ροές, pillow lavas και αποθέσεις τέφρας. Τα ιζηματογενή πετρώματα και αποθέσεις συνίστανται κυρίως από κλαστικά υλικά, κροκάλες και λατύπες γειτονικών πετρωμάτων (ηφαιστειακών και του υποβάθρου), υλικά κατολίσθησης και υλικά διάβρωσης των ηφαιστειακών πετρωμάτων.



Σχήμα 1.6. Παράδειγμα ηφαιστειοκλαστικής σειράς (volcanosedimentary) σε βασαλτικό ηφαίστειο (Kereszturi and Nemeth, 2012).

1.3. Τύποι εκρήξεων

Διακρίνουμε τρεις βασικούς τύπους εκρήξεων ανάλογα με το επίπεδο πίεσης και τη σύσταση του μάγματος. Οι εκρήξεις των ηφαιστείων που πραγματοποιούνται στον κρατήρα της κορυφής χαρακτηρίζονται ως κεντρικού τύπου εκρήξεις και δια μέσου του πλευρικού κρατήρα (αν υπάρχει), ως πλευρικού τύπου εκρήξεις. Ο τύπος της κάθε έκρηξης εξαρτάται από την παρουσία νερού και αερίων στο μάγμα, παράγοντες που είναι καθοριστικοί για την κινητικότητα και τον μηχανισμό της έκρηξης. Οι τρεις κύριοι τύποι εκρήξεων (http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo765e), είναι:

Α. **Τύπου Πελέ**. Το μάγμα έχει όξινη σύσταση (δακιτική, ανδεσιτική) και οι εκρήξεις διαρκούν από μερικούς μήνες έως μερικά χρόνια.

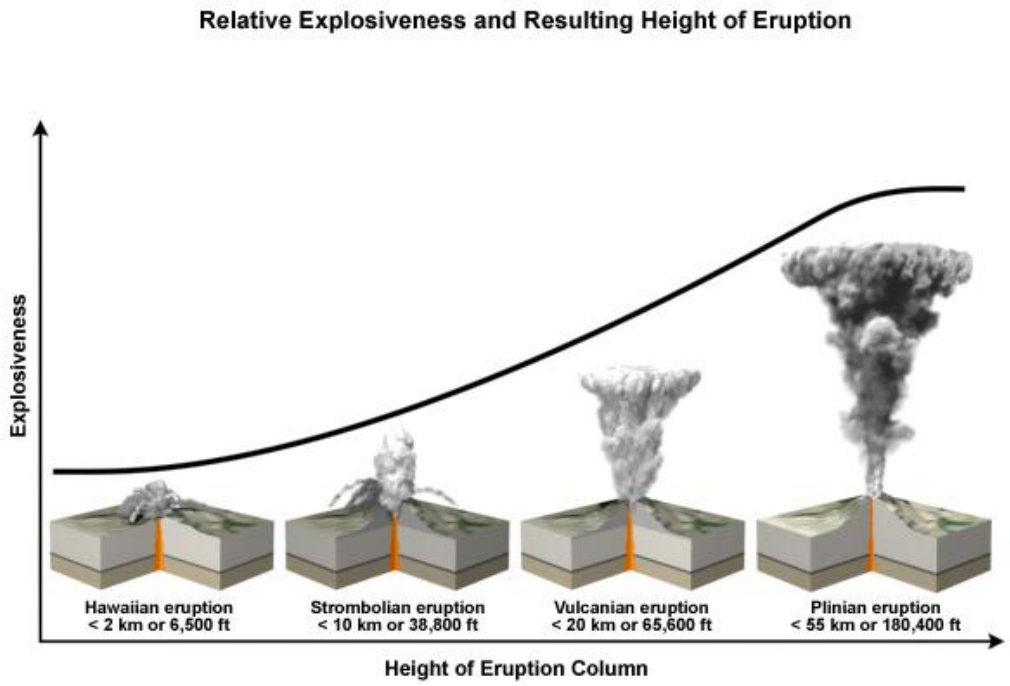
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Β. **Βουλκάνια**. Το μάγμα έχει ενδιάμεση σύσταση (ανδεσιτική έως βασαλτική) και οι εκρήξεις διαρκούν από μερικά λεπτά έως μερικές ώρες. Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό των βουλκάνιων εκρήξεων είναι η εκτόξευση λιθαριών και βολίδων κατά την έκρηξη.

Γ. **Τύπου Χαβάης**. Το μάγμα έχει βασική σύσταση και σχηματίζονται πίδακες λάβας και εκχύσεις λεπτών στρωμάτων λάβας που σχηματίζουν μεγάλα ασπιδόμορφα ηφαίστεια.

Επίσης, παρατηρούνται και άλλοι τύποι εκρήξεων, όπως η έκρηξη τύπου Στρόμπολι, οι υδροηφαιστειακές εκρήξεις (αλληλεπίδραση μάγματος με υπόγειο είτε επιφανειακό νερό) και οι Πλινιακές εκρήξεις. Οι **Πλινιακές** εκρήξεις (ρυολιθικής σύστασης) αποτελούν τις πιο καταστροφικές (π.χ. Μινωική έκρηξη Σαντορίνης), καθώς παράγουν σημαντικά καταστρεπτικά προιόντα, όπως οι πυροκλαστικές ροές και τα λαχάρ. Κατά τη διάρκεια τους είναι δυνατόν να καταρρεύσει ο μαγματικός θάλαμος και να σχηματιστεί καλδέρα. οι εκρήξεις τύπου **Στρόμπολι** παράγουν σκωρίες, δηλαδή φυσαλιδοποιημένα κλάσματα βασαλτικής λάβας. Στο σχήμα (1.7) φαίνεται η εκρηκτικότητα των εκρήξεων σε σχέση με το ύψος της εκρηκτικής στήλης, δηλαδή της διασποράς της τέφρας.



Σχήμα 1.7. Εκρηκτικότητα των ηφαιστείων σε σχέση με το ύψος της εκρηκτικής στήλης (https://www.usgs.gov/).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Α.Π.Θ

1.4. Επιβλαβή ηφαιστειακά προιόντα

Η σημασία της παρακολούθησης των ηφαιστείων και της μελέτης της ιστορίας και της εξέλιξής τους αποτελούν παράγοντες εξαιρετικής σημασίας, όχι μόνο από επιστημονική άποψη, αλλά και λόγω των καταστρεπτικών προιόντων και φαινομένων που συνδέονται με κάθε τύπο έκρηξης, ικανών να κοστίσουν ανθρώπινες ζωές και σημαντική απώλεια ΑΕΠ μίας χώρας. Στην συγκεκριμμένη παράγραφο περιγράφονται τα πιο επιβλαβή ηφαιστειακά προιόντα.

Ροές λάβας

Η εξώθηση της λάβας είναι άμεση συνάρτηση της τοπογραφικής κλίσης, του ιξώδους του μάγματος καθώς και του ρυθμού εκβολής λάβας. Έχει αποδειχθεί πως μάγματα με χαμηλό ιξώδες (βασικά) έχουν μεγάλη κινητικότητα, λόγω της χαμηλής ικανότητάς του να ανθίστανται στη ροή. Σε χαμηλούς ρυθμούς εκροής, η λάβα παράγει πολλές μικρές ροές που παγιδεύονται η μία μέσα στην άλλη στην οπή του ηφαιστείου και δεν εκτείνονται σε μεγάλες αποστάσεις. Αντίθετα, σε εξαιρετικές περιπτώσεις που παρατηρούνται υψηλοί ρυθμοί εκροής, σχηματίζονται εκτεταμμένες ροές λάβας (σχήμα 1.7) που κινούνται σε μεγάλες αποστάσεις και είναι εξαιρετικά καταστροφικές, καθώς συνθλίβουν ο,τιδήποτε συναντήσουν και είναι ικανές να φράξουν και ολόκληρα ποτάμια, καθώς καλύπτουν κοιλάδες. Αν η σύσταση του μάγματος είναι ανδεσιτική ή ρυολιθική, σχηματίζονται θόλοι λάβας.

Σχήμα 1.7. Ροές λάβας στην Χαβάη (http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo765e/).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Α.Π.Θ

Πυροκλαστικές ροές

Η **πυροκλαστική ροή** (γνωστή και ως **πυροκλαστικό ρεύμα πυκνότητας**), είναι ένα ρευστοποιημένο μίγμα από στερεά και σχεδόν στερεά θραύσματα και υπέρθερμα διαστελλόμενα αέρια που κατέρχεται την πλαγιά ενός ηφαιστειακού οικοδομήματος. Αυτά τα νέφη είναι υψηλής θερμοκρασίας, με τιμές θερμοκρασίας που υπερβαίνουν ακόμα και τους 500 ^{o}C. Είναι βαρύτερα από τον αέρα, περιέχουν τοξικά αέρια και κινούνται σαν ροοστιβάδες με ταχύτητες που συχνά ξεπερνούν κατά πολύ τα 100 km/hr. Είναι τα πιο καταστροφικά από όλα τα ηφαιστειακά φαινόμενα (σχήμα 1.8). Μία ροή αποτελείται από δύο τμήματα, μία εδαφική, πυκνή, βασαλτική ροή (κύριο σώμα) και ένα σωληνοειδές κύμα από σύννεφα στάχτης που έχουν προκύψει από την ροή (σχήμα 1.9). Οι πυροκλαστικές ροές δημιουργούνται από εκρήξεις στρωματοηφαιστείων και τα προιόντα τους είναι **όξινης έως ενδιάμεσης** σύστασης.

Σχήμα 1.8. Πυροκλαστική ροή της έκρηξης του ηφαιστείου της Αγίας Ελένης (1980, ΗΠΑ) (http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo765e/).

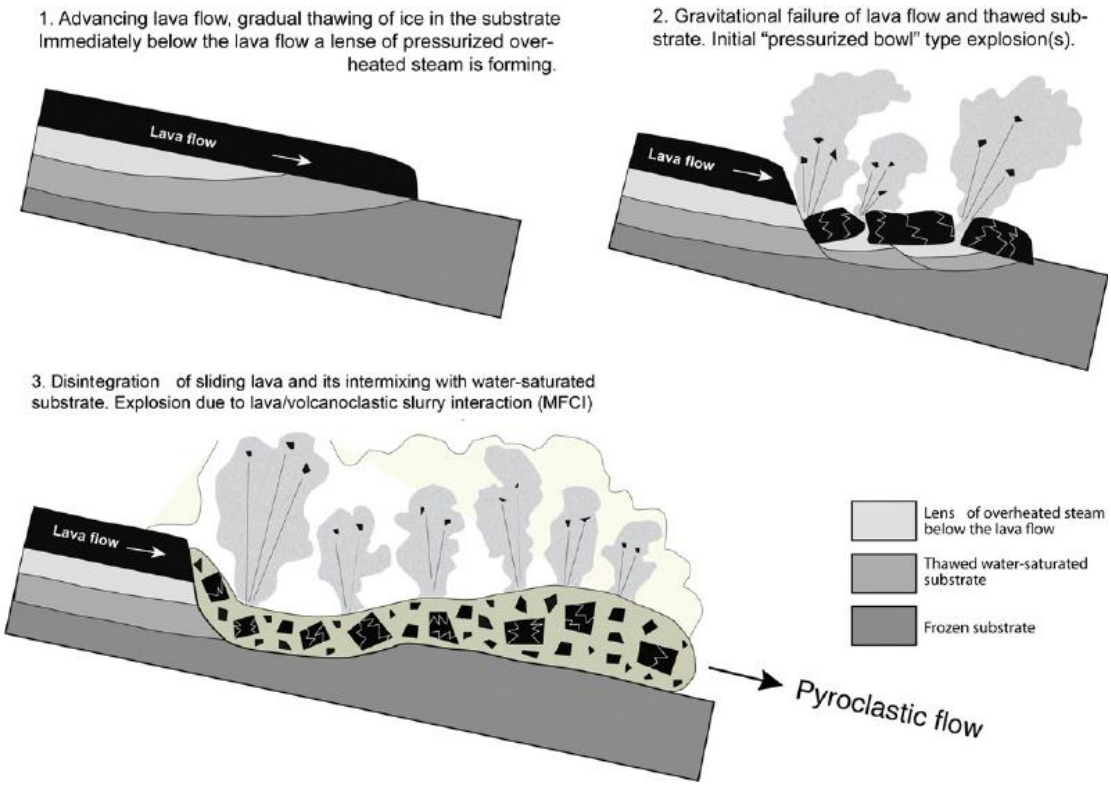
Λασποροές (Λαχάρ)

Οι **λασποροές** ή **λαχάρ** (σχήμα 1.10) είναι μίγματα από συντρίμματα πετρωμάτων που κινούνται με μεγάλες ταχύτητες και κινούνται χάρη στο νερό που προέρχεται από τις πλαγιές του ηφαιστείου. Τα συντρίμματα που μεταφέρουν είναι λιθάρια, στάχτη και ογκόλιθοι που έχουν διάμετρο έως και πάνω από 10 m σε θερμοκρασίες μέχρι και 100 βαθμούς κελσίου (θερμοκρασία βρασμού του νερού). Καθώς το λαχάρ κατέρχεται από την πλαγιά του ηφαιστείου, αλλάζει διαρκώς το μέγεθος, η ταχύτητα και η ποσότητα υλικών και νερού που μεταφέρει.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

Στα πρώτα στάδια η δράση του είναι κυρίως διαβρωτική και διαβρώνει τις πλαγιές του ηφαιστείου και τις κοιλάδες που οποίες εισέρχεται. Η αρχική ροή μπορεί να περιέχει νερό από την τήξη χιονιού ή πάγου ή νερό από τα ρέματα τα οποία συναντά. Μεταφέροντας περισσότερα υλικά και νερό μπορεί να μεγαλώσει σε μέγεθος. Καθώς απομακρύνεται από την πηγή, η ενέργειά του μειώνεται και αποθέτει σταδιακά τα υλικά που μεταφέρει. Τα λαχάρ ποικίλουν σε διαστάσεις και ταχύτητα. Μικρά λαχάρ με πλάτος μερικών μέτρων και βάθος μερικών εκατοστών ρέουν με ταχύτητα μερικών μέτρων το δευτερόλεπτο. Μεγάλα λαχάρ με πλάτος εκατοντάδων μέτρων και βάθος δεκάδων μέτρων ρέουν με ταχύτητα δεκάδων μέτρων το δευτερόλεπτο.



Σχήμα 1.9. Σχηματική αναπαράσταση μίας πυροκλαστικής ροής (Belousov et al., 2011).

Υπάρχουν και άλλα επιβλαβή προιόντα, όπως είναι οι χιονοστιβάδες χαλασμάτων, οι πτώσεις τέφρας και τα εκτοξευόμενα υλικά και τα ατμοσφαιρικά ωστικά κύματα. Επίσης, εξαιρετικά σημαντικές είναι οι εκλύσεις τοξικών αεριών από τον κρατήρα του ηφαιστείου, καθώς τα αέρια αυτά κινούνται αρκετά γρήγορα και συνήθως προηγούνται της ηφαιστειακής έκρηξης με αποτέλεσμα την απώλεια ανθρώπινων ζωών. Εξαιτίας των καταστρεπτικών αυτών προιόντων, έχει αρχίσει εδώ και μεγάλο χρονικό διάστημα η συστηματική παρακολούθηση ηφαιστείων με απώτερο σκοπό την

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

έγκαιρη πρόβλεψη μιας ηφαιστειακής έκρηξης και την ενημέρωση των πολιτών για την ελαχιστοποίηση των υλικών καταστροφών και της απώλειας ανθρώπινων ζωών.

Σχήμα 1.10. Λαχάρ από την έκρηξη του ηφαιστείου της Σάντα Μαρία (Γουατεμάλα, 1989) (https://en.wikipedia.org/wiki/Lahar).

1.5 Σεισμολογία και Ηφαιστειολογία

Η σύνδεση ανάμεσα στην Ηφαιστειολογία και στη Σεισμολογία ήταν εμφανής ακόμα και στα πρώιμα στάδια της παρακολούθησης της ηφαιστειακής επικινδυνότητας. Το ηφαίστειο Βεζούβιος έπαιξε καθοριστικό ρόλο στην κατανόηση της σύνδεσης αυτής και αποτελεί το πρώτο ηφαίστειο που βιβλιογραφικά αναφέρονται πρόδρομα σεισμικά γεγονότα. Ο μηχανισμός της έκρηξης εξαρτάται από φυσικοχημικούς παράγοντες όπως η σύσταση του μάγματος, το ιξώδες, η θερμοκρασία και το ποσοστό των αερίων στο μάγμα.

Ανάλογα με την περιεκτικότητά τους σε διοξείδιο του πυριτίου, τα μάγματα διακρίνονται σε όξινα (> 66%) με τυπικό ηφαιστειακό πέτρωμα τον ρυόλιθο, σε ενδιάμεσα (60%) με τυπικό ηφαιστειακό πέτρωμα τον ανδεσίτη και βασικά (<50%) με τυπικό παράδειγμα τον βασάλτη. Αντίστοιχα, τα όξινα μάγματα χαρακτηρίζονται από μικρές περιεκτικότητες σε Fe και Mg, ενώ τα βασικά μάγματα από υψηλές περιεκτικότητες σε Fe και Mg, χημικά στοιχεία που τους προσδίδουν ένα σκούρο χρώμα. Επίσης, τα βασαλτικά μάγματα χαρακτηρίζονται από μεγαλύτερη θερμοκρασία σε σχέση με τα όξινα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Βασικοί παράγοντες που ελέγχουν την εκρηκτικοτητα μίας ηφαιστειακής έκρηξης είναι το ιξώδες και η περιεκτικότητα του μάγματος σε αέρια. Εξαιτίας της υψηλής τους περιεκτικότητας σε διοξείδιο του πυριτίου, τα όξινα μάγματα έχουν μεγαλύτερο ιξώδες από τα βασικά. Εφόσον τα βασαλτικά μάγματα έχουν χαμηλό ιξώδες, επιτρέπουν στα αέρια να διαφύγουν γρήγορα προς την επιφάνεια και με αυτό τον τρόπο οι εκρήξεις ηφαιστείων βασαλτικού μάγματος είναι συνήθως μη εκρηκτικές. Αντίθετα, τα όξινα μάγματα δεν επιτρέπουν στα αέρια να διαφύγουν εύκολα προς την επιφάνεια, με συνέπεια την εκδήλωση εκρηκτικών εκρήξεων. Το μοντέλο που περιγράφτηκε παρουσιάζει και εξαιρέσεις, όπως είναι οι υδροηφαιστειακές εκρήξεις στις οποίες συμμετέχουν βασαλτικά έως ανδεσιτικά μάγματα, ωστόσο επειδή το μάγμα έρχεται σε επαφή με υπόγεια, επιφανειακά ή θαλάσσια ύδατα, είναι εξαιρετικά εκρηκτικές.

Ένας εξίσου σημαντικός παράγοντας που συμμετέχει στο μηχανισμό της έκρηξης είναι η πίεση που επικρατεί στον μαγματικό θάλαμο. Στο εσωτερικό του μαγματικού θαλάμου διακρίνονται δύο κρίσιμα επίπεδα πίεσης, η επιφάνεια απόμιξης και η επιφάνεια διαμελισμού. Η επιφάνεια απόμιξης βρίσκεται στο μαγματικό θάλαμο κάτω από το ηφαίστειο και διακρίνει την περιοχή στην οποία το μάγμα είναι πλούσιο σε πτητικά αέρια και την υπερκείμενη περιοχή στην οποία γίνεται η φυσαλιδοποίηση, δηλαδή η απόμιξη των αερίων από το μάγμα και ο σχηματισμός φυσαλίδων. Η επιφάνεια διαμελισμού αποτελεί το όριο ανάμεσα στην περιοχή απόμιξης και την υπερκείμενη εκρηκτική στήλη. Στην επιφάνεια αυτή γίνεται ο θρυμματισμός του μάγματος εξαιτίας της γρήγορης διαστολής και έκρηξης των φυσαλίδων. Προφανώς ο κινητήριος μηχανισμός και στις δύο επιφάνειες είναι η ελάττωση της περιβάλλουσας πίεσης που συντελεί στην απόμιξη των αέριων συστατικών του μάγματος στην επιφάνεια απόμιξης και στον θρυμματισμό του μάγματος και των αερίων στην επιφάνεια διαμελισμού.

Ο Minakami (1960) πρότεινε την κατηγοριοποίηση των βασικών σεισμών που συνδέονται με ηφαιστειακή δραστηριότητα σε 4 τύπους: τον τύπο, Α, με σεισμούς που προέρχονται από την βάση του ηφαιστείου ή μεταξύ 1 και 20 km, τον τύπο, Β, σεισμών που τα επίκεντρά τους περιορίζονται σε ακτίνα ενός χιλιομέτρου γύρω από τον ενεργό κρατήρα, τους εκρηξιγενείς σεισμούς που συνδέονται με μεμονωμένες εκρήξεις και τα επίκεντρά τους βρίσκονται αρκετά επιφανειακά και τον ηφαιστειακό θόρυβο που συνίσταται κυρίως από επιφανειακά κύματα. Πριν την κύρια έκρηξη παρατηρούνται σεισμοί, Α και Β, τύπου, δηλαδή με εμφανείς φάσεις κυμάτων χώρου και με επικράτηση των επιφανειακών κυμάτων και σχεδον απουσία των εγκάρσιων κυμάτων αντίστοιχα. Κατά την κύρια

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

έκρηξη συμμετέχει ενεργά ο ηφαιστειακός θόρυβος και οι σεισμοί έκρηξης επικρατούν μέχρι το τέλος της έκρηξης.

Ο Mogi (1963) πρότεινε 3 βασικούς τύπους σεισμικών ακολουθιών καθώς η πλειοψηφία των ηφαιστειακών σεισμών παρουσιάζονται σε ακολουθίες. Ο πρώτος τύπος είναι η ακολουθία κύριων σεισμών και μετασεισμών, ο δεύτερος τύπος η ακολουθία προσεισμών-κύριων σεισμών-μετασεισμών και τέλος η ακολουθία σμηνοσειρών, δηλαδή πλήθους σεισμών. Είναι σημαντική η σύνδεση των ηφαιστειο-τεκτονικών σεισμών με τη μαγματική δράση και την τεκτονική ρηγμάτωση. Έχουν προταθεί δύο μοντέλα για τις ακολουθίες ηφαιστειο-τεκτονικών σεισμών:

Μοντέλο Α

Έχει προταθεί από τους Rubin and Gillard (1998) και αποτελεί ένα μοντέλο σεισμικότητας που βασίζεται σε εισχώρηση φλεβών. Βασίστηκε σε παρατηρήσεις που έγιναν στο ηφαίστειο Kilauea της Χαβάης καθώς και τη μελέτη της ανελαστικής παραμόρφωσης που διαδίδεται στην γήινη επιφάνεια και πηγάζει μερικά μέτρα από την απόλιξη της φλέβας, κατά τη διακύμανση των τιμών της εσωτερικής πίεσης εξαιτίας της ιξώδους ροής του μάγματος.

Στο μοντέλο αυτό μία φλέβα κινείται κατά μήκος ενός πλήθους πετρωμάτων τα οποία είναι υποκείμενα της δράσης της περιβάλλουσας πίεσης. Γύρω από τα όρια της φλέβας που δεν δύναται να διεισδύσει υπάρχει μία ζώνη με πτητικές ουσίες προερχόμενες από το μάγμα ή από πόρους πετρωμάτων που είναι πληρωμένοι με υγρά. Η παραμόρφωση που συνδέεται με την κίνηση της φλέβας μπορεί να εκδηλωθεί με σεισμούς μεγέθους 1 με 2 και είτε στην περίπτωση ρήγματος ολίσθησης μακριά ή κοντά στην φλεβική κοιλότητα είτε εξαιτίας της διατμητικής αστοχίας ανέπαφων πετρωμάτων. Η φλέβα μπορεί να προκαλέσει τη ρώγμωση των γειτονικών σημείων των άκρων της διαμέσου προυπάρχοντων ρωγμώσεων. Μελέτες της ελαστικής τάσης έδειξαν την σύνδεση της σεισμικής δραστηριότητας με ρωγμές κοντά στα όρια της φλέβας, χωρίς ωστόσο η μελέτη των εστιών τους να δίνει πληροφορίες για την έκταση της φλέβας.

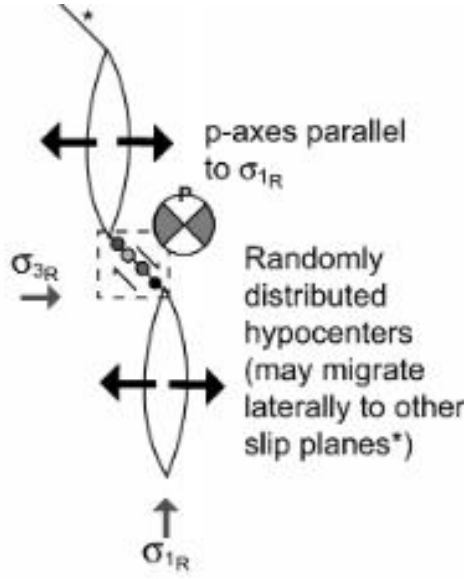
Μοντέλο Β

Προτάθηκε από τον Hill (1977) και υποστηρίζει ότι το σύνολο των φλεβών του μαγματικού οικοδομήματος είναι συστηματικά προσανατολισμένες κατά μήκος της δράσης του μέγιστου κύριου άξονα τάσεων. Το μάγμα κινείται στο εσωτερικό των φλεβών και την στιγμή που η τάση υπερβεί μία κρίσιμη τιμή σχηματίζεται ένα πλήθος

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

ρωγμώσεων και γίνεται η γένεση των σεισμών (σχήμα 1.11). Το μοντέλο Α βρίσκει εφαρμογή στα βασαλτικά ηφαίστεια, ενώ στα ανδεσιτικά και δακιτικά ηφαίστεια και τα δύο μοντέλα είναι ρεαλιστικά. Αντίστοιχα, έχουν προταθεί διάφορα μοντέλα για τους εκρηξιγενείς σεισμούς που συνίστανται στην μελέτη σημάτων μεμονωμένων γεγονότων ή μιας ακολουθίας εκρήξεων. Η μελέτη των σεισμών έκρηξης, οι οποίοι συμβαίνουν κατά τη διάρκεια εκρήξεων γίνεται για την ανακατασκευή ή την παρακολούθηση της δραστηριότητας της έκρηξης του ηφαιστείου.

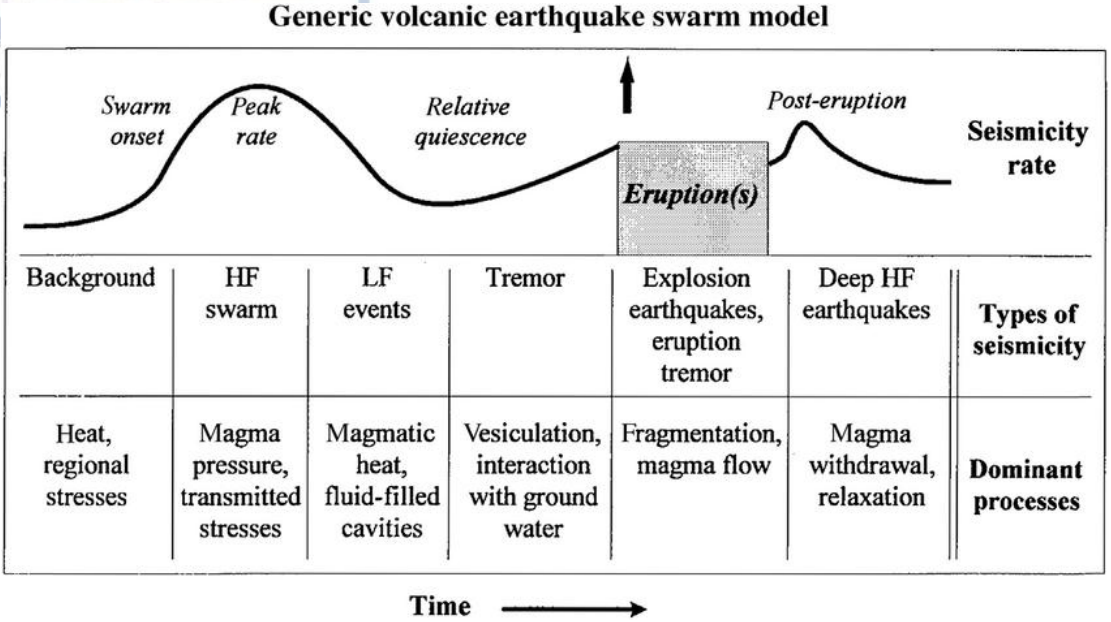


Σχήμα 1.11. Σχηματική αναπαράσταση του μοντέλου του Hill (Roman and Cashman, 2015).

Στο σχήμα 1.12 φαίνεται ένα σχηματικό μοντέλο της κατανομής της σεισμικότητας πριν μία ηφαιστειακή έκρηξη (McNutt et al., 2015). Παρατηρείται πως η σεισμικότητα στην γειτονική περιοχή της έκρηξης αυξάνεται ραγδαία πριν την κύρια έκρηξη, ενώ λίγο πριν την έκρηξη παρατηρείται μία περίοδος σχετικής ηρεμίας. Έπειτα από την κύρια έκρηξη η σεισμικότητα αυξάνεται ξανά μέχρι την τελική περίοδο ηρεμίας του ηφαιστείου. Συνεπώς η σύνδεση της σεισμικότητας με την ηφαιστειακή δράση σε μαγματικά οικοδομήματα έχει αναγνωριστεί πειραματικά, ενώ η εκδήλωση σεισμικών φαινομένων γίνεται με σεισμούς υψηλών και χαμηλών συχνοτήτων, με ηφαιστειακο θόρυβο και ηφαιστειακούς σεισμούς που συνδέονται με πιέσεις του μάγματος, θερμικές μεταβολές, θραύση των πετρωμάτων και τέλος με την τελική υποχώρηση του μάγματος.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 1.12. Σχηματικό διάγραμμα μίας συνθετικής χρονοσειράς σεισμικών και ηφαιστειακών γεγονότων που συνδέονται με μία ηφαιστειακή έκρηξη (McNutt et al., 2015).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Α.Π.Θ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 – ΠΑΡΑΚΟΛΟΥΘΗΣΗ ΗΦΑΙΣΤΕΙΩΝ

2.1 Δείκτες ηφαιστειακής επικινδυνότητας

Στις ηφαιστειακές εκρήξεις που συμβαίνουν σήμερα μπορεί να μετρηθεί άμεσα το ύψος της εκρηκτικής στήλης και ο βαθμός εκρηκτικότητας. Για τις παλαιώτερες εκρήξεις η εκτίμηση τους είναι έμμεση και γίνεται με βάση τη γεωγραφική διασπορά και κατανομή των αποθέσεων πτώσης τέφρας, καθώς και το θρυμματισμό της. Η διασπορά της τέφρας εκφράζει το ύψος της εκρηκτικής στήλης και ο θρυμματισμός της τέφρας εκφράζει την εκρηκτικότητα της έκρηξης. Ο Walker (1973) όρισε τους παράγοντες D και F για την ποσοτική έκφραση των παραπάνω μεγεθών:

Ο παράγοντας D αναφέρεται στην περιοχή της διασποράς της τέφρας και είναι δείκτης του ύψους της εκρηκτικής στήλης. Ορίζεται ως η περιοχή που εγκλείεται από την ισοπαχή καμπύλη που αντιστοιχεί στο 1% του μέγιστου πάχους των πυροκλαστικών αποθέσεων.

Ο παράγοντας F αναφέρεται στο θρυμματισμό της τέφρας και είναι δείκτης της εκρηκτικότητας της έκρηξης. Ορίζεται ως το ποσοστό της τέφρας μεγέθους <1 mm που μετριέται στο σημείο όπου ένας άξονας διασποράς συναντά την ισοπαχή που αντιστοιχεί στο 10% του μέγιστου πάχους των πυροκλαστικών αποθέσεων.

Η εκτίμηση του δυναμικού της εκρηκτικότητας ενός ηφαιστείου γίνεται πλέον με τη χρήση του δείκτη ηφαιστειακής εκρηκτικότητας (Volcanic Explosivity Index – VEI), που προτάθηκε από την αμερικάνικη γεωλογική εταιρεία (USGS). Ο δείκτης αυτός έχει κλίμακα απο 1 έως 8 με τα μεγέθη σε αυτήν να αυξάνονται λογαριθμικά. Δηλαδή ένα ηφαίστειο με δείκτη VEI 4 είναι 10 φορές πιο εκρηκτικό από ένα με δείκτη VEI 3 και 100 φορές πιο εκρηκτικό από ένα με δείκτη VEI 2. Στον πίνακα (1) φαίνεται η κλίμακα VEI (από USGS). Από τον πίνακα φαίνεται πως η έκρηξη της Αγίας Ελένης (1980) που αποτελεί την έκρηξη με τα περισσότερα θύματα ανθρώπινων ζωών έχει δείκτη VEI 5. Επίσης, μία εξίσου καταστρεπτική έκρηξη, αυτή του Pinatubo (1991) έχει δείκτη VEI 6, ενώ η έκρηξη με τον μεγαλύτερο δείκτη VEI = 8 είναι αυτή του Yellowstone που χρονολογείται στο Πλειστόκαινο.

Στο σχήμα 2.1 φαίνεται η κλίμακα κινδύνου μίας επερχόμενης ηφαιστειακής έκρηξης. Η κλίμακα αυτή αποτελείται από 4 χρωματικούς δείκτες που εκφράζουν την κατάσταση στην οποία βρίσκεται ένα ηφαίστειο που δύναται να δώσει έκρηξη. Πιο συγκεκριμμένα:

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

Πράσινο: το ηφαίστειο βρίσκεται σε κανονική, μη εκρηκτική κατάσταση. Στην περίπτωση που το ηφαίστειο χαρακτηριστεί πράσινο μετά από ένα ανώτερο χρώμα τότε η ηφαιστειακή δραστηριοτητα πιστεύεται πως έχει ηρεμήσει και το ηφαίστειο επανήλθε στην κανονική, μη εκρηκτική του κατάσταση.

Κίτρινο: το ηφαίστειο δείχνει σήματα δραστηριότητας ανώτερης από τα γνωστά (κανονικά) επίπεδα. Ειδάλλως αν έχει χαρακτηριστεί κίτρινο μετά από ανώτερο βαθμο, τότε η ηφαιστειακή δραστηριοτητα έχει περιοριστεί αλλά το ηφαίστειο συνεχίζεται να παρακολουθείται για μία πιθανή επερχόμενη αύξηση της επικινδυνότητας.

Πορτοκαλί: το ηφαίστειο βρίσκεται σε έντονη δραστηριότητα και αυξάνεται η πιθανότητα μίας έκρηξης, ειδάλλως το ηφαίστειο έχει αρχίσει να ηρεμεί χωρίς ή με μικρή αποβολή αερίων.

Κόκκινο: το ηφαίστειο είναι σε κατάσταση έκρηξης και έχει ήδη αρχίσει ή πρόκειται να αρχίσει η αποβολή αερίων και καταστρεπτικών προιόντων.

Η κατάταξη ενός ηφαιστείου στην χρωματική κλίμακα αυτή, γίνεται σύμφωνα με ορισμένες παραμέτρους που προσδιορίζονται με την παρακολούθησή του από διάφορα δίκτυα που περιγράφονται στη συνέχεια. Με την αναθεώρηση της κατάστασης ενός ηφαιστείου στην κλίμακα αυτή, γίνεται ενημέρωση των κατοίκων των γειτονικών περιοχών για την απομάκρυνσή τους και το ηφαίστειο βρίσκεται σε συνεχή έλεγχο εξαιτίας της πιθανότητας έκρηξής του.

2.2 Σεισμική παρακολούθηση

Η σεισμική παρακολούθηση των ηφαιστείων έχει κυρίαρχη σημασία στην κατανόηση των ηφαιστειακών εκρήξεων και στην μελλοντική πρόγνωση μίας έκρηξης και της συμπεριφοράς της. Ωστόσο η κατάλληλη σεισμική παρακολούθηση απαιτεί σημαντικές επενδύσεις σε εξοπλισμό και ειδικά καταρτισμένο επιστημονικό προσωπικό ικανό τόσο να πραγματοποιεί τις αναλύσεις, όσο και να αξιολογεί με ορθολογικά κριτήρια τα αποτελέσματά τους. Οι πιο ευρέως χρησιμοποιούμενες μέθοδοι σεισμικής παρακολούθησης είναι:

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

3	2	1	0	VEI
> 10,000,000 m³	> 1,000,000 m³	> 10,000 m³	< 10,000 m³	Ejecta volume
Vulcanian/Pelean	Strombolian/Vulcanian	Hawaiian/Strombolian	Hawaiian	Eruption Classification
Severe	Explosive	Gentle	Effusive	Description
Glowing avalanche of hot ash and pyroclastic flows	Dense cloud of ash and gases with volcanic bombs (2-3 meters in diameter)	Low-level, small to medium volume	An outpouring of lava on the ground (as compared with	
3–15 km	1–5 km	100–1000 m	< 100 m	Plume Height
Few months	Weekly	Daily	Persistent	Frequency of Eruption
Soufriere Hills (1995), Nevado del Ruiz	Ruapehu, New Zealand (1971), Mount Sinabung	Nyiragongo (2002)	Kilauea, Piton de la Fournaise	Examples
868	3,477	Many	Many	Occurrences in last 10,000

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

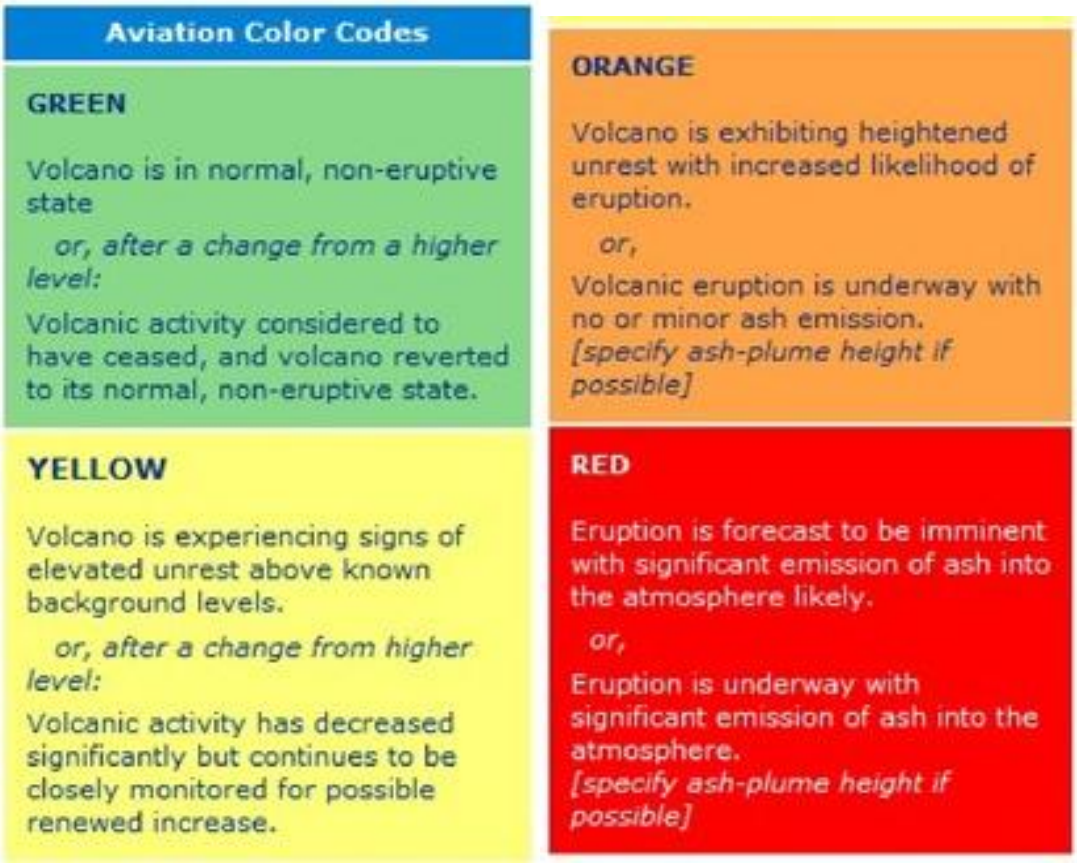
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

VEI	8	7	6	5	4
Ejecta volume	> 1,000 km³	> 100 km³	> 10 km³	> 1 km³	> 0.1 km³
Eruption Classification	Supervolcanic	Ultra-Plinian	Plinian/Ultra-Plinian	Plinian	Pelean/ /Plinian
Description	Mega-colossal	Super-colossal	Colossal	Paroxysmal	Cataclysmic Columns of gas and ash Extends to stratosphere
Plume Height	> 50 km	> 40 km	> 30 km	20–35 km	10–25 km
Frequency of Eruption	≥ 10,000 yrs	≥ 1,000 yrs	≥ 100 yrs	≥ 10 yrs	≥ 1 yr
Examples	Yellowstone (Pleistocene)	Tambora (1815)	Krakatoa, Indonesia (1883) Mount	Mount Vesuvius	Mount Pelee, West Indies (1902)
Occurrences in last 10,000	0	5 (+2 suspected)	51	166	421

Πίνακας 1. Δείκτης VEI (https://www.usgs.gov/).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 2.1. Δείκτης επικινδυνότητας επερχόμενης ηφαιστειακής έκρηξης (**www.volcano.si.edu/**).

Συνεχής παρακολούθηση πραγματικού χρόνου (real time monitoring): με αυτή τη μέθοδο το σύνολο της σεισμικής δραστηριότητας που εντοπίζεται στο κοντινό πεδίο ενός ηφαιστείου πρέπει να αναλύεται μέσα σε μερικές το πολύ ώρες από την εκδήλωση νέων γεγονότων. Το δίκτυο παρακολούθησης πρέπει να απαρτίζεται από σημαντικό αριθμό σεισμογράφων, έτσι ώστε να επιτευχθεί η μέγιστη ακρίβεια στον προσδιορισμό του μεγέθους, του βάθους και του επικέντρου κάθε σεισμικού γεγονότος.

Παρακολούθηση με λιγότερο από επαρκή δίκτυα: αποτελεί την κατά κόρον μέθοδο παρακολούθησης ηφαιστείων από σεισμική άποψη, καθώς τα περισσοτερα ηφαίστεια διαθέτουν ελάχιστους έως καθόλου σεισμογράφους για την παρακολούθηση των σεισμικών γεγονότων που λαμβάνουν χώρα στο κοντινό τους πεδίο. Αυτό έχει ως συνέπεια την έλλειψη ακρίβειας στον προσδιορισμό των χωρικών ιδιοτήτων των γεγονότων.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

Περιοδική παρακολούθηση: η μέθοδος αυτή εφαρμοζεται σε ηφαίστεια στα οποία η σεισμική παρακολούθηση δεν είναι συνεχής και γίνεται κάτω απο συγκεκριμένες συνθήκες (ερευνητικά προγράμματα, κίνδυνος για ενεργοποίηση). Για την περιοδική παρακολούθηση γίνεται χρήση φορητών οργάνων για χρονικά διαστήματα μερικών βδομάδων ή και μηνών και μάλιστα συνίσταται η επανάληψη της διαδικασίας την ίδια εποχή του χρόνου για την αποφυγή εποχικών μεταβολών. Οι μεταβολές αυτές αναγνωρίζονται και ερμηνεύονται με τη συνεχή παρακολούθηση του ηφαιστείου.

Η σεισμική παρακολούθηση γίνεται με τη χρήση δικτύων οργάνων που ποικίλλουν αρκετά ανάλογα με τις απαιτήσεις της κάθε μελέτης, την τεχνογνωσία, το κόστος και τους διαθέσιμους πόρους. Η ιδανική σεισμική παρακολούθηση ενός ηφαιστείου γίνεται με τη μέθοδο της συνεχούς παρακολούθησης (real time) και με τη χρήση ενός δικτύου που απαρτίζεται από τα πιο σύγχρονα οργανα, ικανοποιητικο αριθμό σεισμογράφων και τηλεμετρική μεταφορά των δεδομένων και επεξεργασία με τη χρήση ηλεκτρονικών υπολογιστών. Ο Newhall (1984) αναφέρει τα απαραίτητα στοιχεία της σεισμικής παρακολούθησης:

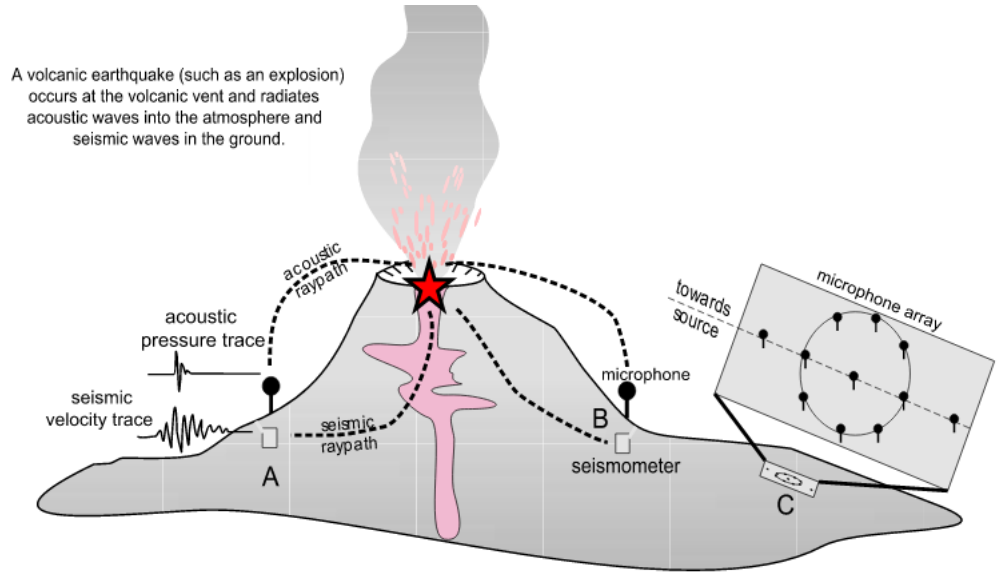
Ενόργανη παρατήρηση και ανάλυση δεδομένων: σήμερα τα περισσότερα δίκτυα σεισμικής παρακολούθησης ενεργών ηφαιστείων διαθέτουν ψηφιακά όργανα καταγραφής της εδαφικής κίνησης και της μετατροπής της σε μεταβαλλόμενες ηλεκτρικές τάσεις (ηλεκτρομαγνητικά σεισμόμετρα). Τα σήματα καταγράφονται επί τόπου ειδάλλως μεταφέρονται μέσω καλωδίου, ασυρμάτου ή δορυφόρου σε ένα κεντρικό σταθμό επεξεργασίας των δεδομένων. Τα σεισμόμετρα αυτά πρέπει να διαθέτουν μία μεγάλη μπάντα καταγραφής συχνοτήτων και μια μέγιστη συχνότητα απόκρισης κοντά στο 1 Hz. Η χρήση τους αυξάνει το κόστος εγκατάστασης, λειτουργίας και συντήρησης του δικτύου, ωστόσο αποδίδει σημαντικά στην ακρίβεια συλλογής και επεξεργασίας των δεδομένων. Ο καθορισμός των χρόνων άφιξης των σεισμικών κυμάτων γίνεται ψηφιακά μέσω εξειδικευμένου λογισμικού και με τη χρήση μοντέλων ταχυτήτων για την περιοχή μελέτης εξάγονται οι σεισμικές παράμετροι της εστίας.
Σεισμολογικά δίκτυα: για την μελέτη των σεισμικών γεγονότων που συνδέονται με ηφαιστειακή δραστηριότητα απαιτείται ένας αξιόλογος αριθμός σεισμογράφων (τουλάχιστον 4 ή κατά προτίμηση περισσότερων από 6 σταθμών σε αποσταση 1-15 km από το ηφαιστειακό κέντρο). Επίσης, συνίσταται η εγκατάσταση ενός σεισμογράφου αρκετά κοντά στην ηφαιστειακή οπή για την καταγραφή ακόμα και μικρών σεισμών και εκρήξεων καθώς και χαμηλής έντασης θορύβου. Οι σταθμοί που

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

βρίσκονται σε μεγαλύτερες αποστάσεις χρησιμεύουν στη μελέτη της απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων αλλά και στον βέλτιστο υπολογισμό των παραμέτρων της εστίας των σεισμών. Τα σεισμικά δεδομένα που επεξεργάζονται χρησιμοποιούνται στη μελέτη της απελευθέρωσης ενέργειας (αύξησή της προμηνύει μία επερχόμενη έκρηξη), στη μετανάστευση της σεισμικότητας (μελέτη της χωρικής έκτασης μίας επερχόμενης έκρηξης) και της σεισμικότητας (αύξηση της σεισμικότητας πιθανώς να συνδέεται με μία επερχόμενη έκρηξη ή κινητικότητα του μαγματικού χώρου).

Στο σχήμα 2.2 φαίνεται το ενόργανο δίκτυο σεισμικής και ακουστικής παρακολούθησης του ηφαιστείου Tungurahua (Εκουαδόρ). Παρατηρούμε πως η παρακολούθηση του ηφαιστείου γίνεται με τη χρήση τόσο σεισμογράφων που βρίσκονται στις πλευρές του κρατήρα, όσο και με ακουστικά όργανα καταγραφής. Στο σχήμα φαίνεται πως ο παλμός μιας ενεργοποίησης του ηφαιστείου ή της συνέπειας της κίνησης του μάγματος εντοπίζεται αρκετά πιο εύκολα με τη χρήση ακουστικών πομπών σε σχέση με τον παλμό καταγραφής σε σεισμογράφους. Με άλλα λόγια παρά το γεγονός πως μία ηφαιστειακή δραστηριότητα καταγράφεται και στους δύο αισθητήρες, ο ακριβής χρόνος γένεσης του γεγονότος εντοπίζεται με μεγαλύτερη ακρίβεια σε ακουστικά όργανα. Το γεγονός αυτό οφείλεται στην επίδραση της γεωλογικής δομής του κρατήρα στη σεισμική καταγραφή, καθώς η ακουστική καταγραφή δεν επηρεάζεται από το μέσο διάδοσης που είναι ο αέρας. Επίσης, στο σχήμα φαίνεται και η τυπική δομή της εγκατάστασης προσωρινών ή μόνιμων δικτύων ενόργανης παρακολούθησης.



Σχήμα 2.2 Δίκτυο ενόργανης παρακολούθησης του ηφαιστείου Tungurahua (Εκουαδόρ) (Werner-Allen et al., 2004).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Στο σχήμα 2.3 φαίνονται διάφορα σεισμογράμματα από σεισμούς που οι πηγές τους συνδέονται με ηφαιστειακή δραστηριότητα. Στο πρώτο σεισμόγραμμα φαίνεται ένας τυπικός τεκτονο-ηφαιστειακός σεισμός, η γένεση του οποίου συνδέεται με τη δράση ενός κανονικού ρήγματος το οποίο ενεργοποιήθηκε είτε από εφελκυστικές τάσεις που συνδέονται με την λέπτυνση του φλοιού και την εκδήλωση ηφαιστειότητας ή/και με την παράλληλη διείσδυση μάγματος που ενεργοποίησε το ρήγμα. Για την διαπίστωση του τελευταίου πρέπει να γίνει συνδυαστική μελέτη γεωδαιτικών, γεωχημικών και γεωφυσικών δεδομένων. Το δεύτερο, το τρίτο και το τέταρτο σεισμόγραμμα αντιστοιχούν σε σεισμούς "χαμηλών συχνοτήτων" που παράγονται από την κίνηση αέριων μαζών στο μαγματικό οικοδόμημα και λαμβάνουν χώρα συνήθως λίγο πριν την ενεργοποίηση του ηφαιστείου. Ωστόσο παρόμοιοι σεισμοί έχει αποδειχθεί πως προκαλούνται και από άλλες αιτίες, σε άλλα γεωλογικά περιβάλλοντα όπως είναι η κίνηση παγετώνων. Τέλος, στο τελευταίο σεισμόγραμμα φαίνεται η καταγραφή εδαφικού θορύβου που αποτελεί εδαφικές διεγέρσεις τυχαίες στο χώρο και στον χρόνο που δημιουργούνται από την κίνηση του μάγματος, από εκρήξεις, από συνωθύλλευμα σεισμών "χαμηλών συχνοτήτων" που δεν μπορούν να διαχωριστούν στον χρόνο από ρωγμάτωση των γειτονικών πετρωμάτων εξαιτίας της διείσδυσης μάγματος καθώς και από άλλους περιβαλλοντικούς παράγοντες ανθρωπογενείς και μη. Η συστηματική μελέτη των σεισμικών γεγονότων στον χώρο και στον χρόνο, καθώς και η συνδυαστική τους μελέτη με άλλες μεθόδους παρακολούθησης δύναται στην έγκαιρη προειδοποίηση για την έκρηξη ενός ηφαιστείου. Επίσης, τα σεισμικά δεδομένα μπορούν να αξιοποιηθούν για τη μελέτη της δομής του μαγματικού θαλάμου και την κατανόηση της δυναμικής και της μελλοντικής συμπεριφοράς κάθε ηφαιστείου.

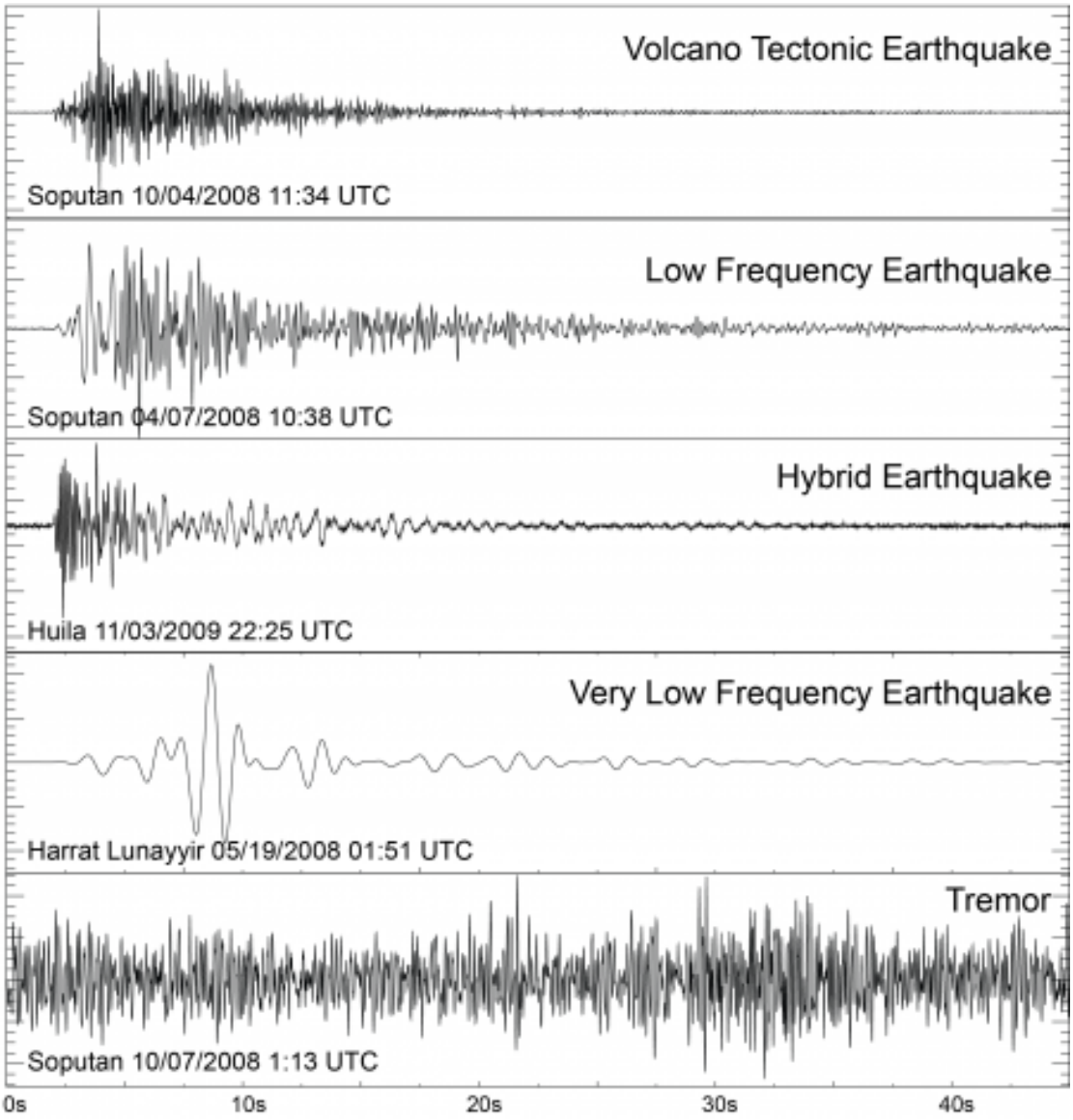
2.3 Εδαφικές μετατοπίσεις

Σημαντική είναι η μελέτη των εδαφικών μετατοπίσεων (κάθετων και οριζόντιων) καθώς συνήθως προηγούνται της ενεργοποίησης ενός ηφαιστείου. Εξαιρετικής σημασίας είναι η εγκατάσταση ενός δικτύου παρακολούθησης των εδαφικών μετατοπίσεων γύρω από το ηφαίστειο για τη μελέτη της μεταβολής των κλίσεων των επιφανειακών σημείων που συνδέεται με την εισχώρηση του μάγματος σε μικρά βάθη, καθώς και σε αναταραχές του μάγματος σε μεγαλύτερα βάθη. Επίσης, σημαντικός είναι ο ακριβής καθορισμός συγκεκριμμένων σημείων αναφοράς, δηλαδή θέσεων μελέτης της εδαφικής παραμόρφωσης, που η μελέτη των καταγραφών τους να αντικατοπτρίζει εδαφικές μετατοπίσεις προερχόμενες από ηφαιστειακή δράση και να μην επηρεάζονται από

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

άλλες αιτίες. Ο μηχανισμός της ενεργοποίησης ενός ηφαιστείου συνδέεται με συστολές και διαστολές του μαγματικού θαλάμου εξαιτίας της άσκησης πιέσεων και της μεταβολής του όγκου του θαλάμου. Οι μεταβολές αυτές επειδή λαμβάνουν χώρα στο εσωτερικό του γήινου φλοιού ασκούν τάσεις στα ανώτερα στρώματα με αποτέλεσμα την παραμόρφωση της επιφάνειας του κοντινού πεδίου. Η παραμόρφωση αυτή αναλύεται σε μία κάθετη και σε δύο οριζόντιες συνιστώσες.



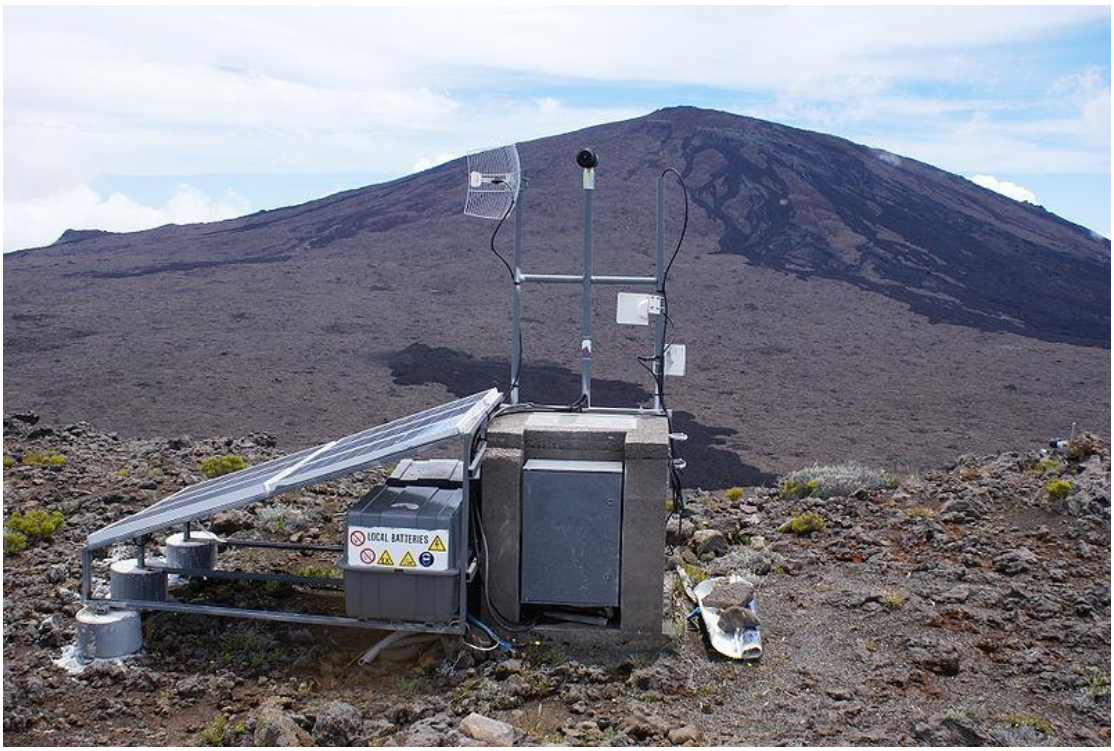
Σχήμα 2.3 Σεισμογράμματα σε σταθμούς σεισμικής παρακολούθησης ηφαιστείων (https://www.usgs.gov/).

Οι κάθετες μετατοπίσεις αναφέρονται στις μετρήσεις της ακριβούς στάθμης του επιπέδου της επιφάνειας, καθώς και της στάθμης του νερού που προκαλώνται από την δραστηριότητα του μάγματος. Η συστολή και η διαστολή του μαγματικού χώρου προκαλούν την ταπείνωση και την

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

ανύψωση σημείων της επιφάνειας του εδάφους. Η μεταβολή του υψομέτρου των σημείων αυτών καθώς και οι υδροστατικές πιέσεις που ασκούνται στον θαλάσσιο χώρο προκαλούν τη μεταβολή της στάθμης του νερού. Η ακριβής στάθμη του επιπέδου προσδιορίζεται με τοπογραφικές τεχνικές (χρήση θεοδόλιχου, σταδίας), ενώ οι μεταβολές της στάθμης του νερού που συνήθως δεν είναι εύκολα ορατές, εξαιτίας της μεγάλης επιφάνειας του νερού και της συνεπίδρασης παλιροιακών φαινομένων, μελετώνται με τη χρήση εξειδικευμένων οργάνων υψηλής ακριβείας. Τέτοια όργανα είναι τα ηλεκτρονικά κλισίμετρα στα οποία μετρώνται μεταβολές της στάθμης και της κλίσης του νερού σε σωλήνες τοποθετημένους διάσπαρτους γύρω από το ηφαιστειακό οικοδόμημα. Με την εξέλιξη της τεχνολογίας, οι κάθετες μετατοπίσεις μετρώνται με τη χρήση GPS (σχήμα 2.4) υψηλής ακρίβειας τόσο θέσης (φ και λ), όσο και υψομέτρου (h).



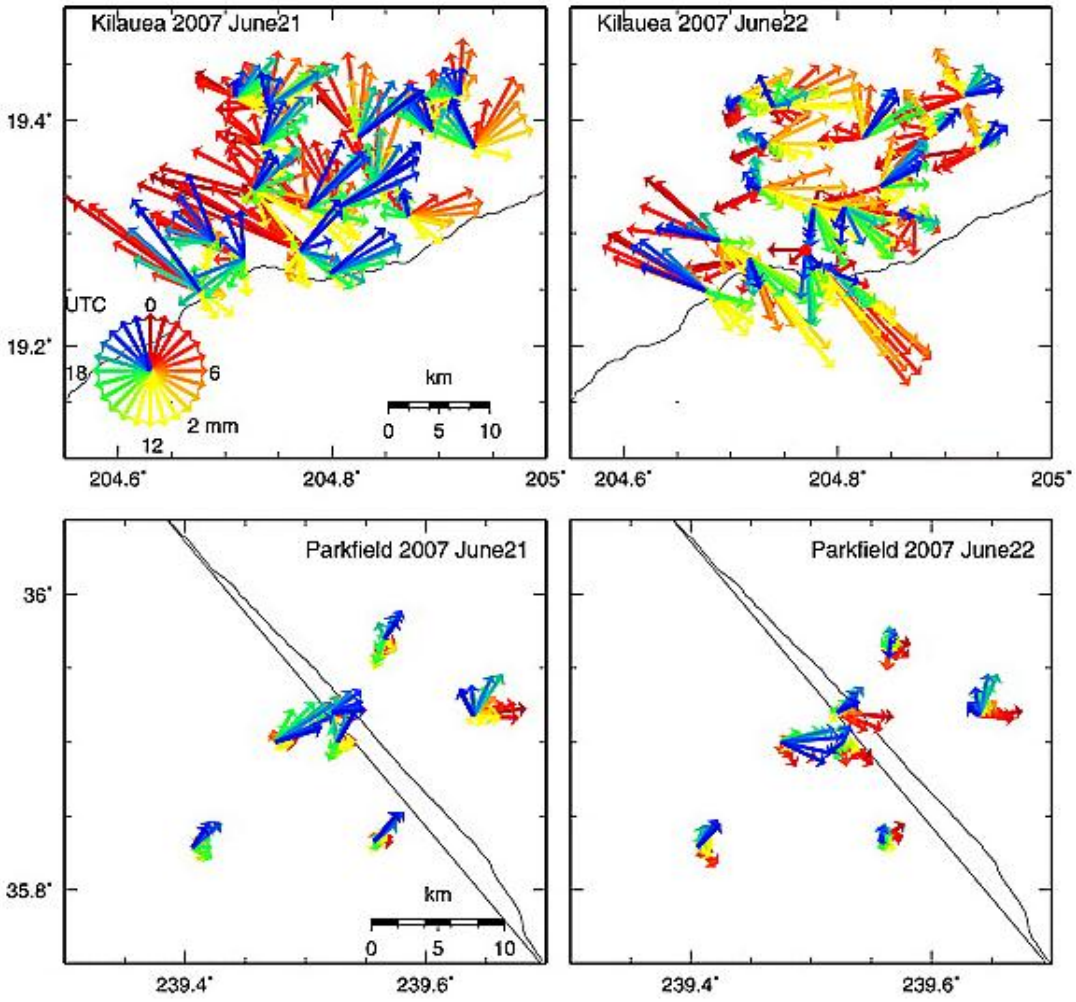
Σχήμα 2.4 Σταθμός GPS στο ηφαίστειο Reunion (https://earthzine.org/).

Οι οριζόντιες μετατοπίσεις πραγματοποιούνται εξαιτίας της διαστολής ή της συστολής του μαγματικού θαλάμου πριν από μία έκρηξη ή εξαιτίας κάποιας κινητικότητας του μάγματος. Ο προσδιορισμός τους γίνεται μέσω της μέτρησης της απόστασης δύο σημείων ηλεκτρονικά (EDM), με τασίμετρα και ευρέως με τη χρήση δικτύων GPS. Με την χρήση των οργάνων αυτών μελετώνται οι δύο οριζόντιες συνιστώσες της μετατόπισης των θέσεων των σταθμών, από την ανάλυση της συνολικής μετατόπισης και σε συνδυασμό με τη μελέτη της κάθετης συνιστώσας

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

της κίνησης υπολογίζονται μεταβολές και στην κλίση των σημείων, που υποδηλώνουν διαστολή ή συστολή του μαγματικού οικοδομήματος σε κάθε θέση.



Σχήμα 2.5 Διανύσματα της κίνησης των επιφανειακών σημείων σε θέσεις εγκατάστασης GPS κατά τη διάρκεια της μαγματικής διείσδυσης του 2007 στο ηφαίστειο Kilauea (Χαβάη) και στο Parkfield (Larson et al., 2010).

Εξίσου σημαντική είναι η μελέτη αεροφωτογραφιών, δηλαδή η ποσοτική σύγκριση ανάμεσα σε δύο αεροφωτογραφίες που έχουν τραβηχτεί στο ίδιο υψόμετρο, στην ίδια τοποθεσία, στην ίδια γωνία, με το ίδιο σύστημα και με συγκεκριμμένο συντελεστή μεγένθυνσης. Σημαντική είναι η αποφυγή της λήψης των αεροφωτογραφιών σε συννεφώδεις μέρες, διότι μειώνεται η ευκρίνεια της λήψης και αποκλείωνται θέσεις για την ποσοτική ή/και την ποιοτική σύγκριση των αεροφωτογραφιών. Με την ανάπτυξη της τεχνολογίας οι εδαφικές μετατοπίσεις δύναται να μελετηθούν και με τη χρήση δορυφόρων (Bonny and Wright, 2017) αλλά και με τη χρήση UAV, δηλαδή με την λήψη φωτογραφιών μέσω Drone. Στο σχήμα 2.5 φαίνονται τα διανύσματα της κίνησης της θέσης σταθμών

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

καταγραφής GPS κατά τη διείσδυση μάγματος στο ηφαίστειο Kilauea (Χαβάη) κατά τη διάρκεια της ημέρας (χρωματική κλίμακα) κατά το διάστημα 21-22 Ιουνίου 2007. Οι κινήσεις των θέσεων των σημείων δείχνουν την κινητικότητα του μάγματος κατά τη διαστολή του μαγματικού χώρου και αναδεικνύουν την χωρική έκταση του φαινομένου καθώς και την ανάγκη της παρακολούθησης ηφαιστείων μέσω της χρήσης GPS. Αντίστοιχα φαίνεται και η δραστηριότητα στο Parkfield την ίδια περίοδο σε ένα πιο αραιό δίκτυο σταθμών.

2.4 Εκλύσεις αερίων

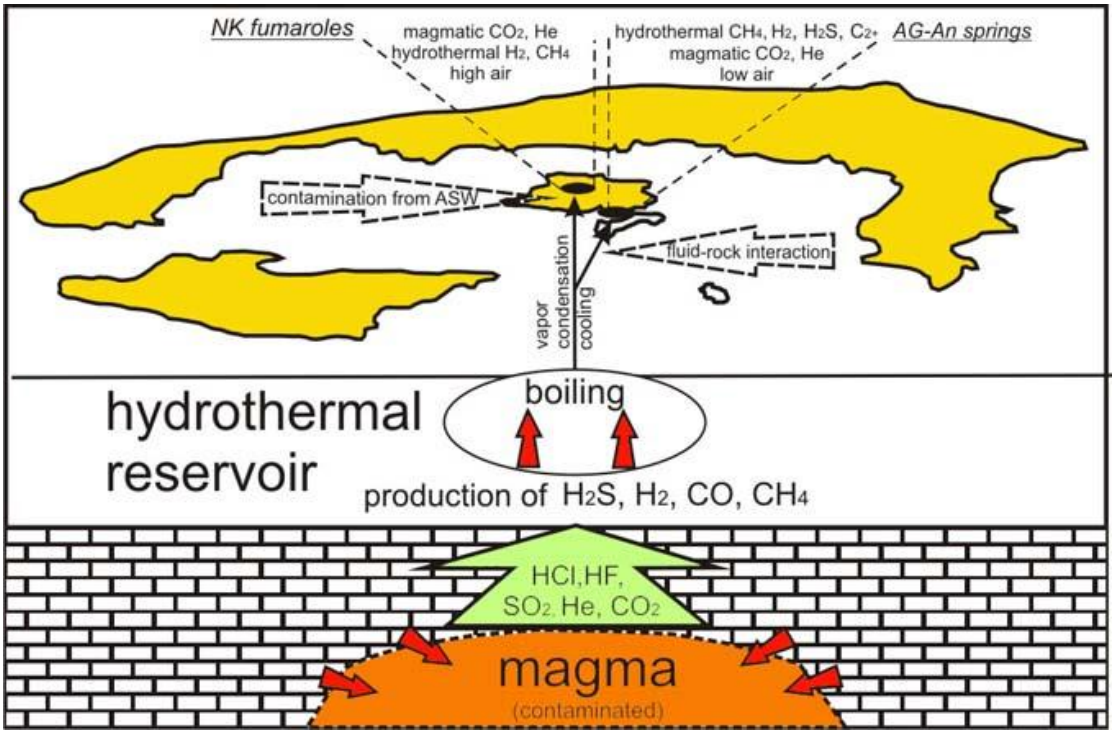
Κατά την άνοδο μάγματος σε μικρά βάθη, τα πτητικά του συστατικά αρχίζουν να απελευθερώνονται στην ατμόσφαιρα. Τα πτητικά αυτά συστατικά διαφεύγουν από το μάγμα υπό την μορφή αερίων με τα πιο σύνηθη την παρουσία τους στη σύσταση του μάγματος να είναι τα H_2S, H_2, CO_2, CH_4 (σχήμα 2.6). Επίσης, σημαντική είναι και η παρουσία των HCl, HF, SO_2, He. Τα αέρια αυτά διαφεύγουν μέσα από πόρους των γειτονικών πετρωμάτων (διακλάσεις, ρωγμώσεις, φλεβικές διεισδύσεις) και απελευθερώνονται στην επιφάνεια. Κατά συνέπεια είναι σημαντική η γεωχημική παρακολούθηση ενός ηφαιστείου για την πρόβλεψη μιας μελλοντικής έκρηξης. Ειδικά στα όξινα μάγματα το ποσοστό συμμετοχής των πτητικών συστατικών είναι αρκετά υψηλό και τα αέρια που απελευθερώνονται κατά τη διάρκεια της έκρηξης, την καθιστούν εξαιρετικά βίαιη, γεγονός που ενισχύει την ανάγκη της παρακολούθησης των γεωχημικών ανωμαλιών ενός ενεργού ηφαιστείου.

Στο σχήμα 2.6 φαίνεται μία σχηματική αναπαράσταση της δομής του φλοιού στην περιοχή της καλδέρας της Σαντορίνης. Το μάγμα που διεισδύσει σε μικρά βάθη (της τάξης των 4 km) περιέχει πτητικά συστατικά τα οποία ανέρχονται ως υπέρθερμα διαλύματα σε μικρά βάθη διαπερνώντας τα γειτονικά πετρώματα. Με την ελάττωση της θερμοκρασίας μετατρέπονται σε αέρια και απελευθερώνονται στην επιφάνεια μέσω υδροθερμικών πόρων. Εξαιτίας της υψηλής θερμοκρασίας των ρευστών αυξάνεται η διαλυτική τους ικανότητα, με αποτέλεσμα την παρουσία βαρέων μετάλλων στα υδροθερμικά ρευστά, πολλά εκ των οποίων είναι επιβλαβή. Κατά συνέπεια ενδέχεται η απελευθέρωση των αερίων αυτών να προηγείται της κύριας έκρηξης και να υπάρξουν απώλειες ανθρώπινων ζωών εξαιτίας της αποβολής τους. Ο εντοπισμός τους εκτός από την ενόργανη γεωχημική παρακολούθηση μπορεί να γίνει και με πετρογραφικές μελέτες των υλικών παλαιότερων εκρήξεων, καθώς είναι σύνηθης η υδροθερμική εξαλλοίωση των γειτονικών πετρωμάτων από τη δράση των υπέρθερμων υδροθερμικών διαλυμάτων.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Σημαντικό ρόλο διαδραματίζει η απελευθέρωση CO_2 καθώς αποτελεί το πιο σύνηθες αέριο στο μάγμα. Μελέτες των Aiuppa et al. (2007) στο ηφαίστειο της Αίτνας έχουν δείξει πως η μακροχρόνια παρακολούθηση του λόγου αποβολής των αεριών CO_2/ SO_2 μπορεί να δώσει σημαντικές πληροφορίες για την λειτουργία του μαγματικού οικοδομήματος και να οδηγήσει σε μία έγκαιρη πρόβλεψη μίας έκρηξης. Επίσης, σημαντική είναι και η παρουσία του θείου καθώς είναι συνήθης η παρουσία ατμίδων θείου στις πλευρές των ηφαιστείων. Οι ατμίδες αυτές παρακολουθούνται με ειδικά όργανα μέτρησης της θερμοκρασίας, τις θερμικές κάμερες, ενώ η πιθανή ελάττωση του ρυθμού αποβολής θείου ίσως να σχετίζεται με μία επερχόμενη έκρηξη. Το φαινόμενο αυτό εξηγείται με ένα μοντέλο που προβλέπει την περιφερειακή ψύξη του μαγματικού θαλάμου, με συνέπεια το κλείσιμο των πόρων δια μέσου των οποίων κινούνται και απελευθερώνονται αέρια. Οι πιέσεις που ασκούν τα αέρια καθώς προσπαθούν να διαφύγουν από το μαγματικό θάλαμο αποτελούν μία αιτία ενεργοποίησης μίας έκρηξης.



Σχήμα 2.6. Σχηματικό μοντέλο του φλοιού στην Καλδέρα της Σαντορίνης (Tassi et al., 2012).

Στο σχήμα 2.7 φαίνεται ένα σχηματικό μοντέλο της δομής του κρατήρα του ηφαιστείου Turrialba (Costa Rica), ο οποίος έδωσε δύο γεγονότα απελευθέρωσης αερίων (φουμαρόλες) στο πρόσφατο παρελθόν, μια το 2010 και μια το 2012. Τα αέρια που απελευθερώνονται από φουμαρόλες μπορεί σε ορισμένες περιπτώσεις να είναι τοξικά και κατά συνέπεια επιβλαβή για τις ανθρώπινες ζωές. Οι ερευνητές (Moussallam

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

et al. 2014) εγκατέστησαν τρία όργανα γεωχημικής καταγραφής των ρυθμών έκλυσης των αερίων CO_2, SO_2 και S. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των καταγραφών που προέκυψαν, αλλά και προηγούμενων ερευνών (σχήμα 2.8) παρατήρησαν πως πριν την μαζική απελευθέρωση αερίων, προηγήθηκε μία έντονη δραστηριότητα κατά μήκος των φουμαρόλων (2008) και ακόμα πιο πριν (2002) ένα μέγιστο στον λόγο των ποσοτήτων του διοξειδίου του άνθρακα και του θείου. Επίσης, παρατηρήθηκε πως στην αρχή της εκδήλωσης του γεγονότος του 2010 αρχικά ο λόγος αυτός είχε μία εξαιρετική αύξηση και με την πάροδο του χρόνου ελαττώθηκε συστηματικά. Συνεπώς, το παράδειγμα αυτό μας δείχνει τον ιδιαίτερα σημαντικό ρόλο της γεωχημικής παρακολούθησης ενός ηφαιστείου στην πρόβλεψη της εκδήλωσης μελλοντικών εκρήξεων.

2.5 Θερμοκρασιακές μεταβολές

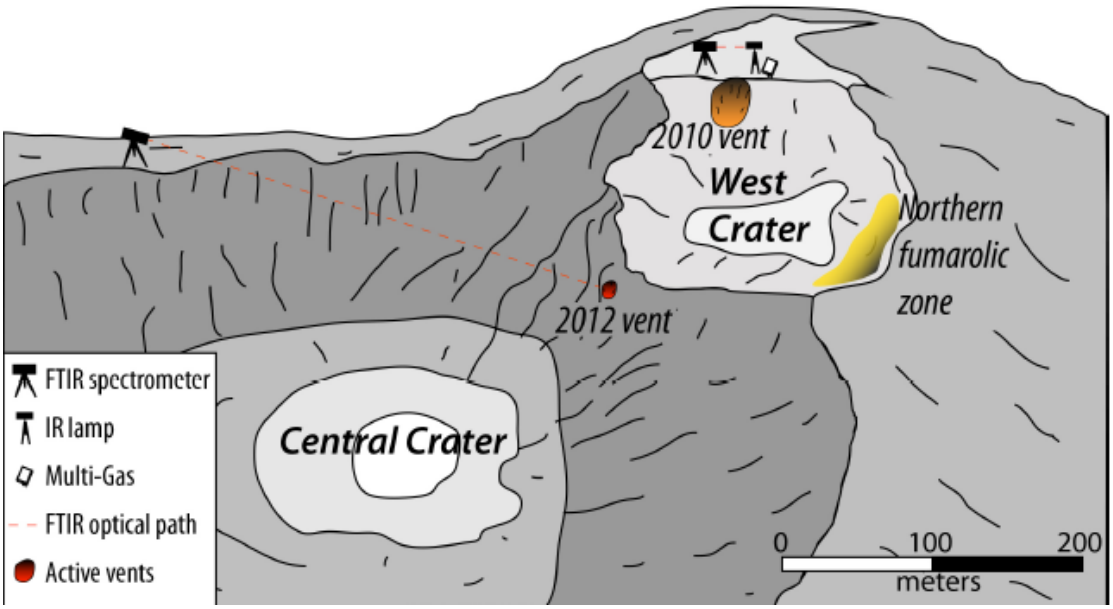
Η ύπαρξη μάγματος σε ενδιάμεσα ή/και μικρά βάθη συνεπάγεται την έντονα αυξημένη γεωθερμική βαθμίδα σε μία περιοχή. Με τον όρο γεωθερμική βαθμίδα νοείται ο ρυθμός αύξησης της θερμοκρασίας στο εσωτερικό της Γης με το βάθος. Σε περιοχές με υψηλή γεωθερμική βαθμίδα παρατηρείται έντονη ροή θερμότητας από το εσωτερικό της Γης προς την ατμόσφαιρα. Η θερμική ενέργεια αυτή απελευθερώνεται μέσα απο θερμές ατμίδες στην επιφάνεια του εδάφους, μέσω του κρατήρα και της παραγωγής των προιόντων της έκρηξης, καθώς και στην ατμόσφαιρα (σύννεφα) στο κοντινό πεδίο. Σε γενικές γραμμές η έκλυση θερμικής ενέργειας κατά το διάστημα που το ηφαίστειο βρίσκεται σε κατάσταση ηρεμίας γίνεται με σταθερό ρυθμό και αρχίζει να αυξάνεται όταν το ηφαίστειο βρίσκεται σε κατάσταση ενεργοποίησης. Για το λόγο αυτό είναι σημαντική η θερμική παρακολούθηση των θερμοκρασιακών μεταβολών σε διάφορα σημεία ενδιαφέροντος στην γειτονική περιοχή ενός ηφαιστείου με σκοπό την έγκαιρη ενημέρωση για μία επερχόμενη έκρηξη.

Οι θερμοκρασιακές μεταβολές ανάμεσα στην περιβάλλουσα ατμόσφαιρα και την γειτονική περιοχή θερμών ατμίδων και φουμαρόλων είναι της τάξης του 1-30 ^{o}C. Με άλλα λόγια, η θερμική παρακολούθηση των επιφανειακών εκδηλώσεων της απελευθέρωσης της θερμικής ενέργειας μπορεί να εντοπίσει την διείσδυση μάγματος σε μικρά βάθη και στην περίπτωση που η παρακολούθηση είναι συνεχής, να δώσει πληροφορίες για την κινητικότητα του μάγματος. Εξαιτίας της πιθανής μικρής διαφοράς ανάμεσα στην περιβάλλουσα θερμοκρασία και στην ανωμαλία εξαιτίας της θερμικής ροής σε θερμές ατμίδες και φουμαρόλες, συνίσταται η πυκνή κάλυψη της περιοχής μελέτης από όργανα

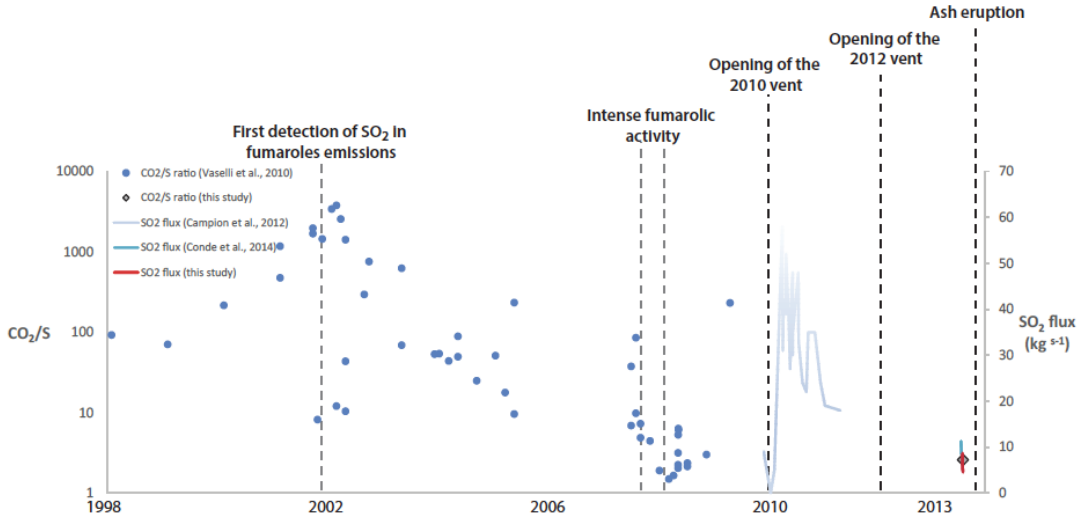
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

παρακολούθησης (σχήμα 2.7) τόσο στις θέσεις της μέγιστης ανωμαλίας όσο και σε σημεία που επηρεάζονται λιγότερο ή καθόλου θερμοκρασιακά από την θερμική ροή.



Σχήμα 2.7 Σχηματική δομή του κρατήρα του ηφαιστείου Turrialba (Costa Rica) και θέσεις εγκατάστασης οργάνων γεωχημικής παρακολούθησης (Moussallam et al., 2014).



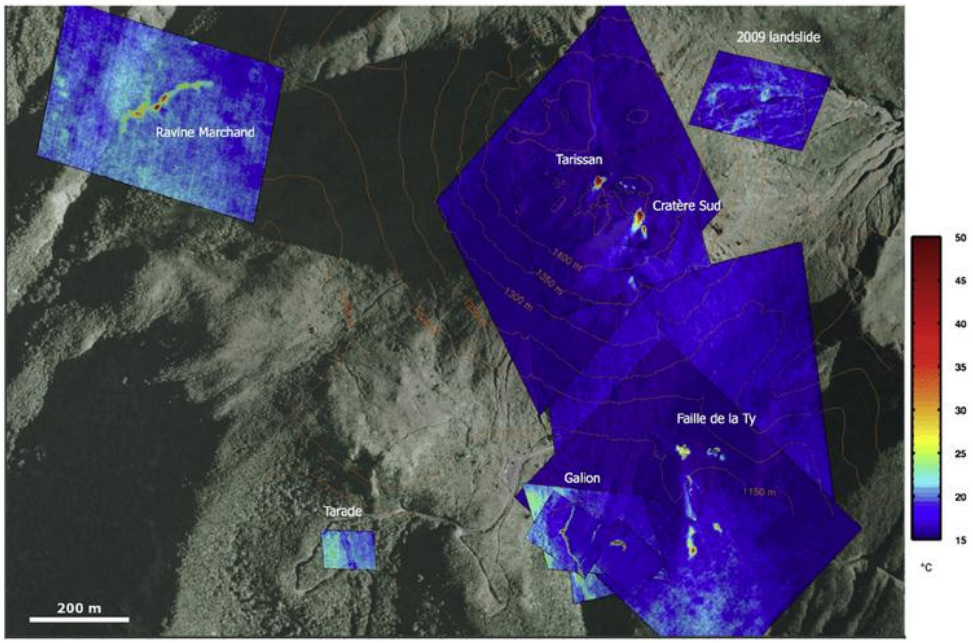
Σχήμα 2.8 Μεταβολές του λόγου CO_2/ S πριν την εκδήλωση των εκρήξεων του 2010 και 2012 στο ηφαίστειο Turrialba (Costa Rica) (Moussallam et al., 2014).

Στο σχήμα 2.9 φαίνονται οι θερμοκρασιακές μεταβολές που μετρήθηκαν με τη χρήση αεροσκάφους στην περιοχή του ηφαιστείου La Soufriere (Γουαδελούπη). Εξαιτίας της ψηφιακής ανάλυσης οι επιμέρους θέσεις των θερμών ατμίδων δεν χαρτογραφούνται με ακρίβεια ωστόσο διακρίνονται με την ομαδοποίηση των θερμοκρασιακών μεταβολών.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

Επίσης, εντοπίζονται οι θέσεις θερμών πηγών, υδροθερμικής δραστηριότητας και ανωμαλίες κατά μήκος πρόσφατης κατολίσθησης παρά την έντονη φυτοκάλλυψη της περιοχής (Gaudin et al. 2016). Παρατηρείται δηλαδή πως ο εντοπισμός των θέσεων επιφανειακής εκδήλωσης της θερμικής ενέργειας που παράγεται από την ηφαιστειακή δράση είναι ικανοποιητικός με τη χρήση αεροφωτογραφιών και πως η συνεχής παρακολούθηση μπορεί να δώσει ενδείξεις για τις κινήσεις του μάγματος στο μέλλον και την έγκαιρη προειδοποίηση μίας επερχόμενης έκρηξης.



Σχήμα 2.9. Επιφανειακές θερμοκρασιακές μεταβολές στην γειτονική περιοχή του ηφαιστείου La Soufriere (Γουαδελούπη) (Gaudin et al., 2016).

Σε περιοχές με έντονη θερμική ροή (π.χ. ηφαίστεια) η εκλυόμενη θερμική ακτινοβολία είναι ιδιαίτερα αυξημένη σε σχέση με άλλες περιοχές στην επιφάνεια της Γης. Η εκλυόμενη θερμική ακτινοβολία δύναται να απορροφηθεί από σύννεφα ή να απελευθερωθεί στο διάστημα. Για το λόγο αυτό η θερμική παρακολούθηση αυτής της έκτασης μπορεί να γίνει και δορυφορικά από το διάστημα με τη χρήση δεδομένων υπεριώδους ακτινοβολίας που έχουν καταγραφεί σε διαστημικά κέντρα και δορυφόρους (π.χ. Landsat-5). Με την αύξηση της τεχνολογίας και της τεχνογνωσίας, έχουν αναπτυχθεί ειδικές τεχνικές που συνδέουν την εκλυόμενη ακτινοβολία σε σχέση με το μήκος κύματος της καταγραφής και της θερμοκρασίας. Επίσης, οι τεχνικές αυτές μπορούν να εφαρμοστούν και από θερμικές καταγραφές με επιφανειακά όργανα.

Η επιφανειακή εκδήλωση της θερμικής ενέργειας γίνεται εκτός από τις θέσεις θερμών ατμίδων και στον πυθμένα της θάλασσας και στο

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

έδαφος. Εδάφη στην γειτονιά ηφαιστείων είναι αρκετά θερμά και αποτελούν συνήθως ιδανικά για την καλλιέργεια αμπελιών και αγροτικών προιόντων, καθώς οι αυξημένες θερμοκρασίες τους τα καθιστούν ικανά να διατηρήσουν την θερμική ισορροπία που χρειάζονται τα φυτά για να μην καταστραφούν κατά την χειμερινή περίοδο. Επιπρόσθετα η θερμοκρασία του πυθμένα της θάλασσας είναι αυξημένη εξαιτίας της ύπαρξης μάγματος σε μικρά βάθη. Η παρακολούθηση των θερμοκρασιακών μεταβολών τόσο στον πυθμένα της θάλασσας, όσο και επιφανειακά μπορεί να δώσει πληροφορίες για την δραστηριοποίηση του μάγματος, εφόσον η παρακολούθηση είναι συνεχής (μετρήσεις συνεχείς ή ανά τακτά χρονικά διαστήματα) και έχει απαλειφθεί η εποχική μεταβολή της θερμοκρασίας (εγκατάσταση οργάνων σε θέσεις που δεν επηρεάζονται θερμοκρασιακά από την ηφαιστειακή δράση).

Στο κεφάλαιο αυτό έγινε σαφές πως με την ανάπτυξη της τεχνολογίας και την επιστημονική πρόοδο είναι δυνατή η πρόγνωση μίας ηφαιστειακής έκρηξης στο μέλλον με υψηλό ποσοστό επιτυχίας - αξιοπιστίας. Για να πραγματοποιηθεί η πρόγνωση αυτή και να ενισχυθεί η αξιοπιστία της είναι απαραίτητη η συνδυαστική και συνεχής παρακολούθηση του ηφαιστείου από διάφορα δίκτυα (σεισμικά, γεωδαιτικά, γεωχημικά, γεωφυσικά) και η μελέτη αρκετών παραμέτρων για μεγάλα χρονικά διαστήματα ώστε να γίνει δυνατή η καταγραφή της συμπεριφοράς του ηφαιστείου στην περίοδο ηρεμίας του, με αποτέλεσμα την εύκολη διάγνωση των περιόδων εξάρσεων της μαγματικής δραστηριότητας. Με τη διαδικασία αυτή, παρά το υψηλό της κόστος, επιτυγχάνεται η αποφυγή της απώλειας ανθρώπινων ζωών από επιβλαβή ηφαιστειακά προιόντα, καθώς επιτυγχάνεται και η κατανόηση των φυσικών φαινομένων που συνδέονται με την ηφαιστειακή δραστηριότητα.

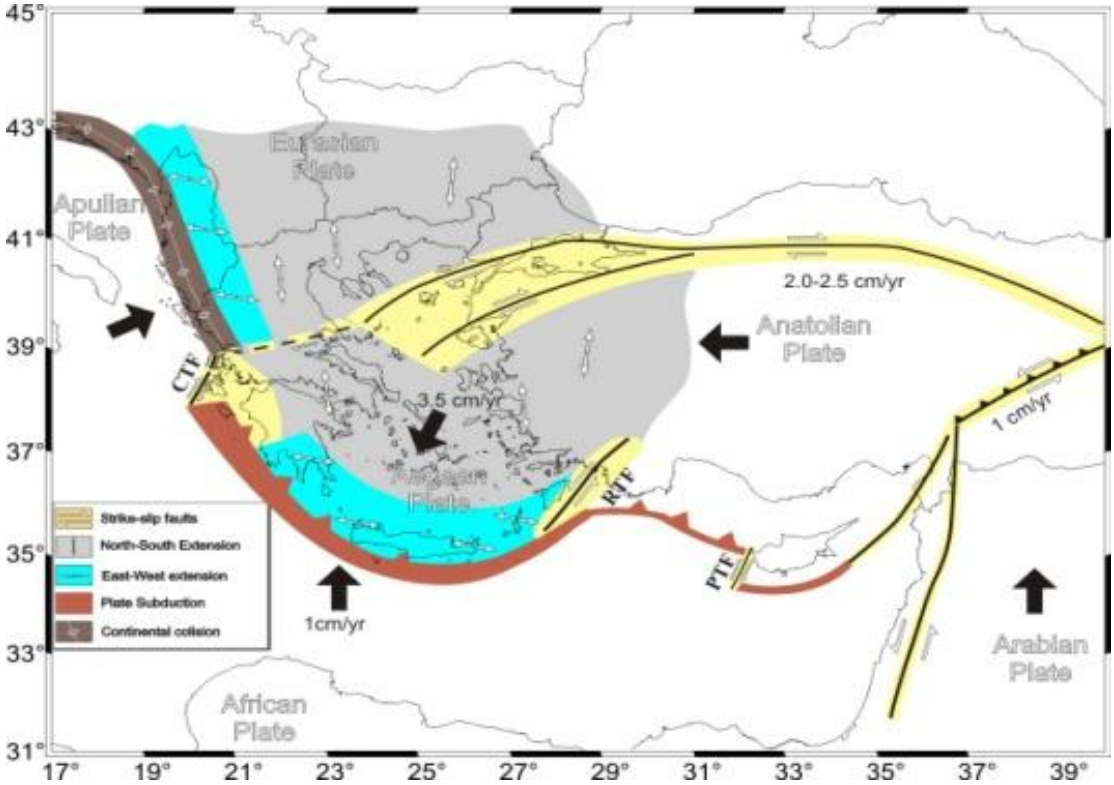
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 – Η ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑ ΣΤΗ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗ ΚΑΤΑ ΤΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 2011 – 2012

3.1. Γεωτεκτονικό - Γεωλογικό καθεστώς

Η Ελλάδα αποτελεί γεωτεκτονικά κομμάτι της Μελανησιανικής - Μεσογειακής ορογενετικής ζώνης που κατά το γεωλογικό παρελθόν έχει υποστεί έντονα φαινόμενα πτυχώσεων, διάρρηξης και μαγματισμού. Το ιδιαίτερο χαρακτηριστικό της ορογένεσης στον ελληνικό χώρο είναι οι εναλλαγές συμπιεστικών και εφελκυστικών φάσεων και η μετανάστευση της ορογένεσης προς τα ΝΔ. Η έντονη αυτή τεκτονική σχημάτισε σημαντικές μεγαδομές όπως υποβυθίσεις, πτυχώσεις, ρήγματα αποκόλλησης, πυρήνες μεταμορφικών συμπλεγμάτων και προκάλεσε την εκδήλωση μαγματισμού. Η τεκτονική αυτή συνεχίζεται μέχρι και σήμερα με την ενεργό υποβύθιση της αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική. Στο σχήμα 3.1 φαίνεται ένα μοντέλο των κινήσεων των λιθοσφαιρικών πλακών στον ελληνικό χώρο (Papazachos et al. 1998). Παρατηρείται η Β-ΒΑ κίνηση της αφρικανικής πλάκας, η Ν-ΝΔ κίνηση της ευρασιατικής πλάκας και της πλάκας του Αιγαίου και η ενεργός υποβύθιση που λαμβάνει χώρα στον ελληνικό χώρο.

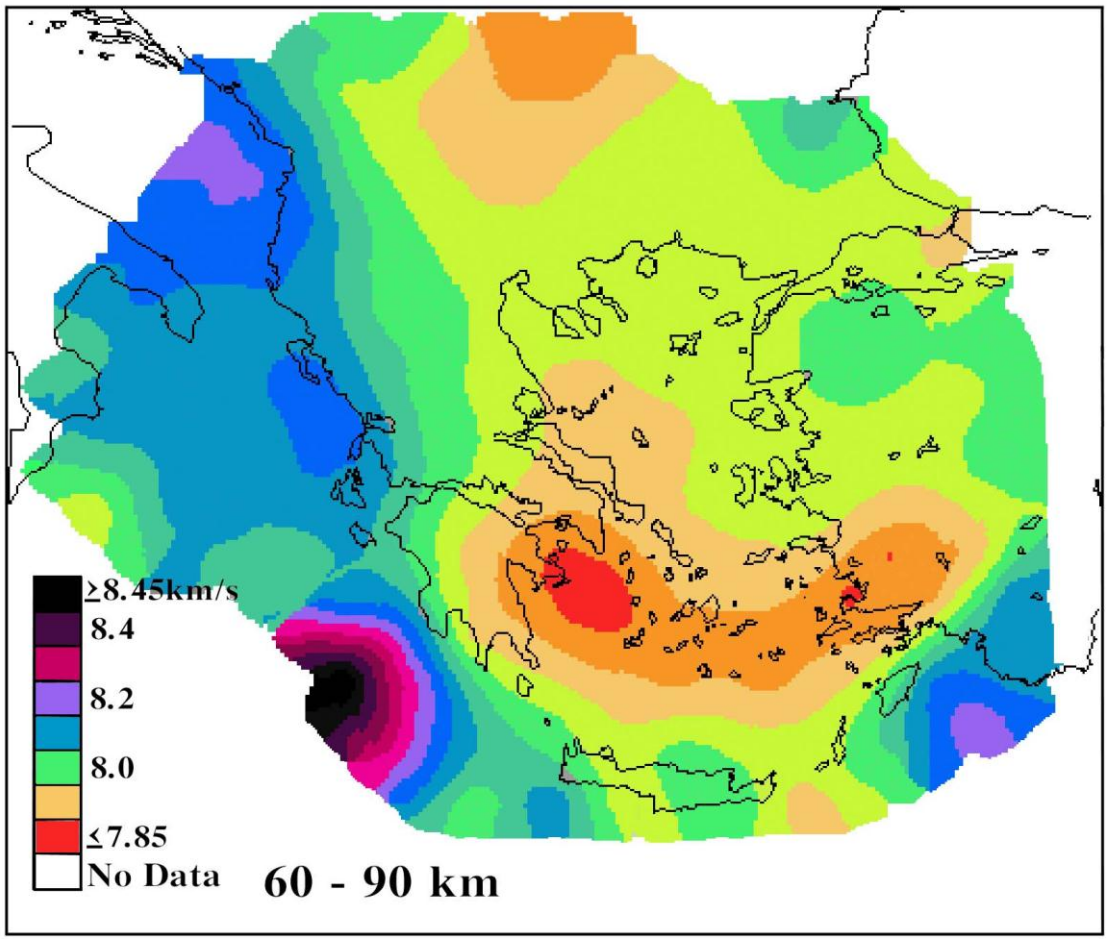


Σχήμα 3.1. Μοντέλο κινήσεων των λιθοσφαιρικών πλακών στον ευρύτερο ελληνικό χώρο (Papazachos et al., 1998).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Η υποβύθιση αυτή έχει μία τοξοειδή επιφάνεια, δηλαδή η παράταξή της μεταβάλλεται από ΒΔ-ΝΑ (Πελοπόννησος) σε Α-Δ (Κρήτη, Αιγαίο). Εξαιτίας της υποβύθισης ωκεάνιου φλοιού κάτω από ηπειρωτικό παρατηρείται ο σχηματισμός ενός ηφαιστειακού τόξου με την αντίστοιχη γεωμετρία που ξεκινά από τα Μέθανα και καταλήγει στην Κω. Εξαιτίας του θερμού υλικού που ανέρχεται στην επιφάνεια και σχηματίζει ηφαιστειακά οικοδομήματα, οι ταχύτητες των επιμήκων κυμάτων είναι εξαιρετικά χαμηλές σε σχέση με το γειτονικό πεδίο και το ηφαιστειακό τόξο μπορεί εύκολα να χαρτογραφηθεί με τη χρήση της σεισμικής τομογραφίας. Στο σχήμα 3.2 (Papazachos et al. 1995) φαίνεται η σεισμική τομογραφία ταχυτήτων διάδοσης των επιμήκων κυμάτων στον ελληνικό χώρο στα βάθη 60 – 90 km στη λιθόσφαιρα και στον άνω μανδύα. Η τοξοειδής ζώνη που απεικονίζεται με κόκκινο χρώμα (χαμηλές ταχύτητες) αντιστοιχεί στο ελληνικό ηφαιστειακό τόξο. Αξίζει να σημειωθεί πως η ενεργός υποβύθιση ακολουθεί το μοντέλο της μετανάστευσης του ελληνικού ορογενούς προς τα ΝΔ καθώς έχει παρατηρηθεί παλαιώτερος μαγματισμός στην Θράκη και τη Λέσβο (Μουντράκης 2011).

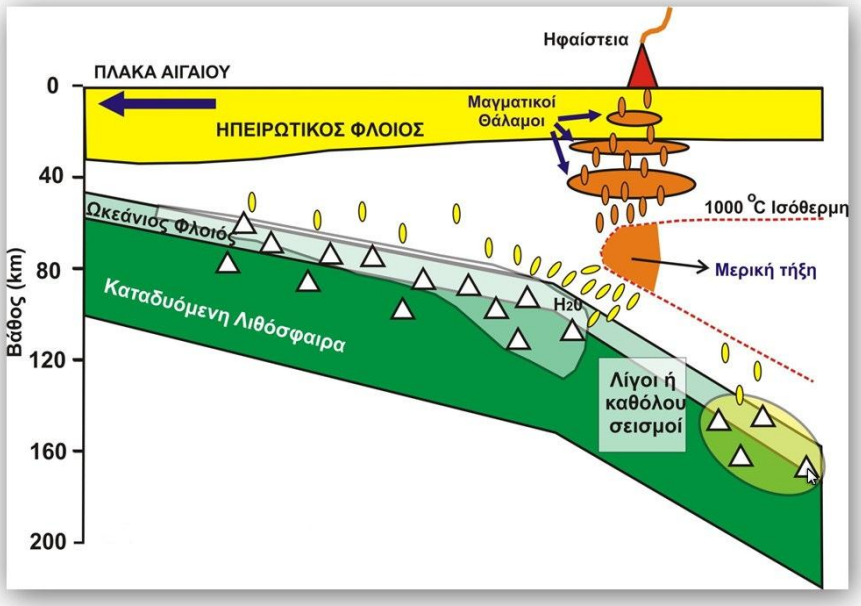


Σχήμα 3.2. Σεισμική τομογραφία ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων στον ελληνικό χώρο για βάθη 60-90 km (Papazachos et al., 1995).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Στο σχήμα 3.3 φαίνεται ένα μοντέλο της δομής της λιθόσφαιρας στη ζώνη που εκτείνεται από το μέτωπο της υποβύθισης μέχρι την οπισθότοξη περιοχή του Αιγαίου (Papazachos et al. 2005). Με πράσινο χρώμα φαίνεται η υποβυθιζόμενη ωκεάνια πλάκα και με κίτρινο ο ηπειρωτικός φλοιός. Παρατηρείται πως η γωνία κλίσης της υποβύθισης μεταβάλλεται σε ένα βάθος της τάξης των 100-120 km και γίνεται πιο απότομη. Η ωκεάνια πλάκα καθώς υποβυθίζεται παρασέρνει ωκεάνια ιζήματα και θαλασσινό νερό, ενώ υπάρχει και νερό εγκλωβισμένο στα ένυδρα ορυκτά των υποβυθιζόμενων πετρωμάτων. Με την αύξηση της θερμοκρασίας (ισόθερμη των 1000 ^{o}C), το σύνολο του πακέτου της υποβύθισης αφυδατώνεται και το νερό που απελευθερώνεται συνεισφέρει στην μερική τήξη της σφήνας του μανδύα. Επίσης η σφήνα του μανδύα που σχηματίζεται τροφοδοτείται με νερό και τήκεται μερικώς και με μία δεύτερη αφυδάτωση που συμβαίνει σε μεγαλύτερα βάθη (120-160 km) σε ένα σημείο που βρίσκεται έπειτα από την γεωμετρική κάμψη της υποβύθισης. Με τον μηχανισμό αυτό σχηματίζεται μάγμα που ανέρχεται σε μικρά βάθη και παρατηρείται εκδήλωση μαγματισμού. Στο μέτωπο της υποβύθισης σχηματίζονται κατά κανόνα ανάστροφα ρήγματα ενώ όσο απομακρυνόμαστε από αυτό κυριαρχούν κανονικά ρήγματα και εφελκυσμός, εξαιτίας της λέπτυνσης του φλοιού. Οι σεισμοί που επικρατούν είναι οι σεισμοί με μεγάλο εστιακό βάθος (ανάλογο του βάθους της υποβύθισης) ενώ σε βάθη της τάξης των 120-160 km δεν παρατηρούνται σεισμικές διαρρήξεις, γεγονός που συνδέεται με την έλλειψη του φαινομένου της αφυδάτωσης της βυθιζόμενης ωκεάνιας λιθόσφαιρας.

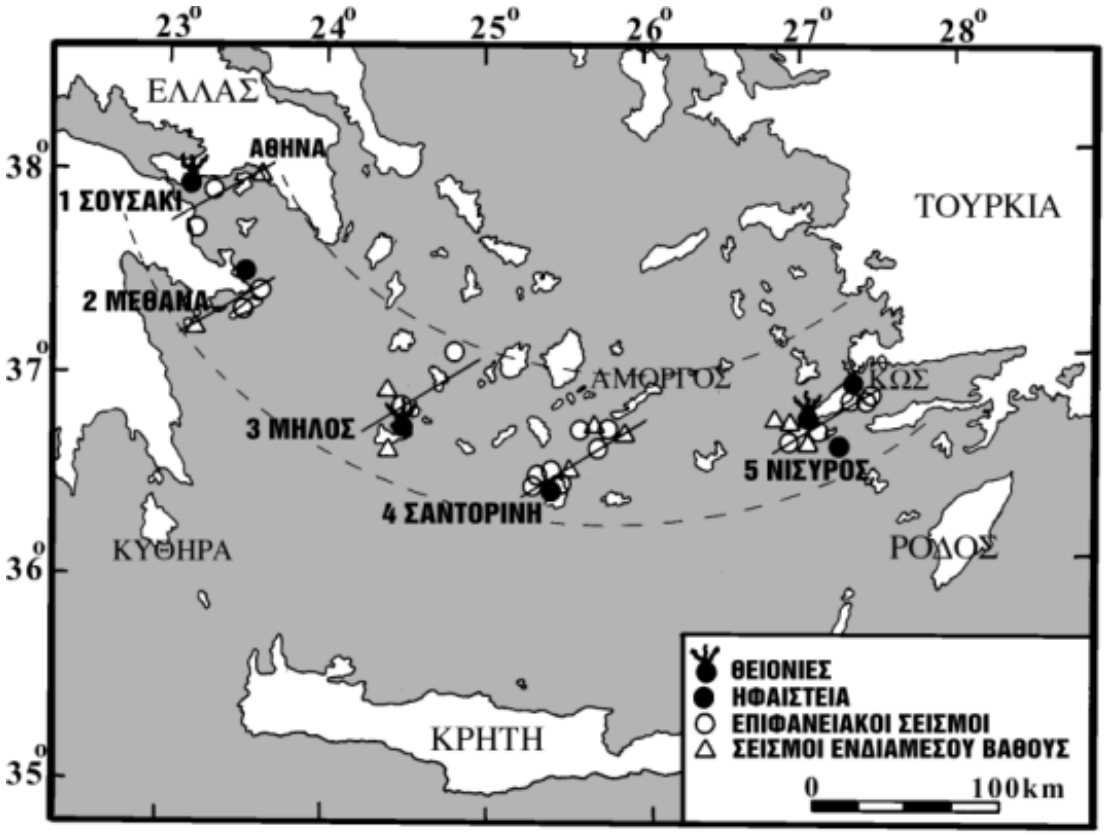


Σχήμα 3.3. Σχηματικό μοντέλο της δομής της υποβύθισης που λαμβάνει χώρα στον χώρο του Αιγαίου (Papazachos et al., 2005).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Η εφελκυστική τεκτονική αποτελεί καθοριστικό παράγοντα στην εκδήλωση της ηφαιστειότητας, καθώς το μάγμα βρίσκει διόδους προς την επιφάνεια μέσα από ρήγματα, διακλάσεις και πόρους των γειτονικών πετρωμάτων και εξαιτίας των δυνάμεων άνωσης εκχύνεται στην επιφάνεια και σχηματίζει ηφαίστεια και ηφαιστειακές εκρήξεις. Το φαινόμενο αυτό φαίνεται στο σχήμα 3.4 όπου γίνεται εύκολα αντιληπτό πως κατά μήκος του ελληνικού ηφαιστειακού τόξου συναντώνται σημαντικά κανονικά ρήγματα κάτω από τα κύρια ηφαιστειακά κέντρα, όπως συμπεραίνεται από την κατανομή των εστιών των επιφανειακών σεισμών και των σεισμών βάθους που έχουν καταγραφεί στην οπισθότοξη περιοχή της υποβύθισης (Papazachos and Panagiotopoulos 1993). Τα εστιακά βάθη των σεισμών που προκαλώνται στα Ν-ΝΔ τμήματα της ρηξιγενούς ζώνης είναι μεγάλα, ενώ όσο κινούμαστε προς τα Β-ΒΑ οι σεισμοί που καταγράφονται είναι πιο επιφανειακοί. Η παρατήρηση αυτή ερμηνεύει και το γεγονός πως στο ανατολικό τμήμα του ηφαιστειακού τόξου το μέγιστο μέγεθος δεν υπερβαίνει το 6.5, ενώ στο δυτικό έχουν προκληθεί και σεισμοί με μεγαλύτερο μέγεθος (π.χ. M_w = 7.5 Αμοργός 1956).

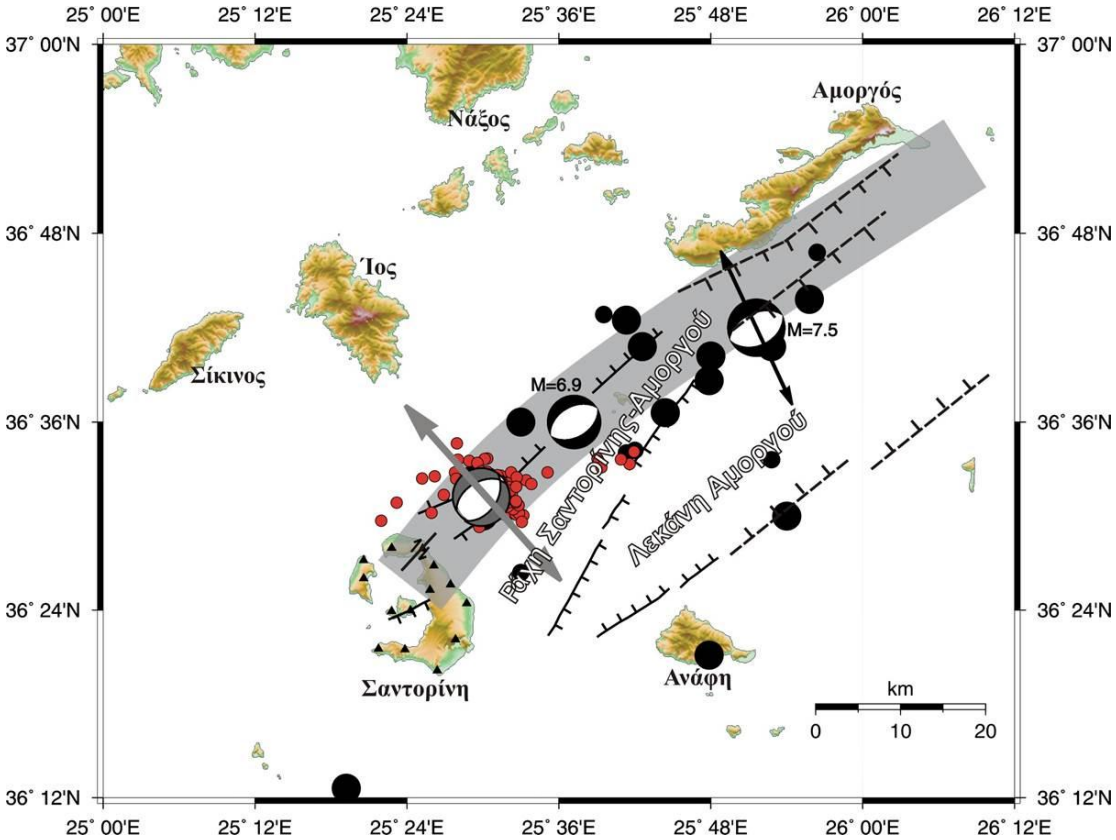


Σχήμα 3.4. Κυρίαρχες ρηξιγενείς ζώνες στο ηφαιστειακό τόξο του νοτίου Αιγαίου (Papazachos and Panagiotopoulos, 1993).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Αναλυτικότερα, η ρηξιγενής ζώνη του ρήγματος της Αμοργού φαίνεται στο σχήμα 3.5 (Dimitriadis et al., 2009). Η ζώνη αυτή εκτός του ότι έχει δώσει τον επιφανειακό σεισμό με το μεγαλύτερο μέγεθος επιφανειακού σεισμού στην Ελλάδα στον 20^{ο} αιώνα M_w = 7.5 (1956), αποτελεί και τη κύρια ρηξιγενή ζώνη που βρίσκεται στην άμεση γειτονία με το ηφαίστειο της Σαντορίνης. Πιο συγκεκριμμένα πριν το σεισμό με M_w = 7.5 προηγήθηκε ένας προσεισμός μεγέθους 6.5 με μία χρονική διαφορά ίση με 13 λεπτά (Papazachos et al. 2001). Η παράταξη των ρηγμάτων είναι ΒΑ-ΝΔ, ενώ ένα εξίσου σημαντικό ρήγμα εντοπίζεται στα ΒΑ της Σαντορίνης και εκτείνεται κατά μήκος του ηφαιστείου Κολούμπο. Ο εφελκυσμός που λαμβάνει χώρα έχει ΒΔ-ΝΑ φορά (βέλη στο σχήμα 3.5) ενώ συνέπεια της δράσης του είναι και ο σχηματισμός μίας λεκάνης - τεκτονικού βυθίσματος στα ανατολικά της Σαντορίνης, η λεκάνη της Αμοργού. Η σεισμική ακολουθία του 1956 προκάλεσε των θάνατο 53 και τον τραυματισμό 100 ανθρώπων, καθώς και σημαντικές υλικές ζημίες σε κτίρια και εγκαταστάσεις, ενώ προκάλεσε και τσουνάμι (Papadopoulos and Pavlides 1992).



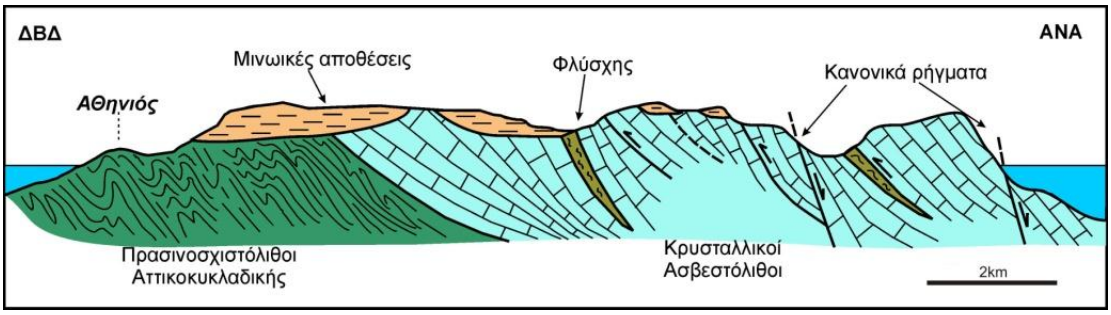
Σχήμα 3.5. Ρηξιγενής ζώνη Αμοργού – Σαντορίνης (Dimitriadis et al., 2009).

Το αλπικό υπόβαθρο τόσο της Σαντορίνης, όσο και της ευρύτερης περιοχής ανήκει στην Αττικοκυκλαδική γεωτεκτονική ζώνη του ελληνικού ορογενούς. Η ζώνη αυτή χαρακτηρίζεται από την παρουσία

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

γλαυκοφανιτικών σχιστολίθων και πρασινοσχιστόλιθων που σχηματίστηκαν από την υποβύθιση μιας ωκεάνιας πλάκας κάτω από ωκεάνια (Μουντράκης 2011). Πάνω στα μεταμορφωμένα πετρώματα αποτέθηκαν ασβεστόλιθοι και φλυσχοειδή ιζήματα. Στην Σαντορίνη συναντώνται οι πρασινοσχιστόλιθοι, οι κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι και ο φλύσχης της αλπικής ορογένεσης που συνιστούν και το υπόβαθρο πάνω στο οποίο αποτέθηκαν τα υλικά της Μινωικής έκρηξης. Στο σχήμα 3.6 φαίνεται η γεωλογική τομή της Σαντορίνης στην οποία διακρίνονται και οι έντονες τεκτονικές πτυχωσιγενείς δομές της αλπικής ορογένεσης καθώς και τα νεοτεκτονικά κανονικά ρήγματα. Εξαιτίας της αποκάλυψης του μεταμορφικού πυρήνα από κανονικά ρήγματα η περιοχή χαρακτηρίζεται ως πυρήνας μεταμορφικού συμπλέγματος (metamorphic core complex). Το αλπικό υπόβαθρο συναντάται κυρίως στις περιοχές Αθηνιός και Προφήτης Ηλίας (βλέπε και σχήμα 3.7).



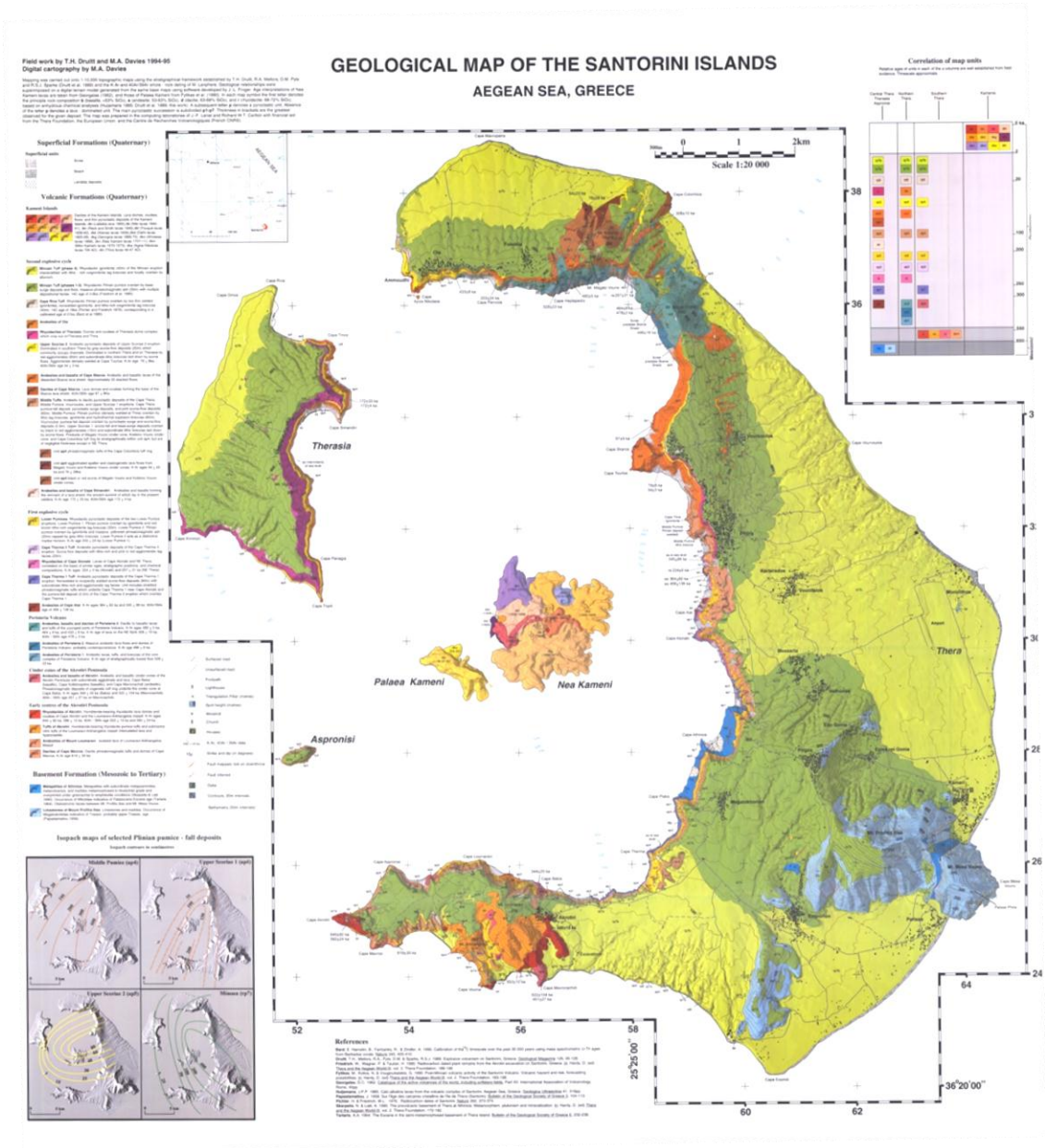
Σχήμα 3.6. Γεωλογική τομή Σαντορίνης (Μουντράκης και συν, 2011).

Στο σχήμα 3.6 φαίνεται ο γεωλογικός χάρτης της Σαντορίνης. Με πράσινο και κίτρινο - πράσινο χρώματα απεικονίζονται οι αποθέσεις της μινωικής έκρηξης ενώ με μπλέ χρώμα τα πετρώματα του αλπικού υποβάθρου. Παρατηρείται πως το αλπικό υπόβαθρο συναντάται στα ΝΑ τμήμα του νησιού, ενώ τα προιόντα της Μινωικής έκρηξης εξαπλώνονται σε ολόκληρο το νησί και καλύπτουν τα ηφαιστειακά υλικά προηγούμενων εκρήξεων. Η ηφαιστειότητα στη Σαντορίνη ξεκίνησε πριν από 2.5 - 2.0 Ma περίπου και χαρακτηρίζεται από πλινιακές εκρήξεις, εκχύσεις λαβών και κώνους σκωριών. Τα παλαιώτερα ηφαιστειακά πετρώματα έχουν κυρίως δακιτική σύσταση και απαντώνται στην περιοχή του Ακρωτηρίου (κόκκινο χρώμα στο σχήμα 3.6) με ηλικία περίπου 2 Ma. Πριν από 530-430 Ka σχηματίστηκε το ηφαίστειο της Περιστεριάς με ανδεσιτικό μαγματισμό και στα 350-250 Ka το ασπιδόμορφο ηφαίστειο της Θήρας με ανδεσιτική έως ρυοδακιτική σύσταση, ενώ στα 200-180 Ka σχηματίζεται μία πρώτη καλδέρα. Τέλος, ο πιο σύγχρονος κύκλος εκρήξεων ξεκίνησε μετά τα 180 Ka και ολοκληρώθηκε το 1613 π.Χ. με τη μινωική έκρηξη και χαρακτηρίζεται από προιόντα βασαλτικής-ανδεσιτικής έως ρυοδακιτικής σύστασης. Με

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

την ολοκλήρωση αυτού του κύκλου ηφαιστειότητας σχηματίστηκε η σημερινή καλδέρα η οποία περιλαμβάνει τόσο πλινιακές εκρήξεις, όσο και κώνους σκωριών. Χαρακτηριστικά ηφαιστειακά προιόντα αυτού του κύκλου είναι ο δακτύλιος τόφφων του Κολούμπου και τα ασπιδόμορφα ηφαίστεια Σκάρου και Θηρασίας. Ειδικότερα, η Μινωική έκρηξη (1613 π.Χ.), τα προιόντα της οποίας έχουν την μεγαλύτερη επιφανειακή εξάπλωση στη Σαντορίνη, διακρίνεται σε τέσσερις φάσεις. Η πρώτη φάση (Μινωική Α) χαρακτηρίζεται από αποθέσεις πτώσης κίσσηρης, η δεύτερη φάση (Μινωική Β) από μεγακυματικές αποθέσεις, η τρίτη φάση (Μινωική Γ) από ροές στάχτης και η τέταρτη φάση (Μινωική Δ) από ιγκνιμβρίτες και πυροκλαστικές ροές.

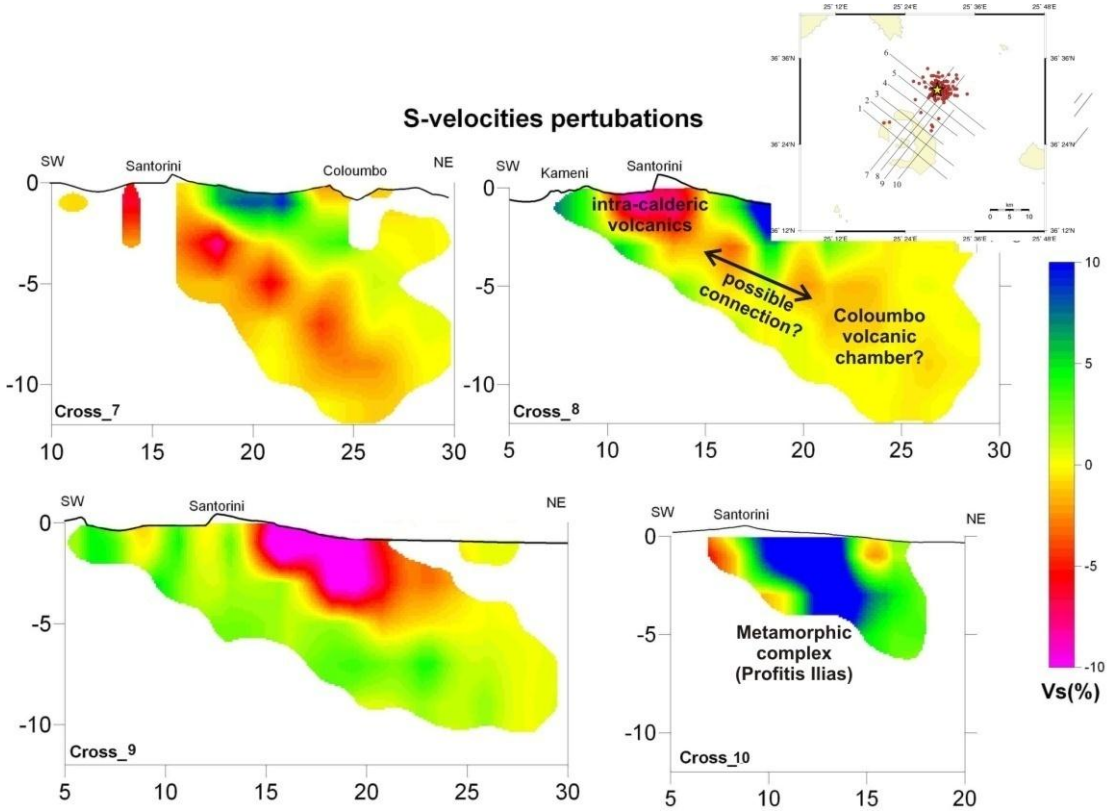


Σχήμα 3.7. Γεωλογικός χάρτης της Σαντορίνης (Druitt et al., 1999).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Στο σχήμα 3.8 φαίνεται η επί τοις εκατό 3D χωρική ανωμαλία των ταχυτήτων διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων στο ηφαίστειο της Σαντορίνης (Dimitriadis et al. 2009). Με μπλε χρώματα σημειώνονται οι θετικές ανωμαλίες, δηλαδή οι ζώνες στις οποίες οι ταχύτητες διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων είναι υψηλότερες σε σχέση με το κοντινό πεδίο εξαιτίας της διάδοσής τους σε βραχώδες υλικό που αποτελεί και το αλπικό υπόβαθρο της περιοχής (θέσεις Προφήτη Ηλία και Αθηνιού – metamorphic core complex). Με κόκκινα και ροζ χρώματα φαίνονται οι ζώνες στις οποίες επικρατούν χαλαρά υλικά (μινωικής ή/και παλαιώτερων εκρήξεων ηλικίας) ή σε ζώνες στις οποίες επικρατούν υψηλές θερμοκρασίες (μαγματικοί θάλαμοι).



Σχήμα 3.8. Μοντέλο 3D ανωμαλίων ταχυτήτων διάδοσης S κυμάτων στον χώρο της Σαντορίνης (Dimitriadis et al., 2009).

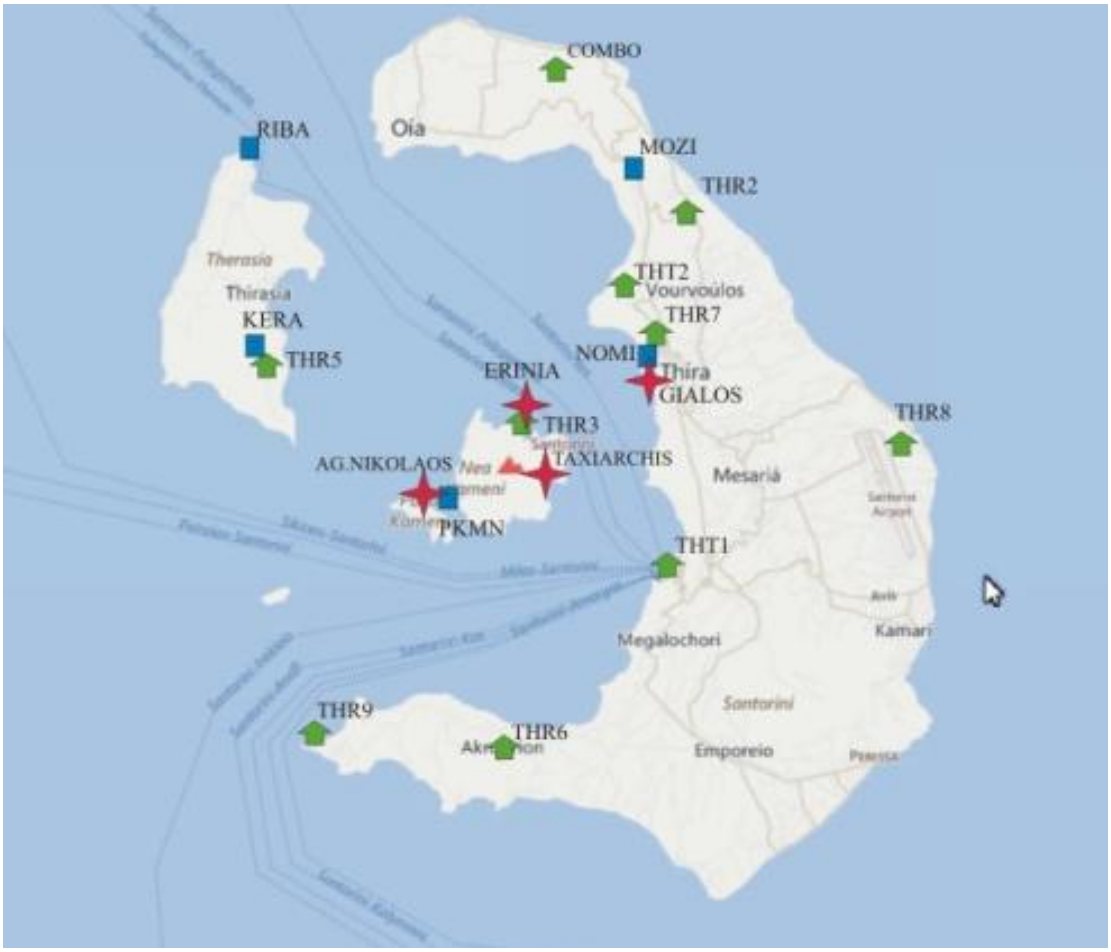
3.2. Δίκτυα παρακολούθησης του ηφαιστείου της Σαντορίνης

Το ηφαίστειο της Σαντορίνης παρακολουθείται συνεχώς από ένα σημαντικό δίκτυο παρακολούθησης το οποίο ξεκίνησε να λειτουργεί το 1995 και περιλαμβάνει την συνεχή καταγραφή και αξιολόγηση σεισμικών, γεωδαιτικών, γεωχημικών, γεωφυσικών και άλλων πληροφοριών. Το δίκτυο ΙΜΠΗΣ έχει ως στόχο την περαιτέρω αξιολόγηση των παραμέτρων αυτών και την έγκαιρη ειδοποίηση της πολιτείας και της τοπικής Αυτοδιοίκησης για την πιθανή ενεργοποίηση ή

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

όχι του ηφαιστείου. Στο σχήμα 3.9 φαίνεται ένας χάρτης με τις θέσεις εγκατάστασης των κύριων οργάνων παρακολούθησης του ηφαιστείου, δηλαδή σεισμογράφους (πράσινο χρώμα), παλιρροιογράφους και θερμικούς καταγραφείς (κόκκινο χρώμα) και γεωδαιτικοί σταθμοί (μπλε χρώμα).



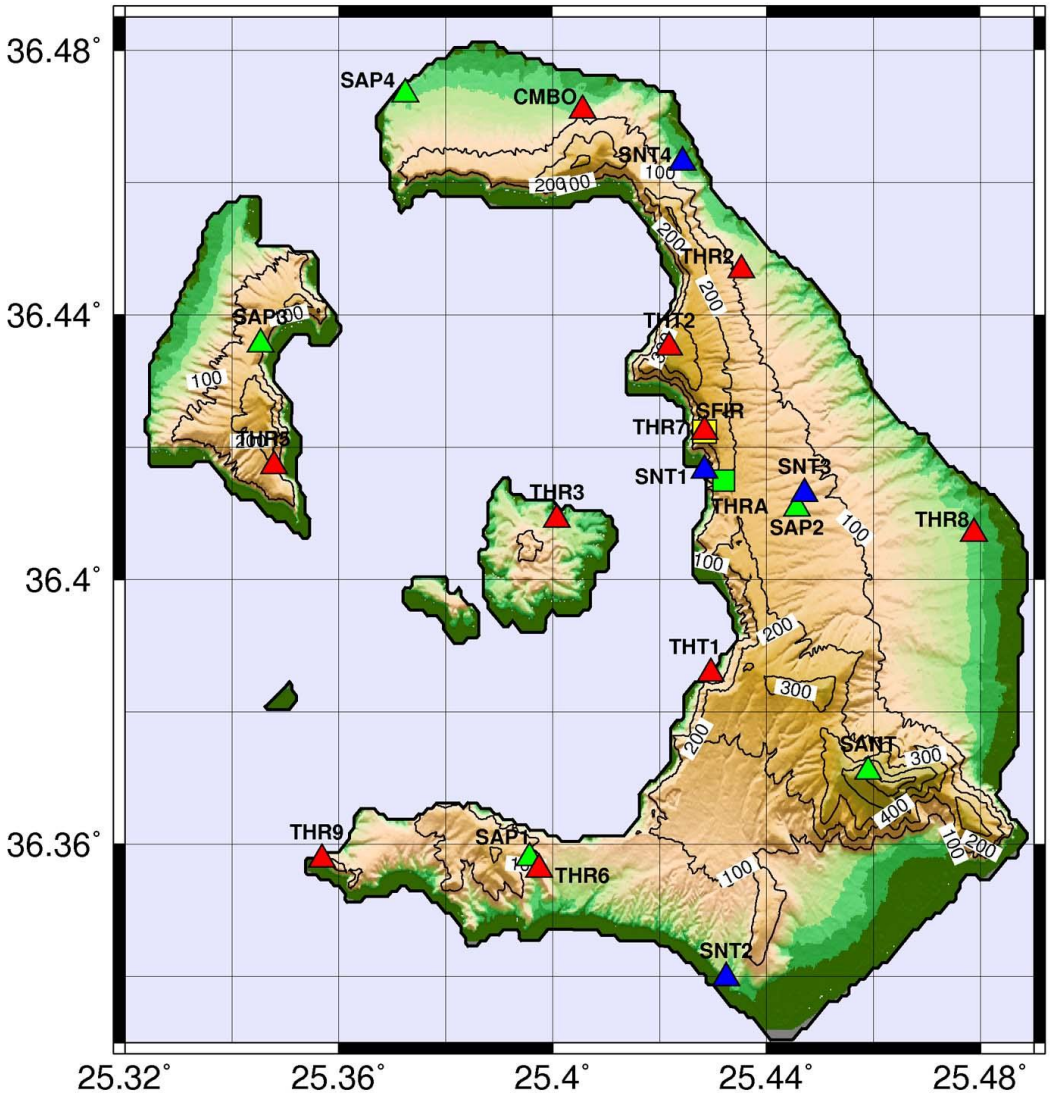
Σχήμα 3.9. Κύρια δίκτυα παρακολούθησης του ηφαιστείου της Σαντορίνης (Panagiotopoulos et al., 2015).

Στο σχήμα 3.10 φαίνεται το τοπικό δίκτυο συνεχούς σεισμικής παρακολούθησης της Σαντορίνης. Το δίκτυο συγκροτείται από 11 σεισμογράφους υψηλής τεχνολογίας (6 αναλογικούς και 5 ψηφιακούς) που εγκαταστήθηκαν σε συνεργασία του ΙΜΠΗΣ και του ΑΠΘ, καθώς και από δίκτυο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. Οι καταγραφές των σεισμογράφων μεταδίδονται τηλεμετρικά στον σεισμολογικό σταθμό του ΑΠΘ, όπου και επεξεργάζονται με σύγχρονες τεχνολογίες. Στο σχήμα 3.11 φαίνεται η διαδικασία επεξεργασίας των ενόργανων δεδομένων στον σεισμολογικό σταθμό του ΑΠΘ. Αρχικά, επιλέγονται με ακρίβεια οι χρόνοι άφιξης των κυμάτων χώρου (P και S) στις τρεις συνιστώσες καταγραφής κάθε σταθμού. Πιο συγκεκριμμένα, οι χρόνοι

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

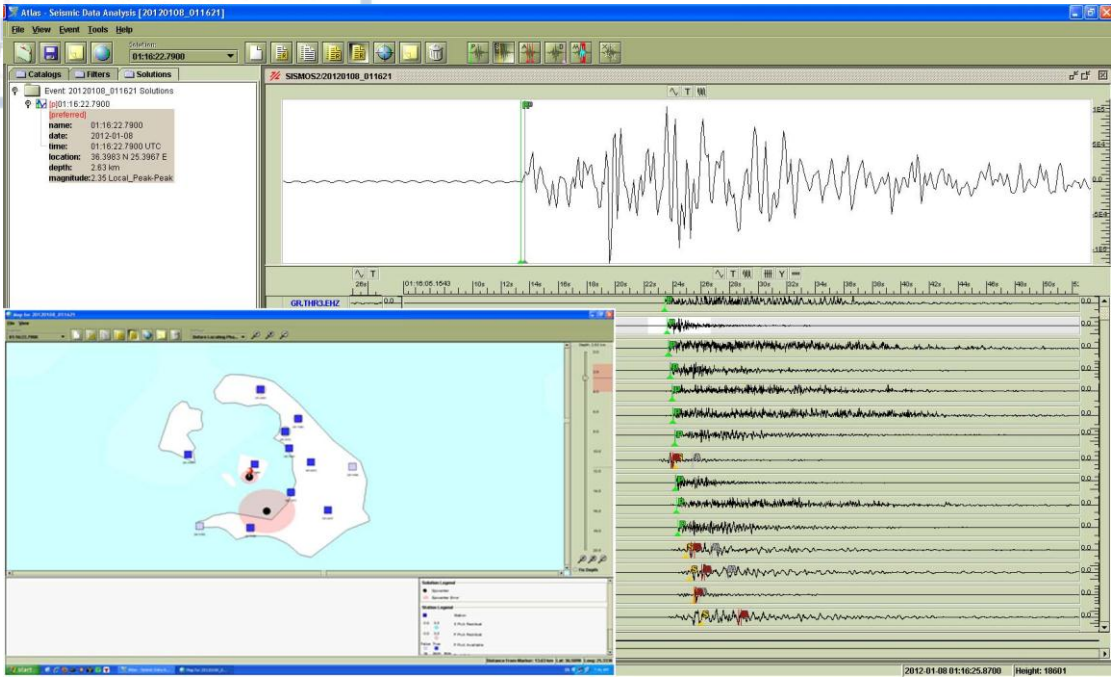
άφιξης των επιμήκων (P) κυμάτων επιλέγονται στην κατακόρυφη συνιστώσα και των εγκαρσίων (S) κυμάτων στις δύο οριζόντιες συνιστώσες. Έπειτα, με τη χρήση γνωστού μοντέλου ταχυτήτων για την περιοχή και την χρήση αλγορίθμων αντιστροφής, καθορίζεται το επίκεντρο της εστίας (το σφάλμα υπολογισμού για κάθε σταθμό φαίνεται με κόκκινη έλλειψη) και το εστιακό βάθος. Έπειτα από την επιλογή των μέγιστων εδαφικών κινήσεων με τη χρήση κατάλληλου φίλτρου που μετατρέπει τις καταγραφές σε εδαφικές μετατοπίσεις, υπολογίζεται και το μέγεθος του κάθε σεισμού. Η χρήση ενός πυκνού δικτύου σεισμογράφων ελαττώνει συστηματικά το σφάλμα υπολογισμού των παραμέτρων αυτών, καθώς επίσης ανιχνεύει και εξομαλύνει τον θόρυβο των καταγραφών που δυσχεραίνει την ανάλυση των δεδομένων. Τα δεδομένα που αναλύονται αποστέλλονται σε διεθνή σεισμολογικά κέντρα, καθώς και κέντρα μελέτης ηφαιστείων για την ενημέρωση διεθνών καταλόγων σεισμών, καθώς και για τη συνδυαστική μελέτη και διάδοση της έρευνας από το δίκτυο της Σαντορίνης.



Σχήμα 3.10. Σεισμολογικό δίκτυο Σαντορίνης (δελτία τύπου ΙΜΠΗΣ).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 3.11. Στιγμιότυπο επεξεργασίας ενόργανων δεδομένων στον σεισμολογικό σταθμό του ΑΠΘ.

Στο σχήμα 3.12 φαίνονται φωτογραφίες από τον σύγχρονο σεισμολογικό σταθμό στο Κολούμπο της Σαντορίνης. Αριστερά φαίνεται το δορυφορικό κάτοπτρο που χρησιμοποιείται για τη μετάδοση των καταγραφών σε πραγματικό χρόνο καθώς και οι φωτοβολταικές εγκαταστάσεις που χρησιμοποιούνται για την συνεχή ηλεκτρική τροφοδοσία του σταθμού και την αποφυγή της απώλειας δεδομένων. Επίσης, ο δορυφορικός δέκτης συμβάλλει στη συλλογή και τη μετάδοση δεδομένων από γειτονικούς σταθμούς και με αυτό τον τροπό αποτρέπεται η απώλεια δεδομένων και από γειτονικούς σταθμούς. Δεξιά φαίνεται το εσωτερικό του σταθμού που βρίσκεται ο ψηφιοποιητής και το σύγχρονο σεισμόμετρο που έχει εγκατασταθεί με ειδικό σύστημα πάκτωσης. Η βάση του σημείου τοποθέτησης του σεισμογράφου έχει κατασκευαστεί με διαφορετικό τρόπο σε σχέση με την υπόλοιπη κατασκευή του σταθμού για να μην επηρεάζονται οι καταγραφές από την ταλάντωση της θεμελίωσης. Ωστόσο σημαντικό πρόβλημα του σταθμού αυτού είναι τα υψηλά επίπεδα εδαφικού θορύβου που προέρχονται από το συνεχή ερπυσμό του εδάφους στην θέση εγκατάστασης του σταθμού εξαιτίας κατολισθητικών φαινομένων και του θαλάσσιου κυματισμού. Με τον μηχανισμό αυτό τα επίπεδα του εδαφικού θορύβου είναι εξαιρετικά υψηλά στις χαμηλές συχνοτητες (κοντά στο 1 Hz), γεγονός που έρχεται σε αντιπαράθεση με τις προδιαγραφές που αναφέρθηκαν.

Στο σχήμα 3.13 φαίνεται μία φωτογραφία από το δίκτυο παρακολούθησης GPS της Σαντορίνης και συγκεκριμμένα στη θέση Ασπρονήσι. Στην φωτογραφία διακρίνεται το διαφορικό GPS (λευκό

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

όργανο), το οποίο συγχρονίζεται με ένα σταθμό βάσης με εξαιρετική ακρίβεια στις χωρικές του συντεταγμένες. Οι μετρήσεις του οργάνου διορθώνονται σύμφωνα με τον συγχρονισμό αυτό και είναι δυνατή η επίτευξη ακρίβειας ακόμη και ορισμένων χιλιοστών, εξαιρετικά υψηλή σε σχέση με τις συμβατικές τοπογραφικές μεθόδους παλαιώτερων ετών. Το όργανο αυτό έχει εγκατασταθεί με ειδική βάση που στοχεύει στην ευστάθειά του έναντι τοπικών φαινομένων όπως είναι ο κυμματισμος της θάλασσας. Τέλος, φαίνεται ο καταγραφέας (κίτρινο κιβώτιο) που συλλέγει τα δεδομένα.

Σχήμα 3.12. Φωτογραφίες από το εξωτερικό (αριστερά) και το εσωτερικό (δεξιά) του σεισμολογικού σταθμού Κολούμπο στο δίκτυο παρακολούθησης του ηφαιστείου της Σαντορίνης.

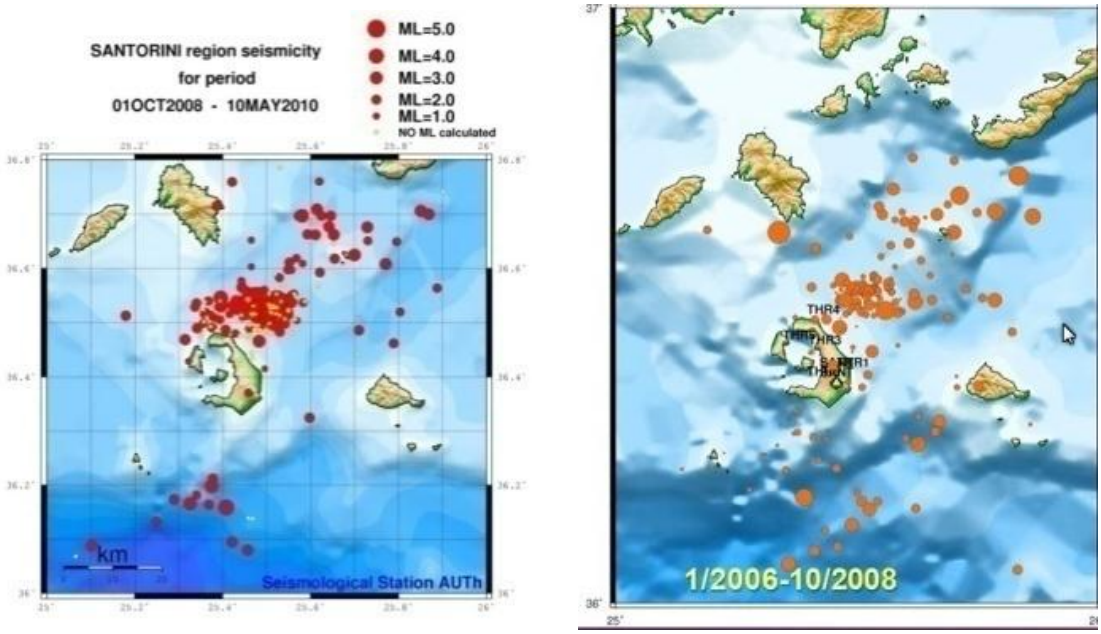
Σχήμα 3.13. Φωτογραφία του οργάνου GPS στη θέση Ασπρονήσι (Σαντορίνη).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Α.Π.Θ

3.3. Σεισμική δραστηριότητα πριν την περίοδο 2011 – 2012

Στο σχήμα 3.14 φαίνεται η χωρική κατανομή των εστιών των σεισμικών γεγονότων που καταγράφηκαν και αναλύθηκαν στην ευρύτερη περιοχή του ηφαιστείου της Σαντορίνης κατά τα διαστήματα Οκτώβριος 2008 – Μάιος 2010 (αριστερά) και Ιανουάριος 2006 – Οκτώβριος 2010 (δεξιά). Τα σεισμικά γεγονότα καταγράφηκαν από το εκτεταμμένο δίκτυο σεισμογράφων και αναλύθηκαν από το επιστημονικό προσωπικό του σεισμολογικού σταθμού του ΑΠΘ (Panagiotopoulos et al., 2015). Παρατηρούμε πως το σύνολο της σεισμικής δραστηριότητας επικεντρώνεται στην περιοχή του ηφαιστείου του Κολούμπο και κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης της Αμοργού. Στο εσωτερικό της καλδέρας η σεισμική δραστηριότητα είναι ελάχιστη έως μηδαμινή, γεγονός που δεν οφείλεται σε έλλειψη των σεισμικών καταλόγων, αλλά σε μία ‘‘ανάπαυση’’ του ηφαιστείου.



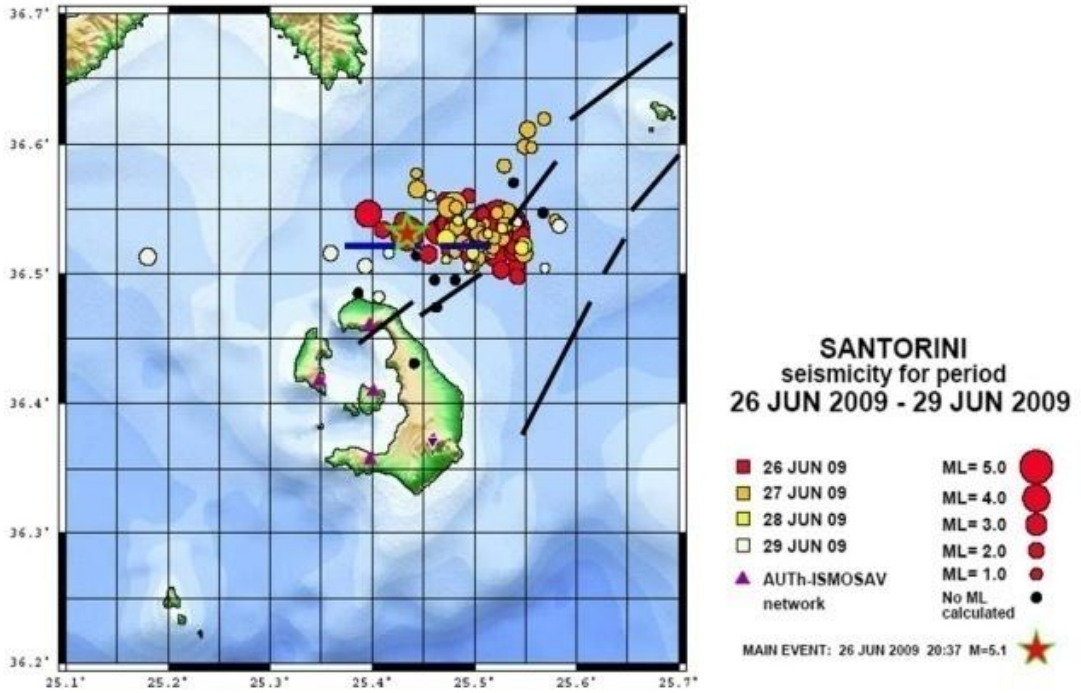
Σχήμα 3.14. Σεισμική δραστηριότητα στην ευρύτερη περιοχή της Σαντορίνης κατά τα χρονικά διαστήματα Οκρώβριος 2008 – Μάιος 2010 (αριστερά) και Ιανουάριος 2006 – Οκτώβριος 2008 (δεξιά) (Panagiotopoulos et al., 2015).

Οι σεισμοί που φαίνονται στο σχήμα 3.14 είναι μικρού μεγέθους (της τάξης του $M_L \leq$ 2-3). Στο σχήμα 3.15 φαίνεται η χωρική κατανομή των εστιών των σεισμών της σεισμικής ακολουθίας που έλαβε χώρα το διάστημα 26 – 29 Ιουνίου 2009. Ο κύριος σεισμός είχε μέγεθος M_L = 5.1 και έγινε αισθητός στην Σαντορίνη χωρίς να έχει σοβαρές υλικές καταστροφές. Η συγκεκριμμένη σεισμική ακολουθία αποτελείται από τεκτονικούς σεισμούς, καθώς η χωρική κατανομή των σεισμικών εστιών

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

δείχνει πως η γένεση των σεισμών επικεντρώνεται στο νότιο τμήμα της τεκτονικής λεκάνης της Αμοργού.



Σχήμα 3.15. Σεισμική δραστηριότητα στη Σαντορίνη κατά το διάστημα της σεισμικής ακολουθίας της 26ης – 29ης Ιουνίου 2009 με κύριο σεισμό Mw 5.1 (εκθέσεις ΙΜΠΗΣ 2010).

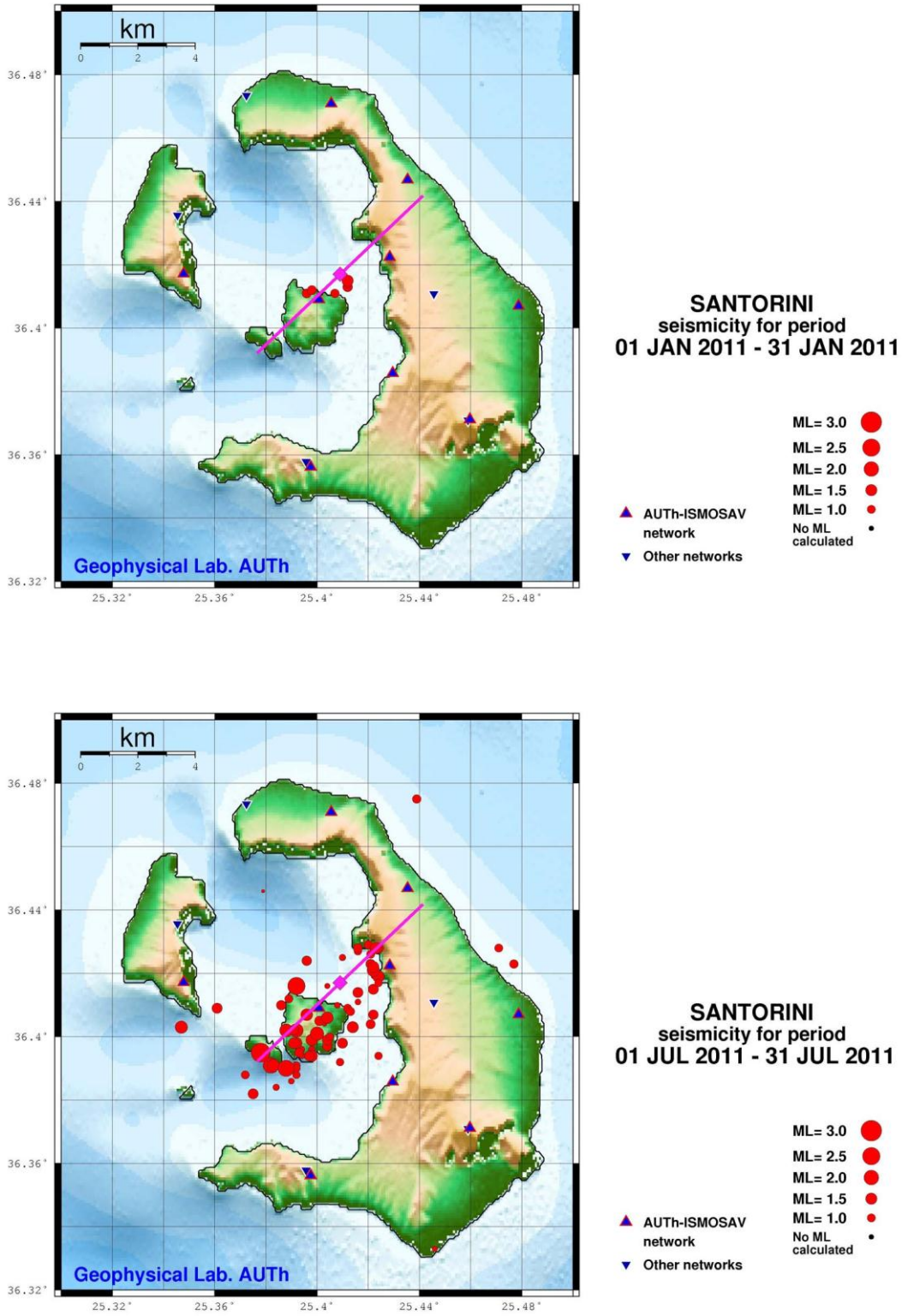
Επομένως, η σεισμική δραστηριότητα στη Σαντορίνη πριν το 2011 – 2012 ήταν ελάχιστη και επικεντρωνόταν κυρίως στην περιοχή του ηφαιστείου του Κολούμπο, χωρίς δραστηριότητα στο εσωτερικό της καλδέρας (σχήμα 3.14). Επίσης, εκδηλώνεται με τεκτονικούς σεισμούς κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης της Αμοργού (σχήμα 3.15) και στο τεκτονικό βύθισμα της λεκάνης που σχηματίζεται στα ΒΑ της καλδέρας από συζυγή ρήγματα.

3.4. Διακύμανση δεικτών ηφαιστειακής επικινδυνότητας στην κρίση του 2011 – 2012

Κατά το διάστημα του Ιανουαρίου του 2011 έως τον Μάιο του 2012 παρατηρήθηκε μία ασυνήθιστη σεισμικότητα στο εσωτερικό της καλδέρας η οποία αυξανόταν συνεχώς. Στα σχήματα 3.16 και 3.17 φαίνονται διάφοροι χάρτες με τις χωρικές κατανομές των εστιών των σεισμών της ακολουθίας αυτής για 4 μήνες (Ιανουάριος 2011, Ιούλιος 2011, Δεκέμβριος 2011 και Μάιος 2012). Τα επίκεντρα και τα μεγέθη των σεισμών προσδιορίστηκαν με μεγάλη ακρίβεια με την ανάλυση των σεισμογραμμάτων του σεισμολογικού δικτύου της Σαντορίνης.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

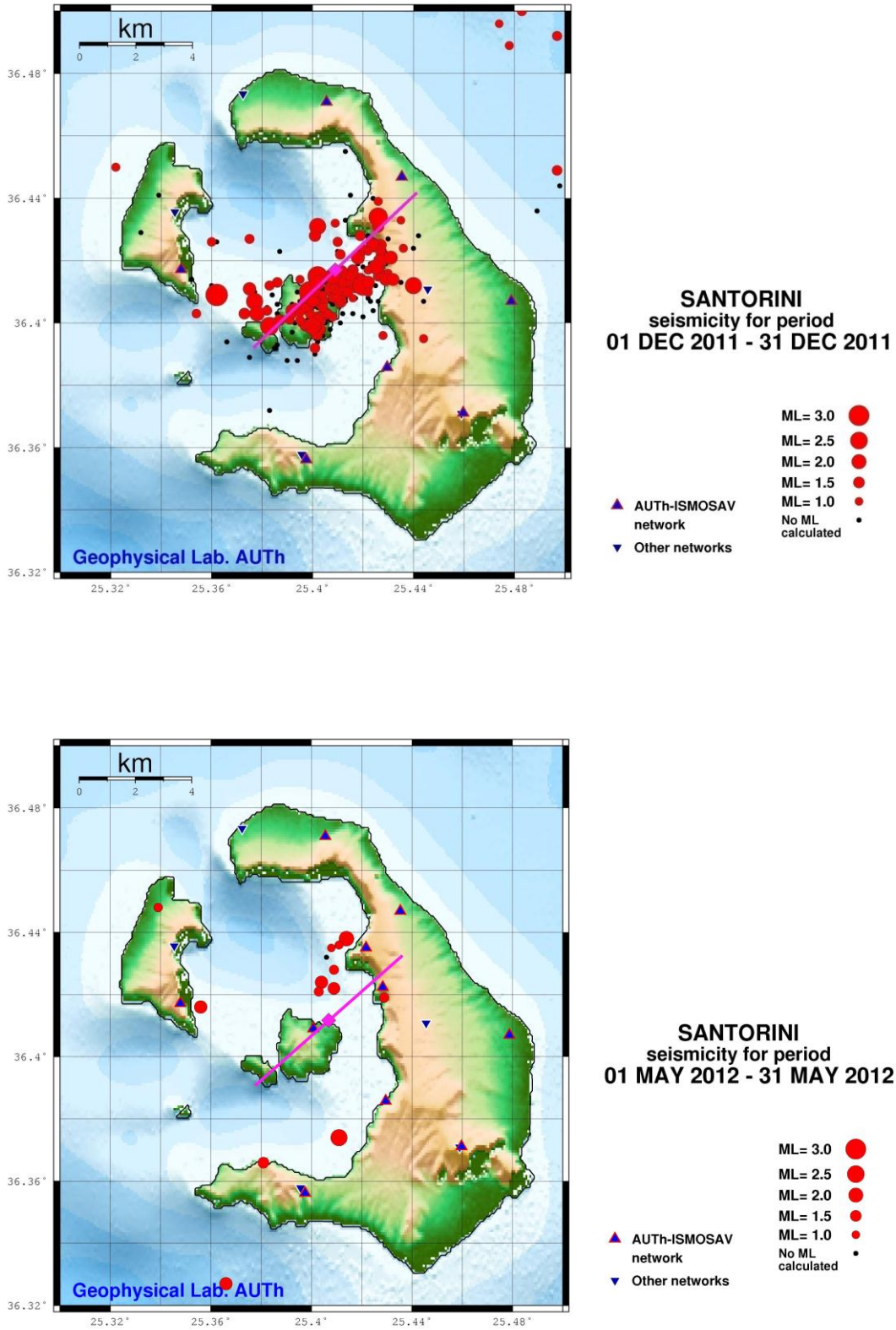
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 3.16. Σεισμικότητα στην Σαντορίνη για τα χρονικά διαστήματα Ιανουάριος 2011 (επάνω) και Ιούλιος 2011 (κάτω) (εκθέσεις ΙΜΠΗΣ).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

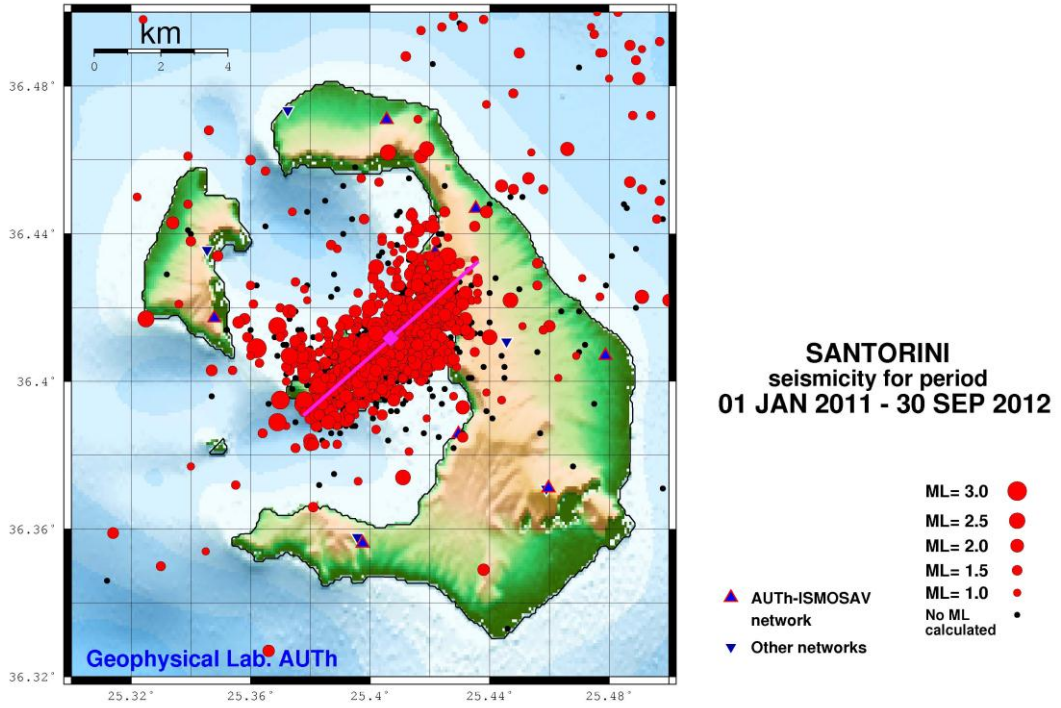


Σχήμα 3.17. Σεισμικότητα στην Σαντορίνη για τα χρονικά διαστήματα Δεκέμβριος 2011 (επάνω) και Μάιος 2012 (κάτω) (εκθέσεις ΙΜΠΗΣ).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Είναι σαφές πως τα επίκεντρα των σεισμών που καταγράφηκαν συγκεντρώνονται κατά κόρον στο εσωτερικό της καλδέρας. Πιο συγκεκριμμένα η χωρική τους κατανομή παρουσιάζει μία γραμμική συμπεριφορά, δηλαδή τα σεισμικά επίκεντρα εντοπίζονται κατά μήκος μίας ευθείας γραμμής που ξεκινά από την Παλαιά και τη Νέα Καμμένη και επεκτείνεται μέχρι και την χερσαία περιοχή της Σαντορίνης στην περιοχή των Φηρών. Στο σχήμα 3.18 φαίνεται η σεισμικότητα της Σαντορίνης στο σύνολο της χρονικής περιόδου Ιανουάριος 2011 – Σεπτέμβριος 2012. Παρατηρούμε εύκολα πως τα μεγέθη των σεισμών που καταγράφηκαν δεν ήταν εξαιρετικά μεγάλα ($M_L \leq$ 2-3) ενώ η γραμμική αυτή κατανομή που έχει ΝΔ – ΒΑ παράταξη, κυριαρχεί στο σύνολο της σεισμικότητας που εκδηλώθηκε. Η σεισμικότητα αρχικά επικεντρωνόταν προς την ΒΑ κατεύθυνση και μετέπειτα και προς τα ΝΔ και ολοκληρώθηκε τον Ιούλιο του 2012 με ελάχιστα έως καθόλου σεισμικά γεγονότα.



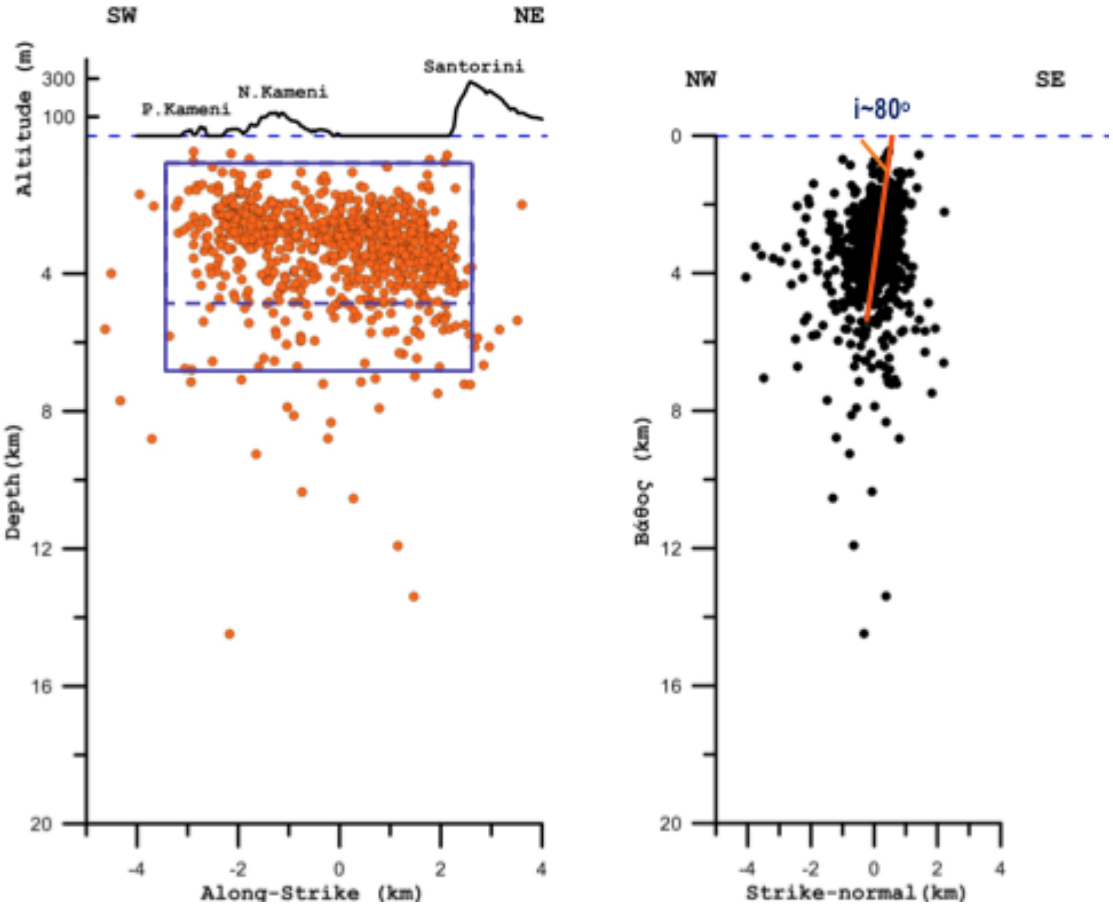
Σχήμα 3.18. Σεισμικότητα στην Σαντορίνη για το χρονικό διαστήμα Ιανουάριος 2011 – Σεπτέμβριος 2012 (εκθέσεις ΙΜΠΗΣ).

Στο σχήμα 3.19 φαίνεται μία κάθετη τομή ως προς την ΝΔ – ΒΑ παράταξη της σεισμικής δραστηριότητας. Η τομή έχει συνολικό μήκος περίπου 10 km και ξεκινά από την περιοχή της Παλαιάς και Νέας Καμμένης και καταλήγει στο χερσαίο τμήμα της Σαντορίνης (Φηρά). Στην τομή έχουν χαρτογραφηθεί τα εστιακά βάθη των σεισμών, τα οποία

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

επικεντρώνονται κυρίως στα 2 – 5 km (αριστερή εικόνα). Επίσης, παρατηρείται πως τα εστιακά βάθη των σεισμών κάτω από την ζώνη της Παλαιάς και της Νέας Καμμένης βρίσκονται σε μικρότερο βάθος, ενώ στα Φηρά σε μεγαλύτερα βάθη. Το σφάλμα υπολογισμού των επικέντρων είναι 0.7 km ενώ του εστιακού βάθους 1.4 km, οπότε υπάρχει πιθανότητα τα σεισμικά γεγονότα να κατανέμονται αποκλειστικά σε ένα σχεδόν κατακόρυφο επίπεδο. Έπειτα από τη διόρθωση των σεισμικών επικέντρων παρατηρείται πως το μεγαλύτερο μέρος των σεισμικών εστιών συγκεντρώνεται κατά μήκος ενός σχεδόν κατακόρυφου ρήγματος με γωνία κλίσης 80^{o} που εκτείνεται κατά μήκος της Παλαιάς και της Νέας Καμμένης σε μία ΝΑ – ΒΔ διεύθυνση με κατεύθυνση κλίσης προς τα ΒΔ (εικόνα δεξιά σχήμα 3.19).



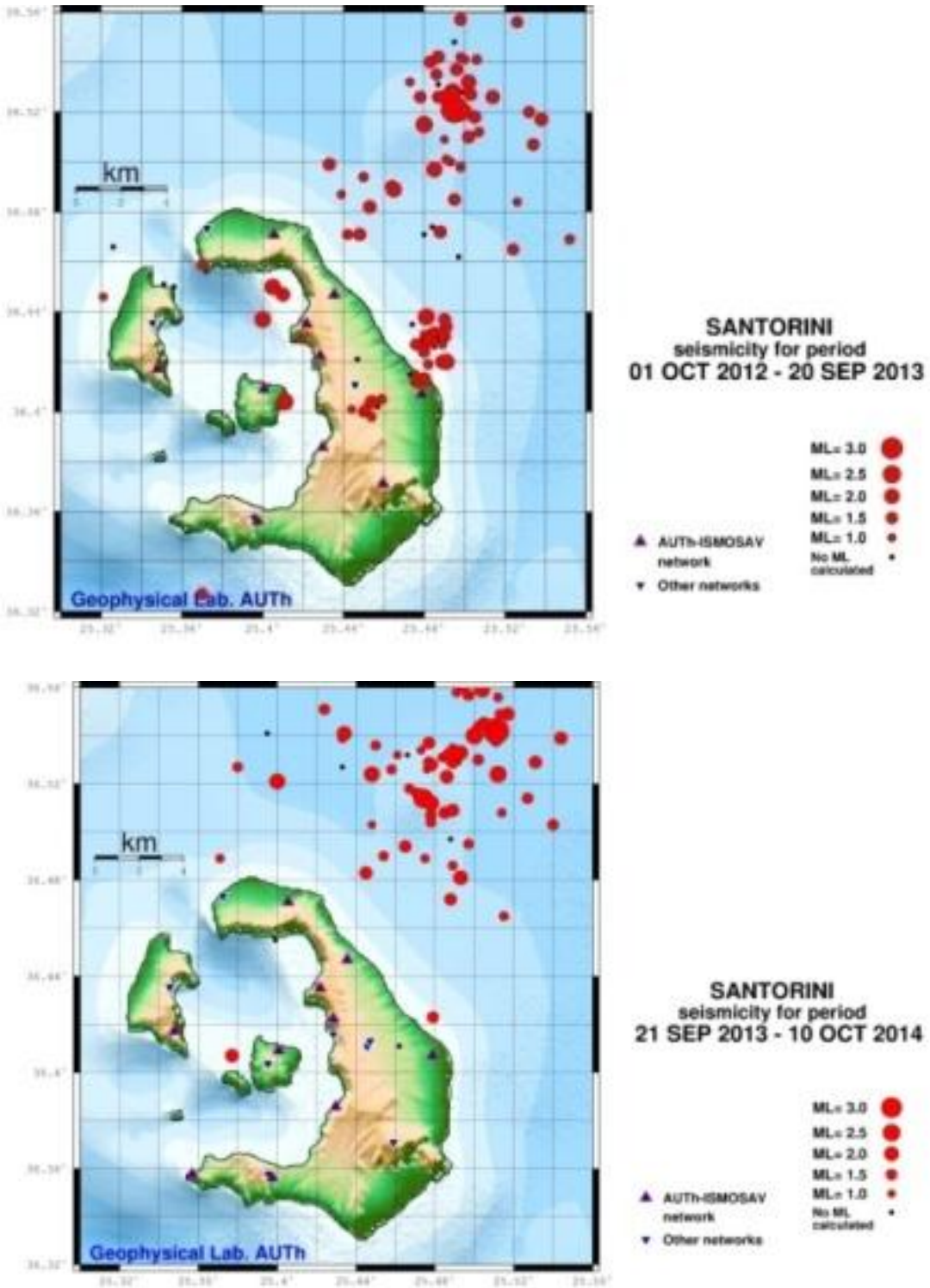
Σχήμα 3.19. Κάθετες τομές των σεισμικών εστιών με το βάθος κατά μήκος της ΝΔ – ΒΑ παράταξης (αριστερά) και σε ΝΑ – ΒΔ διεύθυνση (δεξιά) (εκθέσεις ΙΜΠΗΣ).

Έπειτα από τον Σεπτέμβριο του 2012 η σεισμικότητα επανήλθε στους παλιούς της ρυθμούς. Στο σχήμα 3.20 φαίνεται η σεισμικότητα της Σαντορίνης για τα χρονικά διαστήματα Οκτώβριος 2012 – Σεπτέμβριος 2013 (επάνω) και Σεπτέμβριος 2013 – Οκτώβριος 2014 (κάτω).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

Παρατηρούμε πως η σεισμικότητα επικεντρώνεται στο Κολούμπο με μία ραγδαία αύξηση στο ρυθμό εκδήλωσης σεισμικών γεγονότων και μία συστηματική ελάττωση της σεισμικότητας στο εσωτερικό της καλδέρας (πρακτικά μηδαμινή).

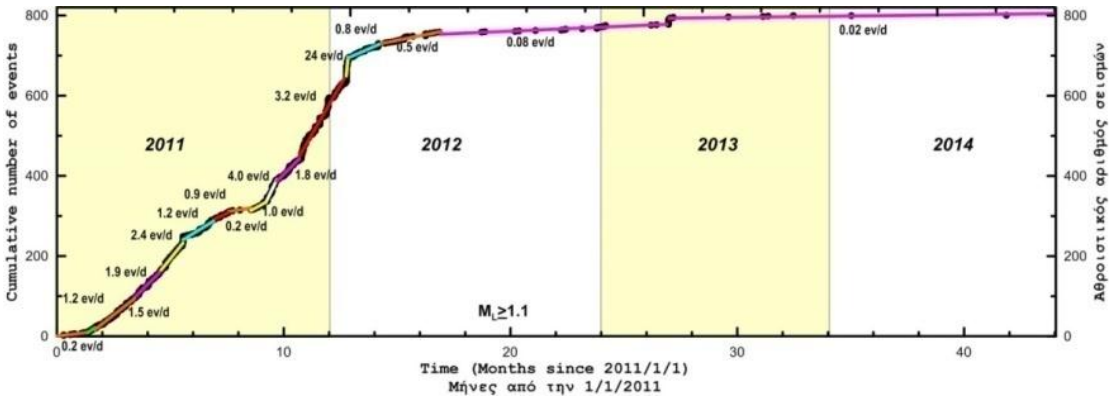


Σχήμα 3.20. Σεισμική δραστηριότητα στην ευρύτερη περιοχή της Σαντορίνης κατά τα χρονικά διαστήματα Οκρώβριος 2012 – Σεπτέμβριος 2013 (επάνω) και Σεπτέμβριος 2013– Οκτώβριος 2014 (κάτω) (Panagiotopoulos et al., 2015).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Στο σχήμα 3.21 φαίνεται η διακύμανση του αθροιστικού συνόλου των σεισμικών γεγονότων που καταγράφηκαν στο εσωτερικό της καλδέρας (χωρίς να προσμετρηθούν τα σεισμικά συμβάντα στο Κολούμπο) κατά την περίοδο 2011 – 2012 σε σχέση με τον χρόνο από την έναρξη της σεισμικής έξαρσης. Ενώ η σεισμική δραστηριότητα ξεκίνησε με σεισμούς πολύ μικρού μεγέθους (της τάξης του M_L = 0.2 – 0.3), στο σύνολο της είχε ένα μέσο μέγεθος M_L ανώτερο του 1.1. Ο ρυθμός της γένεσης σεισμών σε ημερήσια βάση κυμαίνεται σε γενικές γραμμές ανάμεσα σε 0.7 έως 1.7 σεισμούς ανά ημέρα. Αρχικά ο αριθμός των σεισμών που καταγράφονταν ανά ημέρα ήταν περίπου 0.2 μέχρι και τις 10 Φεβρουαρίου 2011, ωστόσο αυξήθηκε ραγδαία στους 1.2 σεισμούς ανά ημέρα μέχρι και τις 20 Φεβρουαρίου 2011 και ακόμα περισσότερο σε 2.4 σεισμούς ανά ημέρα μέχρι και τις 14 Μαίου 2011. Στη συνέχεια ελαττώθηκε σε 0.2 σεισμούς ανά ημέρα μέχρι τον Σεπτέμβριο του 2011 και αυξήθηκε απότομα τον Οκτώβριο του 2011 με 4.0 σεισμούς ανά ημέρα.



Σχήμα 3.21. Σταδιακή διακύμανση του αθροιστικού αριθμού σεισμικών γεγονότων στην περιοχή του εσωτερικού της καλδέρας της Σαντορίνης με μέγεθος μεγαλύτερο του M_L = 1.1 με πλήρη κατάλογο σεισμικών καταγραφών (Panagiotopoulos et al., 2015).

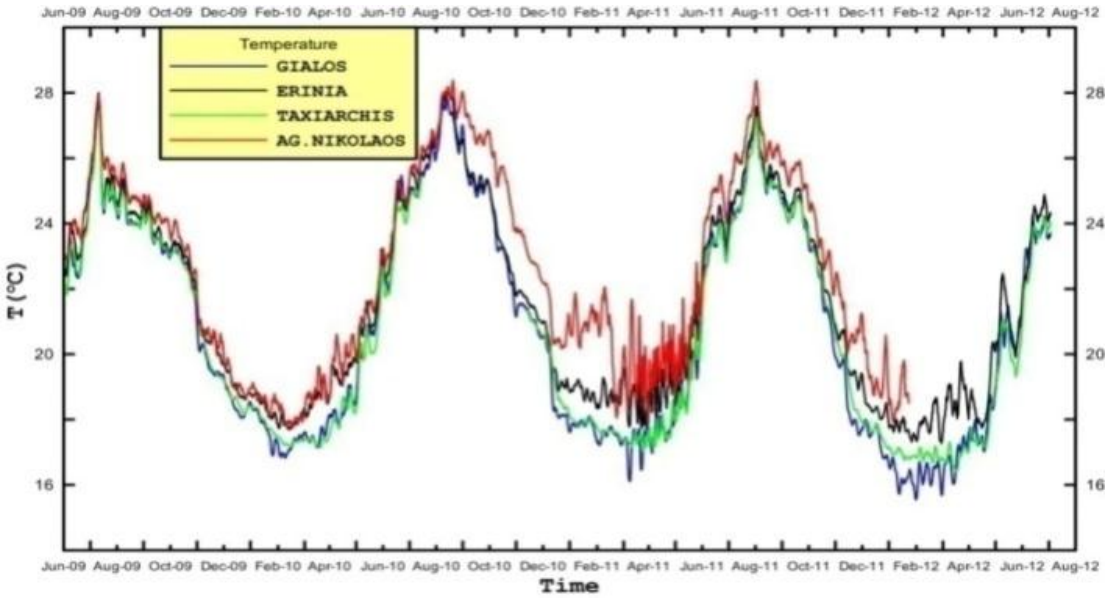
Κατά της διάρκεια της σεισμικής κρίσης, υπήρξαν σημαντικές εξάρσεις στη σεισμικότητα, με μία σημαντική να εντοπίζεται στις 24 Μαίου 2011 όπου παρατηρήθηκε η γένεση 18 σεισμών με μέγιστο μέγεθος M_L = 2.5, ενώ παράλληλα μία παρόμοια έξαρση παρατηρήθηκε και στις 23 Φεβρουαρίου 2011 με 8 σεισμούς να έχουν καταγραφεί και με μέγιστο μέγεθος M_L = 2.9 που έγινε αισθητός στην Σαντορίνη. Αντίστοιχα στις 16 Ιουνίου του 2011 καταγράφηκαν 17 σεισμοί με μέγιστο μέγεθος M_L = 3.2 και την επόμενη μέρα (17 Ιουνίου 2011) καταγράφηκαν 23 σεισμοί με μέγιστο μέγεθος M_L = 2.6. Η σεισμικότητα παρουσίασε το μέγιστο της τον Δεκέμβριο του 2011 και τον Ιανουάριο του 2012 με την καταγραφή περίπου 24 σεισμών ανά ημέρα με μέγεθος τουλάχιστον M_L = 1.1. Επίσης, σημαντική ήταν η σεισμικότητα στο

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

χρονικό διάστημα του Οκτωβρίου του 2011, ενώ έπειτα από τον Ιανουάριο του 2012 παρατηρήθηκε μία έντονη ελάττωση στο ρυθμό γένεσης σεισμών ανά ημέρα, μέχρι και το 2014 όπου η σεισμικότητα της περιοχής επανήλθε στους κανονικούς της ρυθμούς, δηλαδή πριν την σεισμική έξαρση του 2011-2012.

Συμπερασματικά, από την χωρική και χρονική κατανομή των σεισμικών γεγονότων προκύπτει πως το ρήγμα που ενεργοποιήθηκε κατά την περίοδο της κρίσης είχε συνολικό μήκος περίπου 5 km. Στην περίπτωση που είχε ενεργοποιηθεί τεκτονικά ολόκληρο θα μπορούσε να δώσει ένα σεισμό μεγέθους περίπου 5.2 (εάν είχε διαρρηχθεί ταυτόχρονα ολόκληρη η ζώνη). Η περιοχή που βρίσκεται πιο κοντά στην επιφάνεια του ρήγματος, όπως φαίνεται και στο σχήμα 3.19 είναι η Νέα Καμένη. Η κρίση του 2011-2012 αποτυπώθηκε εξαιρετικά καλά από τα υπόλοιπα δίκτυα παρακολούθησης της Σαντορίνης.



Σχήμα 3.22. Διακύμανση της μέσης θερμοκρασίας της θάλασσας σε 4 σταθμούς θερμικής παρακολούθησης του ΙΜΠΗΣ. Ιδιαίτερα σημαντική είναι η έντονη αύξηση της θερμοκρασίας του σταθμού του Αγ. Νικολάου (Παλαιά Καμένη) που παρατηρήθηκε από τον Αύγουστο του 2010 (Panagiotopoulos et al., 2015).

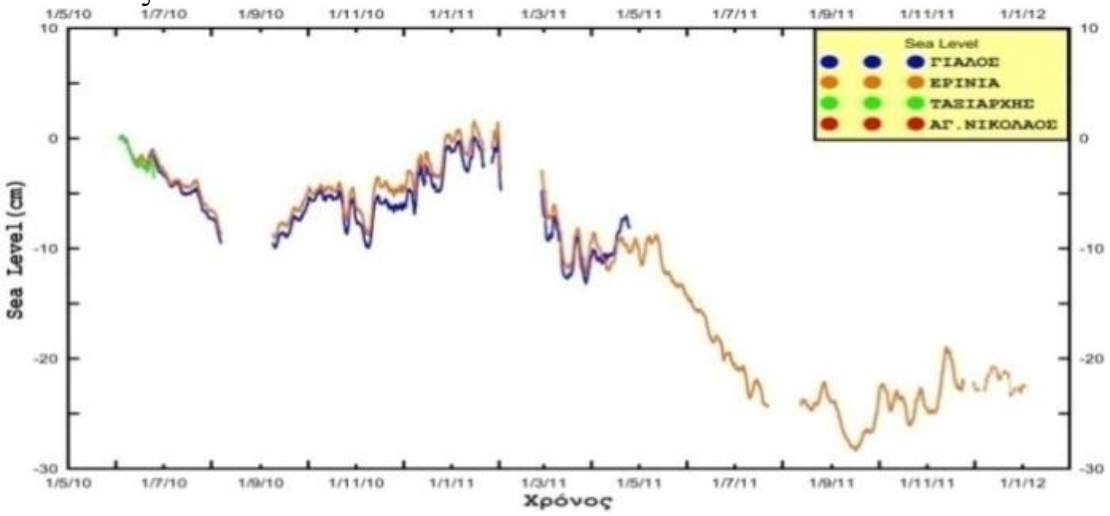
Κατά τη διάρκεια της κρίσης του 2011-2012 παρατηρήθηκαν έντονες θερμοκρασιακές μεταβολές στη μέση θερμοκρασία του θαλασσινού νερού. Στο σχήμα 3.22 φαίνονται οι διακυμάνσεις της μέσης θερμοκρασίας του νερού στον σταθμό του Αγ. Νικολάου (Παλαιά Καμένη), με σημείο έναρξης τον Οκτώβρη του 2010. Η διαφοροποίηση στη μέση διακύμανση παρατηρήθηκε σταδιακά με μία έντονη μεταβολή στο χρονικό διάστημα Ιανουάριος – Ιούνιος 2011, όπου παρατηρήθηκε μία εντελώς διαφορετική συμπεριφορά σε σχέση με τα παλαιώτερα επίπεδα. Αντίθετα, οι θερμοκρασιακές μεταβολές στον σταθμό του

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

Ταξιάρχη που βρίσκεται ανατολικά της Νέας Καμένης και εκτός του πεδίου δράσης της ρηξιγενούς ζώνης παρέμειναν ανεπηρέαστες, το ίδιο και του θερμικού σταθμού που βρίσκεται στο λιμάνι της Σαντορίνης (Yalos). Επιπρόσθετα, η θερμοκρασιακή μεταβολή στο σταθμό του Αγ. Νικολάου παρουσιάζει μία διαφοροποίηση της τάξης του 1^{o} C από τον Ιανουάριο του 2011 μέχρι σήμερα.

Εξίσου σημαντική είναι η διακύμανση της μέσης στάθμης της θάλασσας στην περιοχή της Σαντορίνης και πιο συγκεκριμμένα στο σταθμό του Α. Νικολάου στην Παλαιά Καμένη που σε σχέση με τη μέση στάθμη της θάλασσας στην Σύρο, η μεταβολή αυτή είναι της τάξης των 20 cm (σχήμα 3.23). Παρά το γεγονός πως αυτή η μεταβολή στη μέση στάθμη της θάλασσας έχει επιβεβαιωθεί και από παρατηρήσεις πεδίου, χρειάζονται επιπλέον διερεύνηση για να διαπιστωθεί αν αυτή η μεταβολή προέρχεται από κάποια κινητικότητα του μαγματικού θαλάμου της Σαντορίνης ή αν οφείλεται σε περιβαλλοντικούς παράγοντες που δύναται να επηρεάσουν και να προκαλέσουν μεταβολές στη στάθμη της θάλασσας.

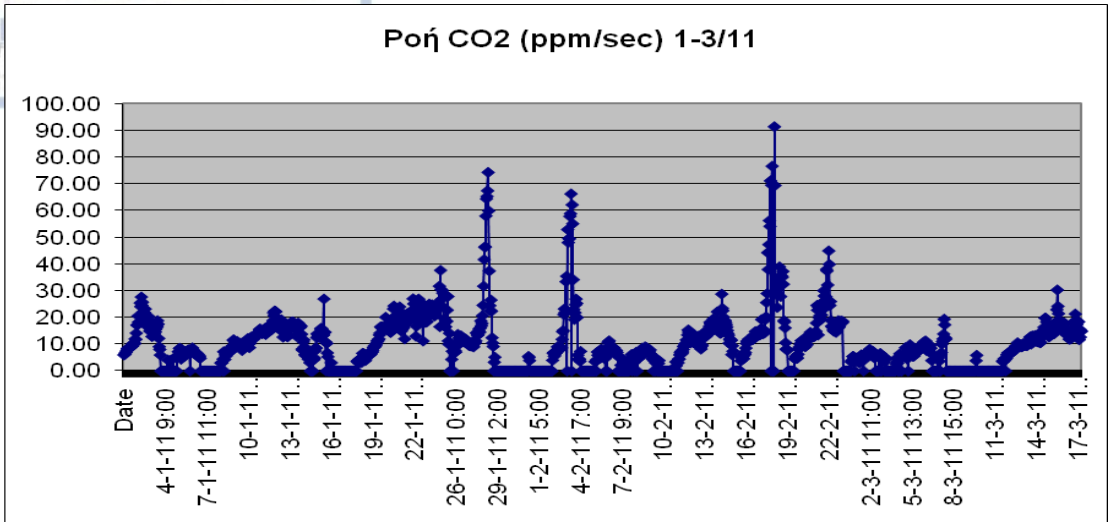


Σχήμα 3.23. Σταδιακή διακύμανση της στάθμης του θαλασσινού νερού στην Σαντορίνη σε σχέση με τον σταθμό καταγραφής της Σύρου (Panagiotopoulos et al., 2015).

Ενώ δεν παρατηρήθηκαν μεταβολές της θερμοκρασίας στα εδάφη της Σαντορίνης, παρατηρήθηκαν εκτεταμμένες μεταβολές στο ρυθμό αποβολής αερίων. Στο σχήμα 3.24 φαίνεται η αποβολή CO_2 σε σχέση με το χρόνο σε ένα σταθμό καταγραφής στη Νέα Καμένη, η οποία αυξήθηκε έπειτα από τον Ιανουάριο του 2011 με μέγιστες τιμές αποβολής περίπου 60 με 90 ppm, δηλαδή κατά 30% μεγαλύτερες των κανονικών επιπέδων. Αυτή η ανωμαλία που παρατηρήθηκε δεν αποτέλεσε ωστόσο δείκτη επικινδυνότητας για μία επερχόμενη έκρηξη καθόσον εκτιμάται ότι κινείται σε χαμηλά επίπεδα αποβολής CO_2.

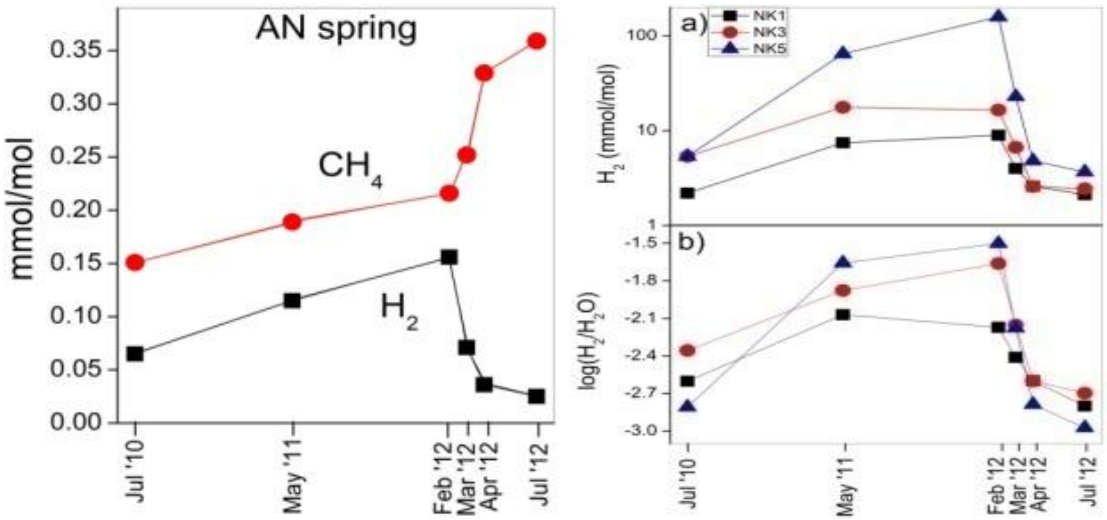
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 3.24. Ρυθμός αποβολής CO_2 σε σταθμό καταγραφής στην Νέα Καμένη (Panagiotopoulos et al., 2015).

Για την βέλτιστη μελέτη της τεκτονο-ηφαιστειακής κρίσης της Σαντορίνης κατά το διάστημα 2011-2012, υπήρξαν σημαντικές επιστημονικές συνεργασίες ανάμεσα στο ΙΜΠΗΣ και το Πανεπιστήμιο της Φλωρεντίας (Ιταλία) για την γεωχημική και γεωδαιτική παρακολούθηση της περιοχής πριν, κατά το διάστημα και έπειτα από την κρίση του 2011-2012. Τα γεωχημικά αποτελέσματα της συνεργασίας αυτής (σχήμα 3.25) δείχνουν μία σημαντική αύξηση στη συγκέντρωση H_2 (υψηλές συγκεντρώσεις δείχνουν μανδυακή προέλευση του μάγματος), CH_4 και στη διακύμανση της ποσότητας $\log(H_2/H_20)$ παράλληλα με την σεισμική δραστηριότητα της περιόδου Μάιος 2011 – Φεβρουάριος 2012. Μετά το τέλος της σεισμικής δραστηριότητας παρατηρήθηκε μία ραγδαία μείωση στις συγκεντρώσεις αυτές, εκτός του CH_4 που η αύξηση στη συγκέντρωσή του συνέχισε μέχρι και τον Ιούλιο του 2012.



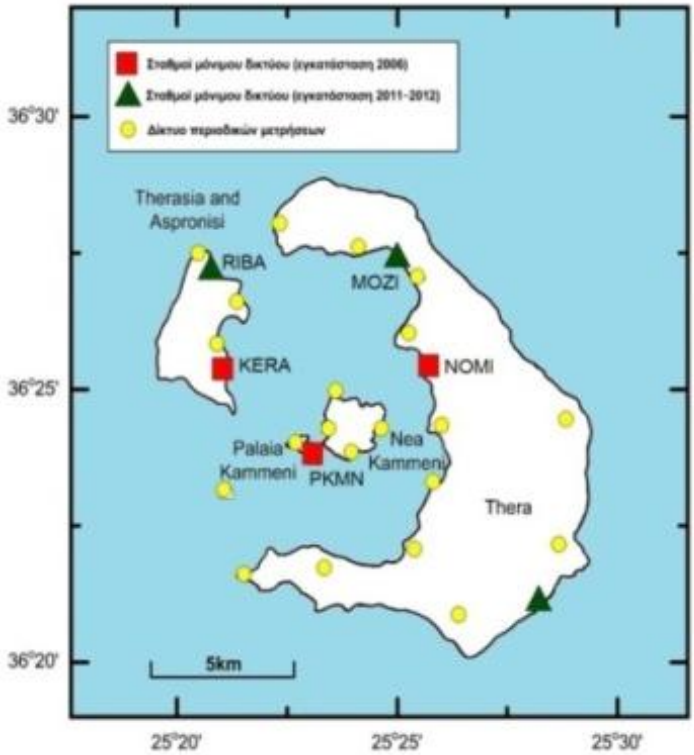
Σχήμα 3.25. Καταγραφές των συγκεντρώσεων H_2 και CH_4 στο σταθμό AN spring, Παλαιά Καμένη (αριστερά) και H_2 και $\log(H_2/H_20)$ στους σταθμούς NK1, NK3 και NK5 στη Νέα Καμένη (δεξιά) (Tassi et al., 2013).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

Μία πιθανή ερμηνεία των παραπάνω φαινομένων είναι η άνοδος νέου μάγματος από το μαγματικο θάλαμο που βρίσκεται κάτω απο τη Νέα Καμένη, σε ένα βάθος ανάλογο της σεισμικής διάρρηξης κατά μήκος της γραμμικής επιφάνειας ανάμεσα στην Νέα Καμένη και τα Φηρά. Είναι δηλαδή πιθανό η διείσδυση του μάγματος να προκάλεσε την τεκτονο-ηφαιστειακή κρίση του 2011-2012, όπως δείχνουν οι καταγραφές της σεισμικής και γεωδαιτικής δραστηριότητας κατά την περίοδο αυτή.

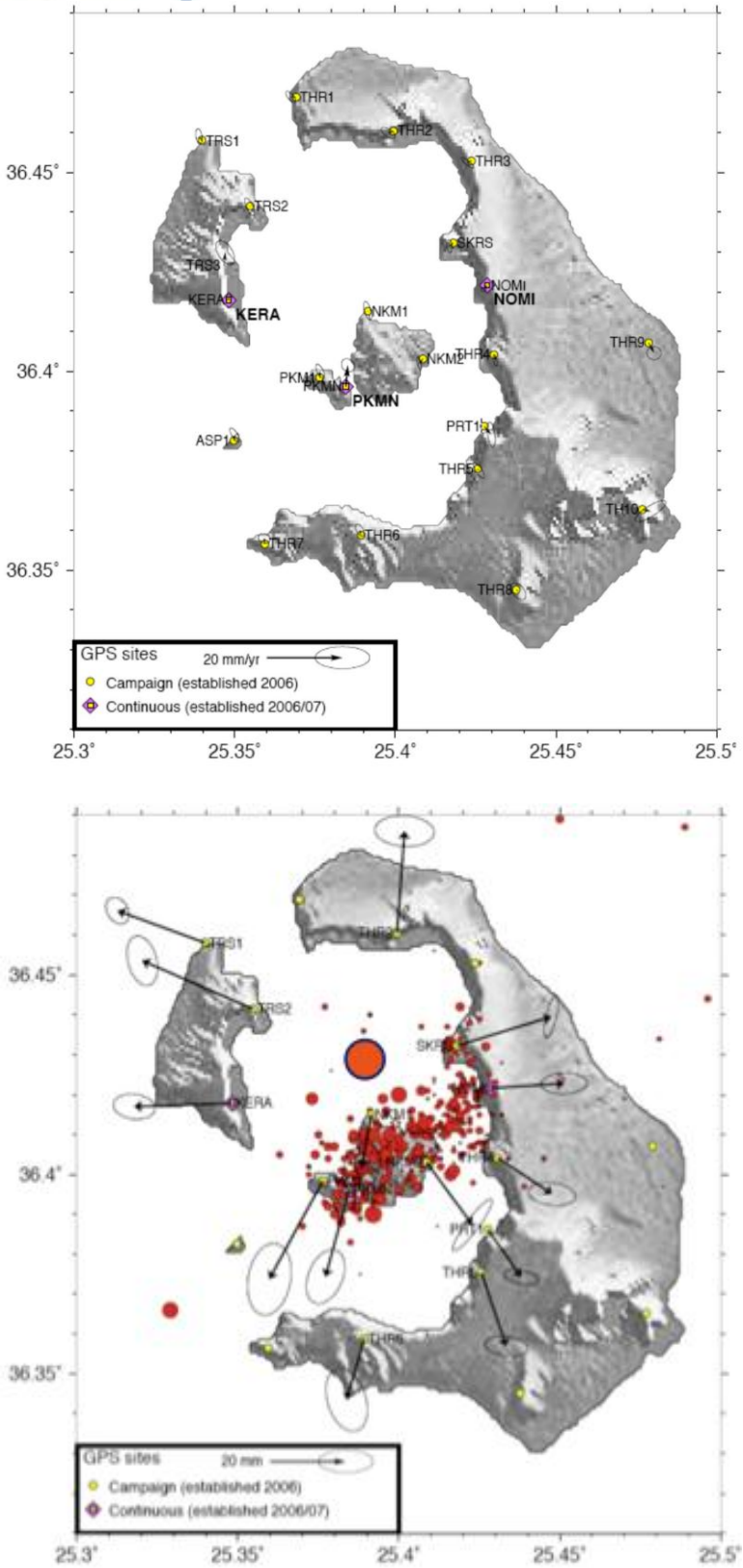
Για την γεωδαιτική παρακολούθηση και ερμηνεία των αποτελεσμάτων, έγιναν αρκετές επιστημονικές συνεργασίες ανάμεσα στο ΙΜΠΗΣ, το Πανεπιστήμιο της Γεωργίας (ΗΠΑ) και της UNAVCO, καθώς και με την υποστήριξη του GSRT της Ελλάδας. Κατά τη συνεργασία αυτή, εγκαταστήθηκαν 3 μόνιμοι γεωδαιτικοί σταθμοί το 2006, πέρα από τους 19 περιοδικούς σταθμούς παρακολούθησης που είχαν ήδη εγκατασταθεί (σχήμα 3.26). Τα δεδομένα του δικτύου συλλέχθηκαν ξανά τον Ιούνιο του 2008 και του 2010. Τον Ιούλιο του 2011 πραγματοποιήθηκε μία εκτεταμμένη ανάλυση των καταγραφών και τον Αύγουστο και τον Σεπτέμβριο του 2011 εγκαταστάθηκαν δύο νέοι σταθμοί καταγραφής. Τέλος, το σύνολο των καταγραφών επαναπροσδιορίστηκε στις αρχές και τον Σεπτέμβρη του 2012, ενώ ένας νέος σταθμός καταγραφής εγκαταστήθηκε από το Πανεπιστήμιο Πατρών.



Σχήμα 3.26. Θέσεις εγκατάστασης γεωδαιτικών οργάνων (κόκκινα τετράγωνα και πράσινα τρίγωνα) του μόνιμου δικτύου γεωδαιτικής παρακολούθησης της Σαντορίνης και των περιοδικών σταθμών (κίτρινοι κύκλοι) (Panagiotopoulos et al., 2015).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλ
Α.Π.Θ

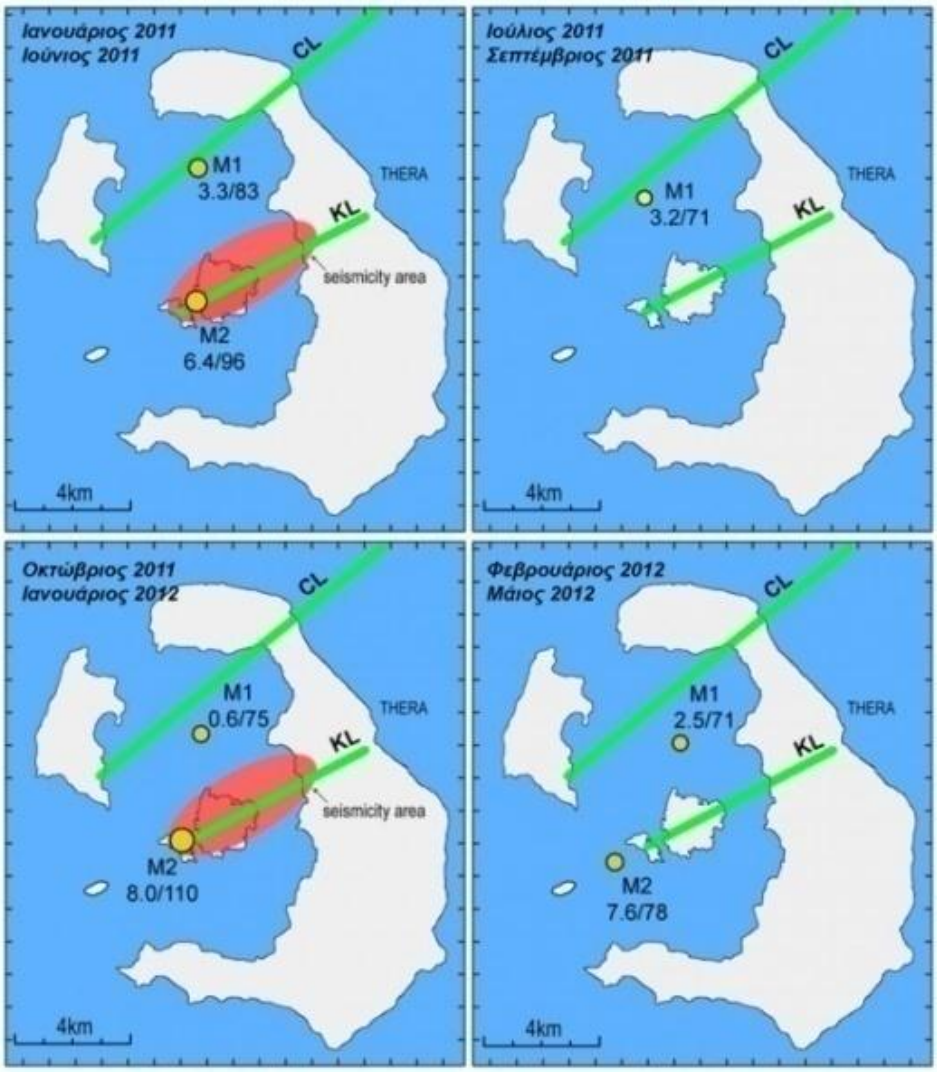


Σχήμα 3.27. Διανύσματα της οριζόντιας ταχύτητας των θέσεων καταγραφής GPS στο δίκτυο της Σαντορίνης για τα διαστήματα 2006-2010 (επάνω) και 2011-2012 (κάτω). Με κόκκινο κύκλο απεικονίζεται η μαγματική πηγή τύπου MOGI που σχετίζεται με την σεισμο-ηφαιστειακή κρίση της Σαντορίνης (Newman et al., 2012).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Στο σχήμα 3.27 φαίνονται οι ταχύτητες της οριζόντιας κίνησης (σε mm/year) των θέσεων καταγραφής των οργάνων GPS του γεωδαιτικού δικτύου παρακολούθησης της Σαντορίνης για τα χρονικά διαστήματα 2006-2010 και 2011-2012. Παρατηρούμε πως κατά το χρονικό διάστημα 2006-2010 δεν καταγράφηκαν μεταβολές στη θέση των γεωδαιτικών σταθμών του δικτύου. Αντίθετα, κατά το 2011-2012 παρατηρήθηκαν κινήσεις της τάξεως των 10-12 mm ανά έτος, οι οποίες μπορούν να συσχετιστούν με μία μαγματική πηγή τύπου MOGI που απεικονίζεται με κόκκινο κύκλο στο σχήμα 3.27 (κάτω). Αυτή η μαγματική πηγή έχει σφαιρικές διαστάσεις και βρίσκεται εντός του εσωτερικού της καλδέρας και συγκεκριμμένα λίγο πιο βόρεια από την Νέα και Παλαιά Καμένη. Το βάθος της συγκεκριμμένης μαγματικής πηγής εντοπίζεται στα 4 km.



Σχήμα 3.28. Εξέλιξη των μαγματικών διεισδύσεων (M1 και M2) στις ρηξιγενείς ζώνες των Καμένων (KL) και του Κολούμπο (CL) σε σχέση με τη σεισμικότητα (κόκκινες επιφάνειες), κατά τη διάρκεια των 4 φάσεων της σεισμο-ηφαιστειακής δραστηριότητας του 2011-2012 στην Σαντορίνη. Σε κάθε πηγή σημειώνεται το βάθος και η ακτίνα της μαγματικής διείσδυσης (Saltogianni et al., 2014).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΠΘ

Μετά την κρίση του 2011-2012 λεπτομερέστατες αναλύσεις των γεωδαιτικών καταγραφών δείχνουν μία πιο περίπλοκη συμπεριφορά, δηλαδή δεν μπορούν να συσχετιστούν με μία συγκεκριμμένη μαγματική πηγή, αλλά από πολλές μικρότερες. Το πόρισμα αυτό συνδέεται άμεσα με το προβλημα της επιστημονικής κοινότητας να προσδιορίσει τις ακριβείς διαστάσεις της μαγματικής διείσδυσης που προκάλεσε την κρίση του 2011-2012 στην περιοχή, καθώς και την κινητικότητα του μάγματος έπειτα από την λήξη του φαινομένου. Η έρευνα των Saltogianni et al. 2014 επικεντρώνεται στην προσπάθεια αυτή, θεωρώντας την ύπαρξη δύο μαγματικών πηγών (M1 και M2 στο σχήμα 3.28). Σύμφωνα με το σενάριο αυτό, η γεωδαιτική παραμόρφωση που καταγράφηκε οφείλεται σε ένα πιο σύνθετο μηχανισμό μαγματικής δράσης, με μία μαγματική πηγή κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης των Καμένων (KL) και μία μικροτερη κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης του Κολούμπο (CL) στο βόρειο τμήμα της καλδέρας.

3.5. Ερμηνεία της σεισμικής έξαρσης της περιόδου 2011 – 2012

Η ηφαιστειακή δράση στη Σαντορίνη ξεκίνησε πριν από περίπου 2 My (δηλαδή περίπου στο Α. Πλειόκαινο) και συνεχίζεται μέχρι σήμερα με την πιο πρόσφατη ηφαιστειακή δράση να έχει λάβει χώρα το 1950 (Fytikas et al. 1990). Το ηφαιστειακό κέντρο της Σαντορίνης αποτελεί ένα από τα πιο ενεργά του νότιου Αιγαίου με την παραγωγή των ηφαιστειακών του προιόντων να έχει γίνει τα τελευταία 20.000 χρόνια. Η σεισμική και ηφαιστειακή δραστηριότητα σήμερα επικεντρώνεται κυρίως στην περιοχή του Κολούμπο, ενός υποθαλάσσιου ηφαιστείου που βρίσκεται βόρεια της Σαντορίνης. Αντίθετα, στο εσωτερικό της καλδέρας δεν παρατηρείται σχεδόν καθόλου σεισμική και μαγματική δραστηριότητα στις 5 τελευταίες δεκαετίες (1960-2017).

Την περίοδο 2011-2012 παρατηρήθηκε μία έξαρση στη σεισμικότητα στο εσωτερικό της καλδέρας, γεγονός που έθεσε σε ανησυχία την πολιτεία και την επιστημονική κοινότητα. Η συνεχής παρακολούθηση της Σαντορίνης από αρκετά δίκτυα (γεωφυσικά, σεισμολογικά, γεωδαιτικά, γεωχημικά) έδωσε σημαντικές πληροφορίες για την ερμηνεία του φαινομένου και την διακύμανση της ηφαιστειακής επικινδυνότητας. Εξαιτίας της έξαρσης της σεισμικότητας και της παρατήρησης θερμοκρασιακών ανωμαλιών, η περιοχή της Σαντορίνης χαρακτηρίστηκε με κίτρινο-πορτοκαλί στον χρωματικό δείκτη ηφαιστειακής επικινδυνότητας. Με την πάροδο του φαινομένου χαρακτηρίστηκε ξανά με πράσινο χρώμα (ηρεμία ηφαιστείου).

Η σεισμο-ηφαιστειακή κρίση συνδέθηκε με την έντονη δραστηριότητα κατά μήκος μίας γραμμής ανάμεσα στις Καμένες και τα

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

Φηρά. Προσδιορίστηκε με σημαντική ακρίβεια η επιφάνεια ενος νεοτεκτονικού ρήγματος μεγάλης γωνίας κλίσης από την κατανομή των σεισμικών επικέντρων και των εστιακών βαθών (M_L = 1.1 – 2.6). Δεν παρατηρήθηκε καθολική διάρρηξη της ρηξιγενούς επιφάνειας αλλά τμηματική, ενώ στην περίπτωση της ενεργοποίησης και θραύσης ολόκληρης της ρηξιγενούς ζώνης υπολογίστηκε πως το πιο πιθανό σενάριο ήταν η καταγραφή ενός σεισμικού γεγονότος με μέγεθος $M_L \approx$ 5.2, με πιθανώς καταστρεπτική δράση σε μία εξαιρετικά τουριστική περιοχή.

Η γεωχημική παρακολούθηση έδειξε μία αύξηση στο ρυθμό αποβολής ηφαιστειακών αερίων και αύξηση της θερμοκρασίας της μέσης στάθμης της θάλασσας, ειδικά σε σταθμούς καταγραφής που έχουν εγκατασταθεί κοντά στη ρηξιγενή ζώνη που ενεργοποιήθηκε. Η συνδυαστική μελέτη των γεωχημικών ανωμαλιών και των γεωδαιτικών δεδομένων, έδειξε μία επιφανειακή παραμόρφωση του φλοιού στη Σαντορίνη που μπορεί να συσχετιστεί με μία μαγματική διείσδυση. Δηλαδή, η άνοδος μάγματος από μία μαγματική πηγή που η γεωμετρία της καθορίστηκε ως σφαιρική, αποτέλεσε εναρκτήριο παράγοντα για την ενεργοποίηση του νεοτεκτονικού ρήγματος και προκάλεσε την έκλυση αερίων και τις θερμοκρασιακές ανωμαλίες. Η θέση της μαγματικής πηγής προσδιορίστηκε γεωδαιτικά λίγο πιο βόρεια από τις Καμένες (σχήμα 3.27) και σε ένα βάθος περίπου 4 km.

Με τη λήξη της κρίσης του 2011-2012 η σεισμικότητα της περιοχής επανήλθε στα φυσιολογικά της επίπεδα, δηλαδή επικεντρώνεται πλέον στην ρηξιγενή ζώνη του Κολούμπο και καταγράφονται ελάχιστοι σεισμοί στο εσωτερικό της καλδέρας. Η γεωδαιτική παρακολούθηση δεν έχει δείξει σημαντική παραμόρφωση του φλοιού, ενώ οι εκλύσεις αερίων, η μέση στάθμη και η θερμοκρασία της θάλασσας έχουν επανέλθει εξίσου στα φυσιολογικά επίπεδα, όπως έχουν δείξει οι καταγραφές στο δίκτυο παρακολούθησης του ΙΜΠΗΣ. Η τεκτονο-ηφαιστειακή κρίση του 2011 – 2012 έδωσε σημαντικές πληροφορίες τόσο για την μαγματική δράση και την κινητικότητα του μάγματος, όσο και για την ετοιμότητα της περιοχής για την αντιμετώπιση παρόμοιων κρίσεων ή/και μίας ηφαιστειακής έκρηξης.

3.6. Συμπεράσματα – Συζήτηση

Στην παρούσα πτυχιακή διατριβή εξετάστηκε το θέμα της ενεργού παρακολούθησης ηφαιστειών μέσα από γεωφυσικά, γεωδαιτικά και γεωχημικά δίκτυα παρακολούθησης. Αρχικά, έγινε μία αναφορά σε θεμελιώδεις έννοιες που σχετίζονται με τα ηφαίστεια, τα είδη τους και το μηχανισμό γένεσης, καθώς και στα επιβλαβή προιόντα που παράγουν και

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

μπορούν να προκαλέσουν την απώλεια ανθρώπινων ζωών και σημαντικές υλικές καταστροφές. Έπειτα, εξετάσαμε τα δίκτυα παρακολούθησης των ηφαιστειών και τις πληροφορίες που μπορούν να δώσουν τόσο επιστημονικού, όσο και πρακτικού ενδιαφέροντος. Δηλαδή, αναλύθηκαν εκτενώς οι μετρούμενες-εξεταζόμενες ποσότητες, οι μέθοδοι παρακολούθησης και οι δείκτες ηφαιστειακής επικινδυνότητας. Τέλος, παρουσιάστηκε το παράδειγμα της τεκτονο-ηφαιστειακής κρίσης της Σαντορίνης (2011-2012). Για την ερμηνεία του φαινομένου πραγματοποιήθηκαν οι εξής ενέργειες:

- Παρακολούθηση σεισμικότητας, παραμόρφωσης και γεωχημικών-γεωφυσικών κατά τη διάρκεια όλης της κρίσης 2011-2012
- Βελτίωση-πύκνωση σεισμολογικού, γεωδαιτικού, γεωχημικού και γεωφυσικού δικτύου
- Πολύ καλή συσχέτιση σεισμολογικών, γεωδαιτικών, γεωφυσικών και γεωχημικών παραμέτρων
- Υπολογισμός μηχανισμών γένεσης (ενεργών ρηγμάτων) και πεδίου τάσεων
- Υπολογισμός αναμενόμενων ισχυρών κινήσεων για τη Σαντορίνη από διάφορα σενάρια
- Μοντελοποίηση παραμόρφωσης
- Κατανόηση γεωχημικών μεταβολών

Η ενεργός παρακολούθηση των ηφαιστείων αποτελεί μία εξαιρετικά δαπανηρή διαδικασία, γιατί περιλαμβάνει την αγορά και εγκατάσταση ενος σημαντικού αριθμού καταγραφέων διαφορετικών γεωφυσικών, γεωχημικών και γεωδαιτικών παραμέτρων. Επίσης, στα έξοδα της ηφαιστειακής παρακολούθησης συμπεριλαμβάνεται η συντήρηση των δικτύων και ο εκσυγχρονισμός τους με νέα όργανα προηγμένης τεχνολογίας, ανάλογα με την αύξηση της τεχνογνωσίας και της επιστημονικής γνώσης. Ωστόσο, η διαδικασία αυτή είναι ικανή να δώσει πληροφορίες για μία επερχόμενη ενεργοποίηση του ηφαιστείου και να αποτρέψει την απώλεια ανθρώπινων ζωών και τις υλικές καταστροφές.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Βιβλιογραφία

"Updates in Volcanology - New Advances in Understanding Volcanic Systems", book edited by Karoly Nemeth, ISBN 978-953-51-0915-0, Published: September 27, 2012 under CC BY 3.0 license

Alexander Belousov, Boris Behncke, Marina Belousova, 2011. Generation of pyroclastic flows by explosive interaction of lava flows with ice/water-saturated substrate, Journal of Volcanology and Geothermal Research,Volume 202, Issues 1–2, 30 April 2011, Pages 60-72

Damien Gaudin, François Beauducel, Olivier Coutant, Christophe Delacourt, Patrick Richon, Jean-Bernard de Chabalier, Gilbert Hammouya, 2016. Mass and heat flux balance of La Soufrière volcano (Guadeloupe) from aerial infrared thermal imaging, Journal of Volcanology and Geothermal Research 320 (2016) 107–111

Dimitriadis I.M., Panagiotopoulos D.G., Papazachos C.B., Hatzidimitriou P.M., Karagianni E.E. and Kane, I., 2005. *Recent Seismic Activity (1994-2002) of the Santorini Volcano Using Data from Local Seismological Network*, Int. Conf. of The South Aegean Active Volcanic Arc: Present Knowledge and Future Perspectives (SAAVA 2003), 17-20 Sept., Milos, Greece, In: Fytikas M. and Vougioukalakis G. (eds), Elsevier Book Series: Development in Volcanology,7:185-203.

Druitt, T.H., Edwards, L., Mellors, R.M., Pyle, D.M., Sparks, R.S.J., Lanphere, M., Davies, M., Barreiro, B., 1999. Santorini volcano.Geol. Soc. Lond., Mem. 19 (165 pp).

Estelle Bonny, Robert Wright. Predicting the end of lava flow-forming eruptions from space**.** *Bulletin of Volcanology*, 2017; 79 (7) DOI: 10.1007/s00445-017-1134-8

Fytikas M., Kolios N. and Vougioukalakis G., 1990. *Post-Minoan Volcanic Activity of the Santorini Volcano: Volcanic hazard and risk, forecasting possibilities*, In: Hardy D.A. (Editor), Thera and the Aegean World III, 2, The Thera Foundation, London, pp. 183-198.

Geoffrey Werner-Allen, Jeff Johnson, Mario Ruiz, Jonathan Lees, and Matt Welsh 2004. Monitoring Volcanic Eruptions with a Wireless Sensor Network.

Hill D.P., 1977, A model for earthquake swarms, J. Geophys. Res. 82, 1347-1351.

Kristine M. Larson, Michael Poland and Asta Mikliu, 2010. Volcano monitoring using GPS: Developing data analysis strategies based on the June 2007 Kilauea Volcano intrusion and eruption, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 115, B07406,

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα ΑΠΘ

doi:10.1029/2009JB007022, 2010

Minakami T., 1960. Fundamental research for predicting volcanic eruptions. Part I, Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ. 38, p. 4, 497-544.

Mountrakis D. Geology of Greece. University Studio Press; 960-12-0139-4.

Müller, R.D., M. Sdrolias, C. Gaina, and W.R. Roest 2008. Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust, Geochem. Geophys. Geosyst., 9, Q04006,

Newman A.V., Stiros S., Feng L., Psimoulis P., Moschas F., Jiang Y., Papazachos C., Panagiotopoulos D., Karagianni E. and Vamvakaris D., 2012. *Recent Geodetic Unrest at Santorini Caldera Greece*, Geophys. Res. Lett., doi: 10.1029/2012GL051286.

Panagiotopoulos D.G., Papazachos C., Vougioukalakis G., Stiros S.C., Laopoulos TH. Fytikas M., Karagianni E., Vamvakaris D., Moschas F., Saltogianni V., Albanakis K., 2015. *Santorini Volcano: The intra-caldera unrest of the period of 2011 – 2012, as revealed by seismicity, temperature, sea-level, geochemical and GPS data*.

Papadopoulos G. A. and Pavlides S. B., 1992. *The large 1956 earthquake in the South Aegean: Macroseismic field configuration, faulting, and neotectonics of Amorgos Island*, Earth and Planetary Science Letters, 113,3:383-396.

Papazachos B.C. and Panagiotopoulos D.G., 1993. *Normal faults associated with volcanic activity and deep rupture zones in the southern Aegean volcanic arc*, Tectonophysics, 220: 301-308.

Papazachos, B.C., Dimitriadis, S.T., Panagiotopoulos, D.G., **Papazachos, C.B.** and Papadimitriou, E.E., Deep structure and active tectonics of the Southern Aegean volcanic arc, Developments in Volcanology: The South Aegean Volcanic Arc, 391pp., Elsevier, 47-64, 2005. Επίσης, παρουσιάστηκε στο South Aegean Active Volcanic Arc: Present Knowledge and Future Perspectives (SAAVA 2003) , Milos, 17-20 September 2003.

Roman D.C. and Cashman C.V. (2015). The origin of volcano-tectonic earthquake swarms, Geology 2006;34;457-460.

Rubin A.M., Gillard D., 1998. Dike-induced earthquakes: theoretical considerations, J. Geoph. Res. 103, 10017-10030.

Saltogianni V., Stiros S.C., Newman A.V., Flanagan K. and Moschas F., 2014. *Time-space modeling of the dynamics of Santorini volcano (Greece) during the 2011-2012 unrest*, JGR-Solid Earth, 119, 11:8517-8537.

Tassi F., Vaselli O., Papazachos C.B., Giannini L., Chiodini G., Vougioukalakis G.E., Karagianni E., Vamvakaris D. and

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Panagiotopoulos D., 2013. *Geochemical and isotopic changes in the fumarolic and submerged gas discharges during the 2011-2012 unrest at Santorini caldera (Greece),* Bull. of Volcanolgy, BUVO-D-12-00141R3.

Walker, G.P.L. Geol Rundsch (1973) 62: 431. https://doi.org/10.1007/BF01840108

Y. Moussallam, N. Peters, C. Ramírez, C. Oppenheimer, A. Aiuppa, and G. Giudice 2014. Characterisation of the magmatic signature in gas emissions from Turrialba Volcano, Costa Rica, Solid Eart, 5, 1341-1350, 2014.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης