

ΧΑΡΟΚΟΠΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ

Τμήμα Γεωγραφίας

**ΔΙΑΧΡΟΝΙΚΗ ΠΑΡΑΚΟΛΟΥΘΗΣΗ ΜΕ ΧΡΗΣΗ
ΣΥΜΒΟΛΟΜΕΤΡΙΑΣ SAR ΤΟΥ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΥ ΑΙΤΝΑ ΜΕ ΕΜΦΑΣΗ
ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ TRECASTAGNI**

Πτυχιακή εργασία της Σοφίας Μιτουλάκη

Αθήνα, Ιούλιος 2015

ΧΑΡΟΚΟΠΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ

Τμήμα Γεωγραφίας

**ΔΙΑΧΡΟΝΙΚΗ ΠΑΡΑΚΟΛΟΥΘΗΣΗ ΜΕ ΧΡΗΣΗ
ΣΥΜΒΟΛΟΜΕΤΡΙΑΣ SAR ΤΟΥ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΥ ΑΙΤΝΑ ΜΕ ΕΜΦΑΣΗ
ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ TRECASTAGNI**

Πτυχιακή εργασία της Σοφίας Μιτουλάκη
Επιβλέπον Ισαάκ Παρχαρίδης Αναπληρωτής Καθηγητής

Αθήνα, Ιούλιος 2015

Περιεχόμενα

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	4
Περίληψη	5
1. Εισαγωγή	6
2. Ηφαίστεια και Ηφαιστειότητα	7
2.1 Γενικά	7
2.2 Τύπο Ηφαιστείων και Κρατήρων	9
2.3 Προϊόντα και Αναβλήματα Ηφαιστείων	12
2.4 Τεκτονικές Πλάκες και Ηφαίστεια	14
2.5 Ηφαιστειότητα και ρήγματα	15
2.5.1 Ρήγματα	15
2.5.2 Η σχέση μεταξύ ρηγμάτων σεισμών και ηφαιστείων	18
3. Αίτνα	19
3.1 Τεκτονικό Υπόβαθρο της Αίτνας	19
3.2 Γεωλογική Ιστορία της Αίτνας και προέλευση της ηφαιστειακής δραστηριότητας	25
3.3 Σεισμοτεκτονική της Αίτνας	30
3.4 Ηφαιστειακή δραστηριότητα της Αίτνας	32
4. Συστήματα Εικονοληπτικών Ραντάρ	33
4.1 Συστήματα Ραντάρ Συνθετικού Ανοίγματος	33
4.1.1 Γενικά	33
4.1.2 Γεωμετρία λήψης των συστημάτων SAR	35
4.1.3 Χαρακτηριστικά SAR απεικονίσεων	40
4.1.4 Ο Δορυφόρος ENVISAT	41
5. Συμβολομετρία Ραντάρ	42
5.1 Γενικά	42
5.2 Βασικές αρχές Συμβολομετρίας Ραντάρ	43
5.3 Διαφορική Συμβολομετρία Ραντάρ	47
6. Προτεινόμενη Μεθοδολογία Επεξεργασίας	49
6.1 Δεδομένα	50
6.2 Επεξεργασία εικόνων Ρανταρ	53
7. Αποτελέσματα-Συζήτηση	60
8. Συμπεράσματα	66
9. Βιβλιογραφία	67

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διπλωματική εργασία αφορά στην εκπόνηση μελέτης στην ανατολική ολισθαίνουσα κλιτύ του ηφαιστείου της Αίτνας, με εστίαση στο ρήγμα Trecastagni, η οποία πραγματοποιήθηκε με χρήση μεθόδων ραντάρ. Η παρακολούθηση της παραμόρφωση του εδάφους είναι μία από τις βασικές παραμέτρους που πρέπει να εξετάζονται προκειμένου να αξιολογηθεί ο ηφαιστειακός κίνδυνος και για τον λόγο αυτό προσανατολίστηκα σε αυτό το θέμα. Στην επιλογή του συγκεκριμένου θέματος, καθώς επίσης και στην εκπόνηση της εργασίας, ήταν σημαντική η βοήθεια του επιβλέποντα καθηγητή Ισσαάκ Παρχαρίδη. Επιπλέον, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον καθηγητή Pierre Briole (ENS, Paris) για την ευκαιρία που μου έδωσε να επισκεφθώ την περιοχή μελέτης και τη συνεχή του βοήθεια, τον Δρ. Παναγιώτη Ηλία και τέλος το συνάδελφο Κωνσταντίνο Δερδελάκο, φοιτητή του τμήματος γεωγραφίας, για τις πολύτιμες συμβουλές του.

Καταλήγοντας, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Ευρωπαϊκό Οργανισμό Διαστήματος για την διάθεση των εικόνων Ραντάρ.

Περίληψη

Η παρούσα εργασία έχει σκοπό την μελέτη των ηφαιστειο-τεκτονικών διεργασιών της ολισθαίνουσας ανατολική κλιτύ του ηφαιστείου της Αίτνας και πιο συγκεκριμένα τη παρακολούθηση του συστήματος ρηγμάτων Mascalucia-Trecastragni, μία BBD-NNA τεκτονική δομή που διατρέχει την πυκνοκατοικημένη ανατολική πλαγιά του ηφαιστείου, έχοντας κατά νου ότι η παρακολούθηση της παραμόρφωσης του εδάφους είναι μία από τις βασικές παραμέτρους που πρέπει να εξετάζονται προκειμένου να αξιολογηθεί ο ηφαιστειακός κίνδυνος. Αξιοποιώντας απεικονίσεις του δορυφόρου ENVISAT, για την περίοδο 2003-2010, μία «υβριδική» μέθοδος χρησιμοποιήθηκε, η οποία συνδυάζει στοιχεία της συμβατικής συμβολομετρίας InSAR, της τεχνική σταθερών σκεδαστών PSI και της τεχνικής μικρού ανύσματος βάσης SBAS. Ακολουθώντας μία διαδικασία αποκλεισμού συμβολομετρικών ζευγών που πιθανότατα εμπεριείχαν την ατμοσφαιρική φάση, τα αποτελέσματα παρουσιάζουν σαφή τάση μετατόπισης κατά μήκος του ίχνους των ρηγμάτων με μέγιστο ρυθμό τα -0,4 εκατοστά ανά έτος στη διεύθυνση παρατήρησης (Line of Sight).

Abstract

The main purpose of this thesis is the study of the volcano-tectonic process and specifically the monitoring of the Mascalucia-Trecastragni Fault System, a NNW-SSE tectonic structure crossing the densely inhabited southern flank of the volcano, having in mind that ground deformation monitoring is one of the main parameters that should be considered in order to assess volcanic hazard. Exploiting the ENVISAT archives, from 2003 to 2010, a “hybrid” InSAR methodology which combines elements from conventional repeat-pass InSAR, PSI and SBAS techniques were implemented. Following a procedure to exclude interferometric pairs strongly affected by atmosphere, results show clear displacement pattern along the fault trace with a maximum rate of -0,4 cm/y along the satellite’s line-of-sigh

1.Εισαγωγή

Η παρούσα διπλωματική εργασία πραγματεύεται την παρατήρηση της εδαφικής παραμόρφωσης του ηφαιστείου Αίτνα με έμφαση στο ρήγμα Trecastagni, με χρήση δορυφορικών εικόνων Ραντάρ και συγκεκριμένα με την εφαρμογής μία «υβριδικής μεθόδου» της συμβολομετρίας που συνδυάζει τη συμβατική διαφορική συμβολομετρία SAR, προσεγγίσεις συμβολομετρίας μικρού ανύσματος βάσης και τη συμβολομετρία σταθερών σκεδαστών PSI (Wegmüller, 2009). Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν ήταν εικόνες ραντάρ του δορυφόρου ENVISAT, οι οποίες καλύπτουν τη χρονική περίοδο 2003-2010.

Σκοπός της μελέτης είναι η παρακολούθηση της παραμόρφωσης του εδάφους η οποία αποτελεί μία από τις βασικές παραμέτρους που πρέπει να εξετάζονται προκειμένου να αξιολογηθεί ο ηφαιστειακός κίνδυνος και ιδιαίτερα σε περιπτώσεις πυκνοκατοικημένων περιοχών όπως η περιοχή που διατρέχει το ρήγμα Trecastagni στη ΝΑ κλιτύ του ηφαιστείου της Αίτνας. Η περιοχή μελέτης εκτός από τον ηφαιστειακό κίνδυνο, διατρέχει κίνδυνο λόγω της παρουσίας του ενεργού ρήγματος Trecastagni με επιπτώσεις στο κτηριακό απόθεμα των οικισμών και στο οδικό δίκτυο. Η μελέτη της παραμόρφωσης του εδάφους μπορεί να συνεισφέρει στην αξιολόγηση του κινδύνου με σκοπό τη λήψη μέτρων μετριασμού των επιπτώσεων.

Για τη διαδικασία αυτή, χρησιμοποιήθηκαν τα λογισμικά GAMMA, με τη χρήση του οποίου παράχθηκαν οι χάρτες εδαφικής παραμόρφωσης, καθώς επίσης και το λογισμικό ArcGIS με σκοπό την τελειοποίηση των τελικών χαρτών.

2.Ηφαίστεια και Ηφαιστειότητα

2.1 Γενικά

Γνωρίζοντας την ύπαρξη μίας τεράστιας διαφοράς μεταξύ της θερμοκρασία του πυρήνα και του φλοιού, έχει επικρατήσει η άποψη ότι η διαφορά αυτή δημιουργεί ρεύματα μεταφοράς, καθώς ο ζεστός μανδύα ανεβαίνει, ψύχεται όταν πλησιάζει το φλοιό και μετά βυθίζεται ώστε να ζεσταθεί ξανά και να ανέβει προς το φλοιό ξανά. Υποστηρίζεται ότι αυτή η δυναμική απόκριση στη θερμότητα και στις διαφορές πίεσης έχει προκαλέσει το σπάσιμο του εύθραυστου φλοιού, δημιουργώντας το μωσαϊκό των πλακών του φλοιού (τεκτονικών πλακών) οι οποίες βρίσκονται στα ανώτερα σημεία των ρευμάτων μεταφοράς, κάνοντας το φλοιό στο ένα άκρο της πλάκας να συγκλίνει και στο άλλο να αποκλίνει (Fisher et al., 1997).

Το λιωμένο πέτρωμα που σχηματίζει το μάγμα δεν προέρχεται από τον πυρήνα της γης ή από βαθιά μέσα στον μανδύα, ούτε είναι απόδειξη των μόνιμων δεξαμενών λιωμένων πετρωμάτων εκεί. Το μάγμα σχετίζεται με το ανώτερο τμήμα του μανδύα ή του εσωτερικού του φλοιού κυρίως στα όρια των τεκτονικών πλακών. Όταν οι πλάκες κινούνται μαζί, το άκρο της μίας ωθείται κάτω από το όριο άκρο της άλλης σχηματίζοντας τις ζώνες καταβύθισης. Μία θεωρία είναι πως μέρος της υποβυθιζόμενης πλάκας θερμαίνεται τόσο πολύ που λιώνει και ανεβαίνει στο φλοιό για να εκραγεί ως ηφαίστειο.

Η ξαφνική ολίσθηση μεταξύ των τεκτονικών πλακών μπορεί να προκαλέσει σεισμούς. Ταυτόχρονα, μπορεί να προκαλέσει θερμότητα τριβής, επιπρόσθετη στις ήδη υψηλές θερμοκρασίες εντός της γης. Οι διαδικασίες αυτές συνδυάζονται για να λιώσει το στερεό υλικό για να σχηματιστούν οι τοπικές «τσέπες» μάγματος (magma pockets) όπως αναφέρουν οι Fisher et al. (1997), οι οποίες πλέοντας μέσα στον φλοιό σχηματίζουν δεξαμενές μάγματος ή αλλιώς θαλάμους μάγματος, οι οποίοι τροφοδοτούν τα ηφαίστεια. Κατά μήκος των περιθωρίων των πλακών, οι σεισμοί και τα ηφαίστεια έχουν κοινή αιτία και ως εκ τούτου, μία παρόμοια κατανομή στη Γη. Ενώ γνωρίζουμε κάποια γενικά στοιχεία για το σχηματισμό μάγματος και για την άνοδο τους στην επιφάνεια όσον αφορά την έκρηξη, συνεχίζουμε να μην γνωρίζουμε το ακριβή λόγο για τον οποίο ένα ηφαίστειο εκρήγνυται, σε συγκεκριμένο τόπο και σε συγκεκριμένο χρόνο.

Όπου οι πλάκες απομακρύνονται, ζεστό υλικό από τον μανδύα ανέρχεται σε μεγάλα τεμάχια προκαλώντας δημιουργία καινούργιου φλοιού. Οι περιοχές αυτές, εκτατικών ορίων, βρίσκονται μεταξύ των πλακών στους πυθμένες των μεγάλων ωκεανών –όπως για παράδειγμα κατά μήκος της ατλαντικής μεσοωκεάνιας ράχης –διαχωρίζοντας μεγάλα κομμάτια του φλοιού της Γης. Καθώς ο φλοιός είναι χωρισμένος και απομακρύνονται τα τεμάχια, το λιωμένο πέτρωμα ή η θερμότητα βρίσκουν εύκολη πρόσβαση στην επιφάνεια. Σε αυτό το σημείο αξίζει να αναφερθεί ότι το μεγαλύτερο ποσοστό ηφαιστειακής δραστηριότητας στον πλανήτη συμβαίνει στον πυθμένα των ωκεανών κατά μήκος των μεσοωκεάνιων ραχών.

Ωστόσο, δεν βρίσκονται όλα τα ηφαίστεια σε ζώνες καταβύθισης ή σε εκτατικά όρια πλακών. Ορισμένες περιοχές που χαρακτηρίζονται από ηφαιστειακή δραστηριότητα, όπως τα νησιά της Χαβάης, βρίσκονται στο κύριο σώμα των λιθοσφαιρικών πλακών μακριά από τα όρια τους. Τα ηφαίστεια αυτά βρίσκονται πάνω από τα λεγόμενα hot spots ή θερμές κηλίδες, τα οποία πιστεύεται ότι αποτελούν θερμικά λοφία (thermal plumes) που υψώνονται μέσα από τον μανδύα. Ορισμένα από αυτά έχουν υπάρξει εδώ και εκατομμύρια χρόνια περίπου στο ίδιο σημείο και ο φλοιός κινήθηκε πάνω τους (Plummer & McGear, 1996).

Θαμμένα κάτω από τεράστιες μάζες πετρωμάτων, όλα τα υλικά κάτω από την επιφάνεια της γης βρίσκονται υπό μεγάλη πίεση και είναι αυτή η πίεση που κρατά τα αέρια σε μορφή διαλύματος μέσα στο μάγμα. Μάγματα που έχουν χαμηλή περιεκτικότητα σε αέριο ή έχουν ιδιότητες που εμποδίζουν το αέριο να διαφύγει, θα ρέουν στην επιφάνεια της Γης ήσυχα ως ροές λάβας. Μάγματα που θα ανέλθουν γρήγορα στην επιφάνεια με άφθονα αέρια σε μορφή στο διάλυμα τους υπόκεινται σε μεγάλες μειώσεις της πίεσης που οδηγούν σε αύξηση της εκρηκτικότητας. Το μάγμα σχηματίζει μερικώς λειωμένα προς στερεά πυροκλαστικά υλικά (ηφαιστειακή τέφρα), αυτά τα σωματίδια μπορούν να μεταφερθούν με τα σύννεφα της έκρηξης για να φθάσουν μέχρι και στα 50 χιλιόμετρα στην ατμόσφαιρα (Fisher et al., 1997).

2.2 Τύποι Ηφαιστείων και Κρατήρων

Τα ηφαίστεια μπορούν να ταξινομηθούν σύμφωνα με τη φύση της δραστηριότητάς τους, δηλαδή ήρεμη ή εκρηκτική. Η ήρεμη δραστηριότητα περιλαμβάνει τη σχετικά ομαλή έκχυση ποσοτήτων λάβας, συνήθως βασαλτικής συστάσεως. Η εκρηκτική δραστηριότητα είναι συνδεδεμένη με την παραγωγή πυροκλαστικών υλικών που περιλαμβάνουν τέφρα, βόμβες και βολίδες.

Η απότομη απελευθέρωση πιέσεων περιορισμένων για μεγάλο χρονικό διάστημα, κατακερματίζει τα μαγματικά υλικά και εκσφενδονίζει τα τεμάχια σε μεγάλες αποστάσεις. Ένα ηφαίστειο συχνά εμφανίζει και εκρηκτική και ήρεμη φάση κατά τη διάρκεια της ιστορίας των εκρήξεων του και μπορεί να μεταβληθεί από ήρεμη σε εκρηκτική κατά τη διάρκεια μίας εκρήξεως.

Μία περισσότερο ακριβής μέθοδος ταξινομήσεως των ηφαιστείων βασίζεται στο σχήμα τους, το οποίο συνδέεται στενά με το είδος του εκρηξιγενούς υλικού που εξέρχεται από εκείνα. Με τη σειρά του αυτό, μπορεί να έχει σχέση με τον ήρεμο ή με τον εκρηκτικό τύπο δραστηριότητας που εμφανίζεται στο εκάστοτε ηφαίστειο (Δερμιτζάκης & Λέκκας, 2010).

Οι κατηγορίες των ηφαιστείων με βάση το σχήμα τους είναι:

(i) Ασπιδωτά ηφαίστεια – Shield Volcanoes

Τα ασπιδωτά ηφαίστεια, είναι ευρεία βουνά που θυμίζουν τρούλο με τη μέση τους επιφανειακή κλίση να μην ξεπερνά τις μερικές μοίρες. Κατά κάποιο τρόπο θυμίζουν πολεμικές ασπίδες πάνω στο έδαφος και έτσι παίρνουν και το όνομά τους. Τα ασπιδωτά ηφαίστεια τυπικά δημιουργούνται από εκρήξεις βασαλτικής λάβας, στην οποία η περιεκτικότητα σε ηφαιστειακή σκόνη και τέφρα είναι μικρή. Οι χαμηλού ιξώδους λάβες μπορούν να ρέουν για χιλιόμετρα στις χαμηλές κλίσεις και κρυώνοντας να στερεοποιούνται σε λεπτά στρώματα (με πάχος εκατοστών) σχεδόν ομοιόμορφου πάχους. Είναι η συσσώρευση λάβας από επαναλαμβανόμενες εκρήξεις λάβας χαμηλού ιξώδους που τελικά χτίζει ένα ασπιδωτό ηφαίστειο.

Κοντά στην κορυφή, η κλίση είναι ελάχιστη διότι το ιδιαίτερα ρευστό μάγμα ρέει γρήγορα προς τα κάτω ακόμα στις ήπιες κλίσεις, έτσι η λάβα συσσωρεύεται μόνο σε πολύ λεπτά στρώματα. Όσο πιο μακριά ρέει η λάβα από την πλαγιά, τόσο πιο ψυχρή και ιξώδεις γίνεται, έτσι οι κλίσεις πρέπει να είναι πιο έντονες για να συνεχιστεί η ροή της. Οι κλίσεις νέων, αναπτυσσόμενων ασπιδωτών ηφαιστειών, όπως το όρος Κιλαουέα στη Χαβάη, είναι συνήθως μικρότερες των 5° κοντά στην κορυφή και των 10° στις πλαγιές.

Τα άνω τμήματα πολλών μεγάλων ηφαιστειών αναδύονται ως νησιά από τον ωκεανό, συμπεριλαμβανομένων των νησιών της Χαβάης, την Ταϊτή, η Σαμόα, τα Γκαλαπάγκος και πολλά άλλα. Οι μικρές κλίσεις στα ασπιδωτά ηφαίστεια μπορεί να τα κάνουν να μοιάζουν αρκετά μικρότερα από το πραγματικό τους μέγεθος. Για παράδειγμα το βουνό Μαούνα Λόα, φτάνει το ύψος των 4169m από τη μέση θαλάσσια στάθμη, αλλά μετρούμενο από το βυθό της θάλασσας το ύψος τους είναι 10.000m, δηλαδή το υψηλότερο βουνό στη Γη (Skinner et al., 2004).

(ii) Στρωματοηφαίστεια ηφαίστεια – Stratovolcanoes

Οι ανδευτικές λάβες έχουν μεγάλο ιξώδες και για τον λόγο αυτό αντιστέκονται στην ροή. Τα ηφαίστεια ανδευτικής σύστασης τυπικά έχουν απότομες κλίσεις και συνήθως η λάβα δεν ρέει για μεγάλες αποστάσεις από τον ηφαιστειακό πόρο. Όταν το ηφαίστριο εκρήγνυται, ηφαιστειακή τέφρα πέφτει στην περιοχή γύρω από τον κρατήρα και συμβάλει στη δόμηση το ηφαιστειακού κώνου. Οι ηφαιστειακές βόμβες συμπεριλαμβάνονται επίσης στην τέφρα, αυτές οι στερεοποιημένες μάζες μπορούν να φτάσουν το μέγεθος μεγάλων ογκολίθων και πέφτουν κοντά στον κρατήρα. Αυτά τα ρεύματα ανδευτικής λάβας και οι πτώσεις τέφρας σχηματίζουν ένα σύνθετο ηφαίστριο (stratovolcano). Αυτός ο ψηλός, απότομων κλίσεων κώνος συνήθως γίνεται πιο στενός προς τον κορυφή, όπου βρίσκεται ένα μεγάλο μεγέθους κοίλωμα – ο κρατήρας. Ο κρατήρας αποτελεί τον κύριο ηφαιστειακό πόρο του ηφαιστείου. Η ανδευτική λάβα περιέχει μεγάλη ποσότητα αερίων υπο υψηλή πίεση. Σαν αποτέλεσμα, οι λάβες αυτές είναι σε θέση να προκαλέσουν μεγάλης εκρηκτικότητας ηφαιστειακές εκρήξεις. Πολύ λεπτόκοκκη σκόνη από τέτοιες εκρήξεις ανεβαίνει μέχρι την τροπόσφαιρα και την στρατόσφαιρα, ταξιδεύοντας εκατοντάδες ή χιλιάδες χιλιόμετρα μέχρι να φτάσει την Γήινη επιφάνεια.

Υψηλά, κωνικά σύνθετα ηφαίστεια (stratovolcanoes) είναι γνωστά για την φυσική τους ομορφιά. Η ονομασία σύνθετα ηφαίστεια που στην αγγλική βιβλιογραφία αναφέρετε και ως "composite volcanoes" προκύπτει από το γεγονός ότι αποτελούν σύνθεση στρωμάτων λάβας και ηφαιστειακής σκόνης.

Μία ακόμη σημαντική εκπομπή των εκρηκτικών σύνθετων ηφαιστείων είναι ένα καυτό λευκό σύννεφο αερίων και ηφαιστειακής σκόνης ή αλλιώς "λαμπερή χιονοστιβάδα (glowing avalanche)", η οποία ταξιδεύει γρήγορα προς τα κάτω της πλαγιάς του ηφαιστειακού κώνου, καίγοντας τα πάντα στο πέρασμά της (Strahler & Strahler, 2006).

(iii) Κώνοι τέφρας

Όταν αέρια συνεχώς διαφεύγουν από το μάγμα που είναι εκτεθειμένο στην επιφάνεια ενός ηφαιστειακού κρατήρα, συχνά μπορούν να προκαλέσουν μία ήπια βροχή πυροκλαστικών θραυσμάτων, η πλειοψηφία των οποίων βρίσκεται σε κλίμακα τέφρας, με διάρκεια αρκετών ημερών. Καθώς τα υλικά αυτά φτάνουν στο έδαφος χτίζουν ένα κώνο τέφρας γύρω από τον κρατήρα. Οι κλίσεις του κώνου τέφρας είναι απότομες, συνήθως κοντά στις 30°, διότι τα χαλαρά, χοντρά τεμάχια πυροκλαστικών θραυσμάτων είναι ασταθή σε πιο απότομες κλίσεις (Strahler & Strahler, 2006).

(iv) Καλδέρες

Ένα από τα πιο καταστροφικά φυσικά φαινόμενα, είναι μία ηφαιστειακή έκρηξη τόσο ισχυρή, που να καταστρέφει ολόκληρο το κεντρικό τμήμα του ηφαιστείου. Τεράστιες ποσότητες στάχτης και σκόνης εκπέμπονται και γεμίζουν την ατμόσφαιρα για πολλές εκατοντάδες τετραγωνικά χιλιόμετρα γύρω από το ηφαίστειο. Μόνο μία μεγάλη κεντρική καταβύθιση, με το όνομα καλδέρα, μένει μετά την έκρηξη. Η καλδέρα είναι μία σχεδόν κυκλική λεκάνη, με διάμετρο ενός χιλιομέτρου ή μεγαλύτερη και με απότομες κλίσεις. Αν και μερικά από τα άνω τμήματα του ηφαιστείου διοχετεύονται προς τα έξω με μορφή θραυσμάτων, τα περισσότερα από αυτά εγκαθίστανται μέσα στην κοιλότητα που σχηματίζεται από την έκρηξη, κάτω από το προηγούμενο ηφαίστειο. Ο όρος καλδέρα

προέρχεται από την αντίστοιχη ισπανική λέξη που σημαίνει καζάνι (Strahler & Strahler, 2006).

2.3 Προϊόντα και Αναβλήματα Ηφαιστειών

Τα προϊόντα και αναβλήματα των ηφαιστειών διακρίνονται σε στερεά, υγρά και αέρια. Η ποιότητα των αναβλημάτων αυτών είναι διαφορετική από ηφαίστειο σε ηφαίστειο και από έκρηξη και έκρηξη. Έτσι πιο κάτω αναφέρονται κατά τον Δερμιτζάκη και Λέκκα (2010) τα σπουδαιότερα από αυτά.

(i) Στερεά αναβλήματα

Πρόκειται για υλικά σε στερεή κατάσταση που αποσπώνται λόγω των βίαιων εκρήξεων από τον κρατήρα του ηφαιστείου. Εάν τα υλικά αυτά είναι τεμάχια πετρωμάτων ανήκουν στα περιβάλλοντα του κρατήρα. Τα περισσότερα όμως είναι τεμάχια λάβας που εξέρχονται από τον ηφαιστειακό πόρο. Τα τεμάχια αυτά είτε είναι σε ημιστερεή κατάσταση, είτε είναι στερεά και προέρχονται από παλαιά λάβα που στερεοποιήθηκε μέσα στον κρατήρα. Τα στερεά αναβλήματα μπορεί να είναι οι βολίδες ή βόμβες, τα λιθάρια, η κίσσηρη ή ελαφρόπετρα, η ηφαιστειακή άμμος, η ηφαιστειακή τέφρα, οι ηφαιστειακοί τόφοι και οι τοφφίτες.

(ii) Ρευστά αναβλήματα

Τα ρευστά αναβλήματα των ηφαιστειών είναι το νερό και η λάβα που σε ρευστή και διάπυρη κατάσταση εγκλείει διάφορα αέρια και υδρατμούς. Το νερό σε υψηλές θερμοκρασίες σαν αυτές δεν βρίσκεται σε ρευστή κατάσταση αλλά έχει τη μορφή υδρατμών, που ανέρχονται στην ατμόσφαιρα, υδροποιούνται και πέφτουν σαν βροχή. Είναι συνηθισμένο γεγονός μετά από ηφαιστειακές εκρήξεις να ακολουθούν καταρρακτώδης βροχές. Μία άλλη περίπτωση παρουσίας μεγάλων ποσοτήτων νερού, χωρίς να σχετίζονται τα ρευστά αναβλήματα είναι εκείνη της λάβας που καθώς εξέρχεται από τον κρατήρα και προκαλεί την τήξη του χιονιού που καλύπτει τις κορυφές των πολύ υψηλών ηφαιστειών. Σε πολλές τέτοιες περιπτώσεις δημιουργήθηκαν πλημμύρες με καταστροφικά αποτελέσματα. Από τα ρευστά αναβλήματα των ηφαιστειών το κυριότερο

είναι η λάβα που αποτελεί μια τετηγμένη και διάπυρη μάζα που εμπεριέχει διάφορα αέρια και υδρατμούς. Ως προς τη σύσταση, η λάβα είναι βασαλτική, ανδεσιτική ή ρυολιθική, αλλά οι βασαλτικές ροές είναι οι πιο συνήθεις. Οι βασαλτικές λάβες είναι γνωστές για το μικρό τους ιξώδες και μπορεί να εξαπλώνεται σε μεγάλες αποστάσεις από τους κρατήρες γι' αυτό και σχηματίζουν ηφαίστεια με ένα χαμηλό και πλατύ ανάγλυφο. Η ρυολιθική λάβα είναι πολύ περισσότερο ιξώδης. Εξ αιτίας αυτού του υψηλού ιξώδους δεν εξαπλώνεται πολύ από τον κρατήρα του ηφαιστείου και είναι πιο περιορισμένη σε επιφανειακή εξάπλωση.

(iii) Αέρια αναβλήματα

Τα αέρια αναβλήματα των ηφαιστειών είναι η δυναμική έκφραση των εκρήξεων, διότι συμπαρασύρουν κατά τη βίαιη ανέξοδο τους τα στερεά και ρευστά υλικά και τα εκσφενδονίζουν στον αέρα. Από τα αέρια αναβλήματα τα πλέον σημαντικά είναι οι υδρατμοί που εκτινάσσονται σε μεγάλες ποσότητες κατά τις εκρήξεις. Εκτός από τους υδρατμούς σε ορισμένες περιπτώσεις διαπιστώθηκε η παρουσία υδρογόνου και σπανίως οξυγόνου, ενώ είναι συχνή η παρουσία μονοξειδίου και διοξειδίου του άνθρακα, του διοξειδίου του θείου και του υδρόθειου. Μερικά από τα αέρια αυτά αναφλέγονται κατά την έξοδό τους και σχηματίζουν φλόγες. Κατά τη βίαιη εκτίναξή τους τα αέρια ανέρχονται σε σημαντικό ύψος στην ατμόσφαιρα και συμπαρασύρουν και στερεά αναβλήματα, όπως είναι ηφαιστειακή άμμος και ηφαιστειακή σποδός. Έτσι τα νέφη που δημιουργούνται είναι πλήρη από τα υλικά αυτά. Ένα ιδιαίτερο είδος νεφών είναι τα φλεγόμενα νέφη. Πρόκειται για μίγμα αερίων, με υψηλή θερμοκρασία άνω των 1000° C, σποδού, άμμου και διάπυρης λάβας. Τα φλεγόμενα νέφη καταπίπτουν με μεγάλη ταχύτητα από την κορυφή στις παρυφές του ηφαιστείου και καταστρέφουν ότι συναντήσουν.

2.4 Τεκτονικές Πλάκες και Ηφαίστεια

Η κατανομή των ενεργών ηφαιστειών στον πλανήτη επηρεάζεται σημαντικά από τις λιθοσφαιρικές πλάκες και πιο συγκεκριμένα από τα όρια των πλακών. Το μεγαλύτερο ποσοστό ηφαιστειότητας στον πλανήτη συμβαίνει κάτω από τη στάθμη τη θάλασσας, κατά μήκος των 64.000 km μεσοωκεάνιων ραχών. Εκεί, χωρίς να μπορεί να το αντιληφθεί το ανθρώπινο μάτι, βασαλτική ηφαιστειότητα δημιουργεί συνεχώς καινούργιο ωκεάνιο φλοιό κατά μήκος των ορίων των απομακρυνόμενων πλακών. Οι εκρήξεις είναι κυρίως φλεβικές και τόσο μικρού όγκου που τις καθιστά μη ανιχνεύσιμες. Αν οι εκρήξεις ήταν μεγαλύτερα θα μπορούσαν να καταγραφούν σε σειсмоγράφους ή άλλες συσκευές.

Στον ηπειρωτικό φλοιό, όπου μπορούμε να παρατηρήσουμε την ηφαιστειότητα εν δράση, το 15% των ενεργών ηφαιστειών βρίσκεται σε περιοχές απομακρύνσεις πλακών. Για παράδειγμα, κατά μήκος της Μεσο-Ατλαντικής ράχης, υπάρχουν ηφαίστεια στην Ισλανδία, στις Αζόρες και στην τεκτονικής τάφρο της Ανατολικής Αφρικής.

Τα περισσότερα ορατά και ενεργά ηφαίστεια στον κόσμο βρίσκονται εκεί που δύο πλάκες συγκρούονται και η μία βυθίζεται κάτω από την άλλη. Τότε, το νερό που απελευθερώνετε από την υποβυθιζόμενη πλάκα, οδηγεί στην δημιουργία ανδεσιτικού μάγματος από την υγρή μερική τήξη του μανδύα. Το μάζα ανεβαίνει και σχηματίζει μεγάλα σύνθετα ηφαίστεια (stratovolcanoes). Ο Ειρηνικός ωκεανός περιβάλετε σε τρεις πλευρές από υποβυθιζόμενα όρια πλακών. Ως αποτέλεσμα, μεγάλο δαχτυλίδι από ηφαίστεια περιτριγυρίζει τον ωκεανό – το γνωστό δαχτυλίδι της φωτιάς.

Το 5% των ενεργών ηφαιστειών βρίσκονται στο εσωτερικό των πλακών. Τα ηφαίστεια της Χαβάης αποτελούν ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα. Τα ενδοπλακικά (intraplate) αυτά ηφαίστεια, πιστεύεται ότι δημιουργούνται από μεταφερόμενες μάζες καυτού πετρώματος από τον μανδύα που ανέρχονται από βαθιά στη Γη και υπόκεινται σε τήξη αποσυμπίεσης βαθιά μέσα στην ασθενόσφαιρα. Το προκύπτον μάγμα είναι βασαλτικό (Skinner et. al, 2004).

Για να κατανοηθεί ο τρόπος λειτουργίας ενός ηφαιστείου σε μία συγκεκριμένη περιοχή, είναι απαραίτητο να κατανοήσουμε την αλληλεπίδραση μεταξύ τεκτονικής, των διαδικασιών παραμόρφωσης και της μεταφοράς μάγματος στη λιθόσφαιρα (Petford et al.,

2000). Τα δίκτυα θραύσης ρηγμάτων (fault-fracture networks) που η παραμόρφωση προκάλεσε θεωρούνται ως αποτελεσματικές δίοδοι, μέσω των οποίων το μάγμα μεταφέρεται, αποθηκεύεται και τελικά ξεσπά στην επιφάνεια της Γης (Petford et al., 2000). Στα ενεργά ηφαίστεια, το μάγμα ανεβαίνει προς την επιφάνεια και μπορεί να μείνει στάσιμο σε διαφορετικά επίπεδα στη λιθόσφαιρα, η οποία δίνει στο σώμα του μάγματος διαφορετικό σχήμα και μέγεθος (Marsh, 2000). Σχεδόν όλες οι ηφαιστειακές εκρήξεις τροφοδοτούνται από μάγμα, μέσω φλεβών (dykes) και κεκλιμένων επιφανειών (inclined sheets), των οποίων η εκκίνηση και σταδιακή διάδοση στην επιφάνεια ή εναλλακτικά η σύλληψη σε κάποιο βάθος μέσα στο ηφαίστειο, εξαρτάται από την κατάσταση (stress state) που βρίσκεται το ηφαίστειο (Gudmundsson, 2006). Στην επιφάνεια των ενεργών ηφαιστειακών δομημάτων, η πλειοψηφία των εκρηκτικών φλεβών (fissures) έχουν έναν ακτινωτό σχηματισμό ενώ οι εφαπτόμενες ή πλάγιες σχισμές είναι σπάνιες. Ωστόσο, σε πολλές διαβρωμένες ηφαιστειακές δομές, οι φλέβες (dykes) και οι εκρηκτικές σχισμές που τροφοδοτούνται από τα αναχώματα, συνήθως έχουν πιο πολύπλοκα σχήματα, που προκύπτουν από τις περιφερειακές εντάσεις, τις μαγματικές δεξαμενές και τις ανισοτροπίες ή παραλλαγές στην τοπογραφία (Acocella et al., 2009).

2.5 Ηφαιστειότητα και ρήγματα

2.5.1 Ρήγματα

Ρήγμα είναι η διακοπή της συνέχειας μίας ομάδας πετρωμάτων κατά μήκος της οποίας πραγματοποιήθηκε μετακίνηση. Η μετατόπιση μπορεί να είναι μόνο ένα εκατοστό ή εκατοντάδες χιλιόμετρα. Για του γεωλόγους, ενεργό θεωρείται ένα ρήγμα του οποίου, κατά μήκος συνέβη μετατόπιση, κατά τη διάρκεια των τελευταίων 10.000 ετών. Ωστόσο, τα περισσότερα ρήγματα δεν είναι ενεργά.

Η φύση της κίνησης που είχε ένα ρήγμα μπορεί συνήθως να διακριθεί εκεί που το ρήγμα εμφανίζεται στην επιφάνεια της γης. Οι γεωλόγοι αναζητούν στρώματα που έχουν μετατοπιστεί ή άλλα χαρακτηριστικά του πετρώματος που μπορεί να δείχνουν το μέγεθος της μετατόπισης που συνέβη και την σχετική κατεύθυνση της κίνησης. Σε ορισμένα ρήγματα η επαφή μεταξύ των δύο μετατοπισμένων πλευρών είναι μία ρωγμή. Σε άλλες

περιπτώσεις το πέτρωμα έχει σπάσει ή γειωθεί σε μία μάζας κονιοποιημένων ή θραυσμένων υλικών μεταξύ των εκτοπισμένων πλευρών.

Οι γεωλόγοι περιγράφουν την κίνηση των ρηγμάτων όσον αφορά την κατεύθυνση της ολίσθησης σε: ρήγματα ολίσθησης κατά κλίση (dip-slip faults) τα οποία με τη σειρά τους χωρίζονται σε κανονικά και ανάστροφα, ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης (strike-slip faults) και τέλος σε ρήγματα πλάγιας ολίσθησης (oblique-slip faults). Ένα ρήγμα ολίσθησης κατά κλίση είναι παράλληλο στη βύθιση της επιφάνειας του ρήγματος. Ένα ρήγμα οριζόντιας ολίσθησης έχει οριζόντια κίνηση παράλληλη με την διάτμηση την επιφάνειας του ρήγματος. Ένα ρήγμα πλάγιας ολίσθησης έχει τόσο οριζόντια όσο και κατά κλίση κίνηση.

Οι γεωλόγοι περιγράφουν την κίνηση των ρηγμάτων όσον αφορά την κατεύθυνση της ολίσθησης σε: ρήγματα ολίσθησης κατά κλίση (dip-slip faults) τα οποία με τη σειρά τους χωρίζονται σε κανονικά και ανάστροφα, ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης (strike-slip faults) και τέλος σε ρήγματα πλάγιας ολίσθησης (oblique-slip faults). Ένα ρήγμα ολίσθησης κατά κλίση είναι παράλληλο στη βύθιση της επιφάνειας του ρήγματος. Ένα ρήγμα οριζόντιας ολίσθησης έχει οριζόντια κίνηση παράλληλη με την διάτμηση την επιφάνειας του ρήγματος. Ένα ρήγμα πλάγιας ολίσθησης έχει τόσο οριζόντια όσο και κατά κλίση κίνηση.

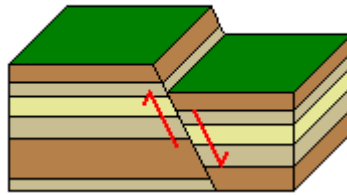
(i) Ρήγματα ολίσθησης κατά κλίση (Dip-slip faults)

Τα κανονικά και ανάστροφα ρήγματα είναι οι πιο κοινοί τύποι ρηγμάτων ολίσθησης κατά κλίση και διακρίνονται μεταξύ τους με βάση τη σχετική κίνηση του υποκείμενου ρηξιτεμάχους (footwall block) και του υπερκείμενου ρηξιτεμάχους (hanging-wall block). Υπερκείμενο ρηξιτέμαχος είναι αυτό που βρίσκεται προς τη φορά κλίσης του ρήγματος ενώ υποκείμενο ρηξιτέμαχος είναι αυτό που βρίσκεται αντίθετα από τη φορά κλίσης του ρήγματος.

Σε ένα κανονικό ρήγμα (normal fault) το υπερκείμενο τέμαχος έχει μετακινηθεί προς τα κάτω σε σχέση με το υποκείμενο τέμαχος, στην πραγματικότητα όμως δεν ξέρουμε πιο από τα δύο έχει μετακινηθεί έτσι συνήθως η τομή παρουσιάζεται με ένα ζεύγος βελών. Ένα κανονικό ρήγμα προκαλείται από κάθετες συμπιεστικές δυνάμεις ή από οριζόντιες δυνάμεις εφελκυσμού. Μερικές φορές ένα τέμαχος που οριοθετείται από κανονικά ρήγματα θα κινηθεί προς τα κάτω δημιουργώντας ένα βύθισμα (graben). Οι τάφροι είναι

βυθίσματα που σχετίζονται με αποκλίνοντα όρια πλακών, είτε κατά μήκος μίας μεσωκεάνιας ράχης ή στις ηπείρους. Αν ένα τέμαχος που οριοθετείται από κανονικά

A normal fault

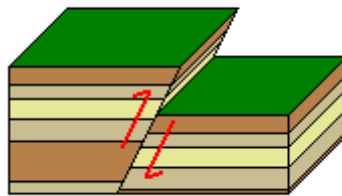


ρήγματα ανυψωθεί αρκετά τότε αποτελεί μία οροσειρά από ρηξιτεμάχη αποκαλούμενη και ως ύβωμα (horst).

Πηγή: https://en.wikibooks.org/wiki/Historical_Geology/Faults

Στα ανάστροφα ρήγματα (reverse faults) το υπερκείμενο τέμαχος ανεβαίνει προς τα πάνω σε σχέση με το υποκείμενο. Πιθανή αιτία ενός ανάστροφου ρήγματος είναι οι οριζόντιες συμπιεστικές δυνάμεις.

A reverse fault

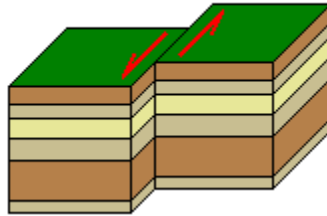


Πηγή: https://en.wikibooks.org/wiki/Historical_Geology/Faults

(ii) Ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης (Strike-slip faults)

Η μετατόπιση των ρηγμάτων οριζόντιας ολίσθησης μπορεί να γίνει είτε προς τα δεξιά είτε προς τα αριστερά και μπορεί να καθοριστεί εξετάζοντας κατά μήκος το ρήγμα. Δεν μπορούμε ούτε σε αυτή την περίπτωση να πούμε πράγματι ποιο τέμαχος μετακινήθηκε. Τα ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης σχετίζονται με τη διάτμηση.

A strike-slip fault

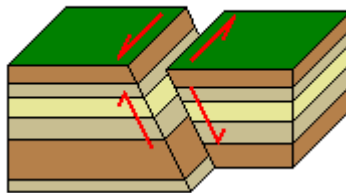


Πηγή: https://en.wikibooks.org/wiki/Historical_Geology/Faults

(iii) Ρήγματα πλάγιας ολίσθησης (Oblique-slip faults)

Στα ρήγματα αυτά υπάρχει οριζόντια και κατακόρυφη μετατόπιση ενώ οι άξονες των τάσεων δεν είναι ούτε οριζόντιοι ούτε κατακόρυφοι (Plummer & McGeary, 1996).

An oblique fault



Πηγή: https://en.wikibooks.org/wiki/Historical_Geology/Faults

2.5.2 Η σχέση μεταξύ ρηγμάτων, σεισμών και ηφαιστείων

Σε όλες τις περιοχές που γνωρίζουμε, η σχέση των ρηγμάτων με τους σεισμούς και τα ηφαίστεια είναι φανερή.

Οι περιοχές εντός των ορογενετικών ζωνών με πεδία ρηγμάτων είναι πιο σεισμικές, όπως για παράδειγμα συμβαίνει στο πεδίο των ρηγμάτων της Μεσογείου. Η σεισμική δραστηριότητα μέσα στις ηπειρωτικές και ωκεάνιες περιοχές, που βρίσκονται μακριά από πεδία ρηγμάτων, είναι πολύ μικρή. Στις μεσοωκεάνιες ράχες, που υπάρχουν ρήγματα μετασχηματισμού, η σεισμικότητα είναι ενδιάμεση.

Η ηφαιστειότητα συνδέεται κανονικότερα με τα πεδία των ρηγμάτων, όποια και να είναι η θέση τους μέσα ή έξω από μία ορογενετική ζώνη. Η Μεσόγειος, η Περιφερική περιοχή καθώς επίσης οι Μεσοωκεάνιες ράχες και η Ανατολική Αφρική, είναι οι μεγαλύτερες ηφαιστειακές ζώνες του κόσμου.

Υπάρχουν όμως και υποθαλάσσια βουνά (Guyots), που έχουν σχηματιστεί από υποθαλάσσια ηφαίστεια και τίποτε δε δείχνει τις σχέσεις τους με τα ρήγματα. Πάντως είναι γεγονός ότι αυτά κάθονται κατευθείαν πάνω στον ωκεάνιο φλοιό. Αυτό συμβαίνει, γιατί τα άλματα των κανονικών ρηγμάτων, τα οποία δημιουργούν μια αύξηση του χώρου, λεπταίνουν τον ηπειρωτικό φλοιό ή τον εξαφανίζουν. Και στις δύο περιπτώσεις έχουμε βασαλτικές εκχύσεις. Αντίθετα στις ορογενετικές περιόδους, που συνοδεύονται από τάσεις θλίψεως (σμίκρυνση χώρου), έχουμε ηφαίστεια τραχειανδεσιτικού τύπου (Δερμιτζάκης και Λέκκας, 2011).

3. Αίτνα

3.1 Τεκτονικό Υπόβαθρο της Αίτνας

Η Αίτνα είναι ένα από τα πιο ενεργά ηφαίστεια στον κόσμο, που βρίσκεται στην πυκνοκατοικημένη ανατολική ακτή της Σικελίας. Χαρακτηρίζεται από τη σχεδόν συνεχή εκρηκτική δραστηριότητα των κρατήρων της κορυφής της και από συχνές φλεβικές εκρήξεις στις πλαγιές της. Το βουνό Αίτνα είναι ένα σύνθετο, βασαλτικό ηφαίστειο του τεταρτογενούς, που βρίσκεται σε μία περιοχή σύνθετης γεωδυναμικής, όπου μεγάλα διαρθρωτικά όρια διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στις δυναμικές διεργασίες του ηφαιστείου. Καλύπτει μία έκταση περίπου 1.250 τετραγωνικών χιλιομέτρων με διάμετρο 140 χιλιομέτρων και φτάνει στο μέγιστο υψόμετρο τον 3330 m. Στην κορυφή του ηφαιστείου βρίσκονται τέσσερις ενεργοί κρατήρες, ο Voragine, ο Bocca Nuova, ο Νοτιοανατολικός Κρατήρας και ο Βορειοανατολικός κρατήρας.

Βρίσκεται στη σύνδεση μπροστά από την οροσειρά των Απέννινων και στις ΒΒΔ-ΝΝΑ ρηγματικές πτυχές της τάφρου της Μάλτας, πάνω σε αργιλώδη-αμμώδη ιζήματα Πλειόκαινου-Πλειστόκαινου. Η τάφρος της Μάλτας είναι ένα περιφερειακό τεκτονικό χαρακτηριστικό που ελέγχει το νοτιοανατολικό άκρο της σικελικής υφαλοκρηπίδας,

σηματοδοτώντας το όριο της με την λεκάνη του Ιονίου στα ανατολικά. Η τάφρος τέμνει την ακτή της Σικελίας στα ανατολικά της Αίτνας, προκαλώντας αρκετά ενεργά ρήγματα όπως το σύστημα ρηγμάτων Timpe (Barreca et al., 2013).

Στην επιφάνεια του ηφαιστείου μπορούν να αναγνωριστούν πολλά φλεβικά συστήματα και συστήματα ρηγμάτων. Τα πιο σημαντικά τεκτονικά χαρακτηριστικά του ηφαιστείου είναι εμφανή στην ανατολική και νοτιοανατολική πλευρά του, όπου υπάρχουν σαφέστερα μορφολογικά στοιχεία των υπαρχόντων ρηγμάτων. Εκεί, σεισμογενή ρήγματα μπορεί να σχετίζονται με την BBA-NNA τάφρο της Μάλτας η οποία αποτελεί την κύρια λιθοσφαιρική δομή στην ανατολική Σικελία. Άλλα σεισμογενή ρήγματα, αν και δεν είναι εμφανή στην επιφάνεια, μπορεί να συνδέονται με BA-NΔ, ABA-ΔNΔ συστήματα ρηγμάτων που ελέγχουν την τεκτονική εξέλιξη του βόρειου περιθωρίου του οροπεδίου των Ιβλίων (Torelli et al., 1998). Η ανατολική πλευρά του ηφαιστείου χαρακτηρίζεται συχνά από χαμηλού εστιακού βάθους σεισμούς (<7km) και από ερπυσμό κατά μήκος μερικών ρηγμάτων. Αντίθετα, η δυτική πλευρά του όρους Αίτνα, χαρακτηρίζεται συνήθως από σεισμικότητα μεγαλύτερου εστιακού βάθους (>5km) και θεωρείται ο πιο σταθερός τομέας του ηφαιστείου. Στη δυτική πλευρά, δεν υπάρχουν παρά ελάχιστα μορφολογικά στοιχεία ρηγμάτων, όπως ορισμένα μικρά τμήματα ρηγμάτων που παρατηρούνται στην νοτιοδυτική κλιτύ (ρήγμα Ragalna). Ωστόσο, πρέπει να σημειωθεί ότι τα ρήγματα με μορφολογικές εκφάνσεις μπορεί να αντιπροσωπεύουν μόνο ένα μέρος των τεκτονικών δομών που παρουσιάζει η Αιτνεακή περιοχή τα οποία μπορεί να έχουν καλυφθεί από ηφαιστειακά προϊόντα (Azzaro, 1999). Ακολουθεί σύντομη ανάλυση όλων των κύριων τεκτονικών αυτών μορφών που βρίσκονται στο ηφαίστειο -και όχι μόνο του υπό εξέταση συστήματος ρηγμάτων Mascalucia-Trecastragni -αφού θεωρήθηκε ότι οι τεκτονικές μορφές αποτελούν ολότητα για το σύνολο του τεκτονικού υποβάθρου του ηφαιστείου και δεν θα πρέπει να μελετούνται ανεξάρτητα μεταξύ τους, τουλάχιστον σε αρχικό στάδιο.

Μερικές από τις κύριες τεκτονικές μορφές είναι:

(i) Το σύστημα ρηγμάτων Mascalucia-Trecastragni (MTFS).

Το σύστημα αυτό είναι μία ασυνέχεια που αναπτύσσεται στην νότια κλιτύ του όρους Αίτνα μεταξύ των οικισμών Trecastragni και San Giovanni la Punta και είναι το κύριο σύστημα που μελετά η παρούσα εργασία. Είναι μία ενεργός δομή με διεύθυνση BBA-NNA, στην

πυκνοκατοικημένη νότια κλιτύ της Αίτνας, η οποία χαρακτηρίζεται από εμφανή μορφολογικά σπασίματα και κινήσεις κανονικού και δεξιού-πλευρικού τύπου που επηρεάζουν άμεσα δρόμους και κτήρια (Bonforte et al., 2013b), εξαιτίας των σεισμών μικρού εστιακού βάθους και του ερπυσμού (Bonforte et al., 2012). Το σύστημα παίζει σημαντικό ρόλο στην αστάθεια που επηρεάζει την νοτιοανατολική κλιτύ της Αίτνας και συνορεύει με την βόρεια ολισθαίνουσα κλιτύ του ηφαιστείου. Το ρήγμα επηρεάζεται από συνεχείς δυνάμεις με περιοδικές επιταχύνσεις που συνοδεύονται από μικρού εστιακού βάθους σεισμικότητα με τυπικά εστιακά βάθη 1-2 km (Bonforte et al., 2013b). Οι Rust και Neri (1996), αναφέρουν ότι το σύστημα ρηγμάτων Trecastagni-Mascalucia είναι πιθανόν να προήλθε από διαφορετικές μετακινήσεις εντός του τομέα κατάρρευσης του ηφαιστείου.

(ii) Το σύστημα ρηγμάτων Timpe (TFS)

Τα κανονικά αυτά ρήγματα που ανήκουν σε αυτό το σύστημα βυθίζονται μέσα στο Ιόνιο Πέλαγος και αποτελούν το πιο σημαντικό δομικό χαρακτηριστικό του ηφαιστείου. Εκτοπίζουν ένα μεγάλο μέρος της ανατολικής πλευράς σε μία ζώνη 20 km σε μήκος και 5km εκτατικών δομών με Β προς ΒΔ διεύθυνση. Το ρήγμα Acireale στα νότια και το ρήγμα Moscarello στα βόρεια, αποτελούν τα κύρια στοιχεία του συστήματος ρηγμάτων Timpe. Το ρήγμα Alfio αποτελεί το βορειότερο άκρο του συστήματος. Το σύστημα αυτό συνδέετε με μικρού εστιακού βάθους σεισμούς (<7km) και με την εμφάνιση σεισμών με μεγέθους ~4,5 της κλίμακας Richter (Azzaro et al., 2000).

(iii) Το σύστημα ρηγμάτων Pernicana (PF).

Το σύστημα αυτό αποτελεί την πιο ενεργή τεκτονική δομή της όρους Αίτνα (Alparone et al., 2013). Η σεισμικότητα της περιοχής θεωρείται αντιπροσωπευτική του καθεστώτος της ασταθούς ανατολικής κλιτύς του ηφαιστείου (Currenti et al., 2012). Το σύστημα ρηγμάτων Pernicana έχει μία σύνθετη τεκτονική δομή με διεύθυνση Α-Δ, η οποία συνορεύει με τη βόρεια ολισθαίνουσα πλαγιά (Barreca et al., 2013). Αυτό το σύστημα ρηγμάτων εκτίνεται από τα Βορειοανατολικά του ηφαιστείου προς την ακτογραμμή, σε μία απόσταση περίπου 18 km (Acocella and Neri, 2005). Μικρού εστιακού βάθους (<2-3 km) με μέτριας έντασης

($2 < M < 4,2$) σεισμοί μπορούν να προκαλέσουν σοβαρές ζημιές στις υποδομές, καθώς και επιφανειακά ρήγματα πλευρικής παραμόρφωσης (Alparone et al., 2013; Bonforte et al., 2007b), ενώ ερπυσμός χαρακτηρίζει το κεντρικό και ανατολικό τμήμα του συστήματος ρηγμάτων Pernicana (Acocella & Neri, 2005).

(iv) Το σύστημα ρηγμάτων Ragalna (RF).

Το σύστημα βρίσκεται στην νοτιοδυτική κλιτύ του ηφαιστείου και αποτελείται από δύο συνδεδεμένες δομές, η κύρια εκτείνεται περί τα 5 km σε μία βόρεια διεύθυνση προς την κορυφή. Μελέτες του συστήματος αυτού στο πεδίο δείχνουν κυρίαρχες εκτατικές παραμορφώσεις, ακόμη η δομή των ρηγμάτων του συστήματος είναι τριγωνική (Rust and Neri, 1996).

Το ηφαίστειο χαρακτηρίζεται επίσης από μία ιδιότυπη διάταξη των εκρηκτικών φλεβών που αποκλίνουν από την ακτινική κατανομή, η οποία αποτελεί τυπικό χαρακτηριστικό της δομής των στρωματοηφαιστίων ηφαιστίων. Οι φλεβικές αυτές δομές είναι συγκεντρωμένες σε τρεις τομείς του ηφαιστείου που ονομάζονται η ΒΑ τεκτονική τάφρος, η Νότια τεκτονική τάφρος και η Δυτική τεκτονική τάφρος (Patane et al., 2011).

(i) Η Νότια τεκτονική τάφρος

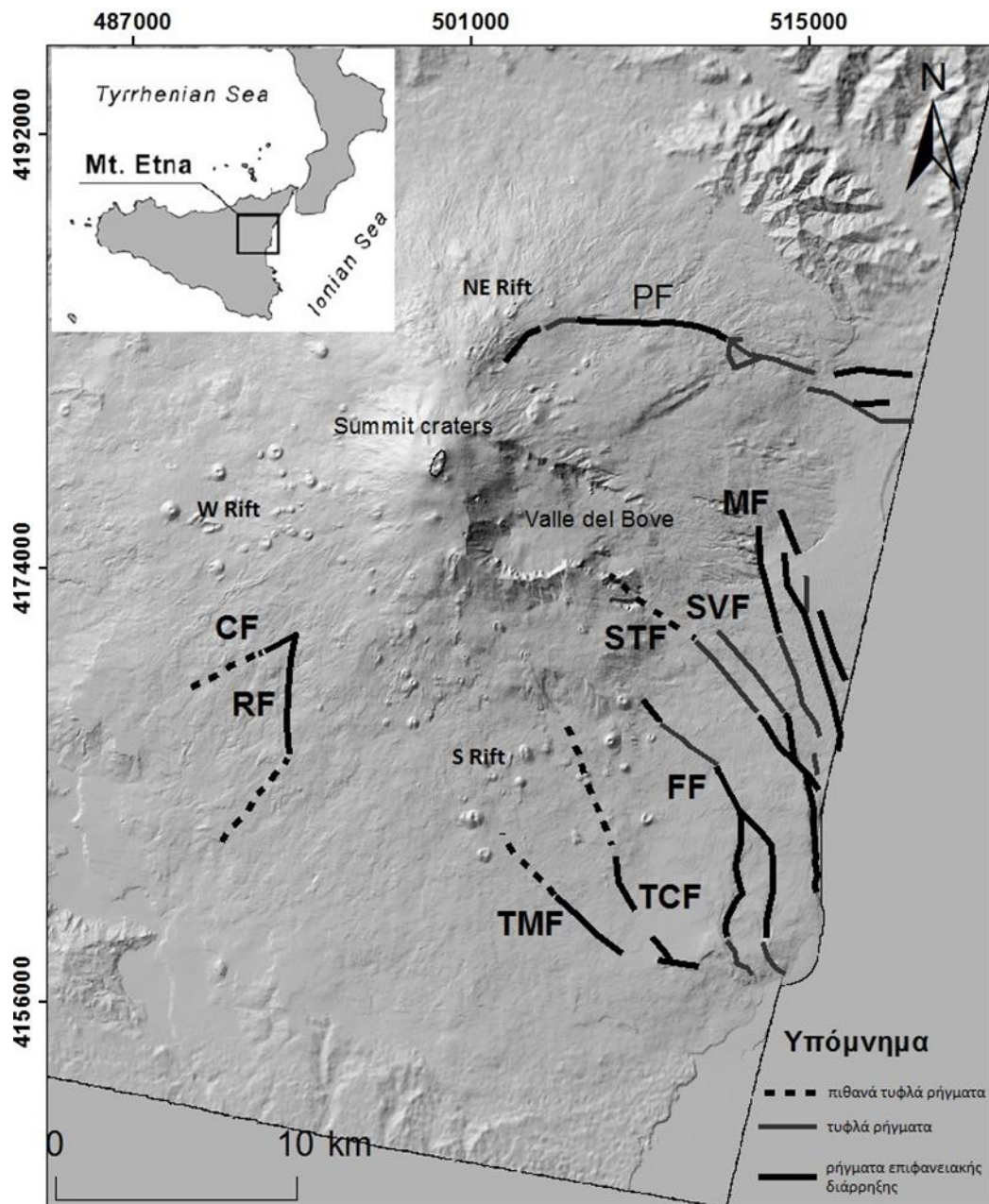
Η νοτιοανατολική πλευρά χαρακτηρίζεται από μια διάσπαρτη κατανομή εκρηκτικών φλεβών και κώνων και στην ευρύτερη περιοχή της τάφρου βρίσκεται και το υπό μελέτη ρήγμα Trecastagni. Σε ένα τομέα εύρους πάνω από 12 km οι άξονες των φλεβών κυμαίνονται από 200° Α μέχρι 140° Α. Η κύρια ζώνη της τάφρου αναπτύσσεται από τα ΝΑ και του ΝΔ χείλους της Valle del Bove κατά μήκος μίας ΝΝΑ διεύθυνσης και στη συνέχεια συνεχίζει νοτιοανατολικά, όπως το χείλος τείνει σε μία ανατολική κατεύθυνση. Στη νότια κλιτύ του ηφαιστείου, σχηματίζονται διάσπαρτα σύνολα Β-Ν προς ΝΝΑ-ΒΒΑ φλεβικών δομών που εκτείνονται από την περιοχή Montagnola μέχρι τον οικισμό Nicolosi, σε μία απόσταση περίπου 10 km (Patane et al., 2011).

(ii) Η ΒΑ τεκτονική τάφρος

Αυτή η τεκτονική τάφρος βρίσκεται στη βορειοανατολική πλαγιά του ηφαιστείου και από την κορυφή σχηματίζει μία τοπογραφική ράχη 5km μήκους και 2km πλάτους αποτελούμενη από εκρηκτικές φλέβες, κρατήρες και πυροκλαστικούς κώνους. Το σμήνος των εκρηκτικών φλεβών έχει άξονες διασποράς που κυμαίνονται από 15°Α μέχρι 50°Α, που δείχνει μία σταδιακή στροφή προς τα δεξιά κατά μήκος του ρήγματος προς τα ΒΑ (Tibaldi και Groppelli, 2002). Η βορειοανατολική πλευρά δείχνει ένα άλλο μικρότερο πλήθος φλεβών και κώνων από τη βόρεια πλαγιά της Valle del Bove, με άξονες διασποράς που κυμαίνονται από τις 70°Α μέχρι τις 90°Α και με την κύρια τάση να είναι ΑΒΑ (Patane et al., 2011).

(iii) Η Δυτική τεκτονική τάφρος

Στη δυτική πλευρά, εκρηκτικές φλέβες και κώνοι είναι κατανεμημένα περισσότερο ακτινικά, ακόμη και αν η συγκέντρωση αυτών των στοιχείων εμφανίζεται πάνω σε ένα τομέα εύρους 4,5 km ανάμεσα στις 245° Α και 280° Α σηματοδοτώντας τη λεγόμενη Δυτική τεκτονική τάφρο η οποία χαρακτηρίζεται από ΔΝΔ και Δ τάσεις του εκρηκτικού της άξονα (Bellotti et al., 2010).



Χάρτης 3.1 Χάρτης ενεργών ρηγμάτων από σεισμοτεκτονικά δεδομένα (τροποποιημένος από Azzaro et al., 2012a). Συντομογραφίες ρηγμάτων: CF, Calcerana Fault; RF, Ragalna Fault; TMF, Tremestieri Fault; TCF, Trecastagni Fault; FF, Fiandaca Fault; STF, S. Tecla Fault; SLF, S. Leonardello Fault; MF, Moscarello Fault; PF, Percana Fault

3.2 Γεωλογική Ιστορία της Αίτνας και προέλευση της ηφαιστειακής δραστηριότητας

Σύμφωνα με τους Branca et al. (2004), οι απαρχές της ηφαιστειακής δραστηριότητας στην περιοχή οφείλονται στην προς το βορρά μετακίνηση της Πλιο-Πλειοστοκενικής μαγματικής πηγής των Ιβλίων. Η ηφαιστειότητα ξεκίνησε πριν από περίπου 500 χιλιάδες χρόνια με υποθαλάσσιες εκρήξεις στην λεκάνη υποβύθισης Gela-Catania. Πριν από περίπου 300 χιλιάδες χρόνια συνέβησαν φλεβικού τύπου εκρήξεις (κατά μήκος μίας διάρρηξης στο φλοιό) στην αρχαία προσχωριγενή πεδιάδα του ποταμού Simeto σχηματίζοντας ένα οροπέδιο από λάβα. Σχεδόν πριν 220 χιλιάδες χρόνια, εκρηκτική δραστηριότητα εντοπίζεται κυρίως κατά μήκος των ακτών του Ιονίου, όπου φλεβικού τύπου εκρήξεις οικοδομούν ένα ασπιδωτό ηφαίστειο. Μεταξύ 129 και 126 χιλιάδων ετών πριν, η ηφαιστειακή δραστηριότητα μετατοπίζεται προς τα δυτικά, προς το κεντρικό δηλαδή τμήμα το σημερινού ηφαιστείου (Branca et al., 2007). Η αλλαγή αυτή προκάλεσε μεταβολή στην ηφαιστειακή χημική σύνθεση (από υποαλκαλική σε καθαρά αλκαλική), καθώς και στο είδος της ηφαιστειότητας, η οποία από φλεβική έγινε κεντρικού αγωγού και μετατοπίστηκε προς τα δυτικά. Η σταθεροποίηση του αγωγικού συστήματος του ηφαιστείου σηματοδότησε την έναρξη της κατασκευής πολυγονικών (polygenic) οικοδομημάτων (πχ. το ηφαίστειο Trifoglietto) στην Valle del Bove από περίπου 107 με 65 χιλιάδες χρόνια πριν. Πριν 57 χιλιάδες χρόνια, μια ακόμη μετακίνηση προς τα δυτικά του αγωγικού συστήματος ξεκίνησε να χτίζει το στρωματοηφαίστειο (stratovolcano) που αντιπροσωπεύει σήμερα τον κύριο όγκο του σημερινού οικοδομήματος της Αίτνας. Αυτό το ηφαιστειακό κέντρο φτάνει την μέγιστη επιφανειακή του κάλυψη πριν περίπου 40 χιλιάδες χρόνια μέχρι και 15 χιλιάδες χρόνια, όταν τέσσερις πλειανικές εκρήξεις σχηματίζουν μία μεγάλη καλδέρα, που ιστορικά ονομάζεται κρατήρας Ellittico (Coltelli et al., 2000). Η τελική εξέλιξη αυτής της διαδικασίας έλαβε χώρα κατά τη διάρκεια του Ολόκαινου, όταν η εκρηκτική δραστηριότητα συνεχίστηκε μέσα στην καλδέρα και επεκτάθηκε και έξω από αυτήν για να καλύψει τον κρατήρα Ellittico, σχηματίζοντας την ηφαιστειακή διαδοχή του παρόντος ενεργού ηφαιστειακού κέντρου (Branca et al., 2004).

Η πολύπλοκη γεωλογική ιστορία και τεκτονική μορφολογία της Αίτνας έχουν δώσει αφορμή για έναν μεγάλο αριθμό μοντέλων τα οποία προσπαθούν να ερμηνεύσουν τις απαρχές και τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά ενός εξαιρετικά ενεργού βασαλτικού ηφαιστείου

το οποίο βρίσκεται, κατά μη συνηθισμένο τρόπο, μπροστά σε μία ενεργή ζώνη επωθήσεων (thrust belt):

-Ο Rittman (1973) ερμήνευσε το σημείο τομής των τριών κύριων συστημάτων ρηγμάτων, με διευθύνσεις ABA, BBA και, ΔBA, ως τους μηχανισμούς που δημιουργήσαν τη ζώνη αδυναμίας για την έξοδο μάγματος.

-Οι Tanguy et al. (1997) προτείνουν πως οι αναβλύσεις από την ασθενόσφαιρα προκάλεσαν εκτεταμένη τήξη στον μανδύα επιτρέποντας θολειτικό μάγμα (tholeiitic magma) να συσσωρεύεται ανάμεσα στον μανδύα και στον φλοιό. Στη συνέχεια, αυξανόμενος αλκαλικός βασάλτης δημιουργήθηκε και τροφοδότησε το σύνολο της ηφαιστειακής δραστηριότητας της Αίτνας μέσω της υφιστάμενης αλλά περιορισμένης δεξαμενής κάτω από το φλοιό

-Οι Monaco et al. (1997) συμπεραίνουν ότι ο μαγματισμός της Αίτνας οφείλεται στην πίεση που δέχεται ένα κανονικό ρήγμα ανατολικού προσανατολισμού κατά μήκος της Ιόνιας ακτής. Συγκεκριμένα, με βάση σεισμολογικές, ηφαιστειολογικές και τεκτονικές μελέτες των εκρήξεων των ετών 2001 και 2002-2003, οι Monaco et al. (2005) υποστηρίζουν ότι οι συνθήκες ανόδου του μάγματος κυριαρχούνται έντονα από επεκτατικές δομές που συνδέονται με διαστολικές τάσεις.

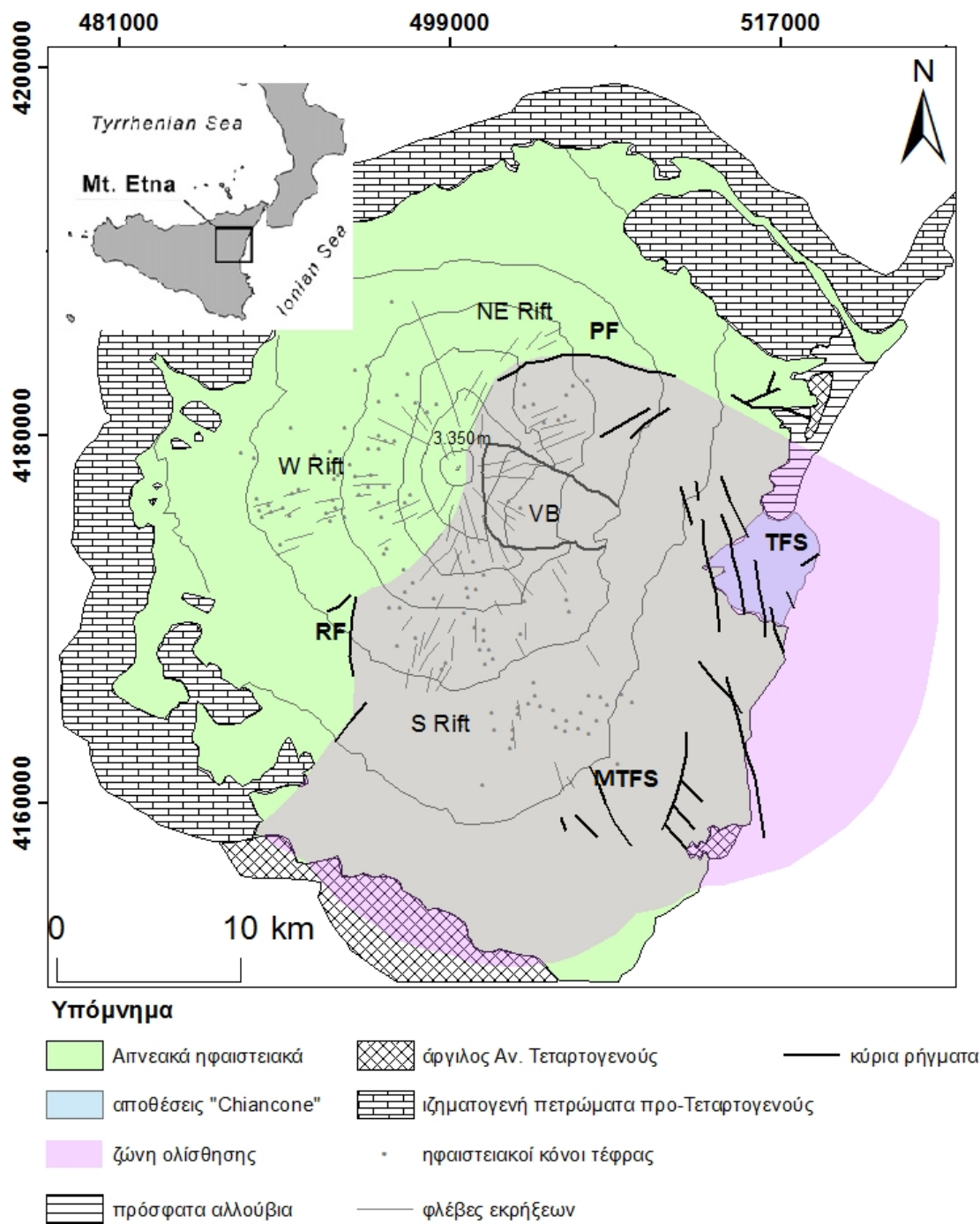
- Οι Gvirtzman & Nur (1999) προώθησαν την ιδέα της «απορρόφησης» ασθενοσφαιρικού υλικού κάτω από τη γειτονική Αφρικανική πλάκα, η οποία προκαλεί την ογκώδη τήξη κάτω από το βουνό Αίτνα. Τέτοια πλευρική ροή αναμένεται όταν οι βυθιζόμενες πλάκες μετακινούνται προς τα πίσω στον μανδύα. Ένα παρόμοιο μοντέλο αναπτύχθηκε και από τους Doglioni et al. (2001).

-Σύμφωνα με ορισμένους συγγραφείς, ο μαγματισμός της Αίτνας σχετίζεται με την αστάθεια της ανατολικής πλευράς του ηφαιστείου. Πράγματι, οι μετρήσεις παραμόρφωσης που πραγματοποιήθηκαν από GPS, SAR και άλλες μεθόδους, δείχνουν ότι η ανατολική πλευρά του ηφαιστείου «γλιστρά» προς τη θάλασσα (Palano et al., 2008; Froger et al. 2001). Μερικοί συγγραφείς πιστεύουν ότι αυτή η κίνηση μπορεί να προκαλέσει την αποσυμπίεση του αγωγικού-υδραυλικού συστήματος διευκολύνοντας την άνοδο μάγματος προς την επιφάνεια (Branca et al., 2003; Neri et al., 2004). Η θέση της επιφάνειας

ολίσθησης είναι ένα ανοικτό ζήτημα προς συζήτηση. Οι Lo Giudice και Rasa (1992) υποθέτουν την ύπαρξη μίας ρηχής επιφάνειας ολίσθησης (0-1 km υψόμετρο) η οποία συνάδει με την ρηχή σεισμικότητα της περιοχής (βάθους <1,5 km). Οι Borgia et al. (1992) και οι Rust & Neri (1996) προτείνουν την ύπαρξη αποσύνδεση βάθους 5km μέσα στο αδύναμο ίζημα της υποβύθισης της περιοχής Gela-Catania. Οι Bousquet & Lanzafame (2001) προβλέπουν μία αποσύνδεση του ηφαιστειακού σωρού από το ιζηματογενές υπόστρωμα (1-2 km υψόμετρο). Τέλος οι Tibaldi & Groppelli (2002) υποστηρίζουν ότι τόσο μία ρηχή όσο και μία βαθιά επιφάνεια αποσύνδεσης μπορεί να χαρακτηρίζει την προς ανατολάς ολίσθηση του ηφαιστείου. Η ασταθής ζώνη οριοθετείται από το ρήγμα Pernicana στα βορειοδυτικά, από το βορειοανατολικό ρήγμα στην περιοχή της κορυφής, και από το σύστημα ρηγμάτων Ragalna στα νοτιοδυτικά. Ακόμη οι Rust & Neri (1996) υποστηρίζουν ότι το σύστημα ρηγμάτων Trecastagni-Mascalucia είναι πιθανόν να προήλθε από διαφορετικές μετακινήσεις εντός του τομέα ολίσθησης του ηφαιστείου.

-Οι Chiozzi et al. (2001), μελετώντας τα θαλάσσια γεωλογικά και γεωφυσικά δεδομένα του ηπειρωτικού περιθωρίου έναντι του ηφαιστείου, βρήκαν μία μεγάλη κύρτωση-προεξοχή (bulge) να μετατοπίζει το περιθώριο το οποίο επηρεάζεται από τις εκτεταμένες ημικυκλικές αναβαθμίδες (widespread semicircular steps), η οποία ερμηνεύεται ως ένδειξη βαρυτικής αστάθειας μεγάλης κλίμακας. Τέτοια χαρακτηριστικά επεκτείνουν την παράκτια περιοχή προς την κινούμενη ανατολική πλευρά όπου έχουν μετρηθεί οι μεγαλύτερες παραμορφώσεις του εδάφους. Τόσο η υποθαλάσσια αστάθεια όσο και η χερσαία ολισθαίνουσα πλευρά οριοθετούνται από δύο τεκτονικές περιφερειακές γραμμώσεις (lineaments), οι οποίες φιλοξενούν την κατά την λεκάνη κίνηση αυτού το μεγάλου τομέα του ηπειρωτικού περιθωρίου, που ολοκληρώνεται με την ηφαιστειακή σωρό της Αίτνας. Οι συγγραφείς ακόμη επισημαίνουν ότι αυτή η διαδικασία αστάθειας που αφορά το ηπειρωτικό περιθώριο της Σικελίας που περιλαμβάνει την περιοχή της Αίτνας κατά τα τελευταία 0,1 εκ. χρόνια μπορεί να θεωρηθεί ως ένα φαινόμενο μαζικής απώλειας μάζας. Αυτό οφείλεται στη μαγματική διείσδυση και όχι στις οποιεσδήποτε τεκτονικές διεργασίες που σχετίζονται με το μεταορογενετικό στάδιο της οροσειράς των Απέννινων επωθώντας το ηπειρωτικό περιθώριο. Πράγματι, η κύρτωση-προεξοχή δεν έχει ίχνος από δομές θλίψης, όπως αναμενόταν προηγουμένως από τους Borgia et al. (1992) και τους Rust et al. (2005). Αντίθετα, εισχωρούν εκτατικές και ευελκυστικές δομές που

δικαιολογούν την μεγάλης κλίμακας και διάρκειας βαρυτική αστάθεια που πλήττει το περιθώριο της υφαλοκρηπίδας. Αυτό το μοντέλο προϋποθέτει ότι τα τεκτονικά φαινόμενα που προκαλούνται από την ολίσθηση της ανατολικής πλευράς του ηφαιστείου δρουν συνεχώς τα τελευταία 0,1 εκ. χρόνια από τότε που τα αποτελέσματα της κύρτωσης-προεξοχή επεκτείνονται ανωφεριακά. Η συνεχής αποσυμπίεση στην κορυφή του ηφαιστείου ευνοεί την άνοδο μάγματος χωρίς μακροχρόνια αποθήκευση στον ανώτερο φλοιό, όπως θα περίμενε κανείς σε ένα καθεστώς τεκτονικής συμπίεσης. Αυτή μπορεί να είναι η αιτία ή μία από τις κύριες αιτίες που συμβάλλουν στην ανάπτυξη ενός εξαιρετικά ενεργού βασαλτικού ηφαιστείου πάνω σε μία τέτοια ενεργή ζώνη επώθησης, όπως αυτή της οροσειράς των Απέννινων στην Σικελία (Patane et al., 2011).



Χάρτης 3.2 Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης του όρους Αίτνα (τροποποιημένος από Neri et al., 2007)
 Συντομογραφίες ρηγμάτων: RF, Raglana Fault; MTFS, Mascalucia-Trecastagni Fault System; TFS, Timpe Fault System; PFS, Pernicana Fault System. VB, Vale del Bove.

3.3 Σεισμοτεκτονική της Αίτνας

Στο δομικό πλαίσιο, που διαμορφώνεται από τα εκτεθειμένα τμήματα των ρηγμάτων, ενσωματώνονται σεισμοτεκτονικά δεδομένα, που επιτρέπουν έναν πιο πλήρη καθορισμό της γεωμετρίας των τεκτονικών χαρακτηριστικών και πληροφοριών σχετικά με την δραστηριότητά τους από τα μέσα του 19^{ου} αιώνα μέχρι και σήμερα. Ο ανατολικός τομέας του ηφαιστείου, ο οποίος διασχίζεται από το σύστημα ρηγμάτων Timpe (Χάρτης 2.1), παρουσιάζεται από την βιβλιογραφία ως ιδιαίτερα ενεργός από άποψη σεισμικότητας, τόσο σε ότι αφορά την πληθώρα των σεισμικών γεγονότων όσο και την μέγιστη ένταση τους στο επίκεντρο. Τα άλλα συστήματα ρηγμάτων χαρακτηρίζονται από μέτριας έως ισχυρής έντασης σεισμούς κατά μήκος των ανερχόμενων τμημάτων των ρηγμάτων Pernicana και Tremestieri, όπως επίσης και από μία λιγότερο συγκεντρωτική σεισμικότητα στο νοτιοδυτικό τομέα του ηφαιστείου. Αντίθετα, ενώ δεν υπάρχουν διαθέσιμα μακροσεισμικά αποτελέσματα για την ευρεία ερημική περιοχή γύρω από τους ενεργούς κρατήρες τις κορυφές, πρόσφατα δεδομένα μετρήσεων υποδεικνύουν επαναλαμβανόμενη σεισμική δραστηριότητα κατά μήκος του ρήγματος Pernicana (Alparone et al., 2012b), που κατά κύριο λόγο σχετίζεται με τα σεισμικά σμήνη που συνόδευσαν τις εκρήξεις των ετών 2001, 2002-03 και 2008-09 (Patane et al., 2003; Barberi et al., 2004; Alparone et al., 2012a).

Όσον αφορά τα ρήγματα που δεν είναι εμφανή, μπορούν να γίνουν αντιληπτά από επιφανειακές ρωγμές μετασεισμικής μετατόπισης ή ερπυσμού αλλά γενικά αποτελούν ένα βραχυχρόνιο χαρακτηριστικό καθώς είναι ορατά μόνο αν το ίχνος του ρήγματος διασχίσει ανθρωπογενείς δομές (Azzaro, 1999).

Στη νοτιοδυτική πλευρά του ηφαιστείου, το σύστημα ρηγμάτων Ragalna εμφανίζεται ως μία απομονωμένη τεκτονική δομή του ηφαιστείου, χωρίς άμεση προφανή σύνδεση με τα υπόλοιπα ηφαιστειο-τεκτονικά χαρακτηριστικά της Αίτνας. Το σύστημα αποτελείται από δύο δομές που συνδέονται στο ανερχόμενο τμήμα τους με μία ακμή που το σχήμα της μοιάζει με διασταύρωση (Rust et al., 2005). Η σημερινή δραστηριότητα χαρακτηρίζεται από ένα αξιοσημείωτο σεισμικό ερπυσμό δεξιόστροφης μετατόπισης πλάγιας ολίσθησης και από μία μέτρια σεισμικότητα, μικρού εστιακού βάθους και μικρής έντασης ($M_L < 3,7$).

Στην νότια πλευρά, το σύστημα ρηγμάτων Trecastagni-Mascalucia ορίζει ένα τεκτονικό σύστημα που εκτείνεται για περίπου 10km από το νοτιότερο άκρο της Νότια τεκτονική τάφρου μέχρι και μερικά χιλιόμετρα δυτικά της ακτογραμμής (Azzaro et al., 2012a). Παρά το γεγονός ότι τα ρήγματα δεν είναι απολυτός προσδιορισμένα από άποψη μορφολογίας – τα ανώτερα τμήματα είναι τυφλά –χαρακτηρίζονται από σημαντική δυναμική, με πολύ μικρού εστιακού βάθους σεισμικότητα μέτρια ενέργειας ($M_L < 3,7$) και κυρίως από ρηγματικό ερπυσμό (Azzaro, 2004).

Οι παραπάνω δομές κατέχουν ιδιαίτερα σημαντικό ρόλο στον έλεγχο των κινήσεων προς τη θάλασσα της ανατολική πλευράς του ηφαιστείου και αποτελούν δομικό όριο μεταξύ του ασταθούς τομέα προς το βορρά και του σχετικά σταθερού τομέα προς τα νότια (Solaro et al., 2010).

Για τον σύστημα ρηγμάτων Timpe, η συνέχεια του είναι εμφανής σε μεγάλο μέρος της ανατολικής πλευράς του ηφαιστείου μέσω των ρηγμάτων που το αποτελούν. Θα πρέπει να τονιστεί ότι όλα τα ρήγματα που το αποτελούν είναι αρκετά δραστήρια από άποψη σεισμικότητας, αποτελώντας πηγή των ισχυρότερων σεισμών που έχουν καταγραφεί στους σεισμικούς καταλόγους των τελευταίων ετών. Η μακροπρόθεσμη συμπεριφορά του (~200 ετών) χαρακτηρίζεται από μέση περιοδικότητα 20 ετών για σοβαρά, καταστροφικά γεγονότα ($4.3 \leq M_L \leq 5.1$ σύμφωνα με τους Azzaro et al, 2011), έτσι το σύστημα αυτό θεωρείται ιδιαίτερα σημαντικά από άποψη σεισμικής επικινδυνότητας. (Azzaro et al., 2008).

Τα ρήγματα στη βορειοανατολική πλευρά, παρά την εντυπωσιακή μορφολογία τους, δεν εμφανίζονται ενεργά κατά τους ιστορικούς χρόνους, δεδομένης της έλλειψης σεισμικότητας ή οποιασδήποτε επιφανειακής ρηγμάτωσης.

Τέλος τα βόρειο σύστημα ρηγμάτων Pernicana δημιουργεί μία διάρρηξη που αποσυνδέει την ανατολική πλευρά του ηφαιστείου από την ΒΑ τεκτονική τάφρο μέχρι τη θάλασσα (Neri et al., 2004, Guglielmino et al., 2011b). Εκτείνεται σχεδόν 20 km και αποτελείται από δύο βασικά τμήματα, το δυτικό που εμφανίζεται σαν ένα πλάγιας μετατόπισης ρήγμα και το ανατολικό που παρουσιάζεται ως μία κατακερματισμένη ρηγματική ζώνη που στερείται μορφολογικής έκφανσης (Acocella & Neri, 2005). Ενώ ο κύριος μηχανισμός ενεργοποίησης του ρήγματος Pernicana είναι ακόμα υπό συζήτηση –ως ενεργός ή

παθητικός –είναι ευρέως αποδεκτό ως η πιο ενεργή δομή του ηφαιστείου. Αυτή η σημαντική δυναμική υποδεικνύεται από την ιδιαίτερα συχνή σεισμικότητα που λαμβάνει χώρα στο δυτικό και κεντρικό τμήμα του πύργου (Alparone et al., 2012b), με ισχυρούς σεισμούς ($M_L \leq 4.7$) και από τον ασεισμικό ερπυσμό του ανατολικού τομέα, στον οποίο παρατηρείται ένα μεγάλο μέρος της συνολικής μετατόπισης της ασταθούς πλευράς του ηφαιστείου. (Bonforte et al., 2007a).

3.4 Ηφαιστειακή δραστηριότητα της Αίτνας

Κατά τα τελευταία 400 χρόνια, στο ηφαίστειο έχουν πραγματοποιηθεί 60 εκρήξεις (Branca & Del Carlo, 2004), λαμβάνοντας υπόψη ότι οι κρατήρες της κορυφής παρουσιάζουν συνεχή εξαερισμό και επαναλαμβανόμενη εκρηκτική δραστηριότητα στους ηφαιστειακούς πόρους τους πυθμένα του κρατήρα (Bonforte et al., 2013). Δύο είναι οι κύριοι τύποι ηφαιστειακής δραστηριότητας, η συνεχής δραστηριότητα των κρατήρων τη κορυφής και οι περιοδικές πλευρικές εκρήξεις. Η πρώτη χαρακτηρίζεται από φάσεις εξαέρωσης που εναλλάσσονται με ήπια δραστηριότητα τύπου strombolian, με περιστασιακούς πίδακες και υπερχειλίσσεις λάβας. Οι πλευρικές εκρήξεις λαμβάνουν χώρα στους πλευρικούς πόρους συνήθως κατά μήκος των ρηγματικών συστημάτων (Patane et al., 2011). Μετά την μεγάλη πλευρική έκρηξη των ετών 1991-1993, η Αίτνα έμεινε αδρανής μέχρι το δεύτερο εξάμηνο του 1995, όταν η εκρηκτική δράση της κορυφής της συνεχίστηκε. Από τα μέσα του 1995 έως τα μέσα του 2001, μία προοδευτική αύξηση της εκρηκτικής δραστηριότητας έλαβε χώρα, η οποία εκδηλώθηκε μέσω πιδάκων λάβας και υπερχειλίσσεων λάβας από πολλούς κρατήρες της κορυφής (Calvari et al., 2003). Από το 2001 μέχρι το 2003 δύο μεγάλες εκρήξεις, που χαρακτηρίζονταν από ιδιαίτερα έντονη εκρηκτική δραστηριότητα, έλαβαν χώρα στη νότια και στη βορειοανατολική κλιτύ του ηφαιστείου. Για 20 μήνες μέχρι το Σεπτέμβριο του 2004 η Αίτνα παρέμεινε ήρεμη, όταν μία έκρηξη που διέφερε σημαντικά από τις δύο προηγούμενες, ξέσπασε ουσιαστικά με έναν εξαερισμό μάγματος από δύο ηφαιστειακούς πόρους στην Valle del Bove. Ύστερα από 15 μήνες κυρίως εξαερισμού, η εκρηκτική δραστηριότητα συνεχίστηκε στην ανατολική πλευρά του ΝΑ κρατήρα στο τέλος του 2006 με δραστηριότητα τύπου strombolian, πίδακες λάβας και υπερχειλίσσεις λάβας. Κατά τη διάρκεια του 2007, έξι επεισόδια έντονης δραστηριότητας τύπου

strombolian με πίδακες λάβας έλαβαν χώρα στον ΝΑ κρατήρα του ηφαιστείου. Τέλος, μετά από την εμφάνιση ενός πίδακα λάβας στις 10 Μαΐου του 2008 στον ΝΑ κρατήρα, μία καινούργια έκρηξη συνέχει στις 13 Μαΐου από μία εκρηκτική φλέβα η οποία διέρρηξε την ανατολική περιοχή της κορυφής. Αυτή η έκρηξη, η οποία έληξε στις 9 Ιουλίου του 2009 χαρακτηρίστηκε από έντονη δραστηριότητα τύπου Χαβάης στην αρχή και από μία μακρά φάση σταδιακής μείωσης σε δραστηριότητα τύπου strombolian και ροών λάβας για του επόμενους μήνες (Aloisi et al., 2009).

4. Συστήματα Εικονοληπτικών Ραντάρ

Στο παρόν κεφάλαιο θα γίνει μία συνοπτική περιγραφή των βασικών εννοιών των εικονοληπτικών συστημάτων Ραντάρ και επιπρόσθετα θα δοθούν οι βασικοί ορισμοί των εννοιών αυτών στους οποίους γίνεται αναφορά στην παρούσα μελέτη.

4.1 Συστήματα Ραντάρ Συνθετικού Ανοίγματος

4.1.1 Γενικά

Ο όρος Ραντάρ προέρχεται από τη συντομογραφία της αγγλικής έκφρασης **Radio detection and ranging**. Τα συστήματα εικονοληπτικών Ραντάρ λειτουργούν στην φασματική ζώνη των μικροκυμάτων (220 MHz -40 GHz) ανιχνεύοντας τη σκεδαζόμενη και την εκπεμπόμενη ακτινοβολία από την επιφάνεια της Γης.

Κατά τη λειτουργία του ένα ενεργό σύστημα Ραντάρ εκπέμπει παλμούς ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας μικρής διάρκειας και καταγράφει τις επιστροφές τους, δηλαδή το ποσό της σκεδασμένης ακτινοβολίας, από τους στόχους της επιφάνειας. Τα συστήματα αυτά μπορούν να λειτουργήσουν ανεξάρτητα του ηλιακού φωτισμού καθώς εκπέμπουν δική τους ακτινοβολία, επομένως είναι σε θέση να λειτουργήσουν είτε κατά τη διάρκεια της μέρας είτε κατά τη διάρκεια της νύχτας. Επιπρόσθετα, οι αισθητήρες εικονοληπτικών Ραντάρ ονομάζονται παντός καιρού, καθώς οι αισθητήρες τους δεν επηρεάζονται από τις καιρικές συνθήκες και τη νεφοκάλυψη, διότι η ατμοσφαιρική απορρόφηση και σκέδαση είναι ελάχιστες στη ζώνη των μικροκυμάτων. Όσο αυξάνεται

το μήκος κύματος τόσο αυξάνεται και η ικανότητα διείσδυσης της μικροκυματικής ακτινοβολίας σε νέφη και βροχοπτώσεις.

Στη βιβλιογραφία αναφέρονται τα συστήματα Ραντάρ πραγματικού ανοίγματος κεραίας (**Real Aperture Radar**) και τα συστήματα εικονοληπτικών Ραντάρ συνθετικού ανοίγματος (**Synthetic Aperture Radar**). Στα συστήματα RAR χρησιμοποιούνται κεραίες μέγιστου πρακτικού μήκους για την εκπομπή γωνιακής δέσμης ακτινοβολίας. Οι διαστάσεις της περιοχής σάρωσης στο έδαφος ελέγχονται από διάφορες μεταβλητές, με κύρια το ενεργό μήκος της κεραίας σε σχέση με το μήκος κύματος της ακτινοβολίας. Περιοριστικός παράγοντας για την εγκατάσταση τέτοιων συστημάτων σε δορυφόρους είναι μεγάλο μέγεθος της κεραίας που απαιτείται για την λεπτομερή απεικόνιση της επιφάνειας του εδάφους. Τα συστήματα εικονοληπτικών Ραντάρ συνθετικού ανοίγματος (**Synthetic Aperture Radar, SAR**) προτάθηκαν από τον Carl Wiley το 1951 (Wiley, 1985). Τα συστήματα SAR συνθέτουν τεχνητά κεραίες ιδιαίτερα μεγάλου μήκους εκμεταλλευόμενα την κίνηση του δορυφόρου και την αρχή του φαινομένου Doppler, με αποτέλεσμα την σημαντική αύξηση της χωρικής διακριτικής ικανότητας στην διεύθυνση των αζιμούθιων. Συνήθως η παρατήρηση της επιφάνειας πραγματοποιείται από αεροσκάφη (airborne) ή δορυφόρους (spaceborne).

Η NASA το 1978 έθεσε σε τροχιά το πρώτο διαστημικό σύστημα SAR, το οποίο εγκαταστάθηκε στον γεωστατικό δορυφόρο SEASAT και λειτούργησε για περίπου έξι εβδομάδες (Lame & Born, 1982). Παρά την σύντομη διάρκεια της αποστολής, τέθηκαν οι βάσεις για την κατασκευή εξελιγμένων εικονοληπτικών συστημάτων SAR στη δεκαετία του 1980 και ιδιαίτερα στο πλαίσιο του διαστημικού προγράμματος του διαστημικού λεωφορείου της NASA (SIR-A και SIR-B) (Elachi et al., 1986). Κατά τη διάρκεια της δεκαετίας του 1990, με τη διαθεσιμότητα στο ευρύ επιστημονικό κοινό δεδομένων από τους δορυφόρους ERS-1 (ESA, 1991), ERS-2 (ESA, 1995), JERS-1 (Nemoto et al., 1991, Nishidai et al., 1994) και RADARSAT-1 (Raney et al., 1991) παρατηρείται ιδιαίτερο ενδιαφέρον στην περιοχή των μικροκυματικών αισθητήρων.

Την επιτυχία των προηγούμενων αποστολών ακολούθησε η κατασκευή και εκτόξευση εξελιγμένων δορυφορικών συστημάτων εικονοληπτικών SAR, αρχικά με τους ENVISAT ASAR (Ευρώπη) και ALOS PALSAR (Ιαπωνία) και στη συνέχεια με τους RADARSAT-

(Καναδάς) (Thompson et al., 2008), TerraSAR-X (Γερμανία) (Eineder et al., 2005), Cosmo-SkyMed (Ιταλία) (De Luca et al., 2007), του TanDEM-X το 2010 (Γερμανία), του PAZ το 2014 (Ισπανία), ALOS-2 (Ιαπωνία) και Sentinel-1 (Ευρώπη).

Πίνακας 4.1 Χρονικά διαστήματα λειτουργία δορυφόρων Ραντάρ (Stevens & Wadge, 2004; esa.int; global.jaxa.jp)

Δορυφόρος	Αισθητήρας	Φασματικό κανάλι	Επαναληγι- μότητα	'91	'92	'93	'94	'95	'96	'97	'98	'99	'00	'01	'02	'03	'04	'05	'06	'07	'08	'09	'10	'11	'12	'13	'14
ERS-1	AMI	C	35																								
JERS-1	SAR	L	44																								
RADARSAT-1	SAR	C	24																								
ERS-2	AMI	C	35																								
ALOS	PALSA	L	46																								
ENVISAT	ASAR	C	35																								
RADARSAT-2	SAR	C	24																								
TerraSAR-X	SAR	X	11																								
Cosmo-SkyMed	SAR	X	16																								
TanDEM-X	SAR	X	11																								
PAZ	SAR	X	11																								
ALOS-2	SAR	L	14																								
Sentinel-1	SAR	C	12																								

4.1.2 Γεωμετρία λήψης των συστημάτων SAR

Οι αισθητήρες των δορυφόρων τοποθετούνται στις πλατφόρμες τους με την κατεύθυνση της μετάδοσης ορθογώνια με εκείνη της κατεύθυνσης της πτήσης. Οι πρώτοι δορυφόροι είχαν στο σύνολό τους τους αισθητήρες να «κοιτούν» προς τα δεξιά, πράγμα που σημαίνει ότι η δέσμη μικροκυμάτων μεταδιδόταν και λαμβανόταν στη δεξιά πλευρά μόνο του

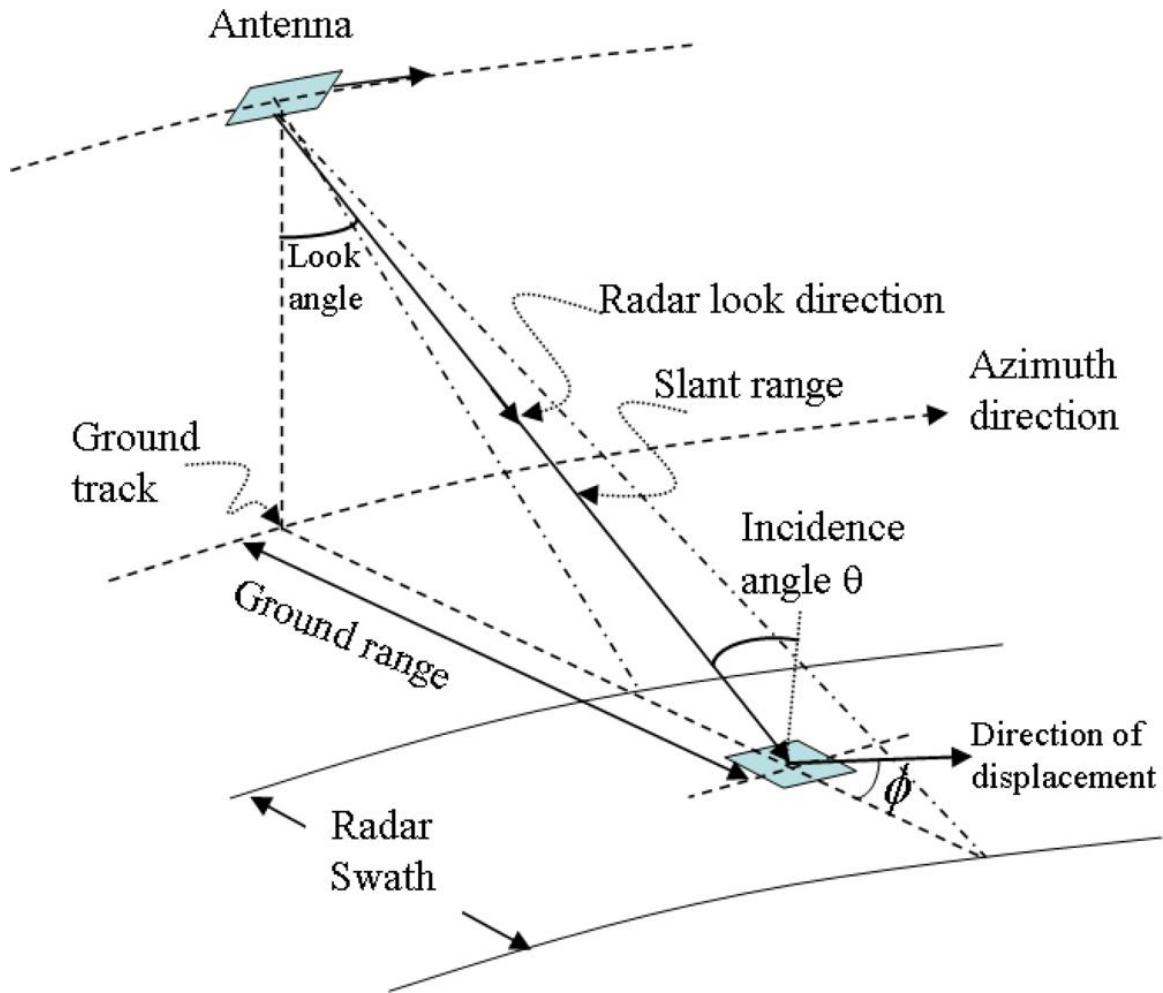
δορυφόρου, σε σχέση με την τροχιά του, έτσι το σύστημα δε δύναται να περιστραφεί. Πιο πρόσφατοι δορυφόροι μπορούν να στρέφουν τους αισθητήρες τους είτε προς τα δεξιά της τροχιάς είτε προς τα αριστερά (αν και η προεπιλεγμένη λειτουργία είναι συνήθως προς τα δεξιά), έτσι μπορούν να «κοιτάζουν» προς τα δεξιά ή τα αριστερά του σκάφους, αλλά όχι και στις δύο κατευθύνσεις ταυτόχρονα (Ferretti, 2014).

Η κλίση της κεραίας του ραντάρ σε σχέση με το ναδίρ (δηλαδή την κατεύθυνση που δείχνει ακριβώς κάτω από τον αισθητήρα) αναφέρεται ως γωνία παρατήρησης (look angle, θ). Για περισσότερα δορυφορικά συστήματα SAR που διατίθενται σήμερα, η γωνία παρατήρησης μπορεί να επιλεγεί μεταξύ ενός συνόλου από τιμές που κυμαίνονται από περίπου 20 έως 50 μοίρες. Η ικανότητα προσαρμογής της γωνίας παρατήρησης είναι σημαντική για το γεγονός ότι είναι δυνατή η κατάλληλη ρύθμισή της για λοφώδη ή ορεινά εδάφη –τα οποία μπορεί να αποτελούν εμπόδιο για την πραγματοποίηση μίας καλής λήψης –αν η σχέση μεταξύ γεωμετρικής προβολής και κλίσης του εδάφους δεν είναι η βέλτιστη (Ferretti, 2014).

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι λόγω της καμπυλότητας της επιφάνειας της Γης, η γωνία πρόσπτωσης (incidence angle, α) της ακτινοβολίας, σε ένα επίπεδο οριζόντιο έδαφος είναι στην πραγματικότητα μεγαλύτερη από την γωνία παρατήρησης. Η κατεύθυνση κατά μήκος της διεύθυνσης παρατήρησης (Line of Sight, LOS), ονομάζεται διεύθυνση γωνίας κεκλιμένων αποστάσεων (slant-range). Η γωνία παρατήρησης δεν είναι ποτέ μηδενική, δεδομένου ότι το ραντάρ θα λάμβανε την ηχώ των απεικονιζόμενων αντικειμένων σχεδόν την ίδια στιγμή, καθιστώντας αδύνατη την δημιουργία εικόνας (Ferretti, 2014).

Η πραγματική διεύθυνση στόχου της κεραίας δεν μπορεί να είναι απόλυτα συγχρονισμένη με την ταχύτητα του δορυφόρου, δεδομένου ότι η περιστροφή της Γης – ενώ ο δορυφόρος κάνει λήψη – δεν μπορεί να αγνοηθεί και η κεραία είναι δυνατό να χάσει κάποιες μοίρες – να «αλληθωρίσει» – , για να αντισταθμίσει το αποτέλεσμα. Επιπλέον, η κεραία λαμβάνει την ηχώ του ραντάρ ενώ κινείται με κάποια χιλιόμετρα ανά δευτερόλεπτο, έτσι βρίσκεται σε διαφορετικές θέσεις σε σχέση με το που είχε μεταδοθεί ο παλμός. Όλα αυτά τα στοιχεία είναι κατανοητά και μπορούν να αντισταθμιστούν, ωστόσο τα συμπεράσματα είναι τα εξής:

- (i) Το ραντάρ μπορεί να θεωρηθεί πως κάνει λήψεις σε μία λειτουργία stop-and-go όπως αναφέρει ο Ferretti (2014): μετάδοση ενός παλμού και λήψη της επιστροφής του σε στασιμότητα και στη συνέχεια μετακίνηση προς τα μπροστά και ούτω καθεξής.
- (ii) Έχοντας υπόψη το γεωκεντρικό πλαίσιο περιστροφής, η διεύθυνση των αποστάσεων της απεικόνισης (range direction) μπορεί να θεωρηθεί ορθογώνια προς την ταχύτητα του δορυφόρου.



Σχήμα 4.1 Γεωμετρία εικονοληπτικού συστήματος SAR (Zhou et al., 2009)

Οι παλμοί εκπέμπονται με μια σταθερή ταχύτητα, τη σταθερή συχνότητα επανάληψης (PRF), σε εύρος συχνοτήτων MHz-GHz, με σκοπό να φτάσουν τους στόχους-αντικείμενα που βρίσκονται στην επιφάνεια της Γης. Η συχνότητα εξαρτάται από την πλατφόρμα που χρησιμοποιεί το Ραντάρ, καθώς επίσης από τις εφαρμογές για τις οποίες είναι κατασκευασμένος ο εκάστοτε δορυφόρος. Στον πίνακα 4.2 παραθέτονται τα διάφορα μήκη κύματος που χρησιμοποιούνται. Η ονομασία των διάφορων φασματικών ζωνών δεν έχει κάποια ιδιαίτερη σημασία, αλλά προέκυψε από στρατιωτικές κρυπτογραφήσεις που χρησιμοποιήθηκαν κατά τον δεύτερο Παγκόσμιο Πόλεμο, και ο προσδιορισμός των ονομάτων ήταν εντελώς τυχαίος και αυθαίρετος (Μερτίκας, 1999).

Πίνακας 4.2 Ονομασία και μήκη κύματος των Radar (Μερτίκας, 1999)

Ονομασία ζώνης	Συχνότητα	Ζώνη μήκους κύματος λ
Ka	26,5-40 GHz	0,75-1,1 cm
K	18-25,5 GHz	1,1-1,67 cm
Ku	12,5-18 GHz	1,7-2,4 cm
X	8-12,5 GHz	2,4-3,8 cm
C	4-8 GHz	3,8-7,5 cm
S	2-4 GHz	7,5-15,0 cm
L	1-2 GHz	15-30 cm
P	300 MHz-1GHz	30-100cm

Ως διαχωριστική ικανότητα ή χωρική ανάλυση ενός συστήματος SAR ορίζεται η ελάχιστη απόσταση μεταξύ δύο φυσικών αντικειμένων ίσης ανακλαστικότητας που δύναται να εμφανισθούν μεμονωμένα σε απεικονίσεις Ραντάρ (Μερτίκας, 1999). Το πιο σημαντικό κριτήριο για τον καθορισμό της διακριτικής ικανότητας είναι το μέγεθος του ορθογωνίου του παλμού (pulse rectangle), όπως προβάλλεται στην επιφάνεια τη δεδομένη χρονική στιγμή της άφιξής τους. Βάσει του μεγέθους του ορθογωνίου του παλμού διακρίνονται δύο είδη διαχωριστικής ικανότητας, η διαχωριστική ικανότητα στη διεύθυνση αποστάσεων και εκείνης στη διεύθυνση του αζιμουθίου της απεικόνισης (Curlander & McDonough, 1991).

Το φυσικό μήκος (χρονική διάρκεια) του παλμού του Ραντάρ που εκπέμπεται από την εκάστοτε κεραία καθορίζει τη διαχωριστική ικανότητα στη διεύθυνση των αποστάσεων εδάφους (R_g):

$$R_g = \frac{c\tau}{2\eta\mu\theta}$$

Όπου τα, το φυσικό μήκος του παλμού σε μονάδες χρόνου και θ η γωνία παρατήρησης.

Η διαχωριστική ικανότητα στη διεύθυνση των κεκλιμένων αποστάσεων (R_r) δίνεται από τη σχέση:

$$R_r = \frac{c\tau}{2} = \frac{R_g}{\eta\mu\theta}$$

Από τα παραπάνω φαίνεται ότι η χωρική ανάλυση του εδάφους είναι ανεξάρτητη του ύψους πτήσης, ενώ εξαρτάται από τη διάρκεια του παλμού της μικροκυματικής ακτινοβολίας –βελτιώνεται με την μείωση του μήκους του παλμού –και από τη θέση του στόχου σε σχέση με το ναδίρ του δορυφόρου –αυξάνεται προς την άπω περιοχή.

Η διαχωριστική ικανότητα στη διεύθυνση του αζιμουθίου της απεικόνισης καθορίζεται θεωρητικά από το φυσικό μήκος της κεραίας σύμφωνα με τη σχέση:

$$Ra = \frac{La}{2}$$

Όπου La , το φυσικό μήκος της κεραίας SAR.

Στη πράξη, εξαιτίας ταλαντώσεων της κεραίας και διάφορων άλλων ατελειών, είναι ελαφρώς μεγαλύτερη από το ήμισυ του μήκους της κεραίας. Μεγαλύτερο μήκος κεραίας ή μικρότερο μήκος κύματος βελτιώνουν τη διαχωριστική ικανότητα στη διεύθυνση του αζιμουθίου (Zhou et al., 2009).

4.1.3 Χαρακτηριστικά SAR απεικονίσεων

Μια SAR απεικόνιση αποτελεί την μονοδιάστατη προβολή στην διεύθυνση των κεκλιμένων αποστάσεων, της τρισδιάστατης οπισθοσκέδασης της επιφάνειας. Στην απεικόνιση οι φυσικές συντεταγμένες είναι οι πλάγιες αποστάσεις και το αζιμούθιο, παράμετροι που ορίζουν την γεωμετρία της συνθετικής απεικόνισης. Η προβολή της απεικόνισης στην επιφάνεια, δηλαδή ο μετασχηματισμός των πλάγιων αποστάσεων σε αποστάσεις εδάφους, πραγματοποιείται λαμβάνοντας υπόψη την τοπική γωνία πρόσπτωσης στο επιλεγμένο ελλειψοειδές αναφοράς.

Τα δεδομένα μιας SAR απεικόνισης είναι οι ψηφιακές τιμές των εικονοστοιχείων οι οποίες καθορίζονται από την ισχύ του σήματος οπισθοσκέδασης του αντικειμένου. Η ισχύς του σήματος και συνεπώς η ψηφιακή τιμή ενός εικονοστοιχείου της εικόνας εξαρτάται από τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά της επιφάνειας (τοπογραφία, τραχύτητα του εδάφους), τις διηλεκτρικές ιδιότητες των υλικών (π.χ υγρασία, ξηρασία) και τα χαρακτηριστικά της προσπίπτουσας ακτινοβολίας (συχνότητα, πόλωση, γωνία πρόσπτωσης) (Καρτάλης, 2006).

Λόγω της γεωμετρίας παρατήρησης, οι SAR απεικονίσεις εμφανίζουν διάφορες γεωμετρικές παραμορφώσεις, όπως αναστροφή (layover), σμίκρυνση (foreshortening), επιμήκυνση (lengthening) και σκίαση (shadow). Τέτοιου είδους γεωμετρικές παραμορφώσεις σχετίζονται κυρίως με την παρουσία αναγλύφου-τοπογραφίας (Μερτίκας, 1999) και αφαιρούνται εύκολα από τις απεικονίσεις, εφόσον είναι διαθέσιμα ψηφιακά μοντέλου εδάφους της περιοχής.

4.1.4 Ο Δορυφόρος ENVISAT

Το δορυφορικό σύστημα ENVISAT ASAR τέθηκε σε τροχιά από τον Ευρωπαϊκό Οργανισμό Διαστήματος (European Space Agency, ESA) τον Μάρτιο του 2002. Αποτελώντας ουσιαστικά συνέχεια των παλαιότερων αποστολών, διαθέτει παρόμοια τεχνικά χαρακτηριστικά με του δορυφόρους ERS. Η δυνατότητα μεταβολής του εύρους λωρίδας κάλυψης, η χωρική ανάλυση καθώς και οι γωνίες παρατήρησης ανάλογα με την επιλεγμένο τρόπο λήψης (acquisition mode) αποτελούσαν τα βασικότερα πλεονεκτήματα του. Το σύστημα ASAR εκτός της συμβατικής πόλωσης (VV και HH) (single polarization mode), επιτρέπει επιπλέον συνδιασμούς (VV/HH, VV/VH και HH/HV) (dual-polarization mode). Ο δορυφόρος τέθηκε εκτός λειτουργίας το Μάιο του 2012.

Τα τεχνικά χαρακτηριστικά του συστήματος ASAR του δορυφόρου ENVISAT παρουσιάζονται στον Πίνακα 4.3.

Πίνακας 4.3 Τεχνικά χαρακτηριστικά Ραντάρ του δορυφόρου ENVISAT (ESA, 2001)

	ENVISAT
Έτος Εκτόξευσης	2002
Μέσο Ύψος Τροχιάς (km)	800
Αισθητήρας	ASAR
Φασματικό Κανάλι	C
Συχνότητα Φέροντος (GHz)	5,331
Μήκος Κύματος (cm)	5,7
Εύρος Γωνίας Παρατήρησης (°)	15,0 – 45,2

Πόλωση	HH, VV, HV, VH
Πλάτος λωρίδας κάλυψης (km)	100-500
Διακριτική Ικανότητα Αποστάσεων Εδάφους (m)	~20
Διακριτική Ικανότητα Κεκλιμένων Αποστάσεων (m)	7,80
Διακριτική Ικανότητα Αζιμουθίου (m)	4,04
Επαναληπτικότητα (ημέρες)	35

5. Συμβολομετρία Ραντάρ

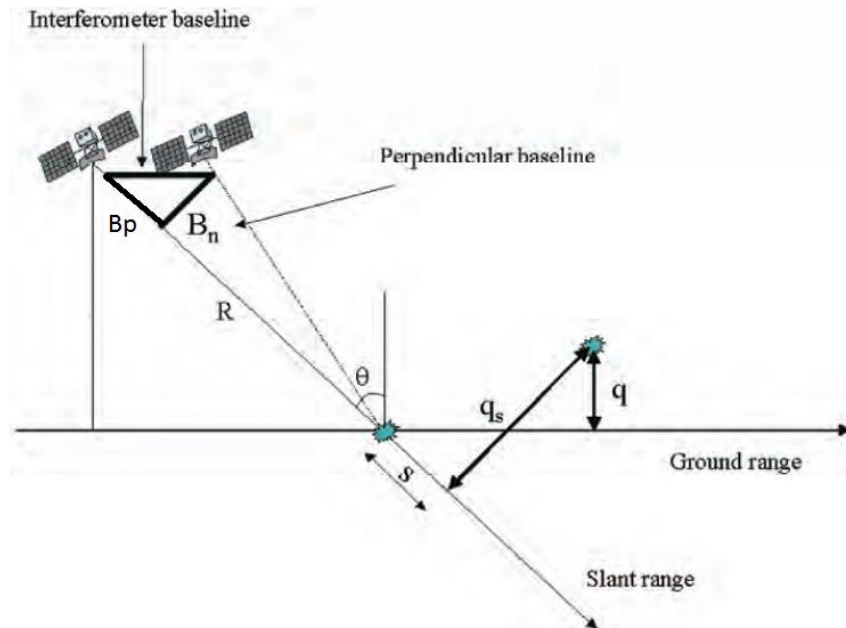
5.1 Γενικά

Η συμβολομετρία ραντάρ (SAR interferometry, InSAR), αποτελεί την παρεμβολή δύο εικόνων SAR μίας περιοχής, οι οποίες έχουν ληφθεί από δύο ελαφρώς διαφορετικές θέσεις στο χώρο ή στο χρόνο. Όταν γίνεται παρατήρηση ενός στόχου από δύο ελαφρώς διαφορετικές γωνίες, τα υψόμετρα μπορούν να ανακτηθούν με ακρίβεια επιτρέποντας έτσι την τρισδιάστατη αναδόμηση της εικόνας. Αν και οι εικόνες SAR περιέχουν τόσο το εύρος του σήματος (amplitude) όσο και τη φάση, οι πληροφορίες που περιέχονται στη φάση δεν είναι εκμεταλλεύσιμες. Η φάση είναι ομοιόμορφα κατανεμημένη μεταξύ 0 και 2π λόγω της παρουσίας κηλίδων (speckle). Οι κηλίδες αυτές δεν επηρεάζουν τα σημεία στόχους (point targets), έτσι σε αυτή την περίπτωση η φάση είναι σαφώς καθορισμένη και μπορεί να αξιοποιηθεί. Δύο εικόνες που έγινε η λήψη τους με σχεδόν ταυτόσημες θέσεις αισθητήρων έχουν σχεδόν πανομοιότυπες κηλίδες. Ως εκ τούτου, στη συμβολομετρία SAR όχι μόνο το πλάτος του σήματος του ραντάρ αλλά επίσης και η φάση μεταφέρουν πολύτιμες πληροφορίες σε εφαρμογές της τηλεπισκόπησης. Αυτό συμβαίνει επειδή η παρεμβολή των σημάτων που περιέχονται στις δύο εικόνες ακυρώνει τις τυχαίες συνεισφορές της φάσης SAR. Η συμβολομετρική φάση, που είναι η διαφορά φάσης μεταξύ δύο εικόνων που αποκτήθηκαν από ελαφρώς διαφορετικές θέσεις των αισθητήρων, περιέχει "γεωμετρικές πληροφορίες" που επιτρέπουν την παραγωγή της τρισδιάστατης

θέσης του σημείου της σκέδασης. Η συμβολομετρία SAR έχει εξελιχθεί σε μια αποτελεσματική τεχνική για την παραγωγή τοπογραφικών χαρτών. Μία επιπλέον εξέλιξη της συμβολομετρίας SAR είναι η διαφορική συμβολομετρία SAR (differential SAR interferometry, DInSAR). Με την βοήθεια της διαφορικής συμβολομετρίας SAR (DInSAR) δύναται να δημιουργηθούν χάρτες γεωφυσικής μετατόπισης. Η ακρίβεια της εκτίμησης της συμβολομετρικής φάσης χαρακτηρίζεται από το βαθμό συνοχής (degree of coherence) και γενικά αναφέρεται απλά ως συνοχή (coherence). Η συνοχή μειώνεται με την αύξηση του όγκου σκέδασης και με τις χρονικές μεταβολές μεταξύ των λήψεων των δύο εικόνων. Ως εκ τούτου, η συνοχή περιέχει θεματικές πληροφορίες με καλές προοπτικές στις εφαρμογές εδάφους όπως η ταξινόμηση χρήσεων γης και την παρακολούθηση των αλλαγών (GAMMA Documentation, 2007).

5.2 Βασικές αρχές Συμβολομετρίας Ραντάρ

Ένας από τους βασικότερους όρους που πρέπει να αποσαφηνιστεί είναι το άνυσμα βάσης (baseline), δηλαδή η απόσταση μεταξύ των δύο αισθητήρων οι οποίοι παρατηρούν την ίδια περιοχή μελέτης από δύο ελαφρώς διαφορετικές θέσεις από το διάστημα, σε ένα συμβολομετρικό σύστημα SAR. Το άνυσμα βάσης είναι μια βασική παράμετρος στη γεωμετρία ενός συμβολομετρικού συστήματος, το οποίο μπορεί να αναλυθεί στην παράλληλη διεύθυνση των αποστάσεων της απεικονιζόμενης συνιστώσας (Bn, Parallel Baseline) και στην εγκάρσια συνιστώσα (Bp, Perpendicular Baseline) (Σχήμα 4.1) Η εγκάρσια συνιστώσα του ανύσματος βάσης διαδραματίζει πολύ σημαντικό ρόλο στην καταλληλότητα ενός ζεύγους SAR απεικονίσεων (GAMMA Documentation, 2006).



Σχήμα 5.1 Γεωμετρικοί παράμετροι ενός δορυφορικού συστήματος συμβολομετρίας SAR (τροποποιημένο από ESA, 2007)

Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω βασική αρχή της συμβολομετρίας Ραντάρ είναι ο συνδυασμός δύο ή περισσότερων απεικονίσεων SAR, βάσει των οποίων εξάγονται πληροφορίες για τη διαφορά φάσης.

Το σήμα που σκεδάζεται από ένα στόχο στην επιφάνεια της Γης και λαμβάνεται από ένα σύστημα Ραντάρ σε μία απόσταση R , έχει πλάτος (amplitude) A , το οποίο σχετίζεται με την ένταση της σκέδασης του στόχου και φάση φ , η οποία σχετίζεται με την διπλή κατεύθυνσης διαδρομή του σήματος μεταξύ του Ραντάρ και του στόχου.

Η μαθηματική έκφραση της φάσης γ του σήματος του Ραντάρ είναι:

$$\varphi = -\frac{2\pi}{\lambda} \cdot 2r + \varphi_{\text{scattering}} + \varphi_{\text{delay}}$$

όπου ο πρώτος παράγοντας εκφράζει την συμβολή της φάσης της διπλής κατεύθυνσης διαδρομής μεταξύ του στόχου και του Ραντάρ. Ο δεύτερος παράγοντας εκφράζει την

καθυστέρηση της φάσης λόγω οπισθοσκέδασης και ο τρίτος παράγοντας εκφράζει την καθυστέρηση της φάσης η οποία οφείλεται σε ατμοσφαιρικές επιδράσεις.

Εάν τώρα υπολογιστεί η διαφορά μεταξύ των φάσεων ενός στόχου της επιφάνειας της Γης, από δύο ελαφρώς διαφορετικές θέσεις στο διάστημα, έχοντας αποστάσεις R_1 και R_2

$$\phi = \Delta\phi = \phi_2 - \phi_1 = -\frac{4\pi}{\lambda}(R_2 - R_1) + \Delta\phi_{scatter} + \Delta\phi_{delay}$$

αντίστοιχα, τότε η διαφορά φάσης είναι:

όπου λ είναι το μήκος κύματος και το αρνητικό πρόσημο εκφράζει την καθυστέρηση της φάσης του σήματος επιστροφής.

Το αποτέλεσμα αυτής της διαφοράς φάσης καλείται συμβολογράμα. Το συμβολόγραμμα είναι μία σύνθετη εικόνα η οποία έχει προέλθει από την εγγραφή δύο ή περισσότερων SAR απεικονίσεων.

Κατά τους Born et al. (1980), η ποιότητα της συμβολομετρικής φάσης εξαρτάται από τη συνάφεια των απεικονίσεων SAR και η μαθηματική της έκφραση είναι η εξής:

$$\gamma = \frac{E\{g_1 g_2^*\}}{\sqrt{E\{|g_1|^2\} \cdot E\{|g_2|^2\}}}$$

Τα g_1 και g_2 αντιπροσωπεύουν δυο επικαλυπτόμενες εικόνες SAR και το $E\{\}$ αντιπροσωπεύει το χωρικό μέσο όρο. Η ισχύς και η φάση του συμβολογράματος αναφέρονται γενικά στο βαθμό συνάφειας και στη συμβολομετρική φάση (InSAR) αντίστοιχα.

Πρέπει να σημειωθεί ότι η ποιότητα της συμβολομετρικής φάσης εξαρτάται από την συνάφεια η οποία μετρά ουσιαστικά το βαθμό συσχετισμού μεταξύ δύο SAR απεικονίσεων. Το εύρος των τιμών που μπορεί να πάρει η συνάφεια είναι από 0 έως 1. Όταν η τιμή της συνάφειας πλησιάζει τη μηδενική τιμή, τότε υπάρχει πλήρης αποσυσχέτιση μεταξύ των απεικονίσεων, ενώ αντίθετα όταν η τιμή πλησιάζει την μονάδα, τότε υπάρχει πλήρης συσχέτιση των εικόνων.

Επιπρόσθετα, η συμβολομετρική φάση μπορεί να πάρει τιμές μεταξύ 0 και 2π και επομένως αναπαρίσταται ως ένα σύνολο από κροσσούς. Δύο συνεχόμενοι κροσσοί αναπαριστούν διαφορά φάσης 2π . Όπως ειπώθηκε και προηγουμένως, η συνάφεια αποτελεί παράγοντα που επηρεάζει τη συμβολομετρική φάση. Με άλλα λόγια, η συνάφεια είναι ένα μέτρο χαρακτηρισμού της ποιότητας της φάσης. Έτσι, περιοχές που χαρακτηρίζονται από υψηλές τιμές συνάφειας, εμφανίζουν πολύ ευκρινείς κροσσούς (GAMMA Documentation, 2006).

Επιπλέον, οι ιδιότητες της συμβολομετρικής φάσης είναι ένας σημαντικός παράγοντας. Από τη στιγμή που η συμβολομετρική φάση σχετίζεται με τη διαφορά της διπλής απόστασης του σήματος μεταξύ του ραντάρ και του στόχου-αντικειμένου στις δύο λήψεις αντίστοιχα, μπορεί να χρησιμοποιηθεί με σκοπό την παρατήρηση ενός σημείου που βρίσκεται στην επιφάνεια της Γης και να ανιχνευθεί εάν αυτό το σημείο υπέστη κάποια μετακίνηση μεταξύ δύο διαφορετικών λήψεων. Για να τονιστούν οι κύριες ιδιότητες της συμβολομετρικής φάσης η οποία αποτελεί το άθροισμα επιμέρους συνιστωσών, παραθέεται η παρακάτω μαθηματική εξίσωση :

$$\varphi = \varphi_{\text{flat_earth}} + \varphi_{\text{topo}} + \varphi_{\text{disp}} + \varphi_{\text{path}} + \varphi_{\text{noise}} + n \cdot 2\pi$$

όπου

$\varphi_{\text{flat_earth}}$: φάση λόγω της επίπεδης Γης

φ_{topo} : φάση λόγω της τοπογραφίας

φ_{disp} : φάση λόγω της εδαφικής παραμόρφωσης

φ_{path} : φάση λόγω της ατμοσφαιρικής καθυστέρησης του σήματος

φ_{noise} : φάση λόγω του θορύβου

$n \cdot 2\pi$: παράγοντας της εκτύλιξης της φάσης (phase unwrapping)

Ο όρος επίπεδης Γης εκφράζει τη φάση εξαιτίας της καμπυλότητας της Γης, η οποία προκαλεί μεταβολές της γωνίας παρατήρησης κατά μήκος της διεύθυνσης των αποστάσεων. Ο όρος τοπογραφίας σχετίζεται άμεσα με το μήκος της κάθετης συνιστώσας $B_{\perp}$, εφόσον η αύξησή της οδηγεί συνήθως στην παρουσία υπολειμματικής τοπογραφικής φάσης στα διαφορικά συμβολογράμματα. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, ο υπολογισμός του πραγματοποιείται είτε με προσομοίωση της φάσης βάσει ενός υπάρχοντος DEM και των

τροχιακών δεδομένων, ή από κατάλληλα επιλεγμένες ανεξάρτητες SAR απεικονίσεις. Ο όρος των ατμοσφαιρικών επιδράσεων, λόγω του στοχαστικού του χαρακτήρα, εισάγει μη συστηματικό σφάλμα στις παρατηρήσεις της συμβολομετρίας Ραντάρ. Η απομάκρυνση τέτοιων επιδράσεων από το σήμα αποτελεί αρκετά επίπονη διαδικασία, ενώ πολλές φορές είναι απαραίτητη η διάθεση συμπληρωματικών δεδομένων από άλλες πηγές παρατήρησης. Το μη επικαλυπτόμενο μέρος του φάσματος συχνοτήτων των δύο SAR απεικονίσεων σε συνδυασμό με την παρουσία στιγμάτων οδηγούν στην εμφάνιση θορύβου στα συμβολογράμματα, γεγονός που εκφράζεται με την εισαγωγή συστηματικού σφάλματος στις παρατηρήσεις. Μερική απομάκρυνση του θορύβου επιτυγχάνεται στη μεν πρώτη περίπτωση με την εφαρμογή φίλτρων στο πεδίο των συχνοτήτων, στη δε δεύτερη περίπτωση με χωρικά φίλτρα μέσης τιμής.

Τέλος ο όρος της αθέρατης ασάφειας αντιστοιχεί στο αθέρατο πολλαπλάσιο του 2π που οφείλει να προστεθεί στη μετρούμενη τιμή της φάσης, προκειμένου να ανακτηθεί η πραγματική τιμή της, διαδικασία που καλείται εκτύλιξη της φάσης (phase unwrapping) (GAMMA Documentation, 2007).

5.3 Διαφορική Συμβολομετρία Ραντάρ

Η κίνηση του εδάφους, και κατ' επέκταση των υπερκείμενων δομών, είναι το αποτέλεσμα είτε φυσικών διεργασιών είτε της ανθρώπινης δραστηριότητας. Τέτοιες μετατοπίσεις δύναται να αποτελέσουν παράγοντες κινδύνου με άμεσες επιπτώσεις στις κτηριακές υποδομές. Επειδή συσχετίζονται, σε κάποιο βαθμό, με το γεωλογικό υπόβαθρο μπορούν να εμφανιστούν και σε αστικό και σε αγροτικό περιβάλλον. Πολλές από τις διεργασίες που ευθύνονται για την παρουσία εδαφικών μετακινήσεων μπορούν να επεκταθούν σε μεγάλες περιοχές αυξάνοντας έτσι το βαθμό κινδύνου στο κτηριακό απόθεμα. Ο έλεγχος και η παρακολούθηση των εδαφικών μετατοπίσεων σε περιοχές υψηλού κινδύνου δίνει την δυνατότητα μετριασμού ακόμα και αποτροπής των επιπτώσεων .

Η βασική ιδέα της διαφορικής επεξεργασίας του σήματος (Διαφορική Συμβολομετρία Ραντάρ – DInSAR) είναι η απομάκρυνση του όρου της τοπογραφίας από τη συμβολομετρική φάση, επιτρέποντας την απομόνωση της φάσης που σχετίζεται με διαφορικές κινήσεις που έλαβαν χώρα στο χρονικό διάστημα μεταξύ των δύο λήψεων

(Gabriel et al., 1989). Με άλλα λόγια η διαφορική συμβολομετρία από δορυφόρους Ραντάρ είναι η τεχνική κατά την οποία η φάση του σκεδαζόμενου σήματος. Ραντάρ από δύο ή περισσότερες εικόνες της ίδιας περιοχής επεξεργάζεται με σκοπό την ανίχνευση εδαφικών κινήσεων. Η φάση, δηλαδή ο χρόνος που απαιτείται ώστε το σήμα να ταξιδέψει από τον δορυφόρο στην γήινη επιφάνεια και να επιστρέψει σ' αυτόν, αλλάζει όταν η απόσταση δορυφόρου-γης μεταβληθεί λόγω φυσικών ή ανθρωπογενών αιτιών. Τέτοιου είδους δορυφορικές διατάξεις προσανατολίζονται κυρίως στην αναγνώριση κατακόρυφων κινήσεων στην επιφάνεια, ενώ στερούνται ευαισθησίας στις μετατοπίσεις οριζόντιας διάσταση (Ferretti et al., 2004).

Η φάση η οποία σχετίζεται με την τοπογραφία, μπορεί να υπολογιστεί είτε χρησιμοποιώντας ένα ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου –DEM (2-pass διαφορική συμβολομετρία) ή χρησιμοποιώντας ένα ανεξάρτητο συμβολόγραμμα, χωρίς να περιέχει τον παράγοντα της φάσης που οφείλεται σε διαφορική παραμόρφωση (3- και 4- pass διαφορική συμβολομετρία). Ο αριθμός ο οποίος χαρακτηρίζει την κάθε τεχνική, δείχνει τον αριθμό των απεικονίσεων SAR που απαιτούνται, έτσι ώστε να παραχθεί ένα διαφορικό συμβολόγραμμα. Ουσιαστικά, η επιλογή μίας από τις παραπάνω μεθοδολογίες, εξαρτάται από την διαθεσιμότητα των δεδομένων και την παρουσία σφαλμάτων της εκτυλιγμένης φάσης (phase unwrapping), τα οποία προκύπτουν από εδάφη μεγάλων κλίσεων.

Το μεγαλύτερο πλεονέκτημα της 3-pass μεθοδολογίας έναντι της 2-pass, είναι ότι δεν απαιτείται DEM. Ωστόσο, η χρησιμοποίηση DEM, με σκοπό την εξαγωγή της τοπογραφικής φάσης, βοηθά στην αποφυγή σφαλμάτων της εκτυλιγμένης φάσης, καθώς επίσης και την αποφυγή σφαλμάτων της τοπογραφικής φάσης που οφείλονται στην ατμόσφαιρα και την ιονόσφαιρα.

Πιο αναλυτικά, η 2-pass διαφορική συμβολομετρία, απαιτεί την χρησιμοποίηση ενός συμβολομετρικού ζεύγους και ένα DEM. Η βασική ιδέα είναι ότι ένα συμβολόγραμμα (έχει φάση η οποία αντιστοιχεί στην τοπογραφία του αναγλύφου) προσομοιώνεται βάσει του DEM. Στην συνέχεια, η φάση που οφείλεται στην τοπογραφία, αφαιρείται από το αρχικό συμβολόγραμμα.

Η 3-pass διαφορική συμβολομετρία, βασίζεται στη χρησιμοποίηση 3 SAR απεικονίσεων. Η γεωμετρία της μίας εκ των οποίων επιλέγεται ως αναφορά. Στη συνέχεια, παράγονται

δύο συμβολογράμματα μεταξύ της εικόνας αναφοράς και των υπολοίπων δύο. Η βασική ιδέα είναι ότι μόνο το ένα από τα δύο συμβολογράμματα περιέχει την διαφορική συμβολομετρική φάση, ενώ το άλλο συμβολόγραμμα χρησιμοποιείται ως αναφορά με σκοπό την αφαίρεση της φάσης λόγω τοπογραφίας. Επιπλέον, η αποκατάσταση της φάσης είναι απαραίτητη.

Τέλος, η 4-pass διαφορική συμβολομετρία, βασίζεται σε δύο ανεξάρτητα συμβολομετρικά ζεύγη (4 SAR απεικονίσεις). Η ιδέα είναι ότι μόνο το ένα από τα δύο ζεύγη, περιλαμβάνει την διαφορική φάση, ενώ το άλλο χρησιμοποιείται ως αναφορά, με σκοπό την αφαίρεση της φάσης που αντιστοιχεί στην τοπογραφία. Η 4-pass μεθοδολογία είναι σχεδόν όμοια με την 3-pass, με την διαφορά ότι στην επεξεργασία χρησιμοποιούνται διαφορετικές γεωμετρίες (όχι εικόνα αναφοράς). Συνεπώς, τα συμβολομετρικά προϊόντα του ενός συμβολομετρικού ζεύγους, χρειάζεται να αποκτήσουν την ίδια γεωμετρία του δεύτερου συμβολομετρικού ζεύγους. Επιπλέον, η αποκατάσταση της φάσης είναι απαραίτητη.

Το σχετικά χαμηλό κόστος στην εφαρμογή της τεχνικής έχει επιτρέψει μέχρι σήμερα την εφαρμογή της σε ένα μεγάλο αριθμό επιστημονικών αντικειμένων ένα από τα οποία είναι οι φυσικοί κίνδυνοι και ειδικότερα οι κίνδυνοι λόγω εδαφικής παραμόρφωσης. Ήδη από το 1992 η συμβατική Διαφορική Συμβολομετρία χρησιμοποιείται για τη μελέτη και την κατανόηση συγκεκριμένων φυσικών φαινομένων-διεργασιών που προκαλούν εδαφική παραμόρφωση, όπως σεισμοί, ηφαίστεια, κατολισθήσεις και καθιζήσεις, με άμεσες οικονομικές, περιβαλλοντικές και ανθρώπινες επιπτώσεις (Massonnet et al. 1993, Zebker et al. 1994, Fielding et al. 1998, Galloway et al. 1998, Wright & Stow 1999, Carnec & Fabriol 1999, Avallone et al. 1999, Carnec & Delacourt 2000, Strozzi et al. 2001, Stramondo et al., 2008).

6. Προτεινόμενη Μεθοδολογία Επεξεργασίας

Στο κεφάλαιο αυτό θα αναλυθούν τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εφαρμογή, όπως επίσης και τα στάδια της μεθοδολογίας για την παραγωγή των τελικών αποτελεσμάτων

6.1 Δεδομένα

Στην παρούσα εφαρμογή χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα ASAR του δορυφόρου ENVISAT.



Σχήμα 6.1 Το πλαίσιο της εικόνας Ραντάρ που καλύπτει την περιοχή (Eoli-sa)

Τα δεδομένα που επιλέχθηκαν, αποτελούν εικόνες αρχείου οι οποίες παρέχονται από τον Ευρωπαϊκό Οργανισμό Διαστήματος. Η επιλογή τους έγινε μέσω του λογισμικού Eoli-sa (<https://earth.esa.int/web/guest/eoli>) και καλύπτουν την ευρύτερη περιοχή του ηφαιστείου (Σχήμα 6.1). Επιλέχθηκαν 63 εικόνες καλύπτοντας το διάστημα 2003-2010.

A/A	ΗΜ/ΝΙΑ	ΚΩΔΙΚΟΣ ΛΗΨΗΣ	ΤΡΟΧΙΑ	ΠΟΛΩΣΗ	ΦΟΡΑ ΛΗΨΗΣ
1	22/01/2003	4692	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
2	26/02/2003	5193	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
3	07/05/2003	6195	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
4	11/06/2003	6696	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
5	20/08/2003	7698	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
6	24/09/2003	8199	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
7	29/10/2003	8700	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
8	07/01/2004	9702	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ

9	11/02/2004	10203	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
10	26/05/2004	11706	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
11	30/06/2004	12207	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
12	04/08/2004	12708	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
13	08/09/2004	13209	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
14	13/10/2004	13710	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
15	17/11/2004	14211	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
16	22/12/2004	14712	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
17	26/01/2005	15213	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
18	02/03/2005	15714	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
19	06/04/2005	16215	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
20	11/05/2005	16716	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
21	15/06/2005	17217	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
22	20/07/2005	17718	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
23	24/08/2005	18219	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
24	28/09/2005	18720	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
25	02/11/2005	19221	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
26	07/12/2005	19722	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
27	11/01/2006	20223	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
28	15/02/2006	20724	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
29	22/03/2006	21225	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
30	26/04/2006	21726	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
31	31/05/2006	22227	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
32	05/07/2006	22728	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
33	09/08/2006	23229	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
34	13/09/2006	23730	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
35	18/10/2006	24231	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
36	22/11/2006	24732	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
37	27/12/2006	25233	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
38	31/01/2007	25734	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
39	07/03/2007	26235	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
40	11/04/2007	26736	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
41	20/06/2007	27738	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
42	25/07/2007	28239	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ

43	29/08/2007	28740	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
44	03/10/2007	29241	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
45	07/11/2007	29742	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
46	12/12/2007	30243	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
47	26/03/2008	31746	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
48	04/06/2008	32748	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
49	09/07/2008	33249	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
50	13/08/2008	33750	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
51	17/09/2008	34251	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
52	22/10/2008	34752	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
53	31/12/2008	35754	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
54	11/03/2009	36756	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
55	20/05/2009	37758	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
56	29/07/2009	38760	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
57	07/10/2009	39762	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
58	16/12/2009	40764	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
59	24/02/2010	41766	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
60	05/05/2010	42768	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
61	09/06/2010	43269	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
62	14/07/2010	43770	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ
63	22/09/2010	44772	129	VV	ΑΝΟΔΙΚΗ

Πίνακας 6.1 Δεδομένα του δορυφόρου ENVISAT

Τα αρχικά δεδομένα ήταν SLC (Single Look Complex) απεικονίσεις (πλάτος και φάση σήματος οπισθοσκέδασης), ανοδικής τροχιάς και κάθετης πόλωσης VV. Η ανοδική τροχιά επιλέχθηκε καθώς υπό αυτή τη γωνία παρατήρησης, τα ρήγματα υπό μελέτη εμφανίζονταν καλύτερα, σε σχέση με τα δεδομένα καθοδικής τροχιάς στα οποία η γωνία παρατήρησης προκαλούσε επικάλυψη σε αρκετά ρήγματα εξαιτίας του έντονου ανάγλυφου του ηφαιστείου. Ακόμη, χρησιμοποιήθηκαν τροχιακά δεδομένα DORIS ακριβείας με σκοπό τη βελτίωση της ακρίβειας της τροχιάς του δορυφόρου. Το DORIS είναι ένα όργανο, το οποίο είναι εγκατεστημένα πάνω στον δορυφόρο, κάτι που σαφώς ευνοεί και επιτρέπει μεγαλύτερη ακρίβεια στα δεδομένα των τροχιών.

Επιπρόσθετα, απαραίτητα δεδομένα για την επεξεργασία των εικόνων Ραντάρ, είναι η τοπογραφία και το ανάγλυφο της περιοχής μελέτης. Στη παρούσα χρησιμοποιήθηκε ψηφιακό μοντέλου αναγλύφου χωρικής ανάλυσης (~30m) ASTER G-DEM προϊόν των METI και NASA (<http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/>).

6.2 Επεξεργασία των εικόνων Ραντάρ

Για την επεξεργασία των δορυφορικών δεδομένων Ραντάρ χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό GAMMA σε λειτουργικό περιβάλλον Linux, το οποίο αποτελείται από σειρά ανεξάρτητων υποπρογραμμάτων, παρέχοντας πλήρη ευελιξία και δυνατότητα επέμβασης στη ροή καθώς και τροποποίηση των παραμέτρων της επεξεργασίας. Θα πρέπει να αναφερθεί ότι δεν υπάρχει κάποια πρότυπη μεθοδολογία που μπορεί να παράξει τα βέλτιστα αποτελέσματα, παρά μόνο ένας γενικός οδηγός που προσαρμόζεται κατά περίπτωση στους στόχους της κάθε περίπτωσης μελέτης.

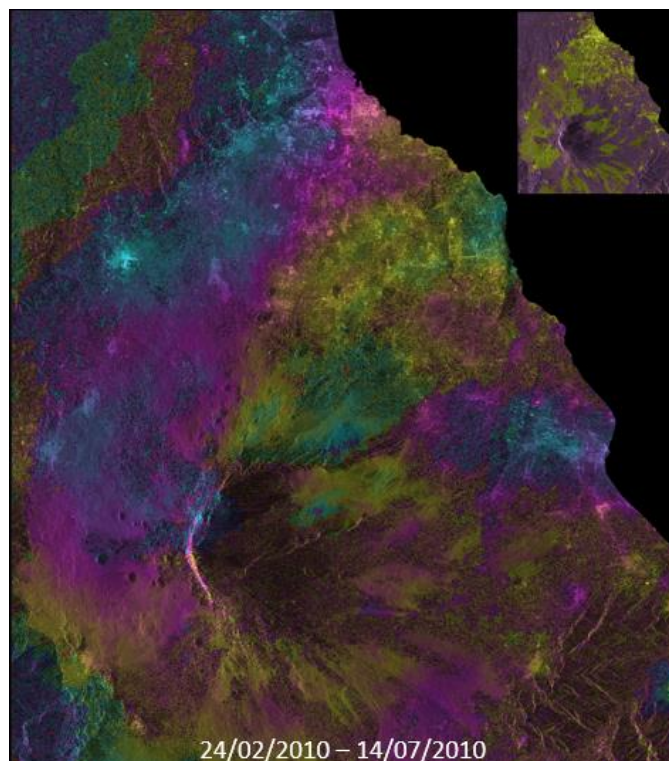
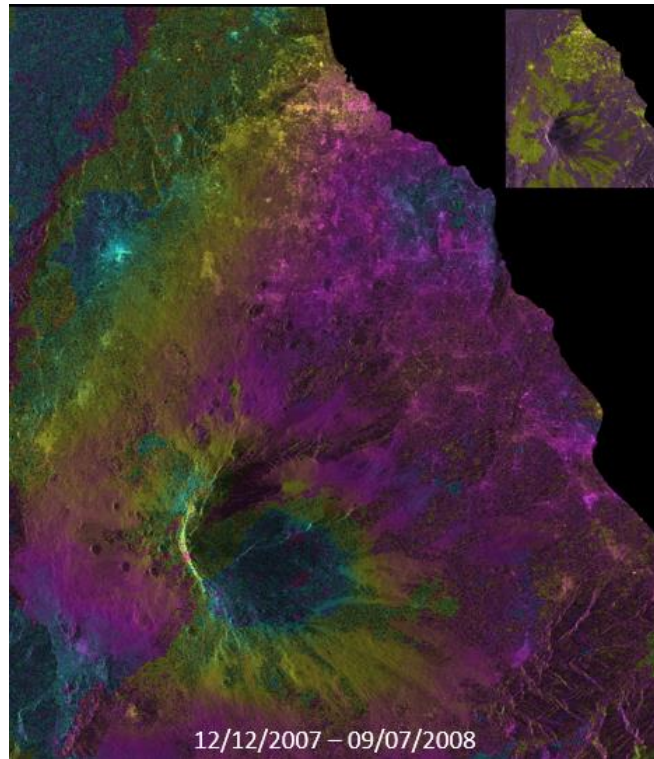
Συνολικά παρήχθησαν 180 συμβολογραφήματα με ορισμένο άνωσμο βάσης, 360 ημερών και 250m διαφοράς απόστασης μεταξύ της θέσης του δορυφόρου στη πρώτη και στη δεύτερη λήψη. Από αυτά τα συμβολογράμματα για τον υπολογισμό των τελικών αποτελεσμάτων παραμόρφωσης χρησιμοποιήθηκαν τα 97 καθώς τα υπόλοιπα θεωρήθηκε ότι πιθανώς εμπεριείχαν την ατμοσφαιρική φάση. Η παραπάνω ενέργεια αφαίρεσης συμβολογραμάτων πραγματοποιήθηκε καθώς η υβριδική μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε επηρεάζεται αρκετά από την ατμοσφαιρική φάση και με αυτό τον τρόπο το τελικό αποτέλεσμα εμπεριέχει το μικρότερο δυνατό ποσοστό της.

Τα επί μέρους στάδια επεξεργασίας περιλαμβάνουν

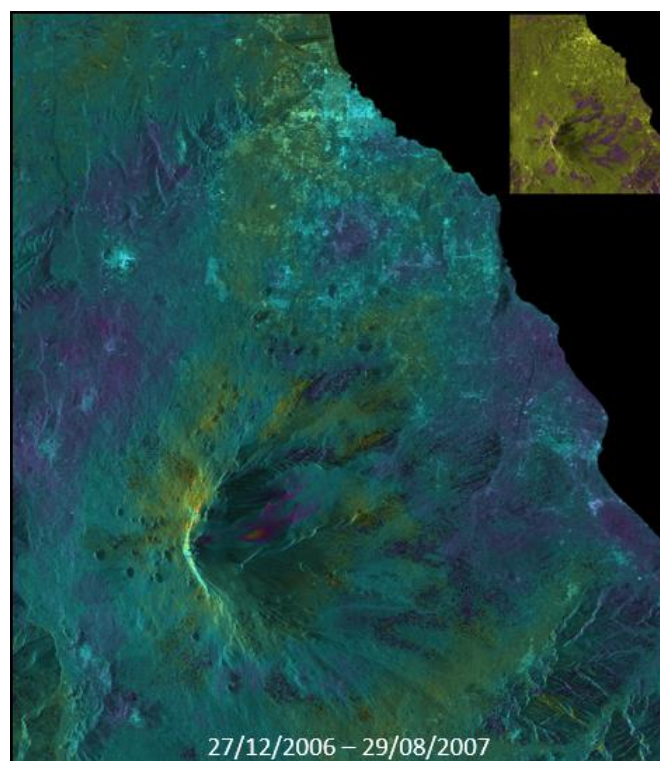
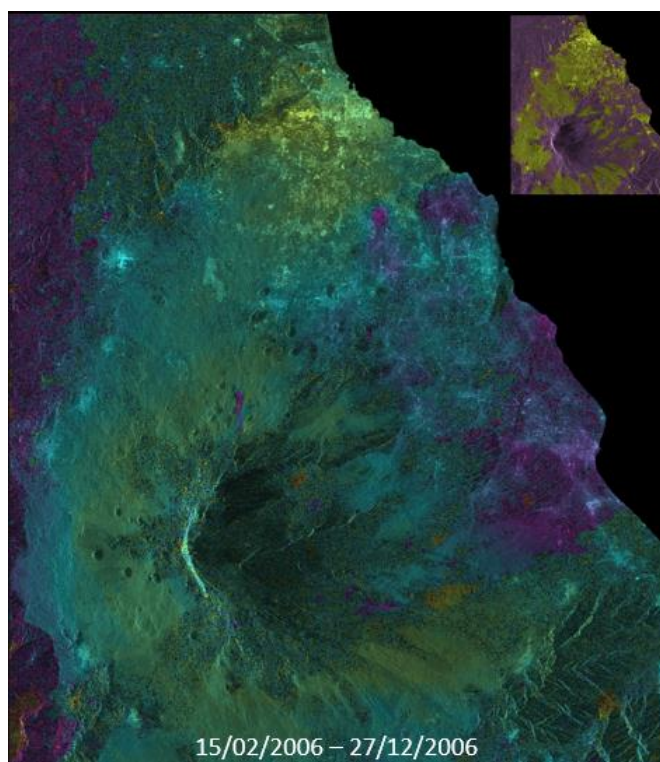
- Συμπροσαρμογή του συνόλου των απεικονίσεων κάθε τροχιάς με την εγγραφή τους σε μια επιλεγμένη απεικόνιση στο κέντρο περίπου της χρονοσειράς, βάσει της συσχέτισης των εντάσεων (Wegmüller et al., 1998)
- Φιλτράρισμα στο πεδίο των συχνοτήτων των SAR απεικονίσεων για τη διατήρηση του κοινού μέρους του φάσματος, τόσο στην διεύθυνση των αποστάσεων, όσο και στη διεύθυνση του αζιμουθίου των απεικονίσεων, μεγιστοποιώντας τα επίπεδα συνάφειας της συμβολομετρικής φάσης.

- Παραγωγή των απλών συμβολογραμάτων με μιγαδικό πολλαπλασιασμό των SAR απεικονίσεων.
- Εκτίμηση και απομάκρυνση από έναστο συμβολόγραμμα του όρου επίπεδης-Γης (εξομαλυσμένο συμβολόγραμμα), σύμφωνα με την γεωμετρία του ζεύγους των απεικονίσεων.
- Προσομοίωση βάσει του διαθέσιμου ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου και τη εκάστοτε συμβολομετρικής γεωμετρίας του όρου της τοπογραφίας και απομάκρυνσής τους από τα απλά συμβολογράμματα για την παραγωγή των διαφορικών συμβολογραμάτων. Η προσομοίωση αρχικά πραγματοποιήθηκε σύμφωνα με τις τροχιές ακριβείας και στη συνέχεια σύμφωνα με την επαναπροσδιορισμένη γεωμετρία ύστερα από την βελτίωση της εκτίμησης των ανυσμάτων βάσεων από τα ίδια τα δεδομένα.
- Προσαρμοσμένο φιλτράρισμα κατά συχνότητα σε χωρική βάση των διάφορων συμβολογραμάτων, βάσει παραθύρου 64×64 εικονοστοιχείων.
- Εκτύλιξη των διαφορικών φάσεων για την επίλυση των ασαφειών φάσης σε εικονοστοιχεία με επίπεδα συνάφειας $\geq 0,3$.
- Βελτίωση της αρχικής εκτίμησης των εγκάρσιων ανυσμάτων βάσης από τις εκτυλιγμένες διαφορικές φάσεις και επαναπροσδιορισμός της γεωμετρίας έκαστου συμβολομετρικού ζεύγους. Ακολουθεί η επανάληψη βάσει της βελτιωμένης γεωμετρίας των σταδίων επεξεργασίας από την παραγωγή των απλών συμβολογραμάτων έως την εκτύλιξη των διαφορικών φάσεων.
- Μετατροπή της εκτυλιγμένης φάσης σε μήκος και μετασχηματισμός (γεω-κωδικοποίηση) των αποτελεσμάτων σε επιλεγμένη χαρτογραφική προβολή με την βοήθεια του διαθέσιμου ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου (GAMMA documentation, 2007).
- Στη συνέχεια έγινε αξιολόγηση και ποιοτικός έλεγχος των συμβολογραμάτων έτσι ώστε να αφαιρεθούν αυτά που πιθανότατα περιείχαν την ατμοσφαιρική φάση.

Παρακάτω παρατίθεται δείγμα των συμβολογραμάτων που πιθανότατα περιέχουν την ατμοσφαιρική φάση:



Παρακάτω παρατίθενται δείγματα συμβολογραμάτων που πιθανόν δεν περιέχουν την ατμοσφαιρική φάση:

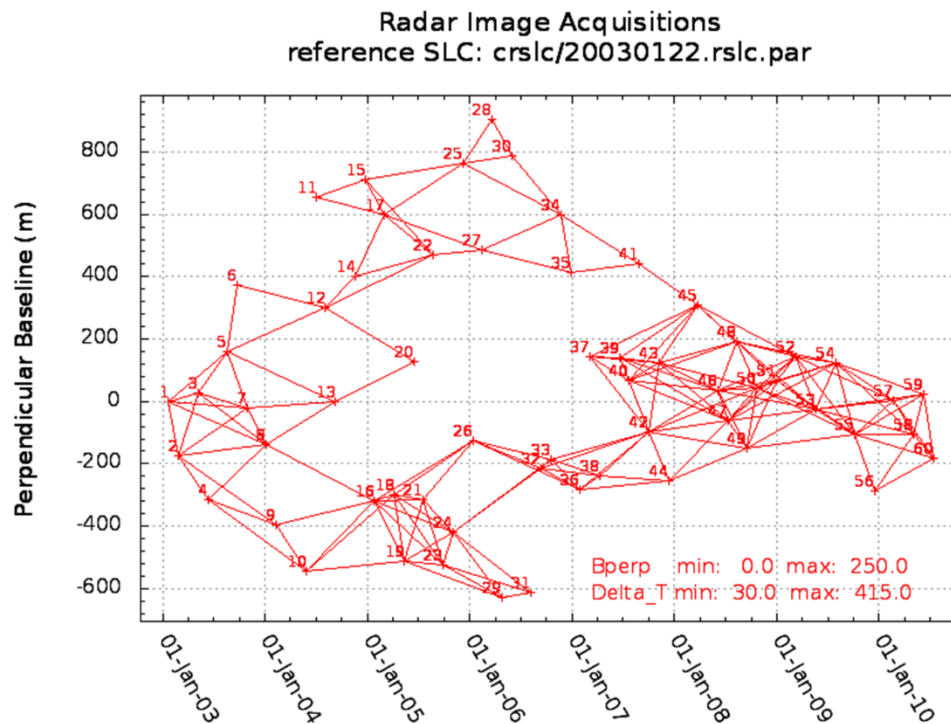


Στη συνέχεια η «υβριδική» μεθοδολογία –η οποία εμπεριέχει στοιχεία συμβατικής συμβολομετρίας SAR, προσεγγίσεις συμβολομετρίας μικρού ανύσματος βάσης (SBAS) και συμβολομετρίας σταθερών σκεδαστών (PSI) –που αναφέρθηκε παραπάνω επιλύει για μία χρονοσειρά φάσεων παραμόρφωσης ένα σύνολο μη εκτυλιγμένων φάσεων παραμόρφωσης. Αυτή η τεχνική ξεκινά με μία σώρευση “multi-reference” μη εκτυλιγμένων φάσεων συμβατικής Διαφορικής Συμβολομετρίας SAR (DINSAR) και παρέχει χρονοσειρές “single-reference” αξιοποιώντας τον αλγόριθμο Singular Value Decomposition (SVD) με σκοπό την απόκτηση της λύσης των ελαχίστων τετραγώνων για τη φάση των χρονοσειρών. Πλεονεκτήματα της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων είναι η επίλυση της παραμόρφωσης ως ένα μεμονωμένο πρόβλημα ελαχίστων τετραγώνων παρέχει μία ακολουθία διατεταγμένη χρονικά, δηλαδή υπάρχει εικόνας της εξέλιξης του προτύπου παραμόρφωσης ακόμα και αν δεν υπάρχουν συμβολογράματα για τις ενδιάμεσες ημερομηνίες, είτε επειδή δεν έγινε λήψη είτε επειδή το άνυσμα βάσης είναι πολύ μεγάλο. Ακόμη είναι πιθανό να μειωθούν οι επιπτώσεις των συμβολομετρικών σφαλμάτων κατά την επεξεργασία τα οποία μπορούν να θεωρηθούν διαφορετικά (συνεπώς ανεξάρτητα) σε κάθε συμβολόγραμμα. Αυτό δεν συμβαίνει για τα σφάλματα τα οποία σχετίζονται με την εικόνα, όπως για παράδειγμα η συμβολή της φάσης της ατμόσφαιρας. Η διαφοροποίηση που παρέχει ο αλγόριθμος SVD σε όρους παραμόρφωσης είναι ότι δίνει μέση ταχύτητα παραμόρφωσης ενώ η μεμονωμένη εφαρμογή των ελαχίστων τετραγώνων δίνει τιμές παραμόρφωσης (Usai, 2003).

Ο σκοπός αυτής της διαδικασίας είναι κάθε συμβολόγραμμα να περιέχει την πληροφορία παραμόρφωσης κάθε εικόνας SLC που εισάχθηκε. Με άλλα λόγια η συνολική φάση της παραμόρφωσης σε χρόνο t_2 τελικά είναι το άθροισμα της παραμόρφωσης από τον χρόνο t_0 στον t_1 και από τον t_1 στον t_2 . Έτσι η συνολική παραμόρφωση σε χρόνο t_n μπορεί να εκφραστεί ως ο γραμμικός συνδυασμός των μετρήσεων των εισαχθέντων δεδομένων. Έτσι γίνεται κατανοητή η αναγκαιότητα αφαίρεσης των εισαχθέντων συμβολογραμμάτων, στην διαδικασία αυτή, που πιθανών να εμπεριέχουν την φάση της ατμόσφαιρας καθώς η σώρευση αυτή μπορεί να επηρεαστεί από δεδομένα όπως αυτά παράγοντας λανθασμένα αποτελέσματα. Η εφαρμογή αυτής της μεθόδου κατέστη δυνατή στην συγκεκριμένη μελέτη καθώς ο αριθμός των απεικονίσεων SAR και κατ’ επέκταση των συμβολογραμμάτων ήταν αρκετά μεγάλος ώστε η αφαίρεση μεγάλου όγκου από αυτά να

μην δημιουργεί πρόβλημα έλλειψης δεδομένων. Το σημείο αναφοράς, που αντιστοιχεί στο σημείο μηδενικής παραμόρφωσης, θεωρήθηκε ότι είναι μέσα στην πόλη της Catania στο νοτιοανατολικότερο κομμάτι του χάρτη, καθ' υπόδειξη της βιβλιογραφίας. Ως σημείο εκκίνησης θεωρείται η πρώτη ημερομηνιακά εικόνα. Έτσι από τη σώρευση πολλαπλής αναφοράς (multi-reference) εκτυλιγμένων φάσεων περνάμε σε χρονοσειρές μίας αναφοράς (single-reference) αξιοποιώντας τον αλγόριθμο SVD και την μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων.

Το δίκτυο των εικόνων που χρησιμοποιήθηκε για την διαδικασία αυτή είναι το παρακάτω:



Σχήμα 6.2 Δίκτυο Εικόνων

Στην πρώτη απόπειρα εφαρμογής της παραπάνω μεθόδου συμπεριλήφθηκαν και συμβολογράματα με χρονικό διαχωρισμό όπως είχε οριστεί κατά την βελτίωση της ακρίβειας εκτίμησης του ανύσματος βάσης (baseline refinement) με χρονικό διαχωρισμό 415 ημερών και 250 μ . Perpendicular Baseline, τελικά χρησιμοποιήθηκαν ζεύγη με χρονική απόσταση μικρότερη των 360 ημερών διότι η πληροφορία των υπολοίπων θεωρήθηκε φτωχή. Τα ζεύγη των συμβολογραμάτων, καθώς και τα ζεύγη τα οποία τελικά χρησιμοποιήθηκαν παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα:

Συμβολομετρικά Ζεύγη							
1	22/01/2003 – 26/02/2003	50	02/03/2005 – 15/02/2006	99	07/03/2007 – 26/03/2008	148	13/08/2008 – 29/07/2009
2	22/01/2003 – 07/05/2003	51	06/04/2005 – 11/05/2005	100	11/04/2007 – 03/10/2007	149	17/09/2008 – 22/10/2008
3	22/01/2003 – 20/08/2003	52	06/04/2005 – 20/07/2005	101	11/04/2007 – 12/12/2007	150	17/09/2008 – 31/12/2008
4	22/01/2003 – 29/10/2003	53	06/04/2005 – 28/09/2005	102	20/06/2007 – 25/07/2007	151	17/09/2008 – 20/05/2009
5	22/01/2003 – 07/01/2004	54	06/04/2005 – 02/11/2005	103	20/06/2007 – 03/10/2007	152	17/09/2008 – 07/10/2009
6	26/02/2003 – 07/05/2003	55	06/04/2005 – 11/01/2006	104	20/06/2007 – 07/11/2007	153	22/10/2008 – 31/12/2008
7	26/02/2003 – 11/06/2003	56	11/05/2005 – 20/07/2005	105	20/06/2007 – 26/03/2008	154	22/10/2008 – 11/03/2009
8	26/02/2003 – 29/10/2003	57	11/05/2005 – 28/09/2005	106	20/06/2007 – 04/06/2008	155	22/10/2008 – 31/12/2008
9	26/02/2003 – 07/01/2004	58	11/05/2005 – 02/11/2005	107	20/06/2007 – 09/07/2008	156	22/10/2008 – 29/07/2009
10	26/02/2003 – 11/02/2004	59	11/05/2005 – 26/04/2006	108	25/07/2007 – 03/10/2007	157	22/10/2008 – 07/10/2009
11	07/05/2003 – 20/08/2003	60	20/07/2005 – 28/09/2005	109	25/07/2007 – 07/11/2007	158	31/12/2008 – 11/03/2009
12	07/05/2003 – 29/10/2003	61	20/07/2005 – 02/11/2005	110	25/07/2007 – 26/03/2008	159	31/12/2008 – 20/05/2009
13	07/05/2003 – 07/01/2004	62	20/07/2005 – 11/01/2006	111	25/07/2007 – 04/06/2008	160	31/12/2008 – 29/01/2009
14	11/06/2003 – 07/01/2004	63	24/08/2005 – 15/02/2006	112	25/07/2007 – 09/07/2008	161	31/12/2008 – 07/10/2009
15	11/06/2003 – 11/02/2004	64	28/09/2005 – 02/11/2005	113	25/07/2007 – 13/08/2008	162	11/01/2009 – 20/05/2009
16	11/06/2003 – 26/05/2004	65	28/09/2005 – 26/04/2006	114	29/08/2007 – 26/03/2008	163	11/03/2009 – 29/07/2009
17	20/08/2003 – 24/09/2003	66	28/09/2005 – 09/08/2006	115	03/10/2007 – 07/11/2007	164	11/03/2009 – 07/10/2009
18	20/08/2003 – 29/10/2003	67	02/11/2005 – 26/04/2006	116	03/10/2007 – 12/12/2007	165	11/03/2009 – 24/02/2010
19	20/08/2003 – 04/08/2004	68	02/11/2005 – 09/08/2006	117	03/10/2007 – 04/06/2008	166	20/05/2009 – 29/07/2009
20	20/08/2003 – 08/09/2004	69	02/11/2005 – 13/09/2006	118	03/10/2007 – 09/07/2008	167	20/05/2009 – 07/10/2009
21	24/09/2003 – 04/08/2004	70	02/11/2005 – 18/10/2006	119	03/10/2007 – 17/09/2008	168	20/05/2009 – 24/02/2010
22	29/10/2003 – 07/01/2004	71	07/12/2005 – 22/03/2006	120	03/10/2007 – 22/10/2008	169	20/05/2009 – 05/05/2010
23	29/10/2003 – 08/09/2004	72	07/12/2005 – 31/05/2006	121	07/11/2007 – 26/03/2008	170	20/05/2009 – 09/06/2010
24	07/01/2004 – 08/09/2004	73	07/12/2005 – 22/11/2006	122	07/11/2007 – 04/06/2008	171	29/07/2009 – 07/10/2009
25	07/01/2004 – 26/01/2005	74	11/01/2006 – 13/09/2006	123	07/11/2007 – 09/07/2008	172	29/07/2009 – 24/02/2010
26	11/02/2004 – 26/05/2004	75	11/01/2006 – 18/10/2006	124	07/11/2007 – 13/08/2008	173	29/07/2009 – 05/05/2010
27	11/02/2004 – 26/01/2005	76	11/01/2006 – 31/01/2007	125	07/11/2007 – 22/10/2008	174	29/07/2009 – 09/06/2010
28	26/05/2004 – 26/01/2005	77	15/02/2006 – 22/11/2006	126	12/12/2007 – 09/07/2008	175	07/10/2009 – 16/12/2009
29	26/05/2004 – 06/04/2005	78	15/02/2006 – 27/12/2006	127	12/12/2007 – 17/09/2008	176	07/10/2009 – 24/02/2010
30	26/05/2004 – 11/05/2005	79	22/03/2006 – 31/05/2006	128	26/03/2008 – 13/08/2008	177	07/10/2009 – 05/05/2010
31	30/06/2004 – 22/12/2004	80	26/04/2006 – 09/08/2006	129	26/03/2008 – 31/12/2008	178	07/10/2009 – 09/06/2010
32	30/06/2004 – 02/03/2005	81	31/05/2006 – 22/11/2006	130	26/03/2008 – 11/03/2009	179	07/10/2009 – 14/07/2010
33	04/08/2004 – 17/11/2004	82	13/09/2006 – 18/10/2006	131	04/06/2008 – 09/07/2008	180	16/12/2009 – 05/05/2010
34	04/08/2004 – 15/06/2005	83	13/09/2006 – 31/01/2007	132	04/06/2008 – 13/08/2008	181	16/12/2009 – 14/07/2010
35	04/08/2004 – 24/08/2005	84	13/09/2006 – 11/04/2007	133	04/06/2008 – 17/09/2008	182	24/02/2010 – 05/05/2010
36	08/09/2004 – 15/06/2005	85	13/09/2006 – 03/10/2007	134	04/06/2008 – 22/10/2008	183	24/01/2010 – 09/06/2010
37	17/11/2004 – 02/03/2005	86	18/10/2006 – 31/01/2007	135	04/06/2008 – 31/12/2008	184	24/02/2010 – 14/07/2010
38	17/11/2004 – 24/08/2005	87	18/10/2006 – 11/04/2007	136	04/06/2008 – 11/03/2009	185	05/05/2010 – 09/06/2010
39	22/12/2004 – 02/03/2005	88	18/10/2006 – 03/10/2007	137	04/06/2008 – 20/05/2009	186	05/05/2010 – 14/07/2010
40	22/12/2004 – 24/08/2005	89	22/11/2006 – 27/12/2006	138	09/07/2008 – 17/09/2008	187	09/06/2010 – 14/07/2010
41	22/12/2004 – 07/12/2005	90	22/11/2006 – 29/08/2007	139	09/07/2008 – 22/10/2008		
42	26/01/2005 – 06/04/2005	91	27/12/2006 – 29/08/2007	140	09/07/2008 – 31/12/2008		
43	26/01/2005 – 11/05/2005	92	31/01/2007 – 11/04/2007	141	09/07/2008 – 11/03/2009		
44	26/01/2005 – 20/07/2005	93	31/01/2007 – 03/10/2007	142	09/07/2008 – 20/05/2009		
45	26/01/2005 – 28/09/2005	94	31/01/2007 – 12/12/2007	143	09/07/2008 – 29/07/2009		
46	26/01/2005 – 02/11/2005	95	07/03/2007 – 20/06/2007	144	13/08/2008 – 22/10/2008		
47	26/01/2005 – 11/01/2006	96	07/03/2007 – 25/07/2007	145	13/08/2008 – 31/12/2008		
48	02/03/2005 – 24/08/2005	97	07/03/2007 – 03/10/2007	146	13/08/2008 – 11/03/2009		
49	02/03/2005 – 07/12/2005	98	07/03/2007 – 07/11/2007	147	13/08/2008 – 20/05/2009		

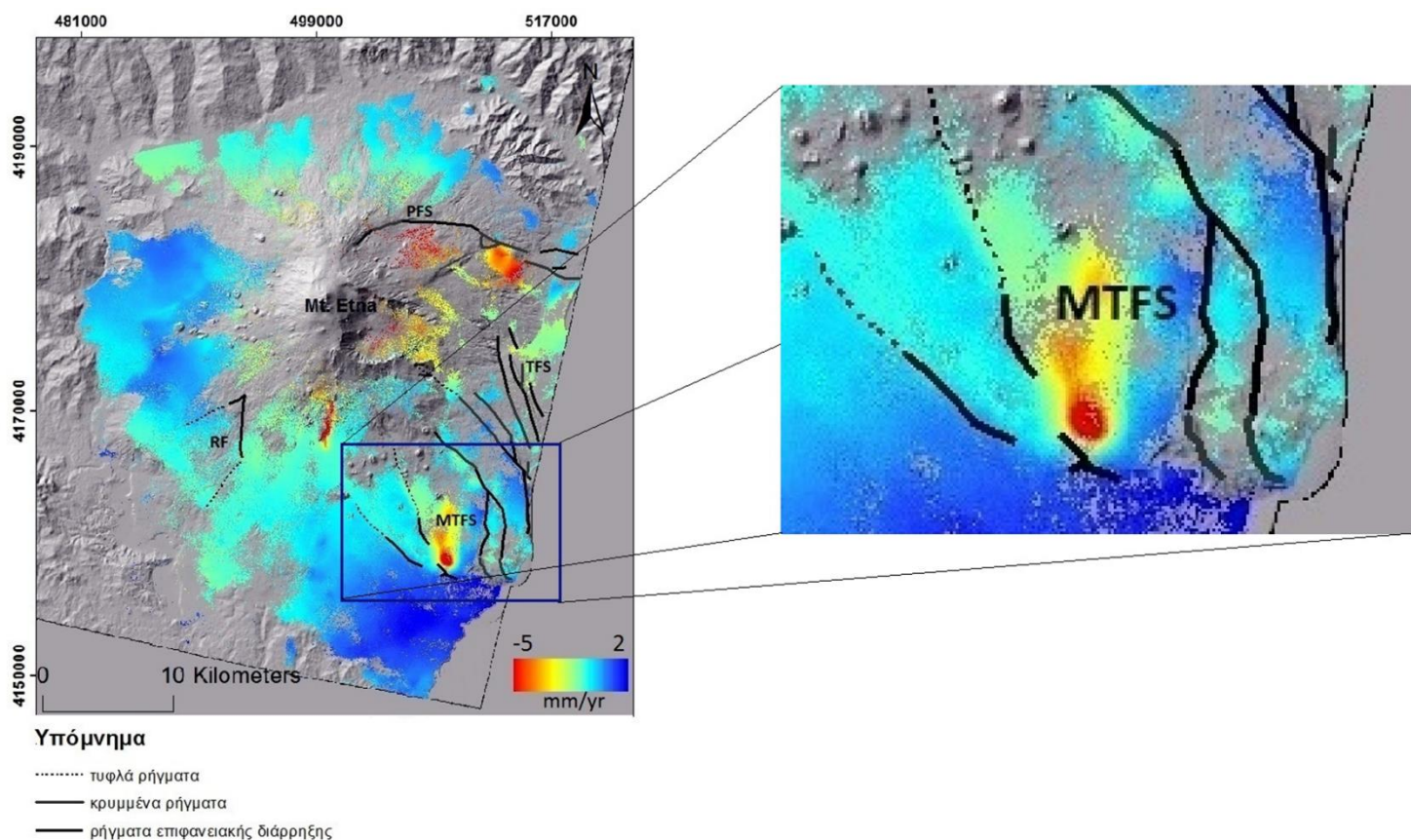
Πίνακας 6.2 Ζεύγη Παραγόμενων Συμβολογραμμάτων (με γκρι χρώμα τα ζεύγη που τελικά αξιοποιήθηκαν κατά την επεξεργασία)

Τέλος, μέσω γραμμικής παλινδρόμησης στις χρονοσειρές παραμόρφωσης για κάθε σημείο, προκύπτει η παραμόρφωση σε μέτρα ανά χρόνο κατά μήκος της διεύθυνσης παρατήρησης (Line Of Sight) (GAMMA documentation, 2007).

Το αποτέλεσμα της παραπάνω διαδικασίας εισάχθηκε στο πρόγραμμα ArcGIS για περαιτέρω επεξεργασία και οπτικοποίηση των αποτελεσμάτων σε μορφή χάρτη.

7. Αποτελέσματα- Συζήτηση

Στα αποτελέσματα όπως παρουσιάζονται στον Χάρτη 7.1 είναι εμφανείς η καθίζηση που υφίσταται η ανατολική πλευρά του ηφαιστείου από το σύστημα ρηγμάτων Pernicana (PFS) στα βορειοανατολικά μέχρι το ρήγμα Ragalna στα νοτιοδυτικά στο πρότυπο που εισηγήθηκε ο Χάρτης 3.2 στο τρίτο κεφάλαιο στην παρούσας εργασία όπου οριοθετείτε η ζώνη ολίσθησης του ηφαιστείου.



Χάρτης 7.1 Χάρτης Μέσης Ετήσιας Εδαφικής Παραμόρφωσης (LOS) για την περίοδο 2003-2010.
 Συντομογραφίες ρηγμάτων: RF, Ragalna Fault; MTFS, Mascalucia-Trecastagni Fault System; TFS, Timpe Fault System; PFS, Pernicana Fault System.

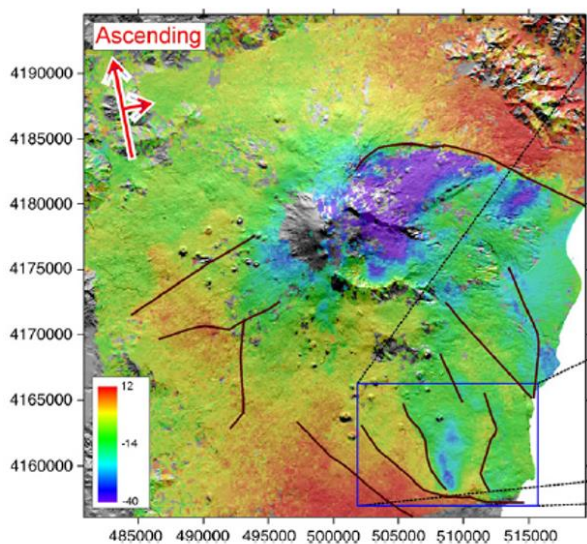
Στα νότια του συστήματος ρηγμάτων Pernicana για τα έτη 2003 με 2010 παρατηρήθηκε καθίζηση έως και 3,5 mm το χρόνο (LOS). Οι Solaro et al. (2010) μέσω της τεχνικής SBAS για τα έτη 2004-2010 υπολόγισαν το ρυθμό καθίζησης περί τα 0,5 cm το χρόνο με γραμμική συμπεριφορά της παραμόρφωσης.

Συνεχίζοντας νοτιότερα, στην Vale del Bove όπως αυτή οριοθετείται από το Χάρτη 3.2, η καθίζηση φτάνει τα 3mm (LOS) ανά έτος στην κατεύθυνση της γωνίας. Ανατολικότερα στο σύστημα ρηγμάτων Timpe (TFS) ο ρυθμός παραμόρφωσης αγγίζει μόλις τα -2 mm/χρόνο (LOS). Το ρήγμα Ragalna (RF) όπως φαίνεται και στον Χάρτη 7.1 χαρακτηρίζεται στα ανατολικά από μικρούς ρυθμούς παραμόρφωσης και συγκεκριμένα

καθίζησης ενώ η δυτική του πλευρά που αποτελεί κομμάτι της σταθερής πλαγιάς του ηφαιστείου, δεν εμφανίζει ρυθμού παραμόρφωσης που να απομακρύνονται πολύ από τη μηδενική.

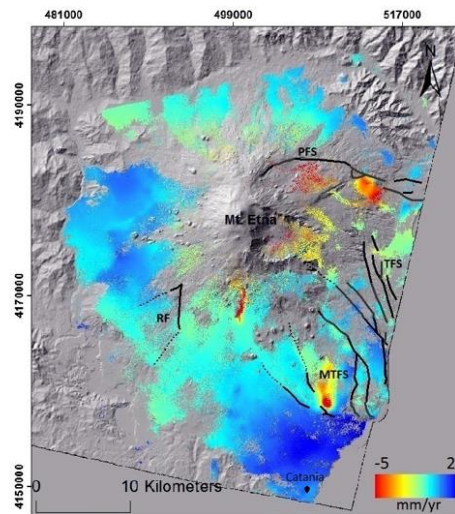
Όσον αφορά την κύρια περιοχή μελέτης, δηλαδή το σύστημα ρηγμάτων Mascalucia Trecastagni (MTFS) τα αποτελέσματα δείχνουν το μέγιστο ρυθμό παραμόρφωσης να φτάνει τα 4 mm/χρόνο (LOS) στην κατεύθυνση της γωνίας παρακολούθησης. Η παρατήρηση μπορεί αν επαληθευτεί από τους Bonforte et al. (2011a) και Solaro et al. (2010) που για τις περιόδους 1995-2000 και 2003-2008 αντίστοιχα κατέληξαν σε ρυθμούς παραμόρφωσης της τάξεως των 4-5mm/χρόνο (LOS).

Παρακάτω παρατίθεται η σύγκριση των αποτελεσμάτων την παρούσας μελέτης με του χάρτες εδαφικής παραμόρφωσης από τους Bonforte et al (2011a) και Solaro et al. (2010)



Bonforte et al, 2011a

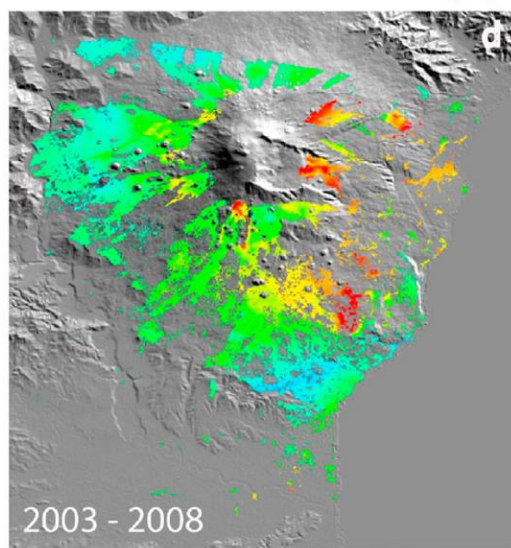
Χάρτης ετήσιας παραμόρφωσης (ENVISAT, 2007-2010) με τη μέθοδο των σταθερών σκεδαστών με το πακέτο STaMPS.



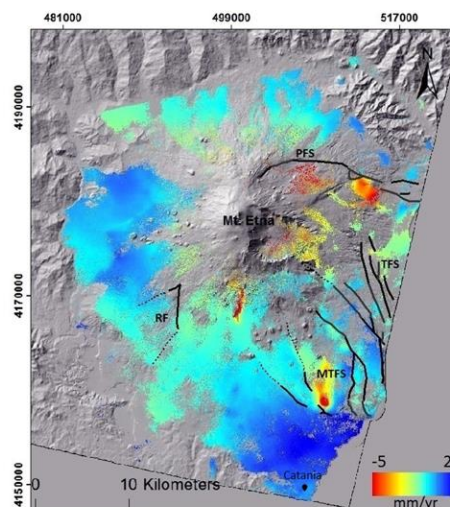
Υπόμνημα

- πιθανά τυφλά ρήγματα
- τυφλά ρήγματα
- ρήγματα επιφανειακής διάρρηξης

Χάρτης Μέσης Ετήσιας Εδαφικής Παραμόρφωσης (LOS) για την περίοδο 2003-2010



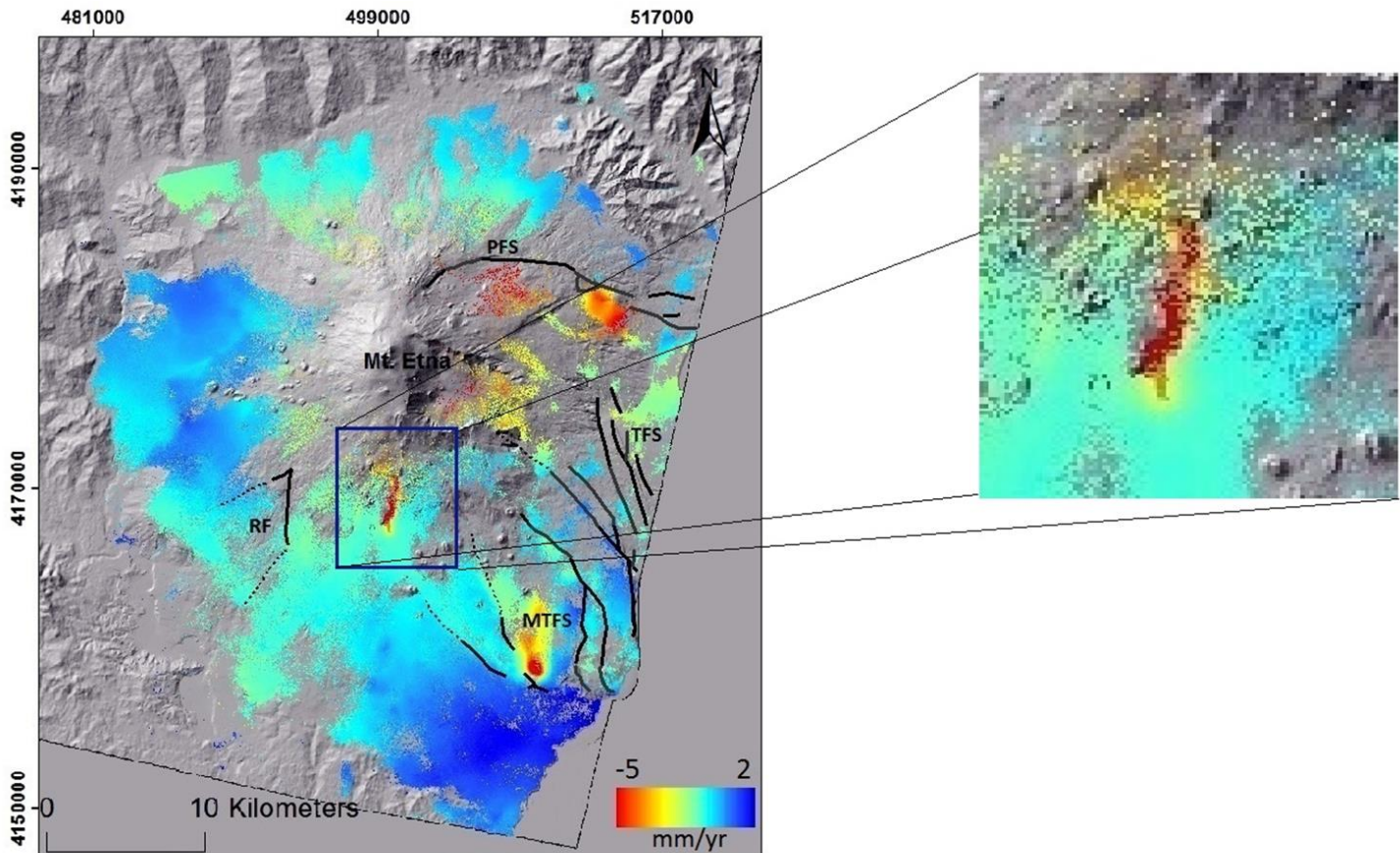
Χάρτης ετήσιας παραμόρφωσης με τη τεχνική SBAS (ENVISAT, 2003-2008)
Solaro et al., 2010



Υπόμνημα
 πιθανά τυφλά ρήγματα
 — τυφλά ρήγματα
 — ρήγματα επιφανειακής διάρρηξης

Χάρτης Ετήσιας Εδαφικής Παραμόρφωσης (LOS)
για την περίοδο 2003-2010

Κατά την επεξεργασία των δεδομένων, από το πρώτο ζεύγος συμβολογραμμάτων μέχρι και το τελευταίο η περιοχή που εμφανίζεται στο Χάρτη 7.2 παρουσίαζε κροσσούς παραμόρφωσης. Από όλο το ηφαιστείο οι μεγαλύτεροι ρυθμοί παραμόρφωσης παρατηρήθηκαν σε αυτήν ακριβώς την περιοχή η οποία φτάνει μέχρι και τα $-0,5 \text{ cm}$ το χρόνο (LOS). Η γνωστή έκρηξη του 2001, του νοτιοανατολικού κρατήρα της κορυφής του ηφαιστείου, κάλυψε με λάβα την περιοχή αυτή, έτσι η παραμόρφωση που παρατηρείτε πιθανότητα οφείλεται στην κρυστάλλωση του μάγματος, στη μείωση δηλαδή του όγκου της και κατά συνέπεια στην καθίζηση του εδάφους όπως αυτή καταγράφηκε. Συγκεκριμένα, η έκρηξη του Ιουλίου-Αυγούστου 2001 του Όρους Αίτνα –σε υψόμετρο 3.050 m κίνησε το δημόσιο ενδιαφέρον, όπως επίσης και το ενδιαφέρον των Μέσων Μαζικής Ενημέρωσης, καθώς προκάλεσε καταστροφές σε τουριστικές εγκαταστάσεις και για αρκετές ημέρες απειλούσε την πόλη Nicolosi στα νότια του ηφαιστείου. Η μεγαλύτερη ροή λάβας έφτασε τα $6,9 \text{ km}$. Ο συνολικός όγκος των αναβλυσμάτων θεωρήθηκε μικρός για τα δεδομένα των πρόσφατων εκρήξεων του ηφαιστείου ($\sim 25 \times 10^6 \text{ m}^3$ λάβας και $5-10 \times 10^6 \text{ m}^3$ πυροκλαστικών), παρόλο που η εξέλιξη της έκρηξης θεωρήθηκε ιδιαίτερα δυναμική (Behncke & Neri, 2001). Το πρότυπο εδαφικής παραμόρφωσης πιθανότατα οφείλεται σε κρυστάλλωση του μάγματος.



Υπόμνημα

- τυφλά ρήγματα
- κρυμμένα ρήγματα
- ρήγματα επιφανειακής διάρρηξης

Χάρτης 7.2 Χάρτης Παραμόρφωσης Εδάφους (σε LOS). Συντομογραφίες ρηγμάτων: RF, Raglana Fault; MTFS, Mascalucia-Trecastagni Fault System; TFS, Timpe Fault System; PFS, Pernicana Fault System. Με κόκκινο κύκλο απεικονίζονται η παρατηρούμενη ροή λάβας της έκρηξης του 2001. SEC, South East Crater.

Τα αποτελέσματα της τεχνικής που χρησιμοποιήθηκε αποδεικνύονται αρκετά ενδιαφέροντα και σύμφωνα με τα αποτελέσματα της βιβλιογραφίας, όπως φαίνεται και στους χάρτες των Solaro (2010) και Bonforte (2013b). Η παρούσα εργασία ανέδειξε αποτελέσματα χρήσιμα και εύκολα αξιοποιήσιμα στην κατεύθυνση της αξιολόγησης του ηφαιστειακού κινδύνου και του κινδύνου ενεργού τεκτονισμού στο πιο ενεργό ηφαίστειο της ευρωπαϊκής ηπείρου.

Τα αποτελέσματα επιβεβαιώνουν την ενεργητικότητα του ρήγματος. Η διαφορική μετατόπιση που ανιχνεύθηκε από τα αποτελέσματα στη ΝΑ κλητή του ηφαιστείου ταυτίζεται με τα χαρτογραφημένα ρήγματα. Τα δεδομένα αυτά σε συνδυασμό με το χάρτη

κάλυψης και χρήσης γης μπορούν να συνεισφέρουν σε θέματα πολιτικής προστασία όπως είναι ο μετριασμός των επιπτώσεων.

Οι περιοχές οι οποίες είναι υπόκεινται σε παραμόρφωση εδάφους καταδεικνύονται με ακρίβεια στους χάρτες παραμόρφωσης και αποδεικνύουν την ενεργητικότητα του ρήγματος είναι σε θέση να δώσουν πληροφορία σε φορείς τις πολιτικής προστασίας, όπως επίσης να παράσχουν πολύτιμη πληροφορία για την συνέχιση της επιστημονικής έρευνας είτε με επίγεια είτε δορυφορικά συστήματα.

Ακόμη, η ανίχνευση του ρυθμού παραμόρφωσης στα μάγματα της έκρηξης του 2001 δίνει χρήσιμες πληροφορίες για την διαδικασία κρυστάλλωσης τους και είναι μία αξιοποιήσιμη πληροφορία που μπορεί να δώσει τροφή για έρευνα σε τεχνικές Οπτικών Συστημάτων Ραντάρ για περαιτέρω μελέτη του φαινομένου.

Ιδιαίτερα σημαντική είναι η παρατήρηση των ρυθμών παραμόρφωσης σε όλη τη ανατολική πλευρά του ηφαιστείου –με μορφή κυρίως καθιζήσεων –που όπως αναφέρουν τα διάφορα μοντέλα που αναλύθηκαν σε προηγούμενα κεφάλαια, η ανατολική πλευρά του ηφαιστείου ολισθαίνει προς τη θάλασσα. Στο Χάρτη 7.2 η περιοχή αυτή οριοθετείτε στα βόρεια από το ρήγμα Pernicana και από το ρήγμα Ragalna στα ΝΔ.

Θα πρέπει σε αυτό το σημείο να αναφερθεί ότι το επόμενο στάδιο αυτής της έρευνας είναι η εφαρμογή τεχνικών που επηρεάζονται όσο το δυνατόν λιγότερο από την ατμοσφαιρική φάση, όπως η τεχνική των σταθερών σκεδαστών PSI καθώς και η αξιοποίηση και επεξεργασία σύγχρονων απεικονίσεων από το δορυφόρο Sentinel-1 και ο συνδυασμός των αποτελεσμάτων της συμβολομετρίας με την εκθεσιμότητα στην περιοχή δηλαδή στους οικισμούς, τις ευαίσθητες υποδομές, το οδικό δίκτυο κτλ. έτσι ώστε να γίνει το πέρασμα σε αυτό που ονομάζουμε εκτίμηση ηφαιστειακού κινδύνου – εκτίμηση κινδύνου ενεργούς τεκτονικής.

8. Συμπεράσματα

Συμπερασματικά, η «υβριδική» τεχνική που χρησιμοποιήθηκε έδωσε αποτελέσματα τα οποία είναι αξιοποιήσιμα για την αξιολόγηση του ηφαιστειακού κινδύνου, σε μία πυκνοκατοικημένη περιοχή όπως αυτή του διατρέχει το ρήγμα Trecastagni. Οι έντονοι ρυθμοί παραμόρφωσης στην περιοχή που φτάνουν έως και τα -4mm ανά έτος (LOS) προδίδουν μία περιοχή που χρίζει συνεχούς παρακολούθησης και οι μέθοδοι τις συμβολομετρίας μπορούν να βοηθήσουν προς αυτή την κατεύθυνση.

Ακόμη η ολίσθηση της ανατολικής πλαγιάς που είναι εμφανής στα αποτελέσματα προδίδει τεκτονικές και ηφαιστειακές διαδικασίες που επίσης, χρίζουν παρακολούθησης σε επίπεδο συστήματος και όχι κατά περίπτωση συστήματος ρηγμάτων, με χρήση μεθόδων συμβολομετρίας και μη. Συγκεκριμένα, ο ρυθμός παραμόρφωσης κατά μήκος του συστήματος ρηγμάτων Pernicana με τιμές έως και τα -3,5 mm ανά έτος (LOS) οριοθετεί σαφώς το βορειότερο άκρο της ολισθαίνουσας πλευράς, η οποία φτάνει έως το σύστημα ρηγμάτων Ragalna ορίζοντας το νοτιοανατολικό άκρο της ολίσθησης .

Επιπρόσθετα, ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η ροή λάβας νότια των κρατήρων της κορυφής όπως απεικονίζεται στο Χάρτη 7.2, με ρυθμούς παραμόρφωσης που αγγίζουν τα -5mm ανά έτος (LOS), δίνοντας στοιχεία διαχρονικής παραμόρφωσης ενός μέρους των ροών λάβας της έκρηξης του 2001.

Τα αποτελέσματα επιβεβαιώνουν την ενεργητικότητα του ρήγματος καθώς επίσης και η διαφορική μετατόπιση που ανιχνεύθηκε από τα αποτελέσματα στη ΝΑ κλητή του ηφαιστείου ταυτίζεται με τα χαρτογραφημένα ρήγματα. Τα δεδομένα αυτά σε συνδυασμό με το χάρτη κάλυψης και χρήσης γης μπορούν να συνεισφέρουν σε θέματα πολιτικής προστασία όπως είναι ο μετριασμός των επιπτώσεων.

9. Βιβλιογραφία

Ελληνική Βιβλιογραφία

Δερμιτζάκης, Μ. και Λέκκας Σ., 2010. Διερευνώντας Τη Γη Εισαγωγή στη Γενική Γεωλογία. Γ. Γκέλμπεσης, Αθήνα.

Καρτάλης, Κ. και Χ. Φείδας, 2006. Αρχές και εφαρμογές της δορυφορικής τηλεπισκόπησης. Β. Γκιούδας Εκδοτική, Αθήνα.

Μερτίκας Στ. 1999. Τηλεπισκόπηση και Ψηφιακή Ανάλυση Εικόνας. Παρίκου Σ. & ΣΙΑ ΟΕ, Αθήνα.

Παυλόπουλος Κ., 2011. Γεωμορφολογία Εφαρμογές στις Γεωεπιστήμες. Ίων, Αθήνα.

Ξένη Βιβλιογραφία

Acocella, V., and Neri, M. (2005). Structural features of an active strike-slip fault on the sliding flank of Mt. Etna. *J. Struct. Geol.*, 27, pp. 343-355.

Acocella, V., Neri, M., and Sulpizio, R. (2009). Dike propagation within active central volcanic edifices: constraints from Somma-Vesuvius, Etna and analogue models. *Bulletin of Volcanology*, 71, pp. 219–223.

Aloisi, M., Bonaccorso, A., Cannavò, F., Gambino, S., Mattia, M., Puglisi, G., and Boschi, E. (2009). A new dyke intrusion style for the Mount Etna May 2008 eruption modelled through continuous tilt and GPS data. *Terra Nova*, 21, pp. 316–321.

Alparone, S., Cocina, O., Gambino, S., Mostaccio, A., Spampinato, S., Tuvè, T., Ursino, A., (2012b). Seismological features of the Pernicana–Provenzana fault system (Mt. Etna, Italy) and implications for the dynamics of northeastern flank of the volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Avallone, A., Zollo, A., Briole, P., Delacourt, C., Beauducel, F., (1999). Subsidence of Campi Flegrei (Italy) detected by SAR interferometry. *Geophysical Research Letters* 26 (15), art. no. 1999GL900497, pp. 2303-2306.

Azzaro, R. (1999). Earthquake surface faulting at Mount Etna volcano (Sicily) and implications for active tectonics. *J. Geodyn.*, 28, pp. 193-213.

Azzaro, R., Barbano, M.S., Antichi, B. and Rigano, R. (2000). Macroseismic catalogue of Mt. Etna earthquakes from 1832 to 1998. *Acta Vulcanol.*, 12, pp. 3–36.

Azzaro, R., 2004. Seismicity and active tectonics in the Etna region: constraints for a seismotectonic model. In: Bonaccorso, A., Calvari, S., Coltelli, M., Del Negro, C., Falsaperla, S. (Eds.), *Mt. Etna: Volcano Laboratory*. AGU Geophys. Monogr., vol. 143, pp. 205–220.

Barberi, G., Cocina, O., Maiolino, V., Musumeci, C., Privitera, E., 2004. Insight into Mt. Etna (Italy) kinematics during the 2002–2003 eruption as inferred by seismic stress and strain tensors. *Geophysical Research Letters* 31.

Barreca, G., A. Bonforte, and M. Neri (2012), ApilotGIS database of active faults of Mt. Etna (Sicily): A tool for integrated hazard evaluation, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 251, pp. 170–186.

Behncke, B., Neri, M., (2003). The July–August 2001 eruption of Mt. Etna (Sicily). *Bulletin of Volcanology* 65, pp. 461–476

Bonforte, A., Branca, S., Palano, M., (2007a). Geometric and kinematic variations along the active Pernicana fault: implication for the dynamics of Mount Etna NE flank (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 160, pp. 210–222.

Bonforte, A., Federico, C., Giammanco, S., Guglielmino, F., Liuzzo, M., Neri, M., (2012b). Soil gases and SAR data reveal hidden faults on the sliding flank of Mt. Etna (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Bonforte, A., S. Gambino, F. Guglielmino, F. Obrizzo, M. Palano, and G. Puglisi (2007b), Ground deformation modeling of flank dynamics prior to the 2002 eruption of Mt. Etna, *Bull. Volcanol.*, 69, 757–768.

Borgia, A., Ferrari, L. and Pasquarè, G. (1992). Importance of gravitational spreading in the tectonic and volcanic evolution of Mount Etna. *Nature*, 357, pp. 231– 235.

Born, M. and Wol, E., 1980. Principles of Optics, 6 ed: Pergamon Press.

Bousquet, J.C., and Lanzafame, G. (2004) The tectonics and geodynamics of Mt. Etna: synthesis and interpretation of geological and geophysical data. In: Mt. Etna: Volcano Laboratory, Bonaccorso, A., Calvari, S., Coltelli, M., Del Negro, C., Falsaperla, S., pp. 29-47, American Geophysical Union, Geophysical Monograph 143.

Branca, S., Coltelli, M., and Groppelli, G. (2004). Geological evolution of Etna volcano. In: Mt. Etna: Volcano Laboratory, Bonaccorso, A., Calvari, S., Coltelli, M., Del Negro, C., Falsaperla, S., pp. 49-63, American Geophysical Union, Geophysical Monograph 143.

Branca, S., Coltelli, M., De Beni, E., and Wijbrans, J. (2007). Geological evolution of Mount Etna volcano (Italy) from earliest products until the first central volcanism (between 500 and 100 ka ago) inferred from geochronological and stratigraphic data. *International Journal of Earth Sciences*.

Branca, S., and P. Del Carlo (2005) Types of eruptions of Etna volcano AD 1670–2003: Implications for short-term eruptive behaviour, *Bull. Volcanol.*, 67, 732–742.

Carnec, C. and Fabriol, H., (1999). Monitoring and modeling land subsidence at the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico, using SAR interferometry. *Geophysical Research Letters* 26 (9), pp. 1211-1214.

Carnec, C. and Delacourt, C., (2000). Three years of mining subsidence monitored by SAR interferometry, near Gardanne, France. *Journal of Applied Geophysics* 43 (1), pp. 43-54.

Chiocci, L.F., Coltelli, M., Bosman, A., Cavallaro, D., (2011). Continental margin large-scale instability controlling the flank sliding of Etna volcano. *Earth and Planetary Science* 305, pp. 57–64.

Curlander, J. C. and McDonough, R. N., (1991), *Synthetic Aperture Radar: Systems and signal processing*. John Wiley & Sons, New York, pp.647

Currenti, G., G. Solaro, R. Napoli, A. Pepe, A. Bonaccorso, C. Del Negro, and E. Sansosti (2012), Modeling of ALOS and COSMO-SkyMed satellite data at Mt Etna: Implications on relation between seismic activation of the Pernicana fault system and volcanic unrest, *Remote Sens. Environ.*, 125, 64–72.

Doglioni, C., Innocenti, F., Mariotti, and G. (2001). Why Mt. Etna? *Terra Nova*, 13, pp. 25-31.

Galloway, W.E., (1975). Process framework for describing the morphological and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. M.L. Broussard (ed.), *Deltas, Models for Exploration*. Pp.87-98, Houston Geol.Soc., Houston.

Gamma Remote Sensing. GAMMA Software Documentation, (2006).

Gamma Remote Sensing. GAMMA Software Documentation, (2007).

Guglielmino, F., C. Bignami, A. Bonforte, P. Briole, F. Obrizzo, G. Puglisi, S. Stramondo, and U. Wegmüller (2011), Analysis of satellite and in situ ground deformation data integrated by the SISTEM approach: The April 3, 2010 earthquake along the Pernicana fault (Mt. Etna - Italy) case study, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 312(3–4), 327–336.

Elachi, C., Cimino, J. B. and Settle, M., (1986). Overview of the Shuttle Imaging Radar-B Preliminary Scientific Results. *Science*, Vol. 232, pp. 1511-1516.

Ferretti, A., Novalò, F., Burgmann, R., Hilley, G. and Prati, C., (2004). InSAR Permanent Scatterer Analysis Reveals Ups and Downs in San Francisco Bay Area. *EOS*, 85(34), 1-3.

Ferretti, A., (2014). Satellite InSAR Data Reservoir Monitoring from Space, *EAGE*.

Fielding, E.J., Blom, R.G., Goldstein, R.M., (1998). Rapid subsidence over oil fields measured by SAR interferometry. *Geophysical Research Letters* 25 (17), pp. 3215-3218.

Fisher, R., Heiken, G. and Hulen, J, (1997). *Volcanoes Crucibles of Change*, Princeton University Press, Princeton.

Froger, J.L., Merle, O., and Briole, P. (2001). Active spreading and regional extension at Mount Etna imaged by SAR interferometry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 148, pp. 245–258.

Gvirtzman, Z., Nur, A. (1999). The formation of Mount Etna as the consequence of slab rollback. *Nature*, 401, pp. 782–785.

Kearey P. and Vine F. J., (1996). *Global Tectonics*, Blackwell Science, London.

- Lame, D. B., and Born, G. H., (1982). SEASAT Measurement System Evaluation: Achievements and Limitations, *J. Geophys. Res.*, 87(C5), 3175–3178.
- Lo Giudice, E., and Rasà, A. (1992). Very shallow earthquakes and brittle deformation in active volcanic areas: the Etnean region as an example. *Tectonophysics*, 202, pp. 257-268.
- Marsh, B. D. (2000). Magma Chambers. In *Encyclopedia of Volcanoes*, Sigurdsson, H., pp. 191-206, Academic Press.
- Massonnet D. and Feigl K, (1998). Radar Interferometry and its application to changes in the earth surface. *Reviews of Geophysics*, 36, 4, 441-500.
- Monaco, C., Tapponnier, P., Tortorici, L., and Gillot, P.Y. (1997). Late Quaternary slip rates on the Acireale–Piedimonte normal faults and tectonic origin of Mt. Etna (Sicily). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 147, pp. 125– 139.
- Nemoto, Y., H. Nishimo, M. Ono, H. Mizutamari, K. Nishikawa, and K. Tanaka, (1991). Japanese Earth Resources Satellite-1 Synthetic Aperture Radar. *Proc. IEEE*, 79, 800-809.
- Neri, M., Acocella, V., and Behncke, B. (2004). The role of the Pernicana Fault System in the spreading of Mt. Etna (Italy) during the 2002–2003 eruption. *Bull. Volcanol.*, 66, pp. 417-430.
- Nishidai, T., Yoshie, T., and Tsu, H., (1994). Overall results of the Earth Resources Satellite 'Fuyo-T' data evaluation. *Proceedings of the Result Reporting Meeting of JERS-I System Verification Program*. Tokyo. Japan. November 1994 (Tokyo: NASDA), pp, 31-39.
- Palano, M., Puglisi, G., and Gresta, S. (2008). Ground deformation patterns at Mt. Etna from 1993 to 2000 from joint use of InSAR and GPS techniques. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 169, pp. 99-120.
- Patanè, D., De Gori, P., Chiarabba, C., & Bonaccorso, A. (2003). Magma ascent and the pressurization of Mount Etna's volcanic system. *Science*, 299, pp. 2061-2063.

Petford, N., Cruden, A.R. , McCaffrey, K.J.W., and Vigneresse, J.L. (2000). Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, 408, pp. 669-673.

Plummer C. and McGeary D., (1996). *Physical Geology*, WCB.

Raney, R.K., A. P. Luscombe, E. J. Langham, and S. Ahmed, (1991). RADARSAT. *Proceedings of the IEEE*. 79, pp. 839-849.

Rittmann, A. (1973). Structure and evolution of Mount Etna. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.*, 274, pp. 5-16.

Rust, D., and Neri, M. (1996). The boundaries of large-scale collapse on the flanks of Mount Etna, Sicily. In: *Volcano instability on the Earth and other planets*. McGuire, W.J., Jones, A.P., Neuberg, J., pp. 193–208, *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.* 110.

Rust, D., Behncke, B., Neri, M., and Ciocanel, A. (2005). Nested zones of instability in the Mount Etna volcanic edifice, Sicily. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 144 , pp. 137–153.

Skinner, B., J., Porter, S., C., Park J. (2004). *Dynamica Earth. An Introduction to Physical Geology*. Wiley, Danvers.

Solaro, G., V. Acocella, S. Pepe, J. Ruch, M. Neri, and E. Sansosti (2010), Anatomy of an unstable volcano through InSAR observations from 1994 to 2008: multiple processes affecting flank instability at Mt. Etna, *J. Geophys. Res.*, 115.

Stevens, N.F. and Wadge, G., (2004). Towards operational repeat-pass SAR interferometry at active volcanoes. *Natural Hazards* 33: pp.47–76.

Strahler A. and Strahler A. (2006). *Introducing Physical Geography*, Wiley, Danvers.

Stramondo, S., Bozzano, F., Marra, F., Wegmuller, U., Cinti, F.R., Moro, M., Saroli, M., (2008). Subsidence induced by urbanization in the city of Rome detected by advanced InSAR technique and geotechnical investigations. *Remote Sensing of Environment*, 112, pp. 3160-3172.

Strozzi, T., Tosi, L., Teatini, P., Wegmuller, U., Carbognin, L., Werner, C., Wiesmann, A., (2001). SAR interferometry confirms the present land stability of Venice. International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS) 3, pp. 1321-1323.

Tanguy, J.C., Condomines, M. and Kieffer, G. (1997). Evolution of Mount Etna magma: constraints on the present feeding system and eruptive mechanism. J. Volcanol. Geotherm. Res., 75, pp. 221– 250.

Tibaldi, A., and G. Groppelli (2002), Volcano-tectonic activity along structures of the unstable NE flank of Mt.Etna (Italy) and their possible origin, J. Volcanol. Geotherm. Res., 115, pp. 277–302.

Torelli, L., Grasso, M., Mazzoldi, G., and Peis, D. (1998). Plio-Quaternary tectonic evolution and structure of the Catania foredeep, the northern Hyblean Plateau and the Ionian shelf (SE Sicily). Tectonophysics, 298, pp. 209-221.

Usai, S., (2003). A Least Squares Database Approach for SAR Interferometric Data. Geoscience and Remote Sensing, Vol. 41, 4.

Wegmüller, U., Werner, C., and Santoro, M., (2009). Motion and Monitoring for Etna using ALOS PALSAR Time Series. Proceeding of the ALOS PI Symposium 2009.

Wegmüller, U., Werner, C., and Strozzi, T., (1998). SAR interferometric and SAR differential interferometric processing chain. Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2, pp. 1106-1108.

Wiley, C. A., (1985). Synthetic Aperture Radars: A Paradigm for Technology Evolution. IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems, v. AES-21, n. 3, pp. 440-443.

Wright, P., Stow, R., (1999). Detecting mining subsidence from space. International Journal of Remote Sensing 20 (6), pp. 1183-1188.

Zebker, H.A., Rosen, P.A, Goldstein, R.M., Gabriel., A., Werner, C.L.,(1994). On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry. The Landers earthquake. J. Geophys. Res., 99, pp.19617-19634.